

**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
FACULDADE DE TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL**

**RECARGA DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS EM AMBIENTE DE CERRADO:
Estudo com base em modelagem numérica e simulação hidrológica em uma bacia
experimental.**

RONALDO MEDEIROS DOS SANTOS

ORIENTADOR: SERGIO KOIDE

**TESE DE DOUTORADO EM TECNOLOGIA AMBIENTAL E RECURSOS
HÍDRICOS**

**PUBLICAÇÃO: PTARH. TD – 13/12
BRASÍLIA/DF: JUNHO/2012**

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
FACULDADE DE TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL

RECARGA DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS EM AMBIENTE DE CERRADO:
Estudo com base em modelagem numérica e simulação hidrológica em uma bacia
experimental.

RONALDO MEDEIROS DOS SANTOS

TESE DE DOUTORADO SUBMETIDA AO DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL DA FACULDADE DE TECNOLOGIA DA UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA, COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO TÍTULO DE DOUTOR EM CIÊNCIAS.

APROVADA POR:

SERGIO KOIDE, PhD. (ENC-UnB)
(ORIENTADOR)

FERNANDO FALCO PRUSKI, DSc. (UFV)
(EXAMINADOR EXTERNO)

JAIME JOAQUIM DA SILVA PEREIRA CABRAL, PhD. (UFPE)
(EXAMINADOR EXTERNO)

NÉSTOR ALDO CAMPANA, DSc. (ENC-UnB)
(EXAMINADOR INTERNO)

DIRCEU SILVEIRA REIS JÚNIOR, PhD. (ENC-UnB)
(EXAMINADOR INTERNO)

BRASÍLIA/DF, 25 DE JUNHO DE 2012.

FICHA CATALOGRÁFICA

SANTOS, RONALDO MEDEIROS DOS

Recarga de águas subterrâneas em ambiente de cerrado: Estudo com base em modelagem numérica e simulação hidrológica em uma bacia experimental (Distrito Federal), 2012.

xxv, 195p., 210x297mm (ENC/FT/UnB, Doutor, Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos, 2012).

Tese de Doutorado – Universidade de Brasília. Faculdade de Tecnologia. Departamento de Engenharia Civil e Ambiental.

1. Hidrologia	2. Modelagem hidrológica
3. Hidrogeologia	4. Modelagem numérica
5. Recarga de águas subterrâneas	6. Bioma Cerrado
I.ENC/FT/UnB	II. Título (série)

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

SANTOS, R.M., 2012. Recarga de águas subterrâneas em ambiente de cerrado: Estudo com base em modelagem numérica e simulação hidrológica em uma bacia experimental. Tese de Doutorado, Publicação PTARH.TD – 13/12, Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 197p.

CESSÃO DE DIREITOS

NOME DO AUTOR: Ronaldo Medeiros dos Santos

TÍTULO DA TESE DE DOUTORADO: Recarga de águas subterrâneas em ambiente de cerrado: Estudo com base em modelagem numérica e simulação hidrológica em uma bacia experimental.

GRAU: Doutor

ANO: 2012

É concedida à Universidade de Brasília permissão para reproduzir cópias desta tese de doutorado e para emprestar ou vender tais cópias somente para propósitos acadêmicos e científicos. O autor reserva outros direitos de publicação e nenhuma parte desta tese de doutorado pode ser reproduzida sem a autorização por escrito do autor.

Ronaldo Medeiros dos Santos
Travessa Joaquim José Correia, 30, Centro.
CEP: 39560-000 – Salinas, MG - Brasil

*“Porque se chamava moço, também se chamava estrada, viagem de ventania...
Nem lembra se olhou pra trás ao primeiro passo...
Porque se chamavam homens, também se chamavam sonhos e sonhos não envelhecem...
Em meio a tantos gases lacrimogêneos, ficam calmos...
E lá se vai mais um dia...
E basta contar compasso e basta contar consigo, que a chama não tem pavio...
De tudo se faz canção e o coração na curva de um rio...
E lá se vai mais um dia...
E um rio de asfalto e gente entorna pelas ladeiras, entope o meio fio...
Esquina mais de um milhão quero ver então a gente...
E lá se vai mais um dia...”*

(Milton Nascimento / Lô Borges / Márcio Borges)

*“... de tudo ficaram três coisas:
a certeza de que estamos começando,
a certeza de que é preciso continuar
e a certeza de que podemos ser interrompidos antes de terminar.
Façamos da interrupção um caminho novo,
da queda um passo de dança,
do medo uma escola,
do sonho uma ponte,
da procura um encontro,
e assim terá valido a pena existir”*

(Fernando Sabino – Encontro Marcado)

*“Sólo le pido a Dios
que el dolor no me sea indiferente,
que la reseca muerte no me encuentre vacío y solo,
sin haber hecho lo suficiente.”*

(Mercedes Sosa / Leo Gieco)

À Apolliane Xavier

AGRADECIMENTOS

Cursar o doutorado foi uma espécie de travessia. Parti com pouca bagagem e percorri os caminhos da ciência com perseverança nem sempre constante. Chego ao fim com mais dúvidas que respostas, reconhecendo a minha pequenez diante da grandeza das leis e mistérios que regem esse complexo “modelo” denominado vida. Mas como “*o real se dispõem para a gente é durante o percurso*” (J. G. Rosa), nada mais justo que prestar homenagem a todos que, de alguma forma, em algum momento, estiveram comigo nessa caminhada. A lista é grande, pois preferi ser exaustivo a privar os merecedores daquilo que minimamente lhes é devido: meu mais sincero agradecimento.

A Deus, pelo dom da vida.

Ao meu orientador, professor Sergio Koide, por chamar para si a responsabilidade de me orientar, pela amizade, pela paciência e pelo aguçado senso filosófico, que ampliou o alcance da minha visão, não só no campo da ciência, mas também com relação à vida.

À minha mãe, Maria, e ao meu pai, Olídio, pela dedicação e sacrifício, cujo resultado se revela nessa conquista.

Ao meu amigo Eloy, à sua esposa Cristiane e aos amigos Eloy-pai, Jane e Eliane, pelo acolhimento em Brasília e pela amizade sempre presente.

Aos amigos Evandro, Renato e Fábio, pelo suporte e acolhimento inicial em Brasília.

Ao servidor Irioman Júnior, escudeiro fiel nos trabalhos de campo e amigo prestativo, cuja dedicação foi de fundamental importância ao levantamento dos dados, e ao hidrólogo Marcos Pufal, pelo suporte na etapa inicial dos trabalhos, pela troca constante de idéias, pelos conselhos técnicos e pela amizade.

Aos professores do PTARH (Cristina Brandão, Marco Antônio, Oscar Moraes, Ricardo Bernardes e Ariuska Brandão), pela amizade e incentivos, especialmente os professores Néstor Aldo Campana, Nabil Joseph Eid e Dirceu Reis, pelas valiosas críticas e sugestões efetuadas em todas as etapas que antecederam a defesa.

Aos meus colegas de doutorado e amigos Jorge Werneck e Jaqueline Francisquete, “irmãos” que ganhei ao longo do curso.

Aos amigos de várias gerações PTARH: Jenifer, Alcione, Neusa, Carolina, Renan, Eneida, Cláudia Marques, Lígia, Michele, Marco DeVito, Domingo Stálin, Miguel, Lorena, Bruno Freitas, Bruno Távora, Bruno Goulart, David Marwell, Diego, Gustavo Lopes, Lícia, Glenda, Liane, Jackeline Benassuly, Marcely, Orlandina, Alessandra, Rosângela, Luciana, Wendy, Weliton, Lucas Matos, Gabriel, Fernán, Jussanã, Rogério e Mércia, pela troca constante de idéias, de experiências e pelo convívio harmonioso.

Aos servidores técnico-administrativos Marcilene, “Boy”, Adelias e Dona Lígia (*in memorian*), pelo suporte constante e por tornarem mais agradável o dia-a-dia no PTARH.

Aos meus irmãos, Elizabeth, Ivanilde, Ivone, Márcio, Regina, Roberto, Rogério, Wilton, Frederico, e aos meus sobrinhos, pelo apoio, incentivo e força nos momentos difíceis.

Aos moradores da bacia do Córrego Capão Comprido: Moacir e Mônica, Dona Lena, Cleomarco, Toscano, Vânia Takaki, Dona Floriza, Sebastião, Márcio, Agenor, prof. Bender, Saulo, Mário, Bruno, Bené, Luiz Piffer, Dona Letícia e Otacílio (*in memorian*), por gentilmente permitirem o acesso à suas propriedades e a instalação de equipamentos hidrometeorológicos, pela boa vontade em ajudar nos trabalhos e pelo convívio harmonioso durante os anos de monitoramento hidrológico.

Aos amigos do Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia – Campus Salinas: Álisson, Filipe, Luciana Gerhard, Diana, Fernando, Helen, Ricardo, Rita, Mara, Mathias, Vinícius, Leonardo Lana, Alexandre Santos, Wagner, Thiago Moreira, Luciana Moreira, Thiago Reis, Marília, Marcelo Rossi, Élcio, “Zé-da-Física”, Janice, Andréia, Lena, Dôra, Romilda, “Granda”, Mariana Caroline, Lamarta e Joélia, pelo apoio constante.

Às amigas Fabiana Carvalho, Aline Carraro e à minha *irmã* Patriciane Xavier, que mesmo distantes, geograficamente, se fizeram presentes durante todo esse percurso.

À EMBRAPA - Cerrado, pela cessão de dados meteorológicos.

Ao CNPq, à CAPES e à FAP-DF, pela concessão da bolsa de doutorado e auxílio financeiro à execução da pesquisa.

RESUMO

RECARGA DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS EM AMBIENTE DE CERRADO: Estudo com base em modelagem numérica e simulação hidrológica em uma bacia experimental

Autor: Ronaldo Medeiros dos Santos

Orientador: Sergio Koide

Programa de Pós-graduação em Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos

Brasília, Setembro de 2011

A recarga de águas subterrâneas é um processo hidrológico chave para a manutenção das reservas hídricas subterrâneas e superficiais: é responsável tanto pelo reabastecimento de aquíferos, quanto pela disponibilidade de água em fontes de superfície durante períodos de estiagem. Em algumas regiões, esse processo pode ter alcance que supera os limites político-administrativos, como no caso do Cerrado brasileiro, cujas características particulares o tornam em uma importante zona continental de recarga, responsável pelas vazões de base de alguns dos principais rios brasileiros. Apesar dessa importância, o nível de compreensão acerca do processo na referida área ainda é deficiente, motivo pelo qual se justifica o empreendimento de esforços no sentido de contornar a falta de conhecimento. Nesse sentido, o presente trabalho teve como objetivo caracterizar o processo de recarga das águas subterrâneas em aquíferos freáticos do cerrado, por meio do estudo em uma bacia experimental. Durante cerca de dois anos, foram realizadas campanhas de campo, que abrangeram o monitoramento de variáveis hidrológicas, como chuva, vazão, e nível freático, e a execução de ensaios para a caracterização hidrodinâmica do meio aquífero, como *slug tests* e testes de bombeamento. Esse esforço permitiu o levantamento dos dados básicos, que viabilizaram a aplicação de quatro métodos independentes e um acoplado ao estudo do processo de recarga: *modelagem numérica dos processos de zona saturada; modelagem hidrológica dos processos de zona vadosa; separação de escoamentos; flutuação do nível freático e modelagem numérica integrada dos processos de zona vadosa e de zona saturada*. Os resultados alcançados apresentaram limitações, como alto nível de incerteza, inferido pelas diferenças observadas entre resultados obtidos a partir de métodos diferentes e baixo desempenho dos modelos em simular variáveis hidrológicas medidas,

como cargas piezométricas e vazões. No entanto, informações importantes foram geradas, como a identificação das áreas mais favoráveis à recarga, estimativas para a taxa média de recarga e faixas de valores possíveis em função de combinações entre diferentes tipos de solo, cobertura, declividade e geologia, bem como a indicação das variáveis e parâmetros determinantes ao estudo do processo. Concluiu-se que a taxa média de recarga esperada para a bacia ultrapassa os 20% comumente adotados para regiões de cerrado e que a distribuição espacial do processo é fortemente regulada por variáveis e parâmetros associados ao solo e à evapotranspiração. Dentre os métodos testados, o *modelo hidrológico distribuído dos processos de zona vadosa* foi o que apresentou a melhor capacidade de previsão. O modelo numérico dos processos de zona saturada não foi capaz de reproduzir satisfatoriamente o comportamento do aquífero, uma vez que a carência de dados hidrogeológicos prejudicou o estabelecimento de um modelo conceitual mais confiável. No caso do *modelo numérico de simulação integrada dos processos de zona vadosa e zona saturada*, as deficiências foram o resultado do acúmulo dos erros advindos dos dois modelos acoplados e poderão ser minimizadas, caso as deficiências individuais dos dois modelos também o sejam. Os métodos *flutuação do nível freático* e *separação de escoamentos* são recomendados apenas em estudos preliminares e no caso de indisponibilidade de dados que permitam a alimentação dos modelos de base física, pois apesar de permitirem a obtenção rápida de estimativas, a partir de poucos dados, caracterizam a recarga apenas pontualmente, não permitindo a compreensão dos processos hidrológicos.

Palavras-chave: Recarga de águas subterrâneas; Modelagem numérica; Modelagem hidrológica.

ABSTRACT

GROUNDWATER RECHARGE IN CERRADO BIOME, BRAZIL: Numerical and hydrological modeling based study in an experimental watershed

Author: Ronaldo Medeiros dos Santos

Supervisor: Sergio Koide

Graduate Program in Environmental Technology and Water Resources

Brasília, Brazil, September 2011

Groundwater recharge is a key hydrological process for groundwater and surface water reserves maintenance: accounts for the replenishment of aquifers and the surface water availability in drought periods. In some regions, this process overcomes political and administrative boundaries, as in the Brazilian Cerrado biome, in which particular characteristics make it an important continental recharge zone, responsible for the baseflow of some main Brazilian rivers. Despite this importance, the understanding level about the process in that area is still poor, thus justifying efforts to overcome the lack of knowledge. In this sense, the present work aimed to study and characterize the groundwater recharge process for phreatic aquifers in the Cerrado Biome, through the study in an experimental watershed. For two years, field works were conducted, that included the monitoring of hydrological variables, such as rain, runoff, and water table level, and execution of tests to characterize the hydrodynamics pattern of the phreatic aquifer, as slug tests and pumping tests. This effort allowed the acquisition of the basic data, which enabled the application of five groundwater recharge study methods: numerical modeling of the saturated zone processes; hydrologic modeling of vadose zone processes; baseflow separation method; water table fluctuation method; and integrated numerical modeling of the vadose and saturated zone processes. The results showed some limitations, such as high level of uncertainty, inferred by the observed differences between results from different methods and poor performance of the models in simulating measured hydrologic variables, as piezometric heads and discharges. However, important information was generated, as the recharge zones areas, average recharge rates estimates and recharge rates ranges of several possible combinations of different types of soil, land user/land cover, slope and geology, as well the most important data and parameters identification. It was concluded that the

average recharge rate in study area exceeds the 20% rate, in relation to the precipitation, commonly adopted for Cerrado Biome regions, and that the spatial pattern of the process is strongly regulated by soil type and evapotranspiration. Among the applied methods, *distributed hydrologic model of the vadose zone processes* showed the best predictive capability. The *numerical model of the saturated zone processes* was not able to satisfactorily reproduce the behavior of the aquifer, because the lack of hydrogeological data hampered the establishment of a more reliable conceptual model. In the case of *numerical model simulation of integrated processes of vadose and saturated zone*, the shortcomings were the result of the accumulation of errors from the coupled models and they can be minimized if the individual limitations of the two models are overcome. The *water table fluctuation* and *baseflow separation* methods are recommended only in preliminary studies and in case of unavailability of data for physically based models application, because, although they allow obtaining rapid estimates from limited data, they characterize the groundwater recharge at point or local scale, not allowing the understanding of hydrological processes.

Key-words: Groundwater recharge; Numerical modeling; Hydrological modeling.

4.3.1.4 - <i>Complementação da conceitualização preliminar – modelos conceituais</i>	48
4.3.2 - Estudos de recarga: desenvolvimento e aplicação dos métodos selecionados	48
4.3.2.1 - <i>Modelagem numérica do fluxo subterrâneo de água em meio saturado</i>	49
4.3.2.2 - <i>Modelagem hidrológica distribuída de superfície</i>	71
4.3.2.3 - <i>Escoamento de base</i>	81
4.3.2.4 - <i>Elevação do nível freático</i>	82
4.3.2.5 - <i>Simulação integrada dos processos de zona vadosa e de zona saturada</i>	83
5 - RESULTADOS E DISCUSSÃO	85
5.1 - ESCOAMENTO DE BASE.....	85
5.1.1 - Separação de escoamento de base: filtro matemático	85
5.2 - MODELAGEM NUMÉRICA DO FLUXO SUBTERRÂNEO DA ÁGUA EM MEIO SATURADO.....	87
5.2.1 - Valor numérico e distribuição espacial dos parâmetros/propriedades do aquífero	88
5.2.2 - Condições de contorno: regiões homogêneas de recarga.....	91
5.2.3 - Implementação do modelo numérico	96
5.2.4 - Calibração 1	97
5.2.5 - Verificação da “Calibração 1”.....	105
5.2.6 - Calibração 2 – modelagem inversa	110
5.2.6.1 - <i>Recarga de águas subterrâneas</i>	115
5.3 - MODELAGEM HIDROLÓGICA DISTRIBUÍDA DE SUPERFÍCIE.....	122
5.3.1 - Calibração	122
5.3.2 - Verificação	124
5.3.2.1 - <i>Recarga de águas subterrâneas</i>	127
5.3.2.2 - <i>Análise de sensibilidade</i>	129
5.4 - MÉTODO DA FLUTUAÇÃO DO NÍVEL FREÁTICO	132
5.5 - SIMULAÇÃO INTEGRADA DOS PROCESSOS DE ZONA VADOSA E DE ZONA SATURADA	137
5.6 - ANÁLISE COMPARATIVA	144
5.6.1 - Avaliação dos métodos quanto ao volume estimado para a recarga anual ..	145

5.6.2 - Avaliação dos métodos quanto à distribuição espacial estimada para a recarga total anual.....	147
5.6.3 - Avaliação dos métodos quanto à concordância entre observações medidas e simuladas	151
5.6.4 - Avaliação dos métodos quanto aos dados/parâmetros requeridos, disponibilidade, e dificuldade de obtenção.....	151
6 - CONCLUSÕES.....	154
7 - RECOMENDAÇÕES PARA ESTUDOS FUTUROS	158
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	160
APÊNDICES	170
APÊNDICE A – LOCAIS INDICADOS E INFORMAÇÕES HIDROGEOLÓGICAS CEDIDAS PELA EMPRESA ALBERTON - <i>PERFURAÇÕES</i>	171
APÊNDICE B – <i>SLUG TEST</i> E TESTES DE BOMBEAMENTO.	173
APÊNDICE C – TAXAS DE RECARGA EM FUNÇÃO DE DIFERENTES COMBINAÇÕES ENTRE TIPOS DE SOLO, USO/COBERTURA DO SOLO, DECLIVIDADE E SUBSTRATO GEOLÓGICO.....	176
APÊNDICE D – ALTURAS DE ELEVAÇÃO FREÁTICA.....	184
ANEXOS.....	190
ANEXO A – PROCEDIMENTO DE ESTIMAÇÃO DOS PESOS: AHP	191
ANEXO B – PARÂMETROS <i>DEFAULT</i> DO WETSPA: TABELAS	194

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1- Principais ações/processos impactantes e conseqüências às águas subterrâneas.....	9
Tabela 4.1 – Materiais	42
Tabela 4.2 – Métodos selecionados para estudo da recarga de águas subterrâneas.....	45
Tabela 4.3 – Métodos selecionados e informações necessárias à sua implementação.....	47
Tabela 4.4 – Componentes do modelo hidrogeológico conceitual: detalhamento.....	53
Tabela 4.5 – Profundidade média do sistema radicular.....	56
Tabela 4.6 – Fatores selecionados e sua influência no processo de recarga.....	58
Tabela 4.7 – Escala de julgamento AHP.....	60
Tabela 4.8– Parâmetros WETSPA	80
Tabela 5.1 – Recarga total anual: separação escoamento de base (filtro matemático).....	86
Tabela 5.2 – Condutividade hidráulica saturada, K_{sat} , estimada via <i>slug test</i> “versus” condutividade hidráulica estimada via teste de bombeamento.....	89
Tabela 5.3 – Matriz de comparação entre os fatores considerados relevantes ao processo de recarga de águas subterrâneas.....	94
Tabela 5.4 – Importância relativa estimada dos fatores considerados relevantes ao processo de recarga na área de estudo.....	95
Tabela 5.5 – Resultado da calibração: condutividade hidráulica saturada, K_{sat}	97
Tabela 5.6 – Resultado da calibração: coeficiente de produtividade específica, S_y	98
Tabela 5.7 – Frequência percentual de resíduos.....	100
Tabela 5.8 – Desempenho geral do modelo: verificação.....	106
Tabela 5.9 – Desempenho geral do modelo: verificação.....	111
Tabela 5.10 – Taxas de recarga calculadas para cada região homogênea.....	116
Tabela 5.11 – Parâmetros globais calibrados.....	123
Tabela 5.12– Resultado da análise de sensibilidade do modelo <i>wetspa</i>	130
Tabela 5.13 – Resultado da análise de sensibilidade do modelo <i>wetspa</i> : eventos máximos.....	131
Tabela 5.15 – Recarga de águas subterrâneas segundo o método <i>flutuação</i> <i>do nível freático</i>	132
Tabela 5.16 – Séries temporais de recarga, geradas a partir do modelo <i>wetspa</i> , utilizadas no modelo numérico integrado.....	139

Tabela 5.17 - Estimativas do volume total de recarga para o ano hidrológico 2008/2009.	145
Tabela 5.18 – Métodos em estudo de recarga e dados/parâmetros: grau de exigência	152
Tabela A1. – Profundidade de ocorrência da rocha e descrição aproximada do perfil litológico dos pontos solicitados.	171
Tabela C1 – Valores de recarga (% precipitação), estimados via <i>modelagem</i> <i>numérica</i> , em função de diferentes combinações entre tipo de solo, uso/cobertura do solo, declividade e substrato geológico.	178
Tabela C2 – Valores de recarga (% precipitação), estimados via <i>modelagem</i> <i>hidrológica</i> , em função de diferentes combinações entre tipo de solo, uso/cobertura do solo, declividade e substrato geológico.	180
Tabela C3 – Valores de recarga (% precipitação), estimados via <i>flutuação do</i> <i>nível freático</i> , em função de diferentes combinações entre tipo de solo, uso/cobertura do solo, declividade e substrato geológico.	182

LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1 – Rios perenes do Kansas em 1961 e em 1994.....	11
Figura 3.2 – Representação simplificada dos processos de infiltração e geração de escoamento superficial segundo Horton.....	13
Figura 3.3 – Fatores reguladores da recarga de águas subterrâneas.....	13
Figura 3.4 – Hidrógrafa: separação do escoamento de base.....	17
Figura 3.5 – Separação do escoamento de base.....	18
Figura 3.6 – Determinação da variação do nível freático.....	20
Figura 3.7 – Modelo conceitual de Chen <i>et al.</i>	23
Figura 3.8 – Concentração de CFC's na atmosfera <i>versus</i> tempo.....	25
Figura 3.9 – Processos e trocas de fluxo entre as regiões consideradas pelo GSFLOW.....	36
Figura 4.1 – Localização da área de estudo.....	41
Figura 4.3 – Etapas modelagem numérica.....	51
Figura 4.5 – Profundidade de ocorrência da rocha: planta e seção transversal.....	54
Figura 4.6 – Mapa de uso e cobertura do solo.....	56
Figura 4.7 – Distribuição espacial da profundidade média do sistema radicular.....	57
Figura 4.8 – Procedimento para mapeamento da distribuição espacial da recarga.....	58
Figura 4.9 – Funções <i>fuzzy</i> utilizadas.....	59
Figura 4.10 – Matriz de comparação ahp.....	60
Figura 4.11 – Identificação das células localizadas sob a drenagem superficial.....	65
Figura 4.12 – Parâmetros físicos associados à condição de contorno “drenagem superficial”.....	66
Figura 4.13 – Identificação das células pertencentes à drenagem superficial perene (<i>rivers</i>) e à drenagem superficial intermitente (<i>drains</i>).....	67
Figura 4.14 – Processos hidrológicos e estrutura do modelo WETSPA.....	72
Figura 4.15 – Balanço de água na zona de raízes.....	76
Figura 4.16 – Fluxograma do método de propagação do escoamento.....	79
Figura 4.17 – Acoplagem dos modelos de zona vadosa e de zona saturada.....	83
Figura 5.1 – Hidrógrafas de escoamento superficial e escoamento de base: 2007-2008....	86
Figura 5.2 – Hidrógrafas de escoamento superficial e escoamento de base: 2008-2009....	86
Figura 5.3 – Estimativas pontuais de Ksat (m/d).....	88
Figura 5.4 - Estimativas de , obtidas em campo via teste de bombeamento.....	89

Figura 5.5 – Distribuição espacial de θ e ψ , adotada para o solo residual (1ª camada do modelo conceitual e numérico).....	90
Figura 5.6 – Distribuição espacial de θ e ψ , adotada para o substrato geológico situado abaixo do solo residual (2ª camada do modelo conceitual e numérico).	91
Figura 5.7 – Distribuição vertical das camadas do modelo.....	91
Figura 5.8 – Mapa fuzzy correspondente à declividade do terreno em relação à recarga...	92
Figura 5.9 – Mapa fuzzy correspondente ao uso e cobertura do solo em relação à recarga.	92
Figura 5.10 – Mapas fuzzy do comportamento hidrodinâmico do aquífero em relação à recarga (K_{sat} e S_y do substrato geológico).....	93
Figura 5.11 – Mapa fuzzy do tipo de solo em relação à recarga.	93
Figura 5.12 – Mapa fuzzy da espessura do aquífero em relação à recarga.	93
Figura 5.13 – Mapa fuzzy da profundidade do lençol freático em relação à recarga.....	94
Figura 5.14 – Distribuição espacial da favorabilidade à recarga de águas subterrâneas.....	96
Figura 5.15 – Regiões homogêneas de recarga.	96
Figura 5.16 – Histograma dos resíduos para as cargas piezométricas simuladas: calibração.....	99
Figura 5.17a – Séries piezométricas observadas e simuladas: calibração 1.....	101
Figura 5.17b – Séries piezométricas observadas e simuladas: calibração 1.....	102
Figura 5.18 – Distribuição espacial dos resíduos médios absolutos: calibração.....	104
Figura 5.19 – Descarga de base: observada x simulada (calibração).....	104
Figura 5.20 – Histograma dos resíduos para as cargas piezométricas simuladas: verificação da “calibração 1”.....	106
Figura 5.21a - Séries piezométricas observadas e simuladas: verificação da calibração 1.....	107
Figura 5.21b - Séries piezométricas observadas e simuladas: verificação da calibração 1.....	108
Figura 5.22 – Distribuição espacial dos resíduos médios absolutos: etapa verificação.	109
Figura 5.23 – Descarga de base: observada x simulada (verificação).....	109
Figura 5.24 - Histograma dos resíduos: calibração 2.	111
Figura 5.25a - Séries piezométricas observadas e simuladas: calibração 2.....	112
Figura 5.25b - Séries piezométricas observadas e simuladas: calibração 2.	113
Figura 5.26 – Distribuição espacial dos resíduos médios absolutos: calibração 2.....	114

Figura 5.27 – Descarga de base: observada x simulada (previsão).....	115
Figura 5.28 – Distribuição espacial estimada da recarga total de águas subterrâneas na área de estudos: modelagem numérica.	118
Figura 5.29 – Distribuição espacial estimada da recarga ocorrida durante o período chuvoso na área de estudos: modelagem numérica.	118
Figura 5.30 – Distribuição espacial estimada da recarga ocorrida em ausência de chuvas na área de estudos: modelagem numérica.	119
Figura 5.31 – Distribuição espacial estimada da recarga advinda exclusivamente da precipitação pluvial na área de estudos: modelagem numérica.	119
Figura 5.32 – Regiões homogêneas de recarga, dispostas em ordem crescente quanto ao potencial de recarga previsto, “ <i>versus</i> ” taxas simuladas de recarga: modelagem numérica.	120
Figura 5.33 – Distribuição espacial estimada da recarga de águas subterrâneas na área de estudos: modelagem numérica (% precipitação anual).	121
Figura 5.34 – Vazões observadas x calculadas: simulação preliminar.....	122
Figura 5.35 – Histograma da distribuição de frequência dos resíduos: calibração.	123
Figura 5.36 – Vazões observadas x calculadas: calibração.	124
Figura 5.37 – Vazões observadas x calculadas: verificação.....	125
Figura 5.38 – Distribuição espacial do teor inicial de umidade do solo: modelo <i>wetspa</i>	126
Figura 5.39 – Distribuição espacial estimada da recarga de águas subterrâneas na área de estudos: modelagem hidrológica distribuída de superfície (modelo <i>wetspa</i>).	127
Figura 5.40 – Regiões homogêneas de recarga, dispostas em ordem crescente quanto ao potencial de recarga previsto, “ <i>versus</i> ” taxas simuladas de recarga: modelagem hidrológica distribuída – modelo <i>wetspa</i>	128
Figura 5.41 – Distribuição espacial estimada da recarga de águas subterrâneas na área de estudos: modelagem hidrológica distribuída (% precipitação anual).	128
Figura 5.42 – Distribuição espacial estimada da recarga de águas subterrâneas na área de estudo, a partir da aplicação do método <i>flutuação do nível freático</i> , para o ano hidrológico de 2007/2008.....	133
Figura 5.43 – Distribuição espacial estimada da recarga de águas subterrâneas na área de estudo, a partir da aplicação do método <i>flutuação do nível freático</i> , para o ano hidrológico de 2008/2009.....	134

Figura 5.44 – Distribuição espacial estimada da recarga de águas subterrâneas na área de estudo, a partir da aplicação do método <i>flutuação do nível freático</i> , para o ano hidrológico de 2008/2009: espacialização via regressão múltipla espacial.	135
Figura 5.45 – Regiões homogêneas de recarga, dispostas em ordem crescente quanto ao potencial de recarga previsto, “ <i>versus</i> ” taxas simuladas de recarga a partir do método <i>flutuação do nível freático</i> , considerando o mapa gerado por interpolação.	136
Figura 5.46 – Regiões homogêneas de recarga, dispostas em ordem crescente quanto ao potencial de recarga previsto, “ <i>versus</i> ” taxas simuladas de recarga a partir do método <i>flutuação do nível freático</i> , considerando o mapa gerado por regressão múltipla espacial.	136
Figura 5.47 – Distribuição espacial estimada da recarga de águas subterrâneas na área de estudo para o ano hidrológico de 2008/2009, a partir da aplicação do método <i>flutuação do nível freático</i> : espacialização via regressão múltipla espacial e recarga como percentagem em relação à precipitação total anual.	137
Figura 5.48 – Zonas de recarga do modelo numérico integrado.	138
Figura 5.49a – Séries piezométricas observadas e simuladas: modelo numérico integrado.	141
Figura 5.49b – Séries piezométricas observadas e simuladas: modelo numérico integrado.	142
Figura 5.50 – Descarga de base observada “ <i>versus</i> ” simulada: modelo numérico integrado.	143
Figura 5.51 – Modelo acoplado x modelo de zona saturada.	144
Figura 5.52 – Mapa da diferença absoluta (% precipitação) entre as recargas estimadas via modelagem numérica e as recargas estimadas via modelo hidrológico <i>wetspa</i>	148
Figura 5.53 – Mapa da diferença absoluta (% precipitação) entre as recargas estimadas via modelagem numérica e as recargas estimadas via método <i>flutuação do nível freático</i>	148
Figura 5.54 – Mapa da diferença absoluta (% precipitação) entre as recargas estimadas via modelo <i>wetspa</i> e as recargas estimadas via método <i>flutuação do nível freático</i>	148

Figura 5.55 – Recarga em função de diferentes fatores ambientais.....	150
Figura A1 – Locais indicados para o fornecimento de informações hidrogeológicas.....	171
Figura B.2 – Testes de bombeamento em poços de grande diâmetro: etapas.	174
Figura C1 – Mapa das combinações possíveis entre diferentes tipos de solo, uso/cobertura do solo, declividade e substrato geológico.	176

LISTA DE SÍMBOLOS, NOMENCLATURA E ABREVIACÕES

A_i	Área da célula (L^2)
A_s	Área da subbacia (L^2)
<i>AHP</i>	<i>Analytic Hierarchy Process</i>
ANA	Agência Nacional de Águas
b_0	Vetor das estimativas iniciais ou correntes dos parâmetros ajustáveis
b	Vetor das novas estimativas dos parâmetros ajustáveis
c	Vetor das observações de campo
c_v	Coefficiente da vegetação, em função do tipo de uso do solo
c_0	Vetor das observações simuladas
C_i	Coefficiente do potencial de escoamento superficial
C_p	Concentração média cloretos na precipitação (M/L^3)
C_r	Concentração média cloretos no escoamento superficial (M/L^3)
C_{gr}	Concentração média cloretos na água do solo (M/L^3)
CFC	Cloro-Flúor-Carbono
D_i	Profundidade do sistema radicular (L)
E_b	Escoamento de base (L^3/T)
ED	Evaporação sobre a lâmina armazenada nas depressões superficiais (L)
E_{li}	Evaporação da lâmina interceptada armazenada (L)
EG_s	Evapotranspiração média a partir do armazenamento do aquífero na subbacia (L)
E.M.A	Erro Médio Absoluto (L ou L^3/T)
E.M.R	Erro Médio Relativo (%)
EP	Evaporação potencial (L)
E_s	Lâmina de água evaporada diretamente do solo (L)
E_{si}	Evapotranspiração real sobre o solo (L)
E_o	Evaporação da lâmina de água interceptada pela vegetação arbórea (L)
E_u	Evaporação da lâmina de água interceptada pela vegetação arbustiva (L)
EMBRAPA-CPAC	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária - Cerrado
F_i	Lâmina infiltrada na célula “i” (L)
$G_{máx}$	Armazenamento máximo do aquífero (L)
G_0	Armazenamento inicial do aquífero (L)
GDF	Governo do Distrito Federal
<i>GPS</i>	<i>Geographical Positioning System</i>

GSFLOW.....	<i>coupled Ground-water and Surface-water Flow model</i>
H.....	Carga hidráulica (L)
He.....	Hélio tritiogênico
² H.....	Deutério
³ H.....	Trítio
³ H/ ³ He.....	Trítio/Hélio tritiogênico
I _i (t).....	Lâmina interceptada na célula “i” em um intervalo de tempo “t” (L)
I _{i,0}	Capacidade de interceptação da célula “i” (L)
IBGE.....	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
J.....	Matriz Jacobiana
Krun.....	Expoente “a” da equação 4.13 para baixas intensidades de precipitação
K _{sat}	Condutividade hidráulica saturada (L/T)
K _{ep}	Coefficiente de correção da evapotranspiração potencial
K _i	Fator de escala para o cálculo do escoamento subsuperficial
k _i	Coefficiente relacionado ao uso do solo (s/dimensão)
K _g	Coefficiente de recessão do aquífero
K _v	Condutividade hidráulica saturada vertical do leito do rio (L/T)
K _x	Condutividade hidráulica saturada na direção “x”(L/T)
K _y	Condutividade hidráulica saturada na direção “y”(L/T)
K _z	Condutividade hidráulica saturada na direção “z”(L/T)
K(θ).....	Condutividade hidráulica não saturada (L/T)
L.....	Comprimento do segmento de rio (L)
M.....	Espessura do leito do rio (L)
MNT.....	Modelo Numérico do Terreno
M _Q	Matriz diagonal do quadrado dos pesos atribuídos a cada observação
MODFLOW.....	<i>MODular groundwater FLOW model</i>
N _s	Número de células contidas na subbacia
P.....	Lâmina de precipitação pluviométrica (L)
PC _i	Precipitação efetiva acumulada na superfície do solo (L)
PE _i	Lâmina da precipitação efetiva na célula “i” (L)
PEST.....	<i>Parameter Estimation</i>
P _{máx}	Intensidade da precipitação para que “a” (equação 4.13) seja igual a “1” (L)
PRMS.....	<i>Precipitation-Runoff Modeling System</i>
PTARH.....	Programa de Pós-Graduação em Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos

Pz.....	Piezômetro
Q.....	Vazão total (L^3/T)
q.....	Escoamento superficial direto (L^3/T)
QG.....	Descarga do aquífero (L^3/T)
GG _s	Descarga média do aquífero para a drenagem superficial em nível de subbacia (L^3/T)
Rc.....	Recarga de águas subterrâneas (L/T)
RI _i	Escoamento subsuperficial ou escoamento subsuperficial lateral (L)
R _s	Lâmina de escoamento superficial (L)
R ²	Coefficiente de determinação
SD.....	Lâmina de água armazenada nas depressões do solo (L)
SCS.....	<i>Soil Conservation Service</i>
Sli.....	Lâmina de água interceptada e armazenada na célula “i” (L)
SGs.....	Armazenamento do aquífero em nível de subbacia (L)
S _y	Coefficiente de produtividade específica do aquífero - <i>Specific Yield</i>
Ss.....	Coefficiente de armazenamento específico do solo (L^{-1})
SICAD.....	Sistema Cartográfico do Distrito Federal
SIG's.....	Sistemas de Informações Geográficas
SWAT.....	<i>Soil And Water Assessment Tool</i>
t.....	Tempo (T)
t _g	Idade estimada da água subterrânea (T)
Ti.....	Concentração de trítio em uma determinada profundidade h _i (M/L^3)
T _o	Lâmina de água transpirada pela vegetação arbórea (L)
T _{pi}	Concentração média de trítio na precipitação no tempo “i-1” (M/L^3)
T _u	Lâmina de água transpirada pela vegetação arbustiva (L)
u.....	Vetor de atualização dos parâmetros ajustáveis
UnB.....	Universidade de Brasília
V _z	Componente vertical da velocidade de escoamento da água no solo (L/T)
W.....	Largura do rio (L)
w.....	Fator de ponderação da equação de recarga de Xu e Beekman (2003) (s/dim.)
w _i	Peso atribuído à observação de campo “i”
WETSPA.....	<i>Water and Energy Transfer between Soil, Plants and Atmosphere</i>
WETSPASS.....	<i>Water and Energy Transfer between Soil, Plants and Atmosphere under quasi-Steady State</i>
WinPEST.....	<i>Parameter Estimator for Windows</i>

z	Profundidade de execução do teste de bombeamento ou <i>slug test</i> (L)
β	Parâmetro ajustável do filtro de separação dos escoamento de base
β_0	Coefficiente da magnitude ótima do vetor de atualização do parâmetro ajustável
Δh	Elevação no nível freático (L)
Δt	Intervalo de tempo (T)
Δs	Variação no armazenamento (L)
Δw_o	Variações da lâmina de água armazenada na vegetação arbórea (L)
Δw_u	Variações da lâmina de água armazenada na vegetação arbustiva (L)
Δw_{unsat}	Variações da lâmina de água armazenada na zona não saturada do solo (L)
Δw_{sat}	Variações da lâmina de água armazenada na zona saturada do solo (L)
γ_i	Derivada da observação simulada “i” em relação ao valor corrente do parâmetro “j”
δ^{18}	Oxigênio 18
λ	Constante de decaimento do trítio (T)
θ	Teor de umidade do solo (L ³ /L ³)
θ_i	Teor de umidade do solo em uma célula “i” (L ³ /L ³)
$\theta_{i,s}$	Porosidade do solo na célula “i” (L ³ /L ³)
$\theta_{i,f}$	Teor de umidade do solo à capacidade de campo (L ³ /L ³)
$\theta_{i,r}$	Teor de umidade residual (L ³ /L ³)
$\theta_{w,i}$	Teor de umidade do solo ao ponto de murcha permanente (L ³ /L ³)
θ_e	Porosidade efetiva do material aquífero (L ³ /L ³)
θ_s	Teor de umidade do solo saturado (L ³ /L ³)
ψ	Sucção mátrica do solo (L)
Φ	Função objetivo

1 - INTRODUÇÃO

Questões relacionadas à ocorrência e disponibilidade da água, como escassez, conflitos e eventos extremos, estão entre os grandes desafios enfrentados pela humanidade. Compreender os mecanismos pelos quais ocorrem os processos hidrológicos é o ponto de partida na busca por respostas frente a tais questões.

A ocorrência e a disponibilidade da água são reguladas pelo encadeamento de uma série de processos, dentre os quais a recarga das águas subterrâneas se destaca, por ter importância dupla: é um dos fatores que definem o volume e potencial das reservas subterrâneas, ao mesmo tempo em que se relaciona diretamente à manutenção das reservas superficiais, durante períodos de estiagem.

Somando-se a essa importância dual, tem-se o fato de que os efeitos do processo de recarga raramente são locais, uma vez que os fluxos subterrâneos percorrem a bacia e emergem em pontos ou áreas de menor energia, como nascentes, lagos e rios. Dependendo de particularidades específicas da região, a envergadura espacial desse processo pode ultrapassar limites político-administrativos, até mesmo nacionais, demandando grandes esforços, tanto de gestores quanto de pesquisadores.

A região geográfica compreendida pelo cerrado brasileiro bem ilustra o contexto ora apresentado. Os solos, em sua maioria, profundos e permeáveis, juntamente a outros fatores ambientais, favorecem a infiltração e percolação das águas precipitadas, fato que, levando-se em consideração a extensão e posição geográfica do referido bioma, lhe confere o *status* de importante área de recarga, responsável pela vazão de base de trechos de alguns dos principais rios brasileiros.

Embora a associação entre cerrado e produção de água já seja amplamente difundida, o histórico de degradação ambiental a que o mesmo foi submetido ainda não foi interrompido. A expansão da agropecuária, da indústria e das áreas urbanas tem ocasionado o desmatamento da cobertura vegetal natural e o aumento dos processos erosivos do solo, ambos diretamente associados à redução da oferta de água, sobretudo subterrânea, a médio/longo prazo. O aumento da demanda hídrica, por sua vez, completa o

cenário de pressões a que estão sujeitos os recursos hídricos na região.

Mesmo diante do referido cenário, a compreensão atual acerca do mecanismo da recarga de águas subterrâneas em áreas de cerrado se apresenta deficiente: ainda não existem valores de taxas associadas a todos os diferentes tipos de solo e cobertura vegetais; não se têm disponíveis mapas que possam caracterizar a variabilidade espacial; e as variáveis ou parâmetros determinantes ainda não estão plenamente identificados. Além disso, os métodos comumente utilizados em estudos de recarga nem sempre apresentam o mesmo desempenho, quando aplicados em áreas diferentes da qual foram desenvolvidos e testados, fazendo com que a tarefa de se modelar o processo não seja trivial.

A principal consequência da deficiência quanto à compreensão do processo de recarga é a falta de informações consistentes à tomada de decisões relacionadas às águas subterrâneas. Isso se reflete diretamente na capacidade de gestão dos órgãos responsáveis pelo recurso. Situações como a alta concentração de poços tubulares em regiões de cabeceira e a adoção de taxas médias de recarga advindas de estudos desenvolvidos em outras regiões, nos métodos de concessão de outorga, são sintomáticas.

Como contribuição aos esforços atualmente dispensados ao estudo dos recursos hídricos do bioma cerrado, especificamente no que se refere às águas subterrâneas, desenvolveu-se o presente trabalho, tendo-se como foco o processo de recarga, e como justificativas as considerações ora efetuadas, que apontam a carência de informações à gestão sustentável de um recurso finito, em uma região geográfica sob forte pressão.

1.1 - QUESTÕES

As principais questões motivadoras deste trabalho compreenderam:

Questões gerais

- A relativa abundância de águas superficiais no Brasil desmotivou, por algum tempo, o desenvolvimento de estudos relativos à recarga de aquíferos. Tal aspecto era tradicionalmente ignorado pelos modelos correntes de exploração de águas subterrâneas;
- O surgimento e o amadurecimento institucional de órgãos responsáveis pela gestão do referido recurso têm ocasionado um aumento na demanda por informações básicas relativas ao assunto;
- Dentre essas informações, a recarga se destaca, por ser o primeiro dado requerido para se iniciar um processo de exploração sustentável de aquíferos;
- Boa parte dos estudos desenvolvidos se ocupava em aplicar métodos empíricos simples para a obtenção de estimativas. Essa prática soluciona localmente o problema, mas não possibilita a compreensão adequada do processo. Consequentemente, os resultados quase sempre não podem ser confiavelmente transpostos, resultando em replicação de esforços e recursos.

Questões específicas

- Tem ocorrido nos últimos anos uma mudança do *status* conferido à região compreendida pelo cerrado: de ecossistema biologicamente “pobre” e fronteira agrícola, a bioma de fundamental importância ecológica e econômica, sobretudo no que se refere à água;
- Na literatura existem poucos estudos específicos sobre recarga de águas subterrâneas para regiões de cerrado;
- O avanço da urbanização em regiões do cerrado, sobretudo na região do Distrito Federal e entorno, representa um desafio não só à gestão e conservação das águas

subterrâneas, mas também das superficiais. Ambas as formas de ocorrência da água são intimamente conectadas na referida área;

- As taxas de recarga utilizadas em estudos científicos e pela agência local de gestão são baseadas em recomendações gerais da literatura e em estudos executados em outras regiões.

1.2 - HIPÓTESES

As afirmações abaixo relacionadas são as hipóteses testadas no presente trabalho.

- As taxas de recarga em regiões do cerrado, especificamente na região do Distrito Federal, são maiores que as comumente utilizadas em modelos hidrológicos e pelos órgãos de gestão, de 20% em relação à precipitação;
- É possível prever a distribuição espacial do potencial de recarga analisando-se apenas a distribuição espacial de fatores relacionados ao processo (solo, uso/cobertura do solo, dentre outros);
- É possível simular, com sucesso, a recarga via processo inverso, conhecendo-se o comportamento do aquífero e as interfaces do mesmo com o meio externo;
- Métodos de superfície (modelagem hidrológica distribuída, por exemplo) apresentam melhor capacidade de previsão da recarga, em relação a métodos de zona saturada, e possibilitam melhor compreensão do processo na área de estudos;
- As taxas de recarga na região da área estudada são reguladas principalmente pelos solos, uma vez que a vegetação predominantemente esparsa resulta em menor potencial de interceptação e evapotranspiração.

2 - OBJETIVOS

2.1 - OBJETIVO GERAL

Compreender e caracterizar o processo da recarga de águas subterrâneas em aquífero freático do cerrado a partir de dados obtidos em uma bacia experimental e da aplicação de modelagem numérica dos fluxos subterrâneos e simulação hidrológica dos processos de superfície.

2.2 - OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- a) Avaliar o padrão espacial e quantitativo da recarga de aquífero freático em ambiente de cerrado;
- b) Obter estimativas da taxa de recarga para diferentes combinações possíveis de tipo de solo, uso e cobertura do solo, declividade e substrato geológico, sob condições de cerrado;
- c) Verificar a capacidade de previsão de métodos comumente utilizados, quando aplicados em áreas de cerrado;
- d) Identificar as variáveis e parâmetros determinantes ao estudo do processo de recarga de águas subterrâneas em ambiente de cerrado.

3 - FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Neste capítulo são apresentados alguns aspectos teóricos básicos a respeito de águas subterrâneas e do processo de recarga, como uma visão geral da importância e estado atual, dos principais mecanismos por meio dos quais pode ocorrer a recarga de aquíferos e das principais abordagens existentes para se estudar esse processo. Na seqüência, apresenta-se uma breve revisão de literatura, abrangendo experiências e trabalhos relacionados à utilização de modelagem numérica e modelagem hidrológica à compreensão do processo de recarga, assunto diretamente relacionado ao tema do presente trabalho.

3.1 - IMPORTÂNCIA E ESTADO ATUAL DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS

As águas subterrâneas constituem a maior parte das reservas de água doce potencialmente aproveitáveis do planeta. Tal fato implica em uma grande importância, que tem crescido tendo em vista o cenário atual e as tendências futuras de esgotamento das reservas superficiais (Bekesia e McConchieb, 1999; Scanlon *et al.*, 2005b).

Além da questão volumétrica, a disponibilidade de águas subterrâneas ao longo das paisagens apresenta-se de forma mais equânime, quando comparada à das fontes superficiais. Em alguns casos, mesmo em regiões com acentuadas restrições climáticas, podem ser encontradas reservas subterrâneas com produtividade suficiente para atender às demandas locais ou regionais (Lopes *et al.*, 2012).

Variações espaciais da vazão ou da profundidade de ocorrência do aquífero podem limitar a participação das águas subterrâneas no atendimento da demanda por água doce. No entanto, isso não é suficiente para não lhe creditar o *status* de reserva renovável, porém relativamente finita, de vital importância para o desenvolvimento espacialmente equilibrado das sociedades (Braune, 2003; Batelaan *et al.*, 2003).

Forte intensificação da utilização de fontes subterrâneas de água doce ocorreu a partir do ano de 1950 em vários países industrializados. Subsequentemente, o mesmo processo tem sido observado em praticamente todas as partes do mundo (Alley, 2006; Smeedt e Batelaan, 2003), desencadeado pelo rápido crescimento populacional e econômico, e

fortemente motivado pelas vantagens da utilização de águas subterrâneas em detrimento a águas superficiais.

Dentre os principais aspectos favoráveis à utilização das águas subterrâneas, podem ser citados (Pedrosa e Caetano, 2002; Mangore e Taigbenu, 2004; Lopes *et al.* 2012):

- maior ocorrência espacial em relação às águas superficiais;
- menor susceptibilidade a perdas por evaporação e variações climáticas;
- melhor qualidade da água em relação às águas superficiais, principalmente em termos microbiológicos;
- menor vulnerabilidade à contaminação decorrente de atividades humanas;
- menores os custos associados à captação, tratamento e distribuição da água.

O papel econômico e social das águas subterrâneas também pode ser verificado pelos números de sua participação no abastecimento para as mais diversas finalidades. Segundo Alley (2006), cerca de dois bilhões de pessoas em todo o mundo têm os reservatórios subterrâneos como principal fonte de água doce. Tal dependência é particularmente alta nos Estados Unidos da América e no continente europeu, onde as águas subterrâneas respondem por cerca de 75% da oferta de água doce.

No Brasil, as águas subterrâneas constituem cerca de 50% de toda a água destinada ao abastecimento público, sendo que em um grande número de cidades, a proporção sobe para a quase totalidade, como é o caso dos estados de São Paulo, Paraná e Rio Grande do Sul, onde as reservas subterrâneas representam a maior parte do abastecimento de água em 75% a 90% das cidades (Pedrosa e Caetano, 2002).

A importância das águas subterrâneas vai além do seu uso como fonte de água para o consumo e para as atividades humanas. A entrada, o armazenamento e a circulação de água no solo são processos fundamentais do ciclo hidrológico, co-responsáveis pelo equilíbrio de vários tipos de ambientes aquáticos, como rios e zonas riparianas, lagos, áreas úmidas naturais, regiões costeiras, dentre outros (Batelaan e Smedt, 2002; Alley, 2006).

Além dessas funções, Rebouças (2002) atenta para a utilização da zona saturada do solo,

uma das formas de ocorrência da água subterrânea, como meio filtrante e de reuso de águas servidas, reservatório para estocagem de enchentes e de excedentes de água tratada, dentre outros.

Mesmo evidenciando-se o papel ecológico, econômico e social, desempenhado pelas águas subterrâneas, é cada vez maior a degradação das suas fontes; os aquíferos, seja por contaminação decorrente de atividades humanas, ou por exploração intensiva e desordenada.

Esse cenário é resultado de um histórico de exploração empírica, improvisada e não controlada, assim como também da falta de planejamento do uso e ocupação do solo (Rebouças, 2002).

Dessa forma, podem ser enumerados os principais processos impactantes, assim como também as suas conseqüências, à qualidade e à quantidade das águas subterrâneas, como apresenta a Tabela 3.1.

Tabela 3.1- Principais ações/processos impactantes e conseqüências às águas subterrâneas

Ações/Processos	Possíveis Conseqüências
Perfuração e operação não controladas de poços tubulares	<ul style="list-style-type: none"> • Interferências no sistema hidrogeológico, como por exemplo, descarga do aquífero para rios ou lagos; • Criação de caminhos preferenciais para entrada de agentes contaminantes no aquífero.
Exploração intensiva e/ou superexploração	<ul style="list-style-type: none"> • Rebaixamento do lençol freático; • Intrusão salina e perda de água doce em zonas costeiras; • Desaparecimento de áreas úmidas naturais; • Conversão de rios originalmente perenes em rios intermitentes; • Subsidência de terrenos; • Esgotamento do aquífero.
Ocupação de encostas e topos de morro	<ul style="list-style-type: none"> • Aumento do escoamento superficial; • Redução da entrada de água via fraturas ou coberturas não consolidadas dos solos rasos; • Redução da entrada direta de água aos aquíferos confinados.
Disposição inadequada de resíduos sólidos e líquidos	<ul style="list-style-type: none"> • Contaminação de aquíferos freáticos.
Desmatamento e reflorestamento	<ul style="list-style-type: none"> • Elevação ou rebaixamento do nível freático; • Aumento ou diminuição da entrada de água no solo;

Tabela 3.1 – Continuação...

Ações/Processos	• Possíveis Conseqüências
Urbanização	<ul style="list-style-type: none"> • Contaminação de aquíferos freáticos via equipamentos urbanos (postos de combustíveis, rodovias, disposição de resíduos sólidos e líquidos, etc.); • Redução da infiltração da água no solo em decorrência da impermeabilização de áreas;
Conversão de florestas em áreas agrícolas	<ul style="list-style-type: none"> • Elevação do nível freático em decorrência da prática da irrigação; • Contaminação de aquíferos freáticos por fertilizantes e defensivos agrícolas.

Fonte: Rebouças (2002); Batelaan e Smedt (2002); Llamas (2004); Alley (2006); Pedrosa e Caetano (2002).

Segundo Bekesia e McConchieb (1999), a partir de 1970 houve um aumento no número de casos de contaminação de aquíferos, sobretudo por nitrato, bactérias e pesticidas. Evans e Maidment (1995) também confirmam os referidos contaminantes, destacando dentre eles o nitrato.

Para Leitão *et al.* (2003), além da contaminação por nitratos, também tem sido comum a ocorrência de metais pesados, hidrocarbonetos, óleos, gorduras e matéria orgânica. Em países da Europa, os casos mais comuns de contaminação, além de nitratos e pesticidas, são os processos de acidificação (Lindström, 2005).

Em se tratando de exploração intensiva e/ou super-exploração, são nacionalmente conhecidos os casos das cidades mineiras de Lagoa Santa e Vazante, onde a exploração de águas subterrâneas para abastecimento e a mineração subterrânea de zinco, respectivamente, ocasionam até os dias presentes, drástico rebaixamento do lençol freático e subsidência de terrenos.

Sophocleous (2000) cita um outro caso de conseqüências da super-exploração de águas subterrâneas: a conversão de rios perenes em rios temporários ou intermitentes, no estado norte americano do Kansas.

Comparando-se mapeamentos da rede hidrográfica perene, efetuados nos anos de 1961 e 1994, verificou-se que vários rios tiveram parte do seu curso, sobretudo nas regiões de

cabeceira, interrompidas, totalmente ou em alguma época do ano, conforme ilustrado na Figura 3.1.

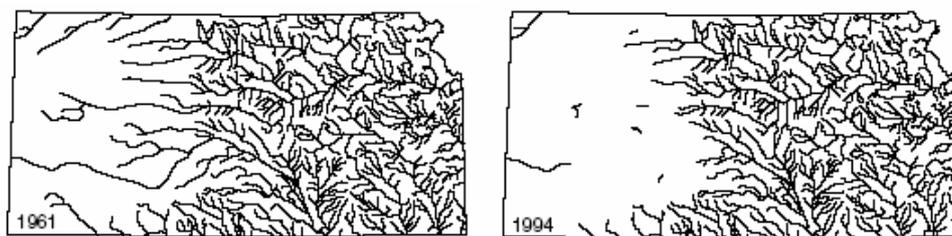


Figura 3.1 – Rios perenes do Kansas em 1961 e em 1994 (Fonte: Sophocleous, 2000).

A recuperação de aquíferos, em termos de quantidade e qualidade, pode ser impraticável do ponto de vista técnico e/ou econômico (Bekesia e McConchieb, 1999). Em se tratando da quantidade, isto se deve ao fato de que o reordenamento do uso e cobertura do solo, assim como também a redução da demanda e da taxa de exploração, pode remeter a restrições não só aos padrões de vida e consumo, como também ao crescimento econômico local ou regional.

No caso da qualidade, a inacessibilidade e as baixas taxas de escoamento, normalmente pertinentes às águas subterrâneas, fazem com que tanto a capacidade de autodepuração quanto a resposta do sistema a intervenções de remediação tenham efeitos pouco satisfatórios na remoção dos contaminantes (Mangore e Taigbenu, 2004; Bekesia e McConchieb, 1999).

Diante do exposto e da atual conjuntura; de busca da sustentabilidade e da otimização de recursos, o gerenciamento se apresenta tanto como ferramenta de manutenção da oferta presente e futura, quanto alternativa técnica e econômica à remediação e recuperação (Pedrosa e Caetano, 2002).

A implementação de um sistema de gestão das águas subterrâneas consiste em um desafio, dado o histórico de desconhecimento dos sistemas hidrogeológicos e da freqüente desconsideração da ligação existente entre as águas superficiais e as subterrâneas (Alley, 2006; Llamas, 2004). Um dos primeiros passos à implantação de uma política de gestão das águas subterrâneas é o conhecimento das disponibilidades (Pedrosa e Caetano, 2002).

À disponibilidade estão associados outros fatores que por sua vez influenciarão também na qualidade. Como exemplo, pode-se citar o processo, volume e frequência, de recarga dos aquíferos, que ao mesmo tempo define a produtividade e a susceptibilidade do sistema à contaminação.

Conhecer as disponibilidades requer a realização de inventário, para o qual a quantificação e o entendimento do mecanismo de recarga consistem em passos fundamentais (Mkwizu, 2002).

3.2 - MECANISMOS DE RECARGA DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS

A recarga de águas subterrâneas é o processo pelo qual ocorre a entrada de água para o aquífero (Xu e Beekman, 2003; Yin *et al.*, 2011), ou ainda, a passagem de água da zona vadosa à zona saturada do solo (Oliveira, 2004). Xu e Beekman (2003) enumeram quatro tipos principais de processos por meio dos quais pode ocorrer a recarga:

- fluxo descendente de água através da zona não saturada que atinge o lençol freático;
- fluxo lateral ou vertical entre aquíferos;
- fluxo proveniente de corpos d'água superficiais e,
- fluxo induzido por meio de poços de injeção ou estruturas artificiais de infiltração.

O primeiro é o mais importante dos processos e é controlado, sobretudo, pela capacidade de infiltração do solo (Leap, 1999).

A capacidade de infiltração do solo varia com o decorrer do tempo. Inicialmente, a taxa de infiltração apresenta-se alta, se o solo estiver seco. Com o decorrer do tempo, e os poros preenchidos, a capacidade de infiltração se reduz até se manter estável a uma taxa constante, a mesma taxa com a qual se estabelece um fluxo descendente através do meio poroso do solo (Hillel, 1998), conforme ilustrado por meio da Figura 3.2.

Com relação às fontes principais de recarga, podem ser citadas a precipitação, a irrigação e os cursos d'água influentes. No primeiro caso, a recarga é dita como sendo difusa,

enquanto que nos outros dois, diz-se que a mesma é localizada (Leap, 1999). Em ambientes urbanos, uma das principais fontes de recarga consiste nas perdas de água dos sistemas de distribuição (Maldaner, 2010).

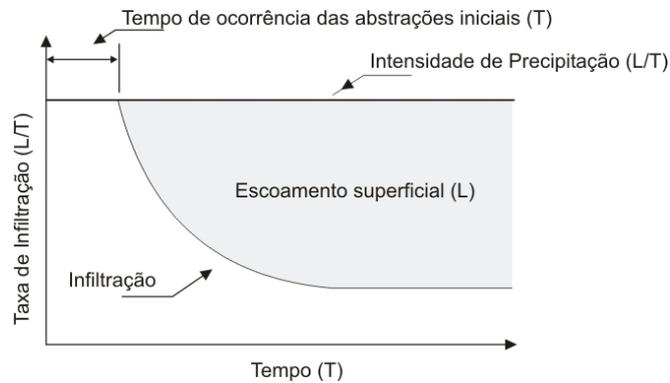


Figura 3.2 – Representação simplificada dos processos de infiltração e geração de escoamento superficial segundo Horton (Fonte: adaptado de Rawls *et al.*, 1992).

Exceto pela recarga advinda das perdas dos sistemas de distribuição de água potável, as fontes são governadas pelos mesmos processos que atuam no ciclo hidrológico e, conseqüentemente, também podem ser enumerados os fatores que atuam regulando o volume e a frequência da recarga, como escoamento superficial, evapotranspiração, umidade do solo, condutividade hidráulica da zona vadosa e da zona saturada e intervenções antrópicas na bacia, dentre outros.

Encontram-se representados na Figura 3.3 os principais fatores reguladores do volume e da intensidade da recarga de águas subterrâneas, assim como alguns tipos de intervenções antrópicas que podem afetar tanto a sua quantidade quanto a sua qualidade.

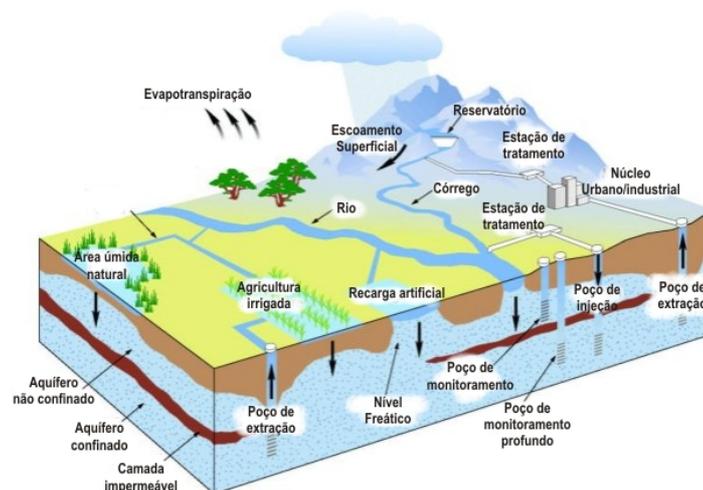


Figura 3.3 – Fatores reguladores da recarga de águas subterrâneas (autor desconhecido).

Associando-se às fontes potenciais de recarga os fatores reguladores do processo, constitui-se o mecanismo por meio do qual se processa a renovação das reservas subterrâneas. Tal mecanismo ao atuar sobre um arcabouço físico geológico subterrâneo e superficial constitui o sistema hidrogeológico (Leap, 1999).

Por sua vez, analisando-se as características de um determinado sistema hidrogeológico, pode-se identificar *a priori* os mecanismos dominantes no processo de recarga.

O conhecimento prévio acerca dos mecanismos predominantes de recarga das águas subterrâneas em determinada localidade ou região é imprescindível, tanto à escolha de métodos para a quantificação, quanto à definição e implementação de políticas de gestão. Em um sistema sob o domínio de aquíferos freáticos de solos ou substratos não consolidados, por exemplo, a recarga tende a ocorrer de forma mais distribuída, nas áreas de topografia suave, favoráveis à infiltração e à percolação da água até a zona saturada. Em sistemas hidrogeológicos confinados, a recarga tende a ser mais localizada, predominante nas áreas de solos rasos e nas bordas expostas dos aquíferos, geralmente localizadas nas encostas e divisores de água.

O clima também influencia sobremaneira os mecanismos responsáveis pela recarga em uma determinada área. Em regiões áridas ou semi-áridas, a recarga está associada a eventos de precipitação ou à curta estação chuvosa, enquanto que em regiões úmidas a mesma se distribui mais uniformemente ao longo do ano, podendo inclusive ser expressa em termos de uma determinada percentagem em relação ao volume precipitado. Em regiões úmidas, a recarga geralmente ocorre nas partes mais altas. Nas partes baixas da bacia, coincidindo com as áreas úmidas naturais, localizam-se as zonas de descarga. No entanto, em regiões áridas, a recarga se concentra nas partes baixas, sobretudo nos aluviões de canais e cursos d'água efêmeros (Scanlon *et al.*, 2002; Xu e Beekman, 2003; De Vries e Simmers, 2002).

3.3 - MÉTODOS PARA ESTIMATIVA DA RECARGA NATURAL DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS

A estimativa da taxa com que se processa a recarga natural das águas subterrâneas é um dos primeiros requisitos para o gerenciamento eficiente dessa fonte de água doce

(Sophocleous, 1991; Risser *et al.*, 2005; Takounjou *et al.* 2011).

Segundo Misstear (2000), existem várias razões pelas quais a necessidade da quantificação precisa da recarga se torna fundamental, dentre as quais podem ser citadas:

- quantificação da oferta para concessão de outorga de uso;
- conhecimento da contribuição subterrânea ao escoamento superficial de cursos d'água e às áreas úmidas naturais;
- conhecimento da vulnerabilidade das águas subterrâneas (uma alta taxa de recarga implica em uma alta vulnerabilidade);
- identificação de eventuais conseqüências de mudanças climáticas e de uso do solo aos recursos hídricos.

No entanto, a despeito de sua importância, ainda não há um método universal preciso para a sua estimativa. Existe um considerável número de abordagens, cujo nível de complexidade pode variar do extremo ao relativamente simples.

Como exemplo, podem ser citados os modelos baseados na solução da equação de Richards e os modelos empíricos baseados nas relações entre precipitação e geologia superficial ou entre recarga e escoamento superficial de base, respectivamente (Ely, 2006; Risser *et al.* 2005).

Risser *et al.* (2005) citam os métodos mais comumente utilizados na estimativa da recarga natural de águas subterrâneas como sendo os métodos baseados em balanço hídrico (de águas subterrâneas e a nível de solo), os modelos de fluxo de água no solo, os métodos baseados em modelagem inversa, os métodos baseados em medições do nível freático, e os baseados na aplicação de traçadores ambientais ou artificiais.

Sophocleous (1990) propõe a divisão das principais técnicas disponíveis em dois grupos: (i) métodos físicos e (ii) métodos químicos. Um agrupamento diferente é apresentado em Scanlon *et al.* (2002a; 2002b), no qual as técnicas são inicialmente divididas tendo-se por base a zona física considerada; superficial, zona não saturada e zona saturada.

Definindo-se a zona de interesse, o método a ser aplicado pode ser de natureza física, química (com o uso de traçadores) ou ainda, modelagem numérica (soluções numéricas das equações que regem o escoamento em meios porosos).

Mesmo sendo reconhecida a capacidade de um determinado método em relação aos demais, é recomendação geral a aplicação de, no mínimo, dois, uma vez que o desempenho de algum método específico pode não ser satisfatório quando aplicado às condições da área a ser estudada (Oliveira, 2004; Risser *et al.*, 2005; Scanlon *et al.*, 2002a; Bekesia e McConchieb, 1999; Yin *et al.*, 2011).

No presente trabalho, optou-se pelo agrupamento dos métodos existentes em três grandes grupos: os métodos físicos; os métodos químicos; e os métodos numéricos.

3.3.1 - Métodos físicos

Modelos hidrológicos de base física utilizam equações e parâmetros que tentam representar com fidedignidade o comportamento físico dos processos. No entanto, a terminologia ora utilizada para definir o presente grupo de métodos mostra-se mais abrangente que o conceito supracitado. Nesse caso, conforme sugerido por Scanlon *et al.* (2002a; 2002b) métodos físicos para estimação da recarga são aqueles que se baseiam na medição direta de algum fluxo e/ou variável hidrológica, e a partir deste, a estimação da recarga.

Scanlon *et al.* (2002a; 2002b) e European Union (2004), citam os seguintes métodos físicos para estimativa da recarga natural de águas subterrâneas:

- (a) balanço hídrico em rios;
- (b) infiltração de corpos d'água superficiais;
- (c) medição do fluxo de base de rios;
- (d) método do lisímetro;
- (e) aplicação da lei de Darcy;
- (f) método da variação do nível freático e;
- (g) plano de fluxo zero.

A esse conjunto, Silva (2004) acrescenta o método do balanço hídrico em nível de bacia

hidrográfica. A breve revisão apresentada a seguir não exaure a variedade de métodos existentes, limitando-se apenas aos principais e mais comumente aplicados.

3.3.1.1 - Escoamento superficial de base

O escoamento de base em rios perenes pode ser considerado uma medida aproximada da taxa de recarga das águas subterrâneas, desde que o rio em análise seja a zona principal de descarga dos fluxos provenientes do aquífero (Risser, *et al.*, 2005; Scanlon *et al.*, 2002a; 2002b; USA, 2003; Oliveira, 2001). Estima-se a recarga descontando-se da descarga de base a evapotranspiração ripariana (Wittenberg e Sivapalan, 1999; Xu e Beekman, 2003).

O escoamento de base pode ser determinado por meio de medições diretas da vazão em épocas de estiagem, ou por meio de um processo analítico, denominado separação de hidrógrafa (representação gráfica da vazão ao longo do tempo), por meio do qual são separados o escoamento superficial direto e o fluxo de base (USA, 2003). A Figura 3.4 apresenta uma hidrógrafa associada a um evento de precipitação, assim como a linha indicativa de separação dos referidos fluxos.

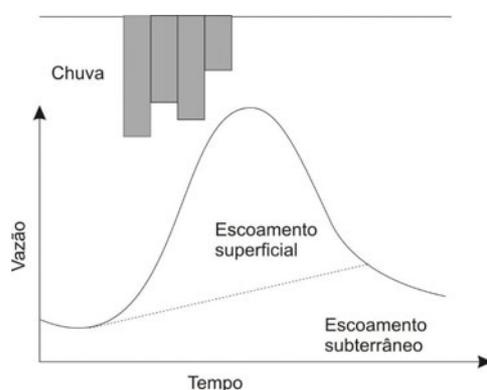


Figura 3.4 – Hidrógrafa: separação de escoamentos (Fonte: Soares, 2001).

A definição da linha de separação é subjetiva, podendo-se encontrar na literatura vários métodos para o seu traçado. Tucci (2002) descreve três métodos gráficos para separação do escoamento de base: o (i) método da declividade constante, o (ii) método da linha côncava e o (iii) método da linha convexa (Figura 3.5).

O método da linha convexa consiste em se extrapolar graficamente a linha de recessão (ponto C) até a linha imaginária de localização do pico do escoamento na abscissa (ponto

B), ligando-se em seguida ao ponto de início de ascensão da curva (ponto A).

No método da linha côncava, o prolongamento é feito a partir da linha de recessão do lado esquerdo da curva (ponto A), até a linha imaginária de localização do pico de cheia no eixo do tempo (ponto D). Em seguida, faz-se a ligação ao ponto C.

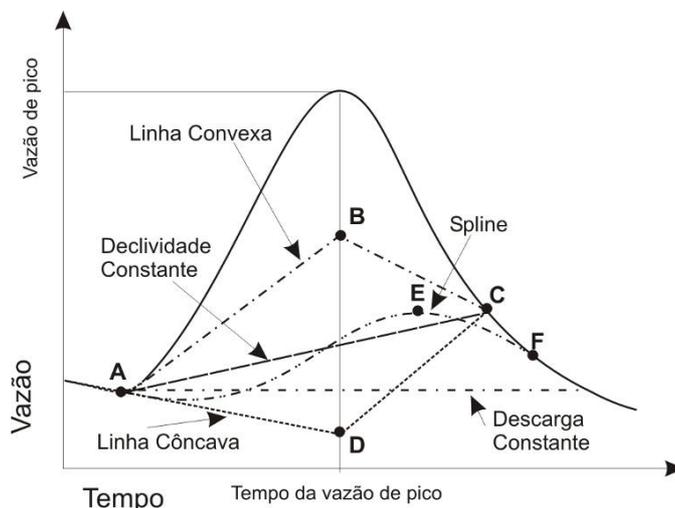


Figura 3.5 – Separação do escoamento de base (Fonte: adaptado de Tucci, 2002).

O método da declividade constante consiste apenas em se ligar os pontos correspondentes ao início e fim do escoamento superficial direto (pontos A e C). O escoamento de base, para os três métodos, corresponde ao volume localizado abaixo das linhas traçadas.

Evans e Neal (2005) ainda citam o método da descarga constante (Figura 3.5) e um método, por meio do qual a linha de separação dos escoamentos consiste numa *spline* ajustada entre os pontos A, E e F, pontos de início do escoamento superficial, ponto arbitrário e ponto de fim do escoamento superficial, respectivamente (Figura 3.5).

Os métodos ora descritos são manuais, arbitrários e imprecisos, cabendo ao analista a definição dos pontos básicos para o traçado das curvas. Métodos automáticos têm sido implementados com o auxílio de programas de computador, como os programas HYSEP e PART, citados em Risser *et al.* (2005), e os métodos descritos em Evans e Neal (2005) e Oliveira (2001).

Carling *et al.* (2012) estimaram o escoamento de base por meio do “Método da

Declividade Constante” (Figura 3.5). Para reduzir a arbitrariedade desse método, Neukum e Azzam (2012) aplicaram uma solução para a equação de Boussinesq, que permite a determinação dos pontos, no hidrograma, de início da ascensão e do valor máximo do escoamento de base, bem como o ponto onde se encerra a contribuição advinda do escoamento superficial direto. Nos dois casos, as estimativas de recarga obtidas por separação de escoamentos serviram como valores de referência para avaliação de estimativas geradas a partir de outras abordagens.

Santos (2007) utilizou um filtro matemático para a separação de escoamentos. Maior detalhamento da abordagem utilizada encontra-se na metodologia do presente trabalho.

Diferentemente dos casos anteriores, que se basearam em métodos gráfico-analíticos, Meriano *et al.* (2011) realizaram a separação de escoamentos a partir da análise do isótopo Oxigênio-18 e da condutividade elétrica. A utilização do primeiro parâmetro tem como premissa o fato de que a composição isotópica da precipitação varia no decorrer do tempo, enquanto que a da água subterrânea permanece regionalmente constante. Dessa forma, a separação pode ser efetuada se a diferença na composição da água entre o evento e a condição “pré-evento” for grande, em relação aos valores exibidos por cada componente.

Em Szilagyi *et al.* (2011), não foi realizada separação de escoamentos, uma vez que na área estudada, devido à cobertura predominante de pastagens e solos extremamente arenosos, praticamente toda a água precipitada infiltra e tem como zona de descarga os canais da drenagem superficial.

Apesar de serem carregadas de incerteza, estimativas de escoamento superficial de base são muito utilizadas para calibração e/ou avaliação de outros métodos aplicados ao estudo da recarga natural de águas subterrâneas (Ely, 2006).

3.3.1.2 - Flutuação do nível freático

O princípio desse método está no fato de que a entrada de água em um aquífero não confinado ocasiona a elevação do lençol freático (Melo *et al.*, 2005; Healy e Cook, 2002). A recarga pode ser estimada por meio da Equação 3.1 (Melo *et al.*, 2002; Scanlon *et al.*, 2002a).

$$Rc = Sy(dh/dt) = Sy(\Delta h/\Delta t) \quad (3.1)$$

onde: Sy = produtividade específica (*Specific yield*) (adimensional); Δh = Elevação total do nível freático (L); t = tempo (T); Rc = recarga (L/T) e; Δt = intervalo de tempo (T).

Determina-se Δh graficamente utilizando-se o hidrograma piezométrico. Dessa forma, Δh será igual à diferença entre o nível máximo, representado pelo pico no hidrograma, e o ponto mínimo, obtido pela extrapolação da curva de recessão até o tempo correspondente ao valor de pico, como ilustrado na Figura 3.6.

É um método de baixo custo e baixa complexidade, desde que se encontrem disponíveis dados referentes ao nível freático e à produtividade específica. Para o cálculo da produtividade específica, Risser *et al.* (2005) apresentam a equação $Sy = Eb/\Delta h$, em que Eb (L^3/T) é o escoamento de base. Tal parâmetro também pode ser estimado a partir de ensaios de laboratório, sobre o material aquífero, ou *in situ*, via testes de bombeamento.

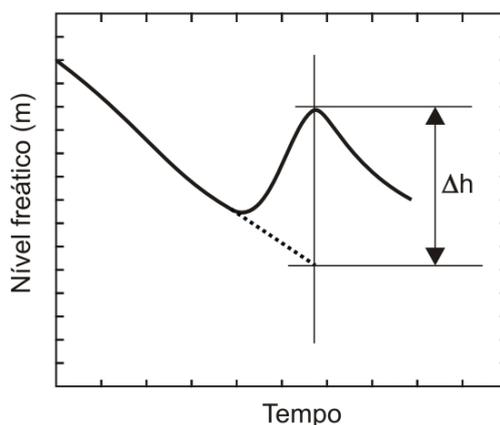


Figura 3.6 – Determinação da variação do nível freático (Fonte: Healy e Cook, 2002).

Maldaner (2010), Meriano *et al.* (2011), Yin *et al.* (2011), Henry *et al.* (2011), Hagedorn *et al.* (2011) e Singh (2011), utilizaram exatamente a mesma formulação anteriormente descrita para estimarem a recarga a partir de observações piezométricas. O método proposto em Carling *et al.* (2012) se diferenciou apenas na forma de se medir a variação anual do nível freático, enquanto que Takounjou *et al.* (2011) combinaram o método com o balanço de massas para compor uma abordagem híbrida.

Variações metodológicas sobre o princípio físico desse tipo de método também são

freqüentes, como em Korkmaz (1998). Nesse caso, a recarga foi estimada a partir de um modelo empírico de regressão, no qual foram correlacionadas a precipitação e a flutuação do nível freático.

Os métodos baseados na variação do nível freático podem apresentar melhores resultados quando aplicados para obtenção de estimativas para curtos períodos de tempo e em regiões com baixa profundidade freática, nas quais pequenas alterações no nível da água poderiam ser precisa e facilmente detectadas (Maldaner, 2010).

Healy e Cook (2002) atentam para o fato de que o tempo é crucial para o sucesso na aplicação do presente método. Se a taxa de fluxo horizontal ao longo da superfície freática não for significativamente mais lenta que a taxa vertical com que a recarga provoca a elevação do nível freático, o método não poderá ser aplicado.

Com relação a limitações, se a taxa de recarga ocorrer à mesma taxa que a drenagem subterrânea, natural ou artificial, poderá não ocorrer alteração do nível freático e, conseqüentemente, o método não tem resultado na predição da recarga. Além disso, as causas das alterações no nível freático devem ser bem conhecidas, bem como ser devidamente calculado o valor da produtividade específica (Healy e Cook, 2002).

3.3.1.3 - Balanço hídrico em nível de bacia hidrográfica via simulação hidrológica

Técnicas e abordagens baseadas em balanço hídrico ou balanço de massas estão entre as mais utilizadas em estudos de recarga em nível de bacia (Scanlon *et al.*, 2002a; Ruiz *et al.*, 2010; Lopes *et al.*, 2012). Isto se justifica pelo fato de que a bacia hidrográfica é a unidade espacial mais adotada aos estudos de geração de conhecimento, de conservação e gestão dos recursos hídricos, uma vez que rios, lagos e aquíferos, por vezes, se comportam como agentes integradores, acumulando no sentido de montante a jusante os resultados de processos hidrológicos e efeitos de qualquer atividade ou alterações ambientais ocorridas na bacia (Santos, 2004).

O regime hidrológico em nível de bacia hidrográfica segue um padrão histórico, de modo que a entrada de água no sistema por meio da precipitação, embora sofra variação, apresenta valores médios que definem uma maior ou menor produtividade hídrica. A

disponibilidade de água para os mais diversos usos encontra-se então, intrinsecamente ligada ao potencial hídrico da bacia, reforçando-se a sua adoção como unidade básica de estudos e planejamento. Tal abordagem pode ser aplicada ao tratamento das questões referentes ao uso e gerenciamento das águas subterrâneas, uma vez que as mesmas se encontram conectadas às componentes de superfície do ciclo hidrológico.

Calculando-se o balanço hídrico em nível de bacia hidrográfica obtém-se a produtividade hídrica global da bacia analisada, dado imprescindível a qualquer ação que vise o uso sustentável da água (Ayenew, 2003). A produtividade hídrica, por sua vez, é obtida pela determinação das componentes do ciclo hidrológico, que representam as entradas e perdas do sistema (Wang *et al.*, 2005).

Nos modelos mais simples de balanço hídrico, a recarga é estimada indiretamente, a partir da quantificação dos processos hidrológicos considerados na formulação adotada. Uma das mais conhecidas é a de Thornthwaite e Mather (1995), na qual a recarga consiste no resíduo entre a precipitação (entrada), as variações no armazenamento de água na zona não saturada e as lâminas evapotranspiradas e escoadas superficialmente.

Maldaner (2010) utilizou esse método para quantificar a recarga em uma área urbana. Em Szilagyi *et al.* (2011) e Yin *et al.* (2011) a formulação adotada foi mais simples, devido a características particulares das áreas de estudo, nas quais o escoamento superficial pôde ser desconsiderado. No caso de Alcalá *et al.* (2010) e Khalaf & Donoghue (2012), a simplificação consistiu em desconsiderar as variações no armazenamento de água.

Embora tenha sido observado que a maior parte dos trabalhos baseados em balanço hídrico de formulação simples teve como foco a zona vadosa, o mesmo procedimento pode ser aplicado à zona saturada, conforme efetuado em Singh (2011).

Se por um lado a aplicação das formulações simplificadas é atrativa, por ser pouco exigente em termos de dados e proporcionar bons resultados em algumas situações específicas, de outro, é notória a carga de incerteza ou erros que, potencialmente, podem estar associadas às estimativas de recarga geradas (Maldaner, 2010). Todos os autores anteriormente citados atentam para esse fato e uma forma de se contornar tais limitações é

a incorporação dessas equações a modelos hidrológicos de formulação mais elaborada, conforme proposto em Ruiz *et al.* (2010) e Neukum & Azzam (2012).

Dos diferentes modelos possíveis, pode-se citar como exemplo, devido à alta complexidade na representação dos processos hidrológicos, o modelo proposto por Chen *et al.* (2005), representado por meio da Figura 3.7. Matematicamente, pode ser expresso por meio da Equação 3.2.

$$\pm \Delta w_o \pm \Delta w_u \pm \Delta w_{\text{unsat}} \pm \Delta w_{\text{sat}} = P - E_o - E_u - T_o - T_u - R_s - E_s - R_c. \quad (3.2)$$

em que: Δw_o , Δw_u , Δw_{unsat} , Δw_{sat} são variações da lâmina do armazenamento de água na vegetação arbórea, na vegetação arbustiva, na zona não saturada e na zona saturada do solo (L), respectivamente; E_o é a evaporação da lâmina de água interceptada pela vegetação arbórea (L); E_u é a evaporação da lâmina de água interceptada pela vegetação arbustiva (L); T_o e T_u são as lâminas de água transpiradas pelas vegetações arbóreas e arbustivas, respectivamente (L); R_s é lâmina de escoamento superficial (L); e E_s é a lâmina de água evaporada direta do solo (L).

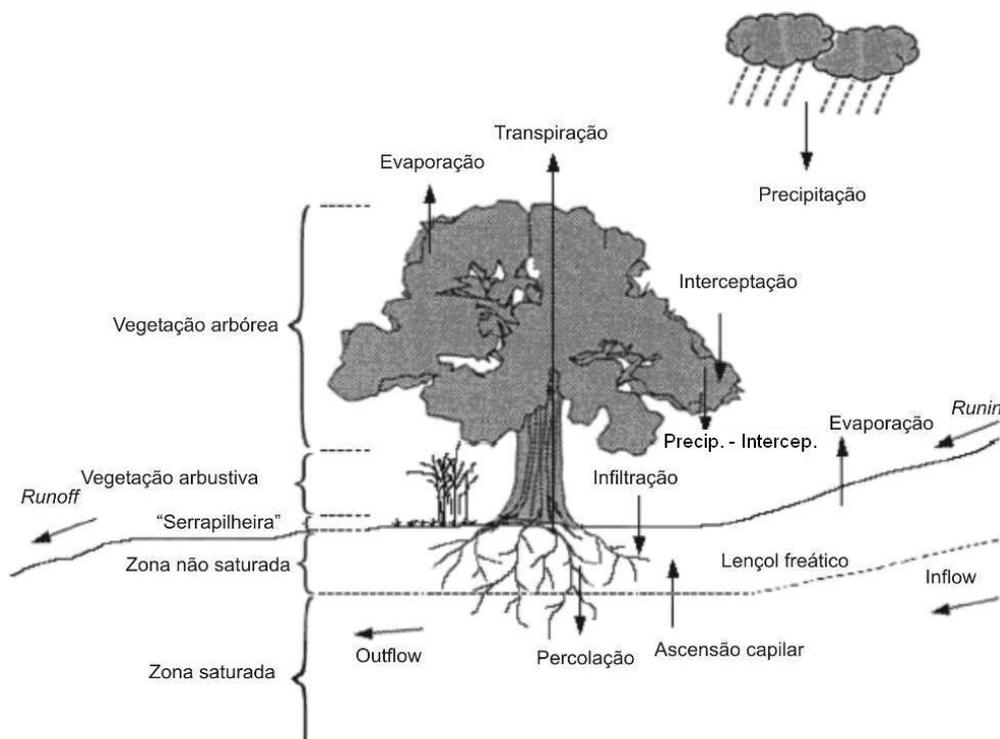


Figura 3.7 – Modelo conceitual de Chen *et al.* (Fonte: Chen *et al.*, 2005).

Essa categoria de modelo será abordada com maior aprofundamento em seção posterior.

3.3.2 - Métodos químicos

Os métodos químicos se baseiam na utilização de traçadores, artificiais ou naturais, para estimação da taxa de recarga. São métodos com um longo histórico de utilização (Scanlon *et al.*, 2002a), e ainda largamente aplicados, até a data do presente trabalho, conforme se observa em Saha *et al.* (2011), Alcalá *et al.* (2011), Hagedorn *et al.* (2011) e He *et al.* (2012). Segundo Cherry (2000), estão entre as abordagens que proporcionam o maior nível de confiabilidade das estimativas e os melhores resultados para o estudo de aquíferos fissurados e/ou fraturados.

Existem várias formas de utilização de traçadores na estimação da recarga. Uma delas se baseia na utilização do elemento traçador para estimativa da componente vertical da velocidade do fluxo no meio subterrâneo. A taxa de recarga é obtida, multiplicando-se a referida velocidade à porosidade efetiva do aquífero, conforme apresenta a equação 3.3 (Cherry, 2000).

$$R_c = V_z \theta_e \quad (3.3)$$

em que: V_z = componente vertical da velocidade de escoamento da água no solo (L/T);
 θ_e = porosidade efetiva do material aquífero (L^3/L^3).

Para determinação da velocidade vertical do fluxo, o elemento traçador é utilizado na estimação da idade da água subterrânea, que indica de forma aproximada o tempo de percurso da mesma, entre a superfície e a profundidade onde se encontra. Dividindo-se a profundidade monitorada (piezômetro) pelo tempo de percurso, obtém-se a velocidade procurada (Cherry, 2000).

O método de datação varia de acordo com o tipo de elemento traçador. Dentre os mais comumente utilizados podem ser citados o Deutério (^2H), o Trítio (^3H), os CloroFluorCarbonos (CFCs), o Oxigênio 18 (δ^{18}) e o Trítio/Hélio tritiogênico ($^3\text{H}/^3\text{He}$) (Cherry, 2000; Vries e Simmers, 2002 e He *et al.*, 2012).

Utilizando-se os CFCs como traçadores, a datação é efetuada medindo-se a concentração

de CFCs na água subterrânea, calculando-se a pressão parcial de equilíbrio do CFC e comparando-a com a curva de evolução na atmosfera (Figura 3.8), obtendo-se assim o ano em que ocorreu a recarga (Cherry, 2000; Qin *et al.*, 2011).

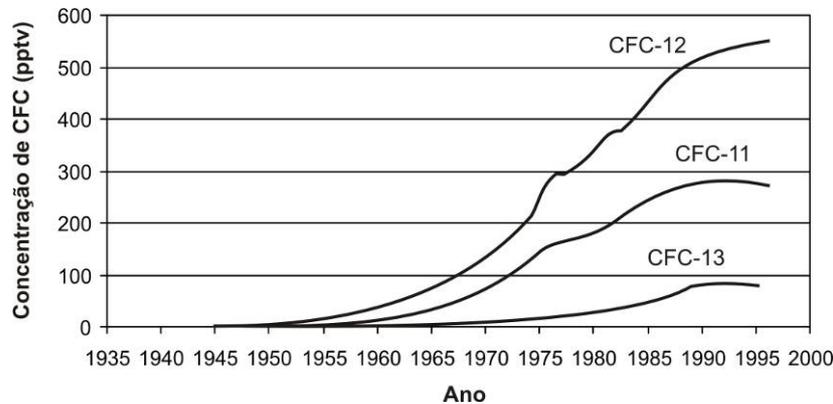


Figura 3.8 – Concentração de CFC's na atmosfera *versus* tempo (Fonte: Cherry, 2000).

Em caso de seleção do $^3\text{H}/^3\text{He}$, Cherry (2000) apresenta a equação 3.4, para datação das águas subterrâneas.

$$t_g = \lambda^{-1} \ln\left(\frac{^3\text{He}^*}{^3\text{H}} + 1\right) \quad (3.4)$$

em que: t_g = idade estimada das águas subterrâneas (T); λ = constante de decaimento do trítio (T); \ln = logaritmo neperiano; ^3H = concentração de trítio na água subterrânea (M/L^3); e $^3\text{He}^*$ = concentração de hélio tritogênico na água subterrânea (M/L^3).

Outra forma de aplicação de traçadores na estimação da recarga é a sua utilização direta em modelos simples, baseados em relações, como por exemplo, entre as concentrações de determinado elemento nas águas subterrâneas e na precipitação (Scanlon *et al.*, 2002a; 2002b).

O Balanço de massa do cloreto é um dos métodos dessa categoria com o maior número de experiências de aplicação. Isto se deve pelo seu baixo custo e simplicidade, requerendo-se apenas dados de precipitação e de quantificação do cloreto presente na água da chuva e na água do solo, da zona vadosa ou da zona saturada (Scanlon *et al.*, 2002a).

McNamara (2005) apresenta duas equações para estimativa da recarga média anual, por meio do balanço de massa do cloreto; uma para casos gerais (Equação 3.5) e uma para regiões semi-áridas sem presença de escoamento superficial (Equação 3.6). A evapotranspiração foi negligenciada pelo fato de que as equações são propostas considerando-se a zona abaixo das raízes, onde a concentração de cloretos permanece aproximadamente constante.

$$R_c = \frac{(P(C_p) - R_s(C_r))}{C_{gr}} \quad (3.5)$$

$$R_c = P \frac{C_p}{C_{gr}} \quad (3.6)$$

em que: C_p – concentração média cloretos na precipitação (M/L^3); C_r – concentração média anual de cloretos no escoamento superficial (M/L^3); C_{gr} – concentração média anual de cloretos na água do solo (M/L^3).

Takounjou *et al.* (2011) aplicaram a Equação 3.5 para a estimativa da recarga em uma área de clima úmido, enquanto Bazuhair e Wood (1996) utilizaram a Equação 3.6 para a mesma finalidade, porém, para uma região sob clima árido. O’Leary (1996), Adams *et al.* (2003), Silva (2004) e Hagedorn *et al.* (2011) utilizaram a mesma equação.

Cook *et al.* (2004) e Edmunds *et al.* (2002) aplicaram o mesmo conceito, porém, com uma formulação matemática diferente. Klock e Udluft (2002) utilizaram imagens de satélite LANDSAT-TM5 para regionalização de valores pontuais de recarga obtidos pela aplicação do método de balanço de massa de cloretos.

O método baseado no balanço de massa de cloreto só pode ser aplicado em locais cujas concentrações do referido íon na precipitação sejam de fontes naturais e atinjam valores mensuráveis (Cook *et al.*, 2004).

Xu e Beekman (2003) indicam a Equação 3.7, para estimativa da recarga utilizando-se o trítio como traçador.

$$Rc = \frac{10 \sum_{i=1}^z T_i \theta_i h_i}{\sum_{i=1}^t w T_{pi} \exp(-\lambda i)} \quad (3.7)$$

em que: T_i = concentração de trítio em uma determinada profundidade h_i (M/L³); θ_i = teor volumétrico de umidade no tempo “i” (L³/L³); T_{pi} = concentração média anual de trítio na precipitação no tempo “i-1” (M/L³); e w = fator de ponderação (geralmente igual a 1).

Os métodos baseados na utilização de traçadores apresentam uma série de vantagens em relação aos métodos físicos. A maior precisão, independentemente da magnitude do fluxo, e uma maior simplicidade conceitual podem ser citados como exemplos (De Vries e Simmers, 2002). Frequentemente, métodos dessa natureza são aplicados em conjunto com outros métodos físicos, sendo adotados como parâmetro de verificação de resultados.

3.3.3 - Métodos numéricos

Os métodos pertencentes a essa classe, conforme sugerido em Scanlon *et al.* (2002a; 2002b), são baseados em modelos matemáticos, com a solução das equações obtida a partir de métodos numéricos computacionais. Tem como principal representante os modelos numéricos de simulação do fluxo subterrâneo em meio poroso.

Tais métodos têm o seu desenvolvimento associado à própria evolução dos métodos computacionais para solução das equações que governam o escoamento da água em meios porosos.

Geralmente, apresentam formulação matemática mais complexa que as equações de balanço hídrico, como pode ser observado na equação 3.8, que expressa a variação da carga hidráulica em um volume de solo anisotrópico saturado em função do tempo (Hillel, 1998).

$$S_s \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial H}{\partial z} \right) \quad (3.8)$$

em que: S_s = coeficiente de armazenamento específico do solo (L^{-1}); H = carga hidráulica (L); K_x , K_y e K_z = condutividade hidráulica nas direções x, y e z (LT^{-1}), respectivamente.

Para simulação de fluxos em meio não saturado, a variação do teor de umidade com o decorrer do tempo é expressa por meio da equação 3.9, em sua forma tridimensional.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right) \quad (3.9)$$

em que: q_x , q_y e q_z = fluxos nas direções x, y e z, respectivamente (L^3/T).

No entanto, a equação mais comumente adotada é a de Richards; uma extensão da equação de Darcy, com a condutividade hidráulica expressa em função da sucção mátrica (Hillel, 1998). A sua forma unidimensional para o fluxo vertical é expressa pela Equação 3.10.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\theta) \frac{\partial \psi_t}{\partial z} \right) \quad (3.10)$$

em que: $K(\theta)$ = condutividade hidráulica não saturada (L/T); ψ = sucção mátrica (L).

As equações apresentadas podem ser solucionadas visando a obtenção de respostas específicas, como por exemplo, o fluxo de água abaixo da zona sujeita à transpiração (zona de raízes). Para isso, são necessárias as condições de contorno, compreendendo fronteiras, condições iniciais do sistema, e fluxos conhecidos, como por exemplo, interações entre aquífero (sistema) e águas superficiais.

Utilizando-se métodos numéricos, as equações diferenciais contínuas podem ser aproximadamente convertidas em conjuntos finitos de expressões algébricas, solucionáveis por meio de cálculos matriciais.

O domínio físico do modelo também pode ser discretizado, em células retangulares ou em elementos de forma geométrica irregular. A forma de discretização do modelo, juntamente com a abordagem adotada para obtenção da solução nos nós, distingue dois dos principais

métodos de simulação de fluxo em meio subterrâneo; o método das diferenças finitas e o método dos elementos finitos, cuja descrição mais detalhada pode ser encontrada em Konikow e Reilly (1999).

Segundo Sanford (2002), a aplicação de modelos de simulação de fluxo no solo para estimação da recarga de águas subterrâneas, só é possível em caso de disponibilidade de dados referentes ao comportamento do nível freático (monitoramento contínuo) e de estimativas dos valores de condutividade hidráulica para as diferentes áreas do local em estudo.

Dentre as implementações computacionais de métodos numéricos existentes, o MODFLOW é uma das mais aplicadas. Utiliza-se de diferenças finitas para simular o fluxo de água no solo, possuindo módulos que permitem, desde a simulação do transporte de contaminantes e estimação de parâmetros (MODFLOWP e PEST), à taxa de recarga (Konikow e Reilly, 1999).

Uma breve revisão acerca de estudos de recarga baseados em métodos numéricos encontra-se apresentada na seção seguinte.

3.4 - MODELAGEM NUMÉRICA, SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA E ESTUDOS DE RECARGA DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS

Dentre os métodos descritos na seção anterior, os denominados “*separação de escoamentos*”, “*flutuação do nível freático*” e “*métodos químicos*”, consistem em abordagens empíricas para a obtenção de estimativas pontuais da recarga de águas subterrâneas. Trata-se de métodos tradicionais, com histórico de aplicação da ordem de décadas, cujo registro antecede a publicação pioneira de Lerner *et al.* (1990), que reuniu em seu bojo as técnicas até então disponíveis.

Mesmo apresentando uma série de limitações, os referidos métodos possuem vantagens, como simplicidade, praticidade e baixo custo, que ainda os mantêm entre as alternativas potencialmente aplicáveis, conforme demonstram trabalhos publicados entre 2010 e 2012, dentre os quais alguns foram citados nas seções anteriores.

A grande desvantagem desse tipo de método se refere ao fato de que, estimativas pontuais de recarga, embora sejam úteis e válidas, pouco oferecem em termos da compreensão quanto à variabilidade espacial e ao encadeamento físico dos processos hidrológicos que levam ao aporte de água à zona saturada. Nesse sentido, modelagem numérica e simulação hidrológica distribuída compreendem as melhores abordagens e têm sido amplamente propostas, sob um variado número de formas, como meios através dos quais o processo em questão pode ser estudado.

A forma proposta em Lu *et al.* (2011), consistiu em um modelo numérico para a simulação, em uma dimensão, do fluxo de água na zona vadosa do solo. O modelo se baseia na equação de Richards para meio não saturado e foi aplicado em cinco locais representativos de uma região na China, com o intuito de se obter estimativas da recarga, conhecer os fatores determinantes ao processo e investigar a influência da irrigação e da profundidade freática sobre a recarga de águas subterrâneas. A recarga estimada situou-se entre 22% e 29% em relação à precipitação e a análise de sensibilidade apontou a textura do solo como sendo fator determinante. Os resultados foram comparados a taxas de recarga estimadas via traçadores químicos e foram considerados mais confiáveis.

Neukum e Azzam (2012) simularam numericamente, por meio da construção de cenários, o impacto de eventuais mudanças climáticas à recarga das águas subterrâneas em uma bacia experimental representativa. Devido a dificuldades para simular a zona saturada, por esta se encontrar em meio aquífero fissurado, a área de domínio do modelo compreendeu a zona vadosa. A recarga também foi simulada a partir da solução da Equação de Richards para a zona não saturada, por meio de diferenças finitas. No entanto, neste caso, a aplicação do modelo contemplou toda a bacia, uma vez que o mesmo consistiu em uma abordagem distribuída de base física.

Em Martinez-Santos e Abreu (2010) o problema foi tratado considerando a zona saturada do solo. Foram combinados dois modelos para a estimação da recarga natural de um aquífero cárstico; um método empírico para o cálculo das taxas e um modelo numérico distribuído em diferenças finitas, implementado via *MODFLOW*, para avaliar a consistência da recarga estimada empiricamente. O modelo reproduziu razoavelmente as variáveis observadas e a informação mais importante gerada com a simulação foi o conhecimento acerca da relação entre a precipitação e a taxa de recarga, concluindo-se que

que a recarga se eleva exponencialmente em função de aumentos na magnitude dos eventos de precipitação.

Alvarez *et al.* (2011) construíram um modelo hidrogeológico numérico, também utilizando o *MODFLOW*, mas a recarga foi estimada separadamente, por meio de uma formulação simplificada de balanço hídrico e por meio do método *flutuação do nível freático*, e inserida no modelo como condição de contorno de entrada. Neste trabalho, o foco compreendeu a simulação de cenários, com o objetivo de avaliar a influência de possíveis alterações no regime de recarga e de bombeamento na disponibilidade hídrica subterrânea na área estudada.

Lin *et al.* (2009) também adotam a zona saturada como domínio do estudo. No entanto, a recarga ou descarga, nesse caso, é simulada para cada célula do modelo por meio de balanço de massas, para o qual se utiliza apenas dados de nível freático, da topografia do limite inferior do aquífero livre e da distribuição espacial da condutividade hidráulica saturada. O balanço de massas em cada célula pode ser expresso da seguinte forma:

$$Q_{in} = -R_{i,j} \cdot \Delta x_{i,j} \cdot \Delta y_{i,j} \quad (3.11)$$

$$Q_{in} = Q_{in_west} + Q_{in_east} + Q_{in_north} + Q_{in_south} \quad (3.12)$$

$$Q_{in_west} = (h_{i-1,j} - h_{i,j}) / \Delta x_{i-1/2,j} \cdot T_{i-1/2,j} \cdot \Delta y_{i,j} \quad (3.13)$$

$$Q_{in_east} = (h_{i+1,j} - h_{i,j}) / \Delta x_{i+1/2,j} \cdot T_{i+1/2,j} \cdot \Delta y_{i,j} \quad (3.14)$$

$$Q_{in_north} = (h_{i,j+1} - h_{i,j}) / \Delta y_{i,j+1/2} \cdot T_{i,j+1/2} \cdot \Delta x_{i,j} \quad (3.15)$$

$$Q_{in_south} = (h_{i,j-1} - h_{i,j}) / \Delta y_{i,j-1/2} \cdot T_{i,j-1/2} \cdot \Delta x_{i,j} \quad (3.16)$$

em que: Q_{in} = fluxo total que entra em uma célula (L^3/T); $R_{i,j}$ = taxa de recarga/descarga da célula; $\Delta x_{i,j}$ e $\Delta y_{i,j}$ = dimensões horizontais da célula (L); $h_{i,j}$ = elevação freática ou carga hidráulica da célula; $T_{i,j}$ = transmissividade da célula (L^2/T), calculada pelo produto da condutividade hidráulica saturada com a espessura saturada do aquífero livre; $T_{i+1/2,j}$ = média harmônica da transmissividade entre uma célula “i+1, j” e uma célula “i, j” (L^2/T).

Trata-se de um modelo para a simulação de aquíferos livres em regime permanente e, por isso, indicado apenas para a geração de mapas de recarga a serem utilizados como

condições iniciais de modelos em regime transiente, ou como informação de partida para estudos posteriores e processos de tomada de decisões.

Dripps e Bradbury (2010), por sua vez, investigando a variabilidade temporal e espacial da recarga, desenvolveram um modelo hidrológico distribuído simplificado, baseado no balanço hídrico vertical a nível de zona não saturada do solo. Nesse modelo, os processos hidrológicos relacionados à recarga são simulados considerando-se a lógica física envolvida na circulação da água entre a atmosfera e o solo. No entanto, o equacionamento é predominantemente empírico. O cálculo da evapotranspiração e do escoamento superficial, por exemplo, são baseados no método de Thornthwaite/Mather e no *Curve Number*, do SCS, respectivamente. Toda a água infiltrada excedente à capacidade máxima de armazenamento do solo é considerada recarga, que é calculada, para cada célula, da seguinte forma: Recarga = precipitação – interceptação – *runoff* – evapotranspiração + umidade antecedente do solo – capacidade total de armazenamento do solo na zona de raízes.

O modelo foi aplicado à bacia do lago Trout, na região norte do estado americano de Wisconsin e apontou como fatores determinantes a vegetação, em primeiro lugar, e o solo. As taxas de recarga foram comparadas com resultados de estudos anteriores, executados sob o auxílio de métodos considerados mais rigorosos, e mostraram-se coerentes.

Em Lopes *et al.* (2012), a modelagem hidrológica também compreendeu a aplicação de uma formulação simplificada de balanço hídrico, muito semelhante à de Dripps e Bradbury (2010). Porém, o modelo é do tipo concentrado.

Diferentemente das abordagens propostas por Dripps e Bradbury (2010), Lu *et al.* (2011) e Lopes *et al.* (2012), Smerdon *et al.* (2010) aplicaram um método de maior complexidade; o software/modelo *MIKE-SHE*. Neste caso, o foco do estudo consistiu em analisar o padrão espacial da recarga em função da adoção de diferentes formas utilizadas para representar os dados meteorológicos e de evapotranspiração potencial de entrada. Foram comparadas as recargas geradas a partir de (i) dados meteorológicos pontuais mensais e evapotranspiração potencial calculada pelo método de Thornthwaite, (ii) dados meteorológicos pontuais diários e evapotranspiração potencial calculada pelo método de Penman-Monteith e (ii) dados meteorológicos diários espacializados e evapotranspiração

potencial calculada pelo método de Penman-Monteith. Os resultados mostraram que a melhor forma de representação é a espacializada.

Complexidade semelhante é encontrada no modelo SWAT – *Soil and Water Assessment Tool* (Neitsch, 2009). Nesse modelo, são simulados processos hidrológicos de fluxo e de transporte, em nível de zonas hidrológicamente homogêneas, denominadas unidades de resposta hidrológica. A recarga é simulada a partir do fluxo excedente que deixa a zona de raízes do solo, utilizando uma equação exponencial de decaimento expressa em função do tempo de percurso da água entre o fim da zona de raízes e o aquífero. Sultan *et al.* (2011), aplicaram o modelo especificamente para essa finalidade.

No caso de Mileham *et al.* (2008), a abordagem proposta consistiu em um modelo conceitual de balanço de umidade em nível de zona saturada do solo. O enfoque do trabalho, porém, compreendeu a avaliação do impacto que a distribuição espacial da precipitação pode ocasionar à estimativa da recarga. Os autores atentaram para o fato de que a forma utilizada para espacializar dados pontuais de precipitação pode ocasionar uma superestimação da recarga em até 52% e que a calibração do modelo na busca por uma melhoria no resultado pode gerar sérias inconsistências aos valores dos parâmetros.

Todos os trabalhos anteriormente citados tiveram em comum a grande escala adotada, seja pela execução do estudo a nível local, simulando pontualmente o processo de recarga, ou pela adoção de um alto nível de detalhamento na representação de dados de entrada e parâmetros, conferindo uma alta resolução espacial à discretização da área estudada. Nesse sentido, Toews e Allen (2009) se diferenciaram, ao simular a recarga em escala sinóptica, a partir do modelo hidrológico unidimensional de zona não saturada *HELP*. Utilizando modelos climáticos globais, foram construídos diversos cenários de mudanças climáticas, mais precisamente de aquecimento global. Esses cenários foram aplicados ao modelo *HELP*, que indicou um pequeno aumento da recarga para os meses de fevereiro e março, e uma redução durante os meses correspondentes ao verão no hemisfério norte. A recarga média foi da ordem de 20% em relação à precipitação anual e os fatores considerados determinantes compreenderam as propriedades hidráulicas do solo “condutividade hidráulica”, “ponto de murcha” e “capacidade de campo”.

Se de um lado, a limitação da área de atuação das abordagens propostas; a apenas uma zona específica quanto ao estado de saturação, resulta em modelos de menor complexidade, menor quantidade de parâmetros e, conseqüentemente, maior facilidade de aplicação, de outro, perde-se a compreensão global acerca das interações entre os diferentes processos que definem o estado atual da variável de interesse, como a recarga de águas subterrâneas, por exemplo. E como entender os processos é o ponto chave para a execução de previsões e a proposição de instrumentos de gestão e/ou tomada de decisões, modelos que simulem conjuntamente os processos de zona vadosa e de zona saturada representam uma das maiores e mais recentes concentrações de esforços em pesquisa no campo da hidrologia (Yimam, 2010).

Alguns modelos hidrológicos de zona vadosa propõem solução simplificada para o problema, como o *SWAT*, o *PRMS* e o *WETSPA*. Tais modelos não simulam fisicamente o fluxo da água na zona saturada, que nesse caso é tratada como sendo um reservatório final dos fluxos residuais da infiltração, da evapotranspiração e do escoamento subsuperficial. Os modelos de zona saturada, por sua vez, isoladamente, não simulam a zona vadosa (o aporte de água; a recarga, consiste em uma condição de contorno ou dado de entrada), tratando apenas de retiradas ou entradas de água diretamente da zona saturada, como transpiração, e da interação aquífero-corpos d'água de superfície, quantificando as trocas de fluxos que podem ocorrer entre os dois compartimentos (Yimam, 2010).

Markstrom *et al.* (2008) definem duas formas por meio das quais os processos de zona vadosa e de zona saturada podem ser, fisicamente, conjuntamente simulados: integração completa e; acoplagem. Na *integração completa*, os fluxos de zona vadosa e de zona saturada são simulados por meio da forma tridimensional da equação de Richards, enquanto que na *acoplagem*, as duas zonas são consideradas separadamente, ocorrendo apenas a integração (acoplagem), via métodos iterativos de solução, das equações que descrevem o fluxo em cada zona. Como a primeira abordagem requer discretização espacial “fina” e *time-steps* pequenos, para proporcionar resultados aceitáveis, a sua aplicabilidade ao estudo em nível de bacia hidrográfica é restrita, motivo pelo qual a *acoplagem* é considerada a melhor alternativa.

Em Batelaan e Smedt (2007), foi proposta uma acoplagem entre um modelo hidrológico distribuído de zona saturada, o *WETSPASS*, e o *MODFLOW*, para a simulação iterativa

da recarga de águas subterrâneas. Por meio do WETSPASS (*Water and Energy Transfer between Soil, Plants and Atmosphere under quasi-Steady State*) é simulada uma distribuição espacial inicial para a recarga, que é então inserida como dado de entrada em um modelo numérico hidrogeológico previamente construído no MODFLOW. A partir da modelagem numérica em regime permanente, são simulados valores de carga piezométrica, que são então confrontados com valores medidos em campo. Caso o nível de concordância não atenda aos critérios de convergência pré-indicados, as cargas piezométricas simuladas são reinseridas como dado de entrada no modelo hidrológico distribuído e uma nova distribuição espacial da recarga é simulada. Todo o processo se repete, iterativamente, até que haja convergência entre as cargas.

Valerio *et al.* (2010) também propuseram uma acoplagem utilizando o MODFLOW para simular os processos em zona saturada. Neste caso, porém, o modelo numérico hidrogeológico foi acoplado a um modelo de gerenciamento do uso da água de rios e foram simulados aspectos antrópicos relacionados à disponibilidade hídrica em uma bacia, como a irrigação e a exploração de águas subterrâneas, dentre outros. Essa acoplagem é muito semelhante à proposta de Carroll *et al.* (2010), cujo modelo de zona vadosa consistiu em um algoritmo de balanço de massa em nível de unidade de resposta hidrológica. A linkagem foi efetuada por meio de um algoritmo denominando SWL – *Surface Water Linking*.

A acoplagem de Batelaan e Smedt (2007) é limitada pelo fato de realizar simulações apenas em regime permanente, enquanto a de Valério *et al.* (2010) e a de Carroll *et al.* (2010), têm aplicação fortemente voltada à simulação das interações entre o aquífero e os corpos/cursos d'água de superfície. Markstrom *et al.* (2008) e Xu *et al.* (2012) contornam as limitações das abordagens citadas ao desenvolverem modelos acoplados distribuídos. A vantagem da primeira em relação à segunda se baseia no fato de que a acoplagem se procedeu a partir da união entre o MODFLOW e um modelo hidrológico distribuído de zona vadosa já estabelecido, com largo histórico de aplicação; o PRMS. O modelo tem por denominação o acrônimo GSFLOW - *coupled Ground-water and Surface-water Flow model*.

No GSFLOW, o meio físico é dividido em três regiões, nas quais, e entre as quais, são simulados os fluxos, conforme ilustrado na Figura 3.9. Também encontram-se indicados os modelos responsáveis pela simulação em cada região.

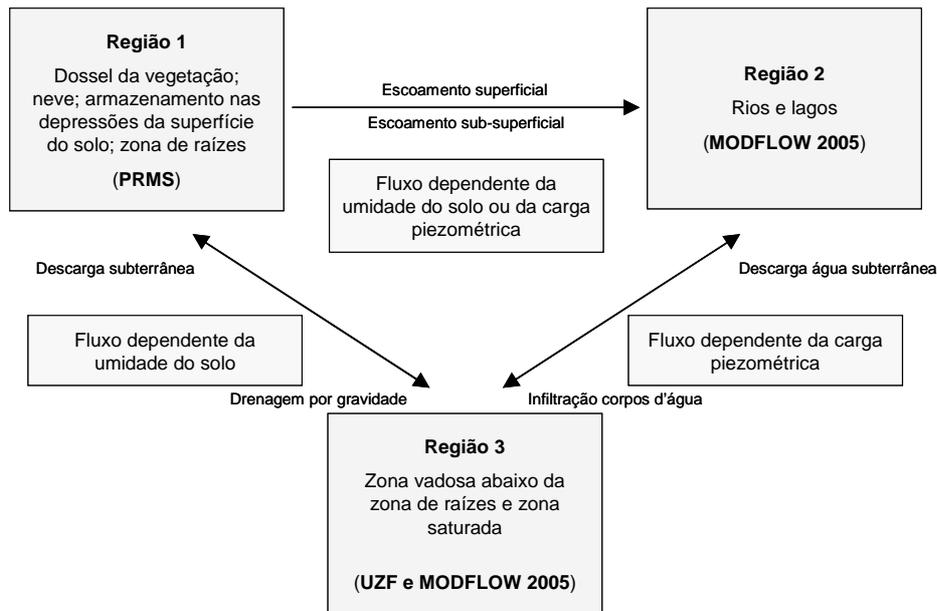


Figura 3.9 – Processos e trocas de fluxo entre as regiões consideradas pelo GSFLOW.

(Fonte: adaptado de Markstrom *et al.*, 2008)

A *Região 1* é delimitada pelo dossel da vegetação e pelo limite inferior da zona de raízes, enquanto que as regiões 2 e 3 compreendem os rios/lagos e toda a extensão localizada abaixo da zona de raízes, respectivamente. Os modelos acoplados atuam separadamente em cada região: enquanto que o PRMS atua na Região 1, o MODFLOW atua nas regiões 2 e 3. Um modelo auxiliar foi desenvolvido para simular o fluxo vertical descendente advindo da zona de raízes.

Como a discretização espacial no PRMS e no MODFLOW é diferente (no primeiro, a discretização se baseia em unidades de resposta hidrológica, enquanto que no segundo são utilizadas células retangulares), a conexão entre os dois modelos é efetuada por meio de “reservatórios de gravidade”, definidos pela interseção entre as unidades de resposta hidrológica do PRMS e as células de diferenças finitas do MODFLOW e utilizados na transferência de fluxos entre as duas formas.

Discriminando-se a função desempenhada por cada modelo individualmente no modelo acoplado tem-se o seguinte:

- PRMS: espacialização da precipitação, da temperatura e da radiação solar; cálculo da evapotranspiração potencial, da interceptação, do degelo da neve e da evaporação;
- PRMS (na zona vadosa do solo): simulação da infiltração, do *runoff*, da evapotranspiração real, do escoamento sub-superficial e da drenagem por gravidade;
- SFR2 (modelo auxiliar): propagação do escoamento em canais e rios;
- UZF (modelo auxiliar): cálculo do armazenamento e do fluxo vertical descendente não saturado abaixo da zona de raízes;
- MODFLOW 2005: simulação do fluxo na zona saturada.

A recarga de águas subterrâneas é computada ao final de cada passo temporal de simulação, que no caso da versão atual do modelo (v. 1.0) é igual a um dia.

Markstrom *et al.* (2008) aplicaram o modelo a um estudo de caso e os resultados para vazão simulada mostraram-se melhores que um resultado obtido anteriormente para a mesma área com a aplicação isolada do PRMS. A afirmação se baseou no incremento observado no índice de eficiência de Nash-Sutcliffe. No entanto, como o modelo encontra-se em fase de desenvolvimento, os autores destacam as limitações ainda existentes, como a impossibilidade de se adotar passo temporal de simulação menor que um dia, dentre outras.

Em Yimam (2010), o GSFLOW foi aplicado ao estudo de uma bacia hidrográfica na Bélgica e confirmou o bom desempenho obtido por Markstrom *et al.* (2008). Os valores do índice de eficiência de Nash-Sutcliffe para a calibração e verificação foram de 0,67 e 0,60, respectivamente.

4 - MATERIAL E MÉTODOS

Neste capítulo são apresentados e descritos os dados e os métodos utilizados no presente trabalho. No item “4.1” apresenta-se uma breve descrição da bacia experimental adotada como área de estudos. No item “4.2” são listados sucintamente os materiais e dados básicos utilizados e/ou demandados pelo estudo, enquanto que no item “4.3” relata-se toda a seqüência metodológica adotada, conforme descrito resumidamente a seguir.

O trabalho se iniciou com a delimitação do tema, permitindo a identificação inicial das principais demandas em termos de informações ou dados necessários ao estudo. A partir da identificação das demandas foi efetuada uma pesquisa junto aos trabalhos já executados no âmbito do PTARH - Programa de Pós-graduação em Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos e junto a órgãos públicos geradores de informações cartográficas, ambientais e hidrológicas, como IBGE, GDF - Governo do Distrito Federal e ANA - Agência Nacional de Águas. Dessa pesquisa, foram obtidos os seguintes dados: (i) altimetria, junto ao SICAD - Sistema Cartográfico do Distrito Federal; (ii) geologia e hidrogeologia, a partir do relatório técnico do zoneamento ecológico-econômico do Distrito Federal e entorno, executado pelo IBGE; (iii) mapa de solos, junto à EMBRAPA Cerrados; (iv) imagens de satélite da área de estudos, cedidas pelo PTARH.

Dos estudos executados anteriormente na bacia (Ferreira, 2005; Bicalho, 2006; Fragoso, 2008), restou uma rede de monitoramento meteorológico e hidrológico, composta por quatro pluviógrafos, quatro estações fluviométricas e três piezômetros. A rede pré-existente foi utilizada para o levantamento de dados de chuva, de vazão e de nível freático.

Em seguida, o processo de recarga de águas subterrâneas para a área de estudos foi preliminarmente caracterizado, sugerindo-se os mecanismos predominantes de recarga e a natureza da interação entre as águas superficiais e o aquífero freático. Esse procedimento norteou a seleção de métodos para o estudo do processo e, conseqüentemente, a definição precisa quanto aos dados adicionais a serem levantados.

Foram aplicados cinco métodos: modelagem numérica de zona saturada; modelagem hidrológica distribuída de zona vadosa; flutuação do nível freático; separação de

escoamentos; modelagem acoplada dos processos de zona vadosa e saturada.

A modelagem numérica de zona saturada compreendeu a construção de um modelo numérico hidrogeológico, o qual foi utilizado para simular os fluxos subterrâneos e a recarga via processo inverso. O modelo consistiu em uma simulação numérica vertical e horizontal, por meio de células de diferenças finitas utilizando o programa MODFLOW, do aquífero freático na área de estudos. Os domínios foram definidos com base na topografia do terreno e na profundidade de ocorrência da rocha, considerada impermeável. O mapeamento dessas profundidades foi efetuado a partir de informações cedidas por uma empresa perfuradora de poços tubulares.

As propriedades hidrogeológicas (condutividade hidráulica e produtividade específica), por sua vez, foram estimadas em campo, a partir de *Slug Tests* e *Testes de Bombeamento*, executados nos pontos da rede de monitoramento do nível freático, que foi estabelecida com base nos três piezômetros pré-existentes, nos 12 piezômetros posteriormente perfurados como parte deste estudo e em quatro poços de abastecimento doméstico manualmente escavados, conhecidos na região como cisternas.

As condições de contorno compreenderam os cursos d'água superficiais, a recarga e a evapotranspiração, além de se considerar nulo o fluxo nas áreas externas ao domínio horizontal do modelo. As propriedades físicas dos canais e rios foram definidas com base em medidas aproximadas, efetuadas em campo nas calhas de drenagem, enquanto que os valores de carga hidráulica foram atribuídos com base nos dados limimétricos coletados no decorrer do estudo. A evapotranspiração foi simulada com base na distribuição espacial das profundidades médias do sistema radicular e nos valores médios de evapotranspiração potencial na bacia. As profundidades de raízes foram atribuídas às classes de cobertura vegetal com base em valores sugeridos pela literatura, enquanto que os valores médios de evapotranspiração potencial foram estimados pelo método Penman-Monteith, aplicado aos dados meteorológicos, coletados em parte por uma estação instalada na bacia, no ano de 2008, e em parte cedidos pela EMBRAPA.

A recarga, apesar de ser condição de contorno, não é conhecida e se tornou assim o objetivo principal do modelo numérico. Foi adotada uma abordagem inversa, por meio da qual a recarga pode ser estimada, desde que se conheçam os limites físicos, as cargas

piezométricas ao longo do tempo e as propriedades hidrogeológicas do aquífero. Dois procedimentos foram considerados chave nesse processo: (i) a calibração das propriedades hidrogeológicas considerando-se períodos “secos”, para solucionar o problema de “*solução não – única*”, devido à correlação entre recarga, condutividade hidráulica e produtividade específica; (ii) a definição de regiões ou zonas homogêneas de recarga, mapeadas de forma independente em sistemas de informações geográficas, com base em fatores considerados importantes ao processo, como o tipo de solo, a declividade e o uso/cobertura do solo, dentre outros.

As séries temporais de recarga nas regiões, para o período “úmido”, foram simuladas por meio de calibração automática e manual, a partir do modelo numérico em regime transiente diário. Os dados de nível freático advindos do monitoramento e de escoamento de base, obtidos por separação de hidrograma, foram utilizados como observações de controle no processo de calibração.

O segundo método aplicado utilizou o modelo hidrológico distribuído WETSPA (Liu e Smedt, 2004). Inicialmente, a partir dos mapas básicos de relevo, solos e de uso/cobertura do solo, foram mapeadas, em sistemas de informações geográficas, as distribuições espaciais dos parâmetros do modelo. Esse mapeamento teve como base a vinculação entre a informação espacial dos mapas básicos e as tabelas com os valores dos parâmetros, indicados em função dos valores ou classes constantes nos mapas. Foram adotados valores *default* para os parâmetros considerados locais, como a condutividade hidráulica e a capacidade de campo, dentre outros. Utilizando-se então os parâmetros espacialmente distribuídos, os dados medidos de precipitação média e os valores estimados de evapotranspiração potencial, o algoritmo de base física simulou os processos hidrológicos para cada célula do modelo. O escoamento superficial total diário ao exutório da bacia, estimado por meio de curva chave, foi utilizado como observação de controle nas etapas de calibração e verificação.

Os métodos *separação de escoamentos* e *flutuação do nível freático* tiveram como base a aplicação de abordagens tradicionais empíricas aos dados medidos de escoamento superficial e de nível freático ao longo do tempo, respectivamente. No primeiro método, aplicou-se um filtro matemático para a separação, sendo a recarga estimada um valor médio para a bacia. No segundo, a recarga foi estimada pontualmente, para cada

piezômetro, multiplicando-se as elevações freáticas observadas no período chuvoso, pela produtividade específica local, estimada em campo.

Por último, no modelo acoplado, as taxas e a distribuição espacial da recarga, simuladas pelo modelo WETSPA, foram inseridas como condição de contorno no modelo numérico de zona saturada. Novamente adotou-se como passo temporal de simulação o dia e como informação de controle os valores observados de elevação freática, advindos do monitoramento, e o escoamento de base, estimado via filtro matemático.

4.1 - ÁREA DE ESTUDOS

A área de estudos compreendeu a bacia do córrego Capão Comprido, afluente do Ribeirão das Pedras, que por sua vez deságua no lago Descoberto; formado pelo represamento do rio Descoberto.

Encontra-se localizada entre os meridianos $48^{\circ}10'07''$ e $48^{\circ}06'13''$ de longitude oeste e os paralelos $15^{\circ}43'42''$ e $15^{\circ}45'41''$ de latitude sul, abrangendo uma área de aproximadamente 16 km^2 (Figura 4.1).

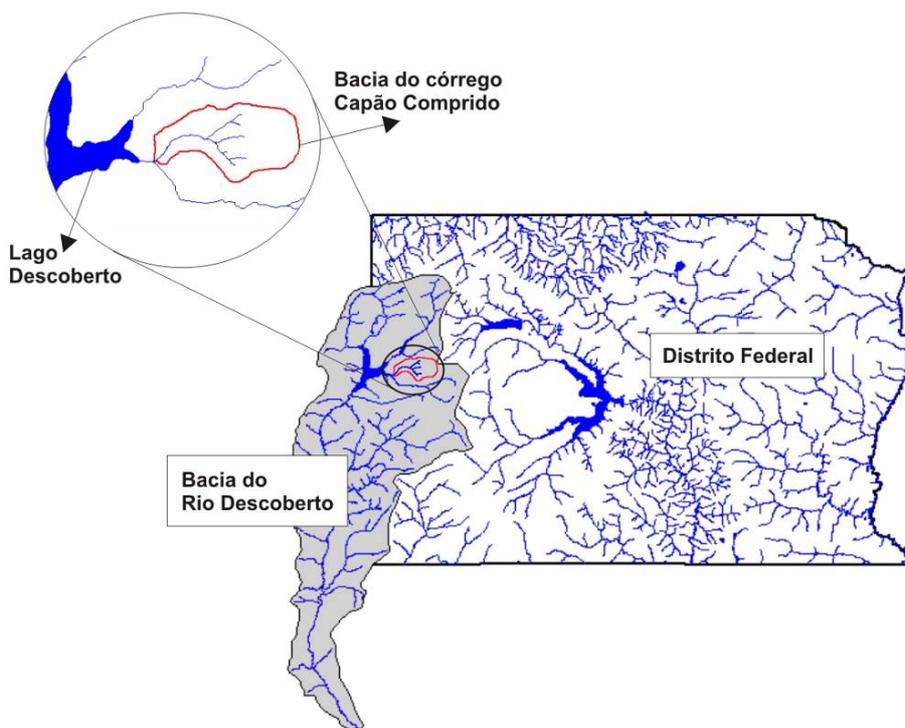


Figura 4.1 – Localização da área de estudo

O clima na região apresenta-se de úmido a sub-úmido, com estações chuvosas e secas bem distintas. A precipitação se concentra nos meses entre setembro e abril e as temperaturas médias do mês mais quente e do mês mais frio são de 24°C e de 10°C, respectivamente. A umidade relativa do ar alcança níveis críticos da ordem de 13%. A precipitação pluviométrica média anual entre os anos de 1972 e 1992 foi da ordem de 1.405 mm (Brasil, 2003; Campos, 2004).

Segundo Reatto et al. (2003), o tipo de solo predominante na bacia do córrego Capão Comprido é o latossolo vermelho, ocorrendo, porém em menor escala, a presença de latossolo amarelo e cambissolos.

Com relação à cobertura vegetal natural, são encontradas matas ciliares e remanescentes típicos do cerrado, como campo limpo, campo cerrado e cerrado. Trata-se de uma bacia predominantemente rural, ocupada por propriedades de pequenas dimensões, nas quais são praticados o cultivo de hortaliças e a fruticultura.

4.2 - MATERIAL E LEVANTAMENTO DE DADOS

Os materiais e dados necessários ao desenvolvimento do presente trabalho podem ser agrupados em duas classes: dados físicos; e dados cartográfico-espaciais, abrangendo também os equipamentos e *softwares* utilizados no levantamento e/ou geração dos dados compreendidos pelas referidas classes. Na Tabela 4.1 são apresentados os materiais, assim como a respectiva fonte.

Tabela 4.1 – Materiais

Categoria	Fonte
Material Cartográfico	
• Altimetria	SICAD (Sistema Cartográfico do Distrito Federal).
• Geologia	IBGE-DSG (Zoneamento DF/Entorno).
• Solos (mapeamento)	EMBRAPA (Reatto <i>et al.</i> , 2003).
• Hidrogeologia	IBGE-DSG (Zoneamento DF/Entorno).
• Imageamento orbital	Imagens de satélite do sensor <i>HRV/SPOT 5</i> , cedidas pelo PTARH – UnB.

Tabela 4.1 – Materiais (continuação)

Dados de Campo	
• Dados climatológicos	Estação climatológica instalada e operada pelo PTARH-UnB; Embrapa – CPAC.
• Pluviometria	Pluviógrafos instalados e operados pelo PTARH – UnB.
• Fluviometria	Dados coletados pela CAESB e PTARH – UnB em uma estação operada conjuntamente pelas duas instituições.
• Nível Freático	Piezômetros instalados e operados pelo PTARH – UnB.
• Hidrogeologia	Consulta a empresas perfuradoras de poços artesianos.
• Umidade do solo	Levantados pelo PTARH – UnB.

Os equipamentos utilizados compreenderam medidores de nível para águas superficiais e subterrâneas, medidores de vazão, medidor do teor de umidade do solo, receptor GPS portátil e softwares em geoprocessamento e modelagem numérica do fluxo da água em meio poroso saturado.

4.3 - MÉTODOS

De um modo geral, a metodologia consistiu em se aplicar métodos distintos ao estudo, em nível de bacia experimental, do mesmo processo: a recarga de águas subterrâneas em área de cerrado.

Com o intuito de se testar as hipóteses levantadas, às quais encontram-se conectados os objetivos do presente trabalho, foram percorridas as seguintes etapas metodológicas:

I) – Pré-estudos de recarga (dividida conforme as sub-etapas enumeradas)

- a. Levantamento de informações pré-existent (cartográficas, climáticas e meteorológicas, fluviométricas, piezométricas e hidrogeológicas);
- b. Conceitualização preliminar do processo (recarga de águas subterrâneas em ambiente de cerrado);
- c. Seleção de métodos para estudo de recarga;
- d. Identificação e levantamento de informações complementares (dados de campo e parâmetros);

- e. Complementação da conceitualização preliminar.

II) Estudos de recarga

- a. Desenvolvimento e aplicação dos métodos selecionados;
- b. Avaliação de resultados;
- c. Busca de respostas frente às hipóteses estabelecidas e aos objetivos traçados (levando-se em consideração todas as etapas anteriores).

As atividades referentes à etapa “I.a”, foram apresentadas na seção 4.2 (*Material e Levantamento de Dados*), As etapas “I.b” a “II.a” encontram-se detalhadas nos tópicos a seguir, enquanto que as etapas “II.b” e “I.c” são detalhadas nas seções referentes a resultados e discussão.

4.3.1 - Pré-estudos de recarga

4.3.1.1 - A recarga de águas subterrâneas em ambiente de cerrado – conceitualização preliminar do processo

Baseando-se nas características físicas e climáticas nas quais se insere a área de estudo e nas informações pré-existentes, pode-se estabelecer, preliminarmente, as seguintes considerações acerca do processo da recarga de águas subterrâneas em ambiente de cerrado:

- A estação chuvosa se concentra nos meses entre setembro e abril; período em que ocorre o aporte de água da superfície para a zona saturada do solo;
- A precipitação pluviométrica é a fonte principal da recarga dos aquíferos freáticos;
- Os rios e córregos da região compreendem as zonas preferenciais de descarga dos fluxos subterrâneos, sendo predominantemente efluentes;
- Há conexão hidrológica entre precipitação pluviométrica, águas subterrâneas, e cursos d’água superficiais, uma vez que na estação chuvosa os níveis piezométricos se elevam e ocorre aumento do escoamento de base.

Tais considerações expressam o entendimento preliminar geral acerca da recarga das águas subterrâneas em ambiente de cerrado. Juntamente com os objetivos deste trabalho, consistiram em ponto de partida à seleção de métodos para o estudo do referido processo, conforme apresentado na próxima seção.

4.3.1.2 - Seleção de métodos

Existem inúmeros métodos potencialmente aplicáveis ao estudo da recarga de águas subterrâneas e em um processo de seleção devem ser observados os objetivos do trabalho e as características físicas e climáticas da área em estudo.

Quatro métodos foram selecionados e na Tabela 4.2 são apresentadas as justificativas para a escolha.

Tabela 4.2 – Métodos selecionados para estudo da recarga de águas subterrâneas.

Método	Principais Justificativas
Modelagem numérica do fluxo subterrâneo de água em meio saturado	<ul style="list-style-type: none"> • Métodos numéricos permitem a discretização da área de interesse em unidades elementares, como células ou elementos. Consequentemente, a variabilidade espacial dos fatores, processos ou parâmetros pode ser devidamente considerada; • Há disponibilidade de <i>softwares</i> em modelagem numérica, como o <i>MODFLOW</i>, capazes de simular os vários tipos de interações entre águas superficiais e subterrâneas, como evapotranspiração real, recarga, descarga de aquíferos para rios, dentre outras. Esse potencial permite a construção de modelos com maior capacidade de representação dos processos físicos, possibilitando uma melhor compreensão dos mesmos; • A recarga simulada via modelagem numérica de fluxos subterrâneos é efetiva, por representar a água que realmente atingiu a zona saturada do solo; • Os aquíferos freáticos da área de estudo são granulares-porosos, mesmo material para o qual foi desenvolvido todo o equacionamento matemático de vários <i>softwares</i> disponíveis.
Modelagem hidrológica distribuída de superfície	<ul style="list-style-type: none"> • Assim como no caso anterior, a discretização da área de estudo em células permite uma representação mais realística da variabilidade espacial de fatores e parâmetros; • Os modelos podem ser construídos direcionadamente, de acordo com a conceitualização do processo de interesse, e para melhor desempenho em uma região geográfica específica; • Há um variado número de modelos, desenvolvidos e testados com sucesso para as mais diversas situações hidrológicas. Consequentemente, etapas relacionadas à construção de rotinas e códigos podem ser dispensadas;

Tabela 4.2 – Continuação.

Método	<ul style="list-style-type: none"> • Principais Justificativas
Modelagem hidrológica distribuída de superfície (continuação...)	<ul style="list-style-type: none"> • Como a precipitação pluviométrica é a fonte principal da recarga na área de estudo, o método contempla os principais processos hidrológicos envolvidos na circulação da água entre a atmosfera e o solo; • A recarga simulada a partir desse tipo de método é potencial, ou seja, o valor máximo que pode atingir o aquífero, uma vez que ocorrem perdas, por causas diversas, que fazem com que a recarga efetiva seja sempre menor. Tal informação, associada à recarga efetiva, simulada via modelagem numérica subterrânea, pode ser útil à compreensão do processo, sobretudo no estudo da relação entre precipitação e recarga.
Escoamento de base	<ul style="list-style-type: none"> • Como os rios da área em estudo são as zonas de descarga dos aquíferos, é conceitualmente aceitável afirmar que o escoamento de base é a expressão da recarga das águas subterrâneas (trata-se de uma simplificação, uma vez que em pequenas bacias isto nem sempre pode ser verdadeiro); • Permite a obtenção de estimativas da recarga utilizando-se apenas dados de monitoramento fluviométrico; • Apesar de estar baseado em técnicas empíricas (métodos de separação de escoamento), pode proporcionar algum nível de compreensão do processo local de recarga. Isso pode ser viabilizado tendo-se disponível na área de estudos mais de uma estação fluviométrica. A produção de escoamento de base pode então ser correlacionada a fatores como uso e ocupação do solo, padrão da precipitação pluviométrica, dentre outros; • Pode ser tratado como observação de campo e utilizado na calibração e verificação dos métodos de simulação hidrológica subterrânea e superficial.
Monitoramento do nível freático	<ul style="list-style-type: none"> • Possibilita a obtenção de estimativas da recarga utilizando-se apenas dados observados do nível freático e o coeficiente de produtividade específica do aquífero; • Método empírico simples, necessário à composição do leque de métodos recomendados na literatura, em se tratando de estudos de recarga de águas subterrâneas.

4.3.1.3 - Identificação e levantamento de informações adicionais

A partir da conceitualização preliminar do processo de recarga na área de estudo e dos métodos de pesquisa em recarga selecionados, procedeu-se então a identificação e levantamento dos dados e informações ainda não disponíveis, necessários à implementação efetiva do estudo.

A Tabela 4.3 apresenta as principais informações demandadas, abrangendo variáveis, dados de entrada e parâmetros, associadas ao respectivo método. Também encontra-se indicado o *status* acerca de sua disponibilidade ao início do trabalho.

As informações não prontamente disponíveis compreenderam as características hidrodinâmicas e estruturais do aquífero, dados piezométricos, parte dos dados de chuva, vazão e evapotranspiração, e a caracterização hidrológica dos solos.

Tabela 4.3 – Métodos selecionados e informações necessárias à sua implementação.

Método	Informação	Status
Modelagem numérica do fluxo subterrâneo de água em meio saturado	- Topografia; - Mapeamento geológico; - Mapeamento de solos; - Poços de monitoramento; - caracterização hidrodinâmica e estrutural do aquífero; - Dados de evapotranspiração; - Dados de escoamento superficial; - Imageamento orbital.	- disponível - disponível - disponível - não disponível - não disponível - não disponível - parcialmente disponível - disponível.
Modelagem hidrológica distribuída de superfície	- Topografia; - Mapeamento de solos; - Mapeamento do uso e cobertura do solo; - Caracterização hidrológica dos solos; - Prof. Sistema radicular; - Coeficiente de Manning; - Índice de área foliar; - Coeficiente de escoamento superficial; - Séries temporais de vazão; - Séries temporais de precipitação; - Séries temporais de evapotranspiração.	- disponível - disponível; - disponível; - não disponível; - literatura; - literatura; - literatura; - literatura; - parcialmente disponível; - parcialmente disponível; - parcialmente disponível.
Escoamento de base	- Séries temporais de vazão; - Coeficiente de recessão.	- parcialmente disponível - calculado
Elevação do nível freático	- Séries temporais de cargas piezométricas observadas; - Estimativas do S_y .	- não disponível; - não disponível

As características hidrodinâmicas e estruturais do aquífero freático foram obtidas a partir de ensaios de campo, testes de bombeamento, *slug tests* e de informações levantadas junto a uma empresa perfuradora de poços artesianos. Os dados piezométricos, por sua vez, foram levantados ao longo dos trabalhos, com o monitoramento do nível freático nos poços instalados na área de estudos.

No caso das séries temporais de vazão e de precipitação pluviométrica, utilizou-se a rede de monitoramento pré-instalada na bacia para a sua obtenção. Quanto à evapotranspiração, devido à data de instalação da estação meteorológica na área de estudo, os dados coletados não compreenderam todo o período analisado. Para completar a série, recorreu-se a dados de outra estação, operada pela Embrapa-Cerrado.

A caracterização hidrológica dos solos (condutividade hidráulica, capacidade de campo, ponto de murcha, porosidade, teor de umidade residual, dentre outros) foi obtida na literatura, a partir de valores sugeridos de acordo com a sua classe textural.

4.3.1.4 - Complementação da conceitualização preliminar – modelos conceituais

Antes de se modelar matematicamente um determinado processo físico, é necessário que sejam estabelecidos todos os elementos e variáveis delimitadores do problema. No caso de processos hidrológicos, compreende a delimitação de uma área de interesse, ou sistema, das entradas e saídas desse sistema (fluxos) e das interações entre o sistema e a sua vizinhança (condições de contorno). Tal procedimento se refere à modelagem conceitual, por meio da qual se estabelece a compreensão acerca do encadeamento de “eventos” responsável pelas mudanças de estado do processo hidrológico de interesse.

Nessa etapa, foram estabelecidos os modelos conceituais a serem adotados na modelagem do fluxo em meio saturado e na simulação hidrológica dos processos de superfície. Os modelos propostos foram elaborados a partir da conceitualização preliminar, acrescida de hipóteses simplificadoras, da definição das fronteiras (vertical e horizontais) e dos processos hidrológicos a serem considerados. Também foram identificados os dados de entrada, os parâmetros a serem calibrados, e as informações a serem utilizadas na verificação dos resultados.

Nas seções referentes a cada método encontra-se o respectivo detalhamento.

4.3.2 - Estudos de recarga: desenvolvimento e aplicação dos métodos selecionados

Os métodos comumente utilizados em estudos de recarga geralmente são incompletos, pois individualmente não possibilitam a compreensão do processo em sua totalidade. Alguns permitem a estimativa de taxas a partir de poucas informações de entrada, mas são deficientes em explicar os mecanismos por trás das mesmas.

Por outro lado, métodos complexos terminam por gerar estimativas com alto nível de incerteza, dado que o resultado final acumula todas as incertezas associadas aos dados de entrada, aos parâmetros e às simplificações conceituais efetuadas. No entanto, por tentarem

simular o encadeamento natural e as inter-relações entre vários processos hidrológicos, podem ser importante fonte de informações para a compreensão dos mecanismos reguladores do processo de interesse. No caso do presente trabalho, a recarga de águas subterrâneas.

Tem-se assim a justificativa para adoção dos métodos selecionados, já descritos em seções anteriores. A Figura 4.2 representa como a aplicação conjunta dos mesmos foi utilizada na busca dos objetivos desse trabalho.

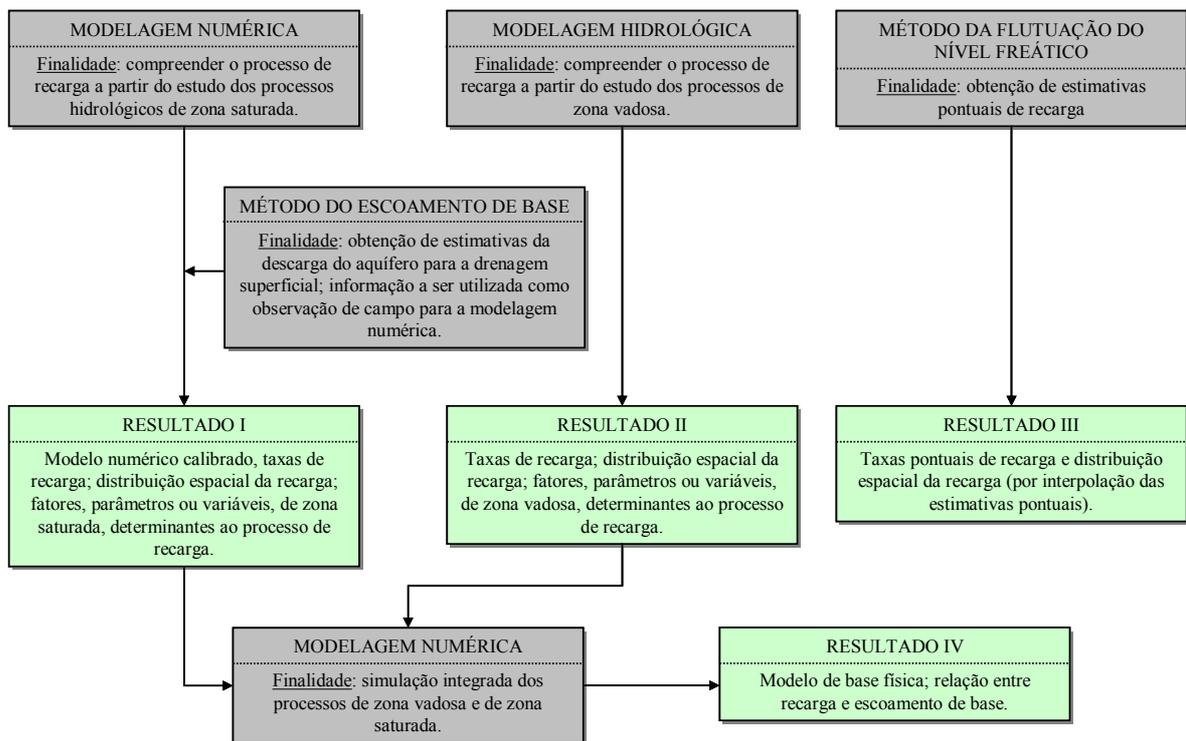


Figura 4.2 – Estudos de recarga: finalidades e resultados almeçados.

Nas próximas seções são apresentadas as formulações e os procedimentos metodológicos seguidos para implementação dos referidos métodos.

4.3.2.1 - Modelagem numérica do fluxo subterrâneo de água em meio saturado

A aplicação de modelagem numérica do fluxo subterrâneo de água à simulação do processo de recarga se procedeu de acordo com o seguinte raciocínio:

- a) A recarga é um dos processos responsáveis pela alteração de estado

(armazenamento) do sistema aquífero ao longo do tempo. Não se têm disponíveis valores medidos do referido processo para a área de estudo;

- b) No entanto, as características “fixas” do sistema (configuração estrutural e propriedades do material aquífero) e as variações temporais do seu comportamento (armazenamento e nível freático) são conhecidas, assim como outros fatores co-responsáveis são mensuráveis (evapotranspiração e descarga para a drenagem superficial);
- c) Logo, a recarga é a incógnita a ser encontrada. Como se trata de uma informação tipicamente de entrada, o problema pode ser resolvido a partir de modelagem inversa; por meio da qual se estimará uma variável, conhecendo-se o comportamento do sistema, que é resultado da atuação dessa mesma variável.

Dessa forma, com os dados e informações disponíveis e levantados ao longo do trabalho, construiu-se os modelos conceitual e numérico, tendo-se como incógnita as taxas de recarga.

A configuração final do problema inverso consistiu em: de posse da distribuição espacial das propriedades, das cargas piezométricas ao longo do tempo e do estado inicial do aquífero, da evapotranspiração real e de valores medidos da descarga do aquífero para a drenagem superficial, simular, por meio de abordagem inversa, a distribuição espacial e as taxas de recarga.

Teoricamente, cada célula do modelo construído pode apresentar uma taxa distinta de recarga. Se isso fosse levado em consideração na construção dos modelos, resultaria em um número gigantesco de incógnitas, visto que a taxa correspondente a cada célula seria um valor desconhecido a ser estimado.

A proposta de solução do referido problema consistiu em se mapear previamente a distribuição espacial da recarga, identificando áreas homogêneas dentro das quais as taxas podem ser consideradas como sendo iguais. Assim, ao invés de estimar taxas para milhares de células, estima-se taxas para somente algumas dezenas de regiões.

O detalhamento de todas as explicações anteriores encontra-se nas próximas seções, seguindo-se a ordem das etapas apresentadas no fluxograma da Figura 4.3.

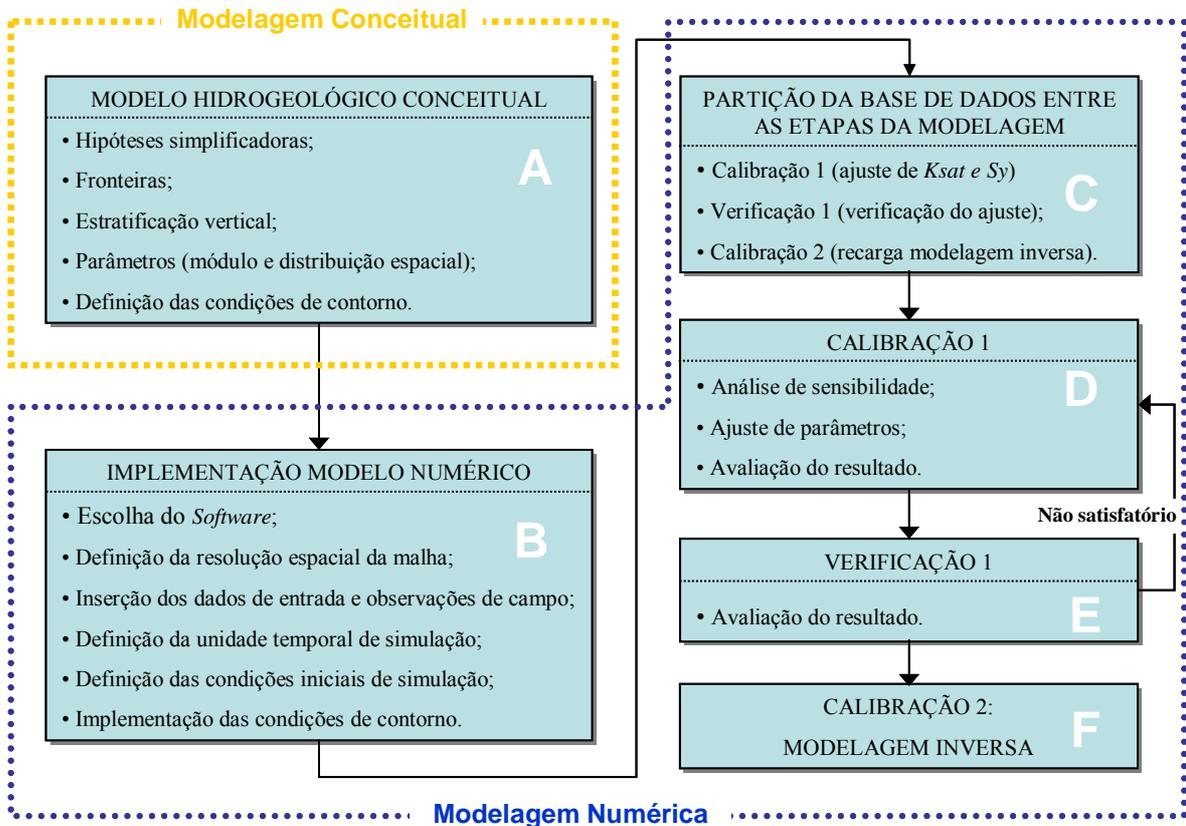


Figura 4.3 – Etapas modelagem numérica.

A) – Modelagem Numérica: Modelo hidrogeológico conceitual

Em resumo, o modelo conceitual proposto baseou-se na seguinte lógica: a água da precipitação que percola o solo e atinge a zona saturada (recarga) escoar pelo meio poroso subterrâneo, até atingir a calha da drenagem superficial. Além disso, a evapotranspiração ocorrerá à taxa potencial, sempre que o sistema radicular da cobertura vegetal interceptar o nível freático. A Figura 4.4 ilustra essa conceitualização.

O limite horizontal corresponde à área delimitada pelas linhas do divisor de águas superficiais, enquanto que o limite vertical compreende apenas a zona saturada, entre o nível freático e a base inferior, impermeável, do aquífero livre. As variações temporais do nível freático, as propriedades do material aquífero, a descarga de base e a evapotranspiração potencial são conhecidos. As justificativas são apresentadas nos itens

que se seguem.

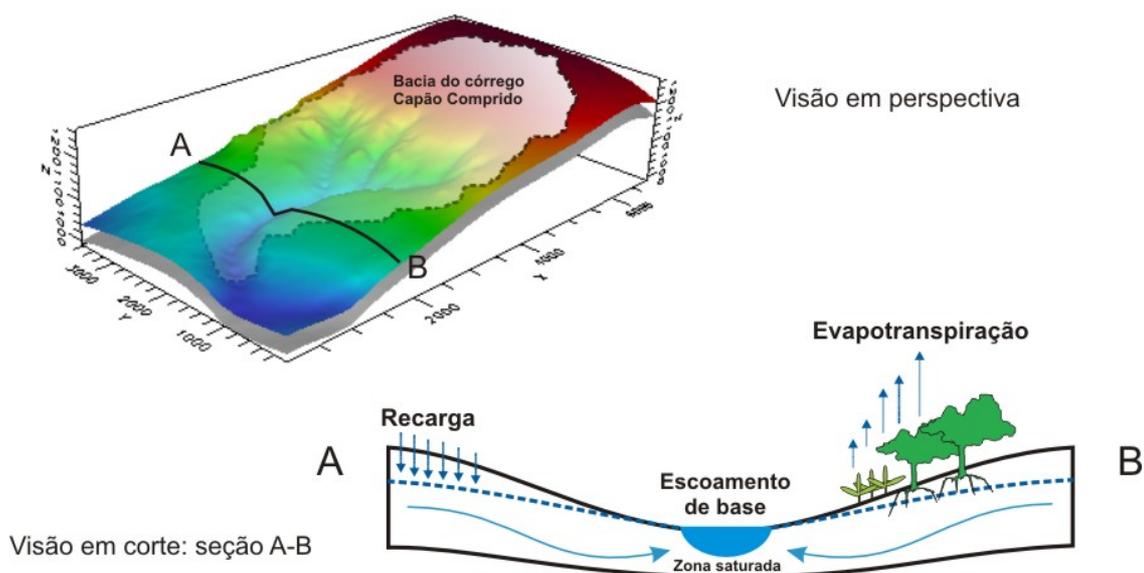


Figura 4.4 – Modelo hidrogeológico conceitual

Por se tratar de um sistema complexo de interações entre águas superficiais e subterrâneas, o levantamento de dados e parâmetros pode atingir um alto nível de detalhamento. No entanto, indo ao encontro do princípio básico da parcimônia (Tucci, 2005), buscou-se aqui um equilíbrio entre complexidade e praticidade. Modelos excessivamente complexos requerem grande quantidade de dados, nem sempre disponíveis.

A.1) - Hipóteses simplificadoras

A opção pelo referido equilíbrio levou à adoção de simplificações, que embora resultem em uma redução da complexidade do sistema natural, são justificadas pela conceitualização preliminar, efetuada na seção 4.3.1.

O modelo hidrogeológico proposto compreendeu então as seguintes hipóteses simplificadoras:

- O divisor de águas subterrâneas é coincidente ao divisor de águas superficiais;
- O aquífero é horizontalmente isotrópico;
- As descargas do aquífero têm como destino principal a rede hidrográfica local;
- As retiradas de água do aquífero e dos rios perenes são irrelevantes em relação aos

volumes totais;

- As perdas do aquífero freático via percolação profunda para o aquífero confinado são irrelevantes em relação aos volumes totais.

Além das hipóteses simplificadoras, o modelo hidrogeológico conceitual foi construído a partir da definição das fronteiras, da estratificação vertical, dos parâmetros do aquífero (módulo e distribuição espacial), e das condições de contorno a serem consideradas.

O procedimento adotado na definição de cada um dos referidos componentes encontra-se apresentado sinteticamente na Tabela 4.4.

Tabela 4.4 – Componentes do modelo hidrogeológico conceitual: detalhamento.

Componente	Proposta
Fronteiras	<ul style="list-style-type: none"> • Horizontal: área compreendida pela bacia hidrográfica superficial, conforme definido nas hipóteses simplificadoras; • Vertical superior: nível freático (variável no tempo e no espaço); • Vertical inferior: profundidade de ocorrência da rocha impermeável, mapeada com base nas informações pontuais fornecidas por empresa perfuradora de poços tubulares.
Estratificação vertical	<ul style="list-style-type: none"> • 1ª camada: solo residual; • 2ª camada: substrato/geologia.
Módulo e distribuição espacial dos parâmetros/propriedades do aquífero	<ul style="list-style-type: none"> • 1ª camada - módulo: valores estimados a partir de <i>slug test</i> e testes de bombeamento, executados nos poços de monitoramento de até 7 metros de profundidade; • 2ª camada - módulo: valores estimados a partir de <i>slug test</i> e testes de bombeamento, executados em poços mais profundos, superior a 7 metros; • 1ª camada - distribuição espacial: baseada nas classes de solo mapeadas por Reatto <i>et al.</i> (2003); • 2ª camada - distribuição espacial: baseada no mapa de substratos, efetuado por Reatto <i>et al.</i> (2003), no mapa geológico de Brasil (2003), e na variabilidade espacial do comportamento hidrodinâmico do aquífero (módulos estimados das propriedades do aquífero).
Definição das condições de contorno	<ul style="list-style-type: none"> • Evapotranspiração: variável no tempo e no espaço, com base em séries obtidas pela aplicação do método Penman-Monteith e na distribuição espacial da profundidade do sistema radicular, estimada por meio do mapa de cobertura vegetal; • Cursos d'água superficiais (rios e córregos); • Recarga: variável no tempo e no espaço, com base no comportamento do aquífero e na combinação de fatores ambientais relacionados à recarga.

A.2) - Fronteiras

O mapeamento da espessura do modelo seguiu as características geomorfológicas atribuídas à área de estudo, segundo Brasil (2003). De acordo com essa fonte, o aquífero freático é maior na região do divisor de águas e nas áreas alti-planas, reduzindo no sentido das calhas de drenagem. Como tal informação não é suficiente para se delimitar precisamente as espessuras do aquífero livre, foi necessária uma consulta a empresas do ramo de perfuração de poços, principalmente àquelas em cujo acervo constam informações de serviços executados na área de estudo.

Das empresas consultadas, a “Alberton Perfurações”, localizada na cidade de Taguatinga, Distrito Federal, é a que possui o maior número de serviços executados na área e foi a única a ceder informações do seu acervo técnico. Os locais indicados e as informações fornecidas encontram-se dispostos no Apêndice A.

Aos locais indicados foram adicionados novos pontos, para os quais foram sugeridos, por inferência, valores de profundidade. A partir da informação pontual densificada foi gerada uma superfície (Figura 4.5) utilizando-se técnica de interpolação (krigagem).

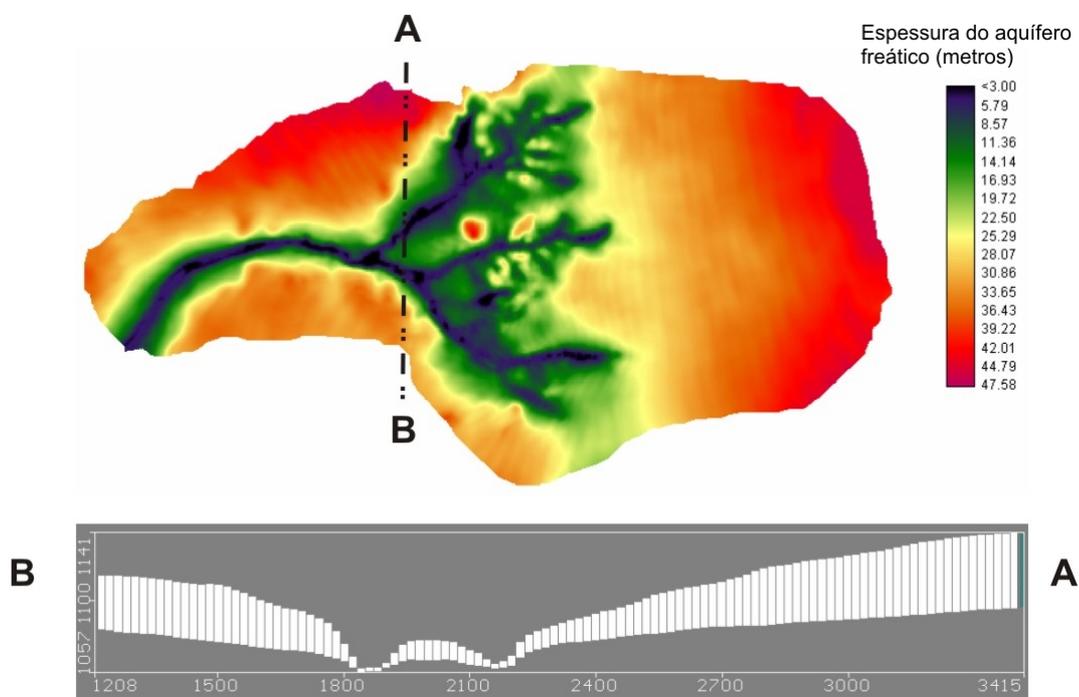


Figura 4.5 – Profundidade de ocorrência da rocha: planta e seção transversal.

A.3) - Estratificação vertical

A espessura total do aquífero foi dividida em duas camadas; solo residual e substrato/geologia. Tal nível de estratificação foi proposto a partir de observações em campo (durante a execução dos *slug test* e testes de bombeamento), que evidenciaram, dentre outros cenários, a existência de solos altamente permeáveis cobrindo substratos de baixa permeabilidade.

A.4) - Módulo e distribuição espacial dos parâmetros/propriedades do aquífero

Definidas então as fronteiras do modelo, procedeu-se à caracterização hidrodinâmica do aquífero, que no caso de formações freáticas compreende o conhecimento da condutividade hidráulica saturada, K_{sat} , e do coeficiente de produtividade específica, S_y , (módulos e distribuições espaciais). Os valores dos referidos parâmetros foram estimados pontualmente, a partir de *slug test* e testes de bombeamento, executados nos 19 poços de monitoramento do nível freático instalados na área de estudos. O detalhamento da abordagem metodológica utilizada encontra-se apresentado no Apêndice B.

A.5) - Definição das condições de contorno

As condições de contorno se referem às interfaces de fluxo entre o sistema-aquífero e o meio externo. São processos hidrológicos que recebem ou adicionam água do/ao aquífero, que no caso do presente modelo definiu-se como sendo a evapotranspiração, a recarga, e as calhas da drenagem natural (rios e córregos).

Evapotranspiração

Na área de estudo, a retirada de água diretamente do aquífero via evapotranspiração ocorre nas zonas riparianas e em algumas áreas cujo nível freático permanece raso (~ 1 metro) durante a estação chuvosa. Como não há restrição de água, pode-se considerar que ocorre à taxa potencial, quando o sistema radicular da cobertura vegetal intercepta a superfície freática.

Com os dados da estação meteorológica, instalada na área de estudo em setembro de 2008,

e com os dados da estação Embrapa-CPAC, calculou-se valores diários da evapotranspiração potencial pelo método Penman-Monteith.

Como simplificação, considerou-se o valor diário calculado da evapotranspiração potencial como sendo válido para toda a área, ficando a evapotranspiração real dependente apenas da profundidade do sistema radicular e da profundidade do nível freático.

O mapeamento da distribuição espacial da profundidade do sistema radicular foi efetuado tendo-se por base o mapa de uso e cobertura do solo (Figura 4.6), obtido a partir da classificação do imageamento orbital (*HRV/SPOT 5*) disponível.

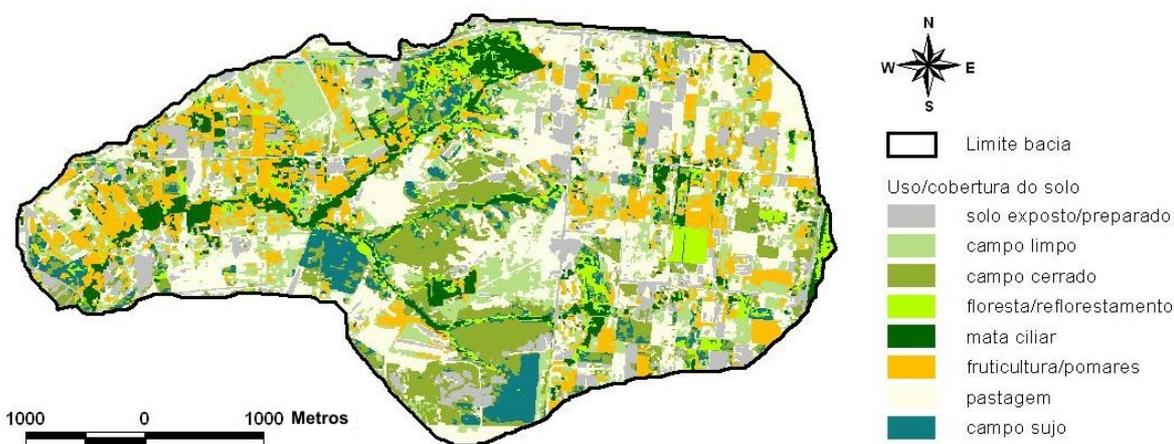


Figura 4.6 – Mapa de uso e cobertura do solo.

Conhecendo-se então as classes de uso e cobertura do solo, buscou-se na literatura valores médios para a profundidade do sistema radicular, em função do tipo de vegetação. Os valores sugeridos encontram-se apresentados na Tabela 4.5, enquanto que a Figura 4.7 apresenta a sua espacialização.

Tabela 4.5 – Profundidade média do sistema radicular

Classe uso do solo	Profundidade média sistema radicular (m)	Fonte
Solo exposto	0,0	-
Campo limpo	0,5	Eiten (1972); Canadell <i>et al.</i> (1996)
Campo cerrado	1,5	Eiten (1972); Canadell <i>et al.</i> (1996)
Floresta/reflorestamento	5,0	Eiten (1972); Canadell <i>et al.</i> (1996)

Tabela 4.5 – Continuação...

Classe uso do solo	Profundidade média sistema radicular (m)	Fonte
Mata ciliar	5,0	Eiten (1972); Canadell <i>et al.</i> (1996)
Fruticultura/pomares	1,5	Ferreira (2004b)
Pastagem	0,5	Eiten (1972); Canadell <i>et al.</i> (1996)
Campo sujo	1,0	Eiten (1972); Canadell <i>et al.</i> (1996)

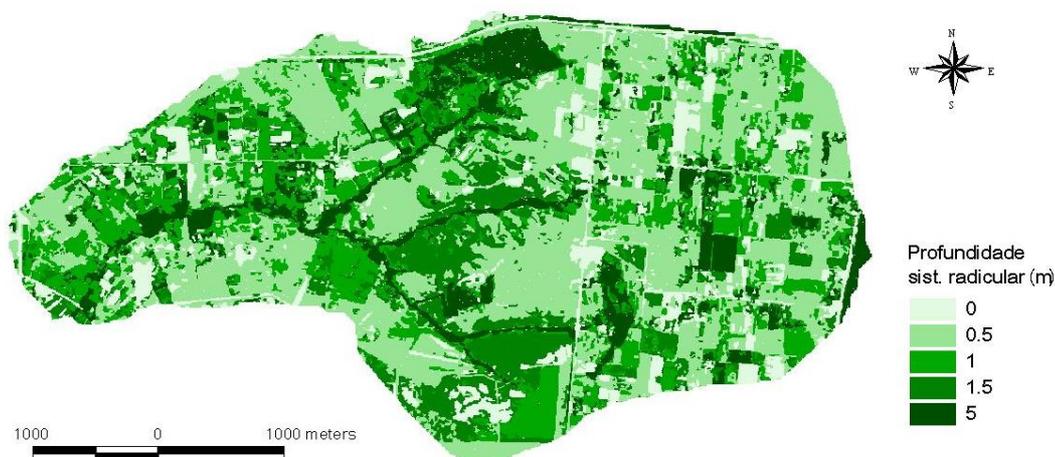


Figura 4.7 – Distribuição espacial da profundidade média do sistema radicular.

Variabilidade espacial da Recarga (mapa de zonas)

Não há disponibilidade de valores de recarga para a área em estudo. Por se tratar de objeto do presente trabalho, fazem parte do conjunto de incógnitas para as quais se busca solução.

O método adotado para a estimação das taxas encontra-se descrito na etapa “F”, desta seção. Entretanto, mesmo antes de se obter os valores, é possível antecipar a sua distribuição espacial.

O zoneamento da variabilidade espacial da recarga foi obtida a partir da aplicação de lógica *Fuzzy* e de um método multicritério à distribuição espacial dos fatores potencialmente determinantes ao processo, conforme sintetiza o fluxograma da Figura 4.8. O detalhamento das etapas do fluxograma é efetuado em seguida.

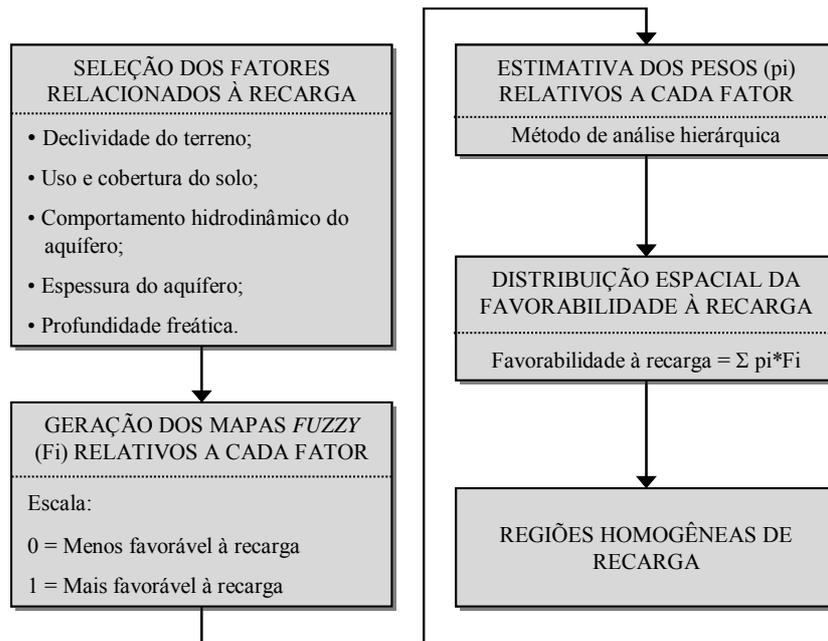


Figura 4.8 – Procedimento para mapeamento da distribuição espacial da recarga.

A justificativa para a seleção dos fatores apresentados na Figura 4.8 é apresentada na Tabela 4.6.

Tabela 4.6 – Fatores selecionados e sua influência no processo de recarga.

Fator	Influência no processo de recarga das águas subterrâneas
Declividade do terreno	Tem relação inversa com a favorabilidade à recarga. Quanto maior a declividade, menor a infiltração da água no solo e maior o escoamento superficial.
Uso e cobertura do solo	O uso e a cobertura do solo sintetizam uma série de fatos, diretamente relacionados à recarga, quais sejam: <ul style="list-style-type: none"> • Áreas impermeáveis impedem a infiltração e favorecem o escoamento superficial; • O porte da cobertura vegetal tem relação inversa com a favorabilidade à recarga; • Quanto maior o porte da cobertura vegetal, maior a área foliar e, conseqüentemente, maior a capacidade de interceptação; • Quanto maior o porte da cobertura vegetal, maior a profundidade do sistema radicular, ocasionando uma maior evapotranspiração.
Comportamento hidrodinâmico do aquífero	A escala de grandeza dos parâmetros do aquífero tem relação direta com a favorabilidade à recarga. Quanto maiores os valores de K_{sat} e S_y , maior a capacidade do aquífero em armazenar e transmitir água.

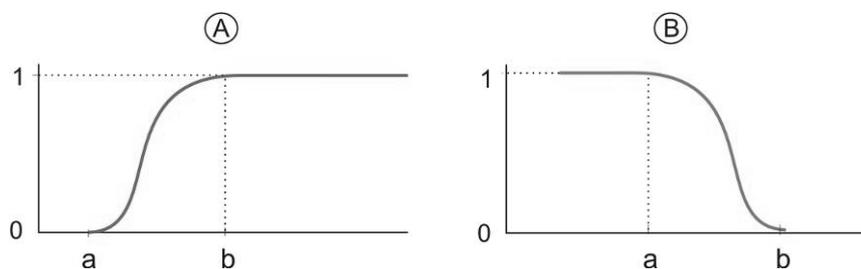
Tabela 4.6 – Continuação...

Fator	Influência no processo de recarga das águas subterrâneas
Espessura do aquífero	<ul style="list-style-type: none"> • Tem relação direta com a favorabilidade à recarga. Quanto menor a espessura, menor a capacidade de armazenamento dos fluxos aportados via recarga. Consequentemente, há maior ocorrência de escoamento superficial. • Permite a distinção entre áreas de recarga e descarga. Nessas últimas, como rios perenes, por exemplo, a espessura é geralmente menor ou mínima.
Profundidade freática	Tem relação direta com a favorabilidade à recarga. Quanto menor a profundidade, maior a possibilidade de saturação da superfície e, conseqüentemente, maior a ocorrência de escoamento superficial.

Selecionados os fatores, bem como identificada a natureza da sua relação com o processo da recarga de águas subterrâneas, procedeu-se à geração dos respectivos mapas *Fuzzy*.

Nesses mapas, os valores dos parâmetros encontram-se convertidos em uma nova escala de grandeza, normalizada e ordenada de acordo com uma preferência definida à priori. Eles foram gerados a partir da aplicação das chamadas “*Funções Fuzzy*” aos valores numéricos dos fatores.

Para fatores com relação direta à recarga utilizou-se a função a sigmoidal crescente (Figura 4.9a), enquanto que para os casos de relação inversa adotou-se a função sigmoidal decrescente (Figura 4.9b). Nas abscissas tem-se os limiares da escala real e nas ordenadas o valor assumido na escala *fuzzy*.

Figura 4.9 – Funções *Fuzzy* utilizadas.

A etapa seguinte compreendeu a estimação do peso, ou índice de importância relativa, para cada um dos fatores considerados. Para isso, foi utilizado o método multicritério *AHP* –

Analytic Hierarchy Process.

No método *AHP*, é construída uma matriz para a comparação “par-a-par” dos fatores considerados, como ilustrado na Figura 4.10. A matriz é preenchida comparando-se cada linha a cada coluna, individualmente, atribuindo-se um valor numérico, equivalente à importância relativa da linha “i” em relação à coluna “j”, segundo a escala apresentada na Tabela 4.7.

	f ₁	f ₂	f ₃	f ₄	f _n
f ₁	1				
f ₂	?	1			
f ₃	?	?	1		
f ₄	?	?	?	1	
f _n	?	?	?	?	1

Figura 4.10 – Matriz de comparação AHP.

Tabela 4.7 – Escala de julgamento AHP.

Valor	1/9	1/7	1/5	1/3	1	3	5	7	9
significado	extremo	muito forte	forte	moderado	igual	moderado	forte	muito Forte	extremo
	Menos importante					Mais importante			

Fonte: Adaptado de Silvério (2006).

A atribuição dos valores da matriz de comparação teve como base hipóteses a respeito da importância relativa de cada fator considerado no processo de recarga. Globalmente, não se pode estabelecer, com precisão, uma ordem de importância para os fatores nesta etapa do trabalho. No entanto, é possível estabelecer, aos pares, um nível aproximado de superioridade. Nesse sentido, com o objetivo de se minimizar a tendenciosidade no processo de estimação dos pesos globais, optou-se por adotar valores moderados de importância (Silvério, 2006), levando-se em consideração as seguintes hipóteses assumidas para a área de estudos adotada:

- o fator “espessura do aquífero” é moderadamente menos importante que a

declividade do terreno;

- o fator “condutividade hidráulica do substrato” é igualmente importante em relação à declividade do terreno e moderadamente mais importante que a espessura do aquífero;
- o fator “profundidade freática” é moderadamente menos importante que a declividade do terreno, moderadamente menos importante que a espessura do aquífero, e moderadamente menos importante que a condutividade hidráulica do substrato;
- o fator “tipo de solo” é igualmente importante em relação à declividade do terreno, moderadamente mais importante que a espessura do aquífero, igualmente importante em relação à condutividade hidráulica do substrato e moderadamente mais importante que a profundidade freática;
- o fator “coeficiente de produtividade específica” (S_y) é igualmente importante em relação à declividade do terreno, moderadamente mais importante que a espessura do aquífero, igualmente importante em relação à condutividade hidráulica do substrato, moderadamente mais importante que a profundidade freática e igualmente importante em relação ao tipo de solo;
- o fator “uso e cobertura do solo” é moderadamente mais importante que a declividade, moderadamente mais importante que a espessura do aquífero, moderadamente menos importante que a condutividade hidráulica do substrato, moderadamente mais importante que a profundidade freática, moderadamente menos importante que o tipo de solo e moderadamente menos importante que o coeficiente de produtividade específica do substrato.

A partir dos valores da matriz de comparação, foram estimados os pesos globais de cada fator no que diz respeito ao processo de recarga, apresentados na seção de resultados. No “Anexo A” é descrito o procedimento de cálculo.

Por último, com os mapas *Fuzzy* dos fatores e com os seus respectivos pesos, foi gerado o mapa de favorabilidade à recarga, a partir de combinação linear ponderada, conforme expresso pela Equação 4.1.

$$PR = F1 * p1 + F2 * p2 + F3 * p3 + \dots Fn * pn \quad (4.1)$$

em que: PR = potencial de recarga (adimensional); F = valor *fuzzy* do fator relacionado à recarga (adimensional); p = peso ou coeficiente de importância relativa (adimensional).

O mapa obtido em escala contínua foi discretizado em faixas, as quais definiram as regiões, ou zonas, homogêneas de recarga. Cada região/zona poderá então assumir um valor único de taxa de recarga.

Cursos d'água superficiais

Nem todos os canais de drenagem identificados na área de estudo são rios ou córregos. Tal afirmação se baseia em observações de campo, acumuladas durante mais de dois anos de monitoramento. Desse modo, considerou-se que a interação entre águas superficiais e subterrâneas ocorre sob duas formas: descarga de base para a drenagem perene; e descarga para a drenagem intermitente, quando o nível freático ascende e intercepta canais naturais que se apresentam secos durante os períodos de estiagem.

B) – Modelagem Numérica: Implementação do modelo numérico

Nessa etapa, as fronteiras, a estratificação vertical, os parâmetros do aquífero e as condições de contorno, conceituais, foram implementadas computacionalmente, por meio de uma malha regular de células quadradas. Cada célula pode assumir um valor único para cada tipo de elemento conceitual considerado, como por exemplo, cotas, valor de *Ksat*, valor de *Sy*, valor de evapotranspiração potencial, dentre outros.

As informações armazenadas nas células alimentam as equações que governam o fluxo da água no meio saturado. A solução do fluxo para cada nó, central à célula, foi então obtida por meio do método numérico de *Diferenças Finitas*, no qual se baseia o código computacional *MODFLOW*, utilizado no presente trabalho sob uma interface gráfica comercial denominada *Visual Modflow* (Waterloo Hydrogeologic Inc., 2002).

A partir dos procedimentos indicados na segunda etapa do fluxograma da Figura 4.3, construiu-se o modelo numérico, conforme descrito a seguir.

B.1) - Definição da Resolução espacial da malha de diferenças finitas

O tamanho de célula da malha foi definido por tentativas, efetuando-se simulações teste, variando-se a resolução espacial da malha e verificando-se o nível de alterações na resposta fornecida pelo modelo. Os testes partiram de uma malha de baixa resolução, refinando-se seguidamente o espaçamento entre linhas e colunas, até que não mais se observasse alterações significativas no resultado.

B.2) - Inserção dos dados de entrada e observações de campo

As observações compreenderam os dados do monitoramento do nível freático e as vazões de base obtidas do monitoramento fluviométrico no exutório da bacia.

A série de dados piezométricos foi composta por observações coletadas em intervalos temporais variáveis (diários, quinzenais e mensais), entre novembro de 2007 e setembro de 2009. Os dados fluviométricos consistiram em séries de vazões médias diárias.

B.3) - Definição da unidade temporal de simulação

A resolução espacial da malha e a resolução temporal do passo de simulação têm relação direta e influência decisiva no resultado gerado pelo método das diferenças finitas (Hill e Tiedman (2007)). Em princípio, quanto maiores as referidas resoluções, melhor a solução encontrada.

No entanto, a necessidade de desempenho computacional frequentemente impede a adoção de resoluções muito altas, uma vez que, assim como no caso anterior, quanto maior a resolução, maior o tempo de processamento. Tais constatações assumem grande importância na modelagem de grandes áreas.

Com base no exposto, optou-se por adotar “1 dia”, como passo temporal de simulação. Essa resolução temporal se ajusta às características dos dados de entrada, além do fato de que quando foram testados intervalos menores, não se observou mudanças significativas na resposta fornecida pelo modelo.

B.4) - Definição das condições iniciais de simulação

As condições iniciais da modelagem são expressas pela superfície da carga piezométrica inicial, a partir da qual serão efetuados os cálculos do fluxo. A carga inicial foi estimada a partir da interpolação, por krigagem, dos valores de carga piezométrica medida nos poços de monitoramento.

B.5) - Implementação das condições de contorno

Evapotranspiração

O tratamento da evapotranspiração pelo *MODFLOW* se baseia nas seguintes premissas:

- Quando a superfície freática estiver no mesmo nível que a superfície topográfica, a evapotranspiração ocorre à taxa máxima potencial;
- Quando a superfície freática estiver abaixo da zona de raízes, a evapotranspiração é negligenciável;
- Quando a superfície freática estiver entre esses dois limites, a evapotranspiração real varia linearmente em função da profundidade freática.

As séries diárias de evapotranspiração potencial, calculadas a partir da equação de Penman-Monteith, foram importadas de planilha eletrônica, enquanto que a profundidade média do sistema radicular foi atribuída com base em valores sugeridos na literatura, de acordo com o tipo de uso/cobertura vegetal.

Recarga

As regiões homogêneas de recarga, zonas dentro das quais a taxa de recarga pode ser considerada como sendo única, mapeadas a partir de lógica fuzzy e análise hierárquica (AHP), foram inseridas no modelo numérico. Com isso, as taxas de recarga para as células contidas em uma determinada região/zona foram estimadas conjuntamente, assumindo ao final do processo um valor único. Essa abordagem teve por objetivo reduzir o número de incógnitas, conferindo maior eficiência e desempenho computacional ao processo de simulação.

Como não se têm disponíveis estimativas da taxa de recarga ao longo do tempo, foram atribuídos valores iniciais arbitrários. Os valores finais, objeto do presente trabalho, foram estimados via calibração, conforme detalhado à frente, na etapa “Calibração 2”.

Cursos d'água superficiais

A identificação dos cursos d'água perenes no modelo numérico foi efetuada selecionando-se as células localizadas sobre as linhas da rede hidrográfica perene, conforme ilustrado na Figura 4.11 (no *MODFLOW*, a implementação dessa condição de contorno se dá por meio da opção “*River*”).

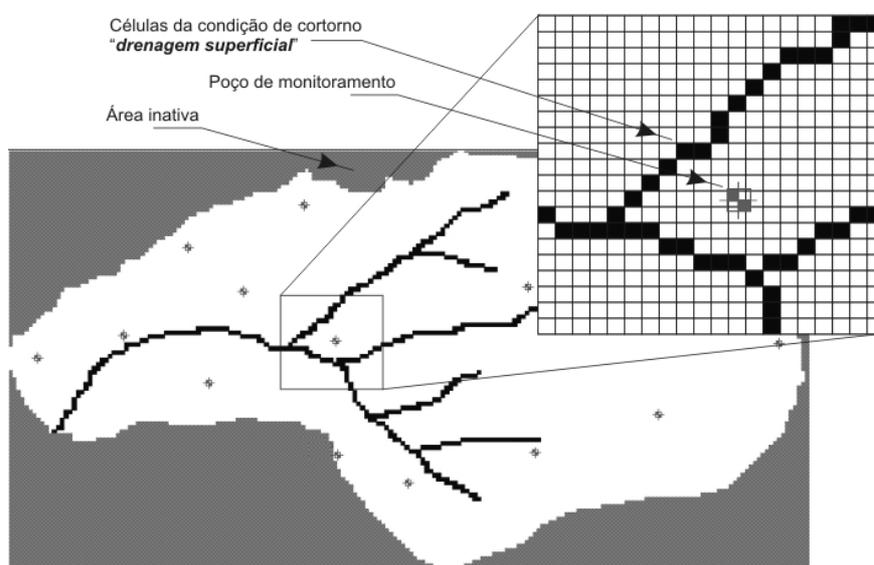


Figura 4.11 – Identificação das células localizadas sob a drenagem superficial.

Ao se indicar as células como sendo desse tipo de condição de contorno, devem ser fornecidos os parâmetros físicos associados à calha da drenagem, que definem como se dá a interação entre o aquífero e os rios ou córregos. Os parâmetros demandados encontram-se representados na Figura 4.12.

A carga hidráulica foi atribuída tendo-se por base as leituras de régua e de linígrafo nas estações fluviométricas, enquanto que para a elevação do fundo do leito, utilizou-se o modelo digital de elevação.

Os outros parâmetros físicos associados à calha de drenagem são utilizados no cálculo da

Condutância Hidráulica, que por sua vez expressa o nível de impedância ao fluxo, entre o aquífero e a drenagem superficial. O valor de condutância é calculado para cada segmento de drenagem especificado, aplicando-se a Equação 4.2.

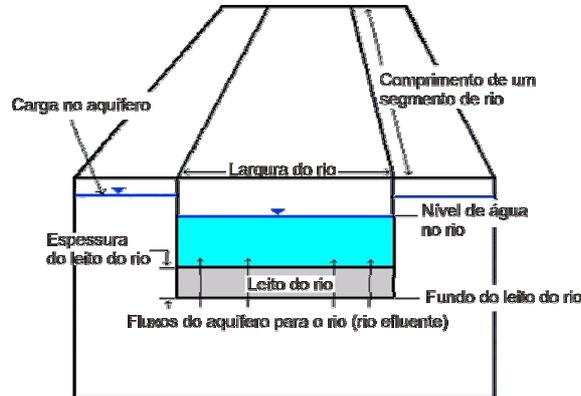


Figura 4.12 – Parâmetros físicos associados à condição de contorno “drenagem superficial” (Fonte: Anderson e Woessner, 1992).

$$C = \frac{K \times L \times W}{M} \quad (4.2)$$

em que: C = condutância hidráulica para um determinado segmento da drenagem superficial (L^2/T); K_v = condutividade hidráulica vertical do material do leito do rio (L/T); L = comprimento do segmento de rio (L); W = largura do rio (L); M = espessura do leito do rio (L).

As características físicas da seção foram estimadas com base em observações de campo. Quanto à condutividade hidráulica vertical do leito, cada trecho específico de drenagem recebeu um valor igual ao do material aquífero sobre o qual se encontra.

Para simular as descargas do aquífero à drenagem intermitente utilizou-se a opção “*Drain*” do MODFLOW, por meio da qual o fluxo entre o aquífero e o canal natural de drenagem ocorre em função da condutância hidráulica do leito deste e do gradiente entre a superfície freática vizinha e a superfície livre do leito. Na Figura 4.13 encontram-se representadas as linhas de drenagem intermitente, implementadas computacionalmente como “*Drains*”, juntamente àquelas implentadas como “*Rivers*”, descritas anteriormente.

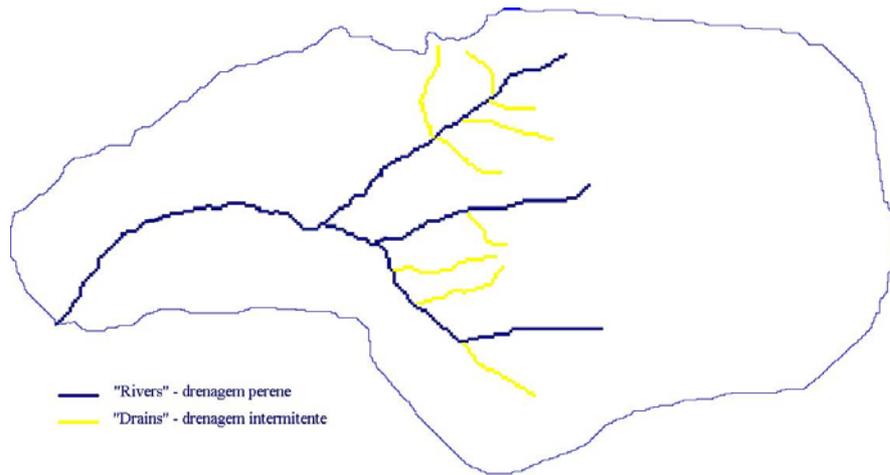


Figura 4.13 – Identificação das células pertencentes à drenagem superficial perene (*Rivers*) e à drenagem superficial intermitente (*Drains*).

C) – Modelagem Numérica: Partição temporal da base de dados entre as etapas da simulação

A extensão da base de dados foi limitada pela disponibilidade de observações de campo para o nível freático. Dessa forma, o período de simulação compreendeu os meses entre julho de 2008 e setembro de 2009.

Como a abordagem adotada consistiu em três etapas, a base de dados ficou assim dividida:

- Parte I – período de estiagem de 2008 (julho a outubro), para a calibração do modelo ajustando-se as propriedades do aquífero;
- Parte II – período de estiagem de 2009 (julho a setembro), para a verificação da calibração efetuada na Parte I;
- Parte III – período chuvoso do ano hidrológico 2008-2009 (de outubro de 2008 a maio de 2009), para a estimação das recargas por modelagem inversa, via calibração automática.

Com o intuito de se eliminar/atenuar os efeitos das condições iniciais na resposta do modelo, foram implementados “períodos de aquecimento” em cada uma das etapas da modelagem numérica (Calibração 1, Verificação e Calibração 2), replicando-se sucessivamente os dados. Para a análise dos resultados considerou-se apenas o último ciclo.

D) – Modelagem Numérica: Calibração 1

Essa etapa teve como objetivo o ajuste dos parâmetros/propriedades do aquífero: condutividade hidráulica saturada, K_{sat} , e coeficiente de produtividade específica, S_y .

Conforme pode ser observado na seção anterior, os dados destinados à calibração se referem a um período de seca. O motivo para tal escolha foi eliminar a recarga como incógnita, uma vez que a mesma foi considerada nula durante o referido espaço de tempo. Assim, restaram como parâmetros ajustáveis apenas K_{sat} e S_y .

A principal consequência dessa solução é a redução da incerteza individual dos parâmetros calibrados, que é gerada quando se calibra conjuntamente mais de um parâmetro. Ao se ajustar vários parâmetros simultaneamente, as suas estimativas deixam de assumir valores únicos, uma vez que os valores individuais podem se ajustar e se combinar de várias formas para compor uma solução ótima para o modelo (Hill e Tiedman, 2007; Beven e Freer, 2001).

A calibração foi efetuada manualmente, por meio da qual foi buscado o conjunto de valores dos parâmetros que melhor representasse as propriedades do aquífero. Os valores de K_{sat} e S_y estimados em campo via *slug tests* e testes de bombeamento serviram como escala de referência de grandeza e como estimativas iniciais para o processo de calibração.

As observações temporais do nível freático na rede de piezômetros e do escoamento de base no exutório da bacia foram adotadas como referência de avaliação da qualidade do ajuste do modelo. Os valores simulados foram confrontados com valores observados.

Nessa etapa também foram efetuadas análises de sensibilidade, com o objetivo de se verificar a importância relativa dos parâmetros K_{sat} e S_y às estimativas de recarga.

E) – Modelagem Numérica: Verificação 1

Após a calibração do modelo, procedeu-se à sua verificação, que consistiu na aplicação do mesmo modelo, com os parâmetros K_{sat} e S_y calibrados, a outro período temporal, coberto por observações de campo.

Semelhantemente à etapa de calibração, o resultado foi avaliado a partir da confrontação entre os valores simulados e observados de nível freático e de escoamento de base. Índices estatísticos como o de Nash-Sutcliffe e o Erro Médio Absoluto foram utilizados na avaliação.

F) – Modelagem Numérica: Calibração 2 (Modelagem Inversa)

O modelo, com os valores dos parâmetros obtidos pela calibração, foi aplicado à simulação das taxas *transientes* de recarga, utilizando-se agora dados referentes a um período chuvoso, no qual ocorreu o aporte de água ao aquífero a partir da infiltração e percolação da precipitação pluvial.

A abordagem adotada para a estimação das taxas compreendeu a busca, por calibração automática, dos valores para cada região homogênea de recarga mapeada. Foi utilizado o estimador de parâmetros do *Visual Modflow*, o *WinPEST – Parameter estimator* (Waterloo Hydrogeologic Inc., 1999).

O algoritmo do *WinPEST* avalia a influência dos parâmetros a serem ajustados/estimados no valor de uma função objetivo, expressa por meio da Equação 4.3. O objetivo do algoritmo é minimizar essa função, encontrando o conjunto de valores dos parâmetros que melhor conduz à concordância entre valores simulados e observados dos dados de campo, como cargas piezométricas, por exemplo (Waterloo Hydrogeologic Inc., 1999).

$$\Phi = (c - c_0 - J(b - b_0))^t M_Q (c - c_0 - J(b - b_0)) \quad (4.3)$$

em que: Φ = função objetivo; c = vetor das observações de campo; c_0 = vetor das observações simuladas; b_0 = vetor das estimativas iniciais ou correntes dos parâmetros ajustáveis; b = vetor das novas estimativas dos parâmetros ajustáveis, que poderão ocasionar a minimização da função objetivo; J = Matriz Jacobiana; M_Q = matriz diagonal do quadrado dos pesos atribuídos a cada observação.

A Matriz Jacobiana é composta por “m” linhas e “n” colunas, uma para cada observação e uma para cada parâmetro, respectivamente, onde cada elemento corresponde à Derivada de

uma observação em relação a cada parâmetro ajustável.

As derivadas, por sua vez, são calculadas por meio de aproximação por diferenças finitas. Antes de cada iteração, um incremento arbitrário, fornecido pelo usuário, é adicionado à estimativa corrente do parâmetro. O valor da mudança que esse incremento ocasiona na observação simulada é então dividido pelo incremento.

Na M_Q , cada elemento corresponde ao quadrado do peso atribuído a cada observação de campo, incluída na função objetivo. Essa matriz tem como função permitir uma ponderação das observações, quando a incerteza associada às mesmas for variável, ou quando houver mais de um tipo de observações de campo, com escalas diferentes de grandeza, como, por exemplo, cargas piezométricas (m) e escoamento de base (m^3/d).

O vetor das novas estimativas dos parâmetros, “b”, é obtido por:

$$b = b_0 + \beta_0 u \quad (4.4)$$

em que: β_0 = coeficiente da magnitude ótima do vetor de atualização do parâmetro ajustável; u = vetor de atualização dos parâmetros ajustáveis.

Sendo que “ β_0 ” e “ u ” são expressos pelas equações 4.5 e 4.6, respectivamente.

$$\beta_0 = \frac{\sum_{i=1}^m (c_i - c_{0i}) w_i^2 \gamma_i}{\sum_{i=1}^m (w_i \gamma_i)^2} \quad (4.5)$$

em que: c_i = vetor das observações de campo; c_{0i} = vetor corrente das observações simuladas; w_i = peso atribuído à observação de campo “i”; γ_i = derivada da observação simulada “i” em relação ao valor corrente do parâmetro “j”.

$$u = (J^t M_Q J)^{-1} J^t M_Q (c - c_0) \quad (4.6)$$

Ao final de cada iteração, é efetuada a análise de sensibilidade dos parâmetros ajustáveis. Com base nessa informação são descobertos os parâmetros determinantes, que terão prioridade durante o processo de calibração.

A sensibilidade é calculada em função das derivadas dos parâmetros em relação às observações, e dos pesos atribuídos a cada observação. Neste caso, convém destacar que a derivativa expressa o quanto um determinado incremento no valor de um parâmetro afeta a resposta do modelo (valores simulados).

Computacionalmente, o *WinPEST* estima os valores ótimos dos parâmetros ajustáveis a partir da seguinte seqüência:

- a. São fornecidas estimativas iniciais para os parâmetros a serem ajustados;
- b. É executada uma simulação a partir dessas estimativas;
- c. A partir do resultado da simulação, os valores observados da resposta do modelo são confrontados com os valores simulados, calculando-se assim a função objetivo;
- d. É efetuada uma análise de sensibilidade, para se descobrir os parâmetros mais influentes na resposta do modelo;
- e. Com base nos limites, superior e inferior, indicados pelo usuário, são calculados novos valores para os parâmetros selecionados, que levem à redução do valor original da função objetivo;
- f. Efetua-se uma nova simulação, com os novos valores dos parâmetros e atualiza-se o valor da função objetivo;
- g. O processo é repetido até que a mesma seja completamente otimizada (minimizada), segundo algum critério de parada definido pelo usuário.

4.3.2.2 - Modelagem hidrológica distribuída de superfície

Essa etapa se baseou na aplicação de um modelo distribuído com base física, com implementações empíricas, dotado de rotinas para a simulação do fluxo de água entre a atmosfera, o dossel da vegetação, a zona de raízes, a zona de transmissão e a zona de saturação, conforme ilustrado na Figura 4.14. O modelo é denominado “*WETSPA – Water and Energy Transfer between Soil, Plants and Atmosphere*” (Liu e Smedt, 2004).



Figura 4.14 – Processos hidrológicos e estrutura do modelo WETSPA
(Fonte: Liu e Smedt, 2004)

A formulação matemática e a parametrização do modelo encontram-se apresentadas nos itens que se seguem (baseado em Liu e Smedt, 2004).

A) - Precipitação

A distribuição espacial da precipitação é obtida a partir da geração de polígonos de Thiessen para cada uma das estações pluviométricas contidas ou vizinhas à área de estudo.

Cada polígono gerado recebe um identificador correspondente à estação que o definiu. A precipitação média na área compreendida por cada polígono é então considerada como sendo igual à precipitação registrada pela estação.

Como o modelo se baseia em cálculos em formato matricial (*raster*), os polígonos são convertidos para o referido formato, a partir de onde cada célula receberá o devido valor de precipitação.

B) – Interceptação

A interceptação é tratada como um reservatório com capacidade limitada de

armazenamento, que é esgotada na medida em que ocorre a precipitação. A Equação 4.7 expressa matematicamente o exposto.

$$\begin{aligned} I_i(t) &= I_{i,0} - SI_i(t-1) & \text{se } P_i(t) > I_{i,0} - SI_i(t-1) \\ I_i(t) &= P_i(t) & \text{se } P_i(t) \leq I_{i,0} - SI_i(t-1) \end{aligned} \quad (4.7)$$

em que: $I_i(t)$ = lâmina interceptada na célula “i” em um intervalo de tempo “t” (L); $I_{i,0}$ = capacidade de interceptação da célula “i” (L); $SI_i(t-1)$ = lâmina interceptada armazenada no intervalo de tempo “t-1” (L); $P_i(t)$ = lâmina precipitada (L).

Assim, o balanço de massa da lâmina interceptada, armazenada no dossel da vegetação é igual a:

$$SI_i(t) = SI_i(t-1) + I_i(t) - EI_i(t) \quad (4.8)$$

em que: $SI_i(t)$ = lâmina interceptada armazenada no intervalo de tempo “t” (L); $EI_i(t)$ = evaporação da lâmina interceptada armazenada (igual a zero, quando a lâmina interceptada for zero; igual a “ $SI_i(t-1)$ ” quando $EP > “SI_i(t-1)” > 0$, com “EP” = evaporação potencial; e igual a “EP”, para o restante das situações) (L).

O valor de “ $I_{i,0}$ ” é função do índice de área foliar e da espécie vegetal. Como tal parâmetro varia ao longo do ano, é sugerida uma correção do mesmo em função do período simulado.

No presente modelo, a partir de uma tabela de valores coletados na literatura, são sugeridos os valores máximos e mínimos ($I_{i,max}$ e $I_{i,min}$) (Anexo B). Utilizando-se desses dois valores, calcula-se o “ $I_{i,0}$ ” corrigido, aplicando-se a Equação 4.9.

$$I_{i,0} = I_{i,min} + (I_{i,max} - I_{i,min}) \times \left[\frac{1}{2} + \frac{1}{2} \text{sen} \left(2\pi \frac{d-87}{365} \right) \right]^b \quad (4.9)$$

em que: d = dia do ano; b = coeficiente ajustado de acordo com as condições locais, com valor padrão igual a 1,35.

C) – Precipitação efetiva e infiltração

A proposta do *WETSPA* para a estimação da precipitação efetiva e da infiltração se baseia

em uma relação empírica entre a topografia, o tipo de solo, o uso do solo, a umidade atual do solo, e a intensidade da precipitação, conforme apresentado nas equações 4.10 e 4.11.

$$PE_i(t) = C_i [P_i(t) - I_i(t)] \cdot \left[\frac{\theta_i(t)}{\theta_{i,s}} \right]^a \quad (4.10)$$

$$F_i(t) = P_i(t) - I_i(t) - PE_i(t) \quad (4.11)$$

em que: $PE_i(t)$ = lâmina da precipitação efetiva na célula “i” e no tempo “t” (L); $F_i(t)$ = lâmina infiltrada na célula “i” (L); $I_i(t)$ = lâmina interceptada (L); $\theta_i(t)$ = teor de umidade (L^3/L^3) da célula “i” no tempo “t”; $\theta_{i,s}$ = porosidade do solo na célula “i” (L^3/L^3); a = coeficiente relacionado à intensidade da precipitação; C_i = coeficiente do potencial de escoamento superficial.

Valores de C_i , coletados na literatura e sugeridos com base em combinações possíveis entre declividade, tipo de solo (textura) e uso do solo, são fornecidos por meio de uma tabela (Anexo B). Os valores da tabela são espacializados utilizando-se os mapas dos referidos fatores.

O parâmetro “a” reflete o efeito da intensidade da precipitação no coeficiente de escoamento superficial. O valor igual a “1” significa uma relação linear entre a precipitação efetiva e a umidade do solo. Trata-se de um parâmetro a ser calibrado durante a simulação.

D) – Armazenamento nas depressões do solo e escoamento sobre a superfície do solo

O cálculo do armazenamento nas depressões à superfície do solo se baseia em uma relação empírica, proposta por Linsley (1982), segundo a qual:

$$SD_i(t) = SD_{i,0} \left(1 - \exp \left(- \frac{PC_i}{SD_{i,0}} \right) \right) \quad (4.12)$$

em que: $SD_i(t)$ = lâmina armazenada nas depressões do solo, na célula “i” e no tempo “t” (L); $SD_{i,0}$ = capacidade de armazenamento das depressões da célula “i” (parâmetro sugerido pela literatura, porém calibrável) (L); PC_i = precipitação efetiva acumulada na

superfície do solo (L).

O incremento à lâmina armazenada é então estimado a partir de:

$$\Delta SD_i(t) = PE_i(t) \exp\left(-\frac{PC_i}{SD_{i,0}}\right) \quad (4.13)$$

em que: $\Delta SD_i(t)$ = incremento à lâmina armazenada nas depressões do solo, na célula “i” no tempo “t” (L); $PE_i(t)$ = precipitação efetiva para o incremento de tempo (L).

Em que:

$$PC_i = PE_i(t) + SD_{i,0} \ln\left(-\frac{SD_i(t-1)}{SD_{i,0}}\right) \quad (4.14)$$

Por último, o balanço de massa do armazenamento nas depressões do solo é calculado por:

$$SD_i(t) = SD_i(t-1) + \Delta SD_i(t) - ED_i(t) - F_i(t) \quad (4.15)$$

em que: $ED_i(t)$ = evaporação sobre a lâmina armazenada nas depressões superficiais, na célula “i” (L), no tempo “t”; $F_i(t)$ = infiltração da lâmina armazenada nas depressões superficiais, na célula “i”, no tempo “t” (L).

Consequentemente:

- $ED_i(t) = 0$, quando $P_i(t) > 0$ ou $SD_i(t-1) = 0$;
- $ED_i(t) = EP - EI_i(t)$, quando $P_i(t) = 0$ e $SD_i(t-1) \geq EP - EI_i(t)$ (EP = evaporação potencial; $EI_i(t)$ = evaporação sobre a lâmina interceptada);
- $ED_i(t) = SD_i(t)$, quando $P_i(t) = 0$ e $0 < SD_i(t) < EP - EI_i(t)$.

O escoamento sobre a superfície do solo é então estimado a partir de:

$$R_{S_i}(t) = PE_i(t) \left[1 - \exp\left(-\frac{PC_i}{SD_{i,0}}\right) \right] \quad (4.16)$$

E) – Balanço de água na zona de raízes

No *WETSPA*, a água é introduzida no solo a partir da infiltração e removida por evapotranspiração, escoamento subsuperficial lateral e percolação, conforme ilustra a Figura 4.15 e representado pela Equação 4.16.

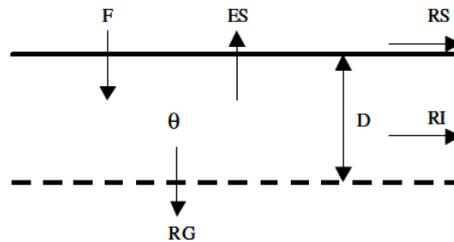


Figura 4.15 – Balanço de água na zona de raízes.

$$D_i [\theta_i(t) - \theta_i(t-1)] = F_i(t) - ES_i(t) - Rc_i(t) - RI_i(t) \quad (4.17)$$

em que: D_i = profundidade do sistema radicular (L); $ES_i(t)$ = evapotranspiração real sobre o solo para um incremento de tempo (L); $RI_i(t)$ = escoamento subsuperficial ou escoamento subsuperficial lateral (L).

F) – Evapotranspiração a partir do solo

A estimativa da evapotranspiração real a partir do solo tem como base uma relação sugerida por Thornthwaite e Mather (1955):

$$ES_i(t) = \begin{cases} [c_v EP - EI_i(t) - ED_i(t)] \left[\frac{\theta_i(t) - \theta_{i,w}}{\theta_{i,f} - \theta_{i,w}} \right] & \text{para } \theta_{i,w} \leq \theta_i(t) < \theta_{i,f} \\ c_v EP - EI_i(t) - ED_i(t) & \text{para } \theta_i(t) \geq \theta_{i,f} \end{cases} \quad (4.18)$$

em que: c_v = coeficiente da vegetação, em função do tipo de uso do solo e variável ao longo do ano; $\theta_i(t)$ = teor de umidade da célula no tempo “t” (L^3/L^3); $\theta_{i,f}$ = teor de umidade

do solo à capacidade de campo (L^3/L^3); $\theta_{w,i}$ = teor de umidade do solo ao ponto de murcha permanente (L^3/L^3).

G) – Percolação (recarga) e escoamento subsuperficial

Considera-se que a percolação se processa da zona de raízes à zona saturada a partir da lei de Darcy, pelo produto entre a condutividade hidráulica e o gradiente de potencial hidráulico. No entanto, assumindo-se que tal gradiente varia muito pouco no solo, o mesmo se aproxima de um, sendo a percolação controlada apenas pela força da gravidade.

Tendo-se em vista o exposto, a percolação a partir da zona de raízes é estimada a partir da condutividade hidráulica correspondente à saturação efetiva média do solo, utilizando-se a equação de Brooks e Corey:

$$Rc_i(t) = K_i[\theta_i(t)]\Delta t = K_{sat,i,s} \left[\frac{\theta_i(t) - \theta_{i,r}}{\theta_{i,s} - \theta_{i,r}} \right]^A \Delta t \quad (4.19)$$

em que: $K_i[\theta_i(t)]$ = condutividade hidráulica efetiva, correspondente ao teor de umidade do solo no tempo “t” (L/T); $\theta_{i,r}$ = teor de umidade residual da célula (L^3/L^3); A = índice de desconectividade dos poros ($A = (2+3B)/B$, em que B = índice de distribuição do tamanho dos poros, sugerido, porém calibrável).

Quanto ao escoamento subsuperficial, é assumido pelo *WETSPA* que o mesmo ocorre depois do início da percolação e se encerra quando o teor de umidade do solo se torna menor que a capacidade de campo. A equação para estimação se baseia na lei de Darcy e na aproximação da onda cinemática.

$$RI_i(t) = k_i D_i S_i K[\theta_i(t)] \Delta t / W_i \quad (4.20)$$

em que: S_i = declividade da célula (L/L); $K[\theta_i(t)]$ = condutividade hidráulica efetiva da célula a um teor de umidade “ $\theta_i(t)$ ” (L/T); W_i = largura da célula (L); k_i = coeficiente com valor relacionado ao uso do solo, à densidade de drenagem e ao efeito da matéria orgânica e do sistema radicular à condutividade hidráulica na camada superficial do solo.

H) – Armazenamento de fluxos subterrâneos e escoamento de base

O fluxo com origem no reservatório subterrâneo e destino nos canais naturais da drenagem é estimado para cada subbacia previamente mapeada, a partir da Equação 4.21.

$$QG_s(t) = c_g [SG_s(t)/1000]^m \quad (4.21)$$

em que: $QG_s(t)$ = descarga média do aquífero para a drenagem superficial, em nível de subbacia (L^3/T); SG_s = armazenamento do aquífero em nível de subbacia no tempo “t”; $m = 1$, para reservatório linear e igual a 2, para reservatório não-linear (L); c_g = coeficiente de recessão do aquífero para a subbacia.

Assim, para cada subbacia, o balanço de água no aquífero é estimado com base em:

$$SG_s(t) = SG_s(t-1) + \frac{\sum_{i=1}^{N_s} [Rc_i(t)A_i]}{A_s} - EG_s(t) - \frac{QG_s(t)\Delta t}{1000A_s} \quad (4.22)$$

em que: N_s = número de células contidas na subbacia; A_i = área da célula (L^2); A_s = área da subbacia (A^2); $EG_s(t)$ = evapotranspiração média a partir do armazenamento do aquífero na subbacia (L); $QG_s(t)$ = descarga do aquífero (L^3/T).

Sendo que a evapotranspiração média a partir do armazenamento do aquífero é estimada por:

$$EG_i(t) = c_d [c_v EP - EI_i(t) - ED_i(t) - ES_i(t)] \quad (4.23)$$

em que: c_d = coeficiente variável, calculado pela divisão “ $SG_i(t)/SG_{s,0}$ ” ($SG_{s,0}$ = capacidade de armazenamento do aquífero na subbacia).

I) – Propagação do escoamento à superfície do solo e nos canais da drenagem natural

A propagação dos escoamentos (superfície do solo e canais da drenagem) é executada pelo método da aproximação linear da onda difusiva. Utilizando-se parâmetros relacionados à resistência ao fluxo, como o coeficiente de rugosidade de Manning, é obtida a função de

resposta hidrológica de cada célula, que é propagada sucessivamente. A saída de uma célula consiste na entrada da célula subsequente e, a cada entrada, a resposta acumulada do caminho se transforma dentro da célula, por meio de sua função de resposta. Obtém-se assim a função de resposta de um determinado caminho de fluxo em relação a uma entrada arbitrária.

A hidrógrafa ao final de um determinado caminho, em relação a uma entrada qualquer é então obtida por convolução da vazão de entrada, a partir da função de resposta, agora do caminho. A hidrógrafa final, no exutório da bacia, é estimada somando-se as hidrógrafas de saída de cada célula do modelo.

A Figura 4.16 representa as etapas seguidas para o cálculo da hidrógrafa final, na qual também se encontram representadas as equações utilizadas.

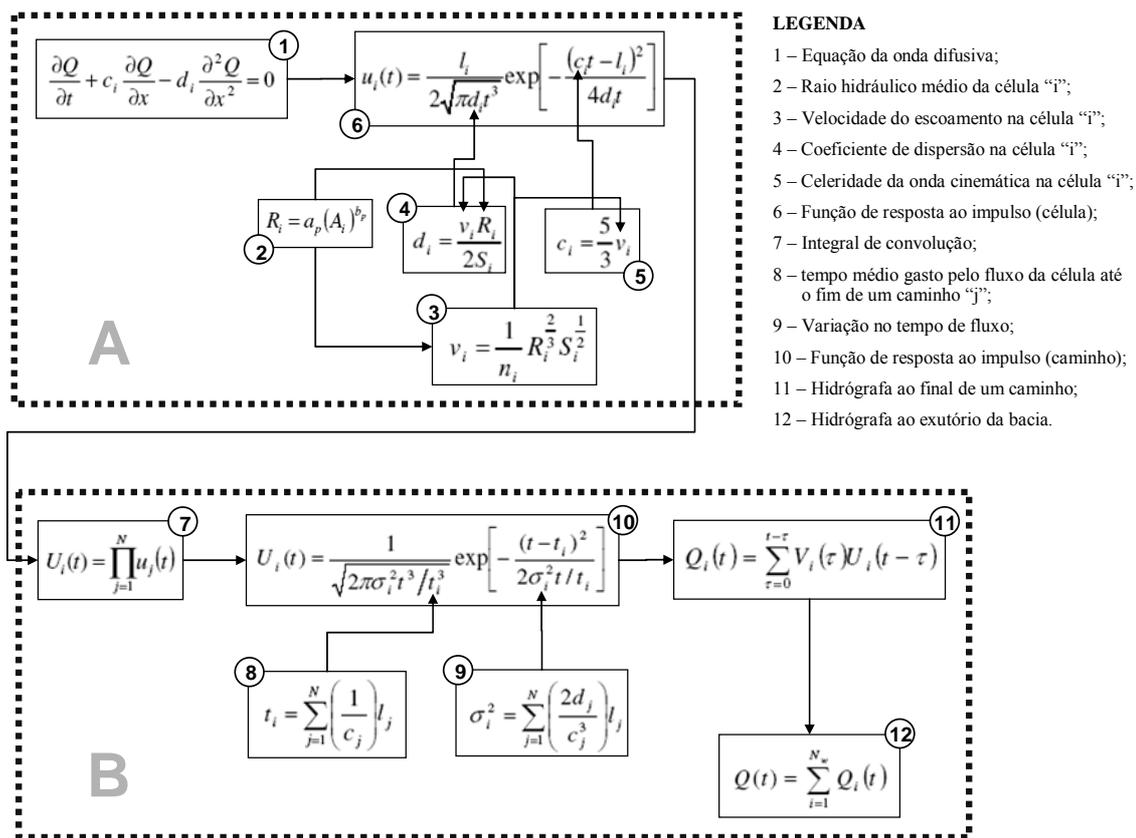


Figura 4.16 – Fluxograma do método de propagação do escoamento (Fonte: baseado Em Liu e Smedt, 2004).

J) – Parametrização

Os parâmetros requeridos pelo *WETSPA* se dividem entre dois grupos: locais e globais. Os parâmetros locais compreendem aqueles cuja distribuição espacial se processa a nível de célula, fornecidos por meio de tabelas e espacializados em função do tipo de solo, da declividade e do tipo de uso e cobertura do solo.

Quanto aos parâmetros globais, consistem em parâmetros para os quais seria de difícil interpretação a atribuição de valores para células. Logo, as suas estimativas são válidas para toda a bacia simulada. A Tabela 4.8 sumariza os dois grupos supracitados, com a indicação de como podem ser estimados.

Tabela 4.8– Parâmetros *WETSPA*

Parâmetros locais	
Condutividade hidráulica	Definidos em função da classe textural do solo.
Porosidade	
Capacidade de campo	
Ponto de murcha	Definidos em função da classe textural do solo.
Teor de umidade residual	
Índice de distribuição do tamanho dos poros	
Capacidade de interceptação (mínima e máxima)	Definidos em função da classe de uso e cobertura do solo
Profundidade do sistema radicular	
Coefficiente de Manning	
Porcentagem de cobertura vegetal	
Índice de área foliar	Definido em função da declividade, da classe textural do solo e do tipo de uso e cobertura do solo
Coefficiente de escoamento superficial	
Capacidade de armazenamento por depressões	Definido em função da declividade, da classe textural do solo e do tipo de uso e cobertura do solo
Parâmetros globais	
Coefficiente de correção da evapotranspiração potencial (K_p)	Utilizado quando a estação da evapotranspiração se encontra em locais com características físicas diferentes do local a ser simulado.
Fator de escala para o cálculo do escoamento subsuperficial (K_i)	Caminhos preferenciais afetam sensivelmente o escoamento subsuperficial. Como no <i>WETSPA</i> o solo é tratado como sendo uma matriz homogênea, o parâmetro em questão é utilizado para se atenuar os efeitos negativos de tal simplificação

Tabela 4.8 – Continuação...

Parâmetros globais	
Coeficiente de recessão do aquífero (Kg)	Reflete o padrão de armazenamento do aquífero na bacia. Pode ser estimado a partir de dados de monitoramento fluviométrico ou calibrado, comparando-se escoamentos observados e simulados, para período de seca.
Armazenamento inicial do aquífero (G0)	Utilizado para se compensar os efeitos das perdas do aquífero via percolação profunda. Pode ser calibrado a partir da comparação do hidrograma observado com o hidrograma simulado, nas baixas vazões do período inicial de simulação (mm).
Armazenamento máximo do aquífero (Gmáx)	Armazenamento máximo do aquífero (mm), calibrado para baixas vazões.
Expoente “a” da equação 4.13 (precipitação efetiva) para baixas intensidades de precipitação (K_run)	Utilizado para se considerar o efeito da intensidade da precipitação pluviométrica na infiltração e na geração de escoamento superficial.
Intensidade da precipitação para que “a” seja igual a “1” (P_máx)	Limiar de intensidade da precipitação pluviométrica que ocasiona uma relação linear entre o coeficiente de escoamento superficial e o teor de umidade atual do solo (Equação 4.13). Pode ser estimado por calibração, comparando-se as vazões altas observadas e simuladas.

No Anexo B, são apresentados os valores *default* para os parâmetros locais. Os parâmetros globais calibrados encontram-se apresentados na seção referente a resultados.

4.3.2.3 - Escoamento de base

Foi adotada a hipótese de existência de conexão entre as águas subterrâneas e superficiais na área de estudo. Dessa forma, as estimativas do escoamento de base assumiram a função de observação de campo e medida indireta da recarga total ocorrida em toda a bacia.

As estimativas do escoamento de base foram obtidas a partir da aplicação de um filtro matemático (Wittenberg e Sivapalan, 1999), para separação de escoamentos, às séries de dados fluviométricos (Equação 4.24).

$$q_t = \beta \cdot q_{t-1} + \frac{(1+\beta)}{2} \cdot (Q_t - Q_{t-1}) \quad (4.24)$$

em que: q = escoamento superficial direto; β = parâmetro ajustável; Q = vazão total.

O escoamento de base é obtido subtraindo-se o escoamento superficial direto calculado da vazão total.

Os valores de “ β ” podem variar entre zero e um, sendo que a sua relação com o volume da contribuição do aquífero para as vazões totais é inversa, ou seja; quanto maior o seu valor, menor a participação do escoamento de base nas vazões de cheia.

Baseando-se em Santos (2007), o valor adotado para o parâmetro “ β ” foi de 0,98, uma vez que a participação do escoamento de base nos eventos de cheia na área de estudo é pequena.

4.3.2.4 - Elevação do nível freático

De posse dos dados do monitoramento do nível freático, foram estimadas as elevações piezométricas resultantes do período de recarga durante a estação chuvosa. As elevações observadas em cada poço de monitoramento foram obtidas graficamente, correspondendo à distância vertical entre a carga piezométrica máxima e o prolongamento da linha de recessão da curva piezométrica; método indicado por Healy e Cook (2002).

A recarga pontual, válida para a área de influência do poço de monitoramento onde se observou a elevação do nível freático, é estimada multiplicando-se a elevação total, em mm/ano, pelo valor local do coeficiente de produtividade específica, S_y , do aquífero (Healy e Cook, 2002).

A distribuição espacial da recarga foi obtida, multiplicando-se o mapa da distribuição espacial da elevação freática total pelo mapa da distribuição espacial do S_y , ambos obtidos por interpolação dos respectivos valores pontuais.

Visto que a quantidade de pontos (19) é relativamente pequena para se garantir um bom desempenho de interpoladores, foi proposta uma outra forma de se espacializar os valores pontuais de recarga.

A proposta alternativa se baseou na construção de um modelo de regressão múltipla espacial, do tipo “ $Y=a+b_1*x_1+b_2*x_2+b_3*x_3+...b_n*x_n$ ”, colocando-se as estimativas pontuais

de recarga como variável dependente em relação à distribuição espacial dos fatores previamente definidos como sendo determinantes ao referido processo.

Foram considerados os fatores: declividade do terreno, uso e cobertura do solo; comportamento hidrodinâmico do aquífero; espessura do aquífero e profundidade freática. Como a escala de grandeza e as unidades associadas aos referidos fatores são diferentes, foram utilizados os respectivos mapas *fuzzy*.

4.3.2.5 - Simulação integrada dos processos de zona vadosa e de zona saturada

Os quatro métodos anteriormente descritos (modelagem numérica, modelagem hidrológica de superfície, flutuação do nível freático e escoamento de base) contemplam apenas parcialmente os compartimentos físicos percorridos pela água, no seu caminho entre a atmosfera e o aquífero. Essa fragmentação, apesar de ser frequentemente adotada e até mesmo recomendada em estudos de recarga, pode ocasionar uma compreensão limitada do processo. Com o objetivo de se contornar tal deficiência foi proposta uma acoplagem entre os modelos de zona vadosa e de zona saturada.

A acoplagem consistiu em se utilizar a recarga simulada via modelagem hidrológica distribuída de superfície, como condição de contorno do modelo numérico de zona saturada, conforme ilustrado na Figura 4.17.

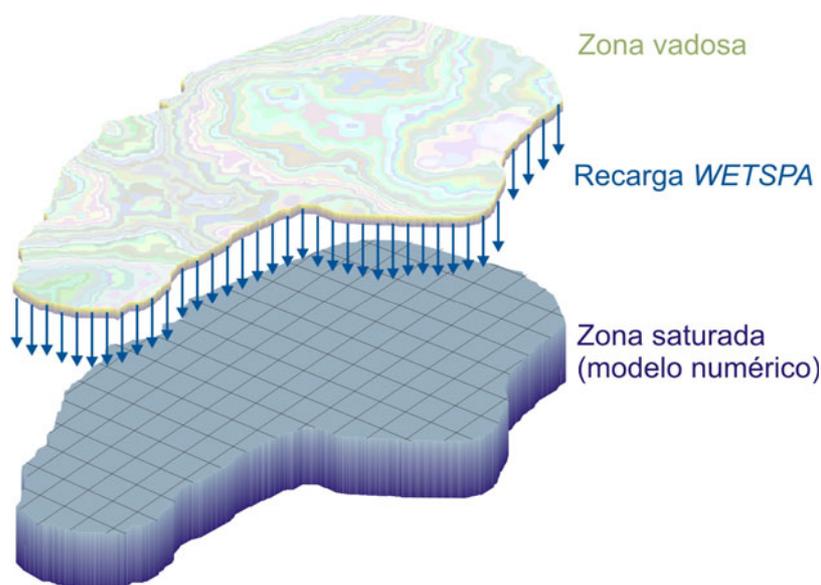


Figura 4.17 – Acoplagem dos modelos de zona vadosa e de zona saturada.

A inserção dos mapas de recarga, gerados a partir do modelo WETSPA, no modelo numérico ocorreu da seguinte forma:

- a) primeiramente, utilizando-se o mapa de recarga total anual, identificou-se regiões homogêneas, por meio de intervalos estreitos de valores. Os intervalos receberam identificadores numéricos únicos e foram convertidos em polígonos. Cada polígono corresponderá a uma zona/região homogênea de recarga no modelo numérico integrado;
- b) em seguida, as séries temporais de recarga foram associadas às respectivas regiões, por meio do cruzamento espacial dos polígonos com os mapas quinzenais de recarga.

O modelo numérico resultante da acoplagem contemplou o ano hidrológico 2008/2009, adotando-se, como nas simulações anteriores, o período de aquecimento, com a geração e inserção de ciclos artificiais a partir das séries temporais repetidas em sucessão. Não se efetuou calibração nessa parte do presente trabalho.

5 - RESULTADOS E DISCUSSÃO

Neste capítulo encontram-se dispostos os resultados advindos da execução das etapas metodológicas descritas no capítulo anterior. Exceto pelos resultados referentes a *separação de escoamentos*, dispostos no início do capítulo por se consistirem na base de verificação dos outros métodos, a apresentação segue a ordem dos procedimentos aplicados: (i) *separação de escoamentos*; (ii) *modelagem numérica dos processos de zona saturada*; (iii) *modelagem hidrológica distribuída dos processos de zona vadosa*; (iv) *flutuação do nível freático*; e (v) *simulação acoplada dos processos de zona vadosa e de zona saturada*, seguida por uma (vi) *avaliação e análise comparativa* dos resultados obtidos pelas diferentes abordagens aplicadas.

5.1 - ESCOAMENTO DE BASE

Nessa seção, são apresentados os resultados referentes à separação do escoamento de base, utilizando-se o filtro matemático de Wittenberg e Sivapalan (1999). A partir dos escoamentos de base estimados, utilizados como dado de entrada na etapa de modelagem numérica, foram obtidas estimativas da recarga.

5.1.1 - Separação de escoamento de base: filtro matemático

Efetuiu-se a separação do escoamento de base para dois períodos, conforme se apresenta nas figuras 5.1 e 5.2.

Os volumes totais precipitados no primeiro período e no segundo período foram 1551mm e 1581mm, respectivamente. No entanto, apesar dos valores serem muito próximos, o escoamento de base médio para o segundo foi 26% maior: 0,33 m³/s – 2008/2009; e 0,27 m³/s – 2007/2008.

A explicação para tal diferença está no fato de que, como dito anteriormente, as chuvas em 2008/2009 foram mais distribuídas e menos intensas, favorecendo os processos de infiltração e percolação. Além disso, houve uma maior concentração dos eventos no início do período chuvoso, tempo no qual o solo ainda seco e com alta capacidade de infiltração,

ocasionou uma maior entrada de água no solo e, conseqüentemente, uma maior recarga. Para os valores estimados de escoamento de base, foram calculadas as estimativas da recarga total anual, apresentadas na Tabela 5.1.

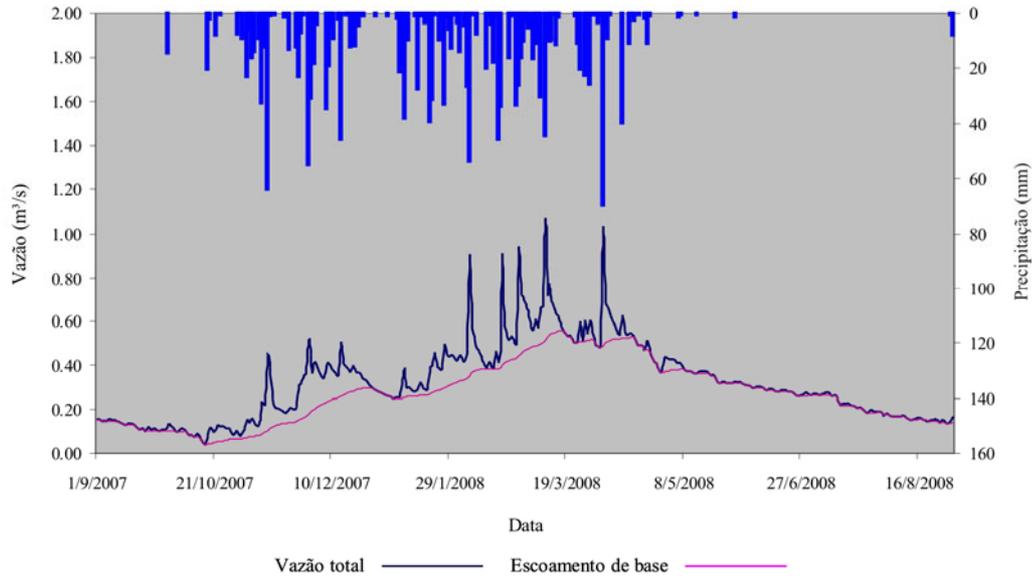


Figura 5.1 – Hidrógrafas de escoamento superficial e escoamento de base: 2007-2008.

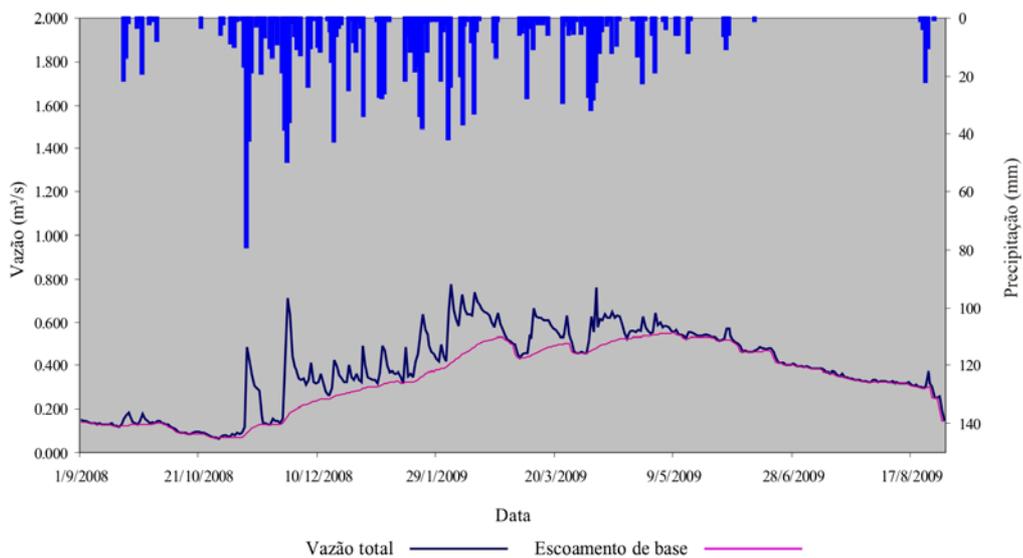


Figura 5.2 – Hidrógrafas de escoamento superficial e escoamento de base: 2008-2009.

Tabela 5.1 – Recarga total anual: separação escoamento de base (filtro matemático).

Ano hidrológico	Precipitação total (mm)	Recarga (mm/ano)	Recarga (% precipitação)
2007 / 2008	1551	532,50	34,30
2008 / 2009	1581	659,70	41,72

A diferença em relação à recarga estimada, entre os dois anos, foi de aproximadamente

24%. No entanto, para ambos os anos os valores foram maiores que 20% da precipitação.

Não foi possível estimar a distribuição espacial, uma vez que os dados de vazão utilizados se referem a toda a bacia. A estação fluviométrica adotada se encontra no exutório.

5.2 - MODELAGEM NUMÉRICA DO FLUXO SUBTERRÂNEO DA ÁGUA EM MEIO SATURADO

Apresenta-se nesta seção os resultados e discussões referentes à etapa de modelagem numérica na seguinte ordem:

Elementos do modelo conceitual

- Valor numérico e distribuição espacial das propriedades do aquífero (condutividade hidráulica e coeficiente de produtividade específica), estimados a partir da execução de *slug tests* e testes de bombeamento;
- Mapeamento de regiões homogêneas de recarga (condição de contorno);

Elementos do modelo numérico

- Definição da malha de diferenças finitas e implementação das condições de contorno consideradas;
- Primeira calibração (ajuste manual dos parâmetros do aquífero – condutividade hidráulica saturada e coeficiente de produtividade específica, utilizando-se como observações de campo as cargas piezométricas medidas e o escoamento de base no exutório da bacia);
- Primeira verificação (aplicação do modelo com os parâmetros calibrados do aquífero, a um outro conjunto de dados temporais de observações);
- Segunda calibração (aplicação do modelo com K_{sat} e S_y calibrados à estimação, por modelagem inversa via calibração automática, das taxas transientes de recarga para as regiões homogêneas mapeadas).

O detalhamento encontra-se nos tópicos que se seguem.

5.2.1 - Valor numérico e distribuição espacial dos parâmetros/propriedades do aquífero

Na Figura 5.3 encontram-se apresentados os valores estimados de condutividade hidráulica saturada para cada piezômetro (Pz). As profundidades de execução dos testes também são mostradas. O identificador numérico foi atribuído em ordem crescente, da direita para esquerda, direção predominante dos fluxos.

Por questões operacionais, em apenas três locais foi possível a execução do teste de bombeamento. No entanto, comparações entre estimativas obtidas via *slug test* e teste de bombeamento só puderam ser efetuadas para o Poço n° 9, uma vez que, neste caso, a profundidade de execução dos dois ensaios foi a mesma, contemplando o mesmo material aquífero (Tabela 5.2).

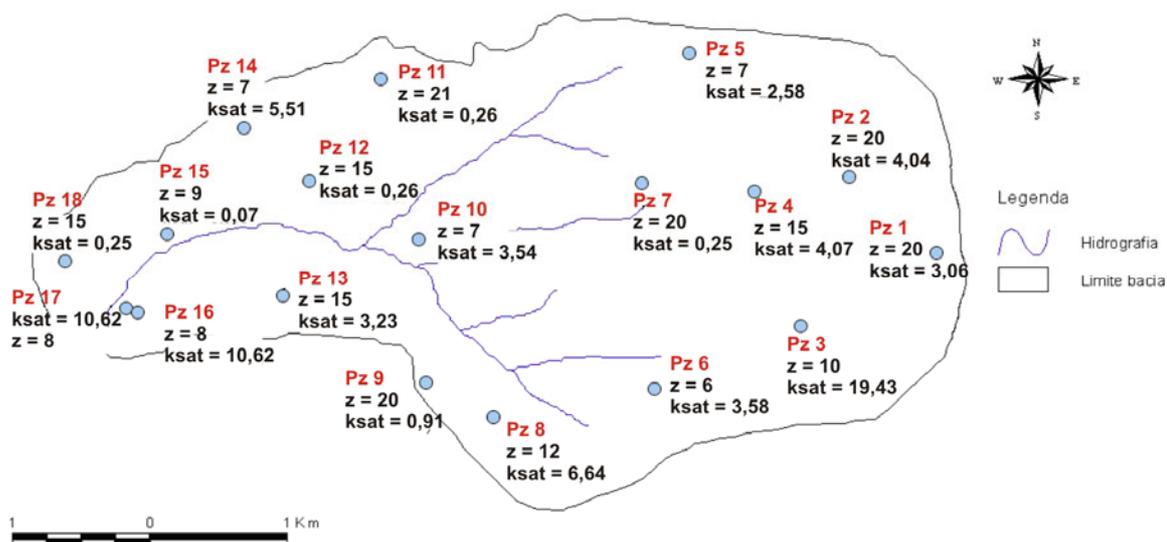


Figura 5.3 – Estimativas pontuais de K_{sat} (m/dia) obtidas via *Slug Test* e profundidade de execução do ensaio, z (m).

Analisando-se sob a ótica do piezômetro 09, para o qual a diferença entre as estimativas obtidas a partir dos dois métodos citados apresentou-se pequena, da ordem de 2% (adotando-se o resultado do teste de bombeamento como referência), os valores de K_{sat} medidos em campo foram considerados aceitáveis, podendo ser utilizados como referência de grandeza durante o processo de calibração.

Tabela 5.2 – Condutividade hidráulica saturada, K_{sat} , estimada via *slug test* “versus” condutividade hidráulica estimada via teste de bombeamento.

Piezômetro	K_{sat} <i>slug test</i> (m/dia)	K_{sat} teste de bombeamento (m/dia)	Profundidade de execução do ensaio (m)		Diferença (%) do resultado “slug test” em relação ao resultado do teste de bombeamento
			<i>slug test</i>	Teste de bombeamento	
09	0,910	0,899	20	20	~ 2
Poço de abastecimento localizado entre 05 e 02	-	4,15	-	8	-
14	5,51	3,24	7	4	Não comparáveis

Quanto ao parâmetro S_y , foram obtidas três estimativas via teste de bombeamento, conforme apresentado na Figura 5.4. A partir dessas estimativas foram também atribuídos os referidos parâmetros para os demais poços, adotando-se os seguintes critérios:

- O S_y estimado no “Poço de Abastecimento” foi considerado válido para todos os poços localizados na formação “*metarritmito arenoso*”;
- O S_y estimado no piezômetro 14 foi considerado válido para todos os poços localizados em *latossolo vermelho* e *vermelho amarelo*;
- O S_y estimado no piezômetro 08 foi considerado válido para todos os poços localizados em *plintossolo* e em substrato “*metarritmito argiloso*”.

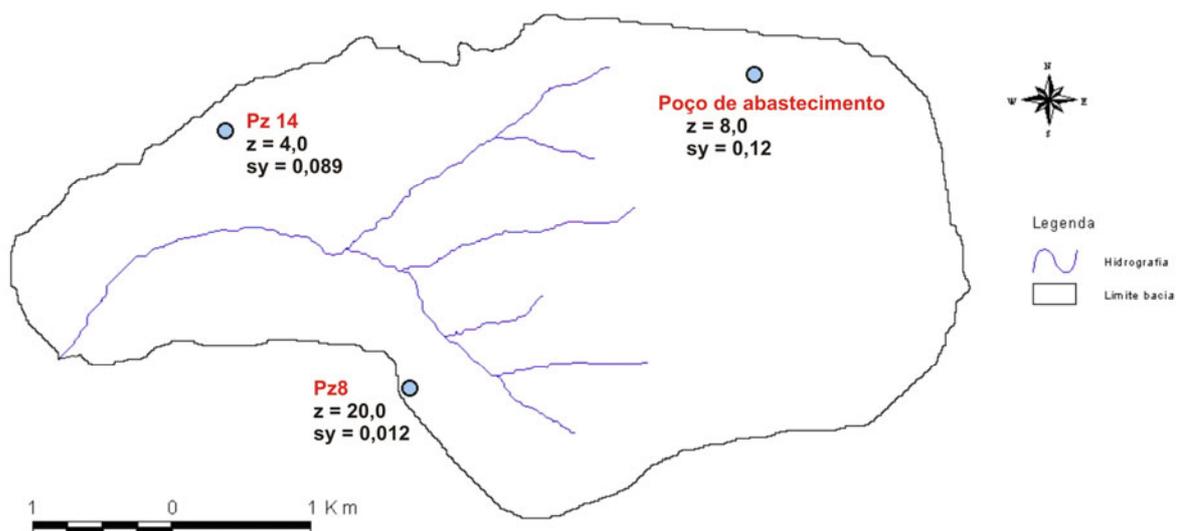


Figura 5.4 - Estimativas de S_y (s/dim.), obtidas em campo via teste de bombeamento.

As classes de solo do tipo *cambissolo* e *gleissolo* não foram contempladas com ensaios para determinação de K_{sat} e S_y . Estimativas dos referidos parâmetros hidrodinâmicos para

tais solos foram extraídas de Lousada, (2005), que realizou testes de infiltração em solos da bacia do rio Jardim, em área de cerrado no Distrito Federal, de características semelhantes às encontradas na área de estudo.

A partir das estimativas pontuais, percebeu-se na bacia a existência de regiões hidrogeológicas distintas, uma vez que valores de mesma grandeza se localizaram, de um modo geral, em áreas de mesmo tipo de solo e/ou substrato geológico. Esta constatação serviu de base à espacialização dos valores pontuais em regiões, compreendendo, verticalmente, o solo e o substrato geológico e, horizontalmente, as classes de solo e tipos de formações/substrato. Foram adotados valores médios para cada região.

Nas figuras 5.5 e 5.6 são apresentados os mapas de distribuição espacial das propriedades do aquífero para as duas camadas do modelo conceitual e numérico (solo e substrato geológico). A Figura 5.7, por sua vez, apresenta uma seção transversal do modelo, na qual se observa o limite vertical sugerido para as duas camadas e as diferentes zonas quanto aos valores dos parâmetros K_{sat} e S_y , representadas em cores.

Tanto o módulo dos parâmetros quanto a sua distribuição espacial consistiram em uma aproximação inicial na construção do modelo conceitual e numérico. Os valores finais foram obtidos por ajuste, na fase de calibração.

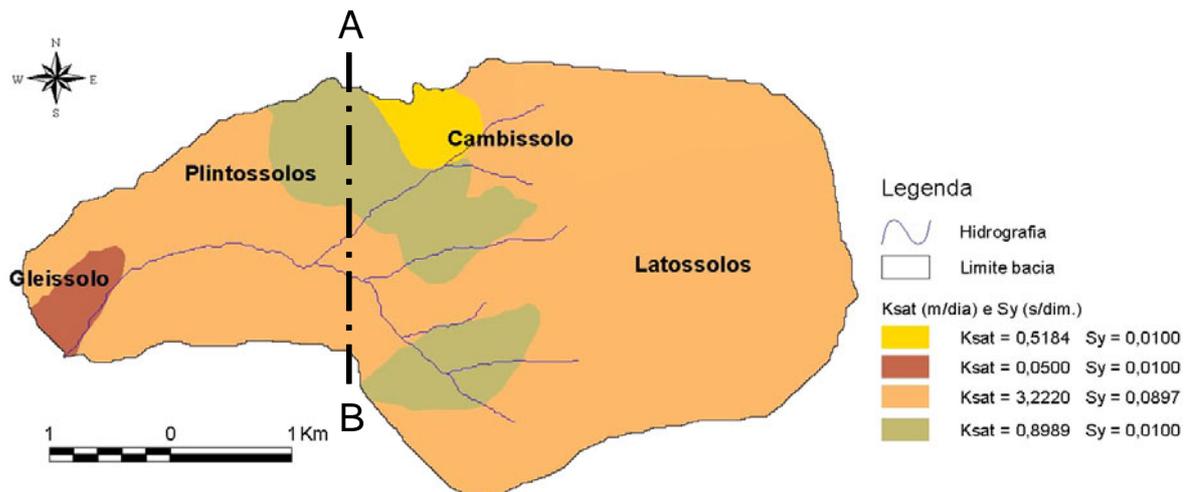


Figura 5.5 – Distribuição espacial de K_{sat} (m/dia) e S_y (adimensional), adotada para o solo residual (1ª camada do modelo conceitual e numérico).

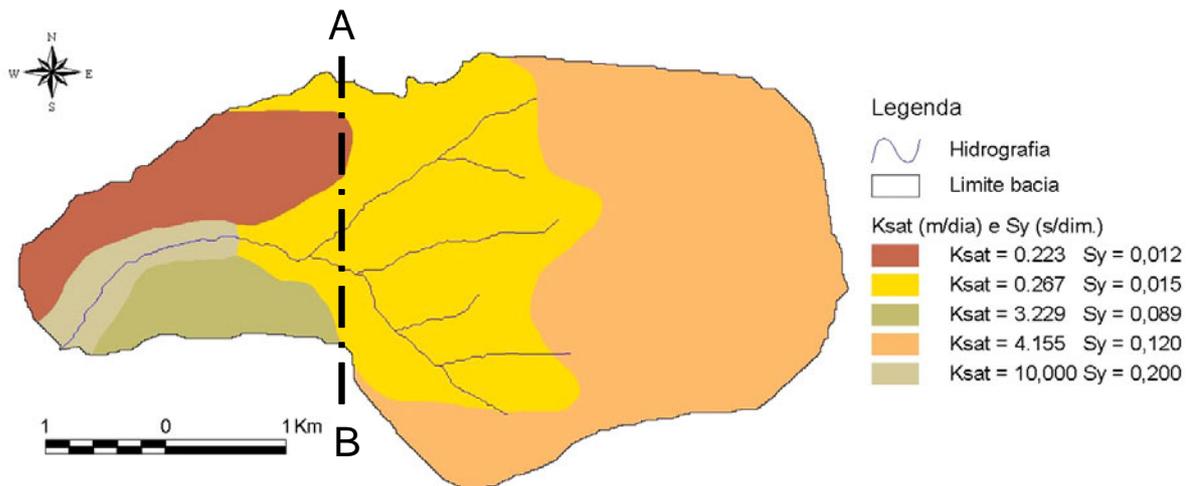


Figura 5.6 – Distribuição espacial de K_{sat} (m/dia) e S_y (adimensional), adotada para o substrato geológico (2ª camada do modelo conceitual e numérico).

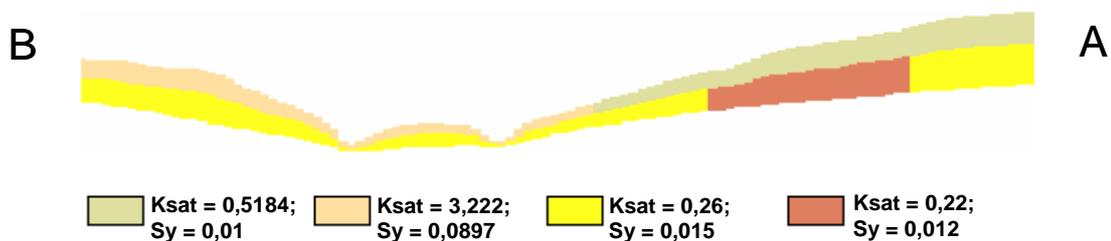


Figura 5.7 – Distribuição vertical das camadas do modelo: K_{sat} (m/dia) e S_y (adimensional).

5.2.2 - Condições de contorno: regiões homogêneas de recarga

O primeiro passo do método proposto para o mapeamento das regiões homogêneas de recarga, consistiu na conversão das escalas naturais dos mapas dos fatores ambientais selecionados, em escalas *fuzzy*. A nova escala de valores varia entre “0” e “1”, indicando um menor e um maior favorecimento à recarga, respectivamente.

Os mapas *Fuzzy* dos fatores considerados relevantes ao processo da recarga de aquíferos freáticos em ambiente de cerrado são apresentados nas figuras 5.8 a 5.13.

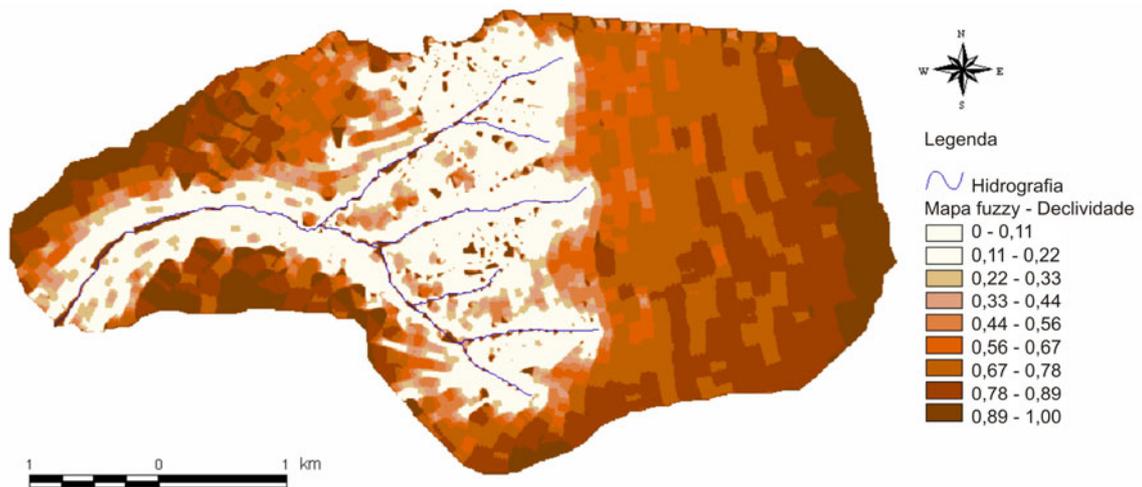


Figura 5.8 – Mapa fuzzy correspondente à declividade do terreno em relação à recarga.

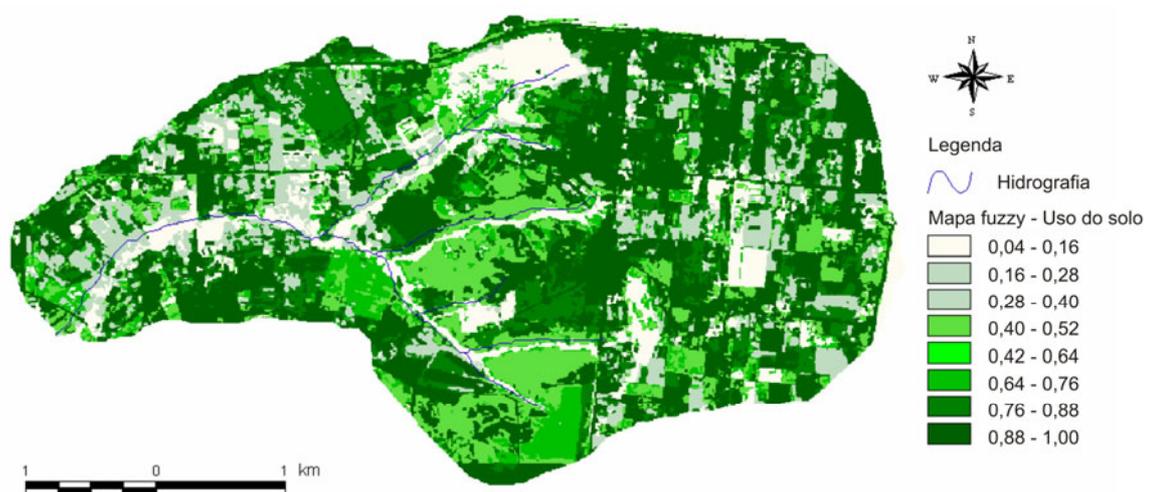


Figura 5.9 – Mapa fuzzy correspondente ao uso e cobertura do solo em relação à recarga.

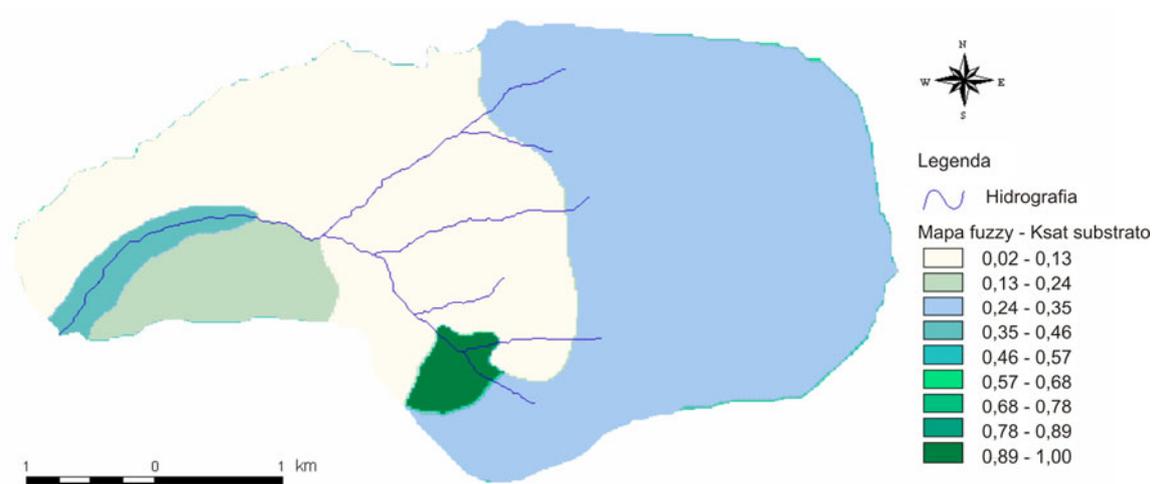


Figura 5.10 – Mapas fuzzy do comportamento hidrodinâmico do aquífero em relação à recarga (K_{sat} e S_y do substrato geológico).

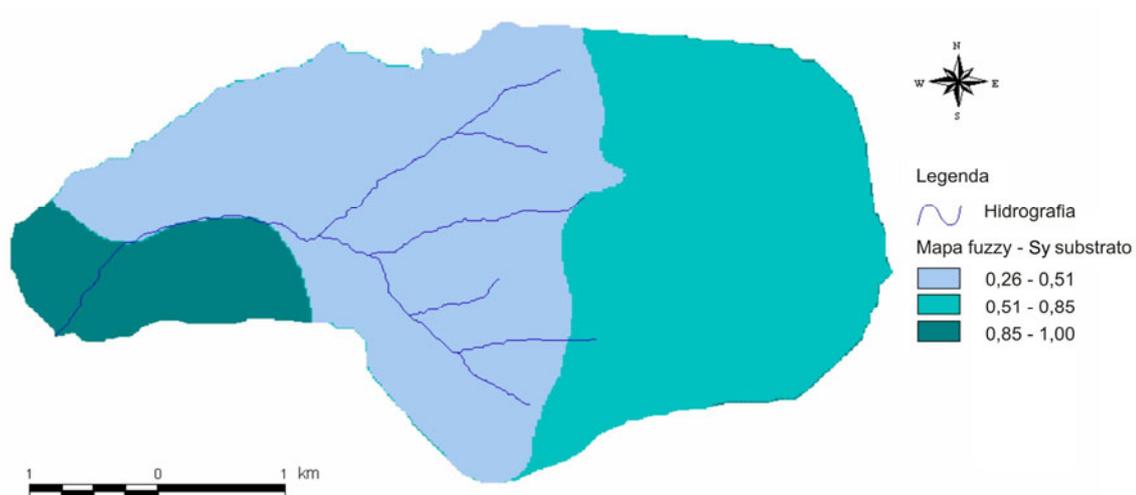


Figura 5.10 – Continuação...

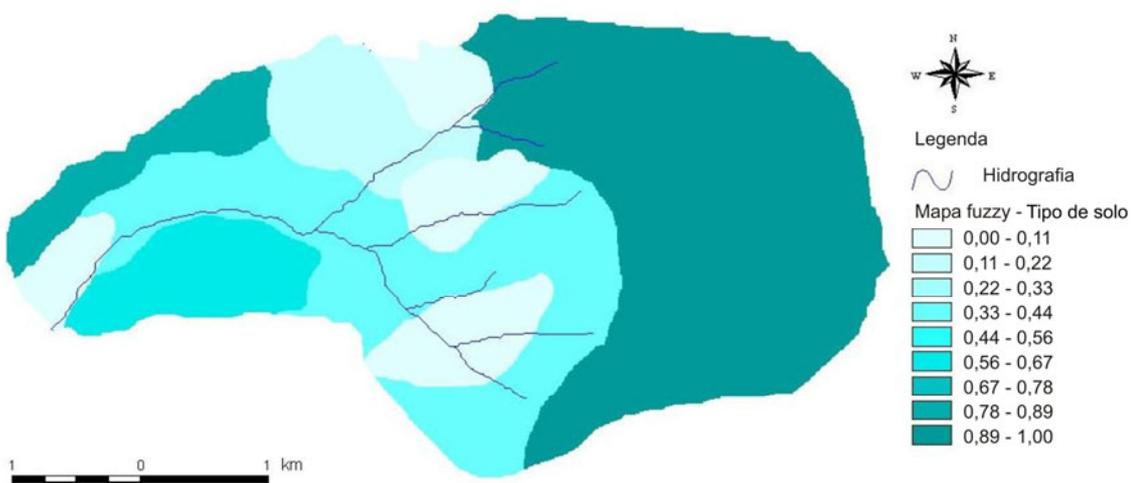


Figura 5.11 – Mapa fuzzy do tipo de solo em relação à recarga.

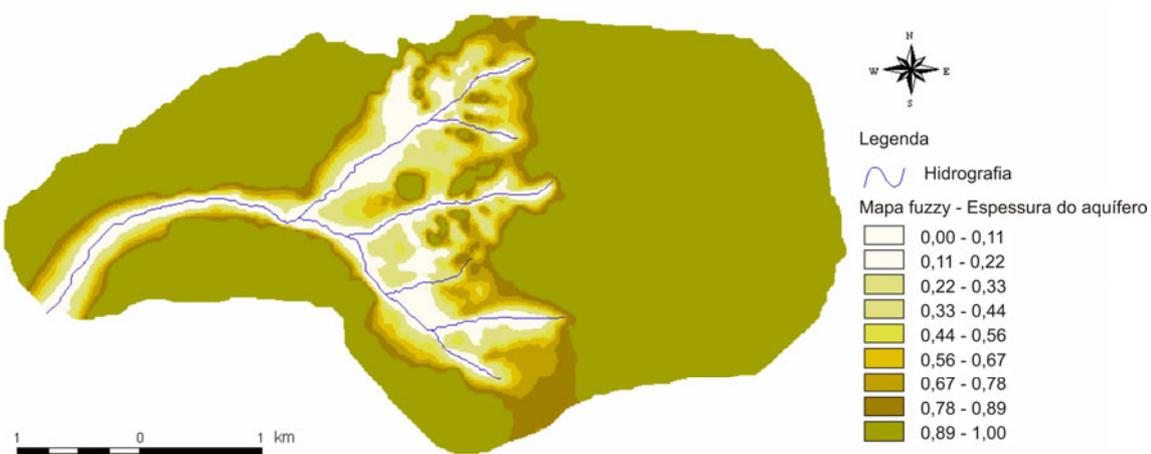


Figura 5.12 – Mapa fuzzy da espessura do aquífero em relação à recarga.



Figura 5.13 – Mapa fuzzy da profundidade do lençol freático em relação à recarga.

Na segunda etapa, os referidos fatores foram comparados “par-a-par”, seguindo a escala padrão do método *AHP*, conforme apresentado em “Material e Métodos”. A matriz de comparação resultante encontra-se apresentada na Tabela 5.3.

Tabela 5.3 – Matriz de comparação entre os fatores considerados relevantes ao processo de recarga de águas subterrâneas.

	Declividade e do terreno	Espessura do aquífero	K_{sat} substrato	Profundidade e freática	Tipo de solo	S_y substrato	Uso e cobertura do solo
Declividade do terreno	1						
Espessura do aquífero	0,3	1					
K_{sat} substrato	1,0	3,0	1				
Profundidade freática	0,3	0,3	0,3	1			
Tipo de solo	1,0	3,0	1,0	3,0	1		
S_y substrato	1,0	3,0	1,0	3,0	1,0	1	
Uso e cobertura do solo	2,0	3,0	0,5	3,0	0,5	0,5	1

Um coeficiente igual a “1” indica igualdade de importância entre o fator da linha e o fator da coluna. Se o coeficiente for menor que “1”, indica uma menor importância do fator da linha em relação ao fator da coluna. Por último, se o coeficiente for maior que “1”, considerou-se o fator da linha como sendo mais relevante que o fator da coluna.

Segundo Silvério (2006), a matriz de comparação deve ser submetida a um índice de consistência, abaixo do qual o resultado não pode ser utilizado. O valor calculado para o

referido índice deve se situar abaixo de 0,10 (o método de cálculo do índice de consistência encontra-se apresentado no Anexo “A”). Como no presente trabalho foi encontrado um valor equivalente a 0,05, a consistência da matriz de comparação foi considerada satisfatória.

Aplicando-se então os coeficientes da matriz de comparação ao algoritmo do método *AHP*, apresentado no Anexo A, foram obtidas as estimativas dos pesos, referentes à importância relativa de cada fator no processo de recarga (Tabela 5.4).

Tabela 5.4 – Importância relativa estimada dos fatores considerados relevantes ao processo de recarga na área de estudo.

Fator	Peso estimado
<i>Ksat</i> substrato	0,19
<i>Sy</i> substrato	0,19
Tipo de solo	0,19
Declividade do terreno	0,16
Uso e cobertura do solo	0,15
Espessura do aquífero	0,07
Profundidade freática	0,05

Os valores da matriz de comparação bem como os pesos estimados, compreenderam hipóteses assumidas ao início do presente trabalho. A comprovação de sua validade foi efetuada a *posteriori*, utilizando-se as taxas simuladas de recarga.

A menor importância relativa conferida aos fatores “*espessura do aquífero*” e “*profundidade freática*” se deveu ao fato de os mesmos apresentaram pouca variabilidade espacial na área de estudo, conforme pode ser observado nos mapas fuzzy referentes a esses fatores. Nesse caso específico, apesar de sua grande importância física no processo de recarga, não foram decisivos à detecção de pequenas variações espaciais. O maior benefício da sua aplicação foi a distinção entre zonas de recarga e de descarga.

Por último, de posse dos mapas *fuzzy* e dos respectivos pesos, efetuou-se o mapeamento da área de estudo quanto à variabilidade espacial do favorecimento à recarga dos aquíferos

freáticos, conforme ilustrado na Figura 5.14.

Como a distribuição espacial gerada apresenta escala contínua, de zero a um (menor e maior favorabilidade à recarga, respectivamente), efetuou-se uma reclassificação do mesmo em nove zonas, dentro das quais o potencial de recarga, em hipótese, apresenta o mesmo valor. Como resultado, gerou-se as regiões homogêneas de recarga, apresentadas no mapa da Figura 5.15.

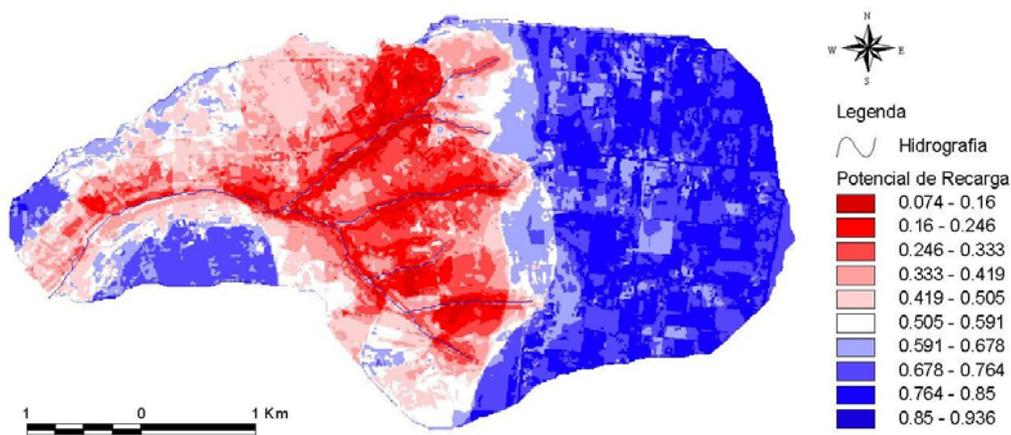


Figura 5.14 – Distribuição espacial da favorabilidade à recarga de águas subterrâneas.

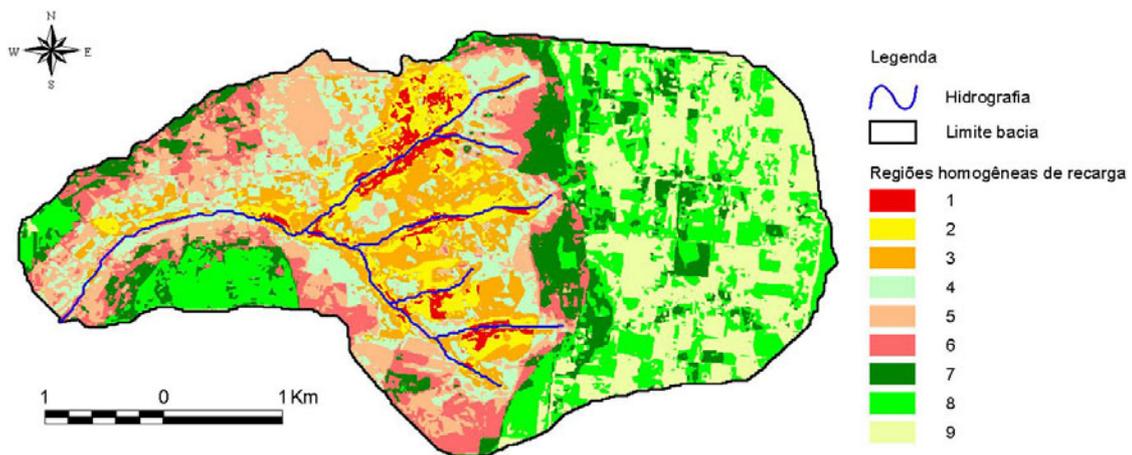


Figura 5.15 – Regiões homogêneas de recarga.

5.2.3 - Implementação do modelo numérico

Após testes preliminares, a resolução espacial da malha de diferenças finitas foi configurada para um tamanho aproximado de célula em 20 metros. A partir de então, todos os parâmetros e condições de contorno espacialmente distribuídos assumiram essa

resolução no modelo numérico.

5.2.4 - Calibração 1

Na etapa referente à primeira calibração, foram ajustados manualmente o valor dos parâmetros K_{sat} e S_y , referentes às propriedades do aquífero, tendo-se como informações de controle as cargas piezométricas medidas e as vazões de base estimadas via separação de escoamentos.

Encontram-se apresentados na Tabela 5.5, os valores pontuais de K_{sat} medidos em campo, o valor médio adotado para a zona (mesma profundidade da estimativa medida), o valor final obtido por calibração manual, e a diferença percentual entre o valor pontual medido e o valor final calibrado. Apenas os valores da segunda camada foram calibrados. Para a primeira camada foram adotados valores médios, baseados nas estimativas de campo.

Tabela 5.5 – Resultado da calibração: condutividade hidráulica saturada, K_{sat} .

Piezômetro	Valor medido em campo (m/dia)	Valor médio atribuído à zona onde se localiza o piezômetro (m/dia)	Valor médio calibrado para a zona (m/dia)	Diferença absoluta (%) entre o valor atribuído à zona e o valor calibrado para a zona
01	3,060	4,15	3,85	8
02	4,040	4,15	3,85	8
03	19,430	4,15	3,85	8
04	4,070	4,15	3,85	8
05	2,580	3,22 (1ª camada)	-	-
06	3,580	3,22 (1ª camada)	-	-
07	0,250	0,25	0,23	9
08	6,640	6,64	12	45
09	0,910	0,91	1,56	42
10	3,540	3,22 (1ª camada)	-	-
11	0,260	0,25	0,23	9
12	0,260	0,25	0,23	9
13	3,230	3,23	2,15	50
14	5,510	3,22 (1ª camada)	-	-
15	0,070	0,25	0,23	9
16	10,620	10,62	5,00	112
17	10,620	10,62	5,00	112
18	0,250	0,25	0,23	9

Em alguns pontos, a diferença percentual entre o valor atribuído e calibrado de K_{sat} apresentou-se alta, superior a 40%. Não se pode definir precisamente a causa de tal diferença, uma vez que os valores atribuídos às zonas têm como base estimativas de K_{sat} obtidas pontualmente. Como a condutividade é um parâmetro que pode apresentar alta variabilidade espacial, a possibilidade de que algumas estimativas pontuais não tenham sido representativas para as suas zonas é real.

No entanto, como a maioria das diferenças apresentou-se baixa, da ordem de 10 %, considerou-se que, para a maior parte da área de estudo, os valores calibrados de K_{sat} representam o real comportamento do aquífero. Esse fato também está relacionado à consistência do modelo conceitual quanto às espessuras estimadas do aquífero, pois um erro grosseiro nesse aspecto afetaria diretamente a transmissividade do meio (*transmissividade = condutividade hidráulica x espessura saturada*).

No caso do S_y , as diferenças entre os valores atribuídos e calibrados para as zonas apresentaram-se baixas, conforme apresentado na Tabela 5.6.

Tabela 5.6 – Resultado da calibração: coeficiente de produtividade específica, S_y .

Zona	Valor médio de S_y atribuído para a zona (adim.)	Valor calibrado de S_y para a zona (adim.)	Diferença percentual absoluta entre o valor atribuído e o valor calibrado (%)
Metarritmito arenoso	0,120	0,130	8
Metarritmito argiloso	0,015	0,010	33
Aluviões holocênicos	0,20 (valor atribuído com base no comportamento da areia média)	0,220	10

Como no caso da condutividade hidráulica, K_{sat} , a pequena quantidade da amostra de valores medidos do S_y (apenas três) prejudicou a interpretação das diferenças entre os valores atribuídos e calibrados. Devido a essa pequena amostragem, os valores de S_y atribuídos às zonas serviram apenas como escala de referência ao processo de calibração. Consequentemente, os valores calibrados foram aceitos.

Por fim, seguem os resultados do desempenho do modelo para os parâmetros, K_{sat} e S_y , calibrados. O gráfico da Figura 5.16 apresenta a distribuição de frequência dos resíduos relativos percentuais, em relação à variação máxima do nível freático (11,80m no

piezômetro 10), para as cargas piezométricas simuladas.

Observa-se que, globalmente, os resíduos apresentaram distribuição relativamente próxima à distribuição normal, com ligeira tendência à subestimação das cargas calculadas, uma vez que dos 114 resíduos analisados, 61 (54%) apresentaram sinal negativo, indicando que nesses casos, o valor calculado foi menor que o valor observado.

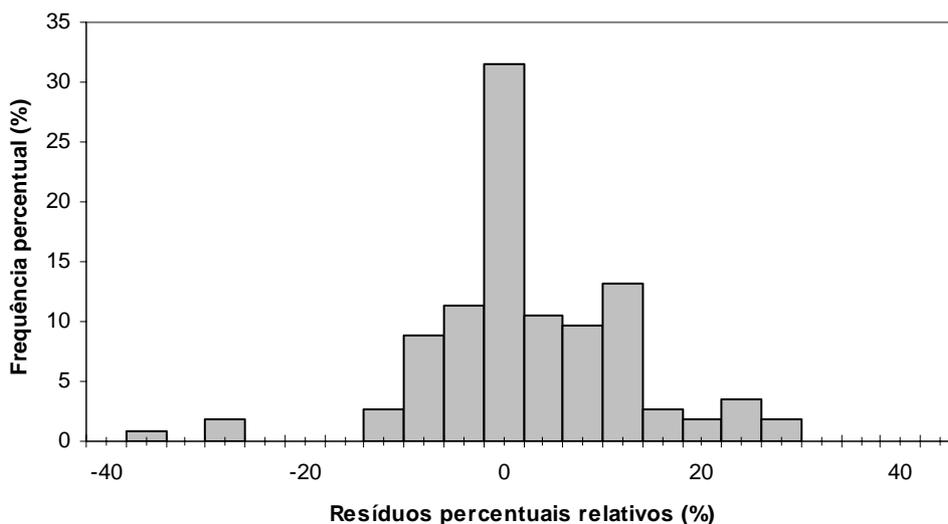


Figura 5.16 – Histograma dos resíduos para as cargas piezométricas simuladas: calibração.

Tal resultado indica um excesso de drenagem, possivelmente explicado pela simplificação em se considerar um valor único de K_{sat} e S_y para a primeira camada do modelo. Na realidade, a condutividade hidráulica de um solo pode sofrer variações com o aumento da profundidade.

De uma maneira geral, o módulo dos resíduos apresentou-se baixo. Conforme se observa na Tabela 5.7, a maior frequência (74% do total) foi de resíduos menores que 10% em relação à variação máxima do nível freático na área de estudos (11,8m), enquanto que apenas 9% apresentaram resíduos maiores que 20% do valor de referência. Os resíduos médio, mínimo e máximo também são apresentados.

O resíduo máximo, de -37,6%, foi observado no piezômetro “11”. No entanto, pouca importância foi conferida ao referido valor, uma vez que o piezômetro em questão apresentou problemas nos valores observados de carga durante o período de calibração (piezômetro sob influência de um pequeno lago à montante).

As séries temporais observadas e simuladas para cada um dos poços de monitoramento são mostradas nas figuras 5.17a e 5.17b. Os valores calculados, para cada piezômetro, do índice de eficiência de Nash-Sutcliffe e do Erro Médio Relativo (E.M.R.) também são apresentados.

Tabela 5.7 – Frequência percentual de resíduos.

Resíduos relativos (%)	Frequência absoluta	Frequência relativa (%)
Menores que 10	85	74
Entre 10 e 20	19	17
Entre 20 e 30	9	8
Maior que 30	1	1
Total	114	100
Resíduo médio (%)		1,0
Resíduo médio absoluto (%)		7,4
Resíduo mínimo absoluto (%)		0,0
Resíduo máximo absoluto (%)		37,6

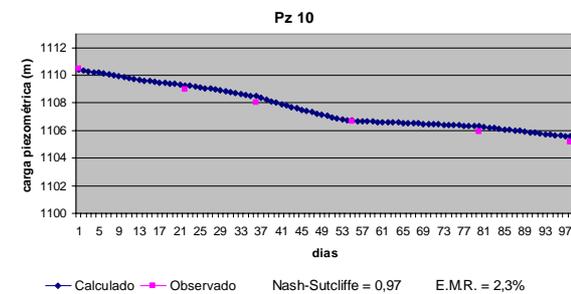
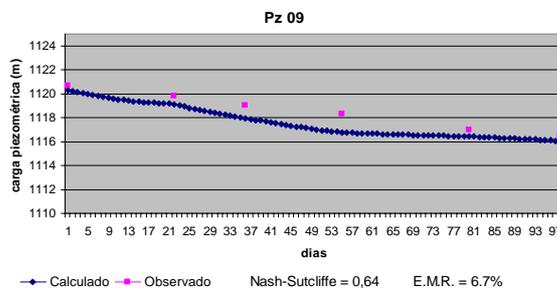
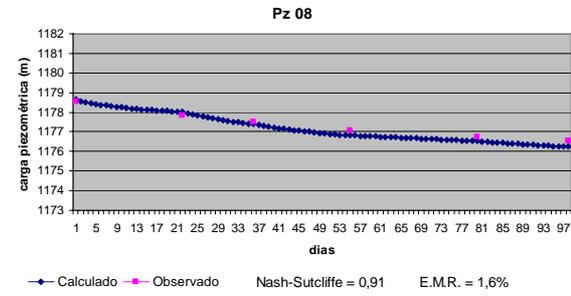
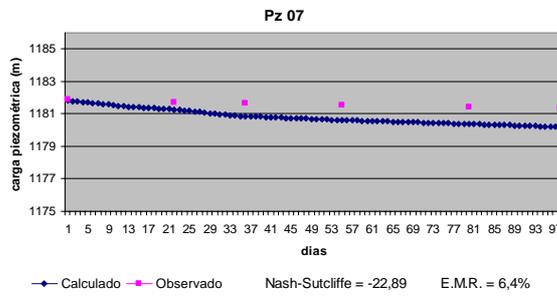
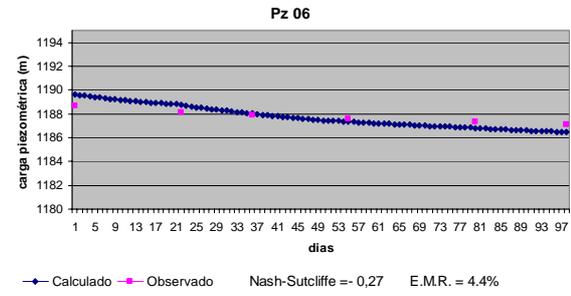
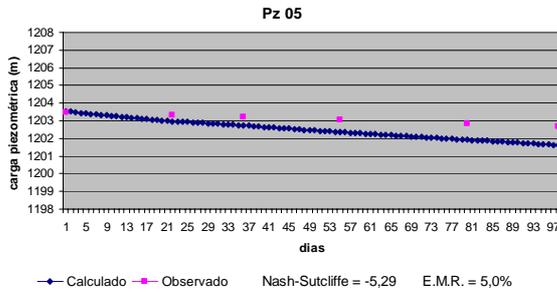
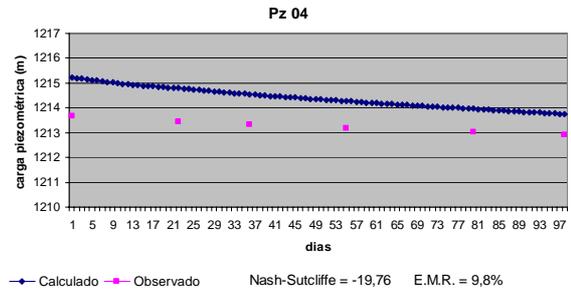
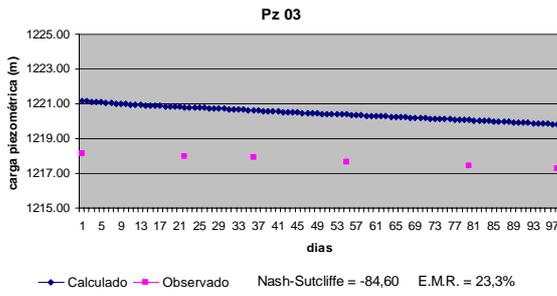
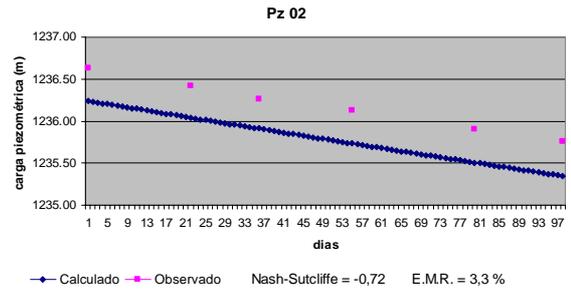
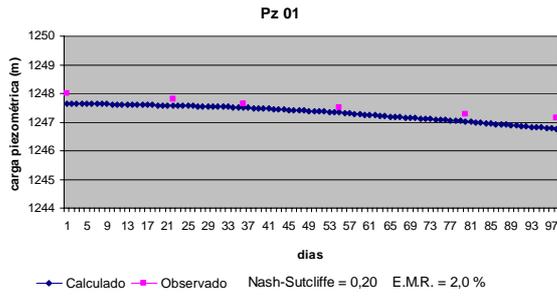


Figura 5.17a – Séries piezométricas observadas e simuladas: calibração 1.

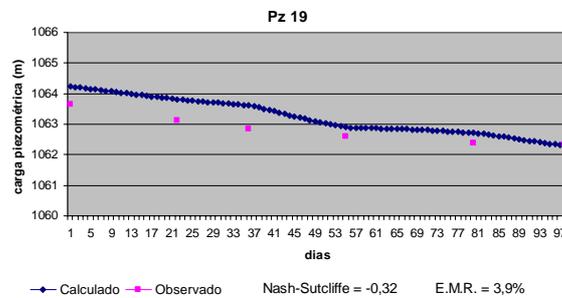
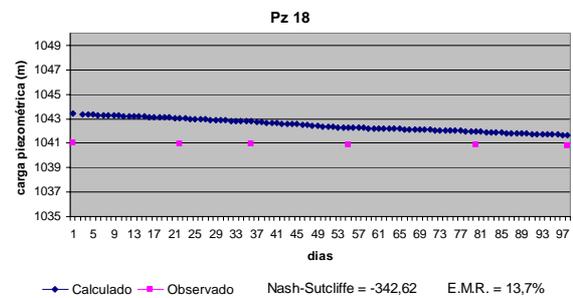
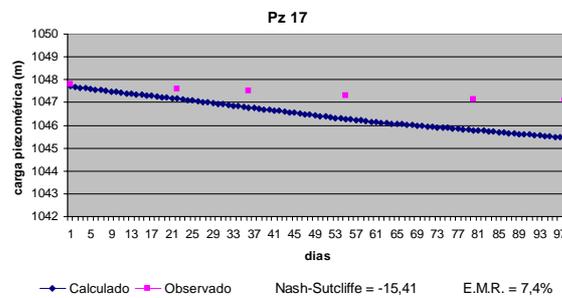
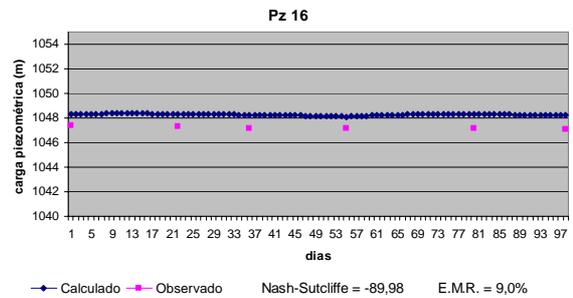
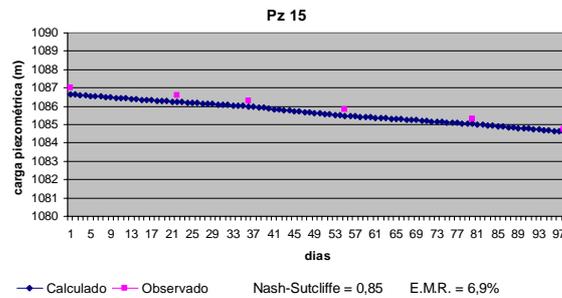
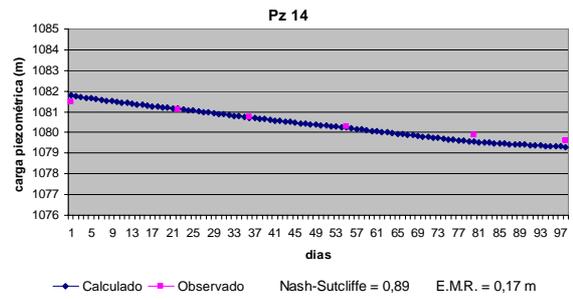
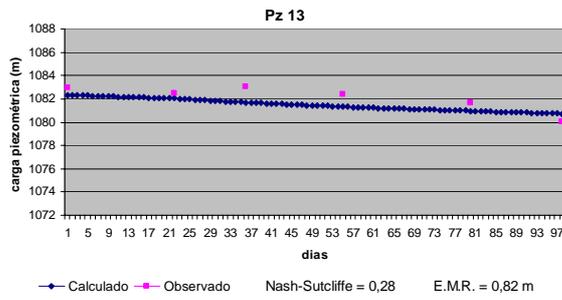
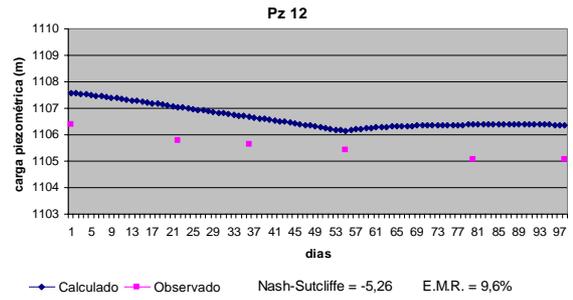
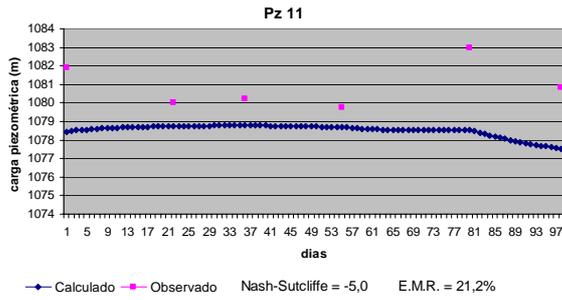


Figura 5.17b – Séries piezométricas observadas e simuladas: calibração 1.

Com relação ao índice de Nash-Sutcliffe, observou-se por meio dos gráficos que somente sete piezômetros apresentaram valores considerados satisfatórios, entre 0 e 1. Tal avaliação não deve ser levada em consideração isoladamente, uma vez que o índice tende a apresentar melhores valores para séries mais longas e quando há maior semelhança entre a forma das curvas simuladas e observadas, mesmo que em termos volumétricos a diferença seja grande. Nos piezômetros 02, 05, 06, 07, 16 e 19, por exemplo, a diferença entre os valores simulados e observados situou-se entre 0% (0m) e 8,5% (1m), em relação à variação máxima do nível freático na área (11,8m no piezômetro 10), exibindo, no entanto, índices negativos.

Sob a ótica do *E.M.R.* o desempenho geral mostrou-se melhor, com 13 piezômetros apresentando valores menores que 10%.

Para os piezômetros “05”, “07” e “17”, a comparação entre as séries observadas e simuladas caracterizou um excesso de drenagem, uma vez que a taxa de rebaixamento das cargas piezométricas simuladas é maior que a das taxas observadas. No caso dos piezômetros “05” e “07”, uma possível explicação se baseia no fato de que ambos estão localizados próximos ao divisor de águas. Desse modo, há possibilidade de ocorrência de aportes de fluxos advindos de parte da bacia vizinha. Quanto ao “17”, os valores de condutância hidráulica atribuídos ao trecho de hidrografia vizinho, ou a condutividade hidráulica do local, pode estar superdimensionada.

Nos poços “03” e “04” observou-se os maiores valores de erro médio relativo. No entanto, o comportamento das curvas simuladas e observadas é o mesmo, indicando que o valor calibrado dos parâmetros (K_{sat} e S_y) associados à drenagem são adequados para o local. O único caso que permaneceu sem explicação ocorreu no piezômetro 12, onde o modelo apresentou acúmulo de fluxos. Mesmo com a implementação de períodos de aquecimento o problema não foi resolvido, levando a crer que se trata de um problema relacionado ao delineamento conceitual do modelo no local. Não foi possível se obter melhor solução.

Espacialmente, os resíduos se distribuem conforme representado na Figura 5.18.

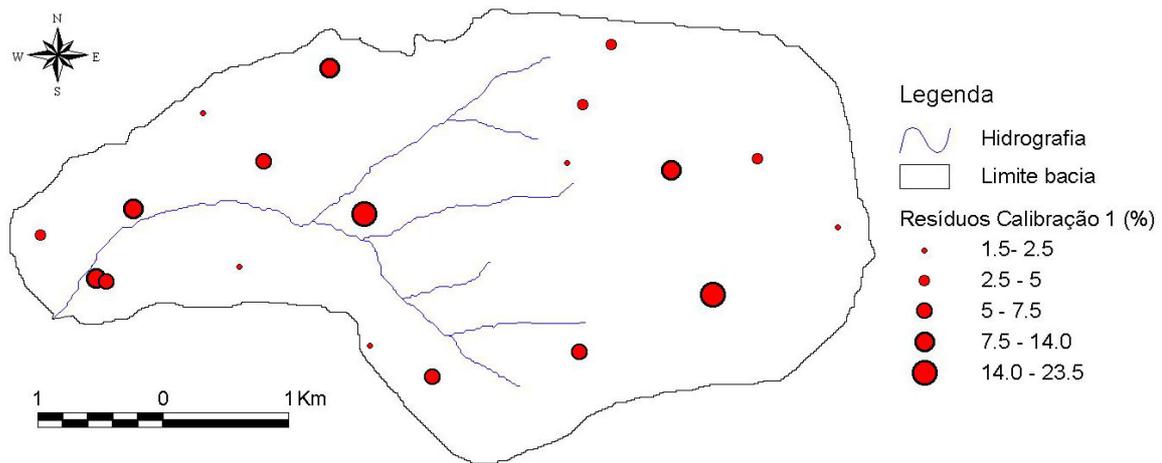


Figura 5.18 – Distribuição espacial dos resíduos médios relativos: calibração.

Os maiores valores encontram-se localizados próximos aos cursos d'água e em regiões de fronteira entre zonas hidrogeológicas da segunda camada do modelo.

A validade da calibração também depende da consistência dos fluxos de base simulados pelo modelo. Deste modo, apresenta-se na Figura 5.19, os valores de escoamento de base simulados e observados, bem como o índice de eficiência de Nash-Sutcliffe, o erro médio absoluto e o erro médio absoluto percentual.

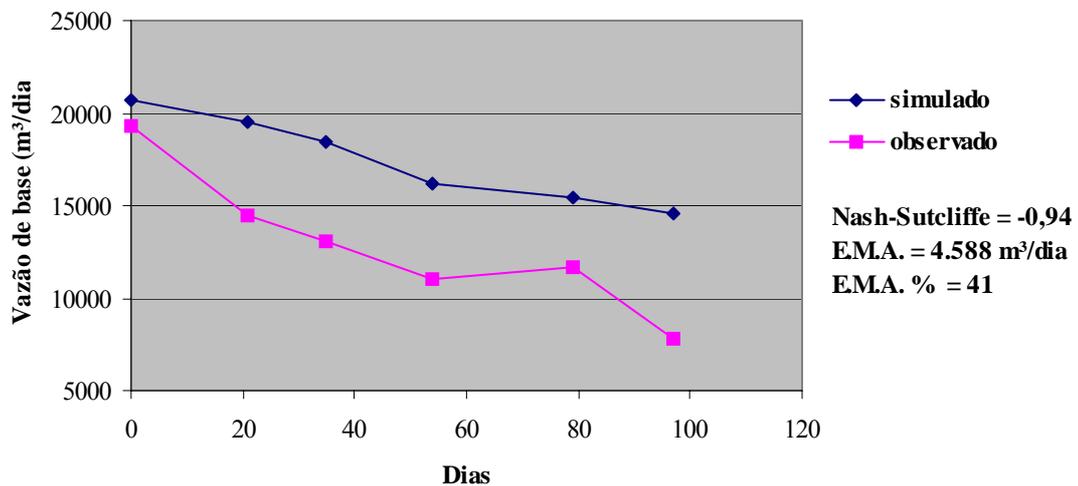


Figura 5.19 – Descarga de base: observada x simulada (calibração)

O índice de eficiência de Nash-Sutcliffe calculado não foi satisfatório. Entre o segundo e o quinto ponto a diferença entre as vazões simuladas e observadas permaneceu aproximadamente constante, da ordem de 5.000 m³/dia, diminuindo no quinto ponto e

umentando em cerca de 100% no último ponto. O erro percentual médio foi da ordem de 41%, do simulado em relação ao observado, valor considerado alto, segundo Wu *et al* (2006) e, portanto, fora da zona considerada razoável, entre 10 e 30%.

Não se conseguiu atingir melhores resultados que os apresentados, motivo pelo qual a calibração foi aceita e passou-se à etapa seguinte (verificação), utilizando-se os parâmetros calibrados (*Ksat* e *Sy*).

Quanto à análise de sensibilidade, foi avaliado o grau de importância dos parâmetros *Ksat* e *Sy*. Aplicando-se uma variação aos referidos parâmetros, de 10% em relação ao valor original, verificou-se que a condutividade hidráulica saturada ocasiona um maior impacto na resposta do modelo, alterando os valores de recarga simulada em 18%, em relação à estimativa obtida com os valores originais de *Ksat*. No caso do *Sy*, os valores de recarga sofreram uma alteração de 12%. As diferenças de impacto observadas não são o bastante para se atribuir uma maior importância relativa a um determinado parâmetro, dado que as escalas de grandeza são relativamente próximas.

5.2.5 - Verificação da “Calibração 1”

O modelo calibrado foi submetido à verificação, utilizando dados referentes aos meses entre julho e setembro de 2009. Inicialmente, observou-se que o desempenho e os problemas apresentados na etapa anterior se repetiram. Relaxando-se então a hipótese da não entrada de água em época de estiagem, assumida na etapa de calibração, os resultados melhoraram significativamente, indicando que: ou os valores dos parâmetros *Ksat* e *Sy* ainda necessitam de ajustes; ou o delineamento conceitual necessita de ajustes; ou há realmente entrada de água vinda de outras fontes além da precipitação, consideração razoável para as regiões localizadas próximas ao divisor de águas. Como as entradas simuladas de água via recarga em época de estiagem foram pequenas em relação ao volume total, aceitou-se o modelo conceitual testado, bem como os valores calibrados dos parâmetros *Ksat* e *Sy*.

O histograma com a distribuição de frequência dos resíduos das cargas piezométricas é apresentado na Figura 5.20. Semelhantemente à calibração, os resíduos apresentaram distribuição próxima à normal. No entanto, observou-se uma maior tendência à

superestimação das cargas calculadas (calculado > observado), visto que a maioria dos resíduos foi maior que zero.

O melhor desempenho do modelo nessa etapa em relação à calibração pode ser verificado por meio da análise global dos resíduos, do índice de Nash-Sutcliffe e do erro médio absoluto individual, apresentados na Tabela 5.8 e nas figuras 5.21a e 5.21b.

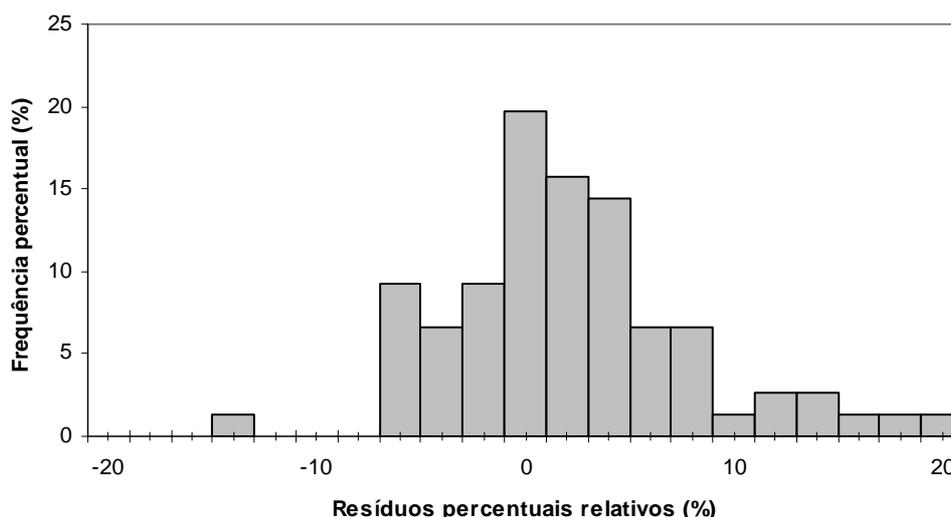


Figura 5.20 – Histograma dos resíduos para as cargas piezométricas simuladas: verificação da “Calibração 1”.

Tabela 5.8 – Desempenho geral do modelo: verificação.

Resíduos relativos (%)	Frequência absoluta	Frequência relativa (%)
Menores que 10	68	89
Entre 10 e 20	8	11
Entre 20 e 30	0	0
Maior que 30	0	0
Total	76	100
Resíduo médio (%)		1,0
Resíduo médio absoluto (%)		4,0
Resíduo mínimo absoluto (%)		0,0
Resíduo máximo absoluto (%)		18,0

Um número maior de resíduos (89%) foi menor que 10% em relação à variação máxima de nível do aquífero na área de estudos (11,8 no piezômetro “10”), assim como os valores médios e máximos absolutos situaram-se abaixo dos calculados na etapa anterior (Tabela 5.6). No caso do índice de Nash-Sutcliffe, dos 19 valores calculados a partir dos dados de

cada piezômetro, 13 apresentaram-se na faixa considerada razoável, entre 0% e 10%. Quanto ao *E.M.R.*, apenas os piezômetros 15 e 18 exibiram valor acima de 10%.

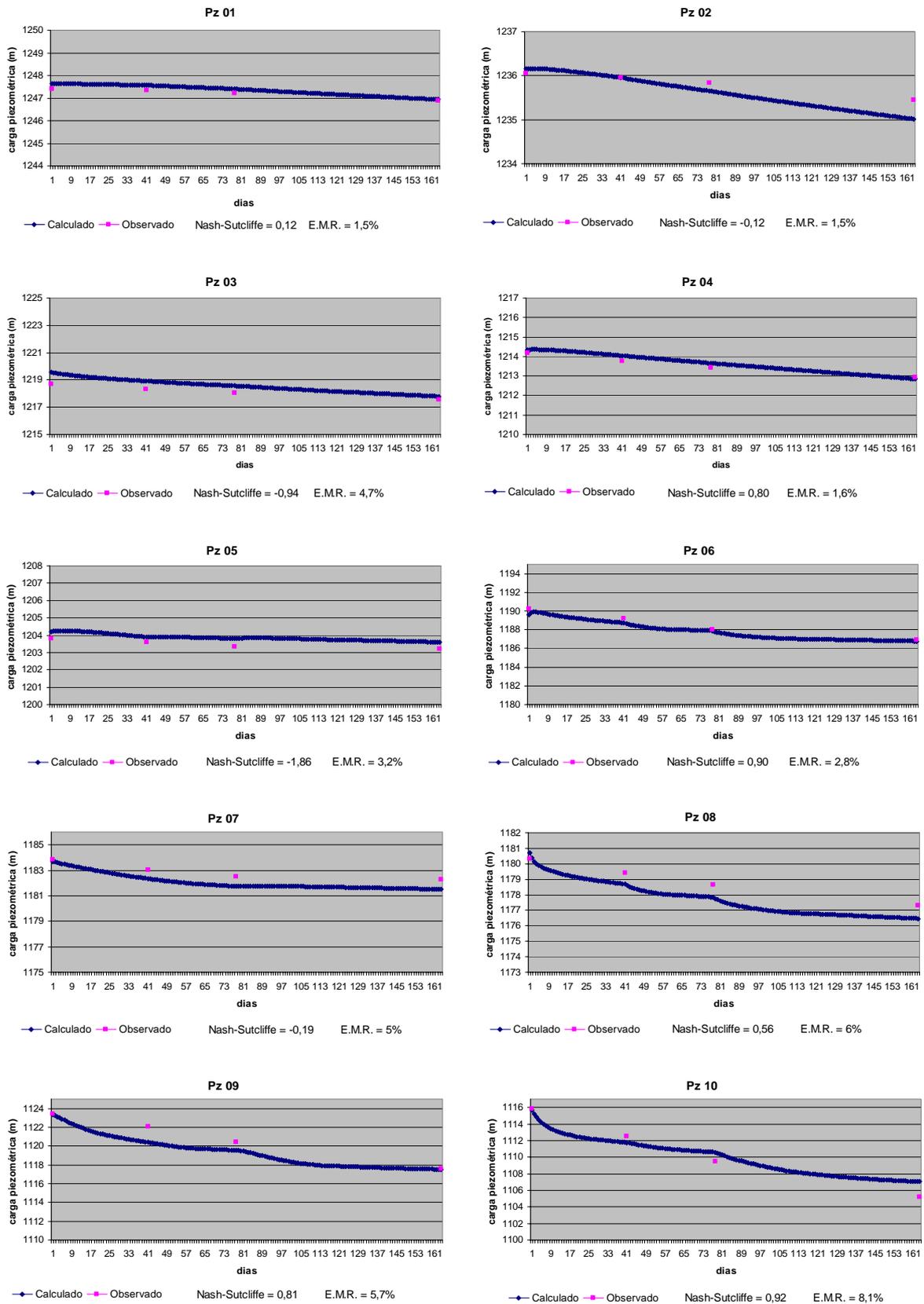


Figura 5.21a - Séries piezométricas observadas e simuladas: Verificação da calibração 1.

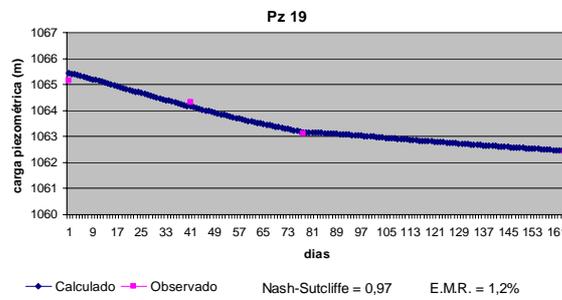
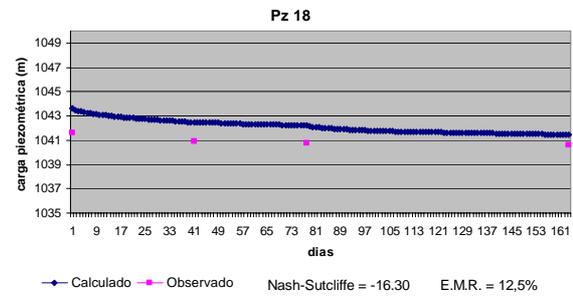
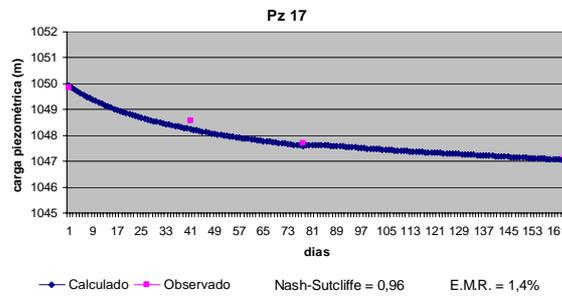
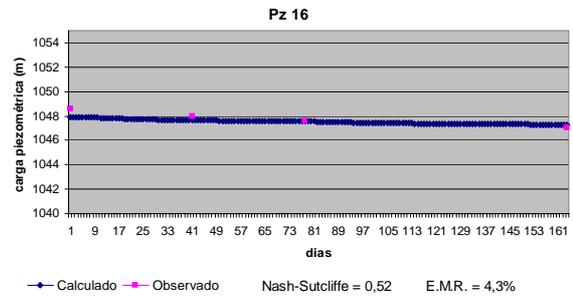
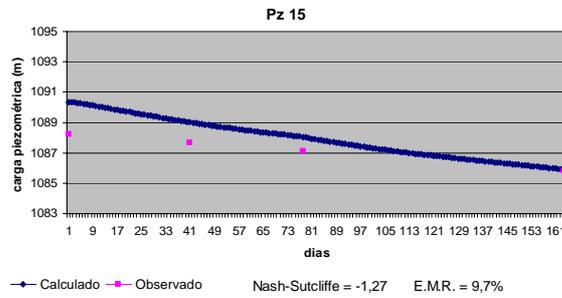
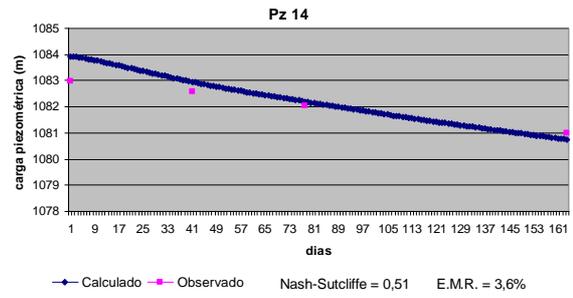
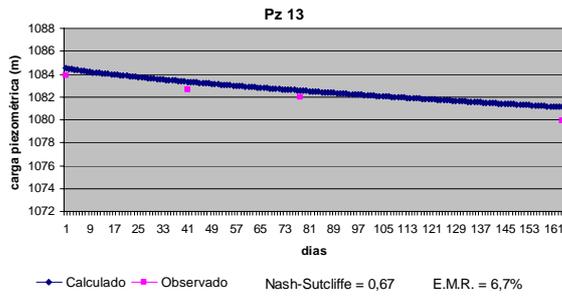
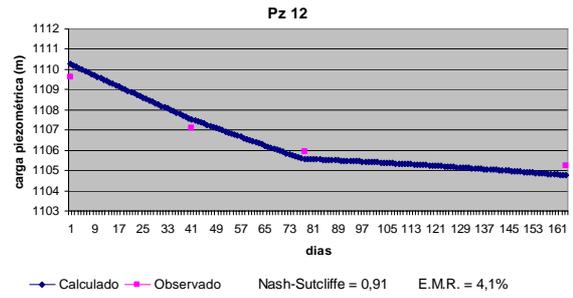
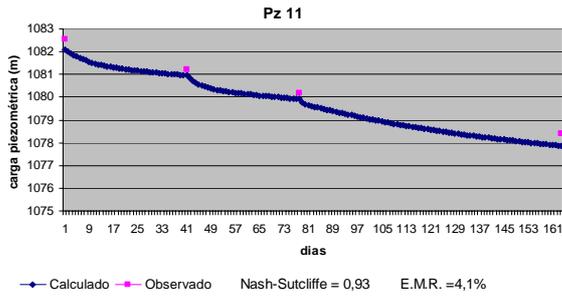


Figura 5.21b - Séries piezométricas observadas e simuladas: Verificação da calibração 1.

A distribuição espacial dos resíduos encontra-se apresentada na Figura 5.22, mostrando que regiões próximas aos rios e ao divisor de águas ainda permanecem problemáticas.

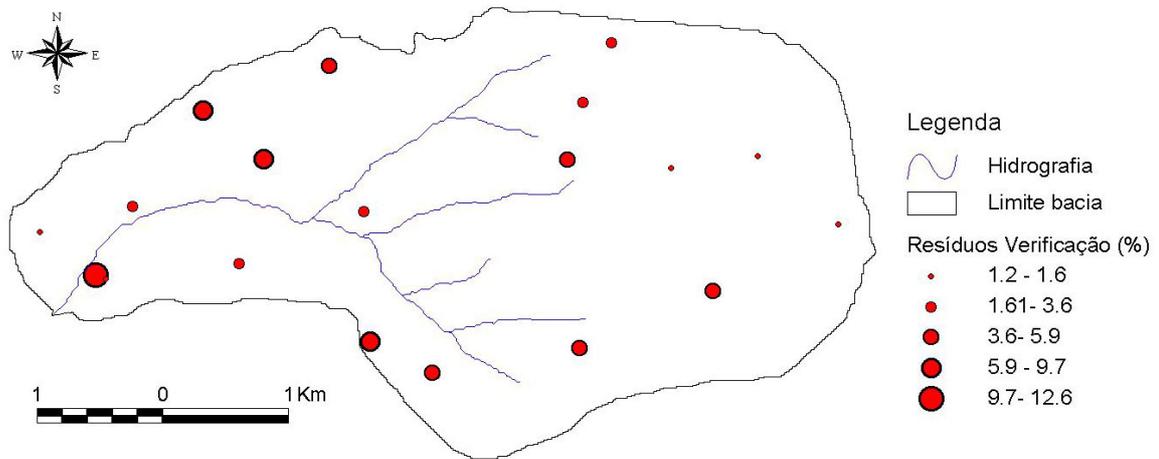


Figura 5.22 – Distribuição espacial dos resíduos médios relativos: etapa verificação.

No que se refere à vazão de base simulada, tomando-se como referência o Erro Médio Absoluto Percentual, da ordem de 39% (Figura 5.23), o desempenho foi considerado semelhante em relação ao exibido na etapa de calibração 1, de 41%. No entanto, analisando-se o índice de Nash-Sutcliffe, houve uma piora do desempenho, conforme apresentado na Figura 5.23.

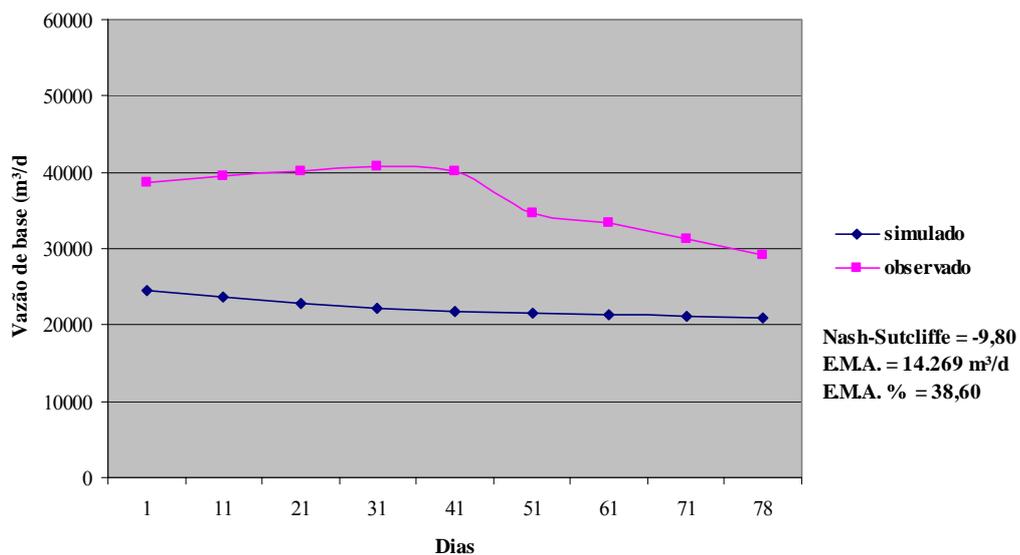


Figura 5.23 – Descarga de base: observada x simulada (verificação).

Comparando-se os padrões exibidos pelas curvas simuladas e observadas, percebe-se maiores oscilações da segunda em relação à primeira, indicando que o aquífero real

responde mais rapidamente às “perturbações” ocasionadas pelo meio externo, como a recarga, por exemplo, que o modelo proposto. Fato semelhante ocorreu na etapa de Calibração 1.

Buscando-se uma explicação para o problema anteriormente citado, foram destacados como prováveis causas os valores numéricos assumidos pelos parâmetros “condutância hidráulica dos cursos d’água”, K_{sat} e S_y .

Ao se alterar os valores de condutância, observou-se que a curva das vazões de base simuladas deslocou-se uniformemente, sem alterações na sua forma. Quanto aos parâmetros K_{sat} e S_y , é necessário lembrar que foram observadas diferenças consideráveis entre algumas estimativas pontuais (obtidas via *slug test* e teste de bombeamento) e o valor final adotado/calibrado para a região (tabelas 5.5 e 5.6 do item 5.2.4.). Esse fato conduz à afirmação de que há, na área de estudo, uma maior variabilidade espacial de materiais aquíferos em relação ao que foi considerado no modelo.

Maiores valores de K_{sat} e/ou S_y aumentaram a sensibilidade do aquífero às condições de contorno, mas não se conseguiu uma solução que contemplasse adequadamente às duas observações de campo utilizadas como referência (cargas piezométricas e vazões de base). Além disso, não há dados de campo, para a área, que permitam a definição precisa das profundidades assumidas pela primeira camada do modelo, que por apresentar, em média, maiores valores de K_{sat} e S_y , poderia ser a causa de uma menor ou maior rapidez na interação entre o aquífero e os cursos d’água. Apesar de ficar evidente a necessidade de ajustes de um modo geral, não se conseguiu melhores resultados, motivo pelo qual o modelo calibrado foi, mesmo assim, utilizado para a estimação das taxas de recarga das regiões homogêneas previamente mapeadas. .

5.2.6 - Calibração 2 – modelagem inversa

Nesta etapa, a calibração aceita e verificada para o modelo numérico foi utilizada na simulação, por calibração automática, das taxas e da distribuição espacial da recarga ocorrida no período chuvoso entre setembro de 2008 e agosto de 2009. Indiretamente, colocou-se também à prova a validade geral da calibração, uma vez que somente agora o aquífero é simulado considerando-se a estação chuvosa.

Os resíduos apresentaram distribuição próxima à Normal, com tendência à superestimação das cargas, conforme ilustrado na Figura 5.24.

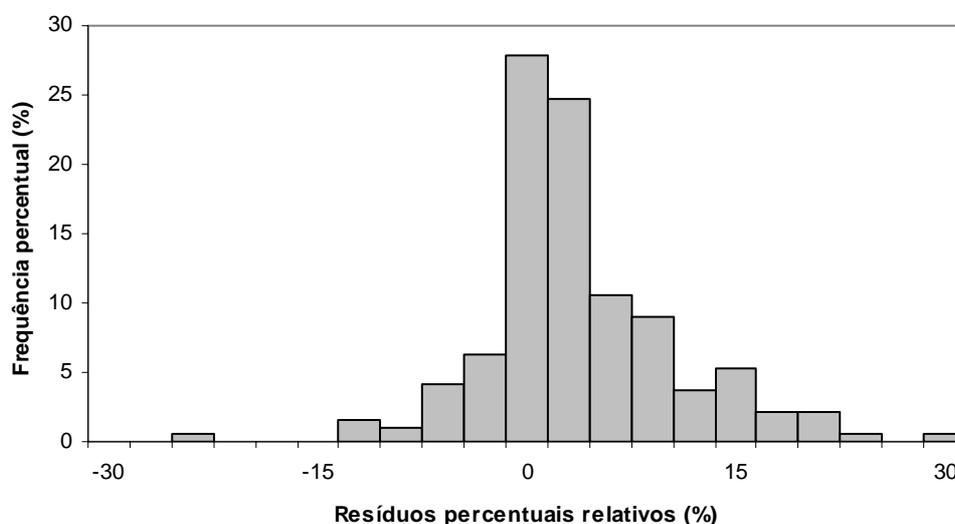


Figura 5.24 - Histograma dos resíduos: Calibração 2.

A maior parte dos resíduos (84%) foi menor que 10%, em relação à variação máxima observada para o nível freático na área de estudo (11,8m no piezômetro “10”), com média e média absoluta iguais a 2,0% e 5%, respectivamente, como apresentado na Tabela 5.9. No entanto, é importante destacar que esse melhor desempenho em relação às etapas anteriores se deve ao fato de que, ao se calibrar o modelo por meio das taxas de recarga, mascara-se os erros conceituais e dos parâmetros K_{sat} e S_y , uma vez que agora considera-se a recarga como o responsável pelas alterações de estado do sistema aquífero. Essa mesma consideração é válida ao se analisar as curvas de vazões simuladas “versus” observadas e os valores calculados do índice de Nash-Sutcliffe (figuras 5.25a e 5.25b).

Tabela 5.9 – Desempenho geral do modelo: verificação.

Resíduos relativos (%)	Frequência absoluta	Frequência relativa (%)
Menores que 10	159	84
Entre 10 e 20	25	13
Entre 20 e 30	6	3
Maior que 30	0	0
Total	190	100
Resíduo médio (%)		2,0
Resíduo médio absoluto (%)		5,0
Resíduo mínimo absoluto (%)		0,0
Resíduo máximo absoluto (%)		30,0

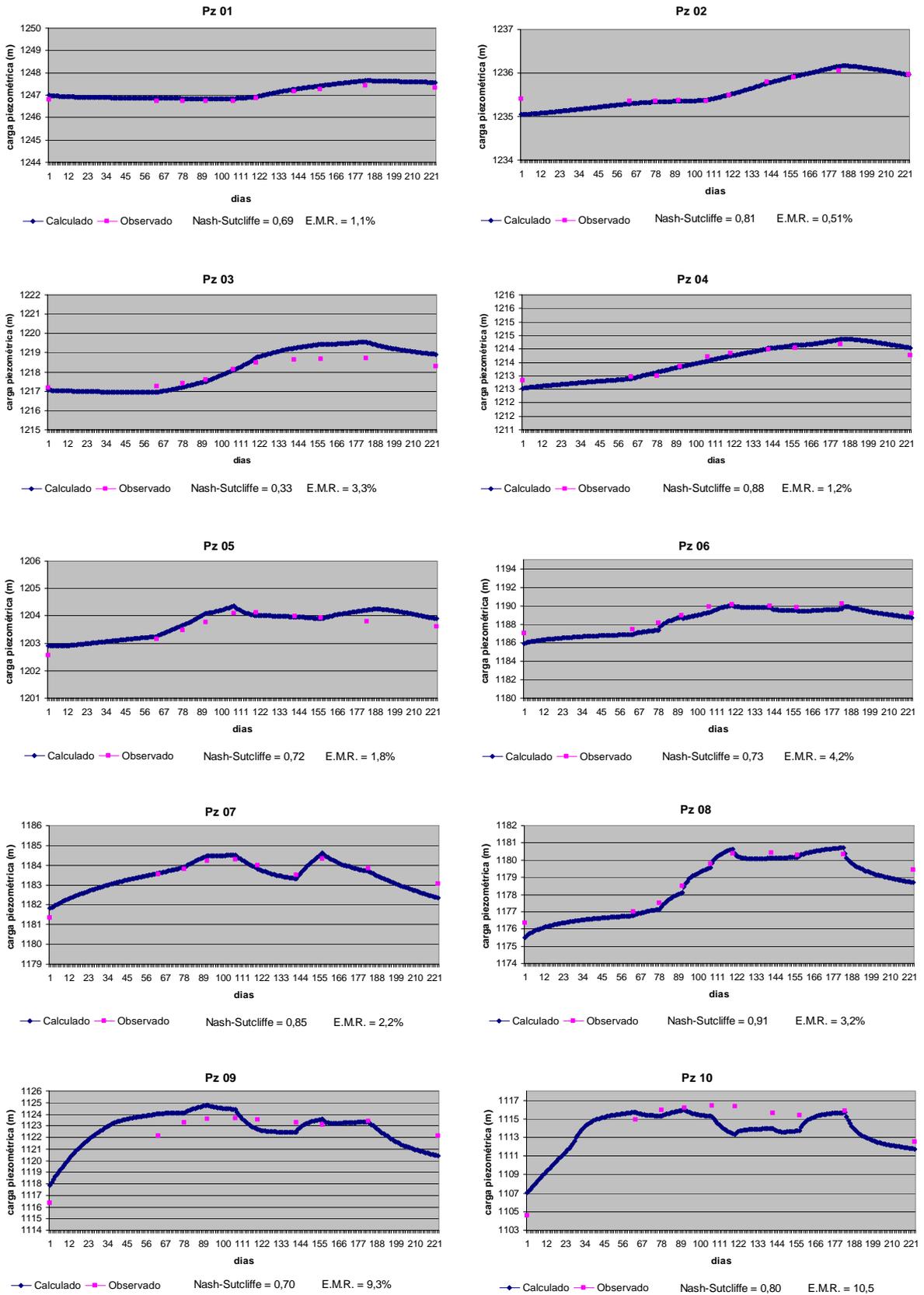


Figura 5.25a - Séries piezométricas observadas e simuladas: calibração 2.

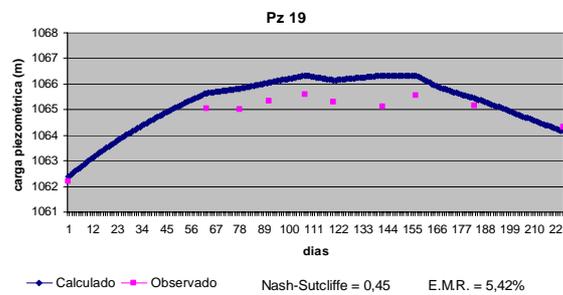
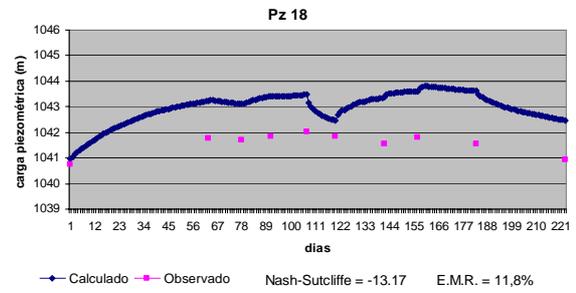
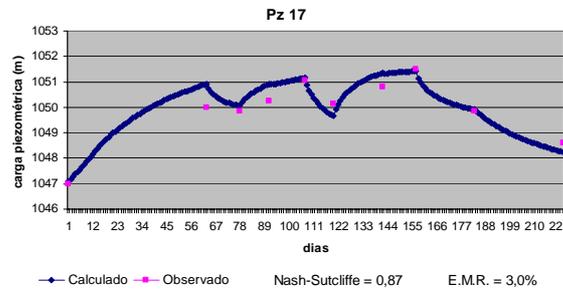
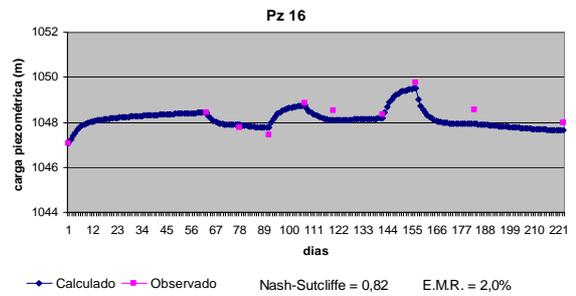
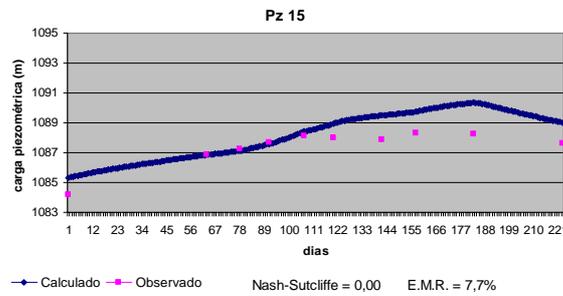
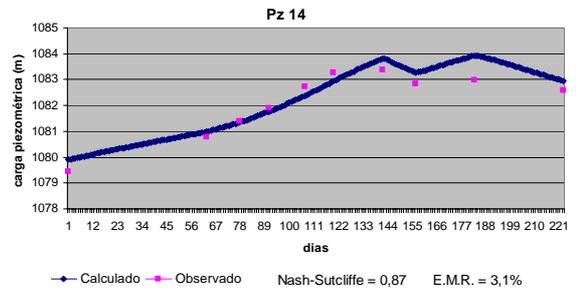
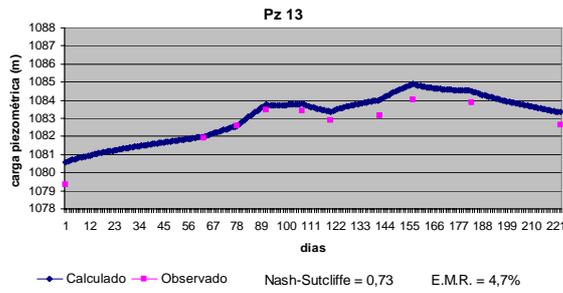
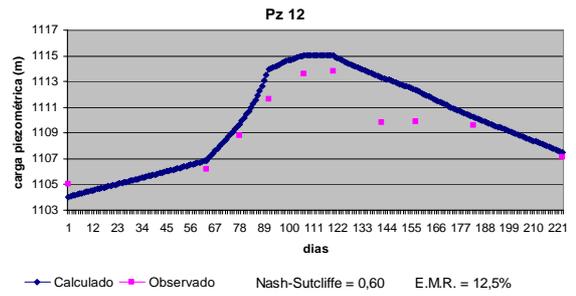
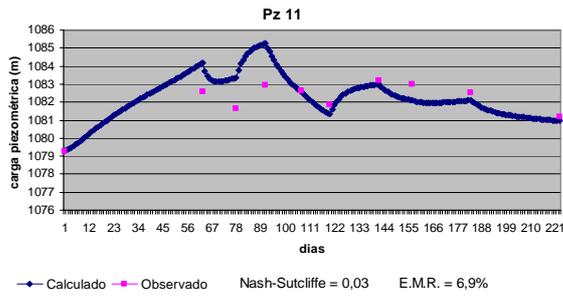


Figura 5.25b - Séries piezométricas observadas e simuladas: calibração 2.

A exceção do piezômetro 18, todos apresentaram valores satisfatórios de *Nash-Sutcliffe*. No entanto, não se pode afirmar que tal desempenho corresponda a uma estimativa confiável da recarga. Em alguns casos, por exemplo, o valor calculado da recarga compensou os erros advindos da calibração, como no piezômetro 12, local cujo acúmulo de água foi “compensado” a partir de taxas baixas de recarga estimada, não condizentes com o potencial da área, expresso pelo índice de favorabilidade à recarga (Figura 5.14, do item 5.2.2.)

De um modo geral, os valores dos resíduos médios absolutos diminuíram, devido à compensação dos erros da calibração pelo valor estimado da recarga, conforme se observa na Figura 5.26.

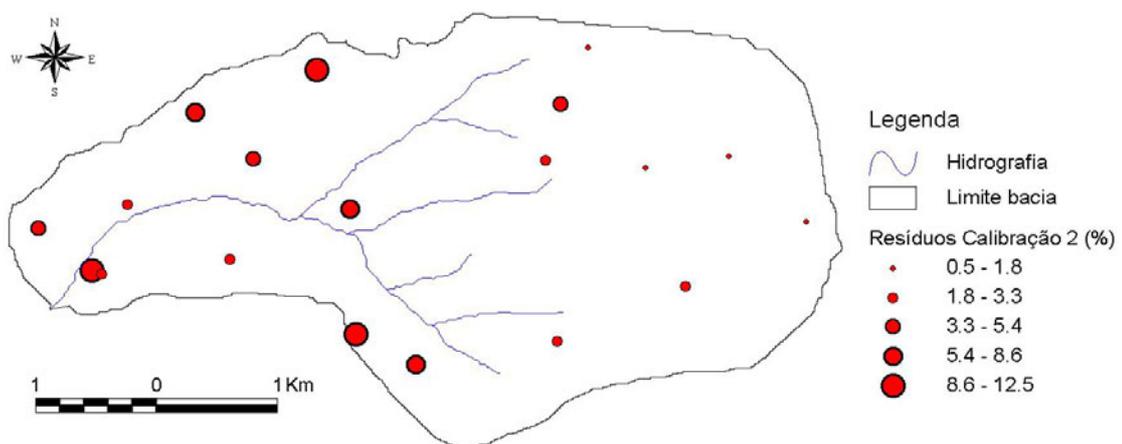


Figura 5.26 – Distribuição espacial dos resíduos médios absolutos: Calibração 2.

No que se refere à descarga de base simulada (Figura 5.27.), ficou evidente a diferença entre o padrão real e o padrão simulado da interação aquífero-rio, semelhantemente ao ocorrido nas etapas anteriores.

Até um determinado instante de tempo, os valores simulados superam os valores medidos. Mesmo adotando-se períodos de aquecimento o problema persistiu, indicando não se tratar de influência das condições iniciais de partida da modelagem. Depois disso, os valores simulados são menores que os observados, em uma escala média de grandeza de cerca de 40%.

Quanto às prováveis causas associadas ao baixo desempenho do modelo em reproduzir vazões de base próximas às estimativas de campo, atribuiu-se anteriormente ao fato de que

os parâmetros K_{sat} e S_y ainda necessitam de ajuste, sobretudo no que se refere à representatividade da distribuição espacial adotada e à profundidade da primeira camada.

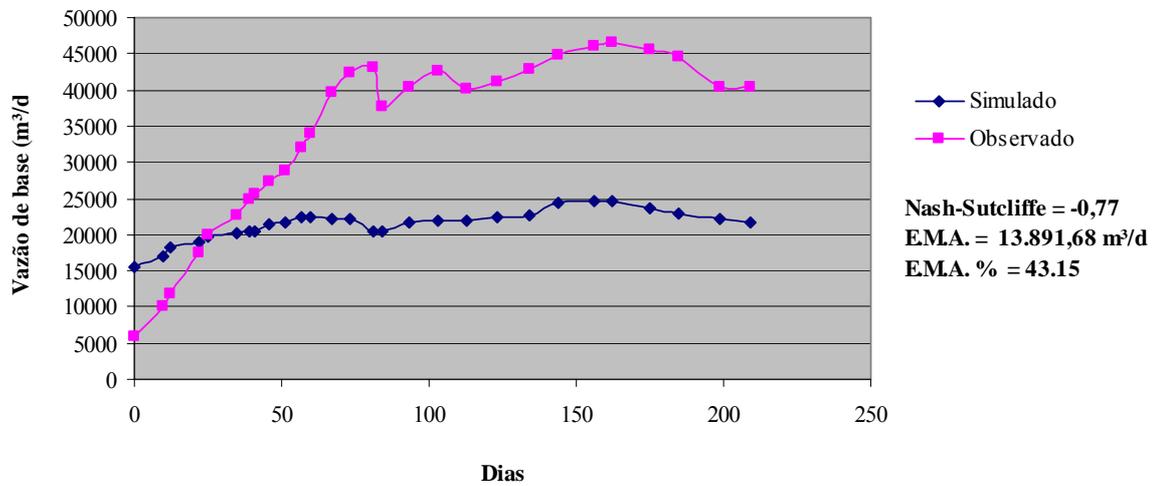


Figura 5.27 – Descarga de base: observada x simulada (Calibração 2).

5.2.6.1 - Recarga de águas subterrâneas

Esta seção apresenta os resultados gerados pelo modelo na etapa “Calibração 2”, referente à estimativa das taxas de recarga, por calibração automática, para as regiões homogêneas mapeadas.

Na Tabela 5.10, são apresentadas as taxas calculadas de recarga para cada uma das regiões, assim como também a data de sua ocorrência. As regiões originais 05, 06, 07, 08, 09 e 10 foram desmembradas, gerando novas regiões de recarga, para proporcionar maior independência no processo de busca iterativa das taxas pelo *PEST*. O critério de desmembramento teve como base a variável ambiental (tipo de solo, por exemplo) divergente entre localizações sob uma mesma região homogênea.

Tabela 5.10 – Taxas de recarga calculadas para cada região homogênea

Data/período	Nº. Dias	Taxa de recarga (mm/dia) por região homogênea																								
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	
01/09/2008 – 10/09/2008	9	0,00	0,00	0,35	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,51	1,46	0,00	0,00	2,38	4,05	0,85	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,10	0,83	0,00
10/09/2008 – 05/10/2008	25	0,00	0,00	0,35	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,51	1,46	0,00	0,00	2,38	4,05	0,85	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00	2,10	0,83	0,00	
05/10/2008 – 23/10/2008	18	0,00	0,00	0,72	0,00	0,00	0,00	0,87	1,24	0,00	0,51	1,46	0,00	0,00	3,40	4,45	0,85	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00	3,45	0,60	0,44	
23/10/2008 – 06/11/2008	14	0,00	0,00	0,72	0,00	0,00	0,00	0,87	1,24	0,00	0,51	1,46	0,00	0,00	3,40	4,45	0,85	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00	3,45	0,60	0,44	
06/11/2008 – 27/11/2008	21	0,08	0,10	0,64	0,12	2,70	2,80	2,04	1,34	1,63	0,88	1,71	0,72	0,00	3,04	2,73	2,23	1,60	0,77	2,03	0,22	0,70	5,33	0,68	0,68	
27/11/2008 – 11/12/2008	14	0,08	0,10	0,64	0,12	2,70	2,80	2,04	1,34	1,63	0,88	1,71	0,72	0,00	3,04	2,73	2,23	1,60	0,77	2,03	0,22	0,70	5,33	0,68	0,68	
11/12/2008 – 07/01/2009	27	0,08	0,10	0,64	0,12	2,70	2,80	2,04	1,34	1,63	0,88	1,71	0,72	0,00	3,04	2,73	2,23	1,60	0,77	2,03	0,22	0,70	5,33	0,68	0,68	
07/01/2009 – 22/01/2009	15	1,00	1,21	0,70	1,50	2,00	2,40	3,20	1,20	1,11	2,30	5,00	4,22	2,60	9,80	9,70	7,40	3,40	2,27	8,90	2,10	0,12	8,00	3,20	3,20	
22/01/2009 – 04/02/2009	13	0,44	0,66	1,66	0,83	2,41	2,80	5,40	1,20	1,20	2,00	5,00	4,54	3,10	12,04	9,95	8,14	3,59	2,31	17,00	2,93	0,11	14,00	6,30	5,40	
04/02/2009 – 20/02/2009	16	0,31	0,35	1,20	0,21	2,05	2,60	9,80	1,10	1,34	1,75	5,49	4,67	4,75	8,90	8,30	8,35	3,70	2,20	7,00	0,40	2,50	13,00	4,10	9,80	
20/02/2009 – 05/03/2009	13	0,17	0,22	1,21	0,13	1,10	2,50	12,05	1,00	2,28	2,79	6,25	4,70	4,75	3,40	4,50	8,62	2,50	0,00	0,10	0,12	1,30	3,00	3,80	12,05	
05/03/2009 – 27/03/2009	22	0,00	0,00	1,92	0,00	2,10	2,50	7,90	0,85	2,96	3,16	8,20	4,29	1,65	3,06	5,07	8,30	3,48	0,00	8,50	0,00	1,35	14,00	3,10	7,90	
27/03/2009 – 11/04/2009	15	0,00	0,00	1,60	0,00	1,60	2,24	8,00	0,00	2,95	2,95	7,68	3,00	1,03	12,95	5,13	2,10	3,03	0,50	15,00	0,00	4,01	12,00	1,80	8,00	
11/04/2009 – 07/05/2009	26	0,00	0,00	1,52	0,00	2,90	3,40	8,50	0,00	3,19	2,49	7,79	1,20	0,40	2,03	6,40	6,50	0,00	0,00	5,00	0,00	0,00	0,00	1,07	8,50	
07/05/2009 – 16/06/2009	40	0,00	0,00	1,37	0,00	1,30	1,20	0,00	0,00	0,00	2,00	6,40	0,00	0,00	1,86	7,10	3,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,90	4,50	
Recarga total anual (mm)	33	42	302	46	473	545	1101	206	377	471	1266	473	279	1257	1555	1168	430	154	1136	91	194	1549	613	1182		
Recarga período chuvoso (mm)	33	42	212	46	421	497	1073	166	377	357	913	473	279	993	990	984	411	154	1136	91	194	1368	410	989		
Recarga período seco (mm)	0	0	90	0	52	48	28	40	0	113	352	0	0	264	564	184	20	0	0	0	0	182	203	194		

Obs.: as células em destaque representam o período no qual efetivamente ocorreram as precipitações pluviométricas.

Analisando-se os valores totais, observou-se que em alguns locais ocorreram eventos de recarga em períodos secos. Foi o caso das regiões 03, 05, 06, 07, 08 e 17, cujos valores extemporâneos alcançaram entre 1% e 6% da precipitação total do período, e das regiões 10, 11, 14, 15, 16, 22, 23 e 24, onde o aporte de água em ausência de chuvas variou entre 8% e 40% da precipitação. Discussões a respeito das prováveis causas podem ser melhor efetuadas baseando-se na análise da distribuição espacial.

As figuras 5.28, 5.29 e 5.30 apresentam os mapas da recarga total, da recarga ocorrida apenas no período efetivo de chuvas e da recarga ocorrida no período seco, respectivamente.

Os maiores valores de recarga foram observados em áreas próximas ao divisor de águas e às linhas de contato entre formações geológicas de comportamento hidrodinâmico diferentes, como o metarritmito arenoso e o metarritmito argiloso. Em algumas dessas áreas a recarga total superou a precipitação anual (Figura 5.28), fato que pode indicar tanto a entrada de água via fluxos laterais, quanto a alguma deficiência local ou regional do modelo, seja em termos de delineamento conceitual ou de valores assumidos para os parâmetros. Em cerca de 14 % da área total da bacia a recarga durante o período seco foi maior que 7% em relação à precipitação total anual (Figura 5.30).

Considerando-se apenas a recarga ocorrida durante o período efetivo de chuvas, (Figura 5.29) houve uma redução nos valores apresentados pelas áreas citadas, como no caso da região 15, que sofreu redução de cerca de 40% em relação ao valor total. No entanto, em se tratando de recarga advinda da precipitação, alguns valores ainda foram considerados demasiadamente altos, por alcançarem quase 100% do volume da chuva total anual (~ 1500 mm). Assumindo-se então que a recarga ocorrida no período seco representa aportes laterais ou compensações de deficiências do modelo, e que a mesma se mantém durante o período efetivo de chuvas, os valores mais prováveis da recarga advinda exclusivamente da precipitação pluvial foram estimados subtraindo-se os mapas referentes aos dois períodos. O resultado encontra-se apresentado na Figura 5.31.

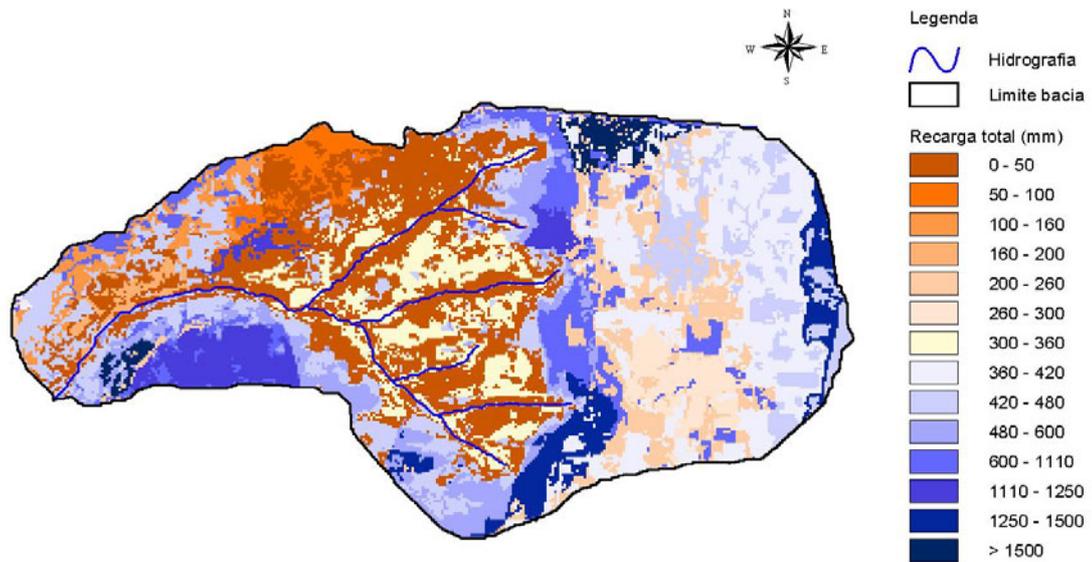


Figura 5.28 – Distribuição espacial estimada da recarga total de águas subterrâneas na área de estudos: modelagem numérica.

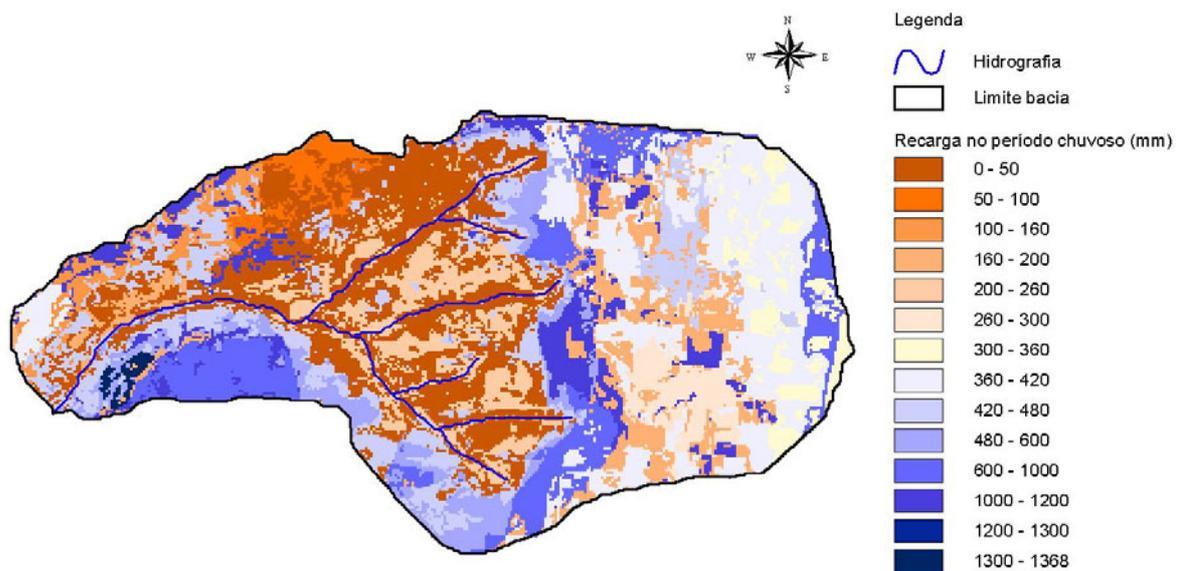


Figura 5.29 – Distribuição espacial estimada da recarga ocorrida durante o período chuvoso na área de estudos: modelagem numérica.

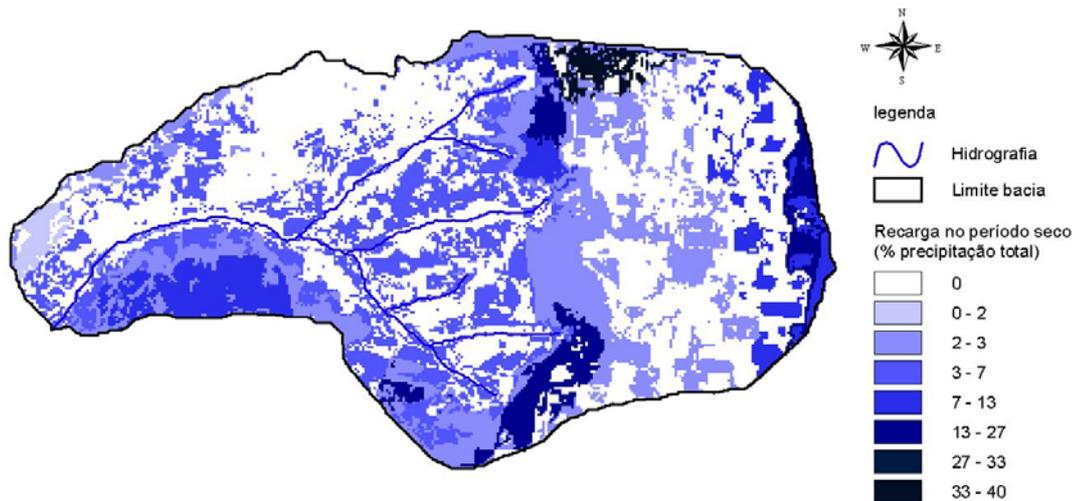


Figura 5.30 – Distribuição espacial estimada da recarga ocorrida em ausência de chuvas na área de estudos: modelagem numérica.

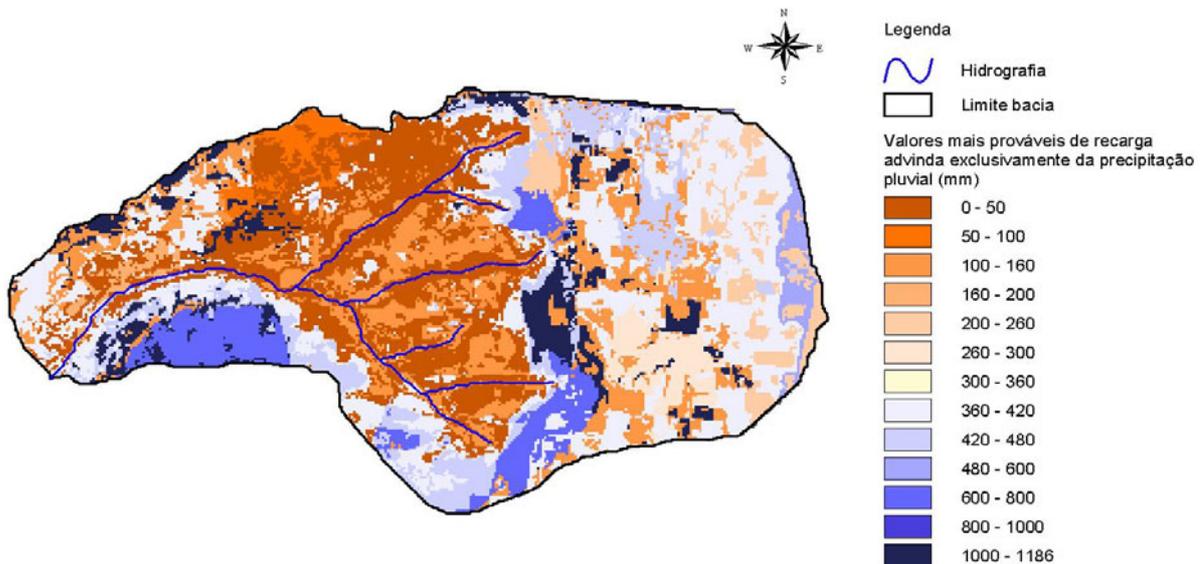


Figura 5.31 – Distribuição espacial estimada da recarga advinda exclusivamente da precipitação pluvial na área de estudos: modelagem numérica.

O mapa dos valores mais prováveis de recarga (Figura 5.31) foi confrontado com o mapa de regiões homogêneas, com o objetivo de se verificar a consistência desse último, que foi efetuado à priori, de forma independente. O resultado encontra-se apresentado por meio do gráfico “regiões homogêneas *versus* recarga média anual (valores mais prováveis)”, na Figura 5.32.

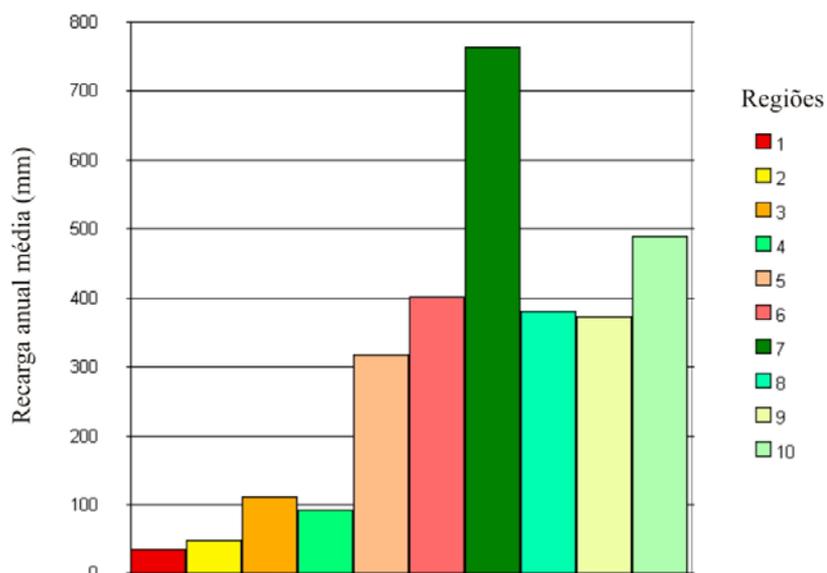


Figura 5.32 – Regiões homogêneas de recarga, dispostas em ordem crescente quanto ao potencial de recarga, “versus” taxas simuladas de recarga: modelagem numérica.

As divergências entre o *ranking* preliminarmente estabelecido e os valores simulados ficaram por conta das regiões 03 e 04, e das regiões 07 e 08-09-10. Entre as duas primeiras, a divergência foi considerada aceitável, uma vez que foi menor que 10% em relação ao valor expresso pela região 03.

O mesmo não aconteceu com a região 07, cujo valor médio de recarga superou em cerca de 100% a lâmina estimada para as regiões 08 e 09, e 50 % em relação à região 10. Neste caso, como a região 07 se concentra predominantemente na zona de fronteira entre os substratos metarritmito arenoso e metarritmito argiloso, é provável que o mapa geológico, na escala em que foi elaborado, não tenha localizado de forma precisa a referida zona de contato, fazendo com que o potencial de recarga da zona em questão se situe erroneamente em outra posição no *ranking*. A incoerência entre o *ranking* previsto e a recarga média estimada para as regiões 06 e 08-09 foi considerada aceitável.

Apesar das referidas divergências, considerou-se que o mapa de regiões homogêneas de recarga se apresentou coerente em relação ao potencial esperado das áreas na bacia. A maioria dos valores confirmou a posição prevista das regiões no *ranking*.

Percentualmente, em relação à precipitação total ocorrida no ano hidrológico 2008/2009, a distribuição espacial da recarga total anual, considerando-se os valores mais prováveis, advindos exclusivamente das chuvas, apresenta-se como ilustrado na Figura 5.33.

Efetuando-se o cruzamento desse mapa com um mapa de combinações possíveis entre as diferentes classes de solo (Figura C1 do Apêndice C), uso/cobertura do solo, declividade e substrato geológico, foi gerada uma tabela (Tabela C1 do Apêndice C), na qual são apresentados os valores mínimos, máximos e médios de recarga, bem como os referidos desvios padrões, para cada combinação.

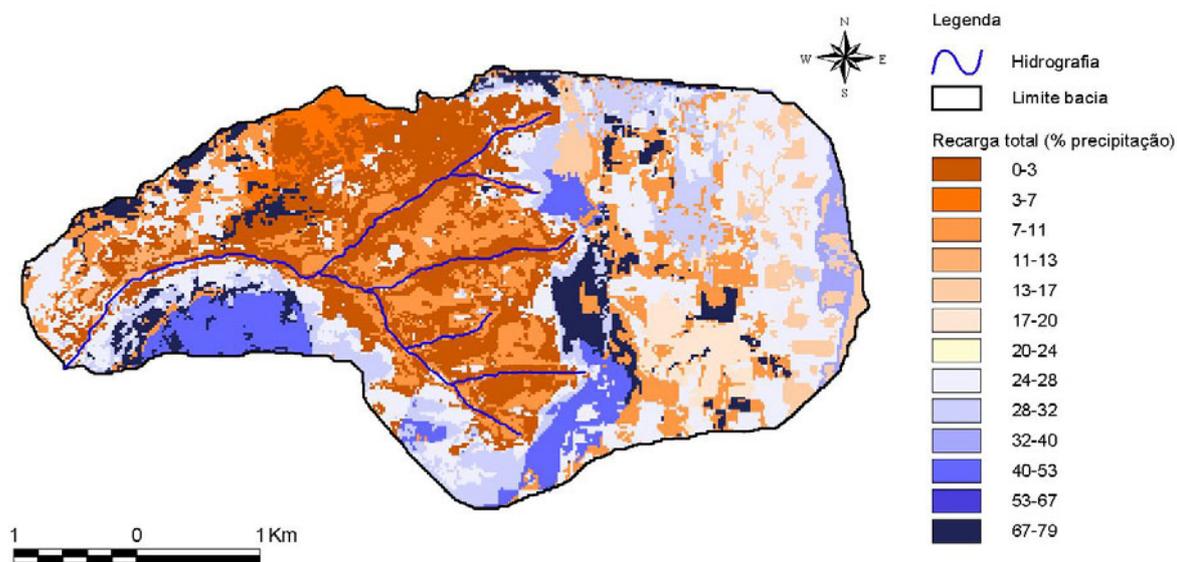


Figura 5.33 – Distribuição espacial estimada da recarga de águas subterrâneas na área de estudos: modelagem numérica (% precipitação anual).

De um modo geral, o tipo de solo foi o fator predominante na regulação da recarga, responsável pelos maiores valores médios, resultado convergente às discussões efetuadas por Lu *et al.* (2011) e Toews & Allen (2009). Por outro lado, os menores valores foram regulados pela declividade e pelo tipo de substrato. Quanto ao tipo de uso e cobertura do solo, não se encontrou um ordenamento preciso, uma vez que foram observados valores relativamente altos tanto para cobertura de mata ciliar, quanto para cobertura de pastagens, por exemplo. Em se tratando de modelagem numérica saturada isso não consiste em uma incoerência, uma vez que a recarga de uma célula pode ser fruto de fluxos laterais advindos de células vizinhas, com diferentes tipos de cobertura.

Os desvios padrões da recarga, estimados para cada tipo de combinação, foram considerados altos, com valores de até 30% em relação à precipitação média anual. No entanto, em mais de 70% das combinações o desvio foi menor ou igual a 10%, em relação às chuvas ocorridas no período.

5.3 - MODELAGEM HIDROLÓGICA DISTRIBUÍDA DOS PROCESSOS DE SUPERFÍCIE

Nessa seção encontram-se apresentados os resultados e discussões referentes à etapa de modelagem hidrológica distribuída dos processos de superfície, utilizando-se o modelo *WESTPA*. A seqüência de apresentação ocorre como segue:

- Apresentação e discussão da etapa de calibração do modelo;
- Apresentação e discussão da etapa de verificação do modelo (as taxas e a distribuição espacial da recarga de águas subterrâneas segundo o método citado foram estimadas nessa etapa).

5.3.1 - Calibração

Como ponto de partida, efetuou-se uma simulação preliminar, adotando-se valores de parâmetros globais do estudo de caso do tutorial do modelo, referente a uma bacia em Luxemburgo. O resultado-diagnóstico pode ser avaliado a partir da comparação entre os valores simulados e observados das vazões totais no ano hidrológico 2007-2008 (Figura 5.34).

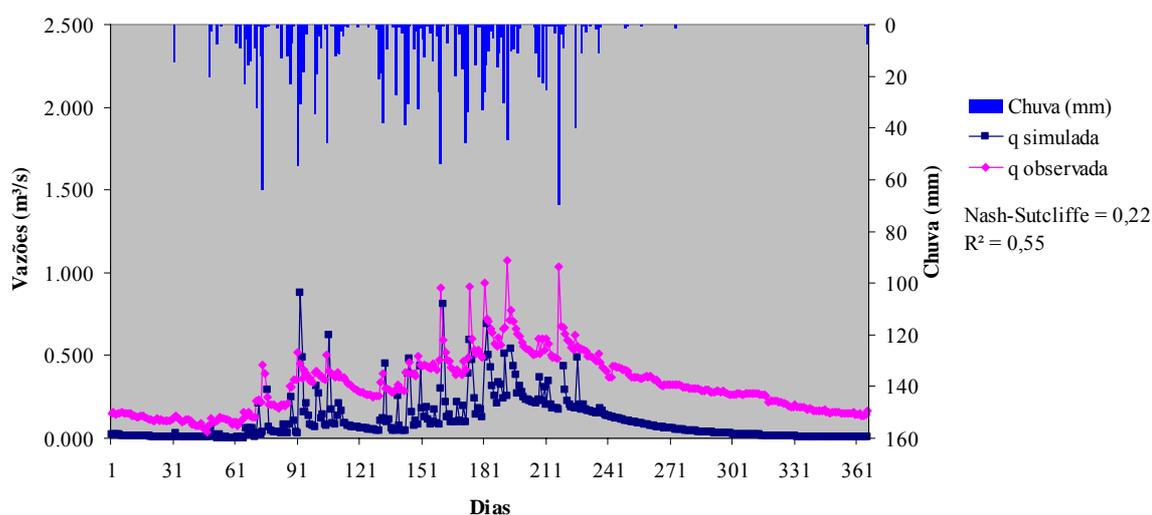


Figura 5.34 – Vazões observadas x calculadas: simulação preliminar.

Comprovou-se que o modelo, utilizando-se os referidos valores de parâmetros globais, não reproduz adequadamente o comportamento observado para a bacia em estudo. A diferença entre as vazões mínimas foi alta, com a vazão simulada menor que a observada. Tal fato

pode indicar: uma inconsistência relacionada aos parâmetros de infiltração, visto que os picos de vazão são altos e não há reabastecimento do aquífero; uma inconsistência relacionada aos parâmetros que definem as condições iniciais da simulação (G_0 e $G_{\text{máx}}$); ou relacionada aos parâmetros associados à evapotranspiração, neste caso, pelo fato de que abstrações em excesso podem explicar o hidrograma simulado deslocado, para baixo, em relação ao observado (Figura 5.34).

Buscando-se um melhor desempenho da simulação, foram efetuadas, manualmente, alterações nos valores dos parâmetros. As estimativas apresentadas na Tabela 5.11, ao lado dos valores *default* sugeridos, foram as que proporcionaram o melhor resultado.

Tabela 5.11 – Parâmetros globais calibrados.

Parâmetro global	Valor para a bacia Bissen (Luxemburgo)	Valor calibrado
K_{ep} (s/d)	1,182	0.66
K_i (s/d)	1,545	2,753
K_g (s/d)	0,013	0,010
G_0 (mm)	8,665	614
$G_{\text{máx}}$ (mm)	400,000	1000,000
K_{run} (s/d)	2,313	20,312
$P_{\text{máx}}$ (mm)	500	100

A distribuição de frequência dos resíduos (Figura 5.35) e a proximidade entre os valores simulados e observados da vazão à saída da bacia (Figura 5.36) ilustram a melhoria atingida com a calibração dos parâmetros.

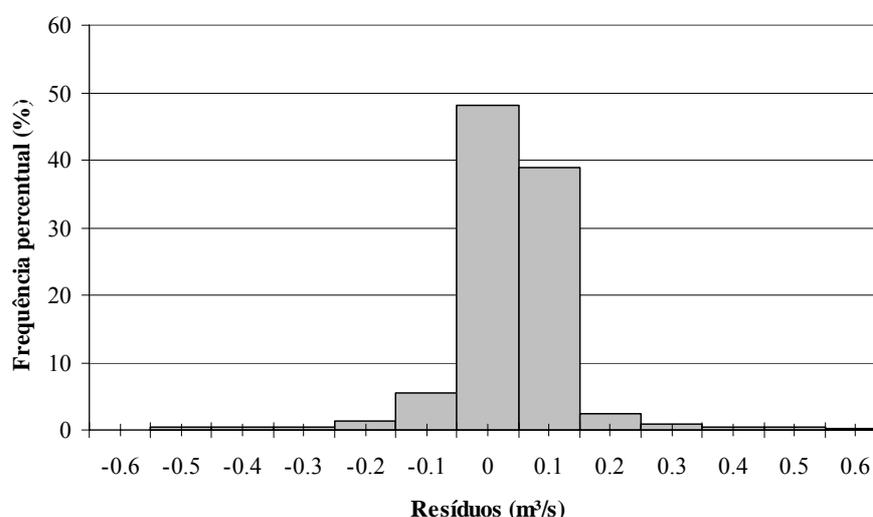


Figura 5.35 – histograma da distribuição de frequência dos resíduos: calibração.

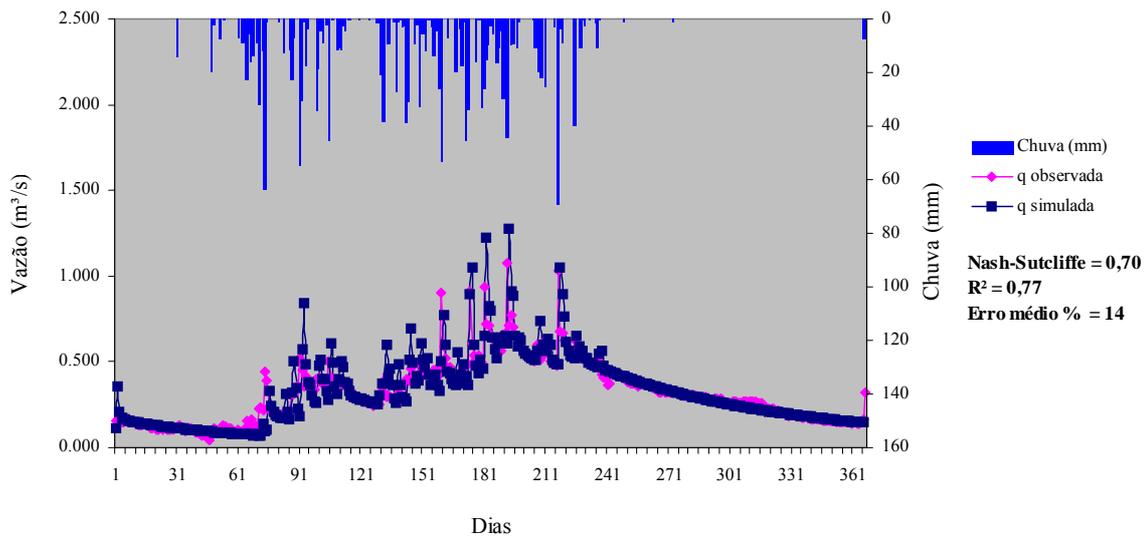


Figura 5.36 – Vazões observadas x calculadas: calibração.

O problema anteriormente descrito, referente à subestimação das vazões baixas foi solucionado, enquanto que o de superestimação dos picos persistiu após a calibração. No entanto, conforme pode ser observado no gráfico (Figura 5.36), as diferenças entre os valores simulados e observados nessa etapa, foram menores. O índice de eficiência de Nash-Sutcliffe e o erro médio absoluto percentual, de 0,70 e 14%, respectivamente, foram considerados satisfatórios, situando-se na mesma ordem de grandeza dos valores encontrados por Liu e Smedt (2004) e Nurmohamed *et al.* (2006).

Os parâmetros locais não foram ajustados, uma vez que não se estimou em campo, nem se encontrou disponível na literatura, estimativas que pudessem permitir a delimitação de uma faixa confiável, na qual os melhores valores pudessem ser procurados por calibração.

Os valores dos parâmetros globais ajustados foram aplicados na etapa de verificação, para a qual foi utilizado outro período de dados.

5.3.2 - Verificação

As vazões observadas e simuladas referentes aos dados do período de verificação são apresentadas na Figura 5.37. Observou-se que o modelo apresentou desempenho razoável até o dia (seqüencial) 151, aproximadamente, a partir do qual as diferenças entre as vazões observadas e simuladas aumentaram, com as vazões simuladas menores que as vazões

observadas. Esse fato pode ser explicado pela ocorrência de abstrações não devidamente simuladas pelo modelo.

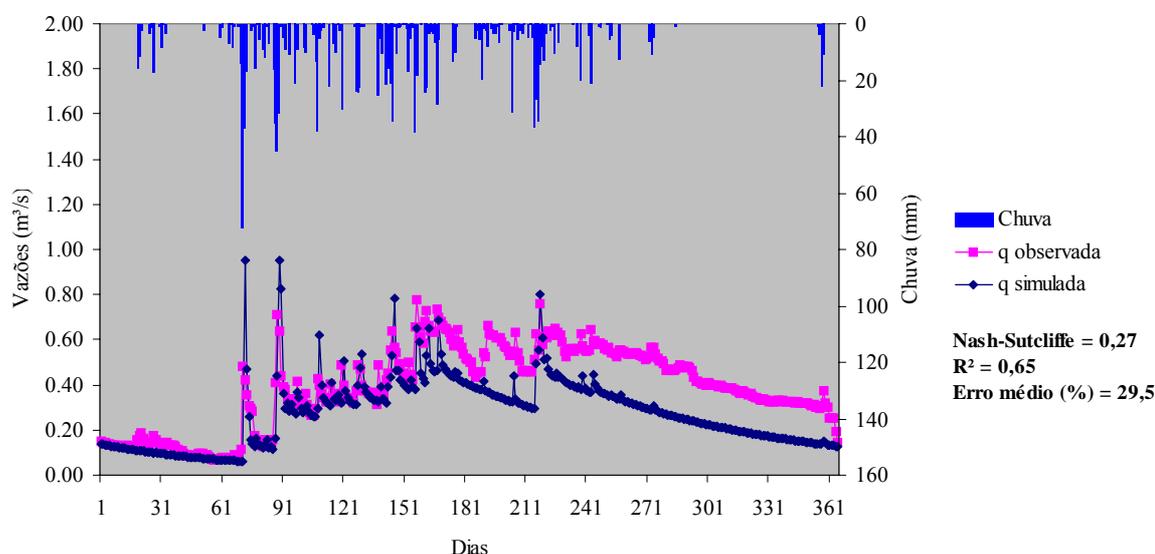


Figura 5.37 – Vazões observadas x calculadas: verificação.

Levando-se em consideração que tais abstrações passaram a ocorrer a partir do meio da estação chuvosa e em veranicos (períodos nos quais a vegetação se encontra em plena atividade fotossintetizante e com alta demanda hídrica), acredita-se que o modelo superestimou a evapotranspiração real no período em discussão, indicando que os parâmetros associados a esse processo hidrológico necessitam de ajustes.

Analisando-se ainda o padrão das precipitações ocorridas durante os dois períodos (2007-2008 e 2008-2009), ficou evidente que o modelo apresentou melhor desempenho para grande eventos de chuva. Os volumes totais anuais nos dois períodos foram praticamente iguais (1551mm e 1581mm, respectivamente). No entanto, durante o período de verificação, as chuvas foram menos intensas e mais distribuídas, gerando menores picos de vazão e maior infiltração.

Nas aplicações de Liu e Smedt (2004) e Nurmohamed *et al.* (2006), o bom resultado na etapa de calibração se repetiu na etapa posterior, de verificação, indicando que é possível efetuar calibrações que sejam válidas para séries históricas de outros períodos temporais. Dessa forma, considerou-se que a queda de desempenho entre as duas etapas, na presente aplicação, foi ocasionada por algum nível de inadequação dos valores dos parâmetros,

isoladamente ou em conjunto. Além dos parâmetros associados à evapotranspiração, também pode ser citado como causa o parâmetro “teor de umidade inicial do solo”.

O teor de umidade inicial do solo é estimado pelo *WETSPA*, com base no “*Topographic Wetness Index*”, que associa a área de contribuição à montante de um ponto com a sua declividade, para mapear o potencial de saturação do solo no local. Dessa forma, locais planos com grande área de contribuição, depressões e regiões próximas às calhas da drenagem superficial apresentam os maiores valores para o referido índice. O *WETSPA* associa então, empiricamente, os valores do *Topographic Wetness Index* à provável condição inicial de umidade do solo, segundo uma relação diretamente proporcional.

Analisando-se o mapa da distribuição espacial do teor de umidade inicial do solo, estimado pelo *WETSPA*, foram encontradas inconsistências nos valores apresentados por algumas localidades da bacia, conforme representado na Figura 5.38.

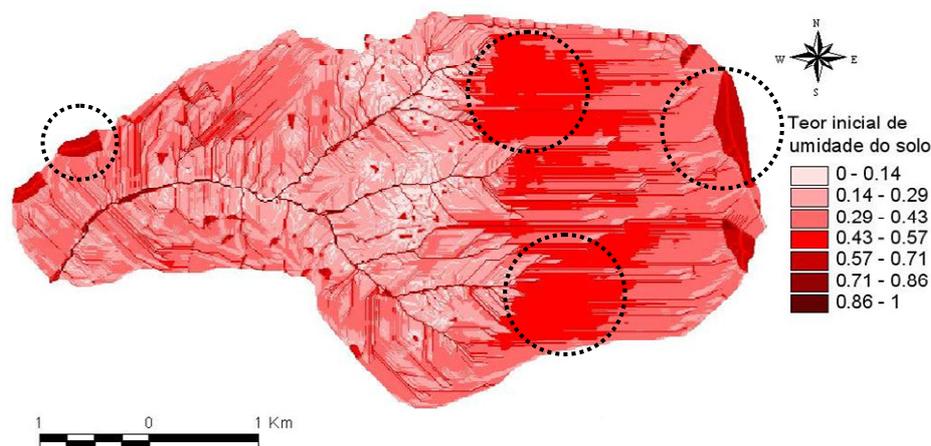


Figura 5.38 – distribuição espacial do teor inicial de umidade do solo: modelo *WETSPA*.

As áreas em destaque apresentaram altos valores de teor de umidade inicial (0 = solo completamente seco; 1 = solo saturado), acima de 50%. Essa condição não corresponde ao estado típico dos solos do local para o período de início da modelagem (período de seca), uma vez que, conforme dados colhidos em campo, do monitoramento do teor de umidade, os valores característicos para as áreas, na época seca, situam-se entre 20 e 30%.

A consequência de tal incoerência pode ser observada na parte inicial do hidrograma simulado (Figura 5.37), onde a primeira vazão de pico superou em cerca de 100% a vazão

observada. acredita-se que os valores superestimados do “teor de umidade inicial do solo”, foram ocasionados por deficiências do MNT, uma vez que o método para a estimação do referido parâmetro (*Topographic Wetness Index*) se baseia na declividade e na área de contribuição à montante.

5.3.2.1 - Recarga de águas subterrâneas

A distribuição espacial da recarga total anual segundo o modelo *WETSPA* se apresentou conforme ilustrado na Figura 5.39.

Nesse caso, percebe-se que o padrão espacial da recarga foi fortemente influenciado pelo tipo de solo, conforme previsto pelos valores estimados para os pesos quanto ao grau de importância e pelas discussões de Lu *et al.* (2011) e Toews & Allen (2009). Observa-se sempre uma descontinuidade, ou “salto” no valor estimado da lâmina, ao se alternar entre classes diferentes. Os maiores valores ocorreram em domínios de latossolos vermelhos, vermelhos amarelos e em plintossolos de textura média, enquanto que os menores ficaram a cargo dos cambissolos.



Figura 5.39 – Distribuição espacial estimada da recarga de águas subterrâneas na área de estudos: modelagem hidrológica distribuída de superfície (modelo *WETSPA*).

Mesmo com os problemas na calibração, tanto os valores quanto a distribuição espacial se apresentaram razoavelmente coerentes em relação ao previsto por meio das regiões homogêneas de recarga, conforme apresentado na Figura 5.40.

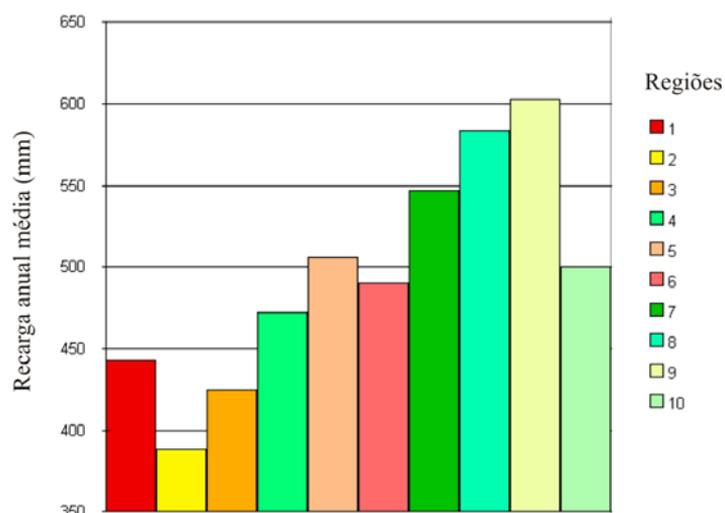


Figura 5.40 – Regiões homogêneas de recarga, dispostas em ordem crescente quanto ao potencial de recarga previsto, “versus” taxas simuladas de recarga: modelagem hidrológica distribuída – modelo WETSPA.

Exceto no caso das regiões 01, 05 e 10, todas apresentaram valores condizentes à sua posição prevista no *ranking* do potencial de recarga, construído a partir de lógica *fuzzy* espacial e do método multicritério *AHP*.

Por último, as taxas anuais simuladas de recarga foram expressas como porcentagem em relação à precipitação total anual, equivalente a 100% da lâmina. O mapa resultante encontra-se apresentado na Figura 5.41.

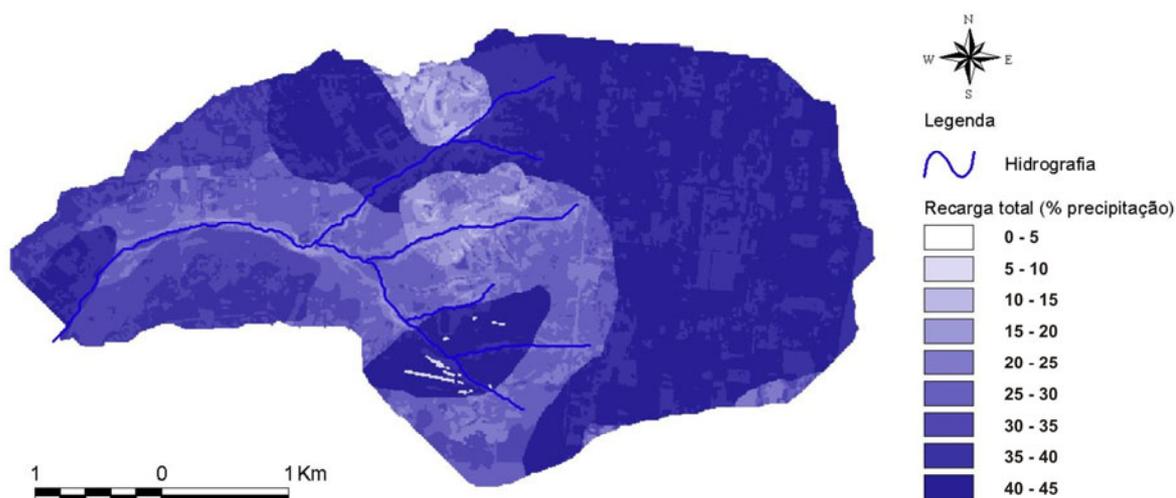


Figura 5.41 – Distribuição espacial estimada da recarga de águas subterrâneas na área de estudos: modelagem hidrológica distribuída (% precipitação anual).

A recarga média para a bacia foi da ordem de 35%, em relação à precipitação anual e mais de 90% da área apresentou recarga superior aos cerca de 20%, frequentemente relatados na literatura (Albuquerque, 2009; Toews & Allen, 2009; Maldaner, 2010; Lu *et al.*, 2011), indo ao encontro da primeira hipótese lançada no início do presente trabalho.

Efetuando-se o cruzamento do mapa da Figura 5.41 com o mapa de combinações possíveis entre tipo de solo, uso/cobertura do solo, declividade e substrato geológico (Figura C1 do Apêndice C), observou-se que os mesmos fatores citados na modelagem numérica regulam os valores médios máximos e os valores médios mínimos de recarga: tipo de solo e declividade/substrato, respectivamente. O resultado do referido cruzamento espacial encontra-se na Tabela C2, do Apêndice C.

Quanto ao uso e cobertura do solo, notou-se um claro ordenamento no que diz respeito à aptidão das diferentes classes, com “solo exposto”, “pastagem”, “campo limpo” e “campo sujo” predominando nos maiores valores médios de recarga. Trata-se de um ordenamento quanto à densidade de massa vegetativa, que se relaciona diretamente à capacidade de interceptação e à evapotranspiração. Dripps & Bradbury (2010) encontraram a mesma lógica de ordenamento, ao observarem que os maiores valores de recarga se associaram à ocorrência de campos/pastagens, seguido por coníferas e florestas decíduais, em ordem decrescente.

Os desvios apresentaram-se baixos, com os maiores valores atingindo cerca de 10%, em relação à precipitação média anual na bacia. No entanto, para a maioria das combinações, cerca de 88% do total, o desvio foi menor que 5% em relação à lâmina precipitada.

5.3.2.2 - *Análise de sensibilidade*

Com o objetivo de se identificar os parâmetros de maior influência e, por conseguinte, de maior importância em estudos de recarga via simulação dos processos de superfície, efetuou-se a análise de sensibilidade do modelo *WETSPA*, alterando-se os valores dos parâmetros e computando-se o impacto individual dessas alterações na vazão simulada pelo modelo. O resultado encontra-se apresentado na Tabela 5.12.

Tabela 5.12– Resultado da análise de sensibilidade do modelo WETSPA

Parâmetros locais	Alteração nas vazões simuladas pelo modelo (%) em função de uma variação de + 20% do parâmetro	Alteração nas vazões simuladas pelo modelo (%) em função de uma variação de - 20% do parâmetro
Condutividade hidráulica	2	-1
Porosidade	-4	9
Capacidade de campo	1	1
Ponto de murcha	4	-2
Teor de umidade residual	1	1
Índice de distribuição do tamanho dos poros	-3	7
Capacidade de interceptação mínima	1	1
Capacidade de interceptação máxima	1	1
Profundidade do sistema radicular	-3	5
Coefficiente de Manning	1	1
Porcentagem de cobertura vegetal por tipo de uso/cobertura do solo	1	1
Índice de área foliar mínimo	1	1
Índice de área foliar máximo	1	1
Coefficiente de escoamento superficial	1	1
Capacidade de armazenamento por depressões	1	1
Parâmetros globais	Alteração nas vazões simuladas pelo modelo (%) em função de uma variação de + 20% do parâmetro	Alteração nas vazões simuladas pelo modelo (%) em função de uma variação de - 20% do parâmetro
Coefficiente de correção da evapotranspiração potencial (K_{ep})	-17	17
Fator de escala para o cálculo do escoamento subsuperficial (K_i)	1	1
Coefficiente de recessão do aquífero (K_g)	5	-5
Armazenamento inicial do aquífero (G_0)	6	-4
Armazenamento máximo do aquífero ($G_{máx}$)	1	1
Expoente “a” da equação 6.13 (precipitação efetiva) para baixas intensidades de precipitação (K_{run})	1	1
Intensidade da precipitação para que “a” seja igual a “1” ($P_{máx}$)	1	1

Os parâmetros de maior influência à resposta do modelo, em ordem decrescente de importância, foram: K_{ep} ; *Porosidade do Solo*; *Índice de Distribuição do Tamanho dos Poros*; G_0 ; *Profundidade do Sistema Radicular*; K_g ; e *Ponto de Murcha*.

No entanto, observou-se que a influência dos parâmetros, por vezes, se revelou evidente em momentos temporais distintos ao longo do hidrograma, principalmente durante o período chuvoso efetivo. Assim, apresenta-se na Tabela 5.13 um resultado alternativo da análise de sensibilidade, na qual a importância dos parâmetros foi avaliada levando-se em consideração os eventos máximos.

Tabela 5.13 – Resultado da análise de sensibilidade do modelo *WETSPA*: eventos máximos.

Parâmetros locais	Alteração nas vazões simuladas pelo modelo (%) em função de uma variação de + 20% do parâmetro	Alteração nas vazões simuladas pelo modelo (%) em função de uma variação de - 20% do parâmetro
Condutividade hidráulica	1	0
Porosidade	-13	29
Capacidade de campo	15	-7
Ponto de murcha	4	-2
Teor de umidade residual	1	1
Índice de distribuição do tamanho dos poros	0	4
Capacidade de interceptação mínima	1	1
Capacidade de interceptação máxima	1	1
Profundidade do sistema radicular	-4	7
Coefficiente de Manning	1	1
Porcentagem de cobertura vegetal por tipo de uso/cobertura do solo	1	1
Índice de área foliar mínimo	1	1
Índice de área foliar máximo	1	1
Coefficiente de escoamento superficial	7	-4
Capacidade de armazenamento por depressões	0	3
Parâmetros globais	Alteração nas vazões simuladas pelo modelo (%) em função de uma variação de + 20% do parâmetro	Alteração nas vazões simuladas pelo modelo (%) em função de uma variação de - 20% do parâmetro
Coefficiente de correção da evapotranspiração potencial (K_p)	-15	15
Fator de escala para o cálculo do escoamento subsuperficial (K_i)	1	-1
Coefficiente de recessão do aquífero (K_g)	5	-7
Armazenamento inicial do aquífero (G_0)	1	-1
Armazenamento máximo do aquífero ($G_{máx}$)	0	0
Expoente “a” da equação 6.13 (precipitação efetiva) para baixas intensidades de precipitação (K_{run})	-5	7
Intensidade da precipitação para que “a” seja igual a “1” ($P_{máx}$)	-4	4

Nesse caso, os parâmetros mais influentes são: *Porosidade*; *Capacidade de Campo*; *Profundidade do Sistema Radicular*; *Coefficiente de Escoamento Superficial*; *Kep*; *K_run*; *P_máx*; *Kg*.

Nas duas análises de sensibilidade, parâmetros associados ao solo se encontraram entre aqueles que causaram maior impacto na resposta do modelo, corroborando os resultados de Lu *et al.* (2011) e Toews & Allen (2009) e confirmando a quarta hipótese estabelecida no início do presente trabalho, segundo a qual “*as taxas de recarga na região da área estudada são reguladas principalmente pelos solos...*”.

Levando-se em consideração apenas os períodos secos, os parâmetros de maior importância à resposta do modelo foram o *Coefficiente de Recessão* (*Kg*) e o *Armazenamento Inicial do Aquífero* (*G0*), ocasionando impactos da ordem de 10% e 20%, respectivamente.

5.4 - MÉTODO DA FLUTUAÇÃO DO NÍVEL FREÁTICO

Considerando-se que a recarga estimada em um ponto é igual ao produto da flutuação positiva do nível freático no local pelo coeficiente de produtividade/armazenamento específico (*Sy*), apresenta-se nessa seção os resultados da aplicação do método baseado no monitoramento das flutuações do nível freático.

As elevações totais anuais do nível freático nos poços de monitoramento foram obtidas pelo processo gráfico apresentado na seção “Material e métodos”. Os gráficos com as alturas estimadas encontram-se em apêndice (Apêndice D), enquanto que o sumário de cálculo é apresentado pela Tabela 5.15.

Tabela 5.15 – Recarga de águas subterrâneas segundo o método *flutuação do nível freático*.

Poço	Flutuações freáticas positivas totais (m)		Sy médio (solo e substrato geológico)	Recarga (mm)	
	2007/2008	2008/2009		2007/2008	2008/2009
01	3,50	2,30	0,1100	385,00	253,00
02	3,40	2,00	0,1100	374,00	220,00
03	3,50	2,90	0,1100	385,00	319,00

Tabela 5.15 – Continuação...

Poço	Flutuações freáticas positivas totais (m)		Sy médio (solo e substrato geológico)	Recarga (mm)	
	2007/2008	2008/2009		2007/2008	2008/2009
04	2,50	2,60	0,1100	275,00	286,00
05	3,10	2,50	0,1100	341,00	275,00
06	4,10	4,1	0,1100	451,00	451,00
07	7,80	7,10	0,0500	390,00	355,00
08	13,60	11,40	0,0500	680,00	570,00
09	19,50	18,00	0,0135	263,25	243,00
10	5,00	5,10	0,0500	250,00	255,00
11	11,00	10,50	0,0135	148,50	141,75
12	8,40	7,60	0,0500	420,00	380,00
13	6,90	6,90	0,1550	1069,50	1069,50
14	7,20	7,10	0,0500	360,00	355,00
15	3,60	4,30	0,0500	180,00	215,00
16	6,90	6,50	0,1550	1069,50	1007,50
17	2,10	1,90	0,1550	325,50	294,50
18	5,00	5,60	0,1550	775,00	868,00

O método em discussão tem como parâmetros a flutuação freática positiva total em um determinado período e o S_y médio. Como a maior incerteza está associada ao S_y , acredita-se que os seus valores, nas áreas cuja recarga se apresentou superior à precipitação, necessitam de ajuste. Tal ajuste poderá trazer benefícios, também, ao resultado da modelagem numérica, uma vez que as incoerências foram observadas nas mesmas áreas.

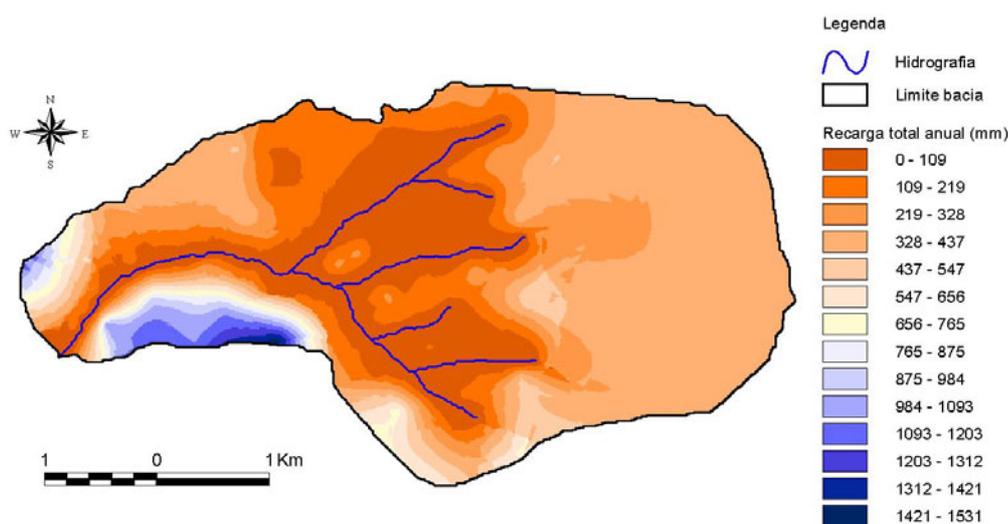


Figura 5.42 – Distribuição espacial estimada da recarga de águas subterrâneas na área de estudo, a partir da aplicação do método *flutuação do nível freático*, para o ano hidrológico de 2007/2008.

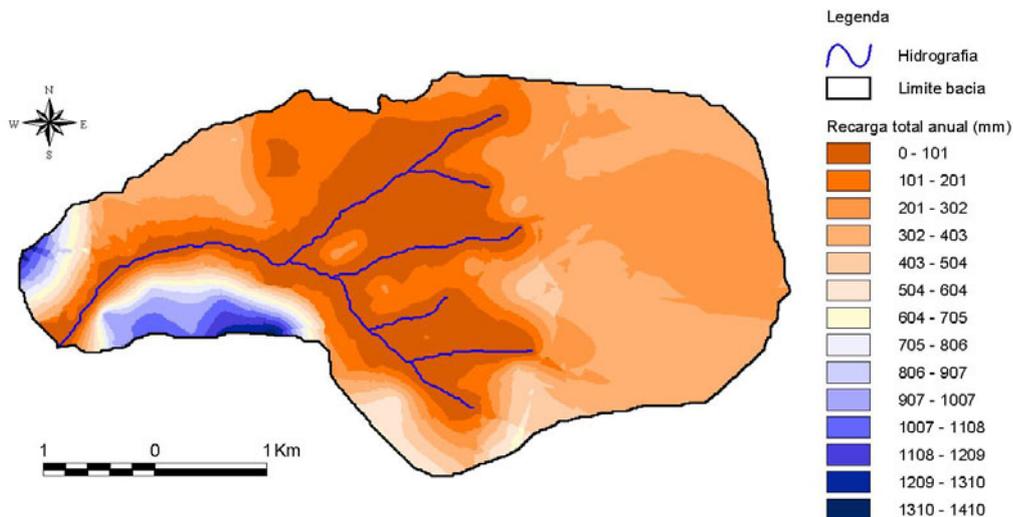


Figura 5.43 – Distribuição espacial estimada da recarga de águas subterrâneas na área de estudo, a partir da aplicação do método *flutuação do nível freático*, para o ano hidrológico de 2008/2009.

Por último, quanto à forma de espacialização das estimativas pontuais, um modelo de regressão linear múltipla foi gerado, com a recarga definida como variável dependente dos fatores previamente considerados determinantes no processo. Segundo o modelo obtido, a recarga pode ser expressa como se apresenta na Equação 5.1.

$$Rc (mm) = 173,98 - 10,23 * D + 0,039 * Esp + 5,66 * Ksat2 + 6,18 NF - 5,99 * Sy2 + 5,34 * US + 0.0029 * S \quad (5.1)$$

em que: D = declividade; Esp = espessura do aquífero; *Ksat2* = condutividade hidráulica saturada do substrato geológico; NF = profundidade freática; *Sy2* = produtividade específica do substrato geológico; US = uso e cobertura do solo (*ranking das diferentes coberturas quanto ao favorecimento à recarga*) (fuzzy); S = tipo de solo (*ranking dos diferentes tipo de solo quanto ao favorecimento à recarga*) (fuzzy).

A contribuição individual de cada variável independente à variável dependente (recarga) foi analisada a partir da estatística “t”, calculada para cada coeficiente da regressão, considerando-se ∞ graus de liberdade e 99% de nível de confiança. Os valores absolutos de “t” calculado que mais superaram o valor crítico tabelado (2,33) foram os referentes às variáveis “D” (t = 233) e “NF” (t = 140), seguidas por “*Ksat2*” (t = 46), “US” (t = 43), “*Sy2*” (t = 32), “Esp” (t = 19) e “S” (t = 4). Essa mesma ordem traduz a importância relativa de cada variável à distribuição espacial da variável dependente, sendo que as duas

últimas (“Esp” e “S”) são as únicas que podem ser excluídas do modelo sem que sejam alterados o valor do coeficiente de correlação (R) e dos valores da predição.

O coeficiente de determinação obtido foi de 0,99 e o mapa gerado a partir do modelo encontra-se apresentado na Figura 5.44. Este mapa se mostrou mais consistente à representação da variabilidade espacial. Tal afirmação se justifica pelo fato de que as bordas e feições expressas pelo referido mapa refletem as bordas e feições dos elementos que governam o processo hidrológico em questão, diferentemente dos mapas interpolados, que caracterizaram a variabilidade espacial da recarga com gradientes contínuos.

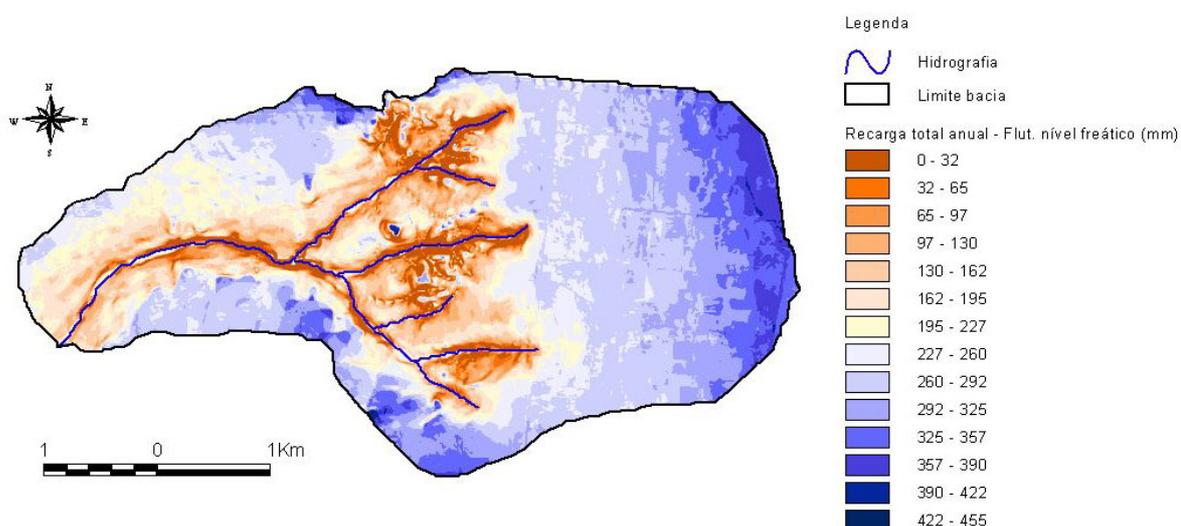


Figura 5.44 – Distribuição espacial estimada da recarga de águas subterrâneas na área de estudo, a partir da aplicação do método *flutuação do nível freático*, para o ano hidrológico de 2008/2009: espacialização via regressão múltipla espacial.

No entanto, como se observa nas figuras 5.45 e 5.46, ambos apresentaram o mesmo padrão no que diz respeito ao potencial das áreas à ocorrência de recarga. A divergência da Região 8 em relação à sua posição no *ranking* (Figura 5.45) foi corrigida ajustando-se o valor considerado incoerente do S_y (Figura 5.46).

Utilizando-se o mapa gerado pela regressão e expressando a recarga total anual sob forma de porcentagem em relação à precipitação total anual, tem-se o resultado apresentado na Figura 5.47.

A recarga média para a bacia foi da ordem de 15% e apenas 20 % da área apresentaram taxas superiores aos 20% frequentemente relatados. Convém ressaltar, no entanto, que o método *flutuação do nível freático* tende a subestimar a recarga para locais de alta condutividade hidráulica saturada, uma vez que podem ocorrer eventos de entrada de água, sem que ocorra elevação do nível freático, ou seja, a taxa de entrada vertical igual à taxa de drenagem horizontal (Healy e Cook, 2002).

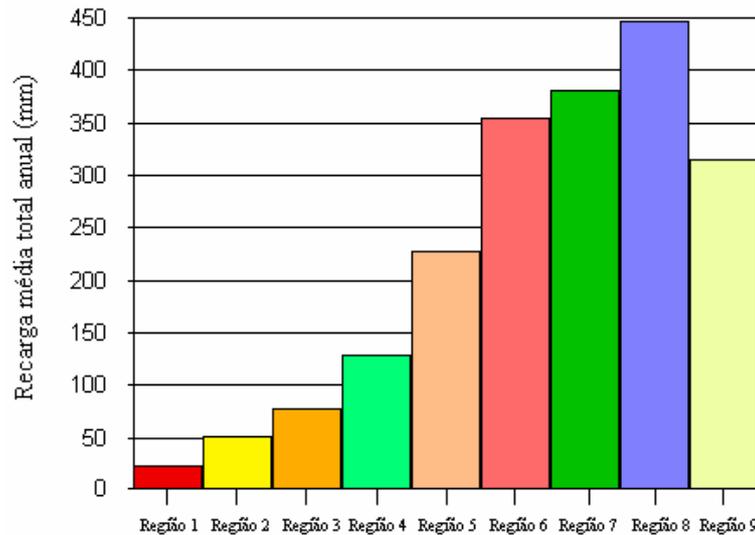


Figura 5.45 – Regiões homogêneas de recarga, dispostas em ordem crescente quanto ao potencial de recarga previsto, “versus” taxas simuladas de recarga a partir do método *flutuação do nível freático*, considerando o mapa gerado por interpolação.

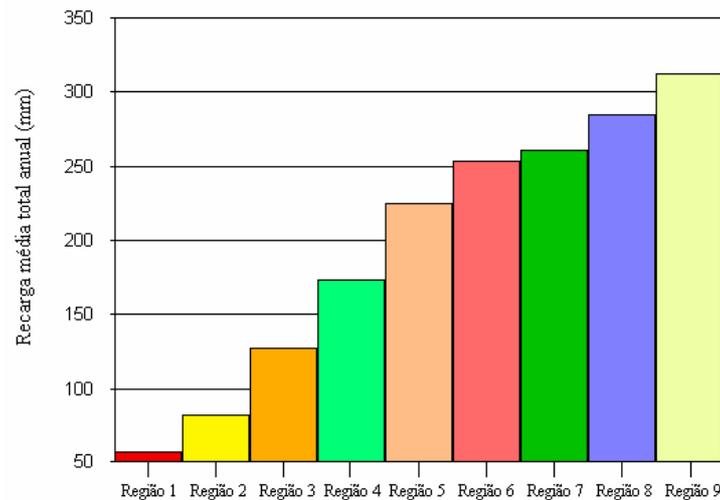


Figura 5.46 – Regiões homogêneas de recarga, dispostas em ordem crescente quanto ao potencial de recarga previsto, “versus” taxas simuladas de recarga a partir do método *flutuação do nível freático*, considerando o mapa gerado por regressão múltipla espacial.

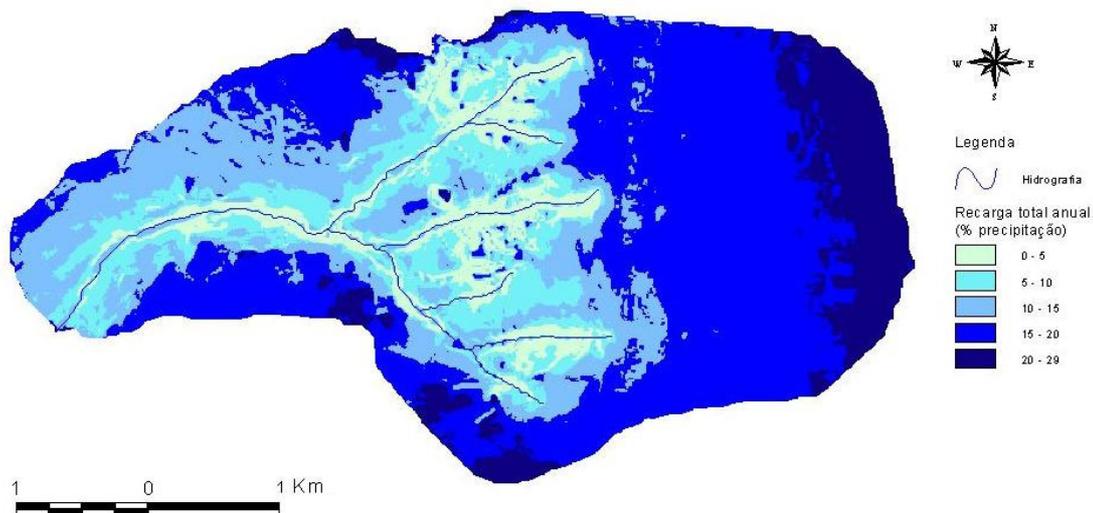


Figura 5.47 – Distribuição espacial estimada da recarga de águas subterrâneas na área de estudo para o ano hidrológico de 2008/2009, a partir da aplicação do método *flutuação do nível freático*: espacialização via regressão múltipla espacial e recarga como porcentagem em relação à precipitação total anual.

Efetuando-se o cruzamento espacial do mapa de recarga da Figura 5.47, observou-se que alguns dos maiores valores médios ocorreram em domínio de cambissolos e metarritmito argiloso, o que representa uma inversão, em relação à mesma discussão efetuada sobre os resultados da modelagem numérica e da modelagem hidrológica. A explicação se baseia no fato de que, como o mapa de recarga obtido pela aplicação do método *flutuação do nível freático* se baseou nos valores de S_y e de *variação de profundidade freática*, suspeita-se que, nesses locais, o valor do S_y esteja superestimado. No entanto, de um modo geral, houve uma maior predominância de latossolos vermelhos e vermelho-amarelos associados aos maiores valores médios. O desvio máximo foi da ordem de 5% em relação à precipitação (Tabela C3, do Apêndice C).

5.5 - SIMULAÇÃO INTEGRADA DOS PROCESSOS DE ZONA VADOSA E DE ZONA SATURADA

Nesta seção apresenta-se os resultados referentes à acoplagem entre o modelo de zona vadosa e o modelo numérico de zona saturada, efetuada por meio da inserção da recarga simulada no modelo *WETSPA* como condição de contorno no modelo numérico.

O mapa da recarga total anual do modelo *WETSPA* foi discretizado em 28 zonas, número arbitrário que garantiu, ao mesmo tempo, a homogeneidade de comportamento dentro de

cada zona e a alta variabilidade espacial observada no mapa simulado. O resultado encontra-se apresentado na Figura 5.48.

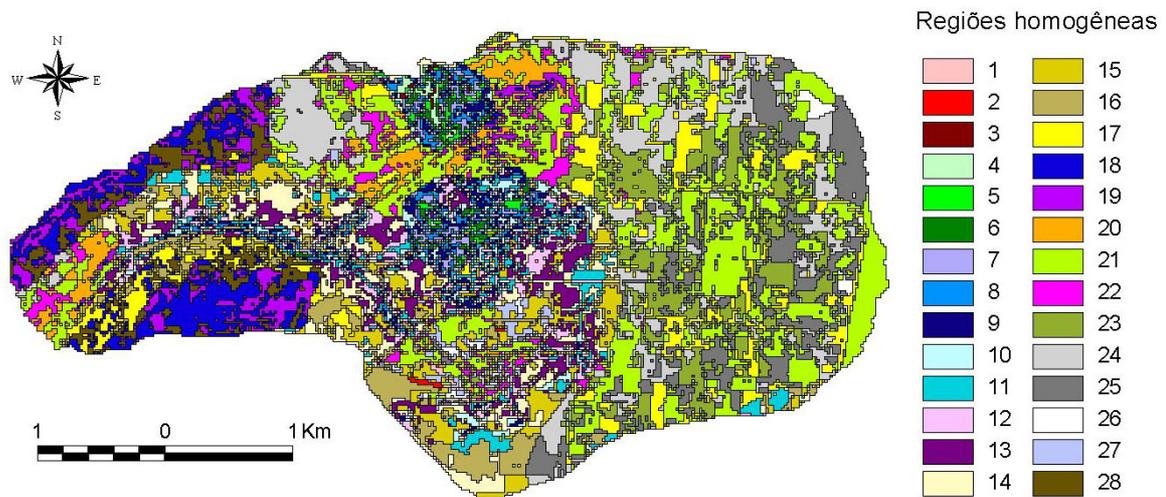


Figura 5.48 – Zonas de recarga do modelo numérico integrado.

Apesar de sua maior variabilidade espacial, o mapa de zonas de recarga gerado a partir do resultado do *WETSPA* apresentou similaridades com o mapa de regiões gerado por lógica fuzzy e análise hierárquica.

A variabilidade temporal da recarga ficou a cargo de séries históricas, também oriundas do *WETSPA*. As taxas referentes à cada região encontram-se apresentadas na Tabela 5.16.

Tabela 5.16 – Séries temporais de recarga, geradas a partir do modelo WETSPA, utilizadas no modelo numérico integrado.

Período	N. Dias	Taxa de recarga (mm/dia) por região homogênea																												
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	
01/09/2008 – 10/09/2008	9	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
10/09/2008 – 05/10/2008	25	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
05/10/2008 – 23/10/2008	18	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
23/10/2008 – 06/11/2008	14	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
06/11/2008 – 27/11/2008	21	0,707	0,749	0,397	0,424	0,471	0,529	0,571	0,623	0,676	0,726	0,789	0,819	0,866	0,912	0,960	1,029	1,113	1,192	1,231	1,309	1,426	1,461	1,531	1,535	1,547	1,554	1,545	1,545	1,572
27/11/2008 – 11/12/2008	14	0,707	0,749	0,397	0,424	0,471	0,529	0,571	0,623	0,676	0,726	0,789	0,819	0,866	0,912	0,960	1,029	1,113	1,192	1,231	1,309	1,426	1,461	1,531	1,535	1,547	1,554	1,545	1,545	1,572
11/12/2008 – 07/01/2009	27	0,707	0,749	0,397	0,424	0,471	0,529	0,571	0,623	0,676	0,726	0,789	0,819	0,866	0,912	0,960	1,029	1,113	1,192	1,231	1,309	1,426	1,461	1,531	1,535	1,547	1,554	1,545	1,545	1,572
07/01/2009 – 22/01/2009	15	0,000	0,088	0,740	0,792	0,863	0,917	1,000	1,088	1,201	1,329	1,458	1,512	1,615	1,715	1,843	1,967	2,121	2,211	2,276	2,326	2,491	2,829	2,717	3,122	2,840	3,108	2,733	2,684	
22/01/2009 – 04/02/2009	13	0,000	0,191	1,607	1,708	1,936	2,228	2,425	2,649	2,878	3,072	3,309	3,620	3,853	4,059	4,237	4,399	4,347	4,480	4,637	4,674	4,852	4,711	5,056	4,827	5,030	4,867	5,127	5,322	
04/02/2009 – 20/02/2009	16	0,000	0,181	1,815	1,970	2,222	2,452	2,602	2,834	3,067	3,249	3,431	3,680	3,918	4,189	4,405	4,534	4,572	4,708	5,017	5,093	4,891	5,158	4,842	4,639	4,841	4,668	4,824	4,829	
20/02/2009 – 05/03/2009	13	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,002	0,010	0,011	0,044	0,044	0,077	0,107	0,083	0,041	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
05/03/2009 – 27/03/2009	22	0,000	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,010	0,051	0,066	0,008	0,016	0,136	0,081	0,167	0,029	0,122	0,037	0,202	0,305	
27/03/2009 – 11/04/2009	15	0,000	0,243	2,079	2,164	2,287	2,424	2,541	2,736	3,035	3,367	3,756	3,665	3,834	3,986	4,160	4,519	5,197	5,625	5,763	6,106	6,534	7,023	6,906	7,037	7,002	7,066	6,904	6,947	
11/04/2009 – 07/05/2009	26	0,000	0,036	0,471	0,528	0,640	0,779	0,881	0,945	0,965	0,952	0,911	1,175	1,254	1,348	1,419	1,331	1,077	1,068	1,137	1,070	0,935	0,790	0,933	1,126	1,037	1,122	0,980	0,909	
07/05/2009 – 16/06/2009	40	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,007	0,001	0,001	0,001	0,018	0,040	

Analisando-se apenas os índices estatísticos ora utilizados na avaliação do desempenho, percebe-se que o modelo integrado não pode ser considerado satisfatório, conforme pode ser observado nas figuras 5.49a e 5.49b, nas quais também encontram-se apresentados, para cada série, o *Índice de eficiência de Nash-Sutcliffe* e o *E.M.R.*

Nenhuma das séries apresentou valor satisfatório do Índice de Nash-Sutcliffe e todos os valores calculados de *E.M.R.* são maiores que 10%. No entanto, analisando-se o padrão das curvas simuladas e observadas, bem como interpretando-se fisicamente os resultados e alguns aspectos relativos aos dois modelos que foram acoplados, pode-se tecer considerações mais completas a respeito do desempenho do modelo.

Em 10 séries (01, 02, 03, 04, 06, 07, 08, 14, 16 e 17) observou-se que a forma das curvas medidas e simuladas apresentou semelhanças, com tendência à subestimação dos valores simulados. Desse total, seis se referem a locais relativamente próximos ao divisor de águas (01, 02, 03, 07, 08 e 16), que segundo os resultados do modelo numérico de zona saturada possivelmente recebem fluxos advindos de fontes diversas à precipitação, como contribuição lateral de bacias vizinhas. A região do piezômetro 05, por exemplo, cuja recarga simulada em período seco, na etapa de modelagem numérica de zona saturada, respondeu por cerca de 60% do total anual no local, “secou”, ao se considerar apenas a entrada advinda da chuva, no modelo integrado.

Tendo-se em vista que há correlação espacial entre a recarga nos divisores de água e a recarga em locais interiores, à jusante, espera-se que uma melhora no resultado das regiões de cabeceira resulte em um melhor desempenho do modelo para as outras áreas, como no caso das que circundam os piezômetros 04, 06 e 08. Algumas medidas foram tomadas nesse sentido, como o aumento do período de aquecimento e a elevação das cargas iniciais adotadas, visto que inicialmente foi sempre observada uma maior perda de água, que se estabiliza nos ciclos finais. No entanto, tais medidas não surtiram o efeito esperado, restando como alternativa a calibração das recargas para as regiões no divisor, pelo menos nos ciclos iniciais do período de aquecimento.

Convém ainda ressaltar que as taxas de recarga utilizadas estão subestimadas, uma vez que são oriundas da etapa de verificação do modelo de zona vadosa *WETSPA*, que subestimou as vazões de base em mais da metade do ano hidrológico adotado (Figura 5.37 da seção 5.3.2).

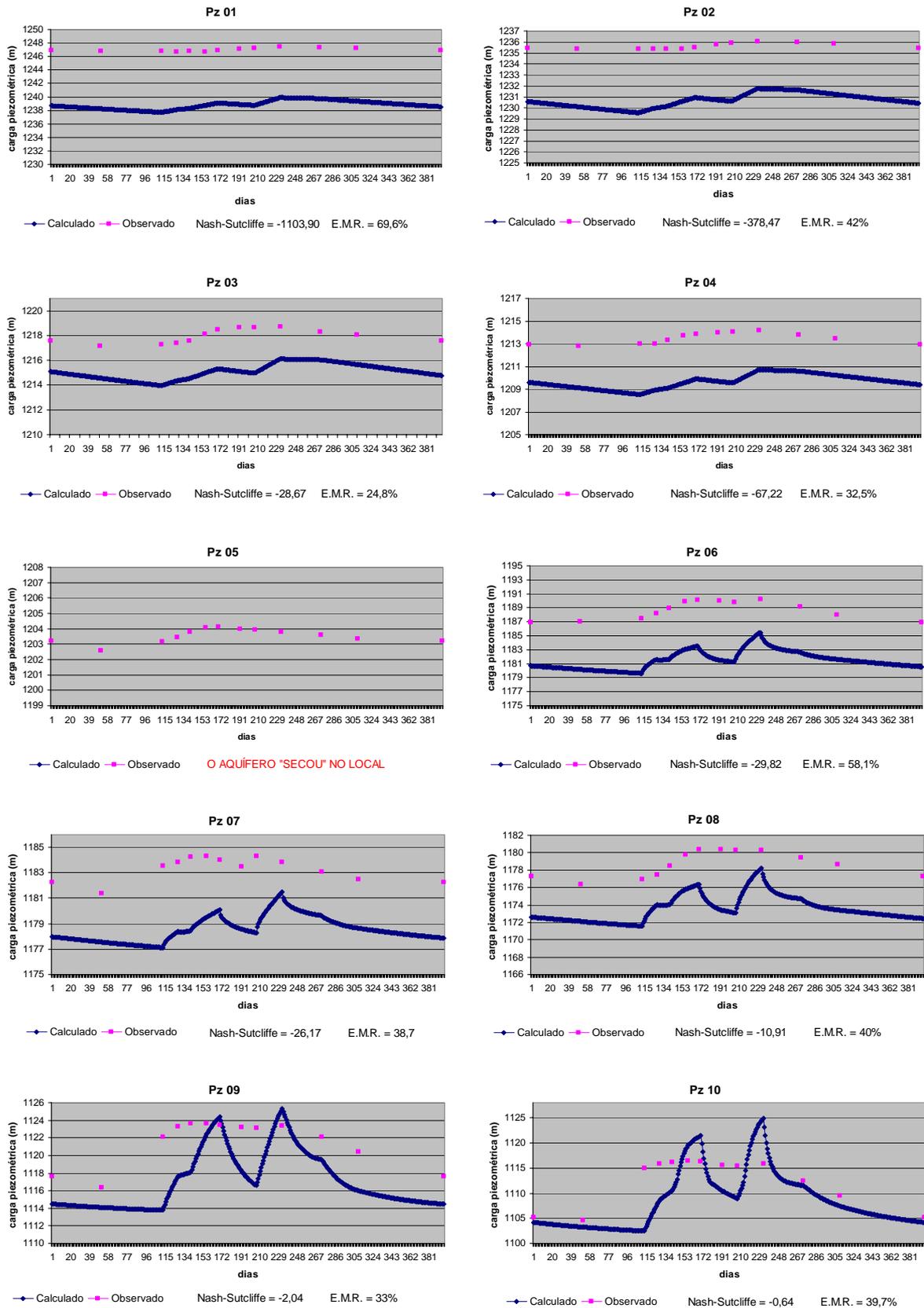
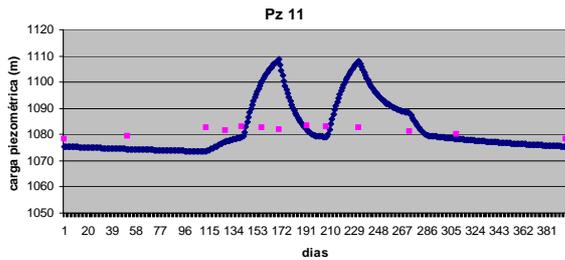
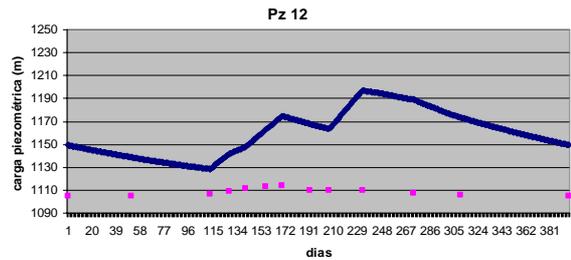


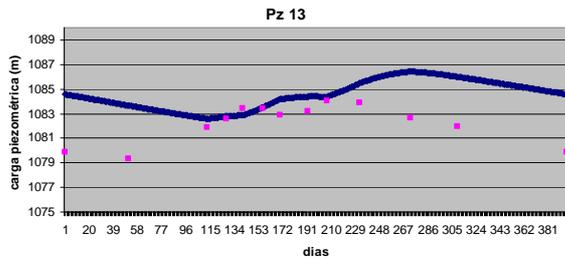
Figura 5.49a – Séries piezométricas observadas e simuladas: modelo numérico integrado.



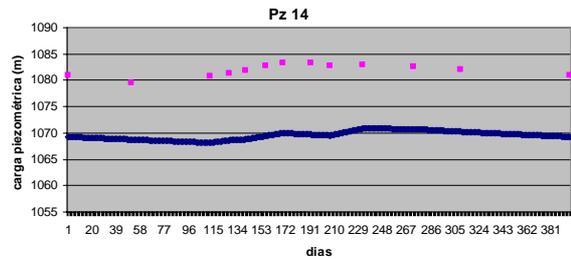
— Calculado — Observado Nash-Sutcliffe = -50,96 E.M.R. = 73,2%



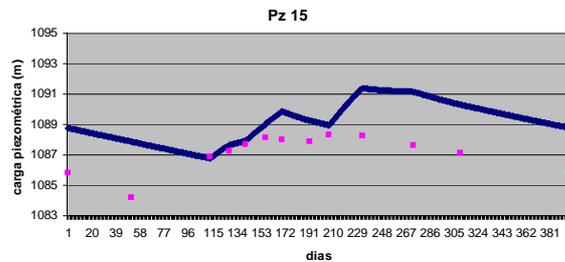
— Calculado — Observado Nash-Sutcliffe = -340,42 E.M.R. = 437,7%



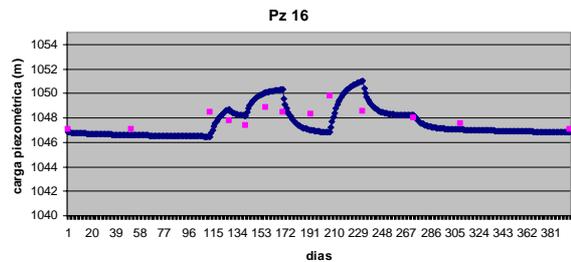
— Calculado — Observado Nash-Sutcliffe = -2,34 E.M.R. = 18%



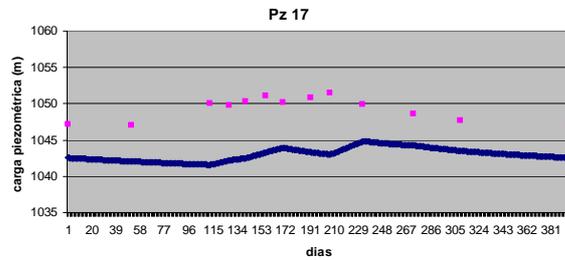
— Calculado — Observado Nash-Sutcliffe = -122,55 E.M.R. = 105,5%



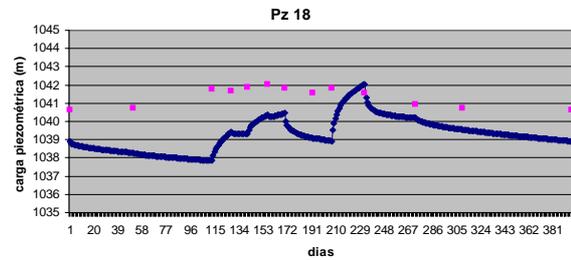
— Calculado — Observado Nash-Sutcliffe = -3,00 E.M.A. = 1,93 m



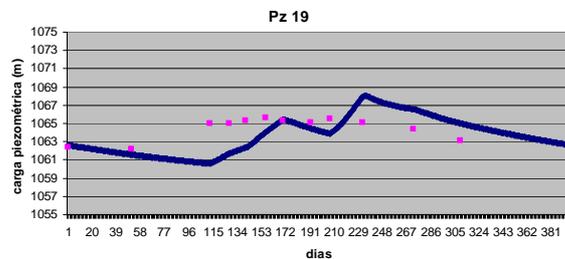
— Calculado — Observado Nash-Sutcliffe = -2,43 E.M.A. = 1,16 m



— Calculado — Observado Nash-Sutcliffe = -17,00 E.M.R. = 16,4%



— Calculado — Observado Nash-Sutcliffe = -15,99 E.M.R. = 16,6%



— Calculado — Observado Nash-Sutcliffe = -1,97 E.M.R. = 14,7%

Figura 5.49b – Séries piezométricas observadas e simuladas: modelo numérico integrado.

Os demais casos, como o piezômetro 12, que apresentou erro médio relativo da ordem de 425% em relação à elevação máxima do nível freático na área de estudo, indicam problemas locais quanto ao delineamento conceitual do modelo numérico e/ou a valores adotados para os parâmetros K_{sat} e S_y . Nesse mesmo piezômetro, observou-se acúmulo de água segundo a modelagem de zona saturada, que “compensou” o problema estimando uma taxa de recarga, entre 3% e 7% da precipitação, muito baixa em relação ao potencial previsto para o local. Nesse caso, acredita-se que a taxa simulada via modelo de zona vadosa *WETSPA*, da ordem de 40%, seja a mais provável.

Quanto à capacidade de previsão das vazões de base, o modelo numérico integrado apresentou baixo desempenho, uma vez que tanto o *Índice de Eficiência de Nash-Sutcliffe* quanto o *E.M.A.* ficaram fora dos limites considerados aceitáveis, conforme indicado na Figura 5.50.

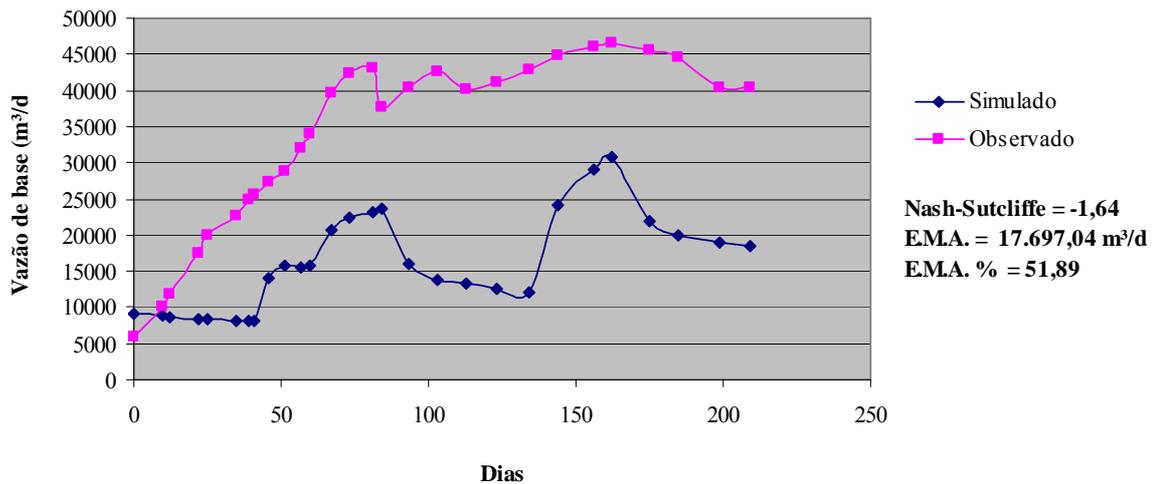


Figura 5.50 – Descarga de base observada “versus” simulada: modelo numérico integrado.

Notou-se uma degradação do resultado, comparando-se aos obtidos pelo modelo numérico de zona saturada e pelo modelo hidrológico distribuído de zona vadosa, aplicados isoladamente. Observou-se que o comportamento simulado do aquífero, agora, se distanciou em relação ao que aconteceu na realidade. Tal afirmação tem como base os índices estatísticos apresentados na Figura 5.50 e o valor do R^2 calculado para as duas situações, de - 0,80 para o modelo numérico de zona saturada e 0,59 para o modelo integrado.

Comparando-se visualmente as curvas da vazão de base do modelo de zona saturada e do

modelo acoplado (Figura 5.51), observa-se que a segunda apresenta padrão mais coerente em relação aos dados observados, o que representa um ganho, sugerindo uma maior capacidade de simulação dos processos, por parte do modelo acoplado. Esse resultado apresenta concordância ao obtido por Markstrom *et al.* (2008), cujo modelo acoplado proposto obteve melhor desempenho que a aplicação isolada do modelo de zona vadosa.

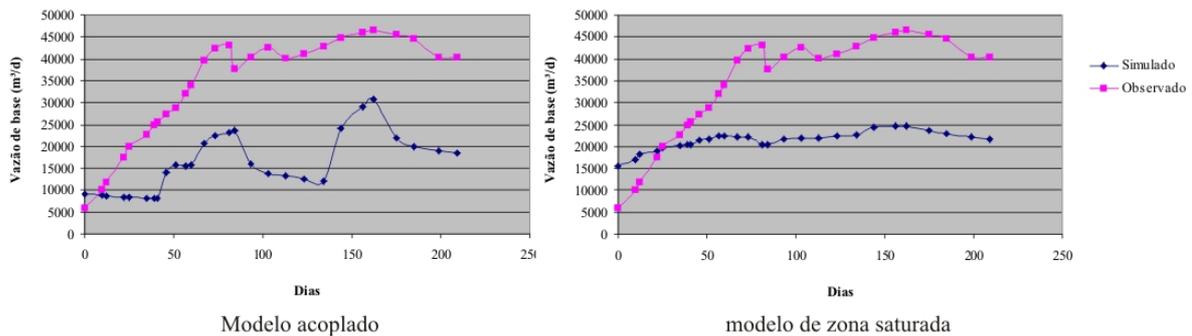


Figura 5.51 – modelo acoplado x modelo de zona saturada.

O volume total da recarga no período foi de 8.143.710 m³. Esse aporte de água resultou em um aumento no escoamento de base simulado de 1.759.588 m³, o que representou uma conversão recarga – escoamento de base de cerca de 22%. Essa diferença pode ser explicada, em parte, por eventuais perdas para o armazenamento em zonas não saturadas abaixo das raízes e por percolação para o aquífero confinado subjacente. Convém ressaltar também que o escoamento de base simulado pelo *WETSPA* foi subestimado. Logo, espera-se que a percentagem estimada seja maior.

O resultado não pode ser considerado conclusivo, uma vez que a “falta de água”, evidenciada tanto pela tendência à subestimação das cargas piezométricas, quanto pela baixa descarga de base simulada em relação à observada, pode ser explicada pelos problemas advindos da calibração do modelo de zona vadosa, *WETSPA*, e do modelo de zona saturada.

5.6 - ANÁLISE COMPARATIVA

Nesta seção, foram efetuadas comparações entre os resultados gerados pelos métodos aplicados no presente trabalho, a partir dos seguintes critérios:

- Quanto à lâmina média estimada para a recarga anual;
- Quanto à distribuição espacial estimada para a recarga total anual;
- Quanto ao desempenho apresentado pelo método aplicado, medido pelo nível de concordância entre observações medidas e simuladas;
- Quanto aos dados requeridos pelo método aplicado, no que diz respeito à disponibilidade e à dificuldade associada ao levantamento das informações necessárias.

5.6.1 - Avaliação dos métodos quanto ao volume estimado para a recarga anual

Na Tabela 5.17 são apresentados os volumes médios totais anuais estimados para a recarga de águas subterrâneas na área de estudos. O ano utilizado para as comparações foi o período hidrológico entre 2008 e 2009.

Tabela 5.17 - Estimativas do volume total de recarga para o ano hidrológico 2008/2009.

Método		Recarga 2008/2009 (mm)	Recarga 2008/2009 (% precipitação)
Modelagem numérica do fluxo de água em meio saturado		327*	21,8
Modelagem hidrológica distribuída de superfície – modelo WETSPA		519	34,6
Escoamento de base: Filtro matemático		660	41,80
Flutuação do nível freático	Média segundo o mapa Interpolado	269	17,00
	Média segundo o mapa obtido por Regressão	230	14,60

*Considerando-se o mapa dos valores considerados mais prováveis (Figura 5.30)

Considerando-se a recarga estimada por separação do escoamento de base como sendo o valor de referência, as taxas estimadas a partir da aplicação dos demais métodos selecionados apresentaram-se subestimadas. No entanto, deve-se destacar que esse valor de referência apresenta incertezas, por se basear na aplicação de um filtro matemático, cujo parâmetro chave é empírico, arbitrário, e extremamente impactante na separação dos

escoamentos. Dessa forma, o grau de subestimação observado para as taxas obtidas pelos demais métodos não pode ser considerado fixo ou conclusivo.

O resultado obtido a partir da aplicação da *modelagem hidrológica distribuída de superfície* foi o que mais se aproximou do valor estimado em relação ao escoamento de base, seguido pelo resultado gerado pelo *modelo numérico*.

Observou-se que a recarga média anual simulada por modelagem hidrológica distribuída, via aplicação do modelo *WETSPA*, foi maior que a recarga simulada por modelagem numérica. Essa diferença é hidrológicamente coerente, pois parte da água que ultrapassa a zona de raízes pode não alcançar o aquífero, por ser utilizada na reposição do armazenamento de água do solo, em profundidades acima do regime de saturação. Como o *WETSPA* simula os processos apenas até a zona de raízes, em alguns casos, o caminho a ser percorrido pelos fluxos pode ultrapassar 20 m (diferença entre a profundidade média do sistema radicular e da profundidade do nível freático em um determinado local).

Quanto às estimativas obtidas a partir do método *flutuações do nível freático*, observou-se que ocorreu subestimação. Comparando-se os níveis freáticos para os dois anos analisados, observou-se que as elevações do lençol freático nos piezômetros em 2008/2009 foram, em média, menores que no ano 2007/2008, o que indicaria, em princípio, um menor valor da recarga estimada. No entanto, conforme verificado no método *separação do escoamento de base* (Tabela 5.1), a recarga para o ano 2008/2009 foi maior.

A explicação está no fato de que, de um modo geral, para o ano 2008/2009, as lâminas totais diárias de precipitação foram menores e mais distribuídas ao longo do período chuvoso (Figura 5.37), favorecendo a infiltração. Consequentemente, observou-se uma maior permanência de níveis freáticos “rasos”, porém, com menores picos.

Como o método *flutuação do nível freático* se baseia na posição e alcance dos picos de elevação do nível freático, recargas ocorridas podem ser até mesmo omitidas, uma vez que o volume aportado pode simplesmente manter o nível estático, sem apresentar elevação, com a taxa de recarga igual à taxa de drenagem do aquífero no local. Quando não se detecta alterações no nível freático, a recarga estimada por esse método é nula.

5.6.2 - Avaliação dos métodos quanto à distribuição espacial estimada para a recarga total anual

Com relação à distribuição espacial da recarga, não há disponível um mapeamento padrão, que possa ser utilizado como referência, para a avaliação dos resultados gerados pelos métodos aplicados nesse trabalho. Além disso, como foram identificadas deficiências associadas a cada método, não se pode afirmar, dentre os resultados obtidos, que algum tenha apresentado maior nível de consistência em relação aos demais.

Na tentativa de se aferir a incerteza espacial associada aos resultados, foram efetuadas comparações entre os mapas de recarga, sob a forma de diferença percentual.

Os três mapas principais obtidos (pela modelagem numérica, pelo modelo *WETSPA*, e pelo método *flutuação do nível freático*) foram confrontados entre si, gerando mapas da distribuição espacial da diferença percentual, entre as recargas simuladas pelos métodos confrontados, apresentados nas figuras 5.52, 5.53 e 5.54.

Em todas as comparações, foram observados valores altos de diferença absoluta entre as recargas estimadas, indicando que a incerteza com relação à capacidade dos métodos em mapear adequadamente a distribuição espacial da recarga ainda é alto.

A maior diferença percentual média foi observada na comparação entre os mapas gerados via modelagem numérica e modelagem hidrológica, que foi da ordem de 20% em relação à precipitação total no mesmo período. Essa diferença equivale a 300 mm/ano. Em segundo lugar ficou a comparação entre os mapas advindos da modelagem hidrológica e do método *flutuação do nível freático* (19%), seguido da comparação entre modelagem numérica e *flutuação do nível freático* (12%, equivalente a cerca de 150 mm/ano).

Apesar das divergências entre os mapas obtidos, observou-se coerência quanto à diferenciação das áreas em relação ao potencial de recarga das águas subterrâneas. De um modo geral, todos confirmaram as posições previstas no *ranking* de favorabilidade à recarga, podendo-se considerar, dessa forma, que a caracterização da variabilidade espacial do processo estudado foi consistente, pelo menos quanto à aptidão das áreas à recarga, independente do método aplicado.

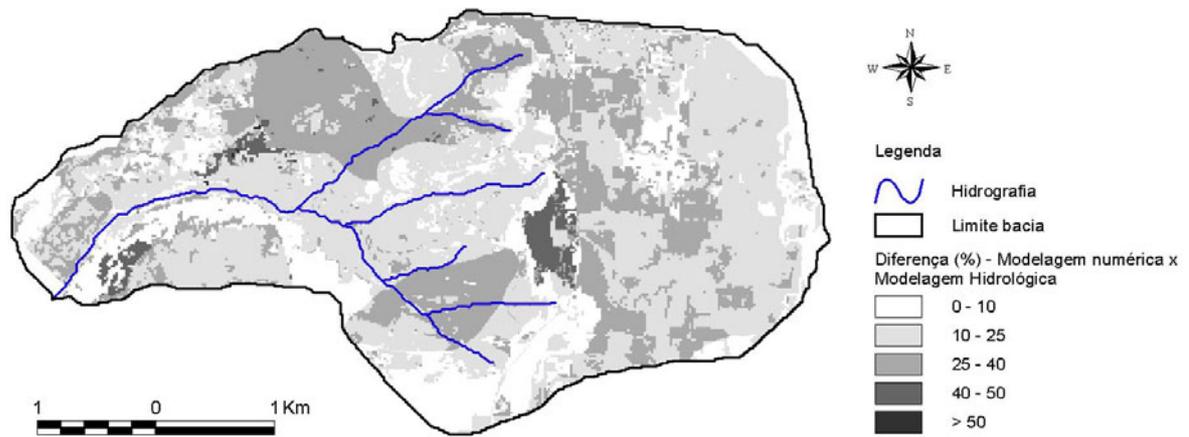


Figura 5.52 – Mapa da diferença absoluta (% precipitação) entre as recargas estimadas via modelagem numérica e as recargas estimadas via modelo hidrológico *WETSPA*.

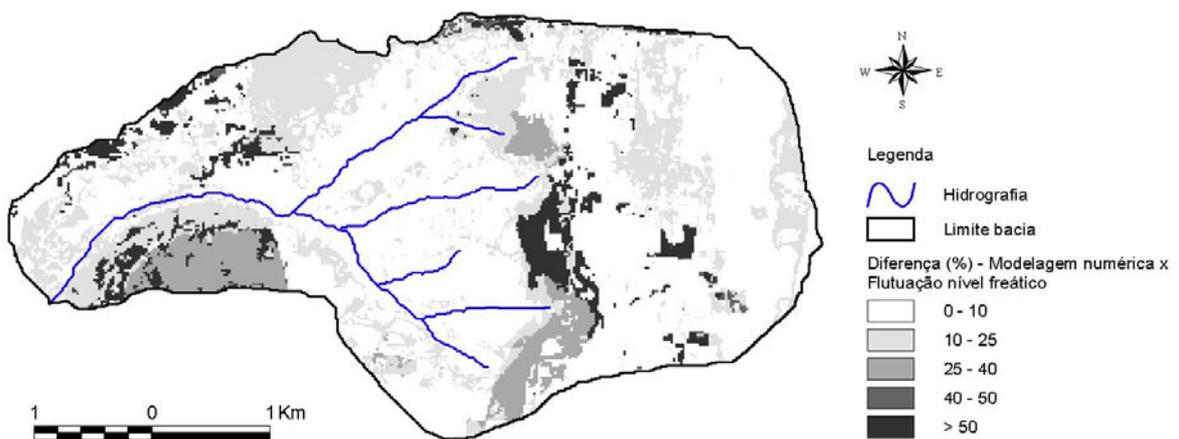


Figura 5.53 – Mapa da diferença absoluta (% precipitação) entre as recargas estimadas via modelagem numérica e as recargas estimadas via método *flutuação do nível freático*.

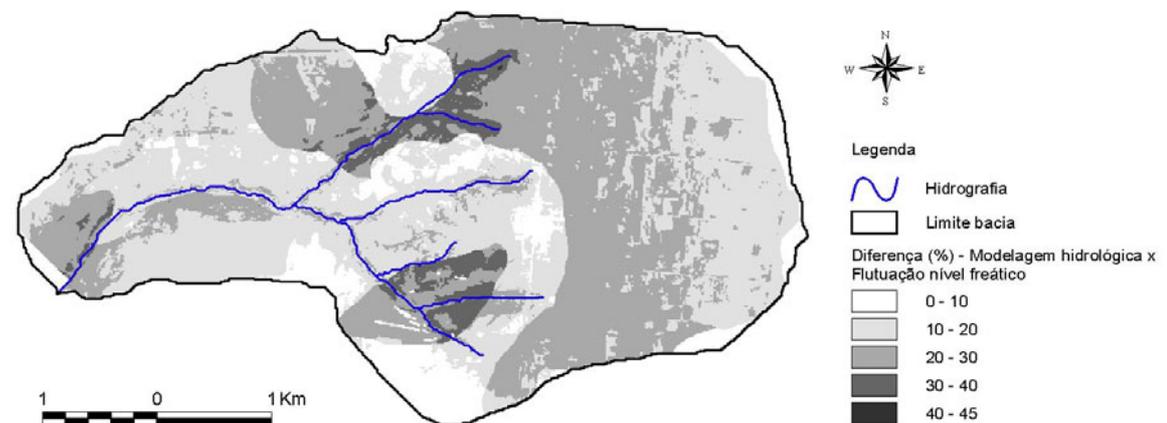


Figura 5.54 – Mapa da diferença absoluta (% precipitação) entre as recargas estimadas via modelo *WETSPA* e as recargas estimadas via método *flutuação do nível freático*.

O mapa gerado a partir de *modelagem hidrológica distribuída de superfície* apresenta, no entanto, uma vantagem em relação ao demais: trata-se de um resultado baseado em considerações de significado físico. Isto faz com que o desempenho independa da área a ser estudada, desde que a parametrização do modelo *WETSPA* seja consistente.

Por outro lado, o resultado gerado pela modelagem numérica, a partir das regiões homogêneas identificadas por meio de lógica *fuzzy* espacial, é válido somente para áreas sob condições ambientais similares à área estudada. Em caso de estudos para outras áreas, novas reflexões sobre a importância e tipo de fatores a serem considerados deverão ser efetuadas, o que pode resultar em novos valores de peso dos fatores.

Quanto ao mapa advindo da interpolação e espacialização, por regressão, das estimativas pontuais obtidas via *flutuação do nível freático*, considera-se ser difícil a obtenção de resultados similares em situações normais, de carência de dados e de recursos.

O resultado satisfatório só foi conseguido por causa da disponibilidade de razoável número de estimativas pontuais, espacialmente distribuídas em diferentes zonas (divisor de águas, parte intermediária da vertente e margens da drenagem superficial) e tipos de solo, cobertura vegetal, declividade, e substrato geológico. Além disso, é importante ressaltar que o resultado da regressão não possui o caráter de modelo para previsão da recarga. Trata-se apenas de uma forma alternativa à interpolação para a espacialização das estimativas pontuais.

Analisando-se o potencial de recarga em função dos fatores analisados isoladamente, os métodos apresentaram resultados semelhantes, conforme se observa na Figura 5.55. Foram considerados os fatores *declividade*, *uso e cobertura do solo*, *tipo de solo* e *tipo de substrato*. De um modo geral, os fatores apresentaram, para todos os métodos analisados, o mesmo potencial de favorecimento à recarga.

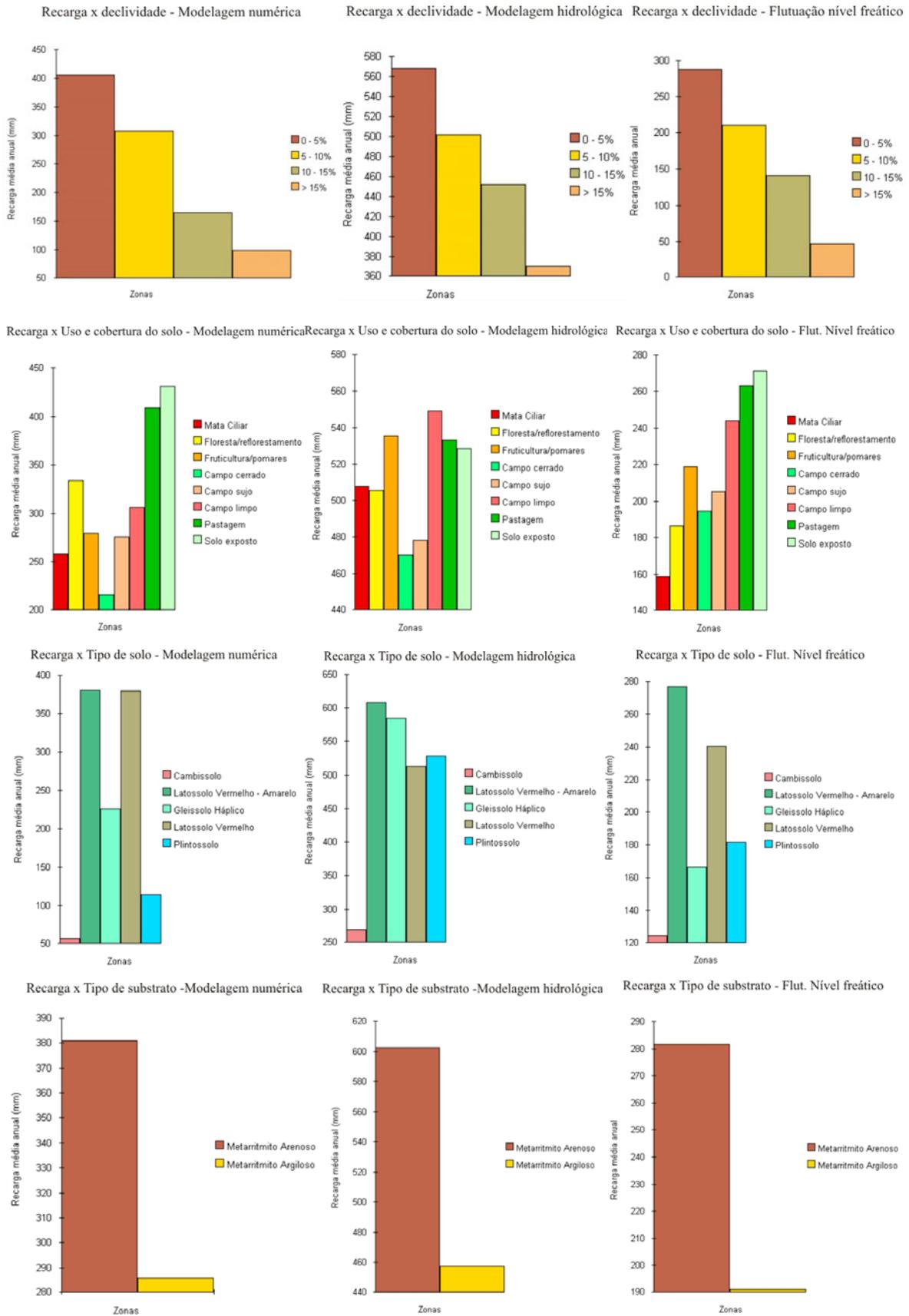


Figura 5.55 – Recarga em função de diferentes fatores ambientais.

5.6.3 - Avaliação dos métodos quanto à concordância entre observações medidas e simuladas

Apenas dois métodos se utilizaram de observações medidas em etapas de calibração e verificação: *modelagem numérica* e; *modelagem hidrológica distribuída de superfície via modelo WETSPA*.

Conforme discutido em seções anteriores, ambos apresentaram desempenho considerado insatisfatório. A modelagem numérica, pelo baixo desempenho, medido pelos índices “*Nash-Sutcliffe*” e “*Erro Médio Relativo*”, no que diz respeito à concordância entre variáveis simuladas e observadas (cargas piezométricas e descarga de base). No caso da modelagem hidrológica via *WETSPA*, apesar do bom resultado na calibração, o mesmo não aconteceu na verificação, o que coloca em dúvida a consistência dos parâmetros ajustados.

Durante a execução das etapas pertinentes aos dois métodos, percebeu-se que os problemas relacionados à *modelagem hidrológica distribuída de superfície* poderão ser mais facilmente resolvidos. O processo de calibração é simples e o tempo de processamento curto, proporcionando maior rapidez à obtenção de respostas. A calibração do modelo numérico, por outro lado, é laboriosa e demorada. A principal dificuldade nesse sentido se refere à correlação espacial entre os pontos de controle, que ocasiona a propagação e aumento de erros de jusante para montante.

Quanto ao modelo numérico de simulação integrada dos processos de zona vadosa e saturada, verificou-se que o mesmo é dependente da consistência dos dois modelos que juntos o compõe. Devido aos problemas apresentados, não se obteve um bom nível de concordância entre as séries observadas e os valores simulados. Desse modo, a alternativa só se apresentará viável caso os problemas de calibração, dos dois modelos, sejam solucionados.

5.6.4 - Avaliação dos métodos quanto aos dados/parâmetros requeridos, disponibilidade, e dificuldade de obtenção

A Tabela 5.18 sintetiza o grau de exigência de cada método aplicado, no que diz respeito aos principais dados requeridos e à disponibilidade e dificuldade associada ao

levantamento dos mesmos. Conforme se observa na referida tabela, os métodos escoamento de base e flutuação do nível freático são pouco exigentes em termos de quantidade de informação demandada. No entanto, os dados requeridos são escassos, assim como também o seu levantamento em campo é complexo e demorado.

Tabela 5.18 – Métodos em estudo de recarga e dados/parâmetros: grau de exigência

Método	Dados/parâmetros requeridos	Disponibilidade	Dificuldade de obtenção
Modelagem numérica do fluxo de água em meio saturado	- Relevo;	1	1
	- Mapeamento geológico e de solos;	2	2
	- Poços de monitoramento com observações de carga piezométrica;	3	3
	- Parâmetros do aquífero (K_{sat} / S_y);	3	3
	- Caracterização estrutural do aquífero (espessura e camadas);	3	3
	- Caracterização da interação do aquífero com o meio externo (evapotranspiração e descarga de base);	2	2
Modelagem hidrológica distribuída de superfície	- Imageamento orbital.	1	1
	- Relevo;	1	1
	- Mapeamento de solos;	2	2
	- Mapeamento do uso e cobertura do solo;	1	2
	- Caracterização hidrológica dos solos;	2	2
	- Prof. Sistema radicular;	1	1
	- Coeficiente de Manning;	1	1
	- Índice de área foliar;	1	1
- Coeficiente de escoamento superficial;	1	1	
Escoamento de base separado via Filtro matemático	- Séries temporais de vazão	2	2
Elevação do nível freático	- Séries temporais de cargas piezométricas observadas;	3	3
	- Estimativa do S_y .	3	3

Escala disponibilidade: 1 = freqüente; 2 = regular; 3 = raro; Escala dificuldade de obtenção: 1 = baixa; 2 = média; 3 = alta

Os dados requeridos para a aplicação da *modelagem hidrológica distribuída* podem, em sua maioria, ser obtidos recorrendo-se à literatura. Adotando-se tais valores como estimativas iniciais, os valores reais mais prováveis podem ser obtidos por calibração.

A modelagem numérica foi o método que apresentou o mais alto nível de exigência com relação aos dados requeridos, tanto em termos de disponibilidade, quanto em termos do grau de dificuldade associado à obtenção das informações em campo. Foi observado durante o trabalho, tanto de campo, quanto de análise, que um alto nível de conhecimento acerca da área estudada foi de fundamental importância, sem o qual provavelmente os

resultados atingidos estariam aquém dos obtidos. Isto representa uma deficiência do método, uma vez que quase sempre o tamanho das áreas estudadas inviabiliza o pleno conhecimento dos detalhes, que por vezes se mostraram imprescindíveis à solução dos problemas enfrentados durante a modelagem. Como exemplos, podem ser citados a respeito da área de estudos:

- Relatos de agricultores facilitaram o trabalho de campo, com a indicação (intuitiva, por vezes) de profundidades freáticas e de comportamento hidrogeológico local;
- Relatos de agricultores permitiram a identificação de “anormalidades”, como lentes de argila, aquíferos suspensos, e espessura local do aquífero freático.

Tais informações não são previstas na tabela apresentada nessa seção. No entanto, podem determinar o fracasso ou o sucesso, não só da modelagem numérica, como também dos outros métodos aplicados.

Apesar de não ter sido listado na Tabela 5.18, o modelo integrado foi o método que apresentou o maior nível de exigência em termos de parâmetros, por ser resultado da soma de todos os esforços demandados para a aplicação dos dois métodos que o compõe.

6 - CONCLUSÕES

Levando-se em consideração as hipóteses e os objetivos inicialmente estabelecidos, chegou-se às seguintes conclusões:

a) Quanto ao padrão espacial e quantitativo da recarga de aquíferos freáticos em ambiente de cerrado:

- Os mapas de recarga gerados apresentaram diferenças consideráveis, em média, de 20% em relação precipitação do ano analisado, podendo-se concluir que o nível de incerteza das recargas estimadas foi alto. No entanto, as divergências observadas entre os valores dos mapas obtidos pelos diferentes métodos utilizados não impediram a caracterização espacial do processo, pois apesar das diferenças volumétricas, houve concordância quanto à distinção da localização e extensão das áreas de menor e maior potencial de recarga;
- Em termos médios gerais, a *modelagem numérica* estimou a recarga em 327 mm/ano, enquanto que a *modelagem hidrológica* e o método *flutuação do nível freático* estimaram em cerca de 520 mm/ano e 230 mm/ano, respectivamente. Os valores estimados via *modelagem hidrológica*, foram considerados os mais confiáveis, e correspondem, em média, a 35% em relação à precipitação média do ano hidrológico 2008/2009, confirmando a hipótese inicialmente estabelecida, de que áreas do cerrado apresentam, em média, potencial de recarga superior aos 20% frequentemente adotados.

b) Quanto à obtenção de estimativas de recarga para diferentes combinações possíveis de tipo de solo, uso e cobertura do solo, declividade e substrato geológico, na região de cerrado estudada:

- Tendo-se em vista os cinco tipos de solo, as oito classes de cobertura/uso do solo, as quatro faixas de declividade consideradas e os dois tipos de substrato, existentes na área de estudo, chegou-se a um total de 187 combinações possíveis. Os valores médios, máximos e mínimos de recarga mais indicados para cada combinação

consistiram naqueles estimados via *modelagem hidrológica distribuída dos processos de superfície* (Tabela C2, do Apêndice C), pois foram considerados mais confiáveis e foram os que exibiram os menores desvios padrões por combinação;

- A Tabela 2 do Apêndice C ainda não pode ser utilizada para a transposição de resultados, como a estimativa de recargas para outras áreas ou anos hidrológicos, uma vez que a relação entre recarga e precipitação em períodos curtos de tempo não é linear, e que pode haver variações no comportamento de fatores iguais, como um mesmo tipo de solo, por exemplo, quando analisados em bacias diferentes. No entanto, para áreas de cerrado com escassez de dados hidrológicos, a referida tabela pode consistir em uma informação útil à execução de estudos preliminares ou exploratórios, ou a iniciativas de zoneamento que visem à conservação do solo e a preservação dos recursos hídricos;

c) Quanto à capacidade de previsão dos métodos aplicados/desenvolvidos:

- Dentre os modelos distribuídos de base física, o *modelo hidrológico dos processos de zona vadosa* foi o que apresentou a melhor capacidade de previsão, uma vez que as vazões simuladas e observadas na verificação divergiram, em média, em 29%, diferença considerada aceitável;
- O *modelo numérico dos processos de zona saturada* não foi capaz de simular satisfatoriamente o comportamento do aquífero, tanto do ponto de vista de cargas piezométricas, quanto em termos de descargas de base;
- O *modelo numérico de simulação integrada dos processos de zona vadosa e zona saturada* foi o que apresentou a pior capacidade de previsão, consequência do acúmulo de erros e deficiências expressas pelos dois modelos que foram acoplados para a sua construção;
- Os métodos *flutuação do nível freático* e *separação de escoamentos* são recomendados apenas em estudos preliminares e no caso de indisponibilidade de dados que permitam a alimentação dos modelos de base física. Isolados, ambos são

empíricos e fornecem apenas estimativas pontuais da recarga, não permitindo que o encadeamento dos processos hidrológicos seja adequadamente compreendido.

d) Quanto à identificação de variáveis e parâmetros determinantes ao estudo do processo de recarga de águas subterrâneas em ambiente de cerrado

- Os parâmetros K_{sat} e S_y , no *modelo numérico de zona saturada*, e os parâmetros *porosidade, capacidade de campo e índice de distribuição do tamanho dos poros*, no *modelo hidrológico distribuído de zona vadosa*, estão entre os que mais impactaram os resultados de ambos os modelos citados;
- Parâmetros associados à evapotranspiração também demonstraram ter grande impacto à resposta do *modelo hidrológico distribuído de zona vadosa*. Nesse caso, foi a classe de parâmetros de maior influência, aos quais se atribuiu a superestimação da evapotranspiração real, que possivelmente ocasionou a subestimação da vazão simulada. Dessa forma, fica evidente a importância do correto mapeamento e caracterização da variável *uso/cobertura do solo*, da qual dependem os parâmetros *profundidade do sistema radicular* e *coeficiente de correção da evapotranspiração potencial*;

e) Conclusões gerais

- As deficiências apresentadas pelos métodos aplicados/desenvolvidos neste trabalho indicam dois principais obstáculos a serem superados: a carência de dados básicos de campo e a dificuldade de se construir modelos conceituais fiéis à configuração real dos processos hidrológicos relacionados, notadamente no que diz respeito à *modelagem numérica de zona saturada*;
- Os métodos *separação de escoamentos, elevação do nível freático* e *modelagem numérica de zona saturada* não poderiam ser aplicados em quaisquer áreas sob condições típicas de cerrado, como, por exemplo, de carste, levando-se à conclusão de que, dentre os métodos testados, apenas a *modelagem hidrológica distribuída de*

superfície seria viável ao estudo do processo de recarga para todo o bioma em questão;

- O monitoramento intenso, espacial e temporal, praticado na área de estudo foi de fundamental importância ao alcance dos resultados apresentados. No entanto, considera-se que para a maioria das situações o mesmo seria impraticável, tanto do ponto de vista econômico quanto no que se refere ao tempo e a recursos humanos disponíveis. Nesse caso, uma alternativa de solução poderia consistir na implementação de uma rede de bacias experimentais, com o objetivo de se buscar um nível adequado de representatividade da heterogeneidade característica do cerrado. Nessas bacias, estudos com grande nível de detalhamento poderiam ser executados a menores custos e os resultados poderiam ser generalizados para as outras áreas.

7 - RECOMENDAÇÕES PARA ESTUDOS FUTUROS

Os métodos desenvolvidos e aplicados no presente trabalho apresentaram uma série de limitações, que não devem ser consideradas apenas como fontes de incertezas e em restrições quanto à aplicação dos resultados obtidos, mas também como oportunidades em estudos futuros. Nesse sentido, como direcionamento para o aprofundamento do tema, continuidade da pesquisa e/ou melhoria dos resultados até então atingidos, sugerem-se os seguintes itens:

- Para a execução de estudos baseados em modelagem numérica dos processos de zona saturada, deve-se ampliar ao máximo as possíveis fontes de dados a respeito do meio aquífero, uma vez que esse conjunto de informações é de fundamental importância ao estabelecimento dos modelos conceitual e numérico. Os acervos de empresas perfuradoras de poços tubulares e de fundações são ricos nesse sentido;
- Para a execução de estudos baseados em modelagem hidrológica distribuída de zona vadosa, recomenda-se testar outros modelos, como, por exemplo, o *PRMS* e o *SWAT*, a fim de se identificar a melhor alternativa e de se efetuar comparações entre resultados. Caso a aplicação do modelo *WETSPA* seja a abordagem selecionada, recomenda-se cautela na adoção dos valores padrões sugeridos para os parâmetros referentes ao solo e à vegetação. O ideal, nesse caso, seria o levantamento em campo dos referidos dados, pelo menos com o objetivo de se obter valores de referência e, assim, estabelecer faixas fisicamente válidas de variação dos valores calibrados;
- É importante incorporar a modelagem de incertezas aos estudos. É pouco segura a recomendação de valores de recarga sem que se tenha associada aos mesmos uma estimativa da incerteza.

Para a continuidade dos estudos de recarga na bacia experimental adotada no presente trabalho, recomenda-se inicialmente:

- Realizar novos testes de bombeamento, a diferentes profundidades e em diferentes

zonas de solos e substratos, para a obtenção de estimativas mais confiáveis e representativas do parâmetro S_y ;

- Revisar toda a calibração do modelo *WETSPA*, na tentativa de se buscar melhor desempenho na etapa de verificação. Para isso, recomenda-se a estimação em campo de valores de referência para os parâmetros físicos relativos ao solo;
- Solucionados os problemas e contornadas as limitações dos métodos aplicados, testar a validade dos resultados obtidos, extrapolando-os para outra(s) bacia(s) instrumentada(s) situada(s) na região do Distrito Federal. Estudos de recarga baseados em dados de monitoramento deverão ser executados nessa(s) bacia(s) e o seu resultado poderá ser comparado ao resultado advindo da extrapolação.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adams, S.; Saayman, I. C.; Beekman, H. E.; Xu, Y. (2003). *Design a Manual for Recharge Estimation in Arid and Semi-Arid Southern Africa*. 29p.
- Albuquerque, A. C. L. S. (2009). *Estimativa de Recarga da Bacia do Rio das Fêmeas Através de Métodos Manuais e Automáticos*. Dissertação de Mestrado em Engenharia Florestal. Universidade de Brasília, Brasília, DF, 101p.
- Alcalá, F. J.; Cantón, Y.; Contreras, S.; Were, A.; Serrano-Ortiz, P.; Puigdefábregas, J.; Solé-Benet, A.; Custodio, E.; Domingo, F. (2011). “Diffuse and concentrated recharge evaluation using physical and tracer techniques: results from a semiarid carbonate massif aquifer in southeastern Spain”. *Environ Earth Sci*. 62, 541-557.
- Alvarez, M. P.; Trovatto, M. M.; Hernandez, M. A.; González, N. (2011). “Groundwater flow model, recharge estimation and sustainability in an arid region of Patagonia, Argentina”. *Environ Earth Sci* (Article in press), 12 p.
- Anderson, M. P.; Woessner, W. W. (1992). *Applied Groundwater Modeling: Simulation of Flow and Advective Transport*. Academic Press, New York, 385p.
- Ayenew, T. (2003). “Evapotranspiration estimation using thematic mapper spectral satellite data in the Ethiopian rift and adjacent highlands.” *Journal of Hydrology*. 279, 83-93.
- Batelaan, O.; Smedt, F. D.; Triest, L. (2003). “Regional groundwater discharge: phreatophyte mapping, groundwater modeling and impact analysis of land-use change.” *Journal of Hydrology*. 275, 86-108.
- Batelaan, O.; Woldeamlak, S. T. (2004). *ArcView Interface for WetSpas - WetSpas User Manual*. Brussel, 65p.
- Batelaan, O.; Smedt, F. D. (2007). “GIS-based recharge estimation by coupling surface-subsurface water balances”. *Journal of Hydrology*. 337, 337-355.
- Bazuhair, A. S.; Wood, W. W. (1996). “Chloride mass-balance method for estimating ground water recharge in arid areas: examples from western Saudi Arabia.” *Journal of Hydrology*. 186, 153-159.
- Bekesia, G.; McConchieb, J. (1999). “Groundwater recharge modelling using the Monte Carlo technique, Manawatu region, New Zealand.” *Journal of Hydrology*. 224, 137-148.

- Beven, K.; Freer, J. (2001). "Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modeling of complex environmental systems using the GLUE methodology". *Journal of Hydrology*. 249, 11-29.
- Bicalho, C. C. (2006). *Estudo do transporte de sedimentos em suspensão na bacia do rio Descoberto*. Dissertação de Mestrado em Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos., Universidade de Brasília, Brasília, DF, 123p.
- Brasil. (2003). *Zoneamento Ecológico-Econômico da Região Integrada de Desenvolvimento do Distrito Federal e Entorno*. Brasília, Brasil. 324p.
- Braune, E. (2003). "Groundwater perspective on integral water resource management – Recharge, a critical indicator of sustainability" In: Xu, Y., Beekman, H. E. (eds.) *Groundwater recharge estimation in Southern Africa*. UNESCO IHP Series n° 64, UNESCO Paris, 199-207.
- Campos, J. E. G. (2004). "Hidrogeologia do Distrito Federal: Bases para a gestão dos recursos hídricos subterrâneos." *Revista Brasileira de Geociências*. 34, 41-48.
- Canadell, J.; Jackson, R. B.; Ehleringer, J. R.; Mooney, H. A.; Sala, O. E.; Schulze, E. D. (1996). "Maximum rooting depth of vegetation tyoes at the global scale". *Oecologia*. 108, 583-595.
- Carling, G. T.; Mayo, A. L.; Tingey, D.; Bruthans, J. (2012). "Mechanisms, timing, and rates of arid region mountain front recharge". *Journal of Hydrology*. 428-429, 15-31.
- Carroll, R. W. H.; Pohll, G.; McGraw, D.; Garner, C.; Knust, A.; Boyle, D.; Minor, T.; Bassett, S.; Pohlmann, K. (2010). "Mason Valley Groundwater Model: linking surface water and groundwater in the Walker River Basin, Nevada". *Journal of the American Water Resources Association*. 46(3). 554-573.
- Chen, J. M.; Chen, X.; Ju, W.; Geng, X. (2005). "Distributed hydrological model for mapping evapotranspiration using remote sensing inputs." *Journal of Hydrology*. 305, 15-39.
- Cherry, A. J. (2000). *A Multi-Tracer Estimation of Groundwater Recharge in a Glaciofluvial Aquifer In Southeastern Manitoba*. M.Sc Thesis, University of Ottawa, Ottawa-Carleton Geoscience Centre, Ottawa, Canada, 129p.
- Cook, P. G.; Leaney, F. W.; Miles, M. (2004). *Groundwater Recharge in the North-East Mallee Region, South Australia*. CSIRO Land and Water Technical Report 25/04, 80p.
- De Vries, J. J., Simmers, I. (2002). "Groundwater recharge: na overview of processes and challenges." *Hydrogeology Journal*. 10, 5-17.

- Dripps, W. R.; Bradbury, K. R. (2010). “The spatial and temporal variability of groundwater recharge in a forested basin in northern Wisconsin”. *Hydrological Processes*. 24, 383-392.
- Edmunds, W. M.; Fellman, E.; Goni, I. B.; Prudhomme, C. (2002). “Spatial and temporal distribution of groundwater recharge in northern Nigeria.” *Hydrogeology Journal*. 10, 205-215.
- Eiten, G. (1972). “The cerrado vegetation of Brazil”. *Botanical Review*. 38, 2, 201-341.
- Ely, D. M. (2006). *Analysis of Sensitivity of Simulated Recharge to Selected Parameters for Seven Watersheds Modeled Using the Precipitation-Runoff Modeling System*. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report, 2006-5041, 21p.
- European Union. (2004). *Data Collection Manual for the OECD/Eurostat Joint Questionnaire on Inland Waters*. 102 p.
- Evans, T. A.; Maidment, D. (1995). *A Spatial and Statistical Assessment of the Vulnerability of Texas Groundwater to Nitrate Contamination*. Center for Research in Water Resources - Report 95-4, 358 p.
- Evans, R.; Neal, B. (2005). “Baseflow Analysis as a Tool for Groundwater – Surface Water Interaction Assessment.” *International Association of Hydrogeologists (Australian Chapter) International Water Conference*. Auckland – New Zealand, 13p.
- Ferreira, M. N. L. (2004). *Distribuição Radicular e Consumo de Água de Goiabeira (Psidium Guajava L.) Irrigada por Microaspersão em Petrolina-Pe*. Tese (Doutorado em agronomia), Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz - Universidade de São Paulo. Piracicaba - SP. 106p.
- Ferreira, P. A. (2005). *Quantificação e Análise do Uso da Água em Práticas de Agricultura Irrigada na Bacia do Descoberto – DF*. Dissertação (Mestrado em Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos). Universidade de Brasília. Brasília, Distrito Federal, 152 p.
- Fragoso, M. M. A. (2008). *Estudo Hidrológico e de Transporte de Sedimentos em uma Bacia do Bioma Cerrado: Bacia do Córrego Capão Comprido*. Dissertação (Mestrado em Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos). Universidade de Brasília. Brasília, Distrito Federal, 105p.
- Hagedorn, B.; El-Kadi, A. L.; Mair, A.; Whittier, R. B.; Ha, K. (2011). “Estimating recharge in fractured aquifers of a temperate humid to semiarid volcanic island (Jeju, Korea) from water table fluctuations, and Cl, CFC-12 and ³H chemistry”. *Journal of Hydrology*. 409, 650-662.

- He, J.; Ma, J.; Zhang, P.; Tian, L.; Zhu, G.; Edmunds, W. M.; Zhang, Q. (2012). "Groundwater recharge environments and hydrogeochemical evolution in the Jiuquan Basin, Northwest China". *Applied Geochemistry*. 27, 866-878.
- Healy, R. W., Cook, P. G. (2002). "Using groundwater levels to estimate recharge." *Hydrogeology Journal*, 10, 91-109.
- Henry, C. M.; Allen, D. M.; Huang, J. (2011). "Groundwater storage variability and annual recharge using well-hydrograph and GRACE satellite data". *Hydrogeology Journal*. 19, 741-755.
- Hill, M. C.; Tiedman, C. R. (2007). *Effective Groundwater Model Calibration*. Willey. New Jersey. 455 p.
- Hill, M. C. (1998). *Methods and Guidelines for Effective Model Calibration*. U.S. Geological Survey Scientific Investigations, Report 98-4005, 98p.
- Hillel, D. (1998). *Environmental Soil Physics*. Academic Press. San Diego, E.U.A., 771p.
- Khalaf, A.; Donoghue, D. (2012). "Estimating recharge distribution using remote sensing: A case study from the West Bank". *Journal of Hydrology*. 414-415, 354-363.
- Klock, H.; Udluft, P. (2002). "Mapping groundwater recharge and discharge zones in the Kalahari: A remote sensing approach." *AridLands Newsletter*. 51, 9p.
- Konikow, L. F., Reilly, T. E. (1999). "Groundwater modeling." In: Delleur, J. W. (ed.) *The Handbook of Groundwater Engineering*. CRC Press LLC. E.U.A., 700-739.
- Korkmaz, N. (1988). "The estimation of groundwater recharge from water level and precipitation data." *Journal of Islamic Academy of Sciences* 1(2), 87-93.
- Leap, D. I. (1999). "Geological occurrence of groundwater." In: Delleur, J. W. (ed.) *The Handbook of Groundwater Engineering*. CRC Press LLC. E.U.A., 2-53.
- Lerner, D. N.; Issar, A. S.; Simmers, I. (eds). (1990). *Groundwater Recharge: A Guide to Understanding and Estimating Natural Recharge*. International Association of Hydrogeologists, vol. 8. Heise, Hannover, 343p.
- Lin, Y.; Wang, J.; Valocchi, A. J. (2009). "PRO-GRADE: GIS Toolkits for Groundwater Recharge and Discharge Estimation". *Ground Water*. 47, 1, 122-128.
- Lindström, R. (2005). *Groundwater Vulnerability Assessment Using Process-Based Models*. Thesis (Philosophical Doctor Architecture and the built environment) KTH Vetenskap Och Konst, Stockholm – Norway, 44 p.
- Liu, Y. B.; Smedt, F. D. (2004). *WetSpa Extension, A GIS-based Hydrologic Model for Flood Prediction and Watershed Management*. Documentation and user manual. Vrije Universiteit Brussel, Brussel, Belgium. 126 p.

- Liu, S. A (1997). “New model for the prediction of rainfall interception in forest canopies.” *Ecological Modelling*. 99,151-159.
- Llamas, R. (2004). *Use of Groundwater*. UNESCO Water and Ethics, Essay 7, UNESCO Paris. 34p.
- Lousada, E. O. (2005). *Estudos Hidrogeológicos e Isotópicos no Distrito Federal: Modelos Conceituais de Fluxo*. Tese (Doutorado em Geologia). Universidade de Brasília, Instituto de Geociências. Brasília, DF, 127p.
- Lopes, J. W. B.; Pinheiro, E. A. R.; Neto, J. R. A. (2012). “Modelagem da recarga de águas subterrâneas em uma bacia semiárida: influências da ocupação agrícola”. *Revista Brasileira de Agricultura Irrigada*. 6, 1, 33-40.
- Lu, X.; Jin, M.; van Genuchten, M. T.; Wang, B. (2011). “Groundwater recharge at five representative sites in the Hebei Plain, China”. *Ground Water*. 49, 2, 286-294.
- MacDonald, A. M, Barker, J. A., Davies, J. (2008). “The bailer test: a simple effective pumping test for borehole success”. *Hydrogeology Journal*. 16, 1065-1075.
- Mace, R. E. (1999). “Estimation of hydraulic conductivity in large-diameter, hand-dug wells using slug-test methods”. *Journal of Hydrology*, 219. 34-45.
- Maldaner, C. H. (2010). *Recarga de Aquífero em Área Urbana: Estudo de Caso de Urânia (SP)*. Dissertação de mestrado em Recursos Minerais e Hidrogeologia, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, 95p.
- Mangore, E.; Taigbenu, A. E. (2004). “Land-use impacts on the quality of groundwater in Bulawayo.” *Water SA*, 30(4), 453-464.
- Markstrom, S. L.; Niswonger, R. G.; Regan, R. S.; Prudic, D. E.; Barlow, P. M. (2008). *GSFLOW—Coupled Ground-Water and Surface-Water Flow Model Based on The Integration of the Precipitation-Runoff Modeling System (PRMS) and the Modular Ground-Water Flow Model (MODFLOW-2005)*. U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6-D1, 240 p.
- Martinez-Santos, P.; Abreu, J. M. (2010). “Lumped and distributed approaches to model natural recharge in semiarid karst aquifers”. *Journal of Hydrology*. 388, 389-398.
- McNamara, J. P. (2005). *An Assessment of the Potential for Using Water and Chloride Budgets to Estimate Groundwater Recharge in Granitic, Mountain Environments*. Final Report. 20p.
- Melo, J. G.; Stein, P. , Vasconcelos, M. B.; Silva, F. H. R. (2005). “Recarga do aquífero Açú na borda sudoeste da bacia Potiguar, trecho Apodi-Upanema.” *Revista de Geologia*. 18(2), 177-188.

- Meriano, M.; Howard, K. W. F.; Eyles, N. (2011). "The role of midsummer urban aquifer recharge in stormflow generation using isotopic and chemical hydrograph separation techniques". *Journal of Hydrology*. 396, 82-93.
- Mileham, L.; Taylor, R.; Thompson, J.; Todd, M.; Tindimugaya, C. (2008). "Impact of rainfall distribution on the parameterization of a soil-moisture balance model of groundwater recharge in equatorial Africa". *Journal of Hydrology*. 359, 46-58.
- Missteart, B. D. R. (2000). "Groundwater recharge assessment: a key component of river basin management." *National Hydrology Seminar*. Dublin. 8p.
- Mkwizu, Y. B. (2002). "Balancing abstraction and natural groundwater recharge as a mechanism of sustainable water use: a case of the Kizinga catchment in Dar Es Salaam region, Tanzania." *3rd WaterNet/Warfsa Symposium Water Demand Management for Sustainable Development*. Dar es Salaam, Tanzânia. 5p.
- Neukum, C.; Azzam, R. (2012). "Impact of climate change on groundwater recharge in a small catchment in the Black Forest, Germany". *Hydrogeology Journal*. 20, 547-560.
- Nurmohamed, R.; Naipal, S.; Smedt, F. D. (2006). "Hydrologic modeling of the Upper Suriname River basin using WETSPA and ArcView GIS". *Journal of Spatial Hydrology*. 6, 1, 1-17.
- O'leary, G. J. (1996). "The effects of conservation tillage on potential groundwater recharge." *Agricultural Water Management*. 31, 65-73.
- Oliveira, M. J. P. M. (2004). *Recarga de Águas Subterrâneas – Métodos de Avaliação*. Tese (Doutorado em Geologia), Universidade de Lisboa, Lisboa – Portugal, 24p.
- Oliveira, M. M.; Ferreira, J. P. C. L. (2001). "Proposta de uma metodologia para a definição de áreas de infiltração máxima." *6º congresso da água*. Lisboa, 16p.
- Pedrosa, C. A., Caetano, F. A. (2002). *Águas Subterrâneas*. Superintendência de Informações Hidrológicas – SIH, Agência Nacional de Águas. Brasília, 85 p.
- Qin, D.; Qian, Y.; Han, L.; Wang, Z.; Li, C.; Zhao, Z. (2011). "Assessing impact of irrigation water on groundwater recharge and quality in arid environment using CFCs, tritium and stable isotopes, in the Zhangye Basin, Northwest China". *Journal of Hydrology*. 405, 194-208.
- Rawls, W.; Ahuja, L. R.; Brakensiek, D. L.; Shirmohammadi, A. (1992). "Infiltration and soil water movement." In: Maidment, D. *Handbook of Hydrology*. McGraw-Hill. New York, 5.1-5.51.
- Reatto, A.; Martins, E.S.; Cardoso, E.A.; Spera, S.T.; Carvalho Jr.; O.A.C.; Silva, A.V.; Farias, M. F. R. (2003). *Levantamento de Reconhecimento de Solos de Alta*

- Intensidade do Alto Curso do Rio Descoberto, DF/GO, escala 1:100.000.* Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento N° 92. Embrapa Cerrados, Distrito Federal, Brasil. 55p.
- Rebouças, A. C. (2002). “A política nacional de recursos hídricos e as águas subterrâneas.” *Revista Águas Subterrâneas*. 16, 1-13.
- Risser, D. W.; Gburek, W. J.; Folmar, G. J. (2005). *Comparison of methods for estimating ground-water recharge and base flow at a small watershed underlain by fractured bedrock in the eastern United States*: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2005-5038, 31p.
- Ruiz, L.; Varma, M. R. R.; Kumar, M. S. M.; Sekhar, M.; Maréchal, J. C.; Descloitres, M.; Riotte, J.; Kumar, S.; Kumar, C.; Braun, J. J. (2010). “Water balance modelling in a tropical watershed under deciduous forest (Mule Hole, India): Regolith matrix storage buffers the groundwater recharge process”. *Journal of Hydrology*. 380, 460-472.
- Rutledge, A. T. (1998). *Computer programs for describing the recession of ground-water discharge and for estimating mean groundwater recharge and discharge from streamflow records – update*. USGS Water-Resources Investigations Report, 98-4148. 52p.
- Saha, D.; Sinha, U. K.; Dwivedi, S. N. (2011). “Characterization of recharge processes in shallow and deeper aquifers using isotopic signatures and geochemical behavior of groundwater in an arsenic-enriched part of the Ganga Plain”. *Applied Geochemistry*. 26, 432-443.
- Sanford, W. (2002). “Recharge and groundwater models: an overview” *Hydrogeology Journal*. 10, 110-120.
- Santos, M. S. (2007). *Determinação de Escoamentos Mínimos e Separação de Escoamentos de Base na Bacia do Rio Descoberto*. Monografia de Projeto Final de Graduação em Engenharia Civil, Universidade de Brasília, Brasília – Brasil, 80 p.
- Santos, R. M. (2004). *Estruturação Topológica de Grandes Bases de Dados de Bacias Hidrográficas*. Dissertação (Mestrado em Ciência Florestal) - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa-MG, 64p.
- Scanlon, B. R.; Dutton, A.; Sophocleous, M. (2002a). *Groundwater Recharge in Texas*. Kansas Geological Survey report. 84p.
- Scanlon, B. R.; Healy, R. W.; Cook, P. G. (2002b). “Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge.” *Hydrogeology Journal*. 10, 18-39.

- Scanlon, B. R.; Keese, K.; Bonal, N.; Deeds, N.; Kelley, V.; Litvak, M. (2005a). *Evapotranspiration Estimates with Emphasis on Groundwater Evapotranspiration in Texas*. Texas, U.S.A. 123p.
- Scanlon, B. R.; Reedy, R. C.; Stonestrom, D. A.; Prudic, D. E.; Dennehy, K. F. (2005b). “Impact of land use and land cover change on groundwater recharge and quality in the southwestern US.” *Global Change Biology*. 11, 1577-1593.
- Silva, R.P. (2004). “Spatial variability of groundwater recharge - Is it really variable?” *Journal of spatial Hydrology*. 4, 18p.
- Silvério, J. J. (2006). *Aplicação do Método Analytic Hierarchy Process na Avaliação de Indicadores Setoriais de Arranjos Produtivos Locais: Caso do APL de Madeira e Móveis de Paragominas – PA*. Dissertação (Mestrado em Economia de Empresas) - Universidade Católica de Brasília, Brasília-DF, 62p.
- Singh, A. (2011). “Estimating long-term regional groundwater recharge for the evaluation of potential solution alternatives to waterlogging and salinisation”. *Journal of Hydrology*. 406, 245-255.
- Smerdon, B. D.; Allen, D. M.; Nielsen, D. (2010). “Evaluating the use of a gridded climate surface for modeling groundwater recharge in a semi-arid region (Okanagan Basin, Canada)”. *Hydrological Processes*. 24, 3087-3100.
- Soares, J. V. (2001). “Água superficial, hidrógrafa e o processo de runoff.” In: *Introdução a Hidrologia de Florestas*. São José dos Campos, São Paulo, 45-70.
- Sophocleous, M. (1991). “Combining the soilwater balance and water-level fluctuation methods to estimate natural groundwater recharge: practical aspects.” *Journal of Hydrology*. 124, 229-241.
- Sultan, M.; Metwally, S.; Milewski, A.; Becker, D.; Ahmed, M.; Sauck, W.; Soliman, F.; Sturchio, N.; Yan, E.; Rashed, M.; Wagdy, A.; Becker, R.; Welton, B. (2011). “Modern recharge to fossil aquifers: geochemical, geophysical an modeling constraints”. *Journal of Hydrology*. 403, 14-24.
- Szilagyi, J.; Zlotnik, V. A.; Gates, J. B.; Jozsa, J. (2011). “Mapping mean annual groundwater recharge in the Nebraska Sand Hills, USA”. *Hydrogeology Journal*. 19, 1503-1513.
- Takounjou, A. F.; Ngoupayou, J. R. N.; Riotte, J.; Taken, G. E.; Mafany, G.; Maréchal, J. C.; Ekodeck, G. E. (2011). “Estimation of groundwater recharge of shallow aquifer on humid environment in Yaounde, Cameroon using hybrid water-fluctuation and hydrochemistry methods”. *Environ Earth Sci*. 64, 107-118.

- Toews, M. W.; Allen, D. M. (2009). "Evaluating different GCMs for predicting spatial recharge in an irrigated arid region". *Journal of Hydrology*. 374, 265-281.
- Tornthwaite, C. w.; Mather, J. R. (1995). *The Water Balance*. Centerton, NJ: Drexel Institute of Technology – Laboratory of Climatology. (Publications in Climatology, v. III, n.1) 104p.
- Tucci, C. E. M. (2005). *Modelos Hidrológicos*. Editora UFRGS, 678p.
- Tucci, C. E. M. (2002a). "Escoamento superficial." In: Tucci, C. E. M. (ed). *Hidrologia Ciência e Aplicação*. Editora UFRGS, EDUSP, ABRH. 391-441.
- USA. (2003). "Entiat Subbasin Hydrograph Separation Analysis." *Chelan County Conservation District/Entiat WRIA Planning Unit*. 10p.
- Valerio, A.; Rajaram, H.; Zagona, E. (2010). "Incorporating groundwater-surface water interaction into river management models". *Ground Water*. 48, 5, 661-673.
- Vargas, R. V. (2010). "Using the analytic hierarchy process (AHP) to select and prioritize projects in a portfolio." *PMI Global Congress*. Washington – DC – EUA, 22p.
- Victoria, D. C. (2004). *Estimativa da Evapotranspiração da Bacia do Ji-Paraná (RO) Através de Técnicas de Sensoriamento Remoto e Geoprocessamento*. Dissertação (Mestrado em Ecologia de Agrossistemas) – Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, Piracicaba - SP. 88p.
- Walton, W. C. (1996). *Aquifer Test Analysis with Windows Software*. Lewis Publishers. Florida, 301p.
- Wang, J.; Sammis, T. W.; Meier, C. A.; Simmons, L. J.; Miller, D. R.; Bathke, D. J. (2005). "Remote Sensing Vegetation Recovery after Forest Fires using Energy Balance Algorithm." In: *Sixth Symposium on Fire and Forest Meteorology Sponsored by American Meteorological Society*, Canadá, 11p.
- Waterloo Hydrogeologic Inc. (1999). *User's Manual for WinPEST*. Waterloo Hydrogeologic Inc. Canada, 158p.
- Waterloo Hydrogeologic Inc. (2002). *Visual MODFLOW v. 3.0 – User's Manual*. Waterloo Hydrogeologic Inc. Canada, 370p.
- Wittenberg, H.; Sivapalan, M. (1999). "Watershed groundwater balance estimation using streamflow recession analysis and baseflow separation." *Journal of Hydrology*. 219, 20-33.
- Wu, K.; Johnston, C. A.; Cherrier, C.; Bridgham, S.; Shmagin, B. (2006). "Calibration of the SWAT model in a Great Lakes coastal watershed". In Singh, V.P. e Xu, Y.J (eds). *Coastal Hydrology and Processes*. Water Resources Publications. 56-81.

- Xu, Y.; Beekman, H. E. (2003). *Groundwater recharge estimation in Southern Africa*. UNESCO IHP Series No. 64, UNESCO Paris. 207p.
- Xu, X.; Huang, G.; Zhan, H.; Qu, Z.; Huang, Q. (2012). “Integration of SWAP and MODFLOW-2000 for modeling groundwater dynamics in shallow water table areas”. *Journal of Hydrology*. 412-413, 170-181.
- Yimam, Y. T. (2010). *Groundwater – Surface Water Interaction Modeling of the Grote-Nete Catchment Using GSFLOW*. Dissertation (Master of Physical Land Resources). Vrije Universiteit Brussel. Brussel, Belgium, 65 p.
- Yin, L.; Hu, G.; Huang, J.; Wen, D.; Dong, J.; Wang, X.; Li, H. (2011). “Groundwater-recharge estimation in the Ordos Plateau, China: comparison of methods”. *Hydrogeology Journal*. 19, 1563-1575.

APÊNDICES

**APÊNDICE A – LOCAIS INDICADOS E INFORMAÇÕES HIDROGEOLÓGICAS
CEDIDAS PELA EMPRESA ALBERTON - PERFURAÇÕES.**

Por questões de segredo empresarial, não foi permitido o acesso direto aos relatórios de execução dos serviços de campo, motivo pelo qual foi solicitado pela referida empresa um mapa da área com a indicação dos pontos de interesse, conforme apresentado na Figura A1.

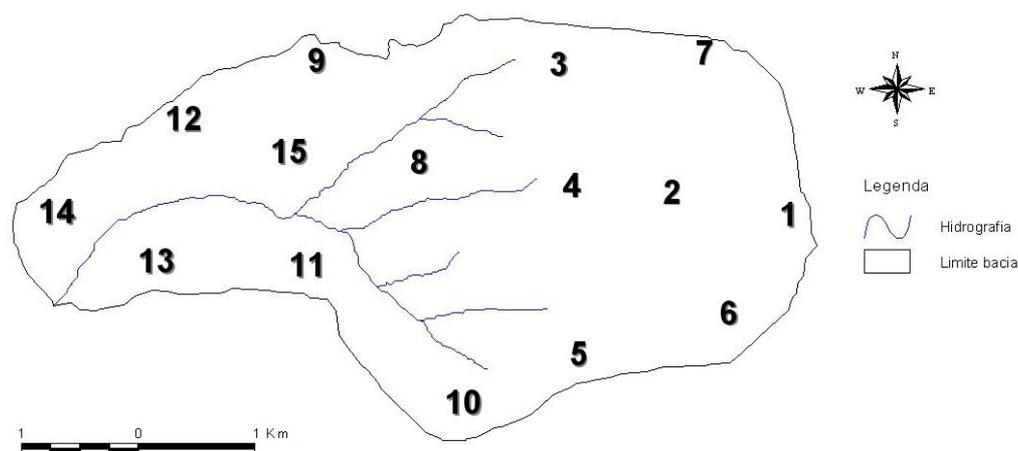


Figura A1 – Locais indicados para o fornecimento de informações hidrogeológicas.

Para os referidos pontos, foram informadas a profundidade de ocorrência da rocha (espessura do pacote não confinado) e uma descrição geral aproximada do perfil litológico, apresentadas na Tabela A1.

Tabela A1. – Profundidade de ocorrência da rocha e descrição aproximada do perfil litológico dos pontos solicitados.

Nº	Profundidade rocha (m)	Descrição litológica aproximada do perfil
1	29	Solo até 22 metros, seguido por areia até 29 metros. Após isto, quartzitos
2	35	Solo até 18 metros, seguido por areia até 35 metros. Depois, quartzitos
3	50	Material não consolidado até 50 metros. Depois, arenitos e quartzitos
4	36	Material não consolidado com lentes de cascalho até 36 metros
5	36	Solo, material siltoso e saibro até 36 metros

Tabela A1 – Continuação...

6	38	Solo arenoso e areia até 38 metros
7	41	Latossolo, seguido por areia
8	60	Solo com cascalho
9	68	Solo com cascalho
10	30	Solo com cascalho
11	35	Solo com cascalho
12	68	Solo com cascalho
13	68	Solo, seguido por material cascalhoso
14	70	Solo com cascalho
15	70	Material não consolidado misto

A localização de alguns pontos coincidiu com a existência de poços perfurados. Nestes casos, segundo a empresa, a informação fornecida possui *status* de “verdade de campo”. Para os demais pontos, a caracterização do aquífero foi sugerida, tendo-se por base a proximidade em relação a locais conhecidos.

Os dados fornecidos foram submetidos a um processo de checagem de consistência. Tal processo compreendeu a confrontação dos mesmos com a descrição das formações geológicas da base cartográfica pré-existente e com as informações colhidas durante a perfuração dos piezômetros. Dos pontos 1 a 7, observou-se razoável semelhança entre as descrições, enquanto que nos demais não foi possível o estabelecimento de similaridades.

Tendo-se em vista que a escala da base cartográfica pré-existente (1:100.000) é pequena em relação à escala do presente estudo, acredita-se que a descrição fornecida pela empresa representa com maior confiabilidade as condições encontradas em campo.

No entanto, o método adotado na perfuração não permite uma caracterização precisa quanto às profundidades e limites entre as camadas moles, motivo pelo qual se optou por utilizar apenas o dado referente à profundidade de ocorrência da rocha.

APÊNDICE B – *SLUG TEST* E TESTES DE BOMBEAMENTO.

B.1 – *SLUG TEST*

O ensaio consistiu basicamente na inserção de um corpo ao interior do poço, capaz de ocasionar uma elevação súbita no nível da água. Imediatamente, iniciou-se o monitoramento do rebaixamento do nível, armazenando-se os valores em função do tempo transcorrido.

Nos procedimentos de campo, foram utilizados como “*Slug*”, tubos de *PVC* preenchidos com concreto, sendo que, para a leitura automática e armazenamento dos dados “*rebaixamento x tempo*” utilizou-se um linígrafo.

Aos dados colhidos nos ensaios, foi aplicado o método de Hvorslev (Walton, 1996), apresentado na Equação B.1, utilizando-se também dos dados construtivos do poço. A escolha do referido método se deveu ao fato de que, segundo Walton (1996), é a alternativa mais recomendada para o caso de piezômetros de penetração parcial em aquíferos freáticos.

$$K = r^2 \ln\left(\frac{L}{R}\right) / 2LT_0 \quad (B.1)$$

em que: r = raio do poço revestido; L = comprimento da seção filtrante; R = raio da perfuração; T_0 = tempo, em segundos, para quando a relação “(nível estático antes do teste – nível dinâmico no decorrer do teste) / (nível estático antes do teste – nível dinâmico ao início do teste)”, for igual a 0,37.

O valor de T_0 foi obtido graficamente, plotando-se em um gráfico semi-logarítmico a referida relação (eixo “ y ” linearizado) em função do tempo transcorrido (eixo “ x ” normal).

B.2 – TESTES DE BOMBEAMENTO

Com o método *slug test* não é possível a estimativa do coeficiente de produtividade específica do aquífero, o que pode ser feito a partir da execução de testes de bombeamento.

A realização desse tipo de teste requer uma estrutura mínima disponível, dentro da qual a abertura dos poços de bombeamento e de observação responde pela maior parte do custo.

Objetivando-se contornar a escassez de recursos financeiros, o referido teste foi realizado utilizando-se poços já existentes, escavados manualmente e utilizados para abastecimento doméstico de água. Ao lado dos poços selecionados foram perfurados, por tradagem manual, os respectivos piezômetros de observação.

A adoção de tal solução ocasiona, no entanto, a seguinte particularidade: poços de abastecimento doméstico, manualmente escavados, geralmente possuem grande diâmetro (> 0,5 metros, segundo Mace, 1999).

Por se tratar de uma situação não-convencional em testes de bombeamento, foi necessária a avaliação de vários métodos analíticos para o processamento dos dados. Os resultados dos métodos selecionados foram então comparados, entre si e com um resultado obtido numericamente, a partir de um modelo em diferenças finitas. O fluxograma da Figura B.2 sintetiza as etapas percorridas

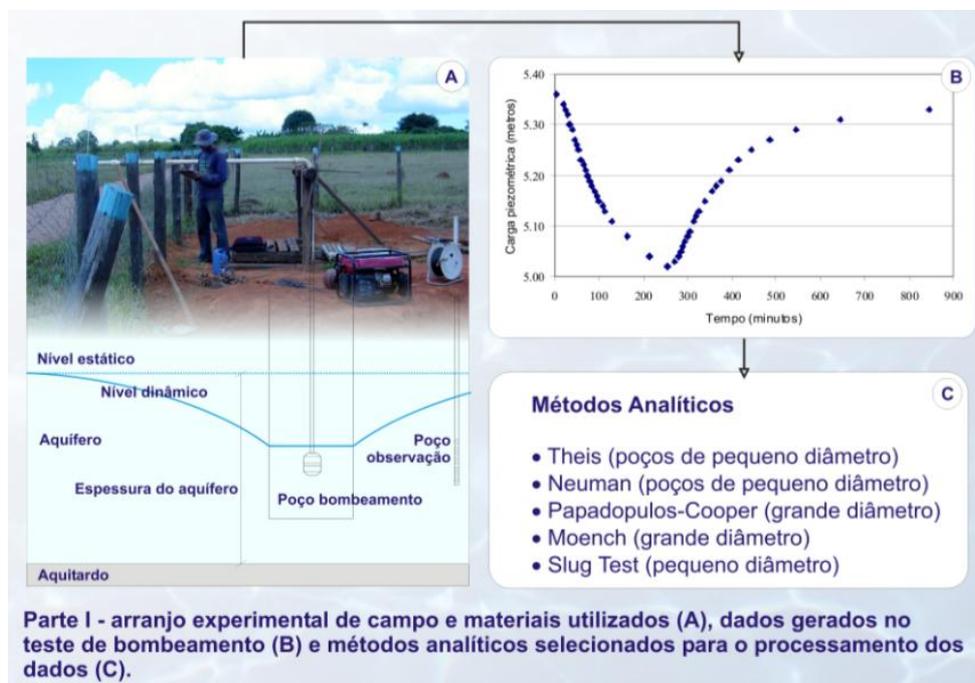


Figura B.2 – Testes de bombeamento em poços de grande diâmetro: etapas.

Além da estimação do coeficiente de produtividade específica, os testes de bombeamento executados possibilitaram a obtenção de outras estimativas para a condutividade hidráulica saturada. Como o teste em questão apresenta maior rigor que o *slug test* (MacDonald *et al.*, 2008), seu resultado também foi utilizado como parâmetro de avaliação das estimativas obtidas via *slug test*.

**APÊNDICE C – TAXAS DE RECARGA EM FUNÇÃO DE DIFERENTES
COMBINAÇÕES ENTRE TIPOS DE SOLO, USO/COBERTURA DO SOLO,
DECLIVIDADE E SUBSTRATO GEOLÓGICO.**

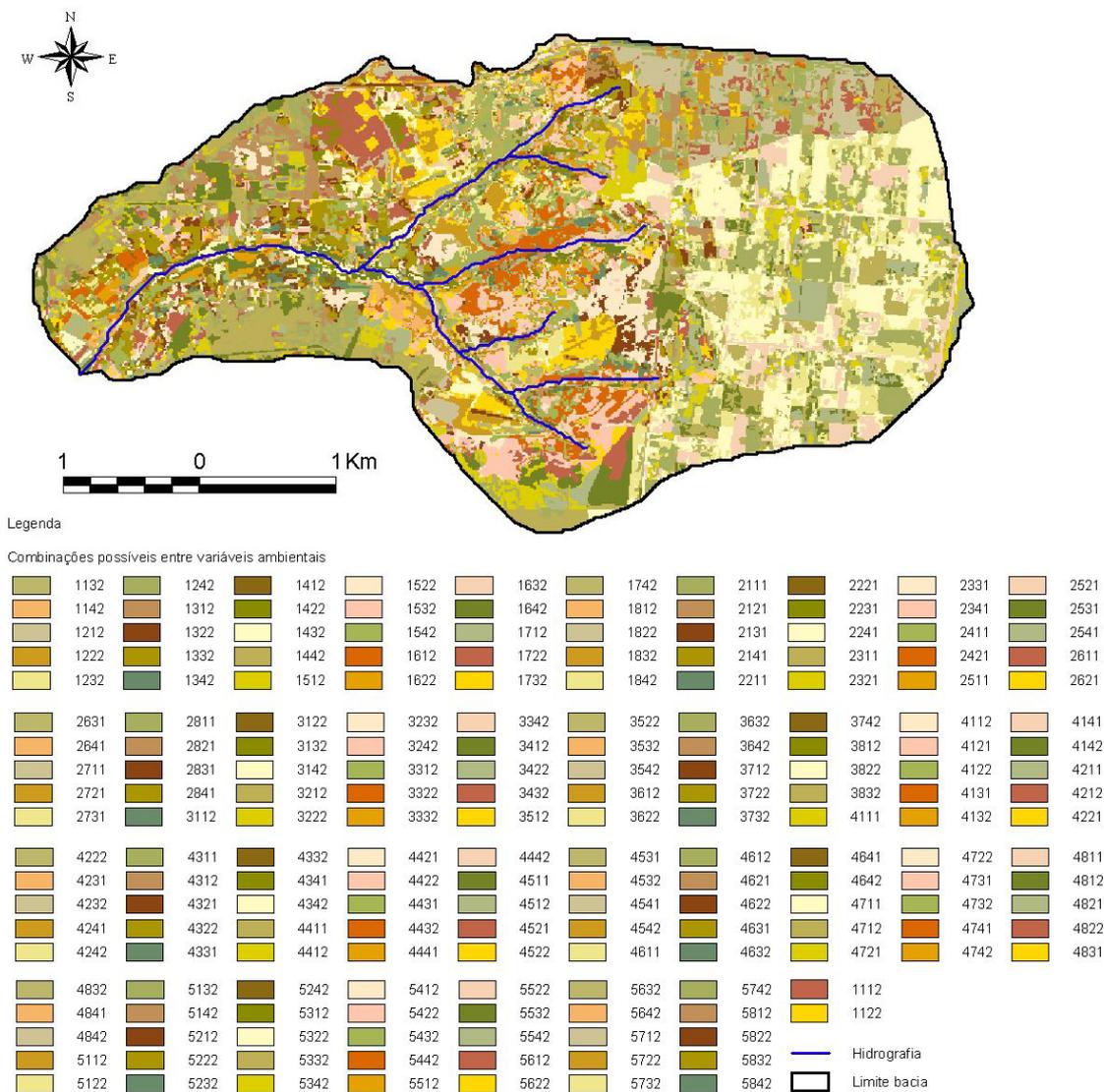


Figura C1 – Mapa das combinações possíveis entre diferentes tipos de solo, uso/cobertura do solo, declividade e substrato geológico.

A legenda do mapa possui caráter apenas ilustrativo, para mostrar que cada classe mapeada possui um código numérico, gerado com o objetivo de se identificar os fatores que compõe a combinação. A grande quantidade de classes únicas impediu a construção de uma legenda que permitisse a utilização de cores totalmente únicas, com diferenças perceptíveis ao olho humano.

A interpretação do código é a seguinte:

- 1º algarismo: define o tipo de solo e pode variar, para a área de estudos, entre 1 e 5 (1 = cambissolo, 2 = Latossolo vermelho-amarelo, 3 = Gleissolo, 4 = Latossolo vermelho, 5 = Plintossolo);
- 2º algarismo: define a classe de uso/cobertura do solo, podendo variar entre 1 e 8 (1 = mata ciliar, 2 = floresta/reflorestamento, 3 = fruticultura, 4 = campo cerrado, 5 = campo sujo, 6 = campo limpo, 7 = pastagem, 8 = solo exposto);
- 3º algarismo: define a faixa de declividade, variando entre 1 e 4 (1 = declividade entre 0 e 5%, 2 = declividade entre 5 e 10%, 3 = declividade entre 10 e 15%, 4 = declividade > 15%);
- 4º algarismo: define o tipo de substrato geológico e varia entre 1 e 2 (1 = metarritmito arenoso, 2 = metarritmito argiloso).

Um código igual a 3142, por exemplo, indica que no local se encontram presentes: solo do tipo *Gleissolo*, em área de *mata ciliar*, com *declividade superior a 15%* e sobre área de substrato *metarritmito argiloso*.

Nas tabelas C1, C2 e C3 são apresentados os valores de recarga para cada combinação, resultantes do cruzamento do referido mapa com os mapas gerados pelo *modelo numérico de zona saturada*, pelo *modelo hidrológico distribuído de zona vadosa* e pela *especialização das estimativas pontuais do método flutuação do nível freático*.

Tabela C1 – Valores de recarga (% precipitação), estimados via *modelagem numérica*, em função de diferentes combinações entre tipo de solo, uso/cobertura do solo, declividade e substrato geológico.

Código	Valor mínimo	Valor máximo	Valor médio	Desvio Padrão	Código	Valor mínimo	Valor máximo	Valor médio	Desvio Padrão
1112	2.21	8.16	5.79	2.74	4122	2.21	75.72	13.74	14.50
1122	2.21	24.62	4.20	3.65	4131	3.04	29.94	5.59	6.81
1132	2.21	8.16	3.04	1.37	4132	2.21	29.94	10.66	10.31
1142	2.21	8.16	2.75	0.78	4141	3.04	29.94	5.98	5.85
1212	2.21	24.62	4.20	3.32	4142	2.21	69.67	6.23	7.90
1222	2.21	8.16	3.16	1.56	4211	3.04	69.67	39.52	25.67
1232	2.21	8.16	2.73	0.91	4212	2.77	75.72	30.36	21.73
1242	2.21	8.16	2.70	0.92	4221	3.04	69.67	40.51	26.15
1312	2.77	24.62	6.43	5.07	4222	2.21	79.06	10.10	11.10
1322	2.21	24.62	3.98	4.48	4231	2.77	24.62	7.23	7.33
1332	2.21	24.62	2.91	2.95	4232	2.21	29.94	7.88	8.38
1342	2.21	8.16	2.64	0.59	4241	2.21	29.94	6.97	6.66
1412	2.21	24.62	8.04	8.60	4242	2.21	29.94	4.49	4.69
1422	2.21	24.62	3.88	3.21	4311	3.04	69.67	20.55	15.58
1432	2.21	24.62	3.00	2.57	4312	2.77	75.72	25.61	21.72
1442	2.21	8.16	2.72	0.92	4321	3.04	69.67	50.43	21.98
1512	2.77	29.94	8.77	8.88	4322	2.21	79.06	15.65	17.29
1522	2.21	24.62	4.91	5.04	4331	3.04	69.67	14.25	12.35
1532	2.21	24.62	3.35	2.82	4332	2.21	79.06	16.09	11.09
1542	2.21	8.16	3.03	1.23	4341	3.04	69.67	7.60	9.55
1612	2.77	24.62	11.39	8.92	4342	2.21	69.67	9.09	9.32
1622	2.21	24.62	4.39	3.91	4411	8.41	69.67	18.17	12.99
1632	2.21	8.16	3.30	1.67	4412	2.77	79.06	28.69	19.60
1642	2.21	8.16	2.94	0.97	4421	3.04	69.67	27.33	20.02
1712	2.77	24.62	16.08	10.54	4422	2.77	79.06	16.81	15.74
1722	2.21	24.62	4.67	5.63	4431	3.04	29.94	19.53	9.81
1732	2.21	24.62	3.54	3.27	4432	2.21	79.06	8.03	7.48
1742	2.77	24.62	3.28	2.83	4441	3.04	69.67	14.60	11.48
1812	2.77	69.67	10.77	11.02	4442	2.21	75.72	5.94	4.81
1822	2.77	29.94	5.78	7.53	4511	3.04	69.67	26.38	19.80
1832	2.77	8.16	2.95	0.66	4512	2.77	79.06	29.96	17.73
1842	2.21	3.04	2.76	0.09	4521	3.04	69.67	42.18	15.43
2111	8.16	69.67	49.99	23.46	4522	2.21	79.06	16.75	16.95
2121	3.04	69.67	30.11	20.50	4531	3.04	29.94	19.02	9.59
2131	3.04	29.94	4.22	5.01	4532	2.21	29.94	6.79	7.29
2141	3.04	24.62	5.39	3.51	4541	2.21	29.94	15.87	10.44
2211	8.16	69.67	37.66	21.60	4542	2.21	29.94	6.74	5.64
2221	3.04	69.67	29.89	16.07	4611	3.04	69.67	23.90	11.06
2231	3.04	29.94	7.91	9.32	4612	2.77	79.06	34.77	21.88
2241	3.04	24.62	5.65	4.93	4621	3.04	69.67	25.97	19.01
2311	8.41	69.67	33.71	21.17	4622	2.21	79.06	27.49	26.27
2321	8.41	69.67	35.66	20.27	4631	3.04	69.67	22.57	9.55
2331	3.04	29.94	23.56	7.03	4632	2.21	79.06	16.23	13.75
2341	3.04	24.62	20.82	8.23	4641	3.04	29.94	17.07	10.56
2411	8.41	69.67	20.43	16.66	4642	2.21	75.72	11.02	10.43
2421	8.41	69.67	31.83	22.90	4711	8.41	69.67	26.07	9.06
2511	8.41	69.67	22.17	18.86	4712	2.21	79.06	42.32	20.12
2521	3.04	8.41	7.52	2.00	4721	3.04	69.67	37.19	17.73
2531	3.04	29.94	23.06	8.50	4722	2.21	79.06	34.81	26.65
2541	3.04	24.62	10.23	10.18	4731	3.04	69.67	26.16	8.29
2611	8.41	69.67	21.97	12.76	4732	2.77	79.06	15.95	18.30
2621	8.41	69.67	21.42	12.24	4741	3.04	29.94	20.89	8.56
2631	24.62	29.94	29.60	1.31	4742	2.21	75.72	10.57	14.00
2641	3.04	24.62	23.08	5.56	4811	8.41	69.67	25.50	10.64
2711	8.41	69.67	24.54	10.09	4812	2.77	79.06	38.79	23.55
2721	8.41	69.67	22.27	14.96	4821	3.04	69.67	34.43	18.72
2731	29.94	29.94	29.94	0.00	4822	2.77	79.06	39.18	25.81
2811	8.41	69.67	25.64	11.35	4831	3.04	69.67	29.66	14.73
2821	8.41	69.67	20.36	13.04	4832	2.77	79.06	31.39	24.76
2831	24.62	29.94	29.82	0.78	4841	3.04	29.94	16.49	13.45

Tabela C1 – Continuação...

Código	Valor mínimo	Valor máximo	Valor médio	Desvio Padrão	Código	Valor mínimo	Valor máximo	Valor médio	Desvio Padrão
2841	24.62	24.62	24.62	0.00	4842	2.77	79.06	14.63	13.64
3112	3.04	10.28	5.45	3.42	5112	2.21	24.62	10.65	9.19
3122	2.77	24.62	5.43	5.01	5122	2.21	75.72	3.44	3.89
3132	12.90	12.90	12.90	0.00	5132	2.21	8.16	3.13	2.09
3142	3.04	12.90	8.96	4.83	5142	2.21	8.16	3.46	2.36
3212	3.04	29.94	14.29	10.11	5212	2.21	24.62	4.65	4.15
3222	3.04	24.62	8.51	8.59	5222	2.21	75.72	4.52	6.86
3232	3.04	12.90	7.35	4.89	5232	2.21	24.62	3.22	2.86
3242	3.04	12.90	11.26	3.68	5242	2.21	24.62	3.54	2.75
3312	3.04	69.67	22.70	7.49	5312	2.21	29.94	4.89	4.63
3322	2.77	29.94	8.52	8.38	5322	2.21	75.72	5.44	7.03
3332	2.77	24.62	10.50	5.54	5332	2.21	24.62	5.16	6.16
3342	2.77	24.62	7.86	5.78	5342	2.21	24.62	4.60	5.07
3412	3.04	29.94	23.08	8.26	5412	2.21	29.94	7.83	8.14
3422	3.04	29.94	13.48	10.85	5422	2.21	75.72	5.54	5.20
3432	3.04	29.94	8.84	9.59	5432	2.21	24.62	3.98	2.87
3512	3.04	29.94	20.52	8.41	5442	2.21	24.62	4.00	2.63
3522	3.04	29.94	18.60	9.66	5512	2.21	29.94	11.24	9.38
3532	3.04	29.94	8.55	8.67	5522	2.21	75.72	6.16	7.09
3542	3.04	12.90	4.92	3.87	5532	2.21	8.16	3.89	2.20
3612	3.04	29.94	17.41	7.91	5542	2.21	24.62	4.92	3.26
3622	2.77	29.94	18.97	8.92	5612	2.21	69.67	7.15	7.29
3632	2.77	24.62	9.78	9.31	5622	2.21	52.98	8.59	7.49
3642	3.04	24.62	10.23	10.18	5632	2.21	29.94	8.54	7.42
3712	3.04	69.67	14.70	10.77	5642	2.21	29.94	7.38	6.43
3722	3.04	69.67	20.20	8.21	5712	2.21	75.72	15.12	10.75
3732	3.04	24.62	19.36	9.27	5722	2.21	75.72	11.63	11.65
3742	3.04	24.62	20.70	8.33	5732	2.21	29.94	9.05	6.65
3812	3.04	69.67	17.37	11.73	5742	2.21	29.94	7.46	4.73
3822	3.04	29.94	22.96	6.87	5812	2.77	75.72	26.87	30.79
3832	3.04	29.94	21.02	8.49	5822	2.77	75.72	10.80	11.63
4111	3.04	69.67	33.44	17.60	5832	2.21	29.94	9.08	8.37
4112	2.21	75.72	26.27	19.91	5842	2.21	24.62	7.31	5.44
4121	3.04	69.67	29.14	20.83	-	-	-	-	-

Tabela C2 – Valores de recarga (% precipitação), estimados via *modelagem hidrológica*, em função de diferentes combinações entre tipo de solo, uso/cobertura do solo, declividade e substrato geológico.

Código	Valor mínimo	Valor máximo	Valor médio	Desvio Padrão	Código	Valor mínimo	Valor máximo	Valor médio	Desvio Padrão
1112	23.13	27.02	24.92	1.38	4122	21.22	35.31	28.43	3.41
1122	19.76	38.59	21.70	3.64	4131	37.82	43.05	38.35	0.70
1132	15.14	20.98	18.66	0.93	4132	20.36	33.96	27.86	3.41
1142	12.61	18.49	16.20	1.18	4141	34.50	40.38	37.12	1.40
1212	21.28	27.56	25.53	1.34	4142	13.62	32.42	23.14	3.93
1222	17.97	40.56	21.63	2.61	4211	29.30	44.09	39.97	1.31
1232	17.26	23.25	18.95	0.99	4212	22.93	41.67	32.07	3.51
1242	11.03	37.50	15.34	2.03	4221	38.27	43.55	39.44	1.14
1312	13.47	26.66	17.34	5.12	4222	21.44	41.13	27.55	2.46
1322	17.02	24.14	21.06	1.65	4231	37.90	42.98	38.58	0.90
1332	15.72	20.99	19.17	1.02	4232	20.53	33.93	26.58	2.62
1342	12.07	18.36	15.94	1.52	4241	33.01	42.65	37.34	1.63
1412	14.27	27.68	24.55	3.54	4242	15.36	32.10	22.80	2.79
1422	11.98	38.52	20.22	3.58	4311	23.28	44.09	39.86	2.62
1432	11.39	26.66	19.11	1.66	4312	22.74	43.95	32.69	3.20
1442	10.54	26.66	15.39	1.92	4321	38.27	43.55	40.66	1.92
1512	13.03	39.09	24.38	4.25	4322	21.22	40.69	28.54	3.07
1522	12.40	26.66	20.70	2.58	4331	37.94	43.06	39.22	1.12
1532	11.76	37.98	19.35	1.65	4332	20.30	39.46	28.65	3.65
1542	10.64	37.59	14.84	2.63	4341	35.88	40.39	37.99	1.25
1612	13.21	27.67	22.14	4.45	4342	14.42	32.45	23.65	4.31
1622	11.94	23.56	17.63	4.06	4411	23.27	44.09	40.12	2.71
1632	11.90	20.96	18.75	1.62	4412	22.72	41.74	31.07	3.37
1642	12.17	18.36	16.34	1.61	4421	38.56	43.55	40.37	1.18
1712	13.25	27.30	22.19	5.27	4422	21.22	41.34	27.65	2.81
1722	11.96	24.25	15.67	4.33	4431	37.92	42.75	39.67	0.77
1732	11.35	26.66	15.75	3.90	4432	20.29	39.32	26.00	2.19
1742	10.04	18.22	14.97	2.26	4441	34.94	42.58	38.93	1.24
1812	13.23	38.83	24.62	4.02	4442	16.09	40.94	22.50	2.25
1822	11.96	24.30	17.90	4.19	4511	23.29	44.09	39.98	2.97
1832	11.35	20.79	17.44	3.39	4512	22.97	40.68	32.00	2.53
1842	10.43	18.46	15.74	1.81	4521	38.30	43.55	40.38	0.56
2111	38.71	44.38	40.51	1.36	4522	21.36	43.60	28.14	2.32
2121	37.97	43.78	39.39	1.82	4531	37.90	40.58	39.69	0.67
2131	37.13	43.13	37.92	1.03	4532	20.29	33.89	26.33	1.94
2141	34.40	42.70	36.80	1.59	4541	34.54	40.27	38.35	1.32
2211	38.71	44.38	40.85	2.05	4542	17.45	32.08	22.91	2.32
2221	37.97	43.78	39.49	1.42	4611	23.25	44.09	40.23	2.17
2231	37.14	39.53	37.74	0.63	4612	22.74	40.63	33.08	3.08
2241	34.79	42.79	37.54	2.42	4621	38.28	43.73	40.25	1.24
2311	38.71	44.13	40.71	1.51	4622	21.35	41.26	28.40	3.24
2321	37.99	43.78	40.89	1.76	4631	37.99	40.62	39.80	0.62
2331	37.12	43.19	40.04	1.58	4632	20.30	33.95	27.82	3.65
2341	36.85	42.80	40.42	2.20	4641	35.01	42.78	38.39	1.50
2411	38.71	44.38	40.84	1.71	4642	13.46	34.18	23.09	4.15
2421	38.63	43.78	41.12	1.91	4711	0.00	44.09	40.41	1.85
2511	38.73	44.36	41.15	1.84	4712	0.00	40.51	32.25	3.62
2521	38.96	43.70	42.10	2.22	4721	38.27	43.56	40.60	1.34
2531	38.33	42.99	39.75	1.37	4722	19.77	41.15	27.63	3.15
2541	35.54	42.79	37.31	2.18	4731	19.92	42.82	39.70	1.11
2611	38.71	44.14	40.81	1.51	4732	20.30	33.95	26.67	3.35
2621	37.98	43.78	40.80	1.73	4741	35.00	39.98	38.79	1.33
2631	37.80	43.14	39.40	0.40	4742	13.41	32.29	22.75	3.35
2641	38.20	42.77	41.50	1.82	4811	0.00	44.09	39.58	4.49
2711	38.71	44.38	40.69	1.28	4812	22.73	43.90	31.43	4.21
2721	38.03	43.78	40.76	1.62	4821	38.27	43.81	40.57	1.32
2731	37.38	43.22	39.42	1.26	4822	21.35	43.36	27.65	3.95
2811	38.71	44.38	41.10	1.80	4831	38.14	40.31	39.57	0.87
2821	37.98	43.78	40.88	1.81	4832	20.33	37.75	28.23	3.91
2831	37.29	39.64	38.84	0.89	4841	35.01	36.36	35.80	0.53

Tabela C2 – Continuação...

Código	Valor mínimo	Valor máximo	Valor médio	Desvio Padrão	Código	Valor mínimo	Valor máximo	Valor médio	Desvio Padrão
2841	34.65	36.27	35.29	0.57	4842	17.99	32.39	23.12	3.35
3112	38.82	40.53	39.68	0.86	5112	38.80	42.21	40.13	0.90
3122	38.06	40.46	39.19	0.94	5122	8.88	43.74	39.76	3.30
3132	37.79	37.96	37.92	0.05	5132	21.34	43.25	38.82	3.14
3142	35.33	37.03	36.05	0.66	5142	14.06	42.77	33.11	9.50
3212	38.72	40.59	39.70	0.78	5212	38.71	43.82	40.20	1.08
3222	37.98	40.43	39.31	0.81	5222	8.87	43.74	38.64	5.31
3232	30.83	39.65	38.25	2.13	5232	8.66	43.10	36.11	7.55
3242	35.02	38.16	36.62	0.94	5242	8.54	42.55	31.22	10.63
3312	30.29	41.12	39.73	1.02	5312	13.47	44.38	40.08	1.70
3322	26.57	43.63	39.05	1.39	5322	8.77	43.77	39.17	3.81
3332	24.83	43.26	38.33	1.26	5332	8.71	43.28	37.99	4.64
3342	22.56	39.47	36.35	1.48	5342	8.59	42.81	35.91	6.50
3412	38.71	44.38	40.30	1.56	5412	16.57	44.09	38.31	5.76
3422	37.97	43.62	39.66	1.14	5422	8.76	43.74	36.27	7.99
3432	31.49	43.23	38.47	2.44	5432	14.31	43.28	32.45	9.52
3512	38.71	44.38	39.85	1.02	5442	11.98	42.57	23.31	9.63
3522	37.97	43.64	39.23	0.98	5512	16.55	44.03	38.15	7.00
3532	37.32	43.10	38.70	1.07	5522	15.26	43.78	34.30	7.71
3542	35.04	38.95	36.26	0.90	5532	15.13	43.24	32.68	9.44
3612	28.51	43.86	40.15	1.63	5542	11.57	40.51	24.73	10.65
3622	27.27	43.67	39.40	1.35	5612	23.19	44.38	40.32	1.44
3632	37.20	39.64	38.13	0.73	5622	8.76	43.78	38.76	6.03
3642	35.93	38.91	37.40	0.98	5632	8.70	43.28	36.15	8.23
3712	38.74	40.58	39.75	0.80	5642	8.59	42.79	29.89	10.32
3722	37.98	43.76	39.15	0.94	5712	8.94	44.38	40.07	3.73
3732	37.18	39.64	37.96	0.63	5722	8.78	43.78	35.74	8.79
3742	35.78	39.01	37.86	1.07	5732	8.62	43.27	29.11	10.14
3812	39.07	39.50	39.41	0.13	5742	8.57	42.80	22.72	9.71
3822	38.03	43.49	39.49	1.24	5812	22.93	44.38	40.26	3.19
3832	31.18	43.25	38.44	2.40	5822	8.76	43.78	34.39	10.80
4111	23.82	44.09	40.06	1.50	5832	8.63	43.27	34.56	9.61
4112	0.00	40.43	31.99	3.24	5842	13.57	42.81	25.04	10.45
4121	37.99	43.50	39.23	1.19					

Tabela C3 – Valores de recarga (% precipitação), estimados via *flutuação do nível freático*, em função de diferentes combinações entre tipo de solo, uso/cobertura do solo, declividade e substrato geológico.

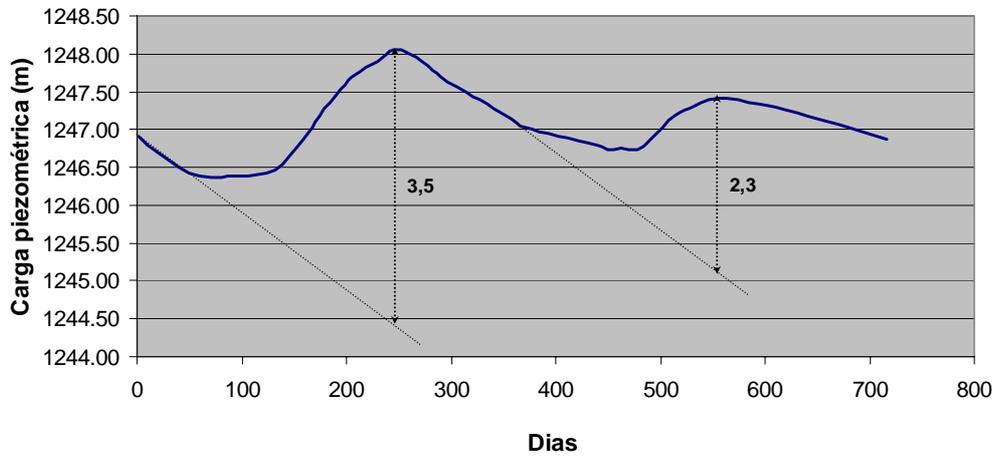
Código	Valor mínimo	Valor máximo	Valor médio	Desvio Padrão	Código	Valor mínimo	Valor máximo	Valor médio	Desvio Padrão
1112	14.50	20.27	16.53	1.43	4122	5.26	16.19	10.55	1.84
1122	10.88	16.55	13.86	1.33	4131	2.04	16.01	10.52	2.34
1132	4.94	13.28	9.47	2.01	4132	1.83	13.00	7.00	1.92
1142	0.00	10.39	5.67	2.26	4141	0.00	8.70	1.28	2.29
1212	10.33	21.64	18.20	2.78	4142	0.00	8.71	1.25	1.80
1222	8.01	16.68	11.77	2.34	4211	0.00	24.69	18.77	2.43
1232	3.85	14.31	8.72	2.14	4212	9.79	20.29	15.04	1.82
1242	0.00	10.94	3.32	2.79	4221	7.41	19.31	14.68	1.88
1312	12.97	26.82	21.70	4.41	4222	5.84	15.84	10.37	2.02
1322	7.38	17.23	11.40	2.59	4231	2.51	14.71	8.41	3.11
1332	4.34	14.00	8.25	2.44	4232	2.28	19.39	7.44	2.42
1342	0.00	10.17	3.99	2.83	4241	0.00	8.75	1.05	2.13
1412	10.55	24.06	17.89	3.97	4242	0.00	11.36	1.76	2.40
1422	6.59	20.67	14.36	4.45	4311	11.19	24.63	19.25	1.99
1432	3.48	16.55	8.21	2.64	4312	9.85	22.55	15.43	1.85
1442	0.00	11.94	2.38	2.66	4321	6.37	19.77	15.72	1.84
1512	10.56	27.09	17.96	5.05	4322	6.14	19.45	11.77	2.05
1522	6.70	21.61	12.79	4.46	4331	2.95	16.07	9.70	3.63
1532	3.76	15.89	8.36	2.23	4332	2.91	13.11	8.35	1.81
1542	0.00	11.81	2.13	2.74	4341	0.00	8.38	1.14	2.06
1612	11.42	27.63	23.17	3.37	4342	0.00	9.92	2.22	2.47
1622	8.84	21.48	14.51	3.91	4411	13.80	26.15	19.33	2.22
1632	6.22	15.92	10.21	2.84	4412	10.24	30.33	18.14	3.17
1642	0.00	11.59	5.00	2.83	4421	7.91	20.55	15.82	2.33
1712	13.17	26.53	22.42	2.09	4422	6.36	25.43	14.23	4.19
1722	9.31	22.31	19.09	2.31	4431	4.27	16.70	8.85	2.30
1732	6.46	17.74	13.12	3.31	4432	2.92	21.94	8.55	3.19
1742	0.00	13.84	4.66	3.47	4441	0.00	8.07	3.10	2.39
1812	12.64	26.86	22.10	3.89	4442	0.00	18.90	2.64	3.04
1822	10.97	23.09	19.22	2.59	4511	10.31	25.30	18.98	1.60
1832	7.69	18.31	14.80	2.97	4512	10.41	25.38	19.10	3.11
1842	0.00	13.88	5.75	3.95	4521	8.22	18.95	16.06	1.64
2111	10.83	23.31	17.81	1.69	4522	6.73	23.75	14.22	3.29
2121	11.69	19.41	14.85	1.42	4531	3.47	15.20	8.44	2.11
2131	5.47	13.08	9.82	1.65	4532	3.44	19.68	11.40	3.37
2141	0.00	8.60	2.85	2.72	4541	0.00	8.63	2.12	2.70
2211	10.47	22.46	17.60	1.72	4542	0.00	14.19	4.49	3.90
2221	6.99	17.01	15.09	1.45	4611	11.81	25.74	20.21	2.01
2231	3.70	13.33	10.02	2.49	4612	11.18	24.50	17.75	2.39
2241	0.00	7.78	2.02	2.59	4621	8.70	21.92	16.29	2.15
2311	16.28	24.14	19.42	2.44	4622	7.68	24.08	13.24	2.53
2321	12.18	20.03	16.21	0.91	4631	4.26	16.60	10.33	2.50
2331	8.66	13.52	11.49	1.38	4632	4.13	18.45	9.84	2.27
2341	4.42	9.40	7.18	1.27	4641	0.00	9.88	2.47	2.86
2411	16.36	24.36	19.08	1.65	4642	0.00	11.58	2.81	2.98
2421	14.39	18.76	17.10	1.16	4711	0.00	26.79	20.82	2.46
2511	16.94	23.49	18.97	1.48	4712	10.84	29.30	18.46	2.61
2521	8.58	16.17	14.82	2.79	4721	8.52	22.41	16.79	1.88
2531	5.22	12.37	10.94	2.39	4722	7.65	25.62	14.93	2.85
2541	0.00	8.93	2.13	2.64	4731	5.35	17.27	10.63	2.51
2611	17.40	25.86	20.16	2.07	4732	4.19	23.33	10.66	3.08
2621	12.90	21.52	16.91	1.38	4741	0.00	8.72	3.83	2.64
2631	9.01	14.75	12.62	1.07	4742	0.00	18.63	3.92	3.38
2641	2.96	9.06	7.62	1.62	4811	0.00	27.61	20.71	2.48
2711	17.26	26.24	20.15	2.12	4812	11.80	29.85	18.19	2.49
2721	13.57	21.87	17.53	0.86	4821	9.25	22.95	18.08	1.76
2731	10.15	14.98	13.43	0.92	4822	8.20	27.23	15.63	2.84
2811	17.53	25.20	19.79	1.44	4831	7.75	17.68	12.15	3.68
2821	14.29	19.87	17.94	1.00	4832	4.53	23.50	11.53	2.89
2831	11.81	14.76	13.73	0.71	4841	0.00	2.25	0.56	0.97

Tabela C3 – Continuação...

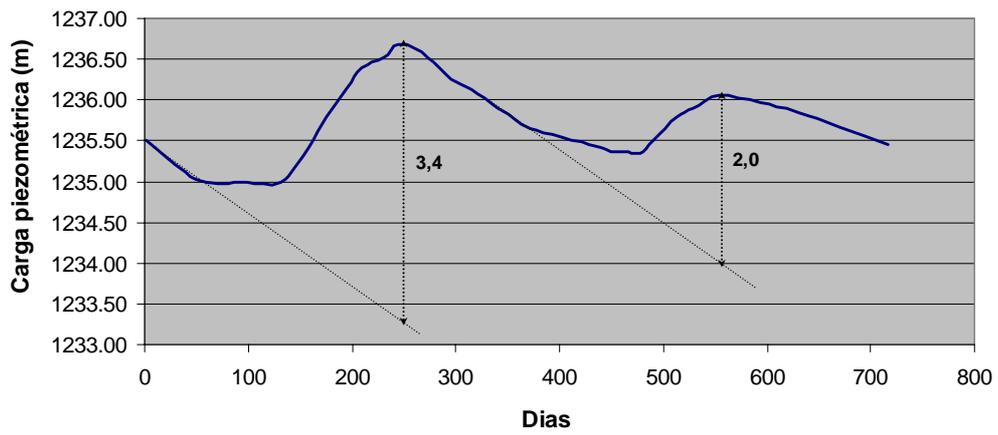
Código	Valor mínimo	Valor máximo	Valor médio	Desvio Padrão	Código	Valor mínimo	Valor máximo	Valor médio	Desvio Padrão
2841	0.00	5.25	1.17	2.05	4842	0.00	20.03	4.82	4.36
3112	11.83	12.79	12.26	0.40	5112	9.06	18.11	13.86	2.34
3122	8.95	12.70	10.66	0.68	5122	5.28	17.60	9.40	1.91
3132	7.97	8.42	8.26	0.14	5132	1.94	11.48	6.10	1.77
3142	0.00	3.23	0.95	1.28	5142	0.00	8.20	2.19	2.05
3212	11.60	14.13	12.31	0.67	5212	9.50	22.57	15.62	2.76
3222	7.39	12.99	10.61	1.24	5222	5.69	21.18	11.53	4.21
3232	4.64	9.45	7.01	1.48	5232	2.24	18.30	6.23	2.00
3242	0.00	3.34	1.20	1.37	5242	0.00	10.48	2.32	2.66
3312	11.18	26.60	13.89	2.35	5312	9.71	24.94	16.78	2.24
3322	7.75	15.88	10.92	0.96	5322	6.34	20.29	13.02	3.30
3332	4.31	10.67	8.03	1.14	5332	3.04	16.64	8.27	3.41
3342	0.00	7.03	2.60	2.08	5342	0.00	13.32	2.98	3.22
3412	11.43	24.79	14.31	1.72	5412	9.83	27.20	17.19	3.11
3422	8.05	25.69	11.47	2.44	5422	6.33	22.43	12.10	3.33
3432	6.38	20.00	9.29	1.65	5432	2.90	17.70	8.85	3.29
3512	12.16	25.43	13.94	1.60	5442	0.00	15.27	3.48	3.51
3522	8.43	13.57	11.58	1.09	5512	10.85	28.86	19.27	4.11
3532	5.79	10.91	8.44	1.01	5522	6.92	24.18	14.14	3.74
3542	0.00	5.03	1.87	2.05	5532	3.45	19.56	8.77	2.95
3612	12.32	16.23	13.87	1.14	5542	0.00	18.09	2.83	3.52
3622	9.05	14.21	11.95	0.92	5612	11.36	27.62	18.68	1.89
3632	6.48	10.88	9.35	0.74	5622	7.53	22.80	13.73	3.39
3642	0.00	7.99	3.84	2.42	5632	4.19	19.56	10.78	3.32
3712	13.12	28.24	14.76	2.20	5642	0.00	16.18	6.27	3.32
3722	10.42	14.78	12.66	0.87	5712	10.88	28.14	19.98	2.73
3732	7.65	10.93	9.35	0.90	5722	7.87	24.59	14.67	3.59
3742	0.00	7.91	3.61	2.82	5732	4.29	20.05	11.14	3.17
3812	14.54	19.78	15.97	0.86	5742	0.00	16.69	5.67	3.87
3822	9.76	24.38	13.02	1.89	5812	11.39	28.74	19.69	3.67
3832	7.70	21.86	10.78	2.92	5822	7.97	23.64	15.77	4.24
4111	0.00	24.71	18.50	2.81	5832	4.50	18.85	12.37	3.71
4112	9.17	19.92	14.00	1.68	5842	0.00	15.37	6.25	3.91
4121	6.80	20.03	14.14	1.79	-	-	-	-	-

APÊNDICE D – ALTURAS DE ELEVAÇÃO FREÁTICA.

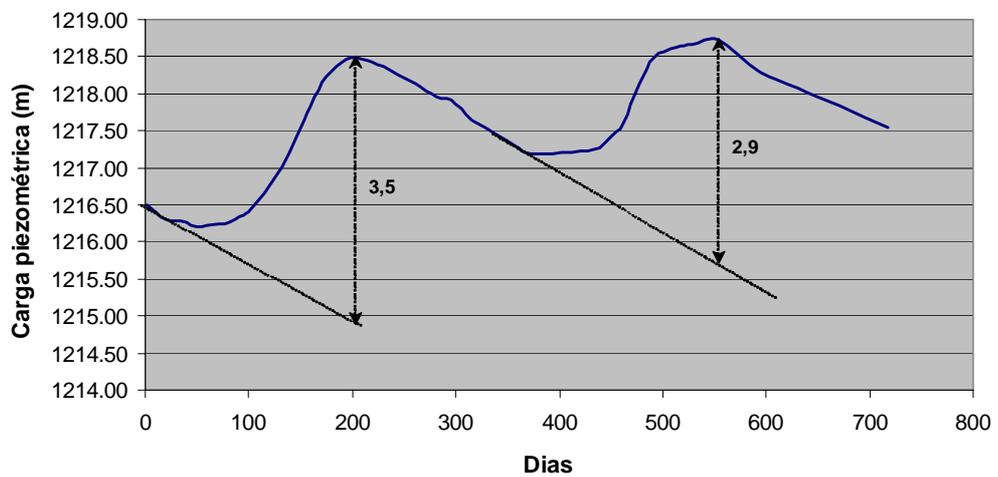
Pz 01



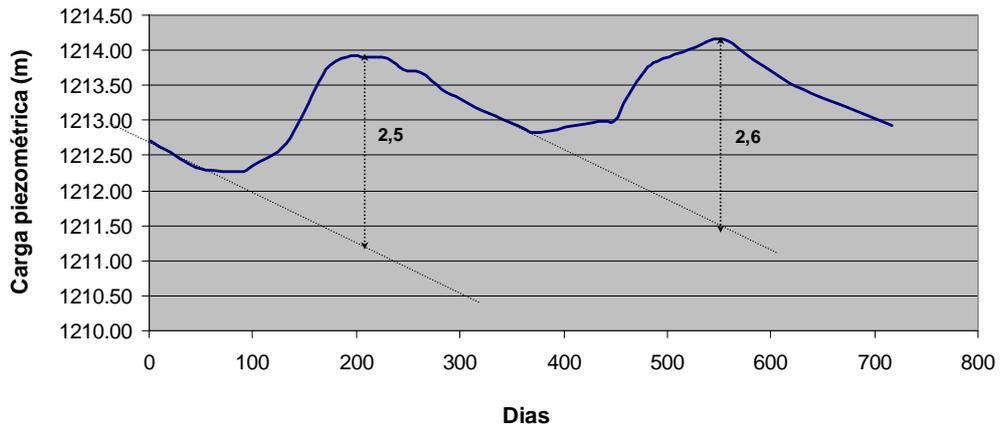
Pz 02



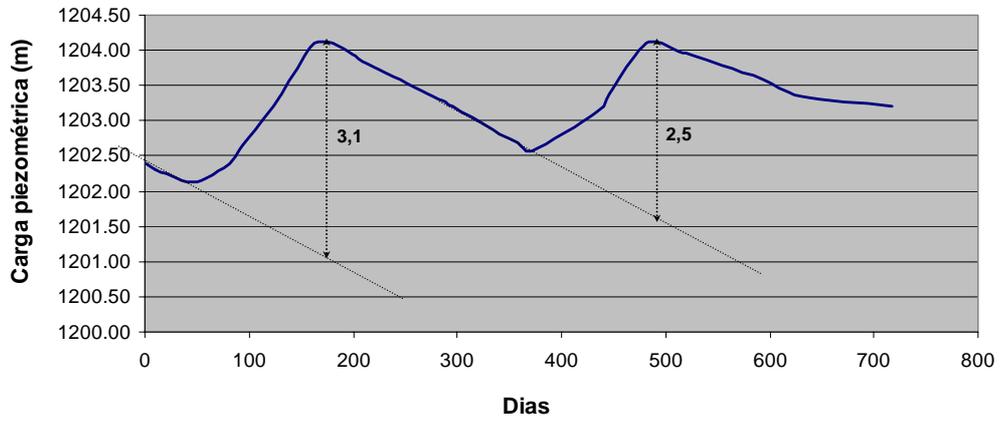
Pz 03



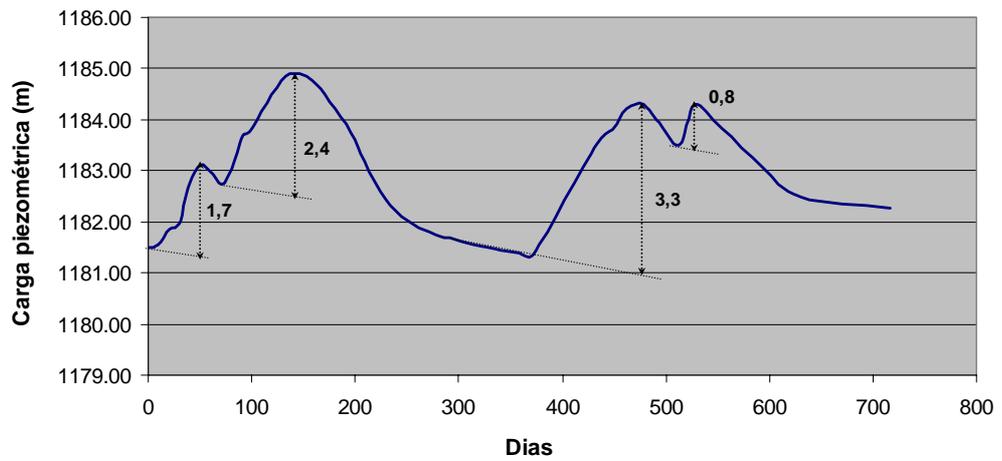
Pz 04



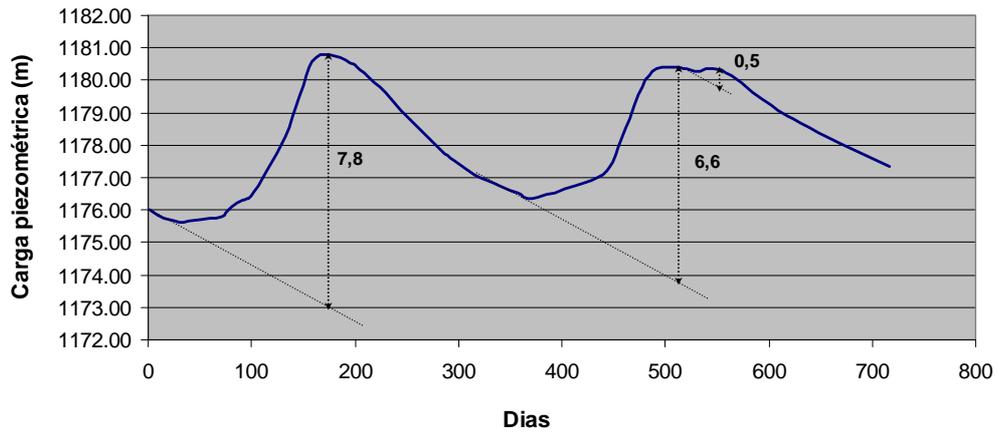
Pz 05



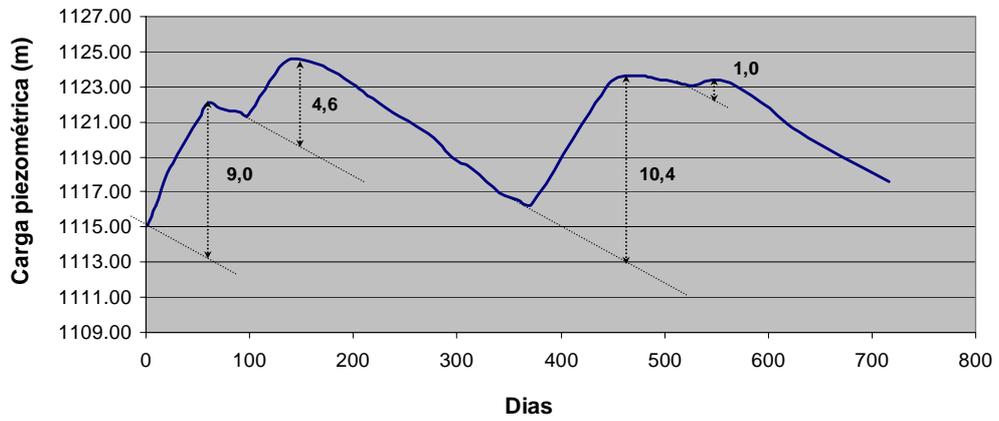
Pz 06



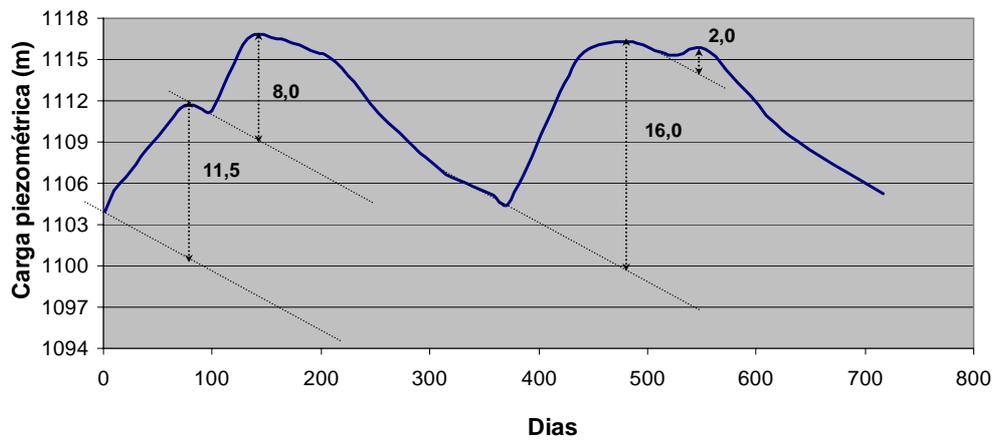
Pz 07



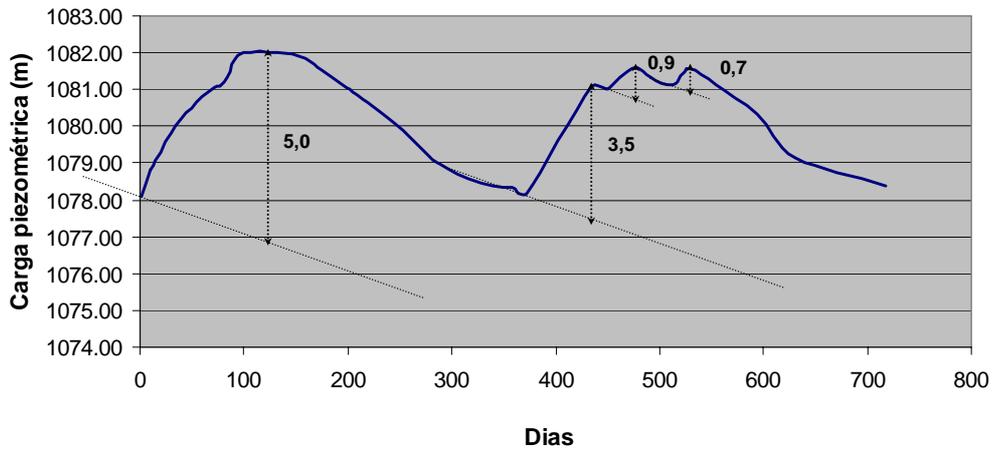
Pz 08



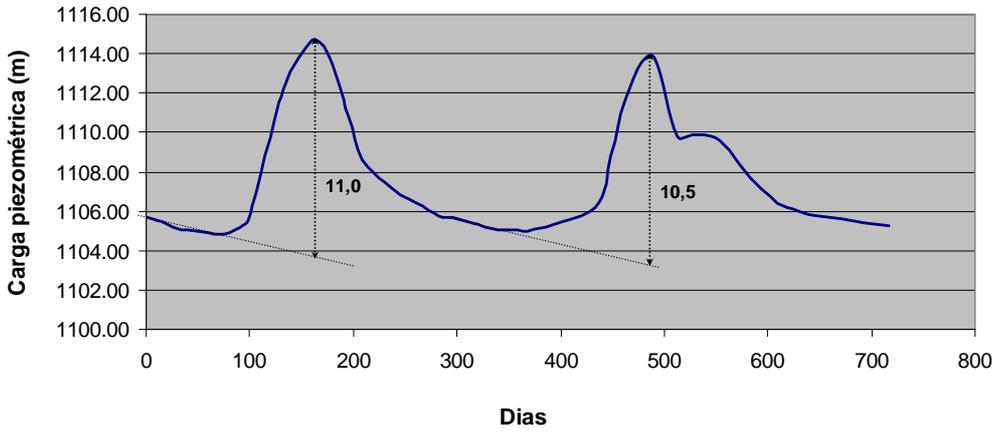
Pz 09



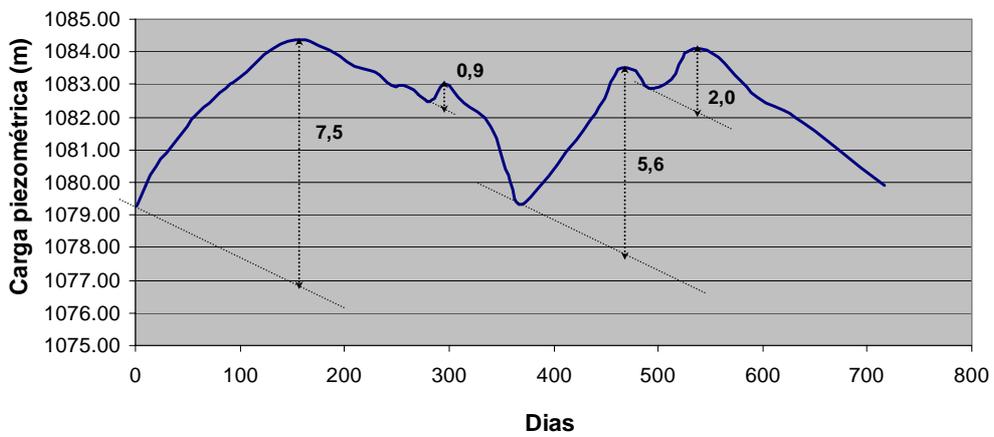
Pz 10



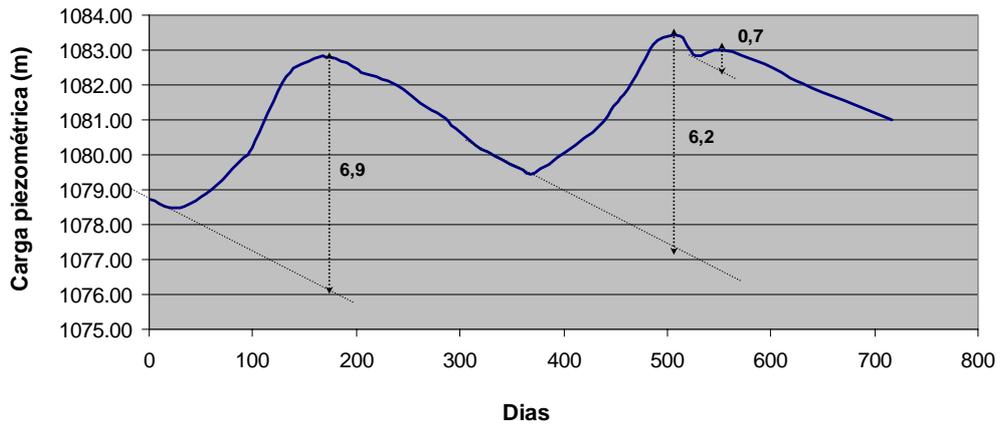
Pz 11



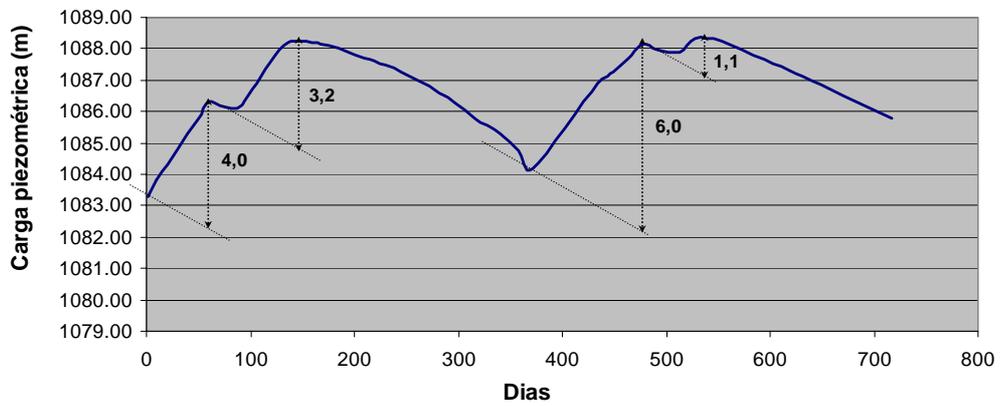
Pz 12



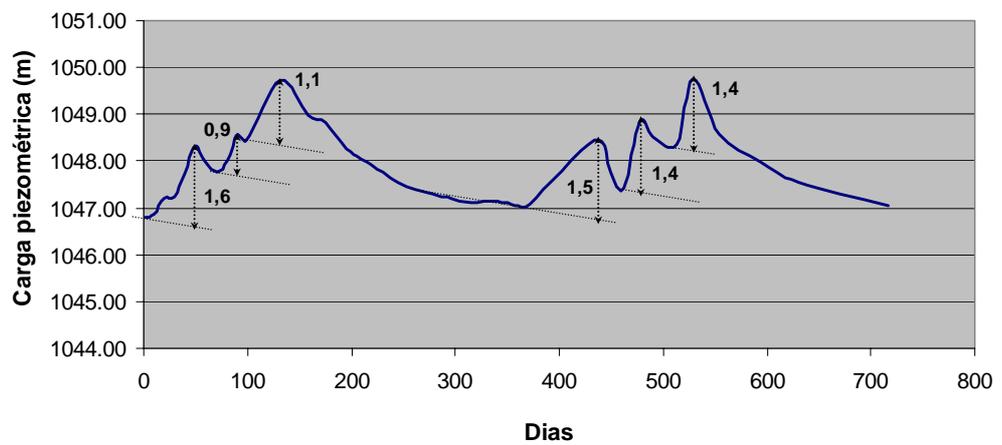
Pz 13



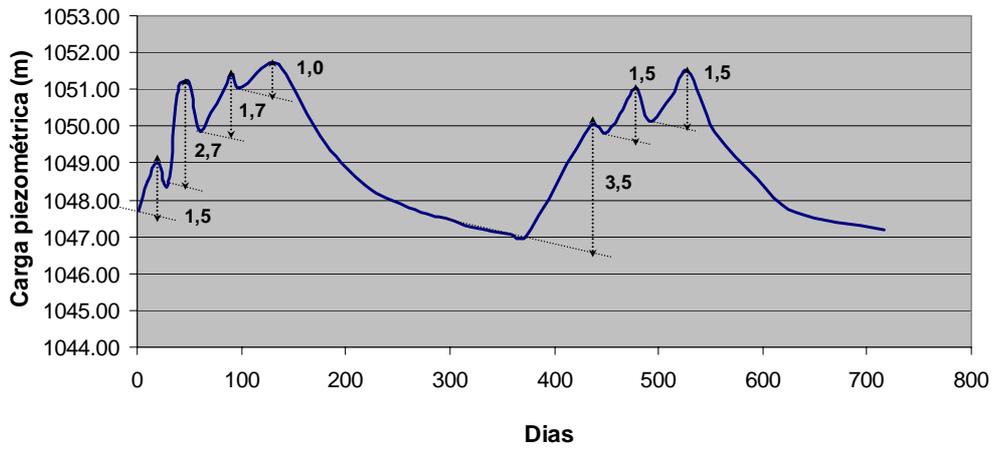
Pz 14



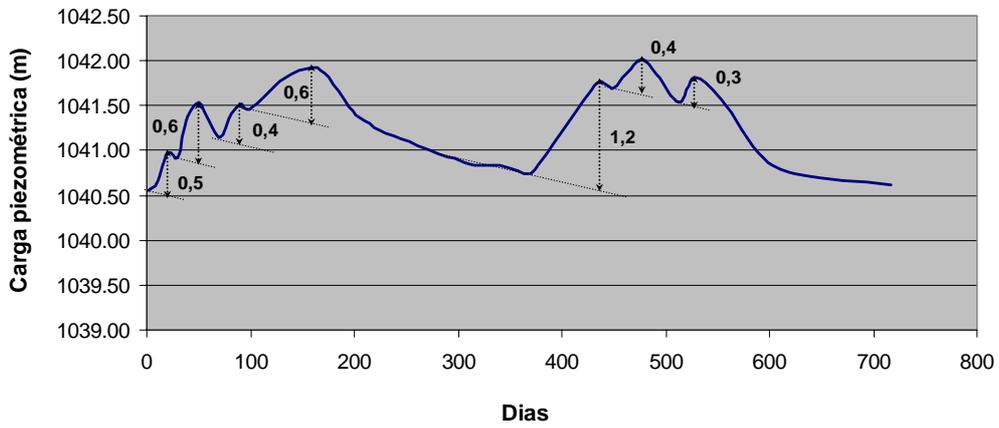
Pz 15



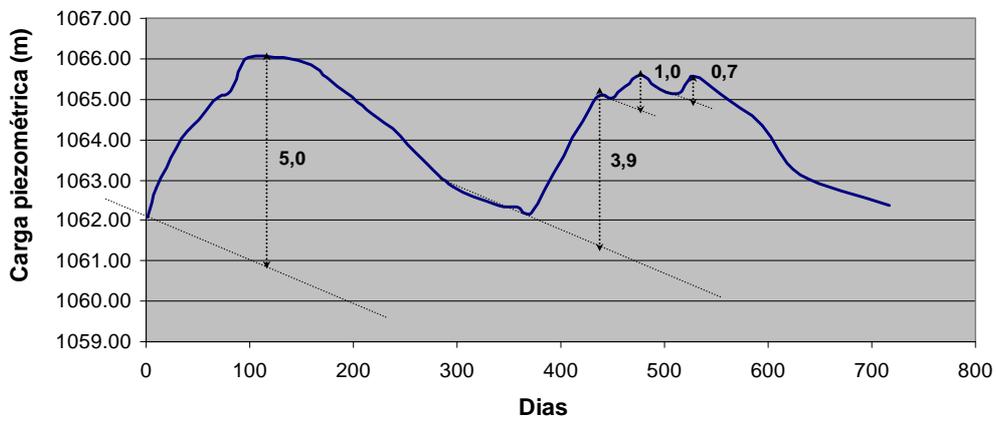
Pz 16



Pz 17



Pz 18



ANEXOS

ANEXO A – PROCEDIMENTO PARA A ESTIMAÇÃO DOS PESOS E DO ÍNDICE DE CONSISTÊNCIA NO MÉTODO AHP.

(Fonte: Silvério, 2006; Vargas, 2010)

Método para a estimação dos pesos dos fatores considerados no processo decisório

Passo 1 – Multiplicar a matriz de comparação “*par-a-par*” por ela mesma (exemplo numérico para 3 critérios):

$$\begin{bmatrix} 1.0000 & 0.5000 & 3.0000 \\ 2.0000 & 1.0000 & 4.0000 \\ 0.3333 & 0.2500 & 1.0000 \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} 1.0000 & 0.5000 & 3.0000 \\ 2.0000 & 1.0000 & 4.0000 \\ 0.3333 & 0.2500 & 1.0000 \end{bmatrix}$$

$$(1.0000 * 1.0000) + (0.5000 * 2.0000) + (3.0000 * 0.3333) = 3.0000$$

$$= \begin{bmatrix} 3.0000 & 1.7500 & 8.0000 \\ 5.3332 & 3.0000 & 14.0000 \\ 1.1666 & 0.6667 & 3.0000 \end{bmatrix}$$

Passo 2 – Somar os valores de cada linha entre si:

$$\begin{bmatrix} 3.0000 & + & 1.7500 & + & 8.0000 \\ 5.3332 & + & 3.0000 & + & 14.0000 \\ 1.1666 & + & 0.6667 & + & 3.0000 \end{bmatrix} = \begin{matrix} 12.7500 \\ 22.3332 \\ 4.8333 \end{matrix}$$

Passo 3 – Normalizar os valores, dividindo-os pela soma total geral:

$$\begin{array}{r} 12.7500 \\ 22.3332 \\ 4.8333 \\ \hline 39.9165 \end{array} = \begin{array}{r} 0.3194 \\ 0.5595 \\ 0.1211 \\ \hline 1.0000 \end{array}$$

Pesos estimados para os critérios:

$$\begin{bmatrix} 0.3194 \\ 0.5595 \\ 0.1211 \end{bmatrix}$$

Método para o cálculo do índice de consistência da matriz de comparação

Segundo Vargas (2010), o índice de consistência da matriz de comparação “par-a-par” entre os fatores/critérios considerados em um processo decisório tem por objetivo aferir o nível de coerência, ou identificar incoerências, no ordenamento relativo estabelecido para os referidos fatores/critérios. Comparando-se 3 fatores/critérios “A”, “B” e “C” entre si, por exemplo, com $A > B$ e $B > C$, seria uma inconsistência afirmar que $A < C$. No entanto, quando o número de fatores/critérios é grande (maior que 3), torna-se difícil identificar todas as incoerências nas comparações, motivo pelo qual se estabeleceu um nível máximo de erro, equivalente a 10% (0,10). Se o valor calculado do índice de consistência for menor que 0,10, considera-se que as incoerências nas comparações não comprometem a análise. Caso contrário, os valores da matriz de comparação devem ser revisados e a consistência da mesma deve ser novamente checada, recalculando-se o índice em questão. O procedimento para o cálculo do índice de consistência encontra-se disposto no exemplo numérico a seguir.

Passo 1 – Calcular o máximo auto-valor, somando o produto de cada elemento do vetor dos pesos estimados, pela soma dos valores da respectiva coluna da matriz de comparação “par-a-par”:

Vetor dos pesos estimados $\begin{bmatrix} 0.3194 \\ 0.5595 \\ 0.1211 \end{bmatrix}$

Matriz de comparação $\begin{bmatrix} 1.0000 & 0.5000 & 3.0000 \\ 2.0000 & 1.0000 & 4.0000 \\ 0.3333 & 0.2500 & 1.0000 \end{bmatrix}$

$$\begin{aligned} \text{Máximo auto-valor} &= [0,3194 \times (1 + 2 + 0,3333) + 0,5595 \times (0,5 + 1 + 0,25) + \\ &0,1211 \times (3 + 4 + 1)] = 3,012 \end{aligned}$$

Passo 2 – Calcular o índice de consistência utilizando a Equação A1:

$$\text{Índice de consistência} = \frac{\text{máximo autovalor} - n}{n - 1} \quad (\text{A.1})$$

em que: n = número de fatores/critérios analisados.

Logo: índice de consistência = $(3,012 - 3)/(3-1) = 0,006$ (a matriz de comparação e os pesos são consistentes)

ANEXO B – PARÂMETROS *DEFAULT* DO WETSPA: TABELAS.
(Fonte: Liu e Smedt, 2004)

Coeficiente de escoamento Superficial.

Land use	Slope (%)	Sand	Loamy sand	Sandy loam	Loam	Silt loam	Silt	Sandy clay loam	Clay loam	Silty clay loam	Sandy clay	Silty clay	Clay
Forest	<0,5	0.03	0.07	0.10	0.13	0.17	0.20	0.23	0.27	0.30	0.33	0.37	0.40
	0,5-5	0.07	0.11	0.14	0.17	0.21	0.24	0.27	0.31	0.34	0.37	0.41	0.44
	5-10	0.13	0.17	0.20	0.23	0.27	0.30	0.33	0.37	0.40	0.43	0.47	0.50
	>10	0.25	0.29	0.32	0.35	0.39	0.42	0.45	0.49	0.52	0.55	0.59	0.62
Grass	<0,5	0.13	0.17	0.20	0.23	0.27	0.30	0.33	0.37	0.40	0.43	0.47	0.50
	0,5-5	0.17	0.21	0.24	0.27	0.31	0.34	0.37	0.41	0.44	0.47	0.51	0.54
	5-10	0.23	0.27	0.30	0.33	0.37	0.40	0.43	0.47	0.50	0.53	0.57	0.60
	>10	0.35	0.39	0.42	0.45	0.49	0.52	0.55	0.59	0.62	0.65	0.69	0.72
Crop	<0,5	0.23	0.27	0.30	0.33	0.37	0.40	0.43	0.47	0.50	0.53	0.57	0.60
	0,5-5	0.27	0.31	0.34	0.37	0.41	0.44	0.47	0.51	0.54	0.57	0.61	0.64
	5-10	0.33	0.37	0.40	0.43	0.47	0.50	0.53	0.57	0.60	0.63	0.67	0.70
	>10	0.45	0.49	0.52	0.55	0.59	0.62	0.65	0.69	0.72	0.75	0.79	0.82
Bare soil	<0,5	0.33	0.37	0.40	0.43	0.47	0.50	0.53	0.57	0.60	0.63	0.67	0.70
	0,5-5	0.37	0.41	0.44	0.47	0.51	0.54	0.57	0.61	0.64	0.67	0.71	0.74
	5-10	0.43	0.47	0.50	0.53	0.57	0.60	0.63	0.67	0.70	0.73	0.77	0.80
	>10	0.55	0.59	0.62	0.65	0.69	0.72	0.75	0.79	0.82	0.85	0.89	0.92
IMP		1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00

Capacidade de armazenamento por depressões.

Land use	Slope (%)	Sand	Loamy sand	Sandy loam	Loam	Silt loam	Silt	Sandy clay loam	Clay loam	Silty clay loam	Sandy clay	Silty clay	Clay
Forest	<0,5	8.00	7.50	7.00	6.50	6.00	5.50	5.00	4.50	4.00	3.50	3.00	2.50
	0,5-5	6.31	5.91	5.52	5.13	4.73	4.34	3.94	3.55	3.15	2.76	2.37	1.97
	5-10	3.92	3.68	3.43	3.19	2.94	2.70	2.45	2.21	1.96	1.72	1.47	1.23
	>10	1.92	1.80	1.68	1.56	1.44	1.32	1.20	1.08	0.96	0.84	0.72	0.60
Grass	<0,5	5.00	4.73	4.45	4.18	3.91	3.64	3.36	3.09	2.82	2.55	2.27	2.00
	0,5-5	3.94	3.73	3.51	3.30	3.08	2.87	2.65	2.44	2.22	2.01	1.79	1.58
	5-10	2.45	2.32	2.18	2.05	1.92	1.78	1.65	1.52	1.38	1.25	1.11	0.98
	>10	1.20	1.14	1.07	1.01	0.94	0.87	0.81	0.74	0.68	0.61	0.55	0.48
Crop	<0,5	3.00	2.86	2.73	2.59	2.45	2.32	2.18	2.05	1.91	1.77	1.64	1.50
	0,5-5	2.37	2.26	2.15	2.04	1.94	1.83	1.72	1.61	1.51	1.40	1.29	1.18
	5-10	1.47	1.40	1.34	1.27	1.20	1.14	1.07	1.00	0.94	0.87	0.80	0.74
	>10	0.72	0.69	0.66	0.62	0.59	0.56	0.52	0.49	0.46	0.43	0.39	0.36
Bare soil	<0,5	1.50	1.45	1.41	1.36	1.32	1.27	1.23	1.18	1.14	1.09	1.05	1.00
	0,5-5	1.12	1.09	1.05	1.02	0.99	0.95	0.92	0.88	0.85	0.81	0.78	0.75
	5-10	0.74	0.72	0.70	0.67	0.65	0.63	0.61	0.58	0.56	0.54	0.52	0.49
	>10	0.36	0.35	0.34	0.33	0.32	0.31	0.30	0.28	0.27	0.26	0.25	0.24
IMP		0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50

Parâmetros relacionados às classes de uso e cobertura do solo.

Category	Cover	Interception capacity(mm)		Root depth(m)	Manning's Coefficient	Vegetated fraction(%)	Leaf area index(-)	
		Maximum	Minimum				Maximum	Minimum
1	Evergreen Needleleaf Forest	2	0.5	1.0	0.40	80	60	50
2	Evergreen Broadleaf Forest	3	0.5	1.0	0.60	90	60	50
3	Deciduous Needleleaf Forest	2	0.5	1.0	0.40	80	60	10
4	Deciduous Broadleaf Forest	3	0.5	1.0	0.80	80	60	10
5	Mixed Forest	3	0.5	1.0	0.55	83	60	30
6	Closed Shrublands	3	0.5	0.8	0.40	80	60	10
7	Open Shrublands	2	0.5	0.8	0.40	80	60	10
8	Woody Savannah	3	0.5	1.0	0.50	80	60	8
9	Savannahs	2	0.5	0.8	0.40	80	60	5
10	Grasslands	2	0.5	0.8	0.30	80	20	5
11	Permanent Wetlands	1	0.2	0.5	0.50	80	60	5
12	Croplands	2	0.5	0.8	0.35	85	60	5
13	Urban and Built-Up	0	0.0	0.5	0.05	0	0	0
14	Cropland / Natural Vegetation	2	0.5	0.8	0.35	83	40	5
15	Snow and Ice	0	0.0	0.1	0.05	0	0	0
16	Barren or Sparsely Vegetation	1	0.2	0.5	0.10	5	20	5
17	Water Bodies	0	0.0	0.1	0.05	0	0	0

Parâmetros relacionados ao tipo de solo (textura).

Texture classes	Hydraulic conductivity ¹ (mm/h)	Porosity ¹ (m ³ /m ³)	Field capacity ¹ (m ³ /m ³)	Wilting point ¹ (m ³ /m ³)	Residual moisture ¹ (m ³ /m ³)	Pore size distribution index ² (-)
Sand	208.80	0.437	0.062	0.024	0.020	3.39
Loamy sand	61.20	0.437	0.105	0.047	0.035	3.86
Sandy loam	25.92	0.453	0.190	0.085	0.041	4.50
Silt loam	13.32	0.501	0.284	0.135	0.015	4.98
Silt	6.84	0.482	0.258	0.126	0.015	3.71
Loam	5.58	0.463	0.232	0.116	0.027	5.77
Sandy clay loam	4.32	0.398	0.244	0.136	0.068	7.20
Silt clay loam	2.30	0.471	0.342	0.210	0.040	8.32
Clay loam	1.51	0.464	0.310	0.187	0.075	8.32
Sandy clay	1.19	0.430	0.321	0.221	0.109	9.59
Silt clay	0.90	0.479	0.371	0.251	0.056	10.38
Clay	0.60	0.475	0.378	0.251	0.090	12.13