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

SÁVIO DE BRITO FONTENELE

MODELAGEM MATEMÁTICA DA DINÂMICA DE FLUXO RIACHO-AQUÍFERO NA MICROBACIA HIDROGRÁFICA DO RIACHO SÃO JOSÉ, REGIÃO DO CARIRI CEARENSE

FORTALEZA
2010

SÁVIO DE BRITO FONTENELE

MODELAGEM MATEMÁTICA DA DINÂMICA DE FLUXO RIACHO-AQUÍFERO NA MICROBACIA HIDROGRÁFICA DO RIACHO SÃO JOSÉ, REGIÃO DO CARIRI CEARENSE

Dissertação submetida à Coordenação do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para obtenção do grau 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

2010

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Biblioteca Universitária
Gerada automaticamente pelo módulo Catalog, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

F763m Fontenele, Sávio de Brito.
Modelagem matemática da Dinâmica de Fluxo Riacho-Aquífero na Microbacia Hidrográfica do riacho São José na região do Cariri Cearense / Sávio de Brito Fontenele. – 2010.
98 f. : il. color.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências Agrárias, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, Fortaleza, 2010.
Orientação: Prof. Dr. Luiz Alberto Ribeiro Mendonça.

1. Recursos hídricos. 2. Bacias hidrográficas. I. Título.

CDD 630

SÁVIO DE BRITO FONTENELE

MODELAGEM MATEMÁTICA DA DINÂMICA DE FLUXO RIACHO-AQUÍFERO NA MICROBACIA HIDROGRÁFICA DO RIACHO SÃO JOSÉ, REGIÃO DO CARIRI CEARENSE

Dissertação submetida à Coordenação do Curso de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para a obtenção do grau de Mestre em Engenharia Agrícola. Área de concentração: Manejo e Conservação de Bacias Hidrográficas no Semi-Árido.

Aprovada em 08 de FEVEREIRO de 2010.

BANCA EXAMINADORA:

Luiz Alberto Ribeiro Mendonça

Prof. Dr. Luiz Alberto Ribeiro Mendonça (Orientador)

Universidade Federal do Ceará – UFC

Prof. Dr. José Carlos de Araújo (Conselheiro)

Universidade Federal do Ceará – UFC

Maria Marlúcia Freitas Santiago

Prof^{a}. Dr^{a}. Maria Marlúcia Freitas Santiago (Conselheira)

Universidade Federal do Ceará – UFC

Esta conquista é dedicada, com o mais profundo respeito e admiração, aos meus pais, Liduina de Brito Fontenele e Manoel Gualberto Fontenele Filho e à minha parceira cósmica, Ana Júlia Cysne Fontenele, pelo companheirismo, força e amor em todos os momentos.

DEDICO

AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho tornou-se possível somente devido ao apoio de diversas pessoas e instituições, às quais manifesto meus mais sinceros agradecimentos:

Primeiramente, a DEUS, pois sem Ele nada seria possível;

Ao Professor Luiz Alberto Ribeiro Mendonça, pela esplendida orientação, dedicação, apoio e incentivo;

Ao coordenador do Programa de Pós-Graduação do DENA/UFC, Professor José Carlos de Araújo pelo apoio, incentivo e orientação;

Aos Professores da Universidade Regional do Cariri – URCA, Rodolfo José Sabiá e José Leonardo da Silveira Guimarães pelo apoio, incentivo e colaboração;

À companheira de trabalho Adriana Oliveira Araújo pelo apoio, incentivo, força e colaboração para com este trabalho;

Às bolsistas de Iniciação Científica da URCA, Mery Célia Viera e Patrícia Brito, pela dedicação aos trabalhos de campo desenvolvidos;

A todos os colegas de curso, em especial, Francisco Dirceu D. Arraes, Alexandre G. Costa, José Vidal de Figueiredo e Jorgiana Ferreira Dantas.

Aos camaradas Ednardo Fernandes de A. Almeida, Edcarlos Fernandes de A. Almeida, Heriberto Fernandes de A. Almeida, Leonardo M. Louzada, Thiago O. Cavalcanti, Ciro O. Maciel, Thálasso Bispo, Luiz Augusto Bitu e José R. da Silva Júnior, pela colaboração para com as atividades deste estudo;

Aos meus familiares: pais, avós, irmãs, cunhada, cunhados, sobrinhas, sobrinhos, sogra e sogro pelo apoio, força e incentivo;

Aos Professores e Servidores da UFC pelo convívio harmônico e a magnífica troca de experiências;

Ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola da Universidade Federal do Ceará – UFC pela oportunidade e confiança;

À UFC – Campus Cariri pela estrutura disposta ao desenvolvimento desse estudo;

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq, pelo auxílio financeiro concedido;

À COGERH – Gerência Crato, nas pessoas de José Yarley de Brito, Thiago Alves e Cleudivan Freire, pelo apoio logístico e;

À FUNCEME por servir como fonte de dados para a elaboração deste estudo.

“Temos algo a dar e a contribuir que somente nós podemos oferecer ao crescimento do todo. Se negarmos esta contribuição, restará um vazio que ninguém preencherá, frustrando o inteiro universo.”

Leonardo Boff

RESUMO

FONTENELE, Sávio de Brito, Universidade Federal do Ceará. Fevereiro de 2010. **Modelagem matemática da dinâmica de fluxo riacho-aquífero na microbacia hidrográfica do riacho São José, região do Cariri cearense.** Orientador: Luiz Alberto Ribeiro Mendonça. Conselheiros: José Carlos de Araújo, Maria Marlúcia Freitas Santiago.

Relata-se o entendimento da dinâmica de fluxo entre o riacho São José e o aquífero Rio da Batateira, localizados na região do Cariri cearense. As vazões do riacho foram monitoradas através do método do traçador químico, que obteve uma boa correlação linear com o da calha Parshall. De acordo com o método CN do SCS, não houve escoamento superficial nos dias anteriores aos de medição de vazão, indicando que o incremento nas vazões durante o período chuvoso corresponde a variações nos fluxos sub-superficial e de base do riacho. A condutividade hidráulica média do aquífero, estimada em 1,69 x 10^{-5} m s^{-1}, foi obtida por geoestatística, utilizando a técnica da krigagem. A produção específica do aquífero (5%) e a condutância do leito do riacho (16.800 m² dia^{-1}) foram obtidas na calibração do modelo de fluxo riacho-aquífero, utilizando o aplicativo *MODFLOW*. Na calibração em regime estacionário obteve-se a recarga anual de 45 mm e em regime transiente foi possível distribuir esta recarga nos meses de abril (16 mm) e maio de 2009 (29 mm). As recargas só ocorreram nos meses de precipitação superior a 200 mm. Como o *MODFLOW* simula apenas o fluxo no meio saturado, a vazão calculada do riacho corresponde apenas ao fluxo de base e o excedente observado ao escoamento sub-superficial não calculado. A simulação de quatro cenários, considerando valores extremos de precipitação anual registrados em pluviômetros da região e mudanças na área de recarga da bacia hidrográfica, mostrou a necessidade de um planejamento urbano na área, visando o disciplinamento futuro do uso e ocupação do solo com foco na preservação dos recursos hídricos superficiais e subterrâneos.

Palavras-chave: Modelagem matemática. Fluxo riacho-aquífero. Geoestatística.

ABSTRACT

FONTENELE, Sávio de Brito, Universidade Federal do Ceará. February 2010. **Mathematical modelling of the stream-aquifer flow dynamic in São José stream catchment in the Cariri region in Ceará.** Adviser: Luiz Alberto Ribeiro Mendonça. Committee members: José Carlos de Araújo, Maria Marlúcia Freitas Santiago.

It relates the understanding of the flow dynamics between the São José stream and Rio da Batateira aquifer, located in the Cariri region in Ceará. The stream discharges were monitored by the chemical tracer method, which obtained a good linear correlation with the Parshall flume. According to the SCS-CN method, there was no runoff in the days prior to flow measurement, indicating that the increase in flow during the rainy season corresponds to changes in the pattern of subsurface flow and base-flow of the stream. The average hydraulic conductivity of the aquifer, estimated at 1.69 $x10^{-5}$ m s^{-1}, was obtained from geostatistics, using the technique of kriging. The specific production of the aquifer (5%) and the conductance of the stream bed (16,800 m^2 dia^{-1}) were obtained in the stream-aquifer flow model calibration flow by using the MODFLOW application. In the steady state calibration we obtained the annual recharge of 45 mm and in the transient state it was possible to distribute this recharge into the months of April (16 mm) and May 2009 (29 mm). Recharges occurred only in the months having rainfall exceeding 200 mm. As MODFLOW only simulates the flow in saturated media, the flow rate calculated for the stream corresponds only to the base flow and the excess observed corresponds to the subsurface flow not calculated. The simulation for four scenarios, considering the extreme values of annual rainfall recorded in pluviometers of the region and changes in the recharge area of the river catchment, showed the need for urban planning in the area, aiming at the future control of soil use and occupation with a focus on preservation of groundwater and surface water resources.

Keywords: Mathematical modelling. Stream-aquifer flow. Geostatistics.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 Representação gráfica do variograma 21
FIGURA 2 Microbacia hidrográfica do riacho São José 25
FIGURA 3 Localização da microbacia hidrográfica do riacho São José 27
FIGURA 4 Delimitação da área para aplicação do modelo matemático 28
FIGURA 5 Tipos de solo da área modelada 29
FIGURA 6 Porcentagem de areia na textura do solo da área modelada 30
FIGURA 7 Porcentagem de argila na textura do solo da área modelada 30
FIGURA 8 Porcentagem de silte na textura do solo da área modelada 31
FIGURA 9 Seções transversais que originam a estratigrafia geológica da área 32
FIGURA 10 Perfis estratigráficos da área modelada 33
FIGURA 11 Sistemas aquíferos da Bacia Sedimentar do Araripe 35
FIGURA 12 Uso e ocupação do solo da área a ser modelada 36
FIGURA 13 Fluxograma de construção do modelo conceitual de simulação 48
FIGURA 14 Localização da seção de monitoramento da vazão do riacho 52
FIGURA 15 Dados de vazão do riacho obtidos pelo método do traçador químico 53
FIGURA 16 Correlação linear entre os dados de vazão adquiridos pelos métodos do traçador químico e da calha Parshall para o riacho São José 53
FIGURA 17 Localização dos poços monitorados 54
FIGURA 18 Localização das seções do riacho monitoradas 55
FIGURA 19 Delimitação da microbacia hidrográfica do riacho São José 57
FIGURA 20 Zoneamento da microbacia do riacho São José de acordo com o uso e ocupação do solo 58
FIGURA 21 Curvas de nível com espaçamento de 20 m, utilizada no cálculo da declividade média das zonas da microbacia do riacho São José 59
FIGURA 22 Áreas de influência dos cinco postos pluviométricos na microbacia do riacho São José 61
FIGURA 23 Correlação linear entre capacidade específica e transmissividade 64
FIGURA 24 Correlação linear entre capacidade específica e condutividade hidráulica 64
FIGURA 25 Distribuição espacial dos poços com valores estimados de condutividade hidráulica 65
FIGURA 26 Variograma experimental dos dados de condutividade hidráulica modelado com o modelo teórico esférico 68
FIGURA 27 Exemplo do alcance de um ponto do variograma teórico esférico ajustado ao variograma experimental 69
FIGURA 28 Interpolação de dados estimados de condutividade hidráulica por krigagem pontual utilizando o modelo esférico 70
FIGURA 29 Visualização 3D do aquífero Rio da Batateira na microbacia do riacho São José 72
FIGURA 30 Domínio do modelo 73
FIGURA 31 Correlação entre carga hidráulica e distância dos poços ao limite esquerdo da área modelada 73
FIGURA 32 Relação entre erro absoluto médio das cargas hidráulicas e resíduo da vazão do riacho para a família de curvas de condutância do leito do riacho e recarga 77

FIGURA 33 Ajuste da produção específica do aquífero e da distribuição de recarga no período chuvoso da calibração do modelo 80
FIGURA 34 Correlação linear entre recarga e precipitação 81
FIGURA 35 Vazões do riacho calculadas e observadas e precipitações diárias 82
FIGURA 36 Fluxo de base obtido na calibração do modelo e no cenário 1 de máxima precipitação 84
FIGURA 37 Fluxo de base obtido na calibração do modelo e no cenário 2 de mínima Precipitação..... 86
FIGURA 38 Zoneamento geoambiental da área de estudo 87
FIGURA 39 Fluxo de base obtido na calibração do modelo, nos cenários de máxima precipitação com e sem redução da área de recarga 88
FIGURA 40 Fluxo de base obtido na calibração do modelo e no cenário 4 de recarga 45 mm ano^{-1} e área de recarga reduzida..... 89

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 Atributos fisiográficos da microbacia do riacho São José 26
TABELA 2 Cargas hidráulicas obtidas no período de monitoramento 56
TABELA 3 Declividade média das zonas da microbacia do riacho São José 59
TABELA 4 Precipitações diárias e médias diárias obtidas pelo método de Thiessen para a microbacia do riacho São José nos dias anteriores aos dias em que foram realizadas medições de vazão 62
TABELA 5 Granulometria média dos solos da microbacia do riacho São José 63
TABELA 6 Estatística comparativa dos dados de entrada e da modelagem geoestatística por krigagem pontual 66
TABELA 7 Resultados do ajuste da produção específica do aquífero e da distribuição de recarga 79
TABELA 8 Dados de recarga definidos através de correlação com dados de precipitação 81
TABELA 9 Cargas hidráulicas calculadas para o período monitorado 83
TABELA 10 Precipitação e recarga mensal para o cenário de máxima precipitação anual (Posto Centro no município de Barbalha) 84
TABELA 11 Precipitação e recarga mensal para o cenário de mínima precipitação anual (Posto Centro no município de Juazeiro do Norte) 85

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

CAGECE – Companhia de Água e Esgoto do Estado do Ceará
COGERH – Companhia de Gestão dos Recursos Hídricos do Estado do Ceará
CNPq – Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico
CN – Curve Number
DNPM – Departamento Nacional de Produção Mineral
FUNCEME – Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos
GPS – Global Positioning System
MNT – Modelo Numérico de Terreno
SABESP – Companhia de Saneamento Básico do Estado de São Paulo
SBRH – Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos
SCS – Soil Conservation Service
SRTM – Shuttle Radar Topography Mission
USBR – United States Bureau of Reclamation
USDA – United States Department Agriculture
USGS – United States Geologycal Survey

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO 15
2 REFERENCIAL TEÓRICO 17
2.1 Modelagem de fluxo subterrâneo 17
2.2 Estimativa de parâmetros hidrogeológicos por correlação linear 19
2.3 Geoestatística 20
2.4 Modelo hidrológico de chuva-vazão CN do SCS-USDA 22
3 MATERIAL E MÉTODOS 25
3.1 Caracterização da área de estudo 25
3.1.1 Características fisiográficas da microbacia do riacho São José 25
3.1.2 Localização geográfica 26
3.1.3 Condições climáticas 28
3.1.4 Solos 28
3.1.5 Geologia 31
3.1.6 Recursos hídricos superficiais e subterrâneos 34
3.1.7 Uso e ocupação do solo 35
3.2 Monitoramento de vazão do riacho e cargas hidráulicas 36
3.3 Determinação do escoamento superficial a partir do método CN 38
3.3.1 Delimitação da microbacia hidrográfica e definição da rede de drenagem 38
3.3.2 Determinação do tempo de concentração da microbacia hidrográfica 38
3.3.3 Determinação da precipitação média 40
3.3.4 Determinação do escoamento superficial 41
3.4 Estimativa da condutividade hidráulica do aquífero na área 42
3.4.1 Estimativa por correlação linear entre transmissividade hidráulica e capacidade específica 42
3.4.2 Estimativa por correlação linear entre capacidade específica e condutividade hidráulica 43
3.4.3 Estimativa por geoestatística 43
3.5 Modelagem de fluxo riacho-aquífero 45
3.5.1 Análise matemática do fluxo subterrâneo 45
3.5.2 Definição do modelo matemático 46
3.5.3 Hipóteses e simplificações 47
3.5.4 Construção do modelo conceitual 48
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO 52
4.1 Vazões e cargas hidráulicas 52
4.2 Escoamento superficial a partir do método CN 56
4.2.1 Microbacia hidrográfica e rede de drenagem 56
4.2.2 Tempo de concentração da microbacia hidrográfica 57
4.2.3 Precipitação média na microbacia 61
4.2.4 Escoamento superficial 62
4.3 Condutividade hidráulica do aquífero 63
4.4 Modelagem de fluxo riacho-aquífero 71
4.4.1 Geologia da área modelada 71
4.4.2 Condições de contorno 72
4.4.3 Propriedades hidrogeológicas 75
4.4.4 Malha de diferenças finitas 75
4.4.5 Calibração do modelo 76
4.4.6 Simulação de cenários 83

5 CONCLUSÃO 90
REFERÊNCIAS 92
APÊNDICE 98

1 INTRODUÇÃO

O uso dos recursos hídricos subterrâneos foi intensificado nas últimas décadas devido às suas vantagens em relação aos armazenamentos superficiais. Desde 1975, 12 milhões de poços perfurados em todo o mundo tornaram esses recursos responsáveis pelo abastecimento de mais de 50% da população e pela irrigação de 270 milhões de hectares de terra no planeta (SABESP, 2009; UNESCO, 1998). Dessa forma, as águas subterrâneas são essenciais, sobretudo onde fontes superficiais são escassas e a sua explotação apresenta viabilidade econômica.

A Bacia Sedimentar do Araripe, uma das principais bacias sedimentares do Nordeste do Brasil, situada nos limites dos Estados do Ceará, Pernambuco e Piauí, constitui-se no divisor de águas das bacias hidrográficas dos rios Jaguaribe (CE) ao norte, São Francisco (PE) ao sul e Parnaíba (PI) a oeste. Sua porção cearense detém a mais importante reserva de água subterrânea do Estado, distinguindo-se na paisagem semi-árida local devido ao seu relevo, com desníveis que chegam a 400 m entre o planalto da Chapada do Araripe e a depressão do Vale do Cariri. Destaca-se também pelas fontes de águas cristalinas que nascem na encosta da Chapada e pela riqueza das águas subterrâneas no Vale do Cariri.

O uso das reservas subterrâneas no Vale do Cariri é um exemplo isolado da utilização destes recursos em grande escala no Estado do Ceará. Nesta região se atende a uma demanda superior a 30 milhões de m^3 ano^{-1}. Este volume corresponde aproximadamente a 90% do volume hídrico utilizado na região para o abastecimento público e privado, assim como para as atividades agrícolas, industriais e de lazer (DNPM, 1996).

Indícios da superexplotação desses aquíferos, promovidos pelo aumento da demanda de recursos hídricos devido ao exacerbado crescimento sócio-econômico regional, indicam uma possível limitação da reserva reguladora ou explotável.

Esta superexplotação foi verificada por Mendonça (1996), através da simulação do fluxo subterrâneo da região, onde está instalada a bateria de poços que abastece a cidade de Juazeiro do Norte. Este estudo mostrou que em períodos de baixa precipitação, os cones de depressão tomam grandes proporções nas proximidades da bateria de poços. No entanto, observou-se uma rápida recuperação do aquífero em anos chuvosos. Apesar disso, nessa área já secaram as lagoas Seca e dos Macacos e o riacho dos Macacos, os quais eram perenes.

Estudos realizados com isótopos ambientais (^{18}O e ^{14}C) indicaram a existência de poços profundos que explotam águas de mistura com grande percentual de paleoáguas (águas

com idade superior a 10.000 anos), chegando, em alguns casos, a valores superiores a 50%. Os resultados são preocupantes, haja vista que estas águas antigas são representativas da reserva permanente dos aquíferos e, portanto, só deveriam ser captadas estrategicamente em períodos de extrema escassez (SANTIAGO *et al.*, 1997; MACHADO, 2005).

Apesar da relevante importância hidrogeológica regional, responsável por diversos estudos realizados na área, pouco se conhece sobre os parâmetros hidrodinâmicos dos sistemas aquíferos que compõem a Bacia Sedimentar do Araripe. Isso se deve à intensa diversificação litoestratigráfica e ao tectonismo ocorrido na região, que produziram uma composição alternada de aquíferos, aquitardos e aquicludes com características espaciais variáveis, tornando os sistemas aquíferos muito complexos.

Dessa forma, análises da distribuição e do comportamento dos sistemas aquíferos, associadas à determinação dos parâmetros hidrodinâmicos, das reservas e da qualidade da água são necessárias para se estabelecer critérios técnicos e definir normas de utilização dos recursos hídricos subterrâneos, visando garantir sua sustentabilidade. Para isso, diversas ferramentas são desenvolvidas para fornecer informações locais sobre a resposta do sistema de água subterrânea a entradas e/ou saídas.

Neste contexto, a avaliação da dinâmica de fluxo riacho-aquífero por meio de modelos matemáticos de simulação possibilita a compreensão da sazonalidade do fluxo de base, além de quantificar a reserva reguladora e definir estratégias para evitar a superexplotação.

Diante disso, este estudo tem o objetivo de avaliar a dinâmica de fluxo riacho-aquífero na microbacia hidrográfica do riacho São José, região do Vale do Cariri cearense, através de modelagem matemática, com o intuito de subsidiar a compreensão do comportamento hidrodinâmico local.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

2.1 Modelagem de fluxo subterrâneo

As águas subterrâneas, dispostas nos sistemas aquíferos, são recursos armazenados que foram acumulados ao longo do tempo. Estas águas, em circunstâncias naturais, não se encontram diretamente expostas às influências climáticas e são governadas por um mecanismo de recarga e descarga em condições de quase equilíbrio, com movimento muito lento, implicando em tempo de trânsito muito longo (FREEZE; CHERRY, 1979).

As águas subterrâneas e as águas superficiais não são necessariamente recursos independentes, já que em muitos casos existem ligações entre elas. Dependendo da condutância do leito do rio e da diferença de carga potenciométrica entre o rio e o aquífero, a água pode fluir de um para o outro. Assim, nos aquíferos aluviais, a recarga tem origem fluvial nos períodos chuvosos (cursos d'água influentes), enquanto que o fluxo de base dos rios, nos períodos secos é assegurado pelas águas subterrâneas (cursos d'água efluentes). Portanto, controlando-se os níveis d'água nas zonas de contato entre aquífero e corpos d'água superficiais, tem-se o controle da recarga ou descarga no aquífero (CABRAL; DEMETRIO, 2000; PISINARAS *et al*., 2007).

Conforme Fetter (1994), os reservatórios superficiais interagem com as águas subterrâneas a partir de três formas básicas, quais sejam: recebendo as descargas subterrâneas através de todo o seu leito; perdendo água para a recarga subterrânea através de todo o seu leito; e, o mais comum, recebendo água das descargas subterrâneas em parte de seu leito e perdendo água para a recarga subterrânea em outras partes.

A interação entre os regimes subterrâneos e superficiais pode ser influenciada por um número de fatores como as propriedades hidráulicas subsuperficiais, o fluxo superficial e subterrâneo, a topografia, o uso do solo, o aumento das explotações, a redução da recarga etc (CEY *et al.*, 1999).

Então, a investigação dessa interação é importante para avaliar os efeitos das mudanças de uso da terra sobre os recursos hídricos, especialmente durante condições de fluxo mínimo quando apenas o fluxo de base da drenagem do aquífero é a única fonte que alimenta os cursos d'água (CHO; BARONE; MOSTAGHIMI, 2009).

De acordo com Foster *et al*. (2002), as principais atividades humanas que afetam os recursos hídricos subterrâneos estão relacionadas ao desenvolvimento agrícola e ao desenvolvimento urbano e industrial. Estas atividades estão diretamente relacionadas ao crescimento populacional e, por conseguinte, afetam o uso e ocupação dos solos e as suas relações com as águas superficiais e subterrâneas.

A agricultura tem sido a causa de constantes modificações na paisagem natural. O cultivo de lavouras modifica as características de infiltração e de escoamento dos terrenos, afetando a recarga das águas subterrâneas, o transporte de sedimentos e de água para os corpos d'água superficiais e a evapotranspiração. Todos estes processos também afetam, direta ou indiretamente, a interação entre as águas subterrâneas e superficiais, em termos de quantidade e qualidade (CEARÁ, 2005; BEST *et al.,* 2003; CHENG; LIN; LU, 2002). Além disso, o aumento da impermeabilidade superficial associada a áreas urbanas faz decrescer a carga hidráulica dos aquíferos afetando esta interação (BARONE, 2000).

A interação entre águas superficiais e subterrâneas é um processo complexo e simulá-lo é uma tarefa desafiadora. Assim, modelos matemáticos são considerados como ferramentas efetivas desenvolvidas para simular as conexões entre fluxo superficial e subterrâneo (PUCCI JÚNIOR; POPE, 1995). Os modelos matemáticos são descrições conceituais ou aproximações que descrevem sistemas físicos utilizando equações matemáticas. Sua aplicabilidade depende de quanto as equações matemáticas se aproximam do sistema físico modelado (SOPHOCLEOUS, 2002).

Diversos softwares de modelagem matemática aplicados à determinação do fluxo de água subterrânea têm sido desenvolvidos através de diferentes métodos e são utilizados frequentemente em sistemas aquíferos com o objetivo de prever e/ou interpretar as condições dos recursos hídricos subterrâneos. Eles definem a dinâmica do aquífero, indicando as direções de fluxo, os divisores de água, a superfície piezométrica, assim como permitem fazer o balanço hídrico do sistema, calculando valores temporais de recarga, entradas ou saídas através de seus contornos e drenos (CABRAL; DEMETRIO, 2000; WANG *et al.*, 2008).

Para Anderson e Woessner (1992), estes aplicativos consistem em um corpo de códigos que resolvem um conjunto de equações algébricas geradas a partir de aproximações de equações diferenciais parciais que formulam o modelo. As técnicas de elementos finitos e diferenças finitas são operadas pelos modelos matemáticos, de forma que as equações possam ser resolvidas rapidamente pelo computador.

Segundo Mendonça (1996), a consistência de um modelo que simula o comportamento hidrodinâmico de um aquífero é determinada pelas características do banco

de dados disponível. Assim, quando se possui dados suficientes, há a possibilidade de se prever o nível estático e a vazão de drenagem do aquífero com certa confiabilidade, além de proporcionar avaliações do comportamento do aquífero ao longo de horizontes de tempo. Com um banco de dados bem gerido pode-se avaliar a reação dos aquíferos a qualquer tipo de perturbação.

2.2 Estimativa de parâmetros hidrogeológicos por correlação linear

Para determinar parâmetros hidrodinâmicos de um sistema aquífero, o teste de bombeamento realizado em poços tubulares, é o método mais utilizado na atualidade. No entanto, estes testes demandam tempo e dinheiro. Diante disso, torna-se comum à falta de dados necessários a estudos hidrogeológicos mais detalhados. No intuito de minimizar esta problemática, numerosas pesquisas têm sido realizadas para facilitar a estimativa de parâmetros hidrodinâmicos de um sistema aquífero por meio de métodos mais rápidos e práticos (SRIVASTAV; LUBCZYNSKI; BIYANI, 2007; VERBOVSEK, 2008).

Dentre outras aplicações destaca-se a obtenção da transmissividade a partir da equação resultante da correlação linear entre este parâmetro e a capacidade específica, que é facilmente determinada em campo. Esta metodologia foi aplicada por vários autores em diversos tipos de aquíferos, com bons coeficientes de correlação: para aquíferos dolomíticos, Verbovsek (2008) obteve coeficiente de correlação de 0,80; para aquíferos vulcânicos, Hamm *et al*. (2005) obtiveram 0,94; para aquíferos fissurais, Fabbri (1997) obteve 0,97; e para aquíferos aluviais, Razack e Huntley (1991) obtiveram 0,63. Estes dados demonstram a aplicabilidade dessa correlação amplamente utilizada no intuito de facilitar estudos hidrodinâmicos de um sistema aquífero.

A correlação entre capacidade específica e transmissividade é baseada na equação de Dupuit–Thiem com restrição para poços totalmente penetrantes com fluxo estacionário e radial em aquífero confinado, homogêneo e isotrópico de dimensões infinitas (FREEZE; CHERRY, 1979). Esta equação é aplicável a regimes de fluxo laminar ideal e não levam em conta as perdas turbulentas dentro do poço, o que poderia determinar velocidades de fluxo mais elevadas (VERBOVSEK, 2008).

De acordo com Fontenele e Mendonça (2009), a capacidade específica (Qs) é um parâmetro simples de ser obtido, dividindo-se a vazão (Q) de bombeamento de um poço

tubular pelo seu correspondente rebaixamento estabilizado (s) tornando-se mais abundantes em banco de dados, oferecendo a possibilidade de estimar outros parâmetros hidrogeológicos.

A maioria dos estudos realizados ressalta a boa correlação linear empírica entre transmissividade hidráulica e capacidade específica, fazendo com que essa correlação empírica seja aplicada frequentemente (PATRIARCHE; CASTRO; GOOVAERTS, 2005).

Da mesma forma, segundo Rotzoll e El-Kadi (2008), pode-se obter a correlação linear entre a condutividade hidráulica e a capacidade específica. No entanto, essa correlação é menos usual por que sua aplicabilidade depende da restrição que a espessura saturada do aquífero estudado seja constante.

De acordo com a equação de Jacob, a transmissividade (T) é função da condutividade hidráulica (K) e da espessura saturada do aquífero (b) (T = Kb). Assim, a capacidade específica, que possui boa correlação linear com a transmissividade, pode também ser utilizada para estimar valores de condutividade hidráulica de modo a ampliar o banco de informações sobre esse parâmetro em uma área de estudo com deficiência de dados hidrogeológicos de campo. Esta metodologia foi aplicada por Rotzoll e El-Kadi (2008), em aquíferos vulcânicos do Estado americano do Havaí, de onde obtiveram coeficiente de correlação linear de 0,81, demonstrando a aplicabilidade do método na estimativa da condutividade hidráulica a partir da capacidade específica.

2.3 Geoestatística

Com a finalidade de apresentar uma distribuição espacial confiável de um parâmetro em uma determinada área, a geoestatística estima grandezas no espaço, supondo que os valores da variável, considerada como regionalizada, sejam espacialmente correlacionados. A variabilidade dessas grandezas é estudada através de um modelo probabilístico associado à posição relativa das observações no espaço e a possível correlação dessas observações em função da distância de separação entre elas. Essas características são responsáveis por uma grande aceitação e, conseqüente, aplicação desse método para estimar variáveis em locais não amostrados (SILVA JÚNIOR, 2006).

O método básico de estimativa utilizado em geoestatística é o da krigagem, o qual tem capacidade de produzir melhores estimativas em termos de interpolação, porque está embasado em duas premissas: não-tendenciosidade do estimador e variância mínima das

estimativas. Essa metodologia também se destaca pela forma de atribuição de pesos aos valores amostrais. A determinação desses pesos leva em conta a distância entre um ponto e seus vizinhos e as distâncias entre esses últimos, gerando uma distância estatística que expressa essa distribuição e a variância. Dessa forma, os vizinhos agrupados têm importância individual relativamente menor do que aqueles isolados (SANSONOWSKI, 2003).

De acordo com Mello *et al*. (2003), a técnica aplicada para essa análise é a variografia, tendo como ferramenta básica o variograma, que é a descrição matemática do relacionamento entre a variância de pares de pontos observados (γ) e a distância que separa estes pontos (d).

Os componentes do variograma (Figura 1) são definidos como: alcance (a), distância em que as amostras apresentam-se correlacionadas espacialmente; efeito pepita (C_0), ponto inicial onde a curva toca o eixo γ, quando o passo da distância for igual a zero, d = 0 (este parâmetro pode ser atribuído a erros de medição ou ao fato de que os dados não foram coletados a intervalos suficientemente pequenos); patamar (C), valor de γ máximo da curva, onde não existe mais nenhuma correlação entre as variáveis, sendo assim a variância máxima do conjunto de dados (SILVA JÚNIOR, 2006).

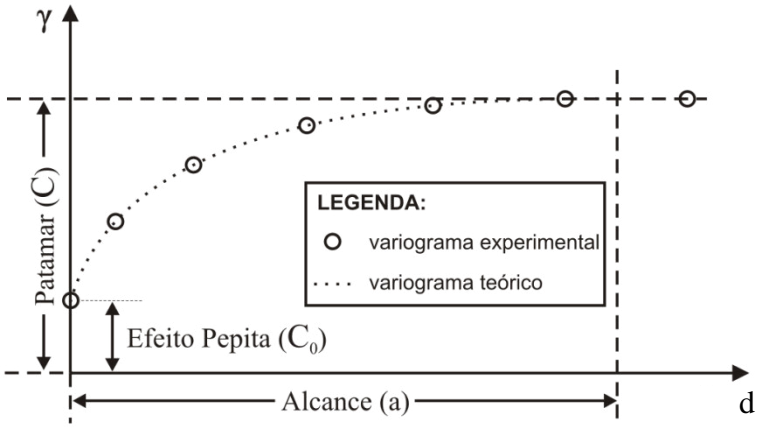


Figura 1 – Representação gráfica do variograma.
Fonte: Adaptado de Isaaks e Srivastava (1989).

Conforme Guimarães (2000), a partir do variograma obtido dos pontos amostrais, ajusta-se variogramas teóricos, que expressam modelos definidos por funções matemáticas. Esse ajuste tem o objetivo de se obter um modelo que mais se aproxime do variograma experimental.

Os pontos do variograma representam a média aritmética do quadrado das diferenças dos pares de pontos separados por um vetor distância, em um dado módulo e

direção. O variograma experimental pode ser analisado através de seus componentes e do modelo teórico designado para modelar os dados experimentais (ANDRIOTTI, 2004).

O algoritmo da krigagem pontual considera um raio de busca pré-estabelecido, e quando uma determinada amostra com valor muito alto se localiza em uma vizinhança de valores baixos, o ponto é estimado a partir da média dos valores que estão ao seu redor, ocorrendo uma suavização nesse local (ISAAKS; SRIVASTAVA, 1989).

Segundo Silva Júnior (2006), a aplicação prática da krigagem pontual é voltada para a representação gráfica de dados geológicos, seja por mapas de isovalores, bem como por meio de superfícies tridimensionais, obtidas pela projeção perspectiva da malha regular.

2.4 Modelo hidrológico chuva-vazão CN do SCS-USDA

O escoamento superficial é uma fase do ciclo hidrológico onde a água se desloca na superfície do solo no sentido das depressões topográficas de uma bacia, em direção aos cursos d'água. Esse escoamento é originado quando a precipitação excede a capacidade de infiltração do solo, sofrendo interferência de variáveis como: cobertura vegetal, precipitação, declividade, tipo de solo, capacidade de infiltração e práticas de manejo (GENOVEZ, 2001).

A quantificação do escoamento superficial é complexa devido às variáveis que devem ser consideradas e, principalmente, devido à dificuldade de se conseguir separar os escoamentos superficial, sub-superficial e de base (WILKEN, 1978; TUCCI, 2009).

Inúmeras metodologias foram formuladas para determinar o escoamento superficial. Contudo, algumas se tornaram mais populares entre os usuários. É o caso do método da Curva-Número (CN) do Serviço de Conservação do Solo do Departamento de Agricultura dos Estados Unidos (SCS/USDA), órgão que atualmente chama-se Serviço de Conservação dos Recursos Naturais (NRCS/USDA) (SHI *et al.*, 2009).

A popularidade desse método deve-se à simplicidade (dependendo apenas de três variáveis: precipitação, umidade antecedente do solo e complexo hidrológico solo-cobertura) e a flexibilidade em prever comportamentos ocasionados por escassez de dados fluviométricos e alterações de uso do solo e práticas agrícolas (MELLO *et al.*, 2003).

Tucci (2009) afirma que este modelo hidrológico de chuva-vazão, desenvolvido inicialmente para uso em áreas agrícolas, atualmente tem sido objeto de estudo, desenvolvimento e aplicação também em áreas urbanas.

Para se estimar o escoamento superficial de uma bacia hidrográfica pelo método do CN é necessário ter conhecimento da topografia, pluviometria, cobertura vegetal e do uso e ocupação do solo.

Para a aplicação do método CN, deve-se conhecer o grupo hidrológico ao qual pertence o solo da bacia. Para definir essa classificação, o SCS reuniu os solos dos Estados Unidos em quatro grandes grupos que variam desde areias com grande capacidade de infiltração a solos argilosos com capacidade de infiltração extremamente baixa. De acordo com o método, os solos de um mesmo grupo possuem características semelhantes (espessura, textura, conteúdo de matéria orgânica e estrutura) e respondem comumente a uma chuva de grande duração e intensidade considerável. A cada grupo é atribuído uma letra (A, B, C ou D, em ordem crescente de escoamento superficial e decrescente de taxa de infiltração).

O CN é o número da curva do escoamento superficial usado na equação do SCS para estimar o escoamento superficial produzido em um determinado evento. Esse parâmetro tabelado pelo SCS é determinado de acordo com o grupo hidrológico, o uso e ocupação e a umidade antecedente do solo.

Após a definição do CN, calcula-se a parcela da precipitação que resulta em escoamento direto, conhecida como precipitação efetiva e, posteriormente, estima-se a distribuição e o volume do escoamento de uma determinada bacia hidrográfica.

Dada a inexistência de dados para determinar o parâmetro CN, geralmente realizam-se estimativas com base em informações obtidas de mapas, fotografias aéreas e imagens de satélite. Contudo, mesmo com uma análise criteriosa desse banco de dados, o parâmetro obtido pode não ser o adequado. Isso ocorre por conta da complexidade e não-uniformidade dos processos que ocorrem em uma bacia hidrográfica. Além disso, os parâmetros dispostos em manuais e tabelas foram desenvolvidos em países que possuem clima e solos com características diferentes dos brasileiros (MELLO *et al.*, 2003; SARTORI, 2004; SARTORI; LOMBARDI NETO; GENOVEZ, 2005).

O uso do método CN em bacias hidrográficas no Brasil é comum, porém sua precisão pode ser questionável. Tais falhas devem-se basicamente ao fato de existirem no país, solos que não se enquadram nas definições dos grupos hidrológicos inicialmente definidos pelo SCS para os Estados Unidos. No entanto são muito úteis por possibilitar estimar o escoamento superficial principalmente em pequenas bacias submetidas a ações antrópicas, mesmo com a escassez de dados fluviométricos (MELLO *et al.*, 2003; SARTORI, 2004; AQUINO *et al.*, 2008).

Como o método CN do SCS foi formulado a partir de dados diários de chuva, ele é adequado para estimar a distribuição e o volume do escoamento superficial direto para o mesmo período de tempo ou para um dado evento de precipitação pluvial (STACKELBERG *et al*., 2007).

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Caracterização da área de estudo

3.1.1 Características fisiográficas da microbacia do riacho São José

Os valores dos atributos fisiográficos da microbacia do riacho São José (Figura 2), determinados por meio dos dados digitais altimétricos da SRTM, estão dispostos na Tabela 1.

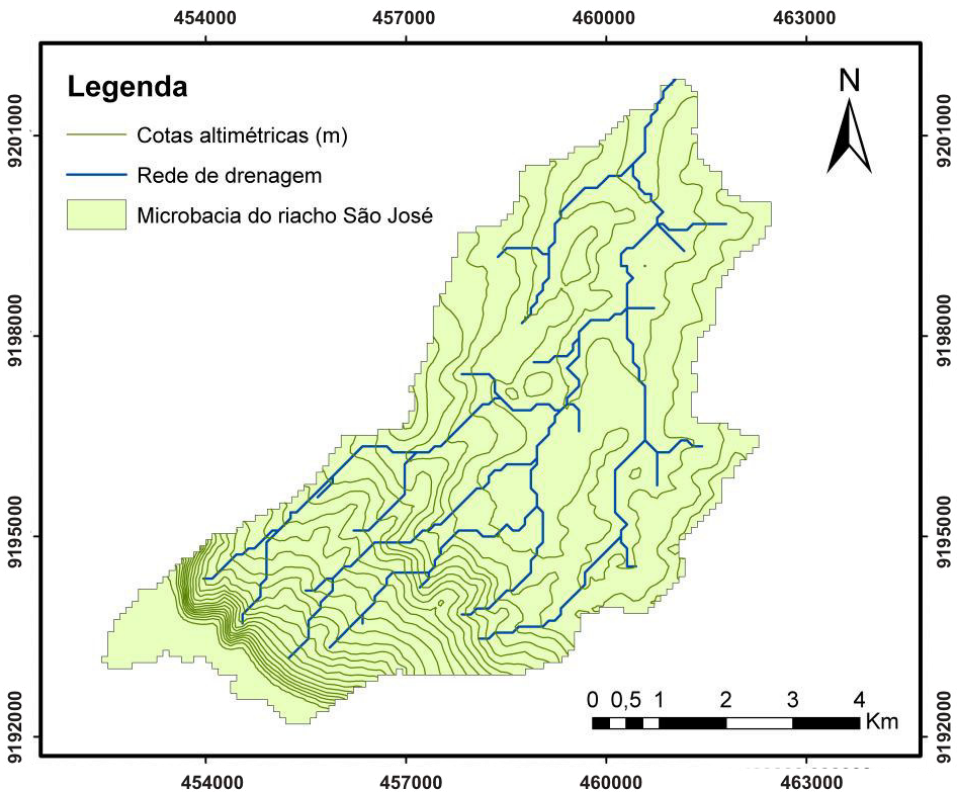


Figura 2 – Microbacia hidrográfica do riacho São José.

Tabela 1 – Atributos fisiográficos da microbacia do riacho São José

Atributo fisiográfico	Valor	Unidade
Área da microbacia	43,21	km²
Comprimento da rede de drenagem	49,21	km
Número de cursos d'água	20	und
Confluências	19	und
Maior cota altimétrica	957,00	m
Menor cota altimétrica	385,00	m
Declividade da microbacia	10,40	m km^{-1}
Densidade de drenagem	1,14	km km^{-2}
Fator de forma	0,39	-
Coeficiente de compacidade	1,85	-
Rio principal	12,76	km
Perímetro da microbacia	43,42	km

De acordo com a Tabela 1, a microbacia hidrográfica do riacho São José possui uma diferença entre as cotas máximas e mínimas de 572 m e uma declividade média de, aproximadamente, 10 m km^{-1}.

A densidade de drenagem de 1,14 km km^{-2} indica boa eficiência da rede de drenagem.

Quanto ao fator de forma e o coeficiente de compacidade, observa-se que a microbacia do riacho São José é pouco susceptível a enchentes, devido a sua forma alongada, caracterizada por extensos cursos d'água, tendo o rio principal 12,76 km de comprimento e a microbacia um perímetro de 43,42 km.

3.1.2 Localização geográfica

Localizada no alto sertão nordestino, a Bacia Sedimentar do Araripe possui uma área de aproximadamente 11.000 km² e uma espessura que atinge 1.200 m de sedimentos com importantes reservas de águas em suas formações aquíferas (CEARÁ, 2005). Inserida nesta bacia sedimentar e situada no grabén Crato-Juazeiro, a microbacia hidrográfica do riacho São José compreende a área de interesse deste estudo.

Constituinte da sub-bacia hidrográfica do rio Salgado, a microbacia em estudo possui maior parte de sua área nos municípios de Crato e Juazeiro do Norte e uma pequena parcela no município de Barbalha (Figura 3).

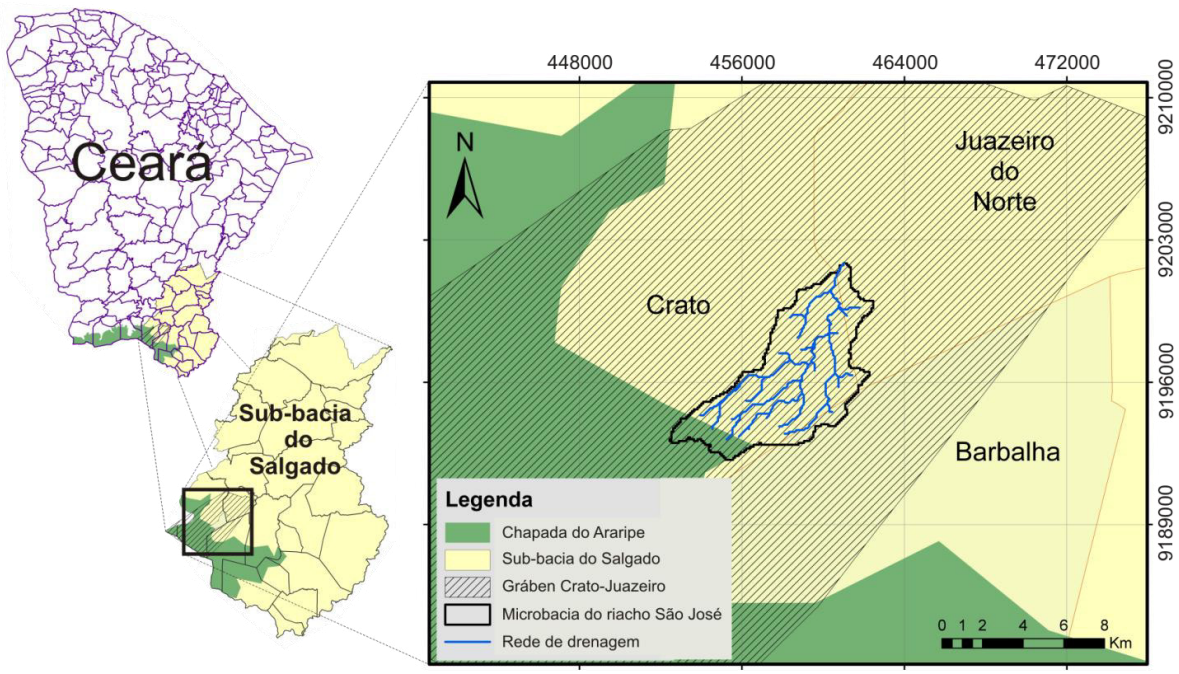


Figura 3 – Localização da microbacia hidrográfica do riacho São José.

Vale ressaltar que o gráben Crato-Juazeiro, que possui uma área de aproximadamente 886 km^2, detém as maiores espessuras estimadas das camadas sedimentares e a maior explotação de água subterrânea no Vale do Cariri (PONTE; PONTE FILHO, 1996).

A modelagem matemática será aplicada em parte da microbacia hidrográfica do riacho São José, um dos últimos riachos perenes da região do Vale do Cariri, responsável por parte da drenagem do aquífero Rio da Batateira (Figura 4). Este fato torna evidente a conexão entre o aquífero e a superfície.

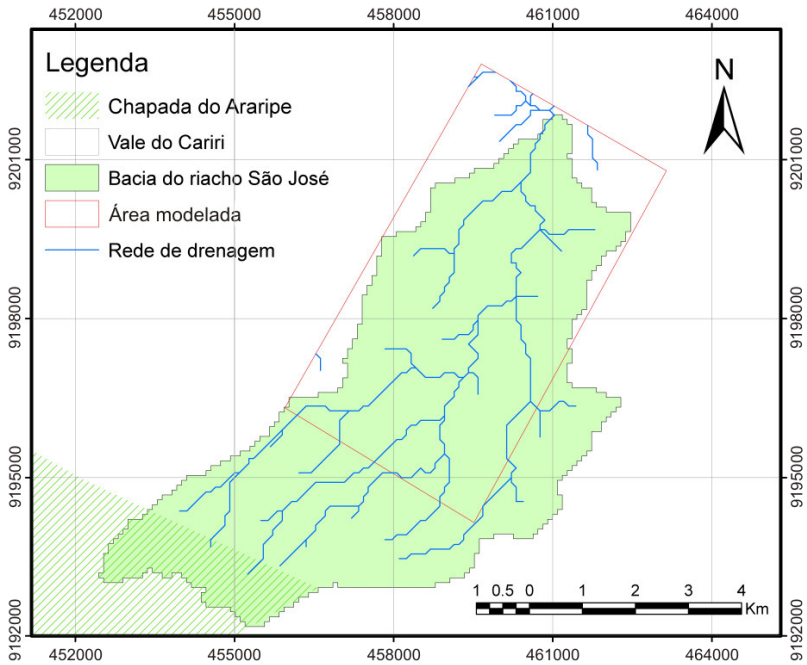


Figura 4 – Delimitação da área para aplicação do modelo matemático.

3.1.3 Condições climáticas

A precipitação média anual oscila entre 800 e 1200 mm ano^{-1}, com regime bastante irregular. Nos meses de janeiro a maio ocorre a principal estação chuvosa, responsável por aproximadamente 70% das chuvas anuais. O trimestre menos chuvoso é referente aos meses de agosto a outubro (FUNCEME, 2006).

As temperaturas médias anuais variam entre 23º e 27°C, enquanto a umidade relativa do ar fica em torno de 80% na quadra chuvosa e 50% no período seco. A insolação total anual é calculada em 2.848 h e a evapotranspiração potencial em 1.387 mm ano^{-1} (FUNCEME, 2006; DNPM, 1996).

3.1.4 Solos

Apesar da tipologia diversificada e expressiva variação espacial dos solos na região do Cariri, a área modelada apresenta apenas dois tipos de solo: os Latossolos Vermelho-Amarelo e os Neossolos Flúvicos (FUNCEME, 2006) (Figura 5).

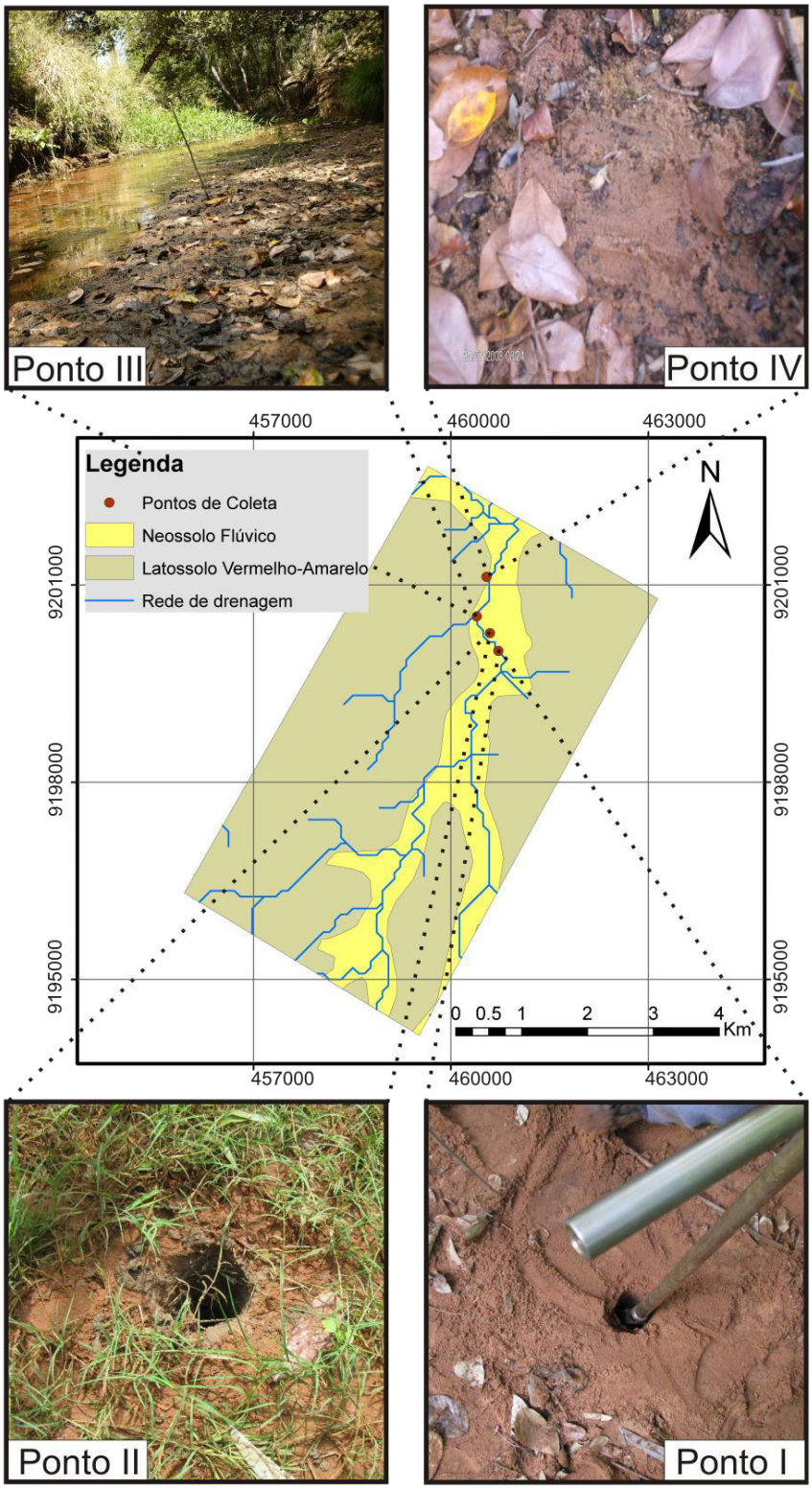


Figura 5 – Tipos de solo da área modelada.
Fonte: Adaptado de FUNCEME (2006).

Os Latossolos Vermelho-Amarelo são comumente profundos ou muito profundos, porosos e bem drenados. Sua textura é comumente média e raramente argilosa. As estruturas são fracas, granular pequena ou maciça.

Os Neossolos Flúvicos alternam de pouco a muito profundos e geralmente possuem variados aspectos de coloração. Este tipo de solo é derivado de sedimentos aluviais não consolidados de caráter eutrófico, portanto, de alta fertilidade natural. Sua textura varia de arenosa à argilosa e a estrutura varia desde macia até extremamente dura quando seco.

Análises granulométricas de pontos localizados à margem do riacho São José (Figura 5), apresentam a predominância de areia (variando entre 70 a 95%) até a profundidade de 1,40 m, caracterizando esses solos como arenosos e profundos (Figuras 6, 7 e 8).

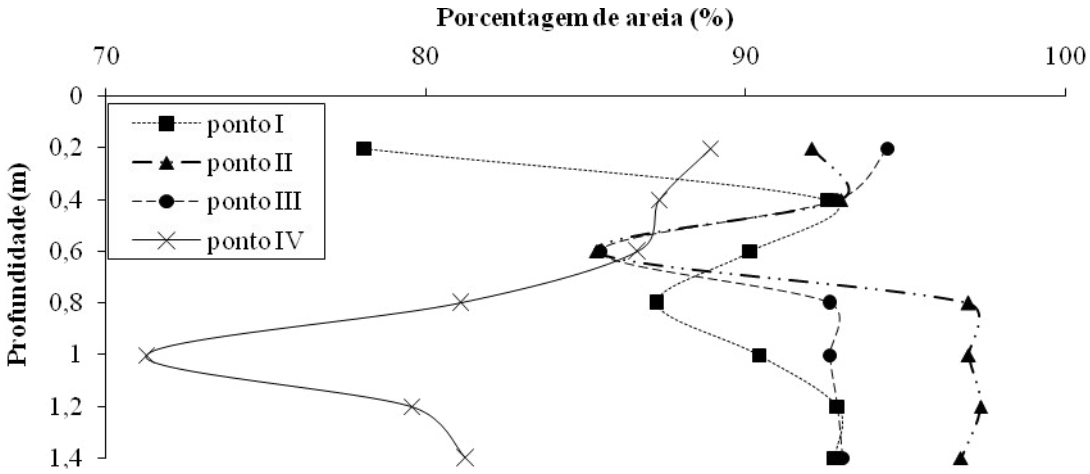


Figura 6 – Porcentagem de areia na textura do solo da área modelada.

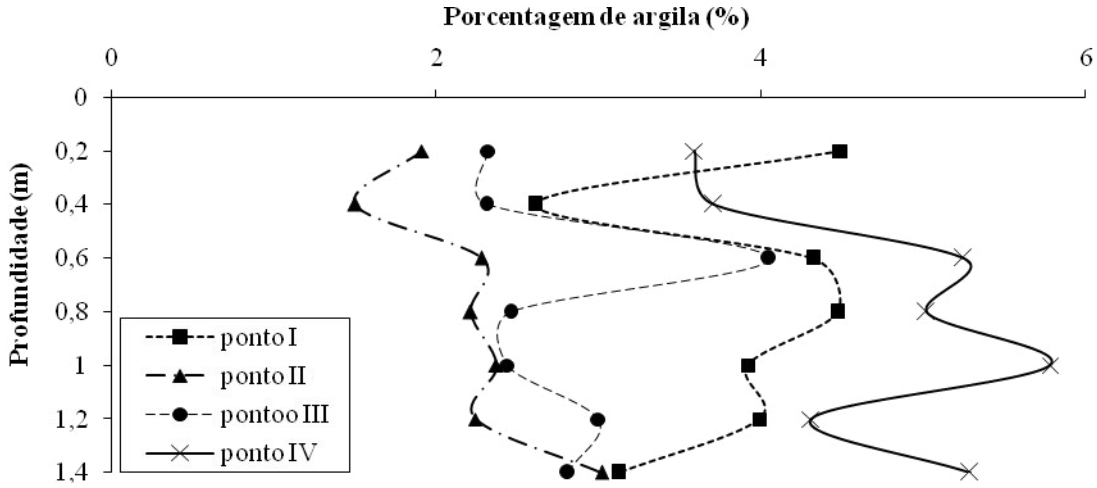


Figura 7 – Porcentagem de argila na textura do solo da área modelada.

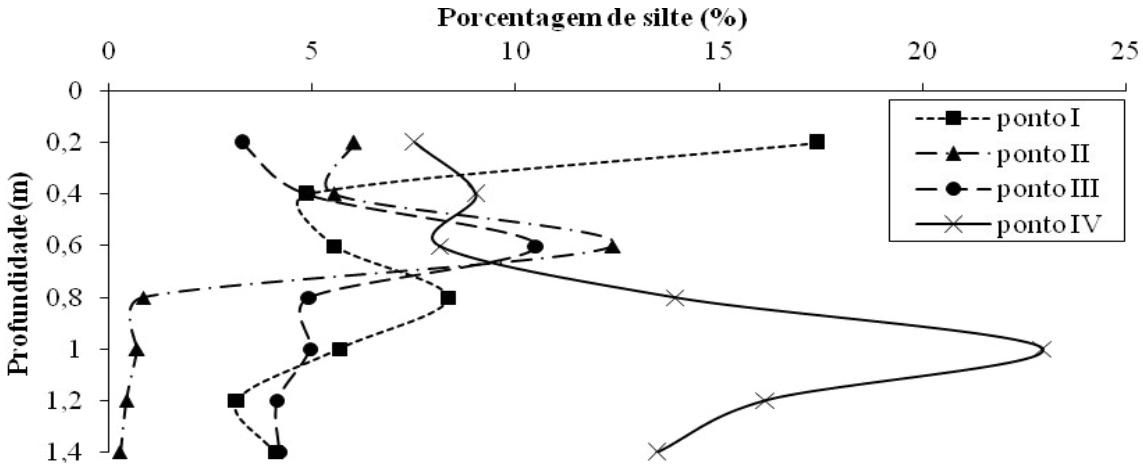


Figura 8 – Porcentagem de silte na textura do solo da área modelada.

A granulometria dos solos da microbacia, obtida para conhecer o perfil vertical do leito do riacho São José, indica uma pequena variação nos percentuais de areia, silte e argila até a profundidade de 1,40 m.

O ponto IV, mais próximo ao exutório da microbacia e localizado numa região de menor declividade, apresenta menor porcentagem de areia e maior de argila e silte.

Já o ponto II de menores percentagens de argila e silte, em quase todo o perfil do solo, está localizado numa região de maior declividade e ausência de mata ciliar.

3.1.5 Geologia

Os aspectos geológicos da Bacia Sedimentar do Araripe adotados neste estudo têm como base três seções transversais realizados na área do gráben Crato-Juazeiro por CEARÁ (2005) utilizando-se geofísica. A proximidade destas seções à área de interesse definiu a estratigrafia em sub-superfície da porção da microbacia a ser modelada (Figura 9).

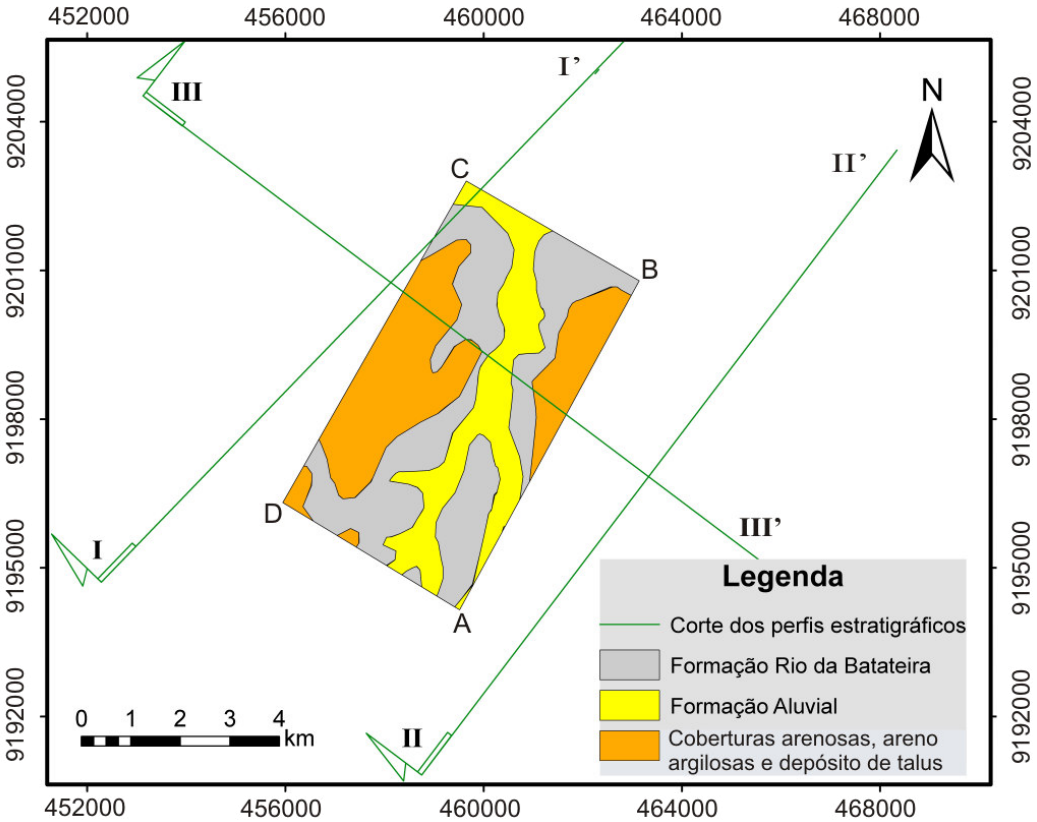


Figura 9 – Seções transversais que originam a estratigrafia geológica da área.
Fonte: Adaptado de CEARÁ (2005).

A partir das seções transversais definidas na Figura 9, foram projetados os perfis estratigráficos da área modelada (Figura 10). Esta caracterização considerou as seções transversais I-I' e II-II' paralelas aos limites DC e AB da área de estudo, respectivamente. A seção III-III' foi considerada paralela aos limites AD e BC. Os perfis apresentados na Figura 10 correspondem apenas à estratigrafia da área modelada.

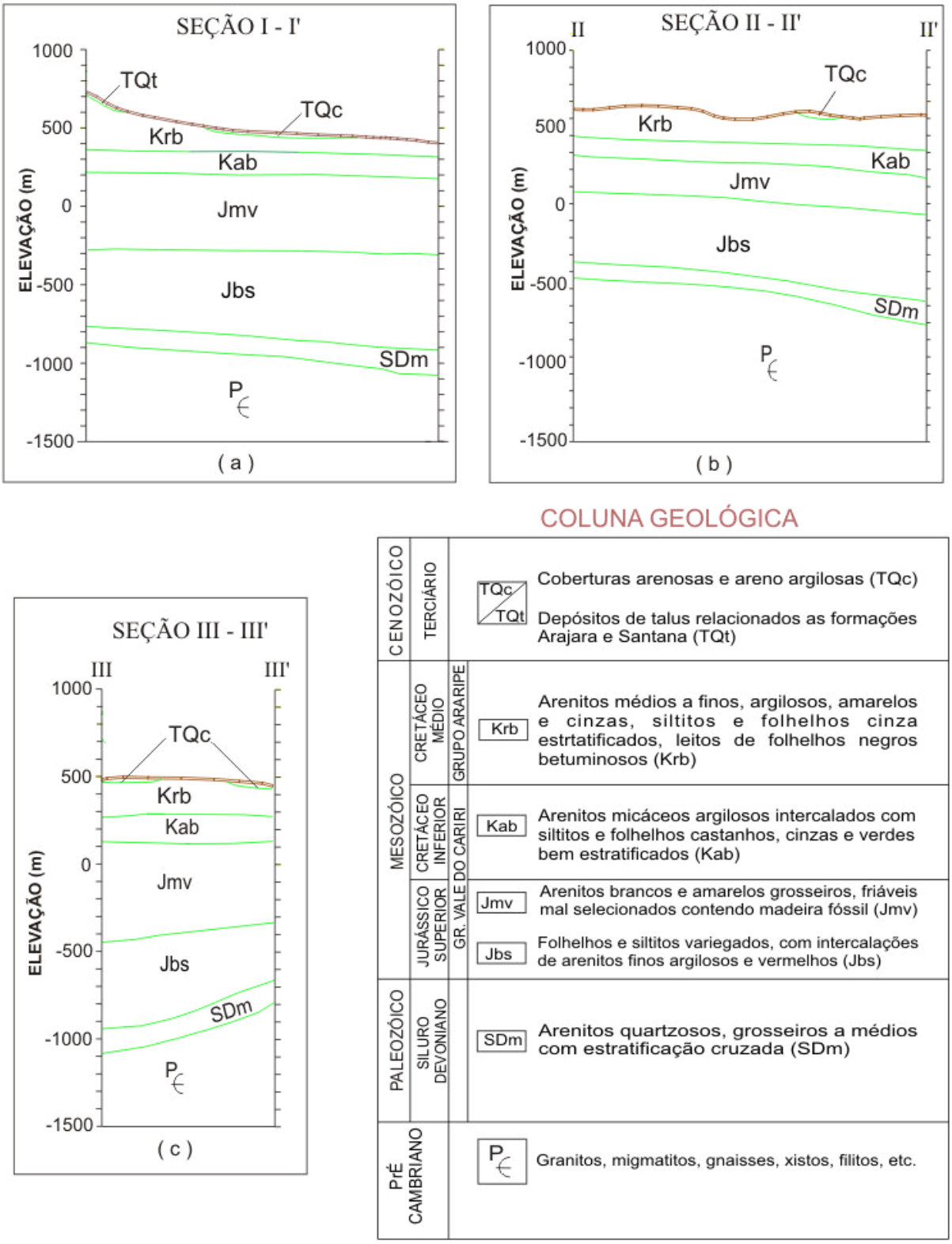


Figura 10 – Perfis estratigráficos da área modelada.
Fonte: Adaptado de CEARÁ (2005).

O resultado foi uma aproximação simplificada do perfil geológico da porção da microbacia do riacho São José a ser modelada. Neste perfil foram definidas as formações

geológicas do sistema aquífero médio (composto pelas Formações Rio da Batateira (Krb), Abaiara (Kab) e Missão Velha (Jmv)) e do sistema aquífero inferior (composto pelas Formações Brejo Santo (Jbs) e Mauriti (SDm)), além do Embasamento Cristalino ($P_{\in}$).

Na área de estudo, aflora predominantemente a Formação Rio da Batateira com espessura média de 200 m. Esta formação é caracterizada por arenitos fluviais médios a grosseiros, variando em profundidade para arenitos médios a finos e siltitos argilosos. Em sua base, a Formação Rio da Batateira, é cimentada por camadas de folhelhos negros, orgânicos e fossilíferos (CEARÁ, 2005).

Em superfície também estão presentes as coberturas Tércio-quaternárias arenosas, areno-argilosas e areno siltica-argilosas (Tqc), os depósitos de talus (TQt) e as aluviões quaternárias que representam os depósitos cenozóicos como mostra a Figura 10. As coberturas tércio-quaternárias estão relacionadas às Formações Missão Velha e Rio da Batateira. Os depósitos de talus incluem sedimentos oriundos das Formações Arajara e Santana e devido ao seu posicionamento no sopé das vertentes da chapada, mascaram o contato da Formação Santana com a Formação Rio da Batateira. Já as aluviões drenam a microbacia (DNPM, 1996).

3.1.6 Recursos hídricos superficiais e subterrâneos

Os recursos hídricos superficiais da Bacia Sedimentar do Araripe são caracterizados pela inexistência de rede de drenagem no topo da Chapada do Araripe em face da alta porosidade do solo na área. A elevada concentração de fontes (perenes e sazonais) e de nascentes fluviais no sopé dessa chapada contribui para uma formação bastante ramificada das redes de drenagem. O conjunto dessas redes dá origem ao rio Salgado, responsável pela drenagem de toda a região do Vale do Cariri (FUNCEME, 2006).

Parte do volume de água que escoa na sub-bacia do rio Salgado, no Vale do Cariri, nos meses que se sucedem à paralisação das chuvas é decorrente da restituição de águas subterrâneas, que se infiltraram durante o período chuvoso.

As águas subterrâneas da Bacia Sedimentar do Araripe estão distribuídas em três sistemas aquíferos: o superior (localizado na Chapada do Araripe, drenado por centenas de fontes que surgem na encosta), o médio (que aflora no Vale do Cariri e é explotado para diversos usos) e o inferior (que aflora nas bordas dessa bacia sedimentar) (Figura 11).

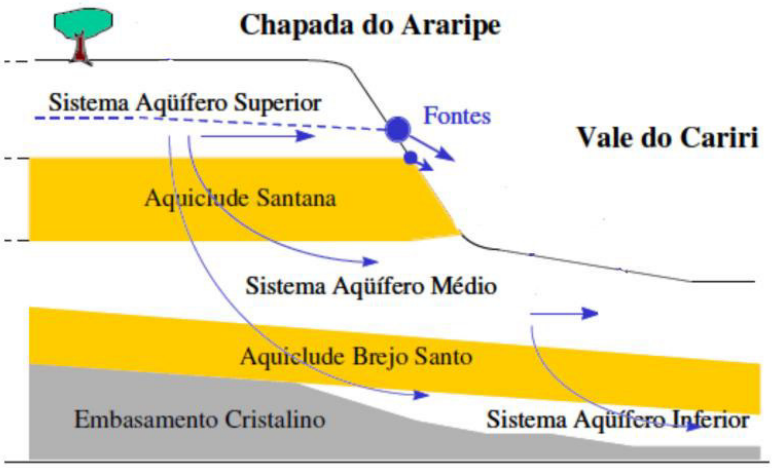


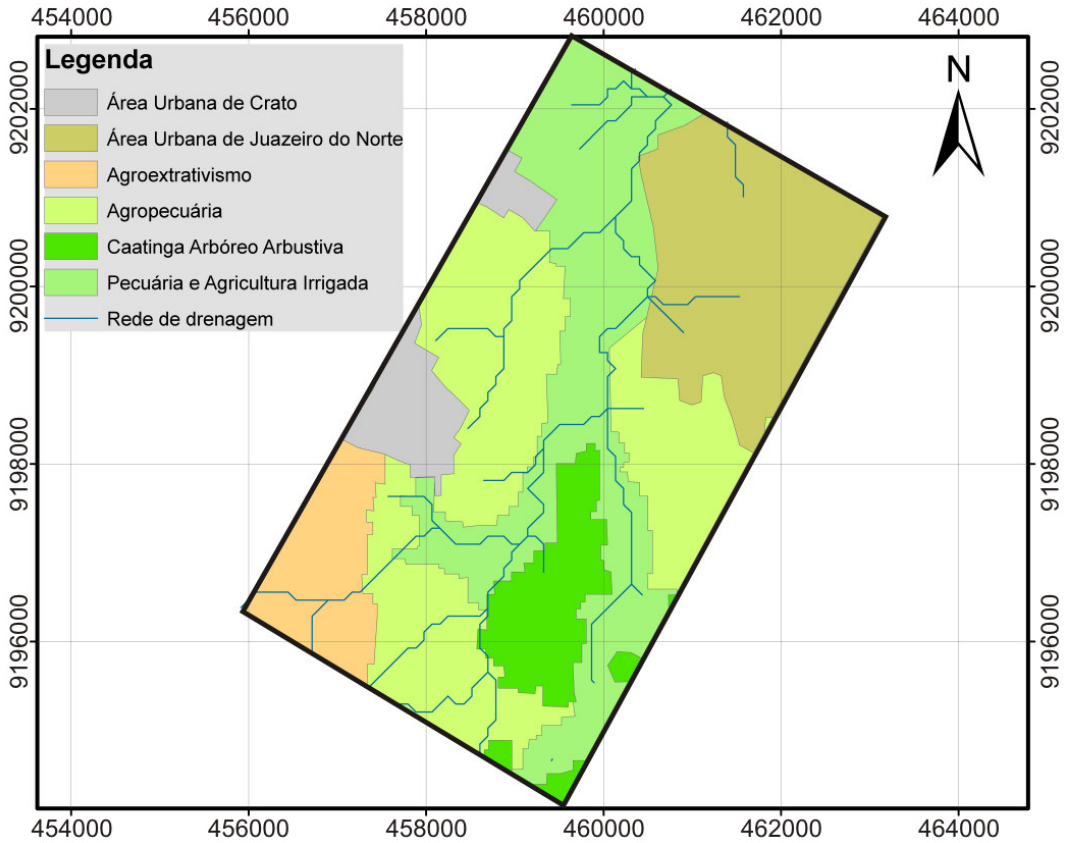
Figura 11 – Sistemas aquíferos da Bacia Sedimentar do Araripe.
Fonte: Adaptado de Mendonça (2001).

Os recursos hídricos subterrâneos do Vale do Cariri estão dispostos principalmente nas Formações aquíferas Rio da Batateira e Missão Velha. Estas formações constituem o sistema aquífero médio que possui importância hidrogeológica fundamental na região, devido à propriedade de armazenar grandes volumes e por concentrar a maior explotação de águas subterrâneas (DNPM, 1996).

Considerando as disponibilidades hídricas da área do gráben Crato-Juazeiro, constata-se que as águas subterrâneas, captadas artificialmente ou oriundas de exutórios naturais, têm ampla utilização e são destinadas, principalmente, ao abastecimento público e à irrigação de pequenas lavouras. Em contraposição, devido a fatores climatológicos e geológicos, as águas superficiais assumem um papel de importância secundária, haja vista a sua ocorrência restrita a pequenos açudes e a sua intermitência nos córregos e rios que cortam a região (CEARÁ, 2005).

3.1.7 Uso e ocupação do solo

Atividades ligadas à agropecuária são preponderantes na região do Vale do Cariri. A pecuária representada principalmente pela bovinocultura e culturas como feijão, milho, mandioca e cana-de-açúcar são produzidas em larga escala na porção cearense da Bacia Sedimentar do Araripe e, consequentemente, na área em estudo (Figura 12) (DNPM, 1996; MACHADO, 2005; FUNCEME, 2006).



Fonte: Adaptado de FUNCEME (2006).
Figura 12 – Uso e ocupação do solo da área a ser modelada.

A zona aluvionar é a principal área de produção agropecuária da região, fato que causa preocupação com a qualidade das águas superficiais e subterrâneas e à conservação dos cursos d'água.

A Figura 12 mostra uma mancha de vegetação nativa classificada como caatinga arbórea arbustiva, que representa a última porção de vegetação nativa remanescente na área, devido aos intensos processos de transformação da paisagem vegetal. A caatinga arbórea possui um estrato superior com árvores que chegam a alcançar entre 8 a 12 metros de altura com arbustos distribuindo-se de forma dispersa e irregular (FUNCEME, 2006).

3.2 Monitoramento de vazão do riacho e cargas hidráulicas

Para o monitoramento da vazão do riacho foi utilizado o método do traçador químico tendo o NaCl como traçador. Este método consiste na injeção pontual no riacho de uma solução salina com concentração previamente determinada, gerando uma variação no

tempo da condutividade elétrica devido ao transporte da pluma salina. Esta variação é registrada por um condutivímetro localizado à jusante do ponto de injeção e os dados obtidos são plotados em um gráfico condutividade elétrica *versus* tempo.

A concentração da solução injetada foi determinada a partir de testes realizados para analisar a faixa de sensibilidade do traçador (NaCl), obtida pelo condutivímetro durante a aplicação do método.

A equação para o cálculo da vazão (Q) através do método do traçador químico (Equação 1) é fundamentada no princípio da conservação da massa e tem como principal variável a condutividade elétrica da água do riacho.

$$Q = \frac{\alpha G_i}{\int_{t_1}^{t_2} \left[\alpha G'(t)dt\right]} \quad \text{.....} \quad (1)$$

Q – vazão (L s^{-1});

α – fator de conversão de concentração para condutividade elétrica;

αGi – condutividade elétrica da solução injetada (μS cm^{-1});

Vi – volume da solução injetada (L);

t^1 e t^2 – tempos inicial e final do intervalo de observação da variação da condutividade elétrica (s);

αG'(t) – condutividade elétrica no riacho em função do tempo (μS cm^{-1}).

A equação αG'(t) foi obtida ajustando o conjunto de dados plotados no gráfico condutividade elétrica *versus* tempo.

Para uma maior confiabilidade das vazões obtidas pelo método, foram realizadas quatro repetições para cada medida. Além disso, algumas vazões obtidas por este método foram correlacionadas com as obtidas pelo método da calha parshall.

O monitoramento das cargas hidráulicas do aquífero foi realizado utilizando um medidor de nível.

Com os valores de nível estático obtidos pelo medidor de nível, os dados de altitude obtidos por GPS geodésico e a altura da boca de cada poço determinou-se a carga hidráulica do aquífero nos poços monitorados.

3.3 Determinação do escoamento superficial a partir do método CN

Para se estimar o escoamento superficial na microbacia do riacho São José a partir do método CN foi preciso determinar alguns parâmetros inerentes a microbacia estudada, os quais foram estabelecidos de acordo com os métodos descritos a seguir.

3.3.1 Delimitação da microbacia hidrográfica e definição da rede de drenagem

A microbacia do riacho São José foi delimitada e a rede de drenagem definida a partir dos dados topográficos disponibilizados pela SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) com resolução espacial de 92 x 92 m e utilizando a ferramenta *Archydro* do aplicativo *Arcmap*.

Primeiramente, os dados da SRTM (2008) receberam um tratamento que consiste no preenchimento de pequenas depressões que possam ser originadas erroneamente no processo de montagem da MNT (Modelo Numérico do Terreno) e da grade digital de elevação. Estas depressões ocorrem em áreas contornadas por elevações com valores de cotas superiores e são consideradas impedimentos ao escoamento superficial. Sua correção é executada quando são preenchidas considerando as altitudes dos pixels vizinhos.

Em seguida, foram realizados os processos que possibilitaram a delimitação da microbacia como direção de fluxo e fluxo acumulado, sendo o último obtido somando-se a área das células na direção do escoamento. A definição da rede de drenagem foi feita a partir da direção do fluxo acumulado.

A geração das sub-bacias que compõem a microbacia deu-se a partir dos trechos determinados automaticamente e a união dessas sub-bacias definiu a microbacia de interesse.

3.3.2 Determinação do tempo de concentração da microbacia hidrográfica

O tempo de concentração (t_c) é o tempo de percurso da água precipitada desde o ponto cinematicamente mais afastado da microbacia hidrográfica até o seu exutório. O

método cinemático do SCS-USDA (Equação 2), do ponto de vista conceitual, é o mais coerente para estimar este parâmetro, pois considera características específicas do escoamento na microbacia estudada (TUCCI, 2009).

$$t_c = \sum_{i=1}^{n} \frac{L_{t_i}}{v_{t_i}} + \sum_{i=1}^{m} \frac{L_{e_i}}{v_{e_i}} \quad \text{.....} \quad (2)$$

n – número de sub-áreas zoneadas que contém encostas;
L_t – comprimento do talvegue (m);
v_t – velocidade média no trecho do talvegue (m s^{-1});
m – número de sub-áreas zoneadas de acordo com o uso e ocupação do solo na microbacia;
L_e – comprimento da encosta (m);
v_e – velocidade média na encosta (m s^{-1}).

Este método considera o tempo de concentração como o somatório dos tempos de trânsito nas zonas que compõem a bacia, definidas de acordo com o uso e ocupação do solo. Cada zona com determinada declividade possui um valor para a velocidade média do escoamento no talvegue estimado pelas tabelas do SCS.

O cálculo da declividade média (S) das zonas da microbacia foi executado através do método das curvas de nível (Equação 3).

$$S = \frac{\Delta H \, x \sum L_c}{A} \quad \text{.....} \quad (3)$$

ΔH – diferença de cotas altimétricas entre curvas de nível vizinhas (km);
L_c – comprimentos das curvas de nível em uma dada sub-área zoneada (km);
A – área da zona da microbacia hidrográfica (km²).

A velocidade média (v) na encosta, presente no segundo termo da equação 2, foi determinada por (Equação 4):

$$v = k\, S^{0,5} \quad \text{.....} \quad (4)$$

v – velocidade média (m s^{-1});
r – coeficiente estimado em função do uso do solo e do regime de escoamento;
S – declividade média da área (%).

O coeficiente r é obtido através de valores tabelados pelo SCS, relacionados ao uso e ocupação do solo e ao regime de escoamento da microbacia em estudo. Estes valores são apresentados em Tucci; Porto e Barros (1995).

Para uma melhor análise do tempo de concentração (t_c) da microbacia em estudo, utilizou-se o método de Kirpich (Equação 5) para um comparativo entre os resultados encontrados. Essa equação empírica foi desenvolvida com base em dados de sete pequenas bacias rurais do Tenessee – EUA.

$$t_c = 3{,}989\, L^{0{,}77}\, S_0^{-0{,}385} \quad (5)$$

t_c – tempo de concentração (min);
L – comprimento do talvegue da microbacia (km);
S_0 – declividade do talvegue (m km^{-1}).

A obtenção do tempo de concentração da microbacia do riacho São José possibilitou a estimativa da quantidade de dados diários de pluviometria que foram considerados para a separação dos escoamentos superficial e de base.

3.3.3 Determinação da precipitação média

A precipitação média na microbacia foi calculada pelo método de Thiessen. Esse método consiste em dividir a microbacia em um número de áreas igual ao número de pluviômetros que influenciam a mesma. Essas áreas são determinadas levando em conta a menor distância para um pluviômetro, ou seja, os pontos mais distantes dessa área estão mais próximos daquele medidor do que de qualquer outro (ver, por exemplo, TUCCI, 2009).

Foram utilizados dados de precipitação coletados diariamente em cinco pluviômetros instalados próximos a microbacia e monitorados pela Fundação de Meteorologia do Estado do Ceará (FUNCEME, 2009) no período de agosto de 2008 a agosto de 2009.

3.3.4 Determinação do escoamento superficial

O escoamento superficial foi estimado pelo método CN do SCS-USDA. Esse modelo considera a precipitação efetiva como a parcela do total precipitado que gera o escoamento superficial. Para estimá-la é necessário retirar os volumes evaporados, infiltrados e retidos nas depressões. Assim, esse modelo é formulado de acordo com a Equação 6 (TUCCI, 2009).

$$\frac{z}{I} = \frac{Pe}{P} \quad \text{.....(6)}$$

z – volume infiltrado no solo [L³];
I - capacidade máxima de infiltração [L³];
P_e – precipitação efetiva [L];
P – precipitação total [L].

Admitindo-se que o volume infiltrado no solo (b) seja igual à precipitação total (P) menos a precipitação efetiva (P_e), ou seja, z = P – P_e, obtém-se (Equação 7).

$$Pe = \frac{P^2}{P + I} \quad \text{.....(7)}$$

Introduzindo as abstrações naturais iniciais na equação 7, obtém-se (Equação 8).

$$Pe = \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + I} \quad \text{.....(8)}$$

I_a – Abstrações iniciais [L].

Após diversas experimentações aplicando a equação acima, foi verificado que, em média, as abstrações iniciais representavam 20% da capacidade máxima de infiltração do solo, ou seja, $I_a = 0{,}2I$. Então, da equação 8 obtém-se a Equação 9.

$$Pe = \frac{(P - 0{,}2I)^2}{P + 0{,}8I} \quad \text{.....} \quad (9)$$

Esta equação foi concebida por Victor Mockus e colaboradores por volta de 1947 (TUCCI, 2009), a partir de dados de bacias experimentais com vários tipos e usos de solo. A expressão só é válida para $P > 0{,}2I$. Quando $P < 0{,}2I$ considera-se $P_e = 0$.

Para determinar a capacidade máxima de infiltração do solo (I), os autores utilizaram o fator CN que é função do uso do solo (Equação 10).

$$I = \frac{25400}{CN} - 254 \quad \text{.....} \quad (10)$$

I – capacidade máxima de infiltração do solo (mm);
CN – Número da curva relacionado às condições de uso do solo, conforme o SCS (adimensional).

Para a determinação do CN, foram estabelecidos os seguintes procedimentos: (i) classificação do solo existente na microbacia em um dos quatro grandes grupos hidrológicos determinados pelo SCS; (ii) determinação do valor de CN para cada zona definida pelo uso do solo; (iii) determinação do CN da microbacia através da média ponderada pela área.

3.4 Estimativa da condutividade hidráulica do aquífero na área

3.4.1 Estimativa por correlação linear entre transmissividade hidráulica e capacidade específica

A correlação linear empírica entre transmissividade hidráulica e capacidade específica foi executada com o objetivo de estimar valores de transmissividade para o aquífero Rio da Batateira no gráben Crato-Juazeiro, de modo a enriquecer o banco de dados hidrogeológico local.

O coeficiente de determinação da análise de regressão (R^2) é o parâmetro estatístico a ser analisado de modo a definir a possibilidade de aplicação desta correlação.

3.4.2 Estimativa por correlação linear entre capacidade específica e condutividade hidráulica

Como T = K b, onde 'K' é a condutividade hidráulica e 'b'' a espessura saturada, também há possibilidade de correlacionar capacidade específica com condutividade hidráulica, considerando a espessura saturada constante ou de pouca variação espacial. Nesse caso, é possível obter valores aceitáveis para o coeficiente de determinação nesta análise de regressão e, consequentemente, expandir o banco de dados de condutividade hidráulica.

3.4.3 Estimativa por geoestatística

De posse dos dados de condutividade hidráulica obtidos por testes de bombeamento e estimados através da equação determinada pela correlação linear capacidade específica *versus* condutividade hidráulica, em diversos pontos da área de estudo, realizou-se uma estimativa da variabilidade espacial dos dados deste parâmetro através de uma análise geoestatística. Esta análise consiste em extrair, da aparente desordem do banco de dados, gráficos que caracterizem a estrutura espacial da variável regionalizada estudada (FONTENELE; MENDONÇA, 2009).

A técnica aplicada foi a variografia, sendo representada por um gráfico chamado de variograma. Os pontos do variograma representam a média aritmética do quadrado das diferenças de todos os pares de pontos que estão separados por um vetor distância em um dado módulo e direção. A variância experimental é dada pela Equação 11.

$$\gamma(d) = \frac{\sum\left[z(x_i) - z(x_i + d)\right]^2}{2N(d)} \quad \text{.....} \quad (11)$$

γ – variância experimental, obtida pelos valores amostrados $Z(x_i)$ e $Z(x_i+d)$;

$Z(x_i)$ – valor amostral da variável estudada no ponto x_i;

$Z(x_i+d)$ – valor amostral da variável estudada no ponto (x_i+d);

d – distância entre os pontos amostrais e;

N(d) – número de pares possíveis, dentro da malha de amostragem, com distância h.

O variograma experimental foi analisado através de seus componentes (alcance, efeito pepita e patamar) e dos variogramas teóricos ajustados. Esse ajuste foi realizado por sucessivas modelagens a fim de se obter um modelo que mais se aproxime do variograma experimental. Foram testados os modelos exponencial, esférico e gaussiano.

Para definir o melhor modelo teórico aplicável aos dados de condutividade hidráulica foi realizada a validação cruzada. Esse método consiste em suprimir um dado do conjunto de dados amostrais e estimá-lo utilizando as amostras remanescentes. Esta estimativa foi obtida através da krigagem caracterizada com cada um dos diferentes variogramas teóricos aplicados. Assim, foram obtidos dois valores para o mesmo ponto, o fornecido e o estimado.

De posse desses dados para cada variograma teórico, determinaram-se os seguintes critérios de seleção do variograma a ser aplicado na interpolação por krigagem pontual: o coeficiente de determinação (R^2) da análise de regressão linear, o erro quadrático médio (Equação 12) e a análise estatística descritiva, que considerou os seguintes parâmetros: média, valor mínimo, valor máximo e variância.

$$EQM = \frac{(z_{i\,obs.} - z_{i\,calc.})^2}{n} \quad \text{.....} \quad (12)$$

EQM – Erro Quadrático Médio;

$z_{i\,obs.}$ – valores observados do parâmetro;

$z_{i\,calc.}$ – valores calculados do parâmetro por validação cruzada e;

n – número de valores da série de dados.

Posteriormente, realizou-se a interpolação por krigagem pontual (Equação 13), considerando o modelo teórico que obteve os melhores resultados na análise do coeficiente de determinação, do erro quadrado médio e da estatística descritiva. Essa interpolação foi obtida pelo aplicativo *SURFER* 8.0, que gerou um mapa de isolinhas para condutividade hidráulica do aquífero Rio da Batateira em parte da área do gráben Crato-Juazeiro.

$$Z^*(x) = \sum \lambda_i Z(x_i) \quad (13)$$

$Z^*(x)$ – valor estimado através do método de krigagem a um determinado passo de distância;
λ_i – peso de cada valor medido e;
$Z(x_i)$ – valor medido em um passo de distância.

De posse dos valores estimados de condutividade hidráulica pela ferramenta geoestatística da krigagem pontual na área de estudo, executou-se uma média ponderada considerando as áreas atribuídas a cada valor do intervalo das estimativas inseridas dentro dessa área. O valor obtido pela média ponderada foi utilizado na modelagem matemática.

3.5 Modelagem de fluxo riacho-aquífero

3.5.1 Análise matemática do fluxo subterrâneo

Os modelos de fluxo subterrâneo que simulam o escoamento de água subterrânea são regidos pelos princípios físicos da conservação de energia e da conservação de massa. O princípio da conservação de energia determina que o potencial hidráulico seja proporcional à carga hidráulica. Já o princípio da conservação da massa é definido pela equação da continuidade. Essa equação estabelece que num dado intervalo de tempo a massa total de fluido que entra no volume de controle deve ser igual à variação da massa total de água neste volume no mesmo intervalo de tempo.

A aplicação desses princípios junto à lei de Darcy, lei empírica publicada pelo engenheiro hidráulico Henry Darcy, em 1856, na França, leva à dedução de equações

diferenciais parciais para aquíferos confinados (Equação 14) e livres (Equação 15). Estas equações regem o movimento tridimensional do fluxo subterrâneo de densidade constante, não estacionário, em um meio heterogêneo e anisotrópico (FREEZE; CHERRY, 1979).

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(k_x \frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(k_y \frac{\partial h}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(k_z \frac{\partial h}{\partial z}\right)-W=S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad \text{.....(14)}$$

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(k_x h \frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(k_y h \frac{\partial h}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(k_z h \frac{\partial h}{\partial z}\right)-W^*=S_y \frac{\partial h}{\partial t} \quad \text{.....(15)}$$

K_x, K_y e K_z – condutividade hidráulica ao longo dos eixos coordenados x, y e z ($L\ T^{-1}$);
h – carga hidráulica (L);
W – volume de água que entra ou sai no sistema por unidade de volume de aquífero por unidade de tempo [T^{-1}];
S_s – coeficiente de armazenamento específico dos poros do material (L^{-1});
S_y – produção específica do aquífero livre;
W* - volume de água que entra ou sai no sistema por unidade de área horizontal do aquífero por unidade de tempo [$L\ T^{-1}$];
t – tempo (T).

Uma equação diferencial parcial deste tipo raramente possui uma solução analítica simples e fechada. Assim, a utilização de modelos numéricos computacionais é uma opção para a descrição pormenorizada e confiável da tridimensionalidade e da transiência do fluxo subterrâneo.

3.5.2 Definição do modelo matemático

As simulações do fluxo de águas subterrâneas foram realizadas utilizando-se o *Visual MODFLOW for Windows* versão 2.7 (GUIGUER; FRANZ, 1996), anteriormente elaborado por McDonald e Harbaugh (1988), para o Serviço Geológico dos Estados Unidos – *USGS*. Este aplicativo tem como objetivo solucionar a equação tridimensional de fluxo subterrâneo em meio poroso saturado (Equações 14 e 15) através da técnica de diferenças

finitas em malha quadrática, admitindo diversas condições de contorno, anisotropia e heterogeneidade.

Ao fazer parte de um conjunto de modelos comerciais de domínio público usado amplamente em todo o mundo devido principalmente à sua estrutura modular, o *MODFLOW* é validado pela comunidade técnica mundial para problemas de fluxo subterrâneo. Seus módulos acomodam componentes hidrogeológicos e condições de contorno do sistema, formulando coeficientes na equação das diferenças finitas para representar diversos fluxos entrando ou saindo das células. Esta divisão em módulos permite avaliar, independentemente, cada um dos elementos reais incorporados no respectivo modelo físico conceitual (McDONALD; HARBAUGH, 1988).

Estruturado com pré e pós-processadores gráficos que auxiliam na entrada de dados e interpretação de resultados, o aplicativo *MODFLOW* realiza simulações em regime estacionário ou transiente, de poços de bombeamento, rios, drenos etc., possibilitando tornar o modelo mais fiel às condições reais do sistema modelado.

A solução numérica da equação diferencial parcial do fluxo subterrâneo, obtida através do método das diferenças finitas, consiste na discretização espaço-temporal do meio físico geológico, criando uma rede tridimensional finita que divide o espaço e o tempo em pontos distintos. Dessa forma, as equações diferenciais parciais são substituídas pela diferença entre cargas hidráulicas adjacentes no espaço em cada período de tempo discretizado, facilitando a resolução por meio de um sistema linear de equações (uma equação para cada célula em uma malha retilínea) solucionado por um método interativo, constituindo-se em uma aproximação do problema real (KIMURA, 2003; MENDONÇA, 1996).

O aplicativo *MODFLOW* utiliza a técnica numérica conhecida como "Procedimento fortemente implícito" para resolver este sistema de equações. Mais sobre esta técnica pode ser encontrado em McDonald e Harbaugh (1988).

3.5.3 Hipóteses e simplificações

Para a utilização de modelos de fluxo de água subterrânea são determinadas algumas hipóteses e simplificações: (i) condições de fluxo laminar; (ii) gravidade constante; (iii) inexistência de efeitos de densidade, temperatura e viscosidade; (iv) propriedades uniformes em cada célula; (v) fluxo somente em meio saturado; (vi) fluxo de massa entre as

células ocorre para o volume total da célula e; (vii) as cargas hidráulicas calculadas são localizadas no centróide da célula.

3.5.4 Construção do modelo conceitual

A elaboração do modelo conceitual de fluxo subterrâneo é definida por algumas etapas (Figura 13).

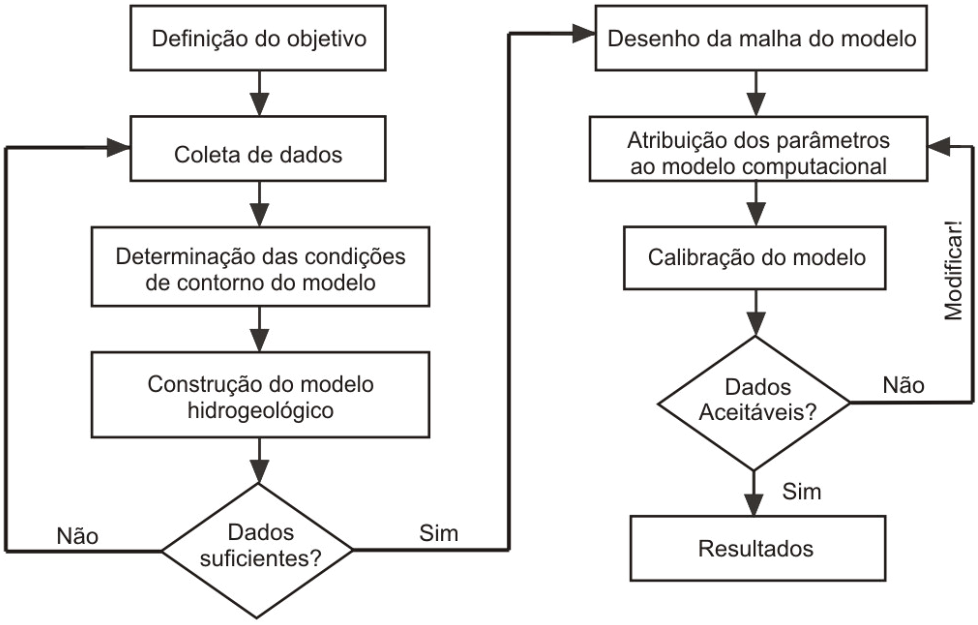


Figura 13 – Fluxograma de elaboração do modelo conceitual de simulação.
Fonte: Adaptado de Santos (2004).

O objetivo do modelo conceitual é procurar conciliar a representação da realidade hidrogeológica com algumas simplificações que facilitem a aplicação do modelo numérico.

Inicialmente, faz-se necessário definir o objetivo do estudo, o grau de precisão e o detalhamento do modelo. Em seguida, são realizados os seguintes passos:

a) Coleta de dados e determinação de parâmetros

A estratigrafia geológica local, apresentada na Figura 10, descreve as relações geométricas e cronológicas entre os vários elementos do sistema, como camadas e formações sedimentares. Estas características foram essenciais à construção do modelo de fluxo.

Desses dados estratigráficos obteve-se a superfície da base do aquífero, relacionada à estrutura produzida por deformação após deposição. A superfície topográfica da área foi determinada através dos dados da *SRTM*.

O parâmetro hidrodinâmico condutividade hidráulica foi estimado pela ferramenta geoestatística da krigagem pontual. Os demais parâmetros hidrogeológicos necessários a modelagem como produção específica do aquífero e condutância do leito do riacho foram ajustados na calibração do modelo matemático;

b) Determinação das condições de contorno

As condições de contorno são enunciados matemáticos que especificam a variável dependente (carga) ou a derivada da variável dependente (fluxo), nos limites ou fronteiras do domínio do modelo. O estabelecimento dessas condições em uma modelagem requer muita atenção e, principalmente, informação. Afinal, quando mal estabelecidas, podem causar sérios erros nas simulações.

Os contornos podem ser do tipo físico, devido à presença de características que influenciam o escoamento (ex.: rochas impermeáveis, corpos d'água superficiais); ou hidráulico, devido às condições do escoamento, como divisores de água e linhas de fluxo.

Para a área em estudo, as condições de contorno foram determinadas de acordo com as características locais da formação aquífera estudada;

c) Adaptação do modelo hidrogeológico

A caracterização do modelo hidrogeológico é a adaptação do modelo conceitual, de forma que possa ser interpretado pelo programa de modelagem. Para essa adaptação foi necessário fazer algumas simplificações ou aproximações daquilo que se tem na realidade. Essas simplificações foram feitas por falta de dados ou até pela complexidade do sistema.

Nesta etapa foi realizada a integração dos dados do sistema hidrogeológico da região de interesse, tais como: topografia, rede hidrográfica, geologia, seleção dos principais parâmetros hidrogeológicos e caracterização das condições de contorno.

Sua construção corresponde à etapa de idealização dos dados de campo, de tal forma que possibilite uma solução prática do problema;

d) Desenho da malha de diferenças finitas

A malha do modelo foi determinada considerando a área definida para os trechos do riacho que são perenizados pela drenagem do aquífero. A possibilidade do estabelecimento de condições de contorno nos limites dessa área também foi apreciada.

Através do aplicativo *SURFER* foram geradas as superfícies do topo da camada, representando a superfície topográfica, e de sua base, representando o limite inferior do aquífero estudado. As superfícies geradas foram importadas pelo *MODFLOW* para a delimitação do aquífero na vertical.

e) Calibração do modelo

A calibração do modelo matemático reproduziu os valores de carga hidráulica e vazão de drenagem subterrânea observados no campo durante o período de um ano, de forma a detectar e eliminar possíveis erros, observando-se os resíduos de carga e de vazão do dreno.

O modelo foi calibrado executando-se repetitivamente o aplicativo usando diferentes dados de variáveis hidrogeológicas. Os resultados de cada tentativa de cálculo para calibração foram avaliados através da minimização das diferenças entre os valores calculados de carga hidráulica e vazão do dreno e os valores observados nos pontos de monitoramento. A análise conjunta desses resultados contribui para a determinação das estimativas propostas.

A calibração do *MODFLOW* no regime estacionário feita com os ajustes das cargas hidráulicas e da vazão do dreno definiu valores para a recarga média anual e a condutância do leito do riacho. No regime transiente os ajustes obtidos definiram a distribuição da recarga no período de maior pluviosidade, assim como determinaram o valor da produção específica do aquífero.

Os modelos matemáticos não possuem solução única. Diversas combinações de parâmetros (recarga, condutividade hidráulica, condições iniciais, condições de contorno etc.) são capazes de produzir calibrações aceitáveis.

Para avaliar os efeitos destas incertezas no modelo foi executada uma análise de sensibilidade de alguns dos principais parâmetros hidrogeológicos: condutância do leito do rio, produção específica do aquífero e recarga.

Essas análises de sensibilidade utilizaram exageradas faixas de variações devido à falta de informação a respeito de alguns dos parâmetros a serem calibrados. No entanto, para a

apresentação final foram inseridas apenas algumas das simulações no intuito de facilitar a visualização dos resultados obtidos.

A calibração do modelo foi feita a partir da análise dos resíduos das cargas e vazões calculadas em relação às medidas no campo através do erro absoluto médio (Equação 16).

$$E_{am} = \frac{(\sum R)}{n} \quad \text{.....(16)}$$

E_{am} – erro absoluto médio;
R - valor absoluto dos resíduos;
n - número de pontos observados.

Esses cálculos são feitos pelo próprio aplicativo MODFLOW, que computa também valores para o erro médio, a raiz do erro residual e a média normalizada da raiz do erro residual. No entanto, foi considerado para análise apenas valores do erro absoluto médio;

f) Simulação de cenários

Com o modelo calibrado e os parâmetros hidrogeológicos ajustados foram executadas simulações de cenários que quantificaram a resposta do sistema modelado a eventos pluviométricos já registrados como também a novas condições de uso e ocupação do solo.

Cenários referentes às máximas e mínimas precipitações anuais foram simulados para se compreender como o aquífero se comporta aos eventos extremos ocorridos na região. Outro cenário simulado foi relativo às impermeabilizações estimadas para a área devido às mudanças nas condições de uso e ocupação do solo.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Vazões e cargas hidráulicas

A seção definida para estimar a vazão do riacho São José pelo método do traçador químico localiza-se próximo ao exutório da microbacia (Figura 14).

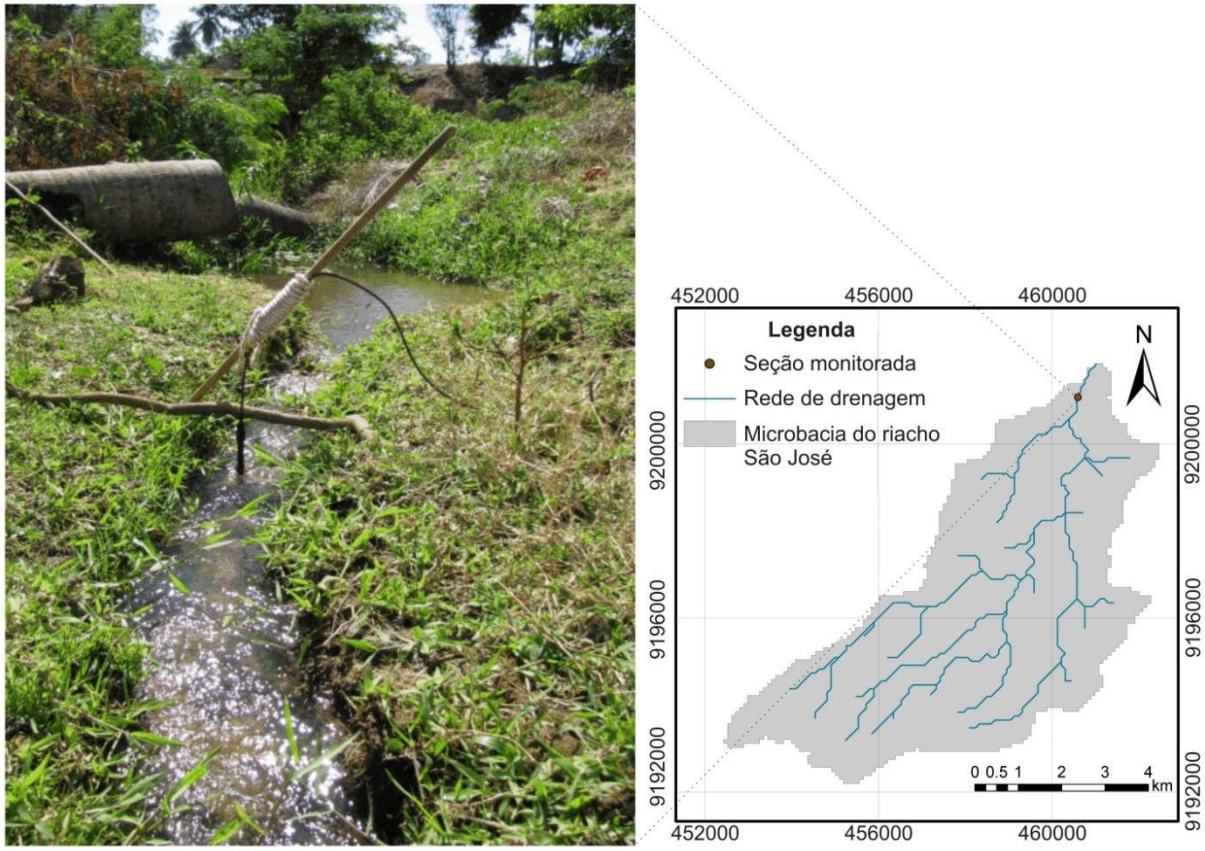


Figura 14 – Localização da seção de monitoramento da vazão do riacho.

A escolha da seção apresentada na Figura 14, onde foram medidas as vazões, levou em consideração aspectos relacionados às condições físicas locais do leito do riacho: calha com pequena largura e profundidades entre 20 e 30 cm, além da fácil acessibilidade ao local foram características decisivas para escolha.

As medições de vazão foram feitas no período de um ano (Figura 15), determinadas em 16 campanhas no período de 16 de agosto de 2008 a 15 de agosto de 2009.

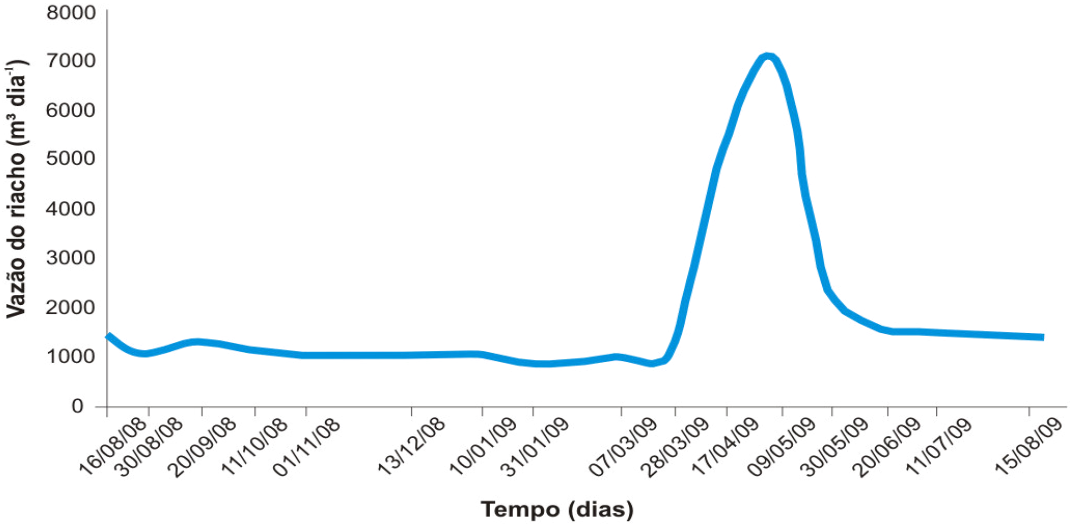


Figura 15– Dados de vazão do riacho obtidos pelo método do traçador químico.

Os valores de vazão para cada campanha (Figura 15) são médias aritméticas dos valores obtidos em quatro repetições pelo método do traçador químico. O desvio padrão calculado para cada repetição foi baixo, com média de aproximadamente 0,88 m^3 dia^{-1}. Os dados obtidos por este método, assim como a análise estatística, estão no APÊNDICE.

A Figura 16 mostra que o modelo de correlação linear entre as vazões obtidas pelos métodos do traçador químico e da calha Parshall foi explicado com coeficiente de determinação de 0,96.

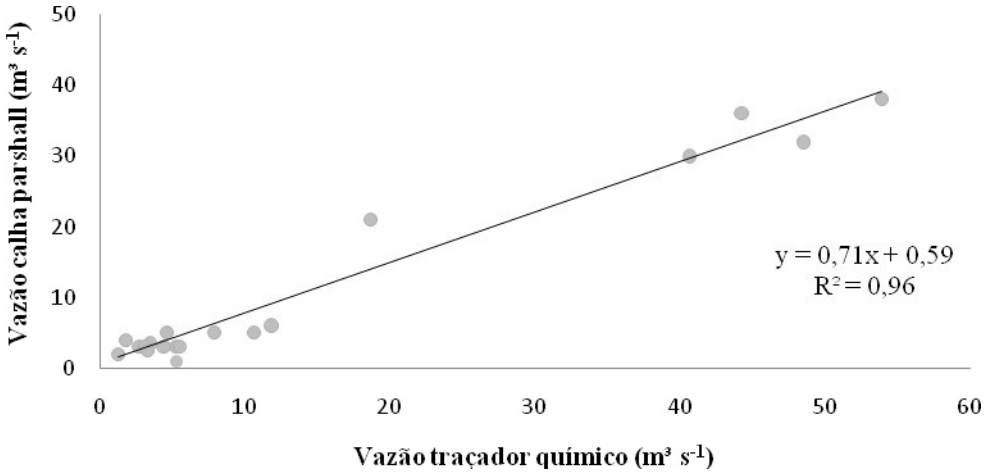


Figura 16 – Correlação linear entre as vazões obtidas pelos métodos do traçador químico e da calha Parshall.

Os poços de monitoramento das cargas hidráulicas do aquífero Rio da Batateira foram selecionados a partir do cadastramento de poços realizado na área. O critério de seleção destes poços foi a proximidade do riacho São José (Figura 17).

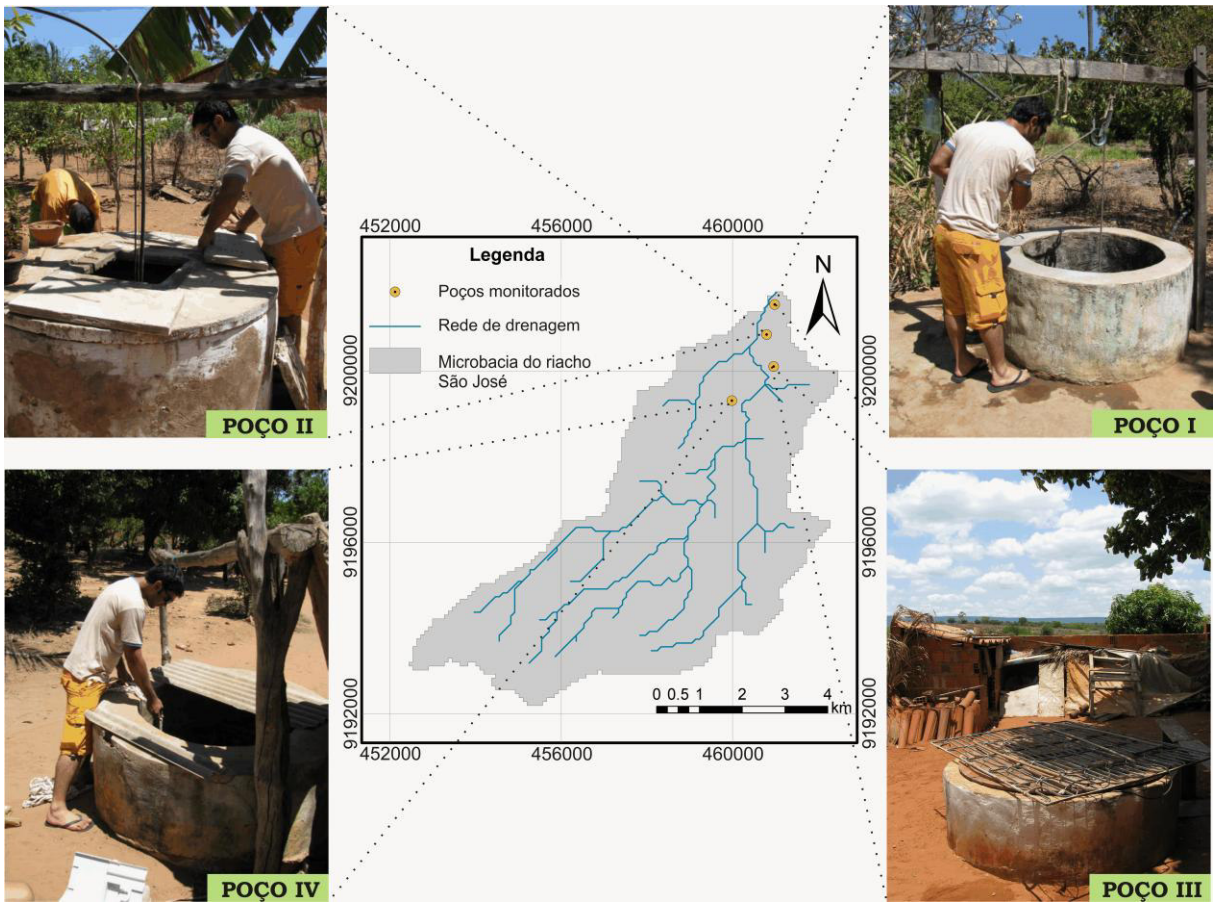


Figura 17 – Localização dos poços monitorados.

Quatro seções localizadas na porção perene do riacho São José (Figura 18) também tiveram suas cargas hidráulicas monitoradas. Como esse riacho, nos períodos secos, drena água do aquífero, as cargas hidráulicas nestas seções foram consideradas representativas da superfície freática do aquífero monitorado.

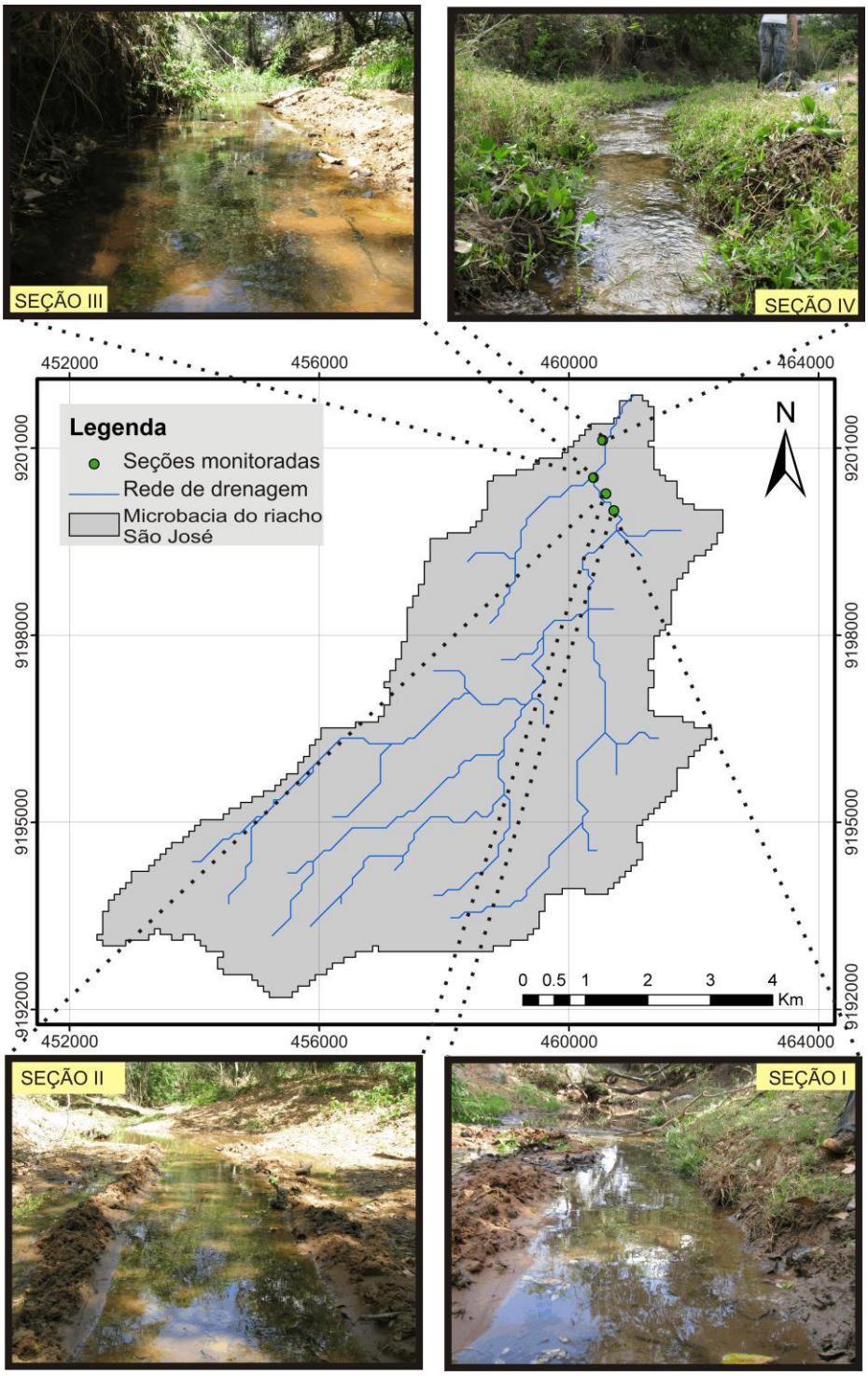


Figura 18 – Localização das seções do riacho monitoradas.

As medições das cargas hidráulicas ocorreram no mesmo período e com o mesmo número de campanhas das medições de vazão (Tabela 2). Os poços definidos como I, II, III e IV seguem a sequência de jusante a montante do exutório; e as seções do riacho definidas como I, II, III e IV seguem a sequência de montante a jusante. As cargas hidráulicas foram determinadas subtraindo o valor do nível freático da cota topográfica do ponto monitorado.

Tabela 2 – Cargas hidráulicas obtidas no período de monitoramento

Data da campanha	Poço I (m)	Poço II (m)	Poço III (m)	Poço IV (m)	Seção I (m)	Seção II (m)	Seção III (m)	Seção IV (m)
16/08/2008	385,58	389,58	392,32	397,70	392,33	392,02	391,28	385,61
30/08/2008	385,58	389,42	392,32	397,54	392,36	392,00	391,27	385,60
20/09/2008	385,38	389,37	392,02	397,44	392,37	392,00	391,27	385,64
11/10/2008	385,28	389,22	392,02	397,34	392,36	392,01	391,27	385,64
01/11/2008	384,99	388,75	391,79	397,27	392,36	392,00	391,27	385,63
13/12/2008	385,33	388,95	391,72	397,24	392,37	391,99	391,25	385,59
10/01/2009	385,18	388,82	391,72	397,34	392,34	391,96	391,27	385,63
30/01/2009	385,23	389,00	391,62	397,23	392,32	391,95	391,25	385,68
07/03/2009	385,38	388,97	391,57	397,22	392,35	391,98	391,23	385,64
28/03/2009	385,48	388,94	391,57	397,29	392,32	391,98	391,25	385,60
17/04/2009	385,68	389,22	391,72	397,40	392,38	392,04	391,36	385,73
09/05/2009	386,08	389,62	392,62	397,64	392,35	392,03	391,31	385,71
30/05/2009	386,03	390,02	392,72	397,79	392,33	392,02	391,28	385,61
20/06/2009	385,93	390,02	392,67	397,94	392,33	392,01	391,28	385,63
11/07/2009	385,73	389,97	392,52	397,84	392,33	392,01	391,33	385,59
15/08/2009	385,73	389,77	392,40	397,84	392,33	392,00	391,36	385,61

Os dados de carga hidráulica dos poços monitorados apresentam uma variação anual de 1,09, 1,27, 1,15 e 0,72 m nos poços I, II, III e IV, respectivamente. O poço II, de maior variação de carga hidráulica anual, é o único que sofre bombeamento. No entanto, este bombeamento de aproximadamente 1 m^3 dia^{-1} serve apenas para o uso doméstico de cinco pessoas de uma mesma família.

4.2 Escoamento superficial a partir do método CN

4.2.1 Microbacia hidrográfica e rede de drenagem

A delimitação da microbacia hidrográfica do riacho São José, utilizando os dados SRTM no aplicativo Arcmap, com a ferramenta Archydro, é apresentada na Figura 19.

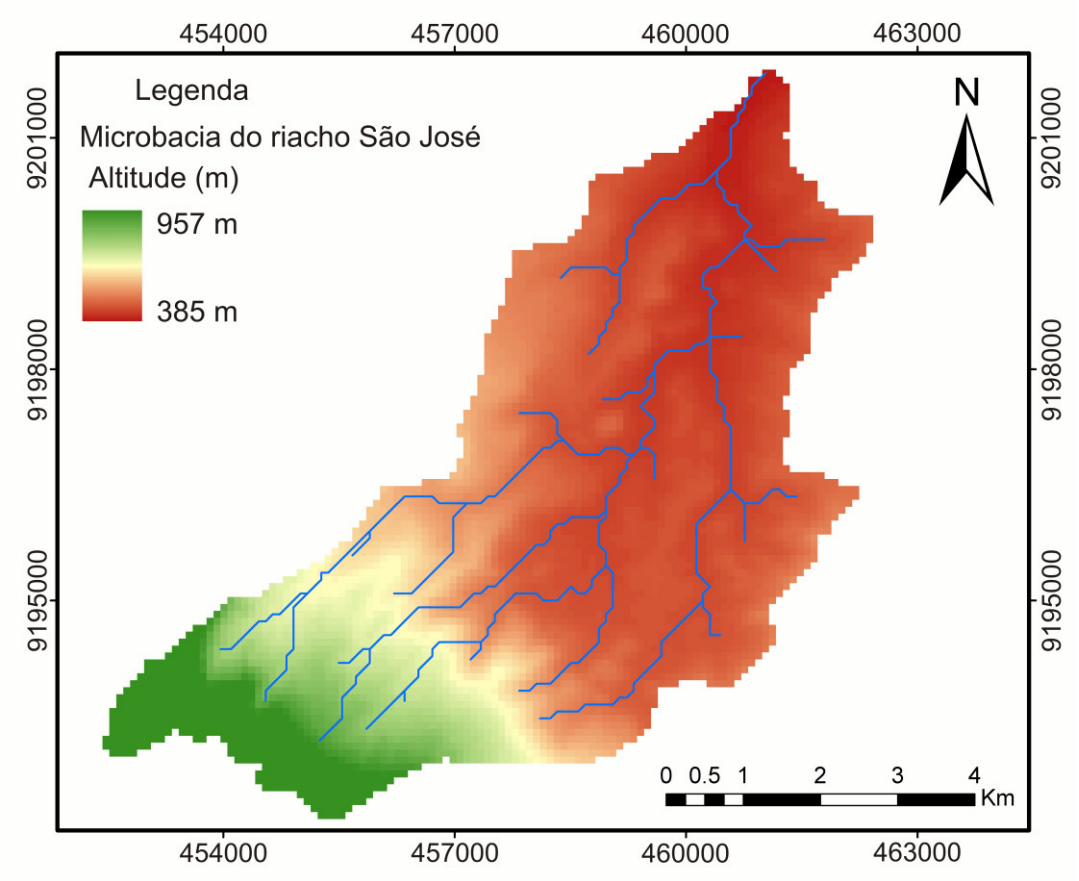


Figura 19 – Delimitação da microbacia hidrográfica do riacho São José.

A bacia hidrográfica delimitada na Figura 19 compreende uma área de aproximadamente 43 km². A altitude varia de 957 m no topo da Chapada do Araripe a 385 m no Vale do Cariri, próximo ao exutório da bacia. Predominantemente, ocorrem cotas abaixo de 500 m e as maiores declividades estão presentes na encosta da chapada.

4.2.2 Tempo de concentração da microbacia hidrográfica

O tempo de concentração calculado pelo modelo cinemático do SCS é função do talvegue da microbacia, do comprimento da encosta e da velocidade média do escoamento superficial. Esta velocidade é determinada a partir do uso e ocupação do solo e da declividade média da microbacia hidrográfica.

O zoneamento da microbacia do riacho São José (Figura 20), de acordo com o uso e ocupação do solo, foi baseado em análises visuais de imagens do aplicativo *google earth* e dados obtidos de FUNCEME (2006).

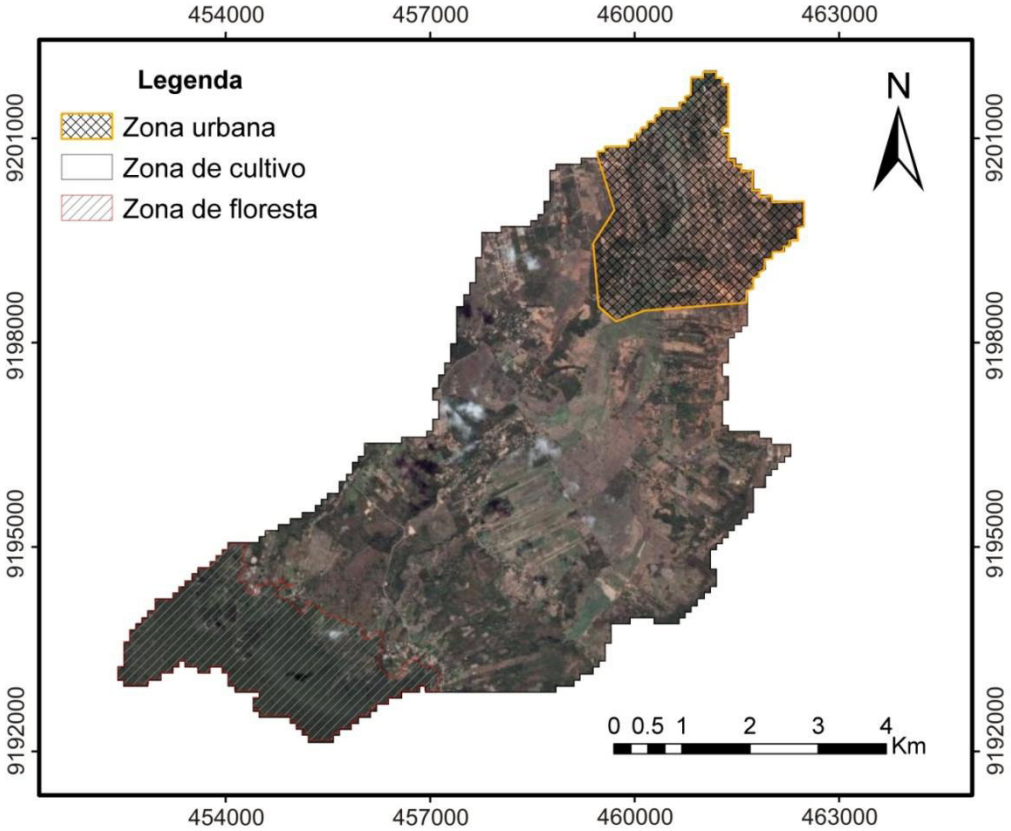


Figura 20 – Zoneamento da microbacia do riacho São José de acordo com o uso e ocupação do solo.

De acordo com a Figura 20 a microbacia foi subdividida em zona urbana, de cultivo e de floresta. Dentre essas, apenas a zona de floresta corresponde a ocorrência exclusiva, as demais indicam apenas a predominância do uso e ocupação da área.

Para o cálculo da declividade média de cada zona aplicou-se a equação 3, utilizando-se os dados da SRTM com diferença de cota altimétrica entre curvas de nível vizinhas de 20 m (Figura 21).

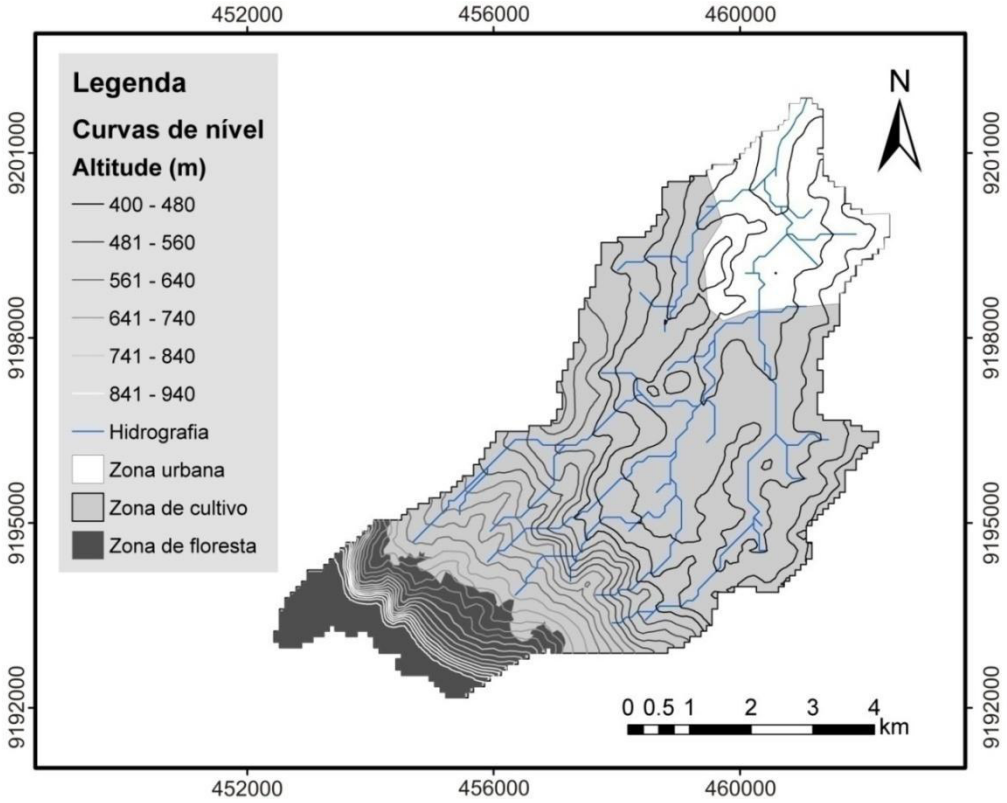


Figura 21 – Curvas de nível com espaçamento de 20 m, utilizada no cálculo da declividade média das zonas da microbacia do riacho São José.

A Tabela 3 mostra as declividades das zonas da microbacia hidrográfica do riacho São José.

Tabela 3 – Declividade média das zonas da microbacia do riacho São José

Zona	Declividade média (%)
Floresta	18,5
Cultivo	8,0
Urbana	4,7

Observa-se que a maior declividade ocorre na zona de floresta (cabeceiras da microbacia), devido à localização na zona de talude da Chapada do Araripe. A declividade segue diminuindo à medida que chega ao exutório da microbacia, onde se encontra a zona urbana.

A partir da declividade média de cada zona da microbacia estimou-se a velocidade média do escoamento superficial, através de interpolação polinomial dos dados tabelados pelo SCS. Para as zonas de floresta, cultivo e urbana foram determinadas velocidades médias de, respectivamente, 1,72, 1,46 e 3,14 m s^{-1}. O elevado valor da velocidade média obtido para a zona urbana da microbacia pode ser explicado pela declividade de 4,7% associada à

impermeabilização desta subárea. Para a área de encosta, a velocidade média calculada a partir da Equação 4 foi de 0,33 $m.s^{-1}$.

Observa-se que na zona de floresta, de maior declividade média, a velocidade média de escoamento superficial é relativamente baixa, devido à existência de floresta densa na área, o que dificulta o escoamento superficial. O valor mínimo para velocidade média ocorre nas áreas de encosta, localizadas na zona de floresta, onde não existem sequer cursos d'água para facilitar o escoamento. Já na zona urbana, de menor declividade média, a velocidade média do escoamento superficial é relativamente alta, devido à pequena parcela de vegetação existente, a impermeabilização do solo e ao nivelamento topográfico.

Os comprimentos dos talvegues das zonas de cultivo e urbana foram de respectivamente 7,59 e 4,45 km. Na zona de floresta não há ocorrência de talvegue devido a indefinição dos pequenos cursos d'água existentes na área. No entanto, nesta zona há uma encosta com comprimento de 1,6 km, obtido considerando os divisores de águas da microbacia do riacho São José e o início do rio principal da mesma.

A partir da Equação 2, obteve-se o valor estimado para o tempo de concentração da microbacia de 3,18 h pelo método cinemático do SCS (Equação 2).

Para o cálculo do tempo de concentração utilizando o método de Kirpich (Equação 5) considerou-se o comprimento do talvegue da microbacia de 12 km e a declividade média de 10,4 m km^{-1} encontrando um valor de 2,61 h.

Verifica-se que o método de Kirpich estimou um valor menor que o valor estimado pelo método cinemático do SCS. Como o método empírico de Kirpich foi desenvolvido para microbacias com áreas de até 0,5 km^2, essa subestimativa deve estar relacionada ao tamanho da bacia e, consequentemente, ao comprimento do talvegue. De acordo com Tucci (2009), bacias com comprimento do talvegue superior a 10 km têm o tempo de concentração subestimado pelo método de Kirpich.

No entanto, para o caso em estudo, os dois valores obtidos para o tempo de concentração, tanto pelo método cinemático do SCS como pelo método de Kirpich, podem ser utilizados para a estimativa da quantidade de dados diários de pluviometria.

4.2.3 Precipitação média na microbacia

Como a microbacia em estudo está localizada entre cinco postos pluviométricos monitorados pela FUNCEME, utilizou-se o método de Thiessen para determinar a precipitação média diária nesta microbacia. As áreas de influência destes postos estão indicadas na Figura 22.

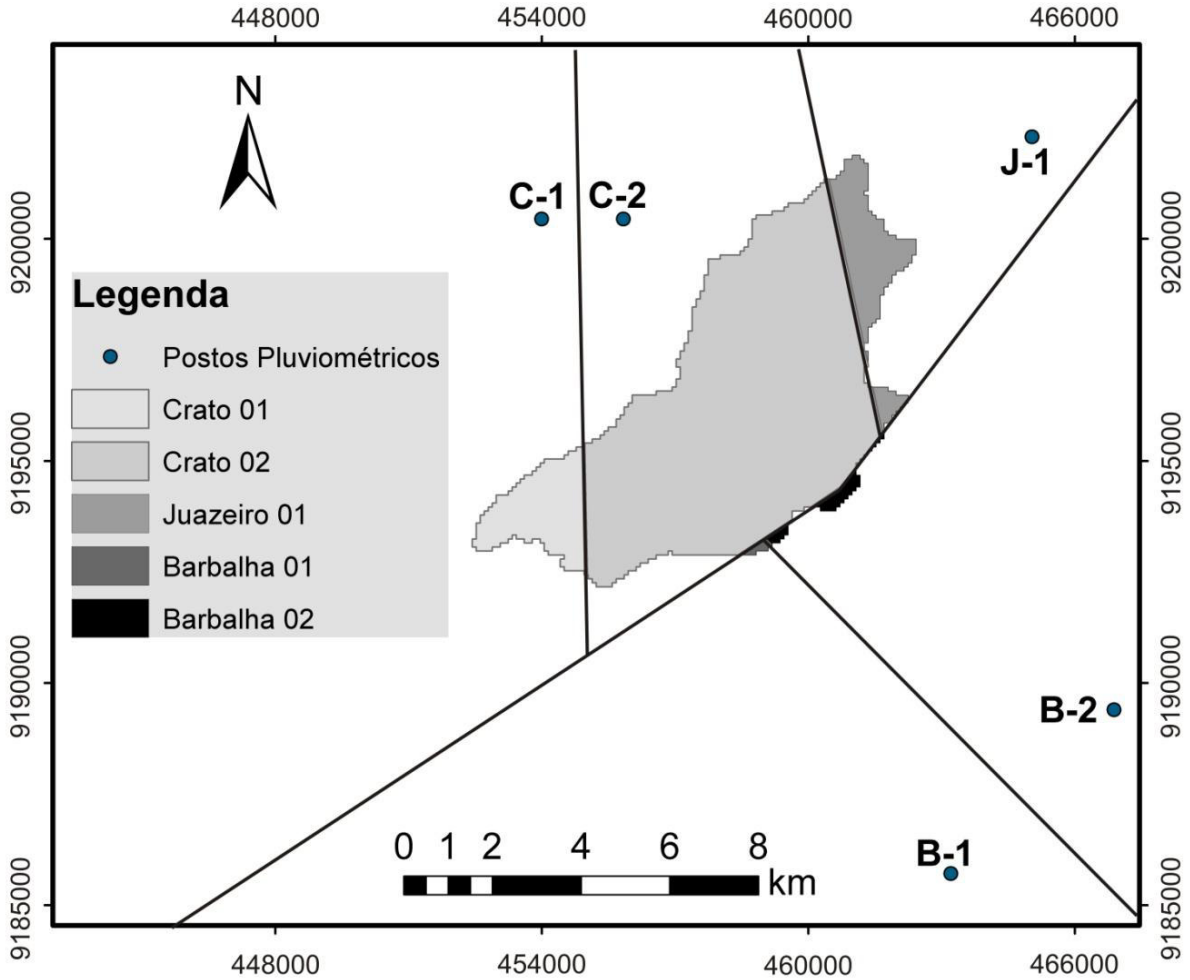


Figura 22 – Áreas de influencia dos cinco postos pluviométricos na microbacia do riacho São José.

Para os postos Crato 01 e 02, Juazeiro 01 e Barbalha 01 e 02 consideraram-se as áreas de influência de respectivamente 4,2; 34,4; 3,8; 0,5 e 0,1 km².

As precipitações diárias e médias diárias obtidas pelo método de Thiessen para a microbacia do riacho São José nos dias anteriores aos que foram realizadas as medições de vazão estão na Tabela 4.

Tabela 4 – Precipitações diárias e médias diárias obtidas pelo método de Thiessen para a microbacia do riacho São José nos dias anteriores aos dias em que foram realizadas medições de vazão

Data	Precipitação (mm dia^{-1})					Média
(dd/mm/aaaa)	Crato 01	Crato 02	Juazeiro 01	Barbalha 01	Barbalha 02	(mm dia^{-1})
16/08/2008	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
30/08/2008	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
20/09/2008	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
11/10/2008	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
01/11/2008	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
21/11/2008	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
13/12/2008	0,0	0,0	8,0	0,0	7,5	0,7
10/01/2009	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
30/01/2009	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
07/03/2009	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
28/03/2009	2,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2
17/04/2009	0,0	0,0	9,0	0,0	0,0	0,8
09/05/2009	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
30/05/2009	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
20/06/2009	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
11/07/2009	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
15/08/2009	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Após o cálculo das precipitações médias verificou-se que chuvas desprezíveis ocorreram nas datas que antecederam os dias das campanhas de medição de vazão do riacho.

4.2.4 Escoamento superficial

Para o cálculo do escoamento superficial da microbacia do riacho São José através do método CN, definiu-se o valor desse parâmetro em cada zona de uso do solo, para posterior cálculo da capacidade máxima de infiltração do solo aplicando a Equação 10.

Para determinar em que grupo hidrológico se enquadra o solo da microbacia, analisou-se os pontos considerados pela classificação desses grupos e dados obtidos durante o estudo.

De acordo com USBR *apud* Aquino (2008), um solo arenoso, profundo, com pouco silte e argila, muito permeável, com taxas de infiltração acima de 8 mm h^{-1} e com potencial mínimo de escoamento superficial se enquadra no grupo hidrológico tipo A.

Estas características são encontradas no solo da microbacia do riacho São José. Análises granulométricas realizadas em quatro perfis de solo até profundidade de 1,40 m indicaram que os mesmos são profundos e predominantemente arenosos (Figuras 7, 8 e 9). A Tabela 5 apresenta a granulometria média dos solos da microbacia do riacho São José.

Tabela 5 – Granulometria média dos solos da microbacia do riacho São José

Profundidade (m)	Composição do solo		
	Areia (%)	Silte (%)	Argila (%)
0,2	88,4	8,6	3,1
0,4	91,4	6,1	2,5
0,6	86,9	9,1	4,0
0,8	89,5	7,0	3,5
1,0	87,8	8,6	3,6
1,2	90,7	6,0	3,4
1,4	90,9	5,5	3,6

Ensaios de infiltração, utilizando infiltrômetro de anéis concêntricos com carga hidráulica variável e capacidade de infiltração final determinada pelo modelo de Horton, realizados em dois pontos da microbacia, indicaram uma taxa de infiltração média de 27 mm h^{-1}. Essas características determinam o solo em estudo como bem drenado.

Assim, de acordo com Tucci (2009), os CN's aplicáveis para as zonas de floresta (≈ 6,0 km²), cultivo (≈ 30,5 km²) e urbana (≈ 6,5 km²), são de respectivamente 25, 72 e 72.

Quanto maior o valor do CN, maior o escoamento superficial para uma dada precipitação efetiva. De acordo com os resultados, observa-se que os maiores valores de CN foram registrados nas zonas de cultivo e urbana, zonas de cotas mais baixas, mas com uso do solo propício ao escoamento superficial.

A média ponderada pelas áreas do CN é de 65. Desse modo, a capacidade máxima de infiltração do solo calculada pela Equação 10 é de aproximadamente 137 mm dia^{-1}.

De acordo com o método utilizado para separação dos escoamentos superficial e de base, a precipitação efetiva diária necessária para gerar escoamento superficial ($P > 0,2S$) na microbacia do riacho São José é de aproximadamente 27 mm.

Como as precipitações médias diárias nos dias anteriores aos que foram realizadas medições de vazão (Tabela 4) foram menores que a precipitação efetiva, conclui-se então que não houve escoamento superficial. Nesse caso, as vazões registradas na seção correspondem aos fluxos sub-superficial e de base do riacho.

4.3 Condutividade hidráulica do aquífero

Dados de capacidade específica, transmissividade e condutividade hidráulica obtidos em estudos realizados no Vale do Cariri foram correlacionados linearmente (Figuras

23 e 24). Na correlação capacidade específica *versus* transmissividade foram utilizados 25 pares de dados e na correlação capacidade específica *versus* condutividade hidráulica foram utilizados 32 pares. As transmissividades e as condutividades hidráulicas foram obtidas por testes de bombeamento, aplicando-se em sua maioria, os métodos de Jacob e Theis & Jacob (CAGECE; PLANAT, 1984; SÁ, 2004).

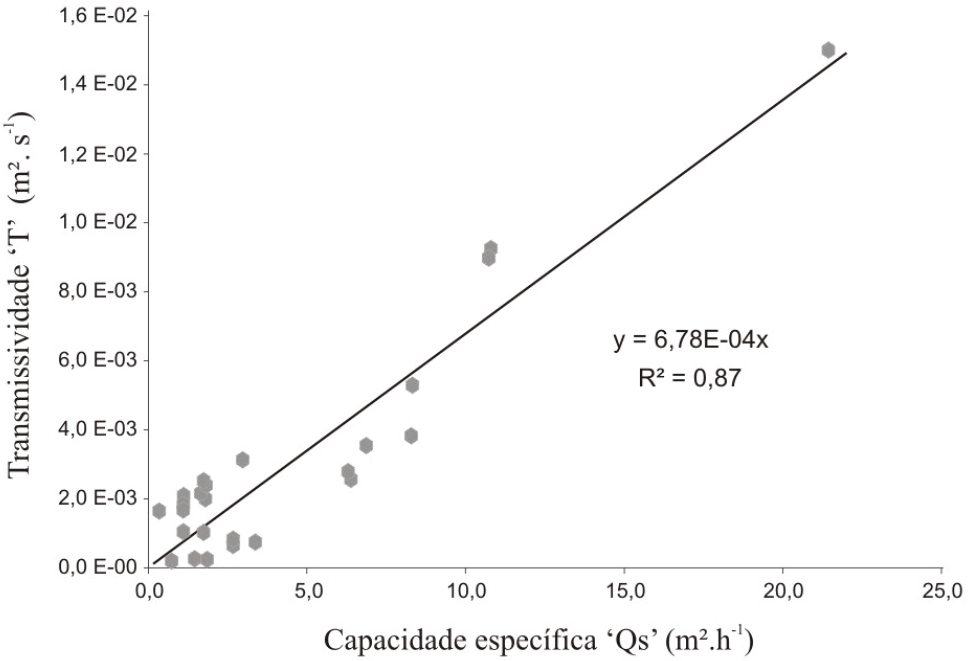


Figura 23 – Correlação linear entre capacidade específica e transmissividade.

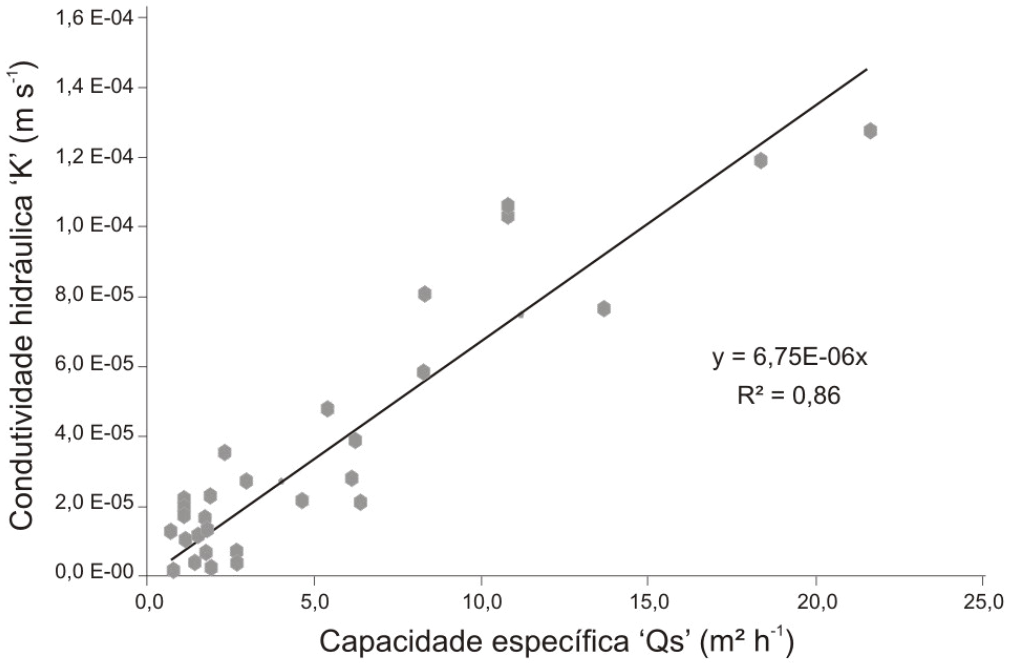


Figura 24 – Correlação linear entre capacidade específica e condutividade hidráulica.

De acordo com as Figuras 23 e 24, observa-se coeficientes de determinação de respectivamente 0,87 e 0,86, mostrando que a aplicação das equações geradas pelas análises de regressão linear gera estimativas confiáveis. Porém deve-se ter cautela na aplicação da equação obtida para não estimar valores incorretos para aquíferos diferentes.

Os valores dos coeficientes de determinação das duas análises de regressão realizadas demonstram a interdependência dos parâmetros capacidade específica *versus* transmissividade e condutividade hidráulica para o caso em estudo.

A capacidade específica de um poço é um parâmetro fácil de medir *in locu* tornado-se mais abundante em banco de dados de água subterrânea e quando correlacionado com outras propriedades do sistema aquífero pode simplificar estimativas confiáveis de parâmetros como transmissividade e condutividade hidráulica.

As análises de regressão realizadas possibilitaram a estimativa de 210 valores de condutividade hidráulica para poços, localizados no grabén Crato – Juazeiro, cadastrados no banco de dados do DNPM (1996), através de informações de capacidade específica. A distribuição espacial destes poços pode ser vista na Figura 25.

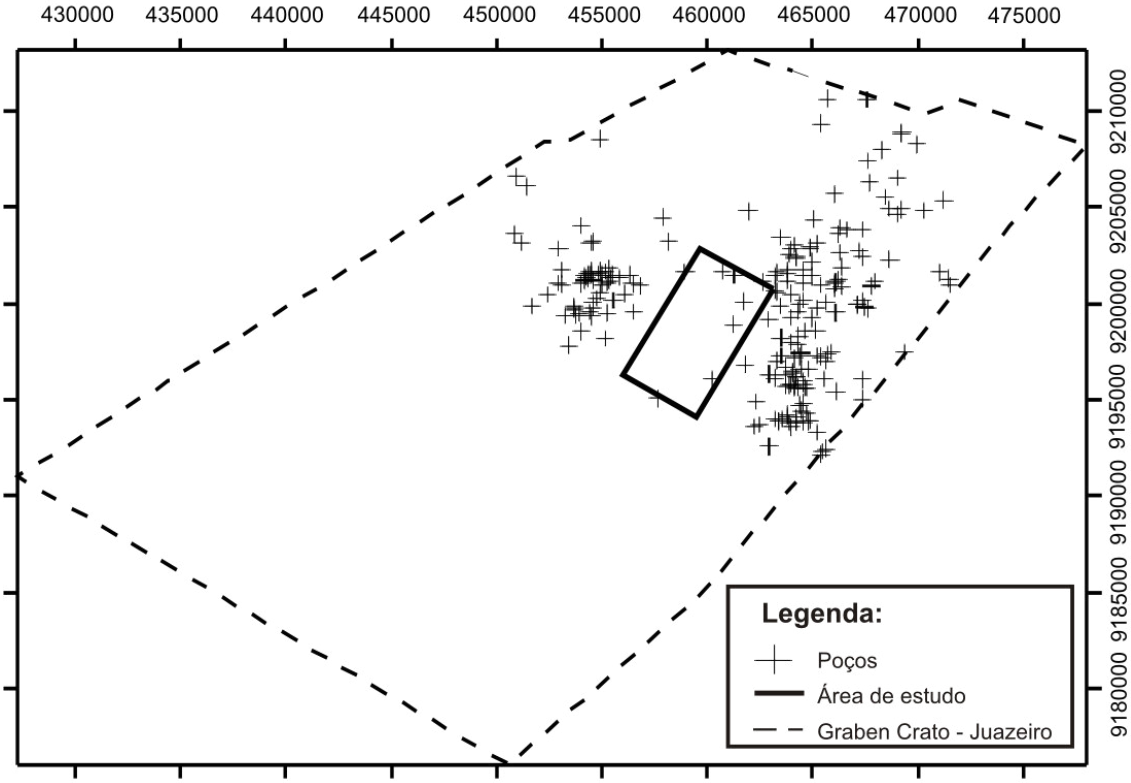


Figura 25 – Distribuição espacial dos poços com valores estimados de condutividade hidráulica.

De acordo com a distribuição espacial apresentada na Figura 25, pode-se observar que em alguns setores do grabén Crato-Juazeiro existem poços muito próximos uns dos outros e em outros locais não existem nenhum, caracterizando uma distribuição irregular. No caso da área de interesse, os poços estão muito distantes. Essa irregularidade pode influenciar no valor do efeito pepita (parâmetro do variograma que é função da distância entre os pontos amostrais) e na krigagem em que quanto menor a variação da distância entre os pontos melhor será o resultado da interpolação realizada. Contudo, a ferramenta geoestatística da krigagem atribui à variável interpolada pesos conduzidos pela distância entre os pontos, de forma que os pontos muito próximos possuem importância individual relativamente menor do que aqueles isolados.

A análise geoestatística dos dados georeferenciados de condutividade hidráulica obtidos por correlação linear realizada através do variograma utilizou três modelos teóricos: esférico, exponencial e gaussiano. Dados estatísticos, coeficiente de determinação da análise de regressão e os erros quadráticos médios obtidos por meio da validação cruzada estão dispostos na Tabela 6 para análise e obtenção do melhor modelo teórico aplicável ao conjunto de dados em estudo.

Tabela 6 – Estatística comparativa dos dados de entrada e da modelagem geoestatística por krigagem pontual

Parâmetros analisados	**Correlação linear (K x Qs)**	**Modelo**			**Unidade**
		Esférico	**Exponencial**	**Gaussiano**	
Número de pontos amostrais	128	128	128	128	und
Valor mínimo	$2{,}03x10^{-6}$	$7{,}77x10^{-6}$	$6{,}93x10^{-6}$	$7{,}00x10^{-6}$	$m\ s^{-1}$
Valor máximo	$1{,}40x10^{-4}$	$6{,}08x10^{-5}$	$5{,}55x10^{-5}$	$5{,}19x10^{-5}$	$m\ s^{-1}$
Média	$1{,}81x10^{-5}$	$1{,}64x10^{-5}$	$1{,}65x10^{-5}$	$1{,}63x10^{-5}$	$m\ s^{-1}$
Variância	$5{,}62x10^{-10}$	$8{,}33x10^{-11}$	$7{,}35x10^{-11}$	$7{,}46x10^{-11}$	$m\ s^{-1}$
Coef. de determinação (R^2)	-	82,5	80,5	80,8	%
Erro quadrático médio	-	$1{,}53x10^{-10}$	$1{,}64x10^{-10}$	$1{,}63x10^{-10}$	-

Na análise estatística dos parâmetros da Tabela 6 foram considerados apenas 128 pontos amostrais dos 210 obtidos pela correlação linear. Foram excluídos 39% dos pontos de tal forma que os valores obtidos por correlação linear se enquadrassem na faixa de valores mínimos e máximos obtidos pelo DNPM (1996) para os municípios de Crato, de $5{,}30x10^{-5}$ e $1{,}41x10^{-4}$ $m\ s^{-1}$ e Juazeiro do Norte de $4{,}20x10^{-6}$ e $1{,}93x10^{-4}$ $m\ s^{-1}$, respectivamente.

Os modelos teóricos de variograma da Tabela 6 superestimam os valores mínimos e subestimam os valores máximos de condutividade hidráulica obtidos pela correlação linear entre a condutividade hidráulica (K) e a capacidade específica (Q_s).

Essas subestimativas podem ser explicadas pela característica de suavização do método geoestatístico de krigagem, em que uma determinada amostra com valor muito alto se localiza em uma vizinhança de valores baixos, então o ponto é estimado a partir da média dos valores que estão ao seu redor, ocorrendo uma suavização da estimativa nesse local.

A suavização ocorrida na estimativa dos dados de condutividade hidráulica através dos modelos teóricos de variograma pode explicar também a minimização da média desses dados estimados, porém este parâmetro sofre pouca variação com relação aos valores obtidos pela correlação entre capacidade específica e condutividade hidráulica, o que demonstra a confiabilidade da interpolação.

Uma das premissas da ferramenta geoestatística da krigagem é a variância mínima das estimativas. Essa premissa justifica a minimização da variância em todos os modelos teóricos avaliados.

Os modelos teóricos utilizados obtiveram bons coeficientes de determinação nas análises de regressão linear com os dados estimados pela correlação linear K *versus* Qs. O melhor coeficiente foi determinado para o modelo esférico com aproximadamente 82% dos dados ajustados ao modelo. Esse modelo também obteve o menor erro quadrático médio, indicando uma melhor estimativa.

Para uma melhor qualidade de uma estimativa não basta associar um valor a um ponto ou a um bloco, mas também associar a essa avaliação uma idéia da qualidade da estimativa, inferindo o erro quadrático médio existente, ou seja, avaliando a discrepância entre o valor estimado e o valor fornecido.

Para o modelo teórico esférico obteve-se um erro quadrático médio mínimo de aproximadamente $1{,}53 \times 10^{-10}$, fato que comprova a ótima qualidade dessa estimativa. Assim, o modelo do variograma teórico esférico foi admitido como o mais indicado para estimar valores de condutividade hidráulica através da interpolação por krigagem pontual.

O variograma apresentado para o modelo teórico esférico a partir dos dados experimentais é ilustrado na Figura 26.

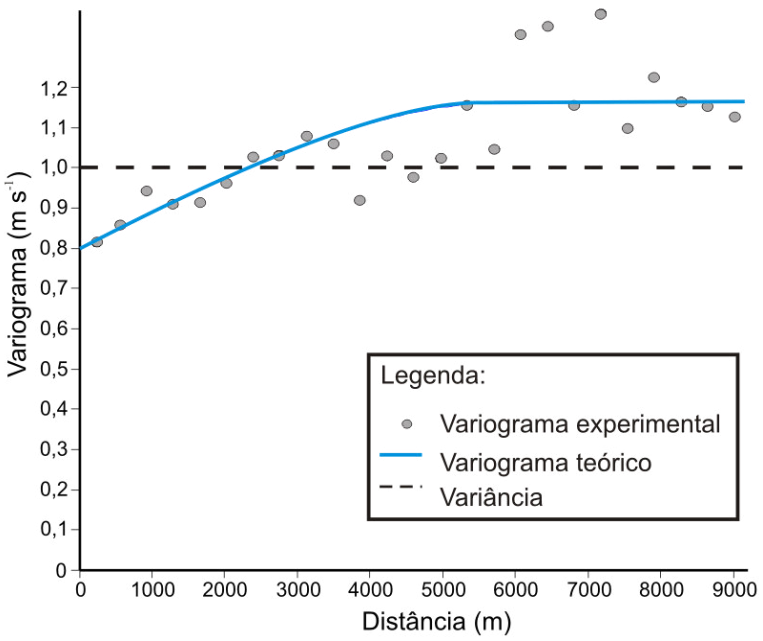


Figura 26 – Variograma experimental dos dados de condutividade hidráulica modelado com o modelo teórico esférico.

De acordo com a Figura 26, o modelo teórico esférico ajustado ao variograma experimental apresenta um bom ajuste, pois os dados mais próximos à origem do gráfico correspondem à parte mais importante do variograma. Estes dados possuem maior peso na interpolação, ocorrendo progressivamente maior independência entre os pontos a distâncias cada vez maiores.

O parâmetro do variograma, efeito pepita, de 0,8 pode ser explicado pela irregularidade da distribuição dos pontos de observação e/ou por possíveis erros na estimativa por correlação linear. Para a obtenção de um efeito pepita menor os dados deveriam ser coletados a espaços bem menores e com uma melhor distribuição dos pontos.

O patamar de 1,16 do variograma teórico, correspondente ao alcance, indica o valor máximo da variância do modelo segundo o qual a função estabiliza-se. Esse parâmetro pode justificar a redução nas estimativas dos valores máximos da interpolação por krigagem apresentada na Tabela 6.

O alcance do variograma teórico é de 6.000 m, o que possibilita a estimativa confiável em um raio menor ou igual a esse valor,tendo como referência qualquer ponto . Esse raio abrange toda a área de interesse, que possui vários pontos desordenados em toda sua extensão (Figura 27).

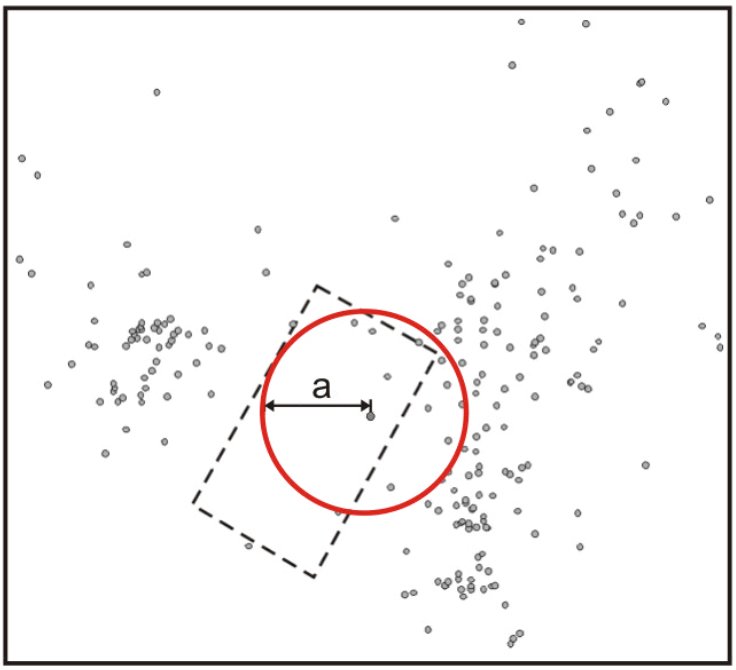


Figura 27 – Exemplo do alcance (a) de um ponto do variograma teórico esférico ajustado ao variograma experimental.

Devido à variabilidade espacial do parâmetro analisado, verificou-se que as variâncias experimentais apresentaram uma dispersão que dificultou o ajuste do modelo teórico. Esta variabilidade sugere a necessidade da realização de amostragens a pequenas distâncias para melhor verificação da dependência espacial, pois essa variabilidade espacial entre os pontos amostrados afeta o variograma.

Apesar de algumas condições desfavoráveis ao ajuste de um modelo teórico ao variograma experimental, parâmetros como erro quadrático médio e coeficiente de determinação da análise de regressão linear apresentados na Tabela 6, referentes aos valores estimados por regressão linear e por krigagem pontual, indicam a possibilidade da aplicação do modelo esférico. Assim, foi aplicado o método da krigagem pontual utilizando o modelo esférico (Figura 28).

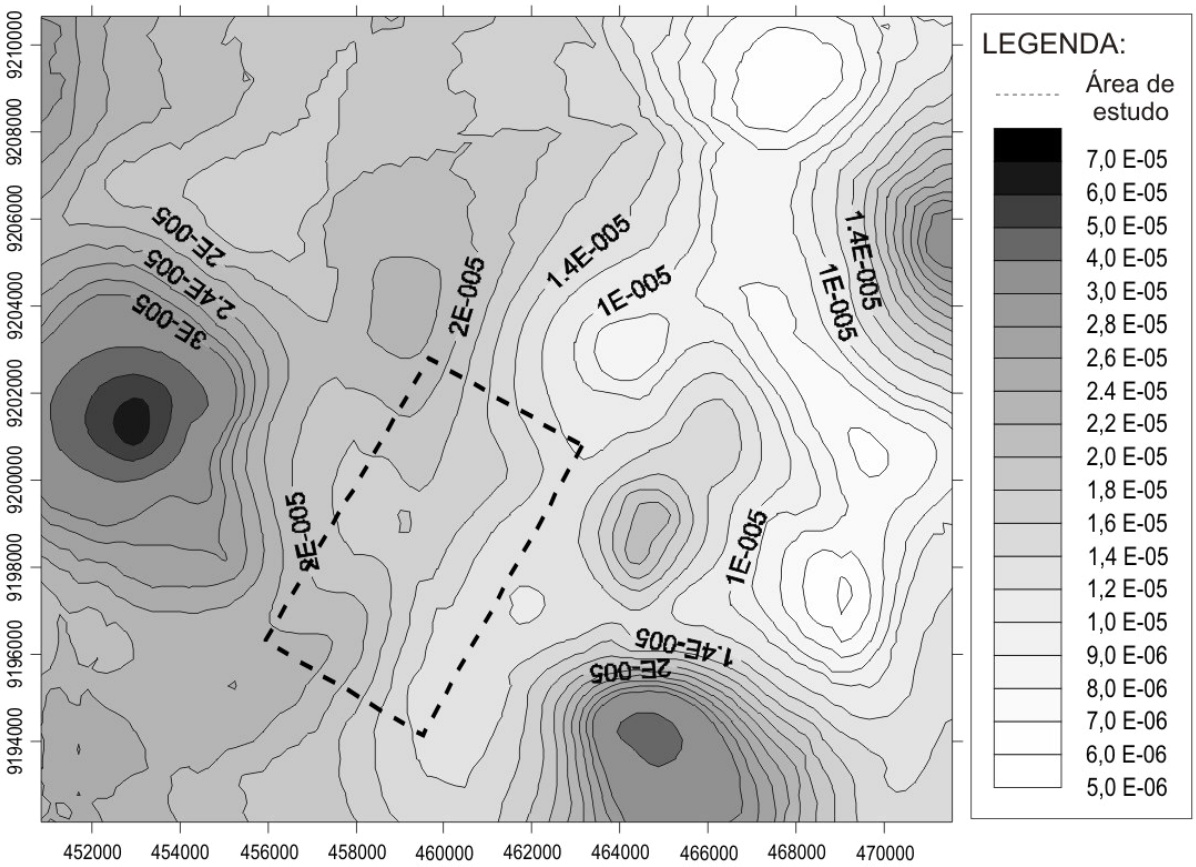


Figura 28 – Interpolação de dados estimados de condutividade hidráulica por krigagem pontual utilizando o modelo esférico.

A Figura 28 ilustra a variação espacial da condutividade hidráulica em uma porção do gráben Crato-Juazeiro. Na área de estudo, os valores variam de $1{,}0x10^{-5}$ a $2{,}0x10^{-5}$ m s^{-1}. Esses valores estão na mesma ordem de grandeza da média obtida pelo DNPM (1996) para o município de Juazeiro do Norte que é de $4{,}0x10^{-5}$ m s^{-1}.

Através de média ponderada pela área entre isolinhas obteve-se o valor de $1{,}69x10^{-5}$ m s^{-1} para a área modelada.

Variações espaciais de parâmetros hidrogeológicos são comuns, porém dados apropriados que cobrem densamente uma área de estudo são difíceis de encontrar. Então, prefere-se métodos simples e baratos de estimativa de parâmetros com extensa cobertura de uma área de estudo. Além disso, quando se trabalha considerando a dependência espacial, pode-se reduzir os erros aleatórios pelo controle da parcela deste erro associada a essa dependência.

4.4 Modelagem de fluxo riacho-aquífero

Para estudar a dinâmica do fluxo riacho-aquífero é necessário resolver a equação em derivadas parciais que descreve o fluxo de água subterrânea pelos estratos geológicos. Para isso, necessitamos definir o domínio do modelo, as condições de contorno apropriadas, a malha de diferenças finitas, assim como valores representativos dos parâmetros hidrodinâmicos e estruturais da região estudada.

4.4.1 Geologia da área modelada

O aquífero freático Rio da Batateira na área modelada foi considerado livre e separado do aquífero Missão Velha na base por uma camada com características de aquitardo, ou seja, bem menos permeável (Formação Abaiara) (MACHADO, 2005; MENDONÇA, 1996). Este aquitardo foi considerado limite inferior do aquífero a ser modelado.

Entretanto, MENDONÇA (1996) observou que, em alguns pontos, no município de Juazeiro do Norte, os aquíferos Rio da Batateira e Missão Velha estão hidraulicamente conectados devido à ocorrência de vazamentos ou diminuição da espessura da camada que os separam.

Porém, problemas relacionados à limitação de dados hidrodinâmicos e hidrogeológicos obtidos na área do Vale do Cariri (como a falta de informações sobre conexões hidráulicas entre os aquíferos Missão Velha e Rio da Batateira), foram essenciais na decisão de considerar somente o fluxo subterrâneo do aquífero Rio da Batateira. Além disso, as contribuições dessas conexões na interação riacho-aquífero em curto prazo são insignificantes.

Outra característica da formação aquífera freática Rio da Batateira na área de estudo é a sua conexão hidráulica com o riacho São José.

Diante dessas considerações, os perfis estratigráficos apresentados na Figura 10 foram utilizados na construção da base do aquífero contido na área modelada. A superfície topográfica foi obtida através do modelo numérico de terreno (MNT) da *SRTM*. Uma visualização 3D do aquífero a ser modelado está na Figura 29.

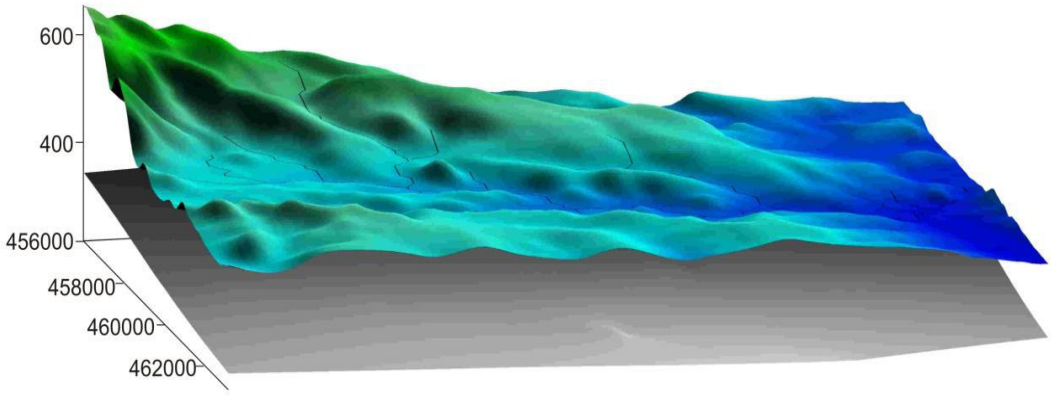


Figura 29 – Visualização 3D do aquífero Rio da Batateira na microbacia do riacho São José.

Observa-se na Figura 29 que a espessura do aquífero é bastante variável, contudo um valor médio de 200 m é adequado para o caso em questão.

4.4.2 Condições de contorno

Os limites da região modelada foram determinados de modo a propiciar a inserção de condições de contorno que representem as características hidrológicas e hidrogeológicas da área.

Utilizou-se carga constante nos limites AD e BC da área modelada (Figura 30). Para uma faixa do limite BC do domínio do modelo foi admitida uma carga constante de 385,14 m, correspondente à carga hidráulica do rio Salgado. Esta carga foi obtida através de medições do nível de água do rio Salgado em relação ao nível do mar, em diferentes períodos de tempo. De acordo com MACHADO (2005), no Vale do Cariri, o rio Salgado define linhas de cargas constantes em boa parte de sua extensão.

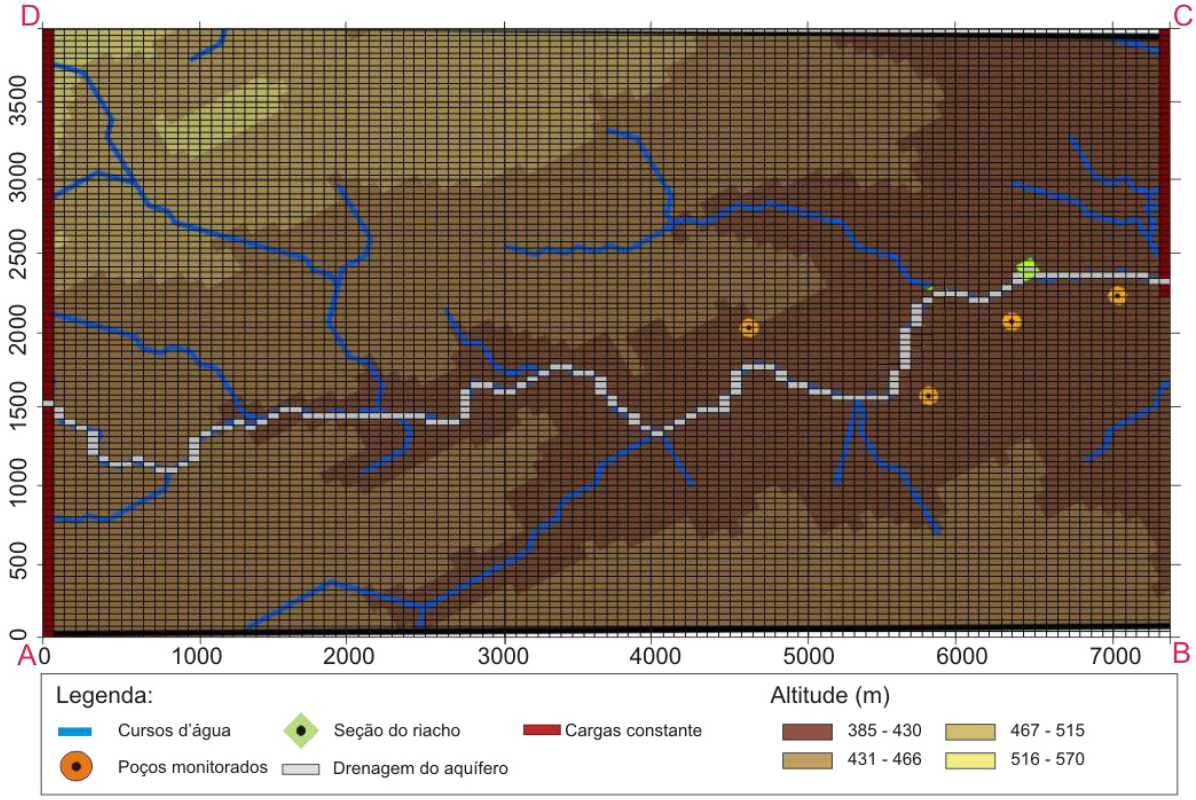


Figura 30 – Domínio do modelo.

A carga constante no limite AD da Figura 30 foi definida a partir do gradiente hidráulico do aquífero no local. Este gradiente hidráulico foi obtido correlacionando as cargas hidráulicas de poços da região com a distância desses ao limite esquerdo da área modelada (Figura 31).

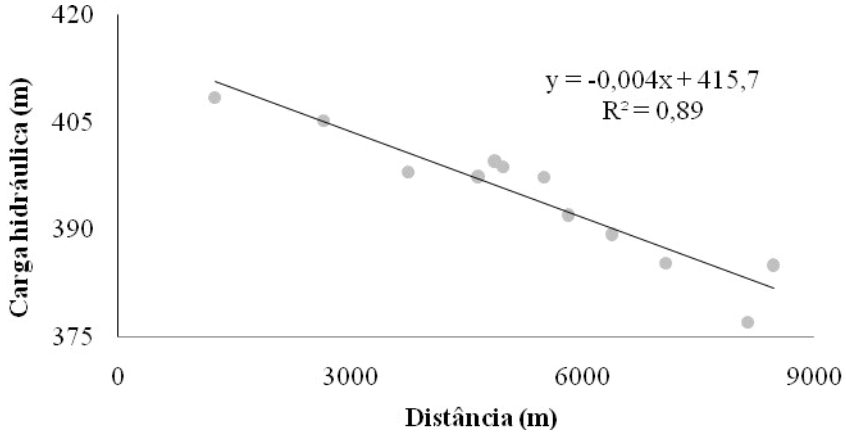


Figura 31 – Correlação entre carga hidráulica e distância dos poços ao limite esquerdo da área modelada.

Observa-se na Figura 31 um bom coeficiente de determinação (R^2) para a correlação linear, com valor de 89%. Esse valor subsidia a utilização da equação para estimar

o valor da carga constante para o limite norte da área modelada. Considerando a distância dos poços ao limite esquerdo da área igual a zero obtém-se 415,71 m que corresponde à carga hidráulica nesse limite.

O gradiente hidráulico de 4‰ obtido da equação de correlação foi o mesmo obtido por Mendonça (1996) para a área do riacho dos Macacos no município de Juazeiro do Norte.

Nos limites laterais AB e DC da Figura 30 e na base do aquífero, onde não foram adotadas condições de contorno, o aplicativo considera condição de fluxo nulo, ou seja, células inativas.

A condição de contorno dreno é caracterizada como sumidouro de água do aquífero, simulando o rebaixamento das cargas hidráulicas nas imediações do mesmo. Esta condição de contorno foi utilizada para representar a conexão hidráulica evidente entre a formação aquífera Rio da Batateira e o riacho São José. A vazão do dreno é função da carga hidráulica do aquífero (Equação 17).

$$\begin{cases} Q = c(h-e) & para \;\; h > e \\ & ou \\ Q = 0 & para \;\; h \leq e \end{cases} \quad \text{.....} \quad (17)$$

Q – vazão do dreno [L T^{-3}];
c – condutância do dreno [L T^{-1}];
h – carga hidráulica no aquífero [L];
e – elevação do dreno [L].

A vazão do dreno foi obtida pelo balanço de massa do MODFLOW *(ZBUD)* e sua elevação corresponde às cotas topográficas do leito do riacho.

A condutância do leito do riacho foi obtida na calibração do modelo.

A recarga representa a percolação resultante da precipitação para o aquífero, definida pela Equação 18.

$$QR = r\,\Delta x\,\Delta y \quad \text{.....} (18)$$

QR – fluxo de recarga [L^3 T^{-1}];
r – recarga aplicada na área Δx (linha) Δy (coluna) de cada célula por unidade de tempo [L T^{-1}].

Devido a informações pouco consistentes sobre recarga no Vale do Cariri, este parâmetro foi ajustado na calibração do modelo matemático.

A condição de contorno evapotranspiração que simula a retirada de água do aquífero através da zona radicular da vegetação não foi considerada porque a superfície freática na área modelada encontra-se a profundidades de aproximadamente 5 a 10 metros, onde as raízes de culturas comuns na área como cana-de-açúcar, feijão, milho etc não conseguem atingir.

O número de poços na área modelada é insignificante (n = 20), além de apresentarem baixas vazões (Q_{max}= 30 m³/dia, bombeando 5 horas por dia, aproximadamente). Os poços existentes foram utilizados apenas como poços de observação das cargas hidráulicas. Vale salientar que a grande maioria destes poços são cacimbões utilizados apenas para uso doméstico de pequenas famílias e irrigação de pequenas áreas.

4.4.3 Propriedades hidrogeológicas

Considerou-se o aquífero livre, homogêneo e isotrópico de condutividade hidráulica média $1{,}69 \times 10^{-5}$ m s^{-1} obtida da análise geoestatística.

A produção específica do aquífero, a condutância do leito do riacho, assim como a recarga foram determinadas através da calibração do modelo, devido a informações insuficientes na literatura para esses parâmetros.

4.4.4 Malha de diferenças finitas

A área simulada de aproximadamente 4 km de largura por 8 km de comprimento (Figura 30) foi dividida em uma malha de 100 linhas e 100 colunas e apenas uma camada delimitada pela superfície topográfica e a base do aquífero (Figura 29).

Para a construção da malha do modelo levou-se em consideração a direção preferencial do fluxo regional representada pelos limites AB e CD da Figura 30 de modo que suas coordenadas ficassem alinhadas em paralelo às componentes principais do fluxo regional preferencial. Esta medida minimiza a dispersão numérica que ocorre quando o fluxo não é

paralelo às linhas da malha, e melhora a estabilidade da solução do modelo de diferenças finitas.

4.4.5 Calibração do modelo

A calibração do modelo foi realizada em duas etapas:

- Em regime estacionário, no qual foram ajustadas a condutância do leito do riacho e a recarga anual;
- Em regime transiente, no qual foram ajustadas a produção específica do aquífero e a distribuição da recarga no período chuvoso, considerando os dados do regime estacionário.

a) Regime estacionário

Nesta etapa, os valores de condutância do leito do riacho e recarga foram variados e para cada par de valores foram observados o erro absoluto médio das cargas e o resíduo da vazão do riacho para a campanha do dia 20 de junho de 2009. A partir deste dia, observou-se a manutenção do fluxo de base após o período chuvoso de 2009. Este procedimento gerou um gráfico composto de famílias de curvas de condutância e recarga, associadas na ordenada ao erro absoluto médio das cargas e na abcissa ao resíduo da vazão do riacho (Figura 32).

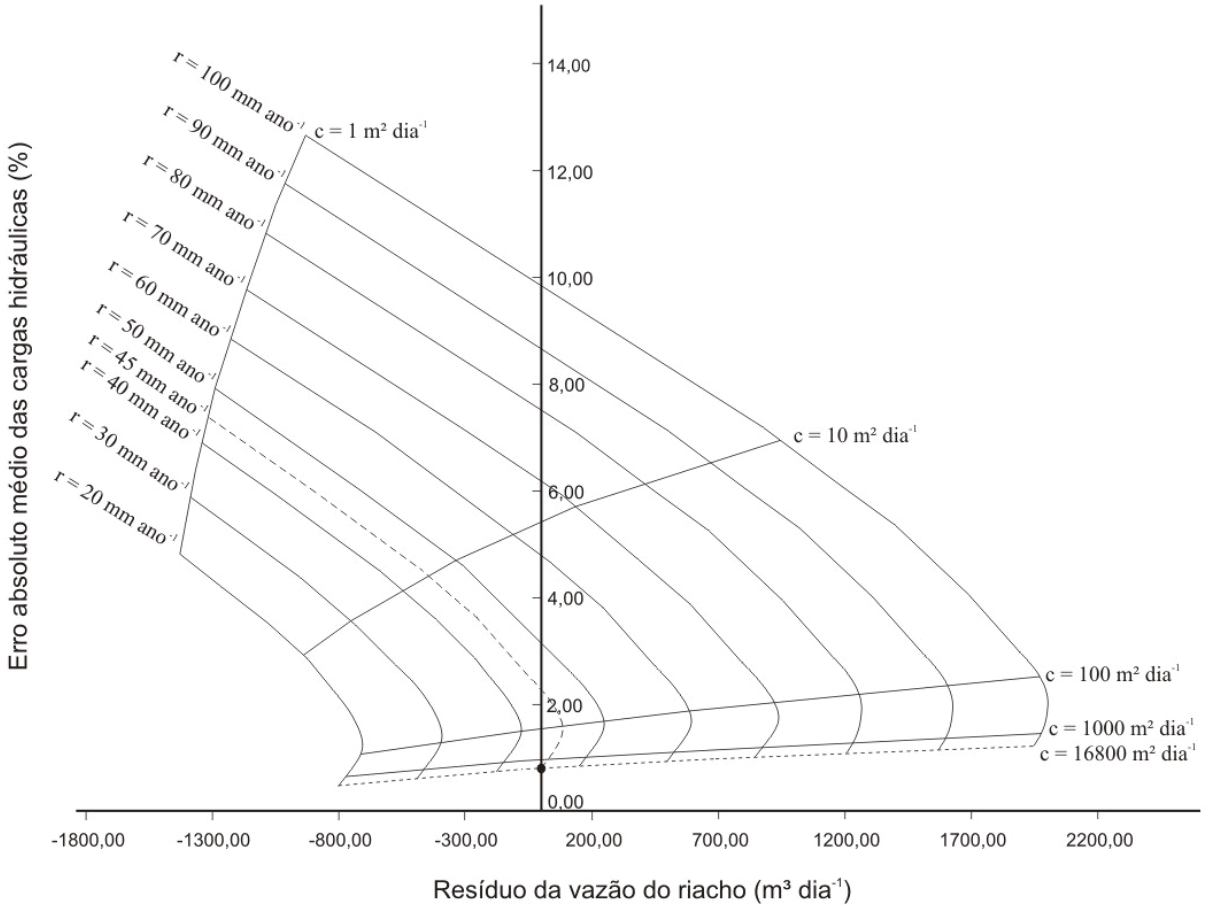


Figura 32 – Relação entre erro absoluto médio das cargas hidráulicas e resíduo da vazão do riacho para a família de curvas de condutância do leito do riacho (c) e recarga (r).

De acordo com a Figura 32, observa-se para uma dada condutância que o resíduo de vazão do riacho aumenta com a recarga. Nesta condição, para baixas recargas os resíduos de vazão são negativos, indicando uma super-estimativa do cálculo das vazões do riacho.

A interseção entre as curvas condutância do leito do riacho de 16.800 m² dia^{-1} e recarga de 45 mm ano^{-1} , na Figura 32, definem o menor erro absoluto médio de 0,81% e o menor resíduo de vazão do riacho de 0,02 m³ dia^{-1}. Para valores de condutância superiores a 16.800 m² dia^{-1} os resultados não se mostraram sensíveis.

Esta recarga anual obtida corrobora com os resultados de Mendonça (2001) para áreas de floresta na Chapada do Araripe.

As áreas de florestas preservadas apresentam significativa porosidade, especialmente macroporosidade, com caminhos preferenciais que facilitam a infiltração e a recarga dos aqüíferos. Já em áreas antropizadas ocorrem modificações na estrutura dos solos, causando-lhes maior ou menor compactação, afetando o armazenamento e a disponibilidade de água além de interferir na capacidade de infiltração. Neste contexto, de acordo com Cheng

et al., (2002), a baixa capacidade de infiltração, associada às áreas desmatadas (áreas agrícolas e urbanas), é capaz de reduzir sensivelmente a recarga de aquíferos.

Dessa forma pode-se dizer que os valores de recargas anuais para o aquífero Rio da Batateira na área de estudo foram bem maiores no passado, quando a vegetação nativa se fazia mais presente no Vale do Cariri.

b) Regime transiente

A calibração do modelo em regime transiente foi utilizada para ajustar a produção específica do aquífero e a distribuição da recarga anual no período chuvoso. Nessa etapa, a condutância calibrada em regime estacionário foi considerada parâmetro fixo e o ajuste da produção específica do aquífero foi obtido variando-a numa faixa de 1 a 30% (FREEZE & CHERRY, 1979).

Nesta simulação, a recarga anual ajustada na calibração do modelo estacionário foi distribuída ao longo dos meses chuvosos, nos períodos em que foram registradas maiores variações de vazões no riacho (meses de abril e maio). Como condição inicial, considerou-se uma recarga de 11 mm ano^{-1}, representativa do resíduo de recarga do período chuvoso antecedente não monitorado, importante para o ajuste do fluxo de base e das cargas iniciais.

A calibração foi feita através da minimização do erro absoluto médio das vazões e das cargas hidráulicas.

O melhor ajuste para a produção específica do aquífero e para a distribuição de recarga encontra-se na Tabela 7. Os erros absolutos médios nos períodos 10 a 12 não foram computados no ajuste, pois nestes períodos ocorreram fluxos subsuperficiais que não são simulados pelo *MODFLOW* (o *MODFLOW* simula apenas o fluxo de base). De acordo com a simulação do escoamento superficial usando o método CN apresentado no item 4.2, nestes períodos não ocorreram escoamentos superficiais.

Tabela 7 – Resultados do ajuste da produção específica do aquífero e da distribuição de recarga

Dados para ajuste da produção específica do aquífero em 5%							
Data	**Período**	**t (dia)**	**Δt (dia)**	**Vazão do riacho (L s^{-1})**			**Recarga (mm Δt^{-1})**
				Observada	**Calculada**	**E_{am} (%)**	
30.08.2008	0	1	-	16,53	12,67		11,00*
30.08.2008	1	15	15	12,28	12,49		0,00
20.09.2008	2	36	21	14,97	12,38		0,00
11.10.2008	3	57	21	13,48	12,30		0,00
01.11.2008	4	78	21	12,14	12,22		0,00
13.12.2008	5	120	42	12,07	12,08		0,00
10.01.2009	6	148	28	12,09	12,00		0,00
31.01.2009	7	169	21	9,73	11,93	0,56	0,00
07.03.2009	8	204	35	11,38	11,84		0,00
28.03.2009	9	225	21	11,88	11,79		0,00
17.04.2009	10	245	20	57,46	13,57		16,44
09.05.2009	11	267	22	81,36	28,79		28,93
30.05.2009	12	288	21	27,23	19,89		0,00
20.06.2009	13	309	21	18,31	18,35		0,00
11.07.2009	14	330	21	17,38	17,45		0,00
15.08.2009	15	365	35	16,23	16,54		0,00
Total							45,37

* - resíduo de recarga do período chuvoso antecedente não monitorado

E_{am} – Erro absoluto médio

A Figura 33 mostra a família de curvas de distribuição de recarga nos meses chuvosos (períodos 10 e 11) associadas na ordenada pelo erro absoluto médio das vazões do riacho e na abcissa pela produção específica do aquífero.

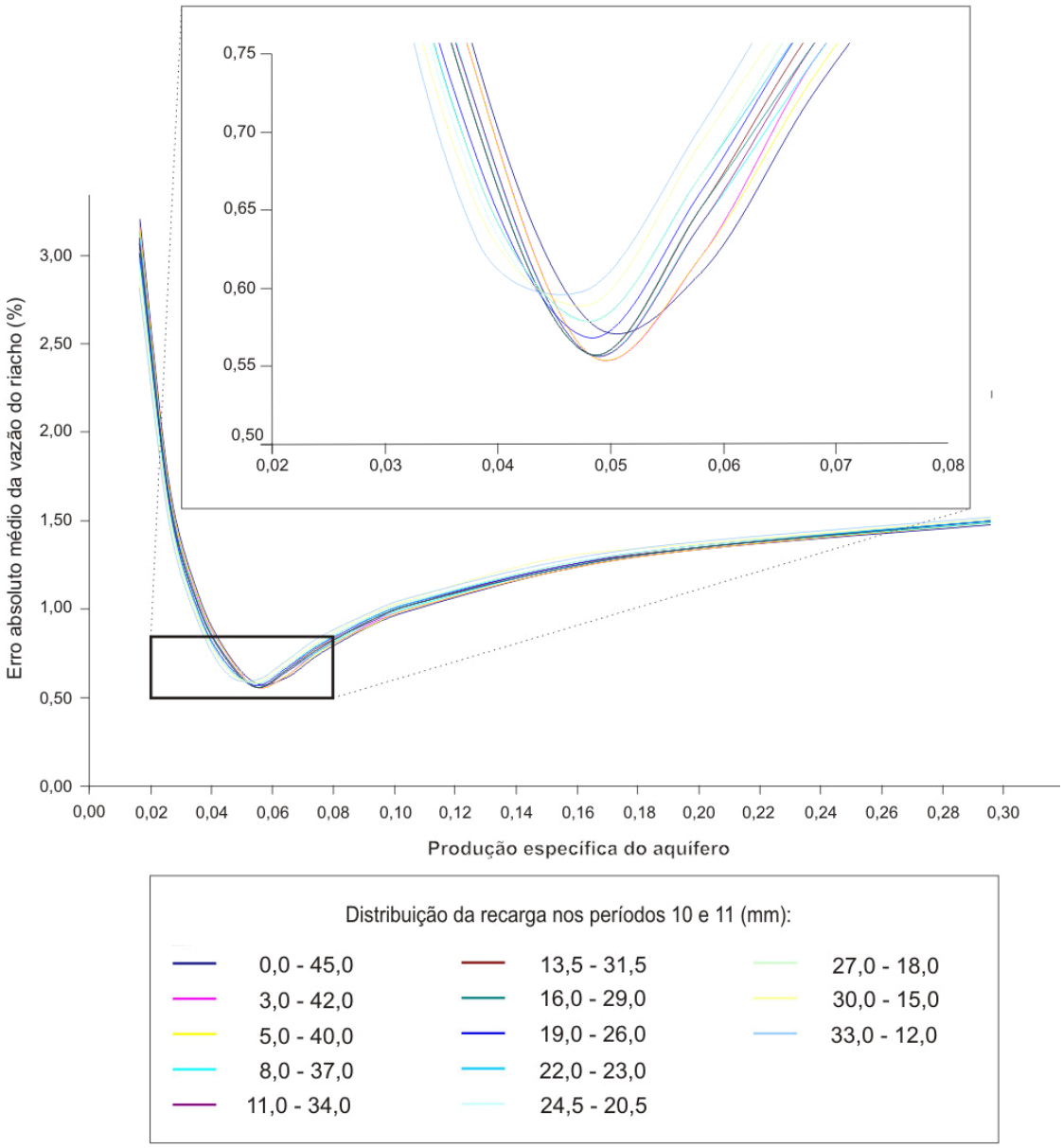


Figura 33 – Ajuste da produção específica do aquífero (Sy) e da distribuição de recarga (r) no período chuvoso da calibração do modelo.

Conforme a Figura 33, recargas distribuídas entre 3,0 – 42,0 a 16,0 – 29,0 mm para produção específica de 5% apresentam erro (E_{am}) mínimo de 0,50 % para as vazões.

Segundo dados de precipitação na área, as recargas distribuídas só ocorrem nos períodos 10 e 11 (meses de abril e maio) quando as precipitações ultrapassam 200 mm mês^{-1}, corroborando com os resultados de ATEPE *apud* DNPM (1996) no setor ocidental da Chapada do Araripe, que admite somente haver recarga quando as precipitações mensais acumulam um montante superior a 200 mm mês^{-1}.

Como várias distribuições de recarga apresentaram valores mínimos para o erro absoluto médio da vazão do riacho, utilizou-se outro critério para se determinar a distribuição

dessa recarga na área de estudo. Dessa forma, foram executadas correlações lineares entre as distribuições de recarga e a precipitação ocorrida na área, de modo a obter-se o melhor coeficiente de determinação (R^2) para a relação entre os dados de recarga e precipitação.

Os resultados das correlações definiram um valor de 93% para o coeficiente de determinação da correlação linear referente à distribuição de recarga com 16 e 29 mm para os períodos em que ocorreram precipitações de 269 e 296 mm, respectivamente (Tabela 8).

Tabela 8 – Dados de recarga definidos através de correlação com dados de precipitação

t (dia)	**Δt (dia)**	Precipitação (mm)	Recarga (mm)
1	0	0,0	0,0
15	15	0,0	0,0
36	21	0,0	0,0
57	21	0,5	0,0
78	21	0,0	0,0
120	42	130,9	0,0
148	28	54,9	0,0
169	21	68,7	0,0
204	35	183,2	0,0
225	21	81,9	0,0
245	20	269,2	16,0
267	22	295,9	29,0
288	21	126,7	0,0
309	21	3,1	0,0
330	21	0,0	0,0
365	35	52,0	0,0

A correlação linear entre os dados de precipitação e recarga apresentados na Figura 34 dispostos na Tabela 8, considera recarga nula até 200 mm período^{-1} de precipitação.

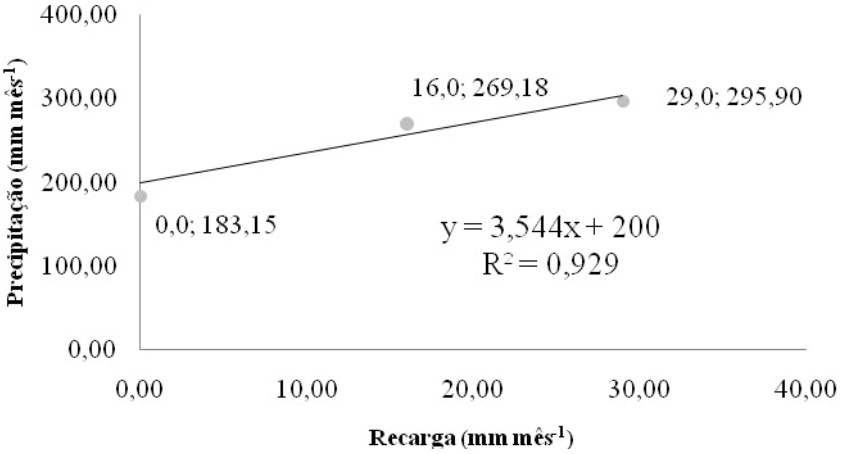


Figura 34 – Correlação linear entre recarga e precipitação.

Considerando a distribuição de recarga disposta na Tabela 8, foram calculadas as vazões do riacho através do modelo calibrado. Esses dados junto às vazões observadas através do método do traçador químico e as precipitações diárias estão dispostos na Figura 35.

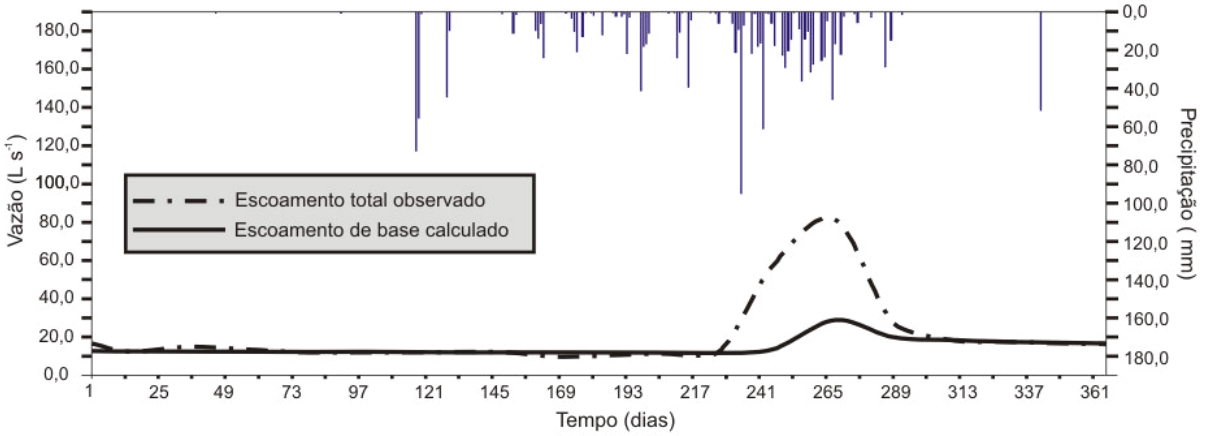


Figura 35 – Vazões do riacho calculadas e observadas e precipitações diárias.

Observa-se na Figura 35 que as vazões observadas nos períodos de recarga são bem maiores que as calculadas. Nestes períodos, as vazões observadas são referentes ao somatório dos escoamentos sub-superficiais e de base e as vazões calculadas são referentes apenas ao fluxo de base, pois o *MODFLOW* simula apenas o fluxo no meio saturado.

Com relação ao escoamento superficial, de acordo com o método CN, o mesmo não ocorreu nos dias anteriores à coleta de dados de vazão, durante o período monitorado.

As precipitações ocorridas durante os períodos de recarga mostram maior volume e ocorrem de forma mais frequentes, justificando o ganho de carga obtida pelo aquífero.

Os valores de vazão calculados apresentados na Figura 35 foram considerados como solução da modelagem subsidiados pela análise dos valores calculados de carga hidráulica (Tabela 9), que possuem valores mínimos para o erro absoluto médio durante todo o período monitorado.

Tabela 9 – Cargas hidráulicas calculadas para o período monitorado

Data da campanha	Poço I (m)	Poço II (m)	Poço III (m)	Poço IV (m)	Seção I (m)	Seção II (m)	Seção III (m)	Seção V (m)	E_{am}
16/08/2008	385,83	388,85	392,15	396,84	392,21	391,14	390,58	385,52	0,47
30/08/2008	385,82	388,84	392,14	396,83	392,21	391,14	390,57	385,52	0,44
20/09/2008	385,82	388,83	392,14	396,82	392,21	392,13	390,56	385,52	0,45
11/10/2008	385,82	388,83	392,13	396,81	392,21	391,13	390,56	385,52	0,43
01/11/2008	385,82	388,82	392,12	396,80	392,21	391,13	390,55	385,52	0,45
13/12/2008	385,82	388,81	392,11	396,78	392,21	391,12	390,54	385,52	0,41
10/01/2009	385,81	388,81	392,11	396,77	392,21	391,12	390,53	385,52	0,43
30/01/2009	385,81	388,81	392,10	396,76	392,20	391,11	390,53	385,52	0,45
07/03/2009	385,81	388,80	392,09	396,74	392,20	391,11	390,52	385,52	0,43
28/03/2009	385,81	388,80	392,09	396,73	392,20	391,11	390,52	385,52	0,42
17/04/2009	385,91	388,99	392,28	396,95	392,21	391,24	390,72	385,52	0,42
09/05/2009	386,07	389,31	392,67	397,46	392,21	391,44	391,06	385,52	0,22
30/05/2009	385,95	389,15	392,55	397,45	392,21	391,32	390,91	385,52	0,31
20/06/2009	385,92	389,08	392,49	397,42	392,21	391,28	390,84	385,52	035
11/07/2009	385,90	389,04	392,45	397,40	392,21	391,26	390,80	385,52	0,36
15/08/2009	385,89	389,00	392,41	397,84	392,21	391,24	390,76	385,52	0,36

E_{am} – Erro absoluto médio

A análise do erro foi realizada utilizando-se os dados de carga hidráulica observados, dispostos na Tabela 2 e os calculados da Tabela 9. Essa análise apresenta valores aceitáveis de erro absoluto médio, propiciando o uso confiável do modelo calibrado, mesmo com valores tão diferentes de vazão do dreno no período de recarga.

Vale salientar que as cargas hidráulicas das seções do riacho no período entre 17.04.2009 e 30.05.2009 não foram consideradas para o cálculo do erro absoluto médio, pois neste período além do fluxo de base no riacho ocorrera também o fluxo sub-superficial, tornando estas cargas hidráulicas não representativas do nível freático do aquífero.

4.4.6 Simulação de cenários

Foram simulados cenários considerando situações de precipitações anuais extremas registradas na região e de redução na área de recarga devido a urbanização. As precipitações foram obtidas de séries registradas desde 1974 em postos pluviométricos localizados nos municípios de Crato, Juazeiro do Norte e Barbalha.

a) Cenário 1: máxima precipitação anual

A máxima precipitação anual registrada para a região foi utilizada para estimar valores de recarga do aquífero através da correlação linear apresentada na Figura 34. Os valores de precipitação e recarga mensal estão dispostos na Tabela 10.

Tabela 10 – Precipitação e recarga mensal para o cenário de máxima precipitação anual (Posto Centro no município de Barbalha)

Mês/Ano	Precipitação (mm mês^{-1})	Recarga (mm mês^{-1})
Agosto/84	0,10	0,00
Setembro/84	2,10	0,00
Outubro/84	44,00	0,00
Novembro/84	13,60	0,00
Dezembro/84	97,90	0,00
Janeiro/85	364,30	46,36
Fevereiro/85	395,40	55,14
Março/85	341,20	39,84
Abril/85	435,60	66,48
Maio/85	180,20	0,00
Junho/85	46,00	0,00
Julho/85	10,00	0,00
TOTAL ANUAL	1930,40	207,82

Na estimativa da recarga, foram utilizadas as precipitações de agosto de 1984 a julho de 1985, meses que coincidem com os da calibração do modelo. Desta forma, o fluxo de base do riacho obtido pelo modelo representativo do cenário de máxima precipitação foi comparado com o do modelo calibrado (Figura 36).

As recargas estimadas neste cenário (Tabela 10), apresentam valor anual bem superior à recarga anual obtida na calibração do modelo.

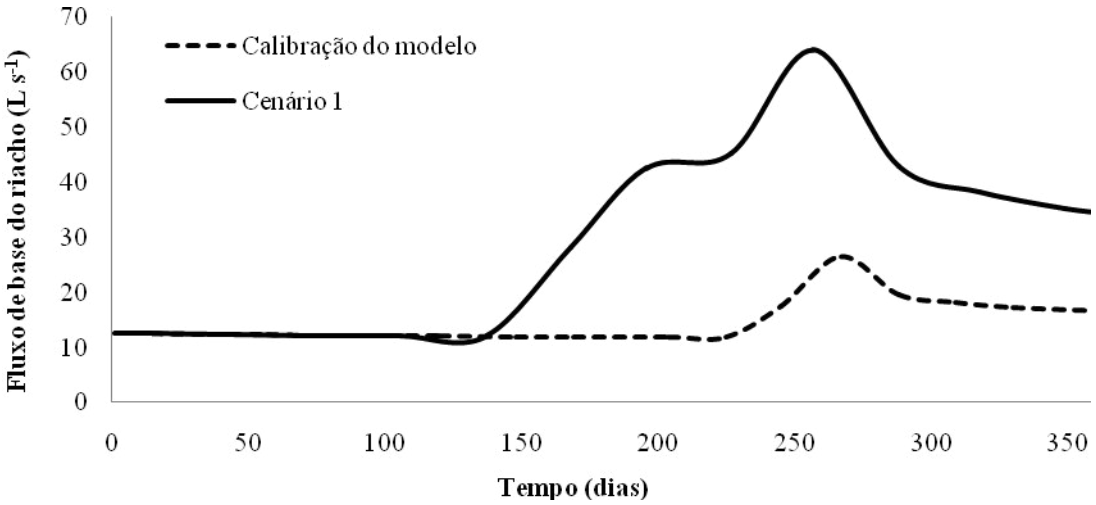


Figura 36– Fluxo de base obtido na calibração do modelo e no cenário 1 de máxima precipitação.

Na Figura 36, observa-se um grande incremento no fluxo de base produzido pela recarga anual de 205 mm ano^{-1}, aproximadamente cinco vezes maior do que a da calibração do modelo (45 mm ano^{-1}).

Este aumento no fluxo de base do riacho influencia consideravelmente o uso dos recursos hídricos, possibilitando uma maior demanda para produção agrícola e dessedentação de animais na área, principalmente no período seco, já que há um aumento de aproximadamente 25,0 L s^{-1} no fluxo de base e média de 1 m nas cargas calculadas podendo chegar até 3 m no poço IV, após o período chuvoso. O riacho perene São José é fonte de água para diversas atividades agropecuárias localizadas às margens do mesmo.

b) Cenário 2: mínima precipitação anual

As mínimas precipitações anuais registradas na região, de agosto de 1992 a julho de 1994, foram utilizadas na simulação de um cenário no qual não há de recarga do aquífero em um longo intervalo de tempo, pois os valores de precipitação mensais não atingiram 200 mm (Tabela 11).

Tabela 11 – Precipitação e recarga mensal para o cenário de mínima precipitação anual (Posto Centro no município de Juazeiro do Norte)

Mês/Ano	Precipitação (mm)	Recarga (mm/mês)
Agosto/92	32,50	0,00
Setembro/92	149,70	0,00
Outubro/92	136,80	0,00
Novembro/92	61,00	0,00
Dezembro/92	26,10	0,00
Janeiro/93	0,00	0,00
Fevereiro/93	7,00	0,00
Março/93	0,00	0,00
Abril/93	14,00	0,00
Maio/93	0,00	0,00
Junho/93	118,00	0,00
Julho/93	19,30	0,00
Agosto/93	145,70	0,00
Setembro/93	148,00	0,00
Outubro/93	89,20	0,00
Novembro/93	146,70	0,00
Dezembro/93	76,10	0,00
Janeiro/94	94,90	0,00
Fevereiro/94	4,00	0,00
Março/94	0,00	0,00
Abril/94	0,00	0,00
Maio/94	0,00	0,00
Junho/94	0,00	0,00
Julho/94	161,30	0,00
TOTAL ANUAL	1430,30	0,00

Neste cenário 2, o fluxo de base do riacho São José calculado foi comparado com o obtido na calibração do modelo (Figura 37).

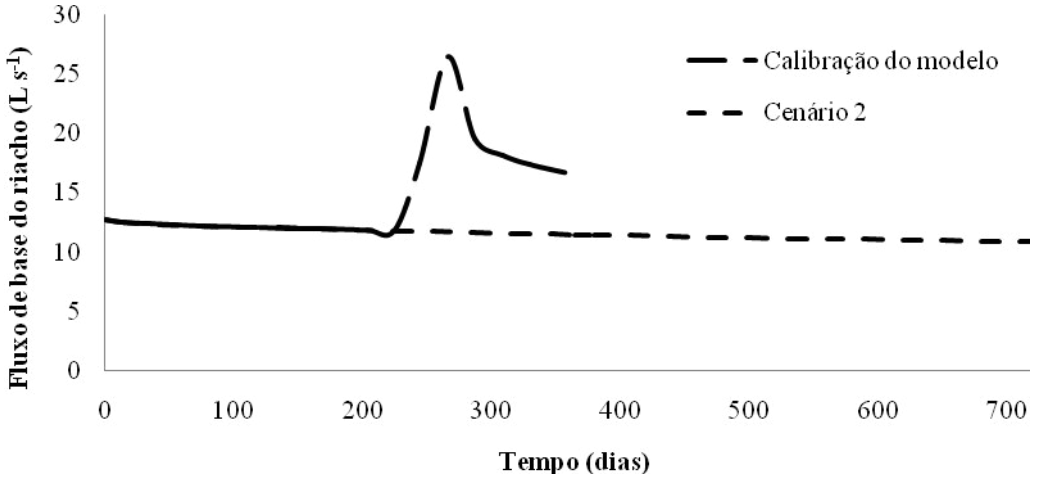


Figura 37 – Fluxo de base obtido na calibração do modelo e no cenário 2 de mínima precipitação.

Na Figura 37 observa-se um contínuo declínio do fluxo de base do riacho São José, devido à inexistência de recarga do aquífero. O valor mínimo simulado chegou a 10,85 L s^{-1}, 10 % menor do que no início da simulação.

Esta ausência de recarga é capaz de produzir diminuição da produção agrícola local no período seco, assim como pode dificultar a explotação de águas através de cacimbas na área, pois as cargas calculadas registraram um decréscimo médio de 0,70 m nos poços monitorados. Isto afeta a principal fonte de oferta hídrica local.

Observa-se entre os cenários 1 e 2 a necessidade de planejamento dos usos dos recursos hídricos, pois há extremas variabilidades climáticas regionais que podem causar escassez de água.

c) Cenário 3: máxima precipitação anual com redução da área de recarga

Neste cenário foram utilizadas as recargas estimadas para as precipitações máximas (Tabela 10) e uma redução na área de recarga produzida pela urbanização prevista no zoneamento geoambiental da FUNCEME (2006) (Figura 38).

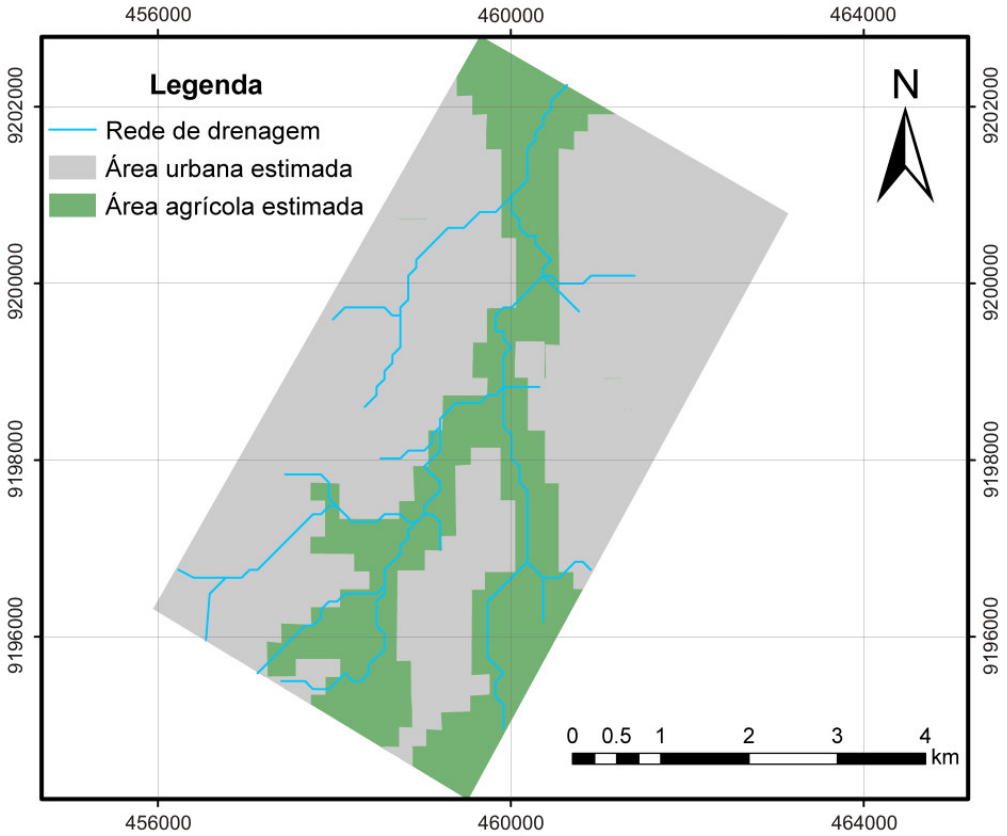


Figura 38 – Zoneamento geoambiental da área de estudo.
FONTE: Adaptado de FUNCEME (2006).

De acordo com a Figura 38, observa-se que a maior parte da área em estudo irá compor a zona de conurbação das cidades de Juazeiro do Norte, Crato e Barbalha. As áreas agrícolas corresponderam às faixas de solos que margeiam o riacho São José.

Neste cenário, as áreas definidas como urbanas foram consideradas de recarga nula, devido à impermeabilização que irá ocorrer nesta área. Por isso, as recargas foram administradas apenas nas áreas agrícolas. Assim, o fluxo de base do riacho São José calculado foi comparado com o obtido na calibração do modelo e no cenário 1 de máxima precipitação anual (Figura 39).

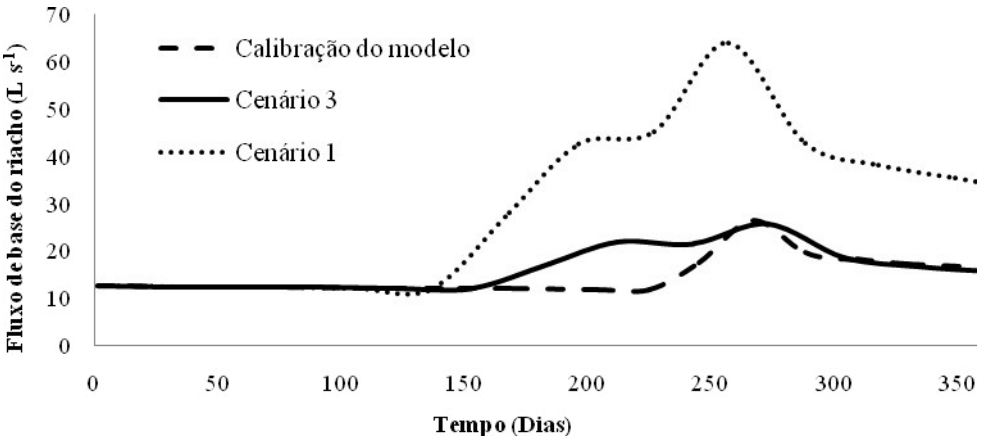


Figura 39 – Fluxo de base obtido na calibração do modelo, nos cenários de máxima precipitação com e sem redução da área de recarga.

Observa-se na Figura 39 que a redução na área de recarga produz uma considerável diminuição no fluxo de base, mesmo para a recarga de aproximadamente 205 mm ano^{-1}, gerada pela máxima precipitação anual ocorridas na região. Neste caso, o fluxo de base após o período chuvoso atinge valor semelhante ao obtido na calibração do modelo, com recarga de apenas 45 mm ano^{-1}.

Observa-se que a expansão urbana provocará redução das áreas de recarga e consequentemente do fluxo de base do riacho e das cargas hidráulicas do aquífero, diminuindo a oferta hídrica.

d) Cenário 4: recarga anual ajustada na calibração do modelo com redução da área de recarga

No cenário 4, foi utilizada a recarga ajustada na calibração do modelo de 45 mm ano^{-1} (Tabela 8) e a redução na área de recarga utilizada no cenário 3 (Figura 38).

Neste cenário 4, o fluxo de base do riacho São José calculado foi comparado com o obtido na calibração do modelo (Figura 40).

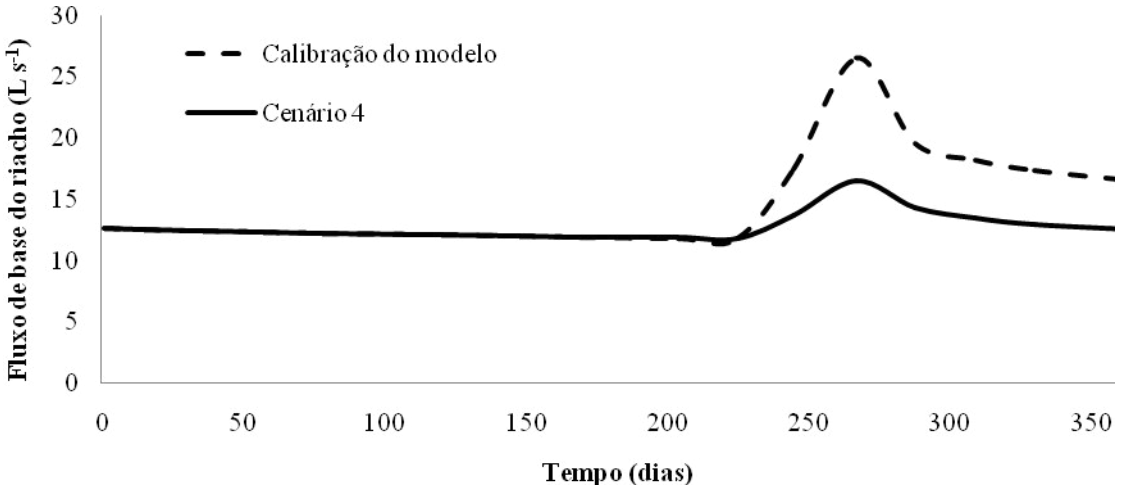


Figura 40 – Fluxo de base obtido na calibração do modelo e no cenário 4 de recarga 45 mm ano^{-1} e área de recarga reduzida.

Neste caso, o incremento do fluxo de base do riacho no período chuvoso é bem inferior. Após o período chuvoso há uma redução de 30% na vazão.

Os resultados obtidos nos cenários 3 e 4 alertam para a importância de um planejamento urbano na área, visando o disciplinamento futuro do uso e ocupação do solo com vistas à preservação dos recursos hídricos superficiais e subterrâneo.

5 CONCLUSÃO

De acordo com o estudo realizado, as vazões do riacho São José, obtidas pelo método do traçador químico, durante o período de estudo, apresentaram uma boa correlação linear com o método da calha Parshall, com R^2 = 96%.

De acordo com o método CN do SCS, obteve-se uma capacidade máxima de infiltração e uma precipitação diária necessária para gerar escoamento superficial de respectivamente, 137 mm dia^{-1} e 27 mm. Como as precipitações médias diárias obtidas pelo método de Thiessen para os dias anteriores aos de medição de vazão foram menores que a precipitação efetiva, concluiu-se que não houve escoamento superficial e as vazões registradas correspondem aos fluxos sub-superficial e de base do riacho.

Como há pouca informação sobre a geologia na bacia do riacho São José, definiu-se o perfil estratigráfico a partir de seções transversais obtidas por geofísica por CEARÁ (2005). Os parâmetros hidrogeológicos condutividade hidráulica, produção especifica e a condutância do leito do riacho foram estimados. O primeiro por análise geoestatística a partir de informações coletadas fora da bacia, utilizando a técnica da krigagem; e os demais na calibração do modelo de fluxo riacho-aquífero, utilizando o aplicativo *MODFLOW*.

Na análise geoestatística, o modelo teórico esférico foi o de melhor ajuste ao variograma experimental e os parâmetros estatísticos, erro quadrático médio e coeficiente de determinação da regressão linear entre os valores observados e os estimados por krigagem pontual, reforçaram a aplicabilidade do modelo esférico. De acordo com este modelo, na área de estudo, a média ponderada pela área entre isolinhas de condutividade hidráulica foi de $1{,}69 \times 10^{-5}$ m s^{-1}, valor da mesma ordem de grandeza da média obtida pelo DNPM (1996) para o município de Juazeiro do Norte.

Na calibração do modelo no regime estacionário obteve-se um gráfico composto de uma família de curvas de condutância do leito do riacho e recarga, associadas na ordenada ao erro absoluto médio das cargas hidráulicas e na abscissa ao resíduo da vazão do riacho. A interseção entre as curvas condutância do leito do riacho de 16.800 m^2 dia^{-1} e recarga de 45 mm ano^{-1} definiu o menor erro absoluto de 81 % e menor resíduo de vazão do riacho de 0,02 m^3 dia^{-1}.

Na calibração do modelo no regime transiente ajustou-se a produção específica do aqüífero e a distribuição da recarga anual no período chuvoso, considerando como parâmetro fixo a condutância do leito do riacho ajustada no regime estacionário. Nesta etapa, obteve-se

um gráfico composto de uma família de curvas de distribuição de recarga nos meses chuvosos, associadas na ordenada ao erro absoluto médio das vazões do riacho e na abscissa a produção específica do aquífero. O erro absoluto médio mínimo de 0,56% para as vazões correspondem a recargas de 3 a 16 mm, em abril de 2009, e de 29 a 42 mm, em maio de 2009 (meses cujas precipitações ultrapassaram 200 mm mês^{-1}) e produção específica de 5%. Efetuando correlações lineares entre recarga e precipitação mensal (considerando a restrição de recarga nula para precipitações inferiores a 200 mm mês^{-1}), observou-se melhor coeficiente de determinação (R^2 = 93%) para recargas de respectivamente 16 e 29 mm para os meses de abril e maio.

As vazões monitoradas no período chuvoso foram superiores às vazões calculadas pelo balanço de massa do *MODFLOW*. Como este aplicativo simula apenas o fluxo no meio saturado, os valores calculados correspondem apenas ao fluxo de base, o excedente pode ser o escoamento sub-superficial não calculado.

A simulação do cenário 1, de máxima precipitação anual e condições atuais de uso e ocupação dos solos, apresentou, a partir da equação de correlação definida na calibração do modelo no estado transiente, recarga anual de aproximadamente 205 mm ano^{-1}. Neste cenário, após o período chuvoso há um incremento no fluxo de base de aproximadamente 25,0 L s^{-1} e nas cargas hidráulicas de 3 m.

Para o cenário 2, de mínima precipitação anual e condições atuais de uso e ocupação, verificou-se um continuo declínio no fluxo de base, chegando a atingir 10,85 L s^{-1} após dois anos sem recarga, e nas cargas hidráulicas de 0,70 m.

No cenário 3, de máxima precipitação anual (recarga de 205 mm ano^{-1}) e redução na área de recarga por impermeabilização, obteve-se considerável redução no fluxo de base e nas cargas hidráulicas, atingindo valores semelhantes aos obtidos na calibração do modelo (recarga de 45 mm ano^{-1}).

Para um cenário 4, de recarga igual a obtida na calibração do modelo (45 mm ano^{-1}) e redução na área de recarga por impermeabilização, obteve-se, após o período chuvoso, um incremento no fluxo de base bem inferior ao obtido na calibração do modelo no estado transiente.

Os resultados obtidos na simulação de cenários mostraram a necessidade de um planejamento urbano na área (que é de conurbação urbana das cidades de Juazeiro do Norte, Crato e Barbalha), visando o disciplinamento futuro do uso e ocupação do solo com foco na preservação dos recursos hídricos superficiais e subterrâneos.

6 REFERÊNCIAS

ANDERSON, M. P; WOESSNER, W. W. **Applied groundwater modeling.** San Diego: Academic Press Inc., 1992. 381 p.

ANDRIOTTI, J. L. **Fundamentos de estatística e geoestatística.** São Paulo: Unisinos, 2004.165p.

AQUINO, D. do N; TEIXEIRA, A. dos S; ANDRADE, E. M; LOPES, F.B; OLIVEIRA, A. D. S. Estimativa do escoamento superficial em microbacia do semi-árido brasileiro pelo emprego do SIG. **Rev. Tecnol. Fortaleza,** v. 29, n. 1, p. 37 – 45. 2008.

BEST, A; ZHANG, L; McMAHOM, T; WESTERN, A; VERTESSY, R. **A critical review of paired catchment studies with reference to seasonal flow and climatic variability**. Report. Australia: 2003.

BARONE, V. A. **Modeling the impacts of land use activities on the subsurface flow regime of the Upper Roanoke River Watershed.** 2000. 184 f. M. S. Thesis. Virginia Polytechnic Institute and State University, Blacksburg: Virginia, 2000.

CABRAL, J; DEMETRIO, J. G. A. Aplicação de modelos em hidrogeologia. In: FEITOSA, F. A. C.; MANOEL FILHO, J. **Hidrogeologia:** conceitos e aplicações. 2ª Edição. Recife: CPRM, 2000. Cap. 15 p 369 – 391.

CAGECE; PLANAT. **Captação de Juazeiro do Norte – Condição de exploração dos poços**. Relatório de conclusão. Fortaleza, 1984.

CEARÁ. **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.

CEY, E. E; RUDOLPH, D. L; PARKIN, G. W; ARAVENA, R. Quantifying groundwater discharge to a small perennial stream in Southern Ontario, Canada. **Journal of Hydrology**. v. 210, n. 1/4, p. 21 – 37. 1999.

CHENG, J. D; LIN, L. L; LU, H. S. Influence of forests on water flows from headwater watersheds in Taiwan. **Forest Ecology and Management**, n. 165, p. 11 – 28, 2002.

CHO, J; BARONE, V. A; MOSTAGHIMI, S. Simulation of land use impacts on groundwater levels and streamflow in a Virginia watershed. **Agricultural water management.** v. 96. I – II. 2009.

DNPM. **Projeto Avaliação Hidrogeológica da Bacia Sedimentar do Araripe.** Recife, 1996. 101 p.

FABBRI, P. Transmissivity in the geothermal Euganean Basin: A geostatistical analysis. **Ground Water.** v. 35: p. 881–887. 1997.

FETTER, C. W. **Applied Hydrogeology**. 3ª ed. Oshokosh: University of Wisconsin, 1994. 389p.

FONTENELE, S. B; MENDONÇA, L. A. R. Estimativa de condutividade hidráulica aplicando geoestatística. In: Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 28, 2009, Campo Grande - MS, **Anais....** ABRH, 2009.

FOSTER, S; HIRATA, R; GOMES, D; D'ELIA, M; PARIS, M. **Groundwater Quality Protection**: a Guide for Water Utilities, Municipal Authorities and Environment Agencies. A World Bank Publication, Nº 25. 071. Washington D.C., USA. 2002.

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

FUNCEME. **Zoneamento Geoambiental do Estado do Ceará – Parte II**: Mesorregião do Sul Cearense. Fortaleza: FUNCEME, 2006. 128 p.

_____. Disponível em: www.funceme.br. Acesso em: 10 agosto 2009.

GENOVEZ, A. B. Vazões máximas. In: PAIVA, J. B. D.; PAIVA, E. M. C. D. (Org.). **Hidrologia aplicada à gestão de pequenas bacias hidrográficas.** Porto Alegre: Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 2001. cap 3.

GUIGUER, N; FRANZ, T. **Visual MODFLOW. User's Manual**. Waterloo Hydrogeologic Inc.. Waterloo, Canada. 1996. 231 p.

GUIMARÃES, E. C. **Variabilidade especial de atributos de um latossolo vermelho escuro textura argilosa da região do Cerrado, submetido ao plantio direto e ao plantio convencional.** 2000. 112 f. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola – Área de concentração

água e solo) – Departamento de Água e Solo, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2000.

HAMM, S.Y; CHEONG, J.Y; JANG, S; JUNG, C.Y; KIM, B.S. Relationship between transmissivity and specific capacity in the volcanic aquifers of Jeju Island, Korea. **Journal Hydrology,** v. 310, p. 111–121. 2005.

ISAAKS, E. H; SRIVASTAVA, R. M. **Applied geoestatistic: an introduction.** New York: Oxford University, 1989. 561 p.

KIMURA, G. **Caracterização hidrogeológica do sistema Sedimentar do gráben crato-juazeiro, no Vale do Cariri (CE).** 2003. 198 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Sanitaria e Ambiental) – Departamento de Engenharia Sanitaria e Ambiental, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2003.

MACHADO, C. J. F. **Modelagem geoquímica e de fluxos do sistema aqüífero subterrâneo na Bacia Sedimentar do Araripe.** 2005. 157 f. Tese (Doutorado em Física) – Centro de Ciências, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2005.

McDONALD, M. G; HARBAUGH, A. W. **A modular three dimensional finite-difference groundwater flow model.** Techniques of water-resources investigations. Washington D.C.: United States Geological Survey, 1988. 576 p.

MELLO, C. R; LIMA, J. M; SILVA, A. M; MELLO, J. M; OLIVEIRA, M. S. Krigagem e inverso do quadrado da distância para interpolação dos parâmetros da equação de chuvas intensas. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, v. 27, p. 925 – 933. 2003.

MENDONÇA, L. A. R. **Recursos Hídricos da Chapada do Araripe.** 2001. 193 f. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) – Centro de Tecnologia, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2001.

_____. **Modelagem matemática, química e isotópica de uma bateria de poços na cidade de Juazeiro do Norte – Ceará.** 1996. 122 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Centro de Tecnologia, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 1996.

PATRIARCHE, D; CASTRO, M. C; GOOVAERTS, P. Estimating Regional Hydraulic Conductivity Fields—A Comparative Study of Geostatistical Methods. **Mathematical Geology,**. v. 37, n. 6, p. 587 – 613. 2005.

PISINARAS, V; PETALAS, C; TSIHRINTZIS, V. A; ZAGANA, E. A groundwater flow model for water resources management in the Ismarida plain, North Greece. **Environmental Modeling and Assessment**, v. 12, p. 75 – 89. 2007.

PONTE, F.C.; PONTE FILHO, F. C. **Estutura Geológica e Evolução Tectônica da Bacia do Araripe**. Recife: DNPM, 1996. 68 p.

PUCCI JÚNIOR, A. A.; POPE, D.A. Simulated effects of development on regional groundwater/surface water interactions in the Northern Coastal Plain of New Jersey. **Journal of Hidrology,** v. 167, p. 241 – 262. 1995.

RAZACK, M; HUNTLEY, D. Assessing transmissivity from specific capacity in a large and heterogeneous alluvial aquifer. **Ground Water,** v. 29, n. 6, p. 856 – 861. 1991.

ROTZOLL, K; EL-KADI, A. I. Estimating hydraulic conductivity from specific capacity for Hawaii aquifers, USA. **Hydrogeology Journal**, v. 16, p. 969–979. 2008.

SÁ, F. T. **As águas subterrâneas no município de Barbalha – Ceará – Brasil.** 2004. 121 f. Dissertação (Mestrado em Geologia – Área de concentração em Hidrogeologia) – Centro de Ciências, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2004.

SABESP (2009). Poços artesianos. Disponível em: http://www.sabesp.com.br/CalandraWeb/CalandraRedirect/?temp=4&proj=sabesp&pub=T&db=&docid=525EF64B81536513832571C6006B651E. Acesso em: 06 out. 2009.

SANSONOWSKI, R. C. **A modelagem numérica como instrumento de apoio à avaliação ambiental**. 2003. 121 p. Dissertação (Mestrado em Ciência e Engenharia de Petróleo) – Instituto de Geociências. Universidade Estadual de Campinas – UNICAMP, Campinas, 2003.

SANTIAGO, M. F; SILVA, C. M. S. V; MENDES FILHO, J; FRISCHKORN, H. Characterization of groundwater in the Cariri (Ceará, Brazil) by environmental isotopes and electric conductivity. **Radiocarbon**, v. 39, n. 1, p. 49 – 59. 1997.

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.

SARTORI, A. **Avaliação da Classificação Hidrológica do Solo para a Determinação do Excesso de Chuva do Método do Serviço de Conservação do Solo dos Estados Unidos.** 2004. 189 f. Dissertação de Mestrado – Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2004.

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

SHI, Z. H; CHEN, L. D; FANG, N. F; QIN, D. F; CAI, C. F. Research on the SCS-CN initial abstraction ratio using rainfall-runoff event analysis in the Three Gorges Area, China. **Catena,** v. 77, p. 1 – 7. 2009

SILVA JÚNIOR, A. N. de. **Uso da krigagem para caracterização da variabilidade espacial da condutividade hidráulica no semi-árido nordestino com enfoque bayesiano.** 2006. 78 p. Dissertação (Mestrado em Biometria) - Programa de Pós Graduação em Biometria, Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife, 2006.

SOPHOCLEOUS, M. Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. **Hydrogeology Journal.** v. 10, p. 52 – 67. 2002.

SRIVASTAV, S. K; LUBCZYNSKI, M. W; BIYANI, A. K. Upscaling of transmissivity, derived from specific capacity: a hydrogeomorphological approach applied to the Doon Valley aquifer system in India. **Hydrogeology Journal,** v. 15, p. 1251–1264. 2007.

SRTM – SHUTTLE RADAR TOPOGRAPHY MISSION. Disponível em: <fttp://e0srp01u.ecs.nasa.gov/srtm/version2/SRTM3/South_America>. Acesso em: 12 out. 2008.

STACKELBERG, N.O. Von; CHESCHEIR, G.M; SKAGGS, R.W; AMATYA, D.M. Simulation of the hydrologic effects of aforestation in the Tacuarembó River Basin, Uruguay. **Trans. ASABE**, v. 50, p. 455 – 468. 2007.

TUCCI, C. E. M., **Hidrologia ciência e aplicação.** 4ed. Porto Alegre: Ed. da Universidade Federal do Rio Grande do Sul / Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 2009. 943p.

TUCCI, C. E. M; PORTO, R. L; BARROS, M. T. de. **Drenagem urbana**. Porto Alegre: Ed. da Universidade Federal do Rio Grande do Sul / Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 1995.

UNESCO. **World water resources: a new appraisal and assessment for the 21st century**. Paris: Unesco, 1998. 37p.

USEPA. Documenting groundwater modeling at sites contaminated with radioactive substances. **EPA 402-R-94-012**, Washington, 1996.

VERBOVSEK, T. Estimation of Transmissivity and Hydraulic Conductivity from Specific Capacity and Specific Capacity Index in Dolomite Aquifers. **Journal of Hydrologic Engineering,** v.13, n.9. p. 817 – 823. 2008.

WANG, S; SHAO, J; SONG, X; ZHANG, Y; HUO, Z; ZHOU, X. Application of MODFLOW and geographic information system to groundwater flow simulation in North China Plain, China. **Environ Geology**, v. 55, p. 1449 – 1462. 2008.

WILKEN, P. S. **Engenharia de Drenagem Superficial.** São Paulo: CETESB – Companhia de Tecnologia de Saneamento Ambiental, 1978. 478p.

APÊNDICE

Tabela – Dados de vazão do riacho São José obtidos através do método do traçador químico em 16 campanhas realizadas no período de 16/08/2008 a 15/08/2009.

Data	Período	t (dia)	Vazão ($L\ s^{-1}$)	Desvio padrão ($L\ s^{-1}$)	Média ($L\ s^{-1}$)
16/08/2008	1	1	17,78 16,48 15,58 16,28	0,92	16,53
30/08/2008	2	15	12,61 11,53 13,61 11,39	1,04	12,28
20/09/2008	3	36	13,16 12,60 16,81 17,29	2,42	14,96
11/10/2008	4	57	13,70 13,14 13,83 13,24	0,34	13,48
01/11/2008	5	78	13,22 11,42 12,07 12,14	0,75	12,21
13/12/2008	6	120	12,19 10,38 11,03 14,65	1,88	12,06
10/01/2009	7	148	12,22 12,07 12,09 12,01	0,09	12,09
31/01/2009	8	169	9,10 8,91 10,20 10,72	0,87	9,73
07/03/2009	9	204	11,94 12,14 11,12 10,31	0,84	11,38

Tabela A1 – Dados de vazão do riacho São José obtidos através do método do traçador químico em 16 campanhas realizadas no período de 16/08/2008 a 15/08/2009 (continuação)

Data	**Período**	**t (dia)**	**Vazão ($L\ s^{-1}$)**	**Desvio padrão ($L\ s^{-1}$)**	**Média ($L\ s^{-1}$)**
28/03/2009	10	225	12,14 12,01 10,57 12,79	0,93	11,88
17/04/2009	11	245	57,46 57,51 57,22 57,50	0,13	57,43
09/05/2009	12	267	83,36 80,18 81,35 80,54	1,42	81,36
30/05/2009	13	288	26,20 27,23 27,23 28,27	0,84	27,24
20/06/2009	14	309	18,31 18,39 18,52 18,03	0,21	18,31
11/07/2009	15	330	17,62 17,38 16,97 17,49	0,28	17,37
15/08/2009	16	365	16,58 16,51 15,70 16,23	0,40	16,26