

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

**MODELAGEM NUMÉRICA DO FLUXO DA ÁGUA NO SOLO E DO
ESCOAMENTO DE BASE EM UMA BACIA EXPERIMENTAL EM ÁREA
AGRÍCOLA NO CERRADO**

JORGE ENOCH FURQUIM WERNECK LIMA

ORIENTADOR: SERGIO KOIDE

CO-ORIENTADOR: EUZEBIO MEDRADO DA SILVA

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

PUBLICAÇÃO: PTARH.TD – 08/10

BRASÍLIA/DF: AGOSTO/2010

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

MODELAGEM NUMÉRICA DO FLUXO DA ÁGUA NO SOLO E DO
ESCOAMENTO DE BASE EM UMA BACIA EXPERIMENTAL EM ÁREA
AGRÍCOLA NO CERRADO

JORGE ENOCH FURQUIM WERNECK LIMA

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)

EUZEBIO MEDRADO DA SILVA, PhD. (EMBRAPA)
(CO-ORIENTADOR)

LUIZ RAFAEL PALMIER, PhD. (UFMG)
(EXAMINADOR EXTERNO)

ANTONIO MAROZZI RIGHETTO, DSc. (UFRN)
(EXAMINADOR EXTERNO)

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

CARLOS HENRIQUE RIBEIRO LIMA, PhD. (ENC-UnB)
(EXAMINADOR INTERNO)

BRASÍLIA/DF, 27 DE AGOSTO DE 2010.

FICHA CATALOGRÁFICA

LIMA, JORGE ENOCH FURQUIM WERNECK

Modelagem numérica do fluxo da água no solo e do escoamento de base em uma bacia experimental em área agrícola no Cerrado (Distrito Federal) 2010.

xxviii, 312p., 210x297mm (ENC/FT/UnB, Doutor, Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos, 2010).

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. Hidrometria | 6. Bioma Cerrado |
| I.ENC/FT/UnB | II. Título (série) |

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

LIMA, J.E.F.W., 2010. Modelagem numérica do fluxo da água no solo e do escoamento de base em uma bacia experimental em área agrícola no Cerrado. Tese de Doutorado, Publicação PTARH.TD – 08/10, Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 312p.

CESSÃO DE DIREITOS

NOME DO AUTOR: Jorge Enoch Furquim Werneck Lima

TÍTULO DA TESE DE DOUTORADO: Modelagem numérica do fluxo da água no solo e do escoamento de base em uma bacia experimental em área agrícola no Cerrado.

GRAU: Doutor ANO: 2010

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 autorização por escrito do autor.

Jorge Enoch Furquim Werneck Lima
SQSW 103, bloco E, Apto. 603
CEP: 70670-305 – Brasília, DF - Brasil

DEDICATÓRIA

À minha esposa, Janaína.

Aos meus pais, Enoch e Evelyn.

AGRADECIMENTOS

Ao professor Sergio Koide, pela orientação e amizade.

Ao meu grande mestre Euzebio Medrado da Silva, pela orientação, amizade e parceria em mais esta empreitada.

Aos professores do Programa de Pós-Graduação em Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos da Universidade de Brasília (PTARH/UnB), pela amizade, incentivo e contribuições.

Aos colegas e amigos do PTARH, em especial ao Ronaldo Medeiros dos Santos, “irmão” que ganhei ao longo do curso.

Aos técnicos Joviano, Nelson e José Roberto, todos da Embrapa Cerrados, e aos estagiários Leison, João Paulo, Paula, Elton e Felipe, pela amizade e importante ajuda no desenvolvimento dos trabalhos de campo.

Ao Ministério de Ciência e Tecnologia – MCT/CT-Hidro, à FINEP e à FINATEC, pelo apoio fornecido para a realização de parte deste trabalho.

À Embrapa Cerrados, pela oportunidade e auxílio financeiro.

A meus pais, Enoch Lima e Evelyn Furquim Werneck Lima, pelo apoio incondicional durante toda a vida e que me permitiu chegar até aqui.

À minha esposa, Janaína Berno Lopes Werneck Lima, pelo apoio e compreensão durante o desenvolvimento deste projeto.

RESUMO

MODELAGEM NUMÉRICA DO FLUXO DA ÁGUA NO SOLO E DO ESCOAMENTO DE BASE EM UMA BACIA EXPERIMENTAL EM ÁREA AGRÍCOLA NO CERRADO

Autor: Jorge Enoch Furquim Werneck Lima

Orientador: Sergio Koide

Co-orientador: Euzebio Medrado da Silva

Programa de Pós-graduação em Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos

Brasília, agosto de 2010.

Este trabalho apresenta um estudo experimental para avaliar a aplicabilidade de uma ferramenta de modelagem numérica do fluxo da água no solo, o FEFLOW, na simulação da variação do nível freático e do escoamento de base em uma bacia hidrográfica representativa de áreas agrícolas do bioma Cerrado. Em seu desenvolvimento, foram definidas áreas representativas do ambiente de interesse, nas quais se realizou intenso levantamento de dados para a caracterização física e hidrológica desses espaços. Além de fundamentais para a calibração e a verificação do modelo utilizado, os dados e as informações geradas foram organizados de forma a representar referências para outros estudos hidrológicos em regiões similares. Tendo como base os resultados da modelagem obtidos com a utilização dos dados medidos e aplicados de forma espacialmente distribuída, avaliaram-se outras possibilidades de aplicação desses dados, como, por exemplo, agrupados por classe, textura ou característica hidrogeológica do solo. Também se verificou a viabilidade de utilização de bases de dados disponíveis na literatura, demonstrando-se que, em alguns casos, essa ação pode gerar erros significativos aos resultados da modelagem. Os resultados do trabalho indicam que é possível ter simulações coerentes do escoamento de base em áreas onde o meio é bem representado. Nesses casos, utilizando-se os dados medidos já se tem boas estimativas do fenômeno de interesse, fazendo com que as alterações sofridas no processo de calibração sejam pequenas (apenas ajustes), melhorando toda a modelagem hidrológica do sistema e mantendo íntegra a sua base física. Contudo, neste trabalho também se verificou a dificuldade que existe em representar adequadamente o meio físico, principalmente quando o estudo é realizado em escala de bacia hidrográfica.

Palavras-chave: Monitoramento hidrológico; Modelagem hidrológica; Simulação hidrológica; Métodos numéricos; Elementos finitos; FEFLOW.

ABSTRACT

NUMERICAL MODELING OF THE GROUNDWATER FLOW AND THE BASEFLOW IN AN EXPERIMENTAL WATERSHED IN AN AGRICULTURAL AREA OF THE CERRADO BIOME, BRAZIL

Author: Jorge Enoch Furquim Werneck Lima

Supervisor: Sergio Koide

Co-Supervisor: Euzebio Medrado da Silva

Graduate Program in Environmental Technology and Water Resources

Brasília, Brazil, August 2010.

This work presents an experimental study to evaluate the applicability of a groundwater numerical modeling tool, the FEFLOW, in simulating the water-table level variation and the baseflow in a watershed that is representative of agricultural areas of the Cerrado biome. For developing this study, some representative areas of this environment were selected, in which an intense monitoring program was carried out in order to characterize them, physically and hydrologically. The collected data and the generated information were organized for the model calibration and verification processes and to be used as references for other hydrological studies in similar areas. The results obtained by using the measured data applied in a spatial distributed way were used to evaluate the possibility of utilizing those data grouped by soil class, texture or hydrogeological characteristics. The viability of using data collected directly from the literature was also verified, being demonstrated that, in some cases, this alternative can lead to significant errors. The results of this work indicate that it is possible to have coherent baseflow simulations in areas where the environment has been well represented. In those cases, good estimates of the phenomenon were achieved using only measured data and, as consequence, during the calibration process the model parameters values undergo small adjustments, improving the results yet maintaining its physical basis. However, in most of the cases difficulties were experienced on representing adequately the environment in the application of spatial distributed physical models, mainly when the study is accomplished in such a river basin scale.

Key-words: Hydrological monitoring; Hydrological modeling; Hydrological simulation; Numerical methods; Finite elements; FEFLOW.

ÍNDICE

1 - INTRODUÇÃO	1
2 - OBJETIVOS	4
2.1 - GERAL.....	4
2.2 - ESPECÍFICOS.....	4
3 - FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	5
3.1 - MODELOS HIDROLÓGICOS	5
3.1.1 - Histórico	5
3.1.2 - Classificação de modelos hidrológicos.....	9
3.1.3 - Escolha do tipo de modelo.....	12
3.1.4 - Desenvolvimento de modelos	13
3.1.5 - Calibração e verificação	14
3.1.6 - Incerteza na modelagem hidrológica.....	16
3.2 - MODELAGEM DOS PROCESSOS HIDROLÓGICOS	17
3.2.1 - Precipitação.....	18
3.2.2 - Interceptação foliar.....	19
3.2.3 - Evapotranspiração	21
3.2.4 - Escoamento superficial.....	23
3.2.5 - Fluxo da água no solo.....	24
3.2.5.1 - Fluxo da água em meio saturado	25
3.2.5.2 - Fluxo da água em meio não-saturado	26
3.2.5.3 - Formas de utilização da equação de Richards.....	28
3.3 - MÉTODOS NUMÉRICOS	31
3.3.1 - Diferenças finitas.....	32
3.3.2 - Elementos finitos.....	33
3.4 - LEVANTAMENTO DE DADOS PARA A MODELAGEM	36
3.4.1 - Uso de bacias experimentais e representativas	36
3.4.2 - Caracterização do meio físico	38
3.4.2.1 - Representação do relevo	38
3.4.2.2 - Levantamento da cobertura do solo.....	39
3.4.2.3 - Levantamento das propriedades físicas dos solos	40
3.4.2.4 - Levantamento da condutividade hidráulica saturada do solo.....	42
3.4.2.5 - Levantamento da curva de retenção da água no solo	44
3.4.3 - Monitoramento hidrológico	45
3.4.3.1 - Pluviometria	45

3.4.3.2 - Medição da interceptação foliar	48
3.4.3.3 - Medição da evapotranspiração	49
3.4.3.4 - Monitoramento da vazão.....	50
3.4.3.5 - Estimativa do armazenamento da água no solo.....	52
4 - MATERIAL E MÉTODOS.....	56
4.1 - CARACTERIZAÇÃO E INSTRUMENTAÇÃO DAS ÁREAS DE ESTUDO.....	56
4.1.1 - Estação Olhos D'Água	56
4.1.1.1 - Caracterização da área da estação	56
4.1.1.2 - Instrumentação da estação.....	61
4.1.2 - Bacia Experimental do Alto Rio Jardim.....	68
4.1.2.1 - Caracterização geral da área da bacia	68
4.1.2.2 - Instrumentação da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim	76
4.1.2.3 - Características físico-hídricas dos solos nos locais dos poços.....	82
4.1.2.4 - Caracterização hidrológica da bacia	89
4.2 - MODELAGEM HIDROLÓGICA NAS ÁREAS DE ESTUDO	101
4.2.1 - O modelo FEFLOW	102
4.2.1.1 - Base conceitual do FEFLOW.....	103
4.2.1.2 - Aplicações do FEFLOW.....	110
4.2.2 - Primeiros passos no uso do FEFLOW.....	112
4.2.2.1 - Descrição do caso clássico de Celia et al. (1990).....	112
4.2.2.2 - Aplicação do FEFLOW na solução do caso de Celia et al. (1990).....	113
4.2.3 - Aplicação do FEFLOW na modelagem vertical do fluxo da água em solo típico do Cerrado.....	115
4.2.4 - Aplicação do FEFLOW na modelagem hidrológica de uma bacia hidrográfica representativa de áreas agrícolas do Cerrado	116
4.2.4.1 - Modelo de representação do meio e dos processos hidrológicos	118
4.2.4.2 - Simulações da variação do nível freático no período seco do ano.....	123
4.2.4.3 - Comparação dos resultados das simulações da variação do nível freático no período seco do ano.....	127
4.2.4.4 - Calibração do modelo	129
4.2.4.5 - Simulação anual da variação do nível freático e do escoamento de base na bacia	131
4.2.4.6 - Comparação dos resultados das simulações da variação do nível freático e do escoamento de base no ano hidrológico	137
5 - RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	139
5.1 - AVALIAÇÃO DO FEFLOW NA SIMULAÇÃO DO CASO CLÁSSICO DE CELIA ET AL. (1990).....	139

5.2 - AVALIAÇÃO DO FEFLOW NA SIMULAÇÃO DO FLUXO VERTICAL (1-D) DA ÁGUA EM SOLO TÍPICO DE CERRADO SOB CONDIÇÕES NÃO-SATURADAS	142
5.3 - SIMULAÇÃO DO FLUXO DA ÁGUA NA BACIA EXPERIMENTAL DO ALTO RIO JARDIM UTILIZANDO O FEFLOW	149
5.3.1 - Geração da malha de elementos finitos	150
5.3.2 - Discretização da área em camadas de solo	152
5.3.3 - Características do meio poroso	153
5.3.4 - Condições de contorno	157
5.3.5 - Condições iniciais	158
5.3.6 - Resultados da simulação da variação do nível freático no período seco do ano utilizando a base de dados completa (K_s Slug)	158
5.3.7 - Comparação entre os resultados da simulação da variação do nível freático no período seco do ano, obtidos com o uso do MDE original (K_s Slug SICAD) e com o MDE corrigido (K_s Slug DGPS)	164
5.3.8 - Comparação entre os resultados da simulação da variação do nível freático no período seco do ano obtidos com o uso de valores de K_s Slug e de K_s 60 na camada do solo em que está presente o lençol freático	169
5.3.9 - Calibração dos valores de K_s na camada que representa a zona do lençol freático com foco na melhoria dos resultados globais da simulação da variação do nível freático no período seco do ano	173
5.3.10 - Verificação do modelo na simulação da variação do nível freático em período seco diferente daquele utilizado no processo de calibração	181
5.3.11 - Impacto do uso de diferentes valores de K_s medidos, calibrados e da literatura, aplicados de forma regionalizada ou distribuída, sobre os resultados das simulações da variação do nível freático no período seco do ano	183
5.3.12 - Resultados da simulação anual da variação do nível freático e do escoamento de base na bacia utilizando a base de dados completa (K_s Slug)	189
5.3.13 - Resultados da simulação anual da variação do nível freático e do escoamento de base na bacia utilizando a base de dados completa (K_s Slug) e um período de aquecimento do modelo de aproximadamente dois anos	194
5.3.14 - Resultados da simulação anual da variação do nível freático e do escoamento de base na bacia utilizando dados de K_s calibrados (K_s F8) e um período de aquecimento do modelo de aproximadamente dois anos	202
6 - CONCLUSÕES.....	210
7 - SUGESTÕES PARA FUTURAS PESQUISAS	215
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	217
APÊNDICES	244

APÊNDICE A - APLICABILIDADE DE SONDA DE CAPACITÂNCIA NO MONITORAMENTO DO CONTEÚDO DE ÁGUA DE LATOSSOLOS DO CERRADO EM CONDIÇÕES DE CAMPO	245
A.1 - Descrição dos equipamentos.....	246
A.2 - Princípio de funcionamento dos equipamentos.....	247
A.3 - Caracterização dos solos utilizados no estudo	249
A.4 - Coleta dos dados.....	251
A.5 - Análise de consistência dos dados	252
A.6 - Análise dos dados consistidos.....	253
A.7 - Comparação das três sondas Delta-T PR2/6.....	256
A.8 - Avaliação da aplicabilidade da sonda Delta-T PR2/6.....	258
APÊNDICE B - APLICAÇÃO DA TÉCNICA DA ALTERNÂNCIA DA VARIÁVEL PRIMÁRIA - PVST.....	266
B.1 - O método PCOSN	268
B.2 - O método TBFN	272
B.3 - Critério de convergência	274
APÊNDICE C - ASPECTOS PRÁTICOS DA UTILIZAÇÃO DA FERRAMENTA FEFLOW NA MODELAGEM DO FLUXO DA ÁGUA NO SOLO	276
C.1 - Criação da malha de elementos finitos	276
C.2 - Edição e classificação do problema.....	286
C.3 - Inserção dos dados do problema	288
C.4 - Simulação e acesso aos resultados.....	298
APÊNDICE D - CORREÇÃO PARCIAL DO MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO DA BACIA EXPERIMENTAL DO ALTO RIO JARDIM UTILIZANDO A BASE SICAD/DF E DADOS MEDIDOS COM DGPS	303
D.1 - Levantamento de dados para a análise	304
D.2 - Comparação dos dados	309
D.3 - Correção do MDE da bacia.....	311

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1 - Características físico-hídricas médias dos solos na Estação Olhos D'Água.....	59
Tabela 4.2 - Características físico-hídricas médias dos solos, a 15 cm de profundidade, nos locais de instalação dos poços piezométricos da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim.	86
Tabela 4.3 - Características físico-hídricas médias dos solos, a 60 cm de profundidade, nos locais de instalação dos poços piezométricos da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim.	87
Tabela 4.4 - Condutividade hidráulica saturada média dos solos na zona freática, medida por meio do <i>Slug Test</i> nos poços piezométricos da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim.	88
Tabela 4.5 - Resultados do balanço hídrico anual efetuado em pequenas bacias hidrográficas não urbanizadas do Distrito Federal (DF).....	97
Tabela 4.6 - Resultados do balanço hídrico na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim no ano hidrológico 2007/2008, corrigido em função do uso da água para a irrigação.	101
Tabela 4.7 - Agrupamento dos valores de K_s médios medidos na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim em função da classe de solo.	125
Tabela 4.8 - Agrupamento dos valores de K_s médios medidos na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim em função da textura do solo.	125
Tabela 4.9 - Agrupamento dos valores de K_s médios medidos na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim em função da classificação hidrogeológica do domínio poroso.	125
Tabela 4.10 - Valores de referência de K_s médio em função da classe de solo (Alves e Castro, 2009) e os valores atribuídos e utilizados neste trabalho.....	127
Tabela 4.11 - Valores de referência de K_s médio em função da textura do solo (Clapp e Hornberger, 1978) e que foram utilizados neste trabalho.....	127
Tabela 4.12 - Valores de referência de K_s médio em função da classe hidrogeológica do meio poroso (Lousada, 2005) e os valores atribuídos e utilizados neste trabalho.....	127
Tabela 5.1 - Resultados do problema de Celia et al. (1990) relativo ao posicionamento da frente de molhamento após um dia de simulação (Celia et al., 1990).	139
Tabela 5.2 - Diferença absoluta (cm) entre a profundidade média (cm) da frente de molhamento obtida nas diferentes simulações e os valores correspondentes aos dados de Celia et al. (1990).....	141
Tabela 5.3 - Análise da variação da lâmina de água armazenada no perfil de solo ao longo da simulação.....	144

Tabela 5.4 - Lâminas totais de aplicação de água por irrigação e armazenamento de água no solo e suas respectivas variações ao longo do tempo (mm).	147
Tabela 5.5 - Comparação entre a cota medida e a cota extraída da base de dados altimétricos da Codeplan (1991).....	163
Tabela 5.6 - Comparação estatística (teste F) das curvas de distribuição dos erros das simulações realizadas.....	168
Tabela 5.7 - Resultados da comparação estatística (teste F) das curvas de distribuição dos erros das simulações realizadas.....	173
Tabela 5.8 - Resultados da comparação estatística (teste F) das curvas de distribuição dos erros das simulações realizadas a cada iteração do processo de calibração do modelo.	176
Tabela 5.9 - Resultados da comparação estatística (teste F) das curvas de distribuição dos erros das simulações realizadas.....	182
Tabela 5.10 - Agrupamento dos valores de K_s médios calibrados (K_s F8) na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim em função da classe de solo.	183
Tabela 5.11 - Agrupamento dos valores de K_s médios calibrados (K_s F8) na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim em função da textura do solo.	184
Tabela 5.12 - Agrupamento dos valores de K_s médios calibrados (K_s F8) na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim em função da classificação hidrogeológica do domínio poroso.	184
Tabela A.1 - Características dos solos utilizados na avaliação da aplicabilidade das sondas Delta-T PR2/6.	250
Tabela A.2 - Classificação das correlações de acordo com o coeficiente de correlação (Shimakura, 2006).	254
Tabela A.3 - Critérios de interpretação do desempenho das sondas em estimar as umidades do solo determinadas com o uso do método gravimétrico (adaptado de Camargo e Sentelhas, 1997).	255
Tabela A.4 - Coeficientes de variação do teor de umidade das amostras de solo analisadas por meio do método gravimétrico.....	259
Tabela D.1 - Dados de altitude dos 55 pontos de controle extraídos do MDE gerado a partir da base de dados altimétricos do SICAD (Codeplan, 1991).	306
Tabela D.2 - Dados altimétricos dos pontos de controle obtidos com o uso do DGPS e corrigidos em relação à Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo (Sistema de coordenadas: WGS84 - UTM23).	308
Tabela D.3 - Erro medido da base SICAD em relação aos dados determinados com a tecnologia DGPS e corrigidos em relação à “Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo” nos 55 pontos de controle da bacia experimental do alto rio Jardim.	309

LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1 - Características de modelos empíricos, semiconceituais e de base física (adaptado de Cooperative Research Centre for Catchment Hydrology, 2006).	11
Figura 3.2 - Relação conceitual entre a disponibilidade de dados, a complexidade do modelo e sua capacidade preditiva, bem como exemplos de sua utilização (Fonte: Grayson e Blöschl, 2000).	12
Figura 4.1 - Localização da Estação Olhos D'Água no Distrito Federal.	57
Figura 4.2 - Curvas de retenção da água nos solos do perfil analisado no local da Estação Olhos D'Água.	60
Figura 4.3 - Três calhas de monitoramento do escoamento superficial sob diferentes condições de cobertura (fechada, com vegetação e com solo nu).	61
Figura 4.4 - Detalhamento do sistema de captação de água das calhas de escoamento superficial.	62
Figura 4.5 - Trincheira aberta para a instalação das calhas de coleta de escoamento subsuperficial.	63
Figura 4.6 - Sistema de coleta, armazenamento e pesagem da água captada pelas calhas de escoamento superficial e drenagem da Estação Olhos d'Água.	64
Figura 4.7 - Equipamento de monitoramento da umidade do solo utilizado (sonda de capacitância Delta-T PR2/6 de perfil).	64
Figura 4.8 - Foto e esquema mostrando a configuração geral da Estação Olhos d'Água.	65
Figura 4.9 - Abrigo de alvenaria onde fica instalado o <i>datalogger</i> da Estação Olhos d'Água e o próprio <i>datalogger</i>	65
Figura 4.10 - Curvas de calibração das células de carga das três calhas de monitoramento do escoamento superficial instaladas na Estação Olhos d'Água.	66
Figura 4.11 - Curvas de calibração das células de carga das duas calhas de drenagem instaladas na Estação Olhos d'Água.	67
Figura 4.12 - Resultados do teste de uniformidade de aplicação de água do sistema de irrigação da Estação Olhos d'Água.	68
Figura 4.13 - Localização da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim em relação ao Brasil, às suas regiões hidrográficas, à área contínua do bioma Cerrado e ao Distrito Federal.	69
Figura 4.14 - Hidrografia da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim.	70
Figura 4.15 - Hidrogeologia da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim (adaptado de Freitas-Silva e Campos, 1998).	71

Figura 4.16 - Classe dos solos da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim (adaptado de Reatto et al., 2000).	71
Figura 4.17 - Textura dos solos da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim (adaptado de Reatto et al., 2000).	72
Figura 4.18 - Modelo digital de elevação (MDE) e hidrografia da região da Bacia do Alto Rio Jardim.	73
Figura 4.19 - Declividade do terreno na Bacia do Alto Rio Jardim.	74
Figura 4.20 - Imagem Landsat ETM+ da região da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim em 18.07.2003, apresentada em composição colorida RGB das bandas 4, 3 e 2.	75
Figura 4.21 - Estação automática de monitoramento da chuva na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim (Estação Chácara 100).	77
Figura 4.22 - Estrutura das estações fluviográficas da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim.	78
Figura 4.23 - Estrutura dos poços piezométricos instalados na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim e detalhes do processo de construção.	79
Figura 4.24 - Rede hidrométrica da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim.	80
Figura 4.25 - Identificação das estações pluviográficas e fluviográficas instaladas na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim, bem como as respectivas áreas de drenagem das estações fluviográficas.	81
Figura 4.26 - Identificação das estações piezométricas instaladas na bacia.	81
Figura 4.27 - Variação da relação de h_{st}/h_0 ao longo do tempo no poço piezométrico PJ1 da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim.	84
Figura 4.28 - Precipitação mensal medida em estações pluviográficas da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim no ano hidrológico 2007/2008.	89
Figura 4.29 - Produção hídrica total (escoamento superficial e escoamento de base) da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim no ano hidrológico 2007/2008, medida em seu exutório, na Estação Ch121 Jardim Jusante e respectiva precipitação ocorrida no período.	90
Figura 4.30 - Curva de permanência de vazões na Estação Ch121 Jardim Jusante, com base nos dados diários medidos no ano hidrológico 2007/2008.	91
Figura 4.31 - Curva de permanência de vazões específicas na Estação Ch121 Jardim Jusante, com base nos dados diários medidos no ano hidrológico 2007/2008.	91
Figura 4.32 - Precipitação (Estação Ch 100) e variação da profundidade do lençol freático nos poços piezométricos da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim no ano hidrológico 2007/2008.	92
Figura 4.33 - Profundidade mínima e mês de início da ascensão do nível freático nos poços piezométricos da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim no ano hidrológico 2007/2008.	93

Figura 4.34 - Amplitude de variação do nível freático nos poços piezométricos da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim no ano hidrológico 2007/2008.....	94
Figura 4.35 - Precipitação (Estação Ch 100) e variação da profundidade do lençol freático nos poços piezométricos utilizados na análise das Figuras 4.33 e 4.34.....	95
Figura 4.36 - Exemplos de pequenas áreas irrigadas na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim.	98
Figura 4.37 - Canal da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim.	99
Figura 4.38 - Modelo de representação do meio e dos processos hidrológicos considerados na simulação do fluxo da água na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim.	119
Figura 4.39 - Esquema de representação das superfícies e camadas utilizadas na discretização da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim.....	119
Figura 4.40 - Coeficientes médios mensais de conversão dos valores diários de ET_o em ET_r utilizados para toda a área da bacia.....	133
Figura 4.41 - Representação da chuva e das estimativas diárias da evapotranspiração de referência (ET_o) e da evapotranspiração real (ET_r) na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim no ano hidrológico 2007/2008.....	134
Figura 4.42 - Representação da forma de entrada dos dados diários do fluxo da água na superfície da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim no ano hidrológico 2007/2008, utilizando a técnica do polígono de Thiessen.....	135
Figura 5.1 - Resultados das simulações com malhas de elementos de diferentes tamanhos comparados aos dados de Celia et al. (1990).....	140
Figura 5.2 - Forma de entrada do dado relativo à taxa de infiltração de água na superfície do solo no programa FEFLOW.	143
Figura 5.3 - Resultados da simulação do avanço da frente de molhamento no decorrer de oito horas, utilizando o FEFLOW.	143
Figura 5.4 - Comparação entre os dados de entrada e saída da simulação efetuada utilizando o FEFLOW e os dados de umidade medidos pelo método gravimétrico.....	145
Figura 5.5 - Avanço da frente de molhamento monitorada com o uso da Sonda Delta-T PR2/6.....	146
Figura 5.6 - Resultados da simulação do avanço da frente de molhamento no decorrer de oito horas, utilizando o FEFLOW com dados de entrada constantes.	149
Figura 5.7 - Bases de dados georreferenciados do limite, dos poços e dos rios da bacia (a) e seus respectivos pontos utilizados como referência para a geração da malha de elementos finitos pelo FEFLOW (b).	150
Figura 5.8 - Malha de elementos finitos inicial gerada automaticamente com o FEFLOW (a) e o resultado de seu respectivo refinamento (b).....	151

Figura 5.9 - Variação espacial dos valores do Índice de Saturação Residual (S_r) na primeira (a) e na segunda (b) camada de solo.	154
Figura 5.10 - Variação espacial dos valores do parâmetro A da equação de van Genuchten na primeira (a) e na segunda (b) camada de solo.	154
Figura 5.11 - Variação espacial dos valores do parâmetro n da equação de van Genuchten na primeira (a) e na segunda (b) camada de solo.	155
Figura 5.12 - Variação espacial dos valores da porosidade total na primeira (a) e na segunda (b) camada de solo.	155
Figura 5.13 - Variação espacial dos valores do índice de armazenamento de água drenável do solo (<i>Storativity</i>) na primeira (a) e na segunda (b) camada de solo.	156
Figura 5.14 - Variação espacial dos valores da condutividade hidráulica saturada (K_s) na primeira (K_s 15), na segunda (K_s 60) e na terceira (K_s Slug) camada de solo.	156
Figura 5.15 - Condição de contorno de fluxo nulo nos divisores de água da bacia e o detalhe da abertura do sistema em seu exutório.	157
Figura 5.16 - Comparação entre os valores das cotas medidas e simuladas no final do período de análise.	159
Figura 5.17 - Diferença entre os níveis do lençol freático medidos e simulados nos locais dos 56 poços piezométricos.	160
Figura 5.18 - Curva de distribuição dos erros obtidos na simulação do rebaixamento do nível do lençol freático nos 56 poços piezométricos da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim, utilizando dados de K_s medidos com o <i>Slug Test</i>	161
Figura 5.19 - Distribuição espacial do erro entre os níveis do lençol freático, medidos e simulados, nos locais dos 56 poços piezométricos, utilizando a base de dados K_s Slug SICAD.	162
Figura 5.20 - Comparação dos valores dos erros obtidos em simulações efetuadas com a base de dados K_s Slug SICAD e K_s Slug DGPS, nos 56 poços piezométricos da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim.	164
Figura 5.21 - Distribuição espacial do erro entre os níveis do lençol freático medidos e simulados nos locais dos 56 poços piezométricos, utilizando a base de dados K_s Slug DGPS.	165
Figura 5.22 - Diferenças entre cotas do nível freático simuladas nos 56 poços piezométricos da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim com o uso das bases de dados K_s Slug SICAD e K_s Slug DGPS.	166
Figura 5.23 - Representação da superfície do terreno e da superfície freática em uma vertente da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim no início das simulações utilizando dados extraídos do SICAD (A) e medidos com o DGPS (B).	167
Figura 5.24 - Curvas de distribuição dos erros obtidos nas simulações do nível do lençol freático nos 56 poços piezométricos da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim com o uso das bases de dados K_s Slug SICAD e K_s Slug DGPS.	168

Figura 5.25 - Valores de K_s medidos a 60 cm de profundidade (K_s 60) e no nível do lençol freático (K_s Slug) nos locais dos 56 poços piezométricos da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim.	170
Figura 5.26 - Erros obtidos em simulações efetuadas com a utilização dos valores de K_s 60 e K_s Slug na camada correspondente ao nível freático.	170
Figura 5.27 - Distribuição espacial do erro entre os níveis do lençol freático, medidos e simulados, nos locais dos 56 poços piezométricos, utilizando os dados de K_s 60 no lugar de K_s Slug.	171
Figura 5.28 - Curvas de distribuição dos erros absolutos geradas a partir dos resultados obtidos com o uso de valores de K_s Slug e de valores de K_s 60 no lugar de K_s Slug.	172
Figura 5.29 - Erro absoluto médio obtido em cada uma das simulações efetuadas no decorrer do processo de calibração do modelo.	174
Figura 5.30 - Curvas de distribuição dos erros absolutos resultantes das simulações efetuadas com diferentes conjuntos de valores de K_s gerados no processo iterativo de calibração do modelo.	175
Figura 5.31 - Comparação entre os valores medidos de K_s Slug e aqueles resultantes do processo de calibração (K_s F8).	176
Figura 5.32 - Variação espacial dos valores da condutividade hidráulica saturada medidos no nível do lençol freático (K_s Slug) e aqueles resultantes do processo de calibração (K_s F8).	177
Figura 5.33 - Distribuição espacial do grau de incerteza dos valores de K_s resultantes do processo de calibração do modelo (K_s F8).	178
Figura 5.34 - Comparação entre os erros obtidos nas simulações efetuadas com os valores medidos de K_s Slug e com os ajustados de K_s F8.	179
Figura 5.35 - Distribuição espacial dos erros obtidos com o uso dos dados calibrados do modelo (K_s F8).	180
Figura 5.36 - Curvas de distribuição dos erros absolutos resultantes das simulações efetuadas com valores de K_s medidos (K_s Slug) e calibrados (K_s F8), em períodos sem chuva dos anos de 2007 (original) e 2008 (verificação).	182
Figura 5.37 - Curvas de distribuição dos erros absolutos resultantes das simulações efetuadas com os seguintes valores de K_s : dados medidos utilizados de forma distribuída (K_s Slug); dados medidos regionalizados em função da classe de solo (Reg-sl-med); dados calibrados regionalizados em função da classe de solo (Reg-sl- K_s F8); e dados da literatura regionalizados em função da classe de solo (Reg-sl-biblio).	185
Figura 5.38 - Curvas de distribuição dos erros absolutos resultantes das simulações efetuadas com os seguintes valores de K_s : dados medidos utilizados de forma distribuída (K_s Slug); dados medidos regionalizados em função da textura do solo (Reg-txt-med); dados calibrados regionalizados em função da textura do solo (Reg-txt- K_s F8); e dados da literatura regionalizados em função da textura do solo (Reg-txt-biblio).	186

Figura 5.39 - Curvas de distribuição dos erros absolutos resultantes das simulações efetuadas com os seguintes valores de K_s : dados medidos utilizados de forma distribuída (K_s Slug); dados medidos regionalizados em função do sistema do domínio poroso (Reg-hgeo-med); dados calibrados regionalizados em função do sistema do domínio poroso (Reg-hgeo- K_s F8); e dados da literatura regionalizados em função do sistema do domínio poroso (Reg-hgeo-biblio).	188
Figura 5.40 - Exemplos de resultados obtidos na simulação da variação do nível freático em oito poços da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim no período de 01 de agosto de 2007 a 31 de julho de 2008, utilizando a base de dados medidos (K_s Slug).....	190
Figura 5.41 - Resultados obtidos na simulação do escoamento de base nas estações fluviográficas da bacia no ano hidrológico 2007/2008, utilizando a base K_s Slug.....	193
Figura 5.42 - Exemplo de dados de fluxo da água através da superfície do terreno (entrada ou saída de água no solo) para a realização de simulação utilizando um período de aquecimento do modelo de aproximadamente dois anos.	195
Figura 5.43 - Exemplos de resultados obtidos na simulação da variação do nível freático em poços da bacia de estudo no ano hidrológico 2007/2008, utilizando a base de dados medidos (K_s Slug) e cerca de dois anos de período de aquecimento do modelo.	196
Figura 5.44 - Valores de E_{nash} obtidos nas simulações da variação do nível freático ao longo do ano, efetuadas com diferentes períodos de aquecimento.	197
Figura 5.45 - Exemplos de locais em que os resultados obtidos nas simulações realizadas anteriormente não eram adequados, mas que apresentaram valores de E_{nash} próximos de zero.	198
Figura 5.46 - Resultados obtidos na simulação do escoamento de base nas estações fluviográficas da bacia no ano hidrológico 2007/2008, utilizando a base de dados K_s Slug e cerca de dois anos de período de aquecimento do modelo.	200
Figura 5.47 - Exemplos de resultados obtidos na simulação da variação do nível freático em poços da bacia de estudo no ano hidrológico 2007/2008, utilizando dados de K_s calibrados (K_s F8) e cerca de dois anos de período de aquecimento do modelo.	203
Figura 5.48 - Valores de E_{nash} obtidos nas simulações da variação do nível freático ao longo do ano, efetuadas com período de aquecimento do modelo de dois anos e dois meses, mas com diferentes bases de dados, K_s Slug e K_s F8.	204
Figura 5.49 - Resultados obtidos na simulação do escoamento de base nas estações fluviográficas da bacia no ano hidrológico 2007/2008, utilizando a base de dados K_s F8 e cerca de dois anos de período de aquecimento do modelo.	206
Figura A.1 - Análise conjunta dos dados obtidos com as três sondas Delta-T PR2/6 utilizadas.	256

Figura A.2 - Comparação entre os resultados obtidos com as sondas Delta-T PR2/6 CPAC e UnB 1.....	257
Figura A.4 - Comparação entre os resultados obtidos com as sondas Delta-T PR2/6 UnB 1 e UnB 2.....	258
Figura A.5 - Relação entre os valores de voltagem (mV) e o teor de umidade do solo (θ) da sonda Delta-T PR2/6 utilizada.	260
Figura A.6 - Comparação entre os valores do teor de água no solo obtidos com a sonda Delta-T PR2/6 e os medidos com o método gravimétrico.	261
Figura A.7 - Calibração da sonda Delta-T PR2/6 com base nos dados médios de conteúdo de água no solo medidos com o método gravimétrico.....	262
Figura A.8 - Comparação entre os valores de conteúdo de água no solo obtidos com a equação calibrada da sonda Delta-T PR2/6 e os medidos com o método gravimétrico.	263
Figura A.9 - Distribuição estatística dos valores absolutos dos erros (% vol.) entre as leituras da sonda calibrada e os dados obtidos com o método gravimétrico.....	264
Figura C.1 - Planilha de dados efetuada no programa Microsoft Excel utilizada na confecção de polígono a ser inserido no programa FEFLOW.	277
Figura C.2 - Continuação da planilha de dados efetuada no programa Microsoft Excel utilizada na confecção de polígono a ser inserido no programa FEFLOW e detalhes sobre sua gravação.	278
Figura C.3 - Barra de comandos associados à opção “File” da página principal do programa FEFLOW.	279
Figura C.4 - Tela aberta pelo FEFLOW para a busca e importação do arquivo contendo os pontos do polígono que delimita o contorno da área de estudo.	280
Figura C.5 - Tela de posicionamento e adequação da escala do polígono a ser desenhado no FEFLOW.....	281
Figura C.6 - Desenho do polígono importado e a barra de comandos associados à opção “Edit” da página principal do programa FEFLOW.	282
Figura C.7 - Barra de comandos associados à opção de criação da malha de nós e elementos do problema em estudo, intitulada “Design superelement mesh ...”.....	283
Figura C.8 - Tela de opções para a criação da malha de nós do problema em estudo.	284
Figura C.9 - Tela de opções para a criação da malha de elementos finitos do problema em estudo.	285
Figura C.10 - Malha de elementos finitos gerada para a solução do problema de Celia et al. (1990).	286
Figura C.11 - Tela de edição do problema por meio de sua classificação.	287
Figura C.12 - Tela de edição do problema por meio da definição de seus tempos de simulação e controle dos erros de seus dados.....	288

Figura C.13 - Tela do local de inserção dos valores iniciais do problema.....	289
Figura C.14 - Exemplo de utilização da função “Mesh Inspector” para a verificação dos dados nos nós do problema.	290
Figura C.15 - Esquema da determinação da carga hidráulica total (H) segundo as condições de contorno do problema de Celia et al. (1990).	291
Figura C.16 - Inserção das condições de contorno na parte inferior da respectiva coluna de solo do problema de Celia et al. (1990), onde $H = -10,00$ m.	291
Figura C.17 - Verificação da condição de contorno na parte superior da respectiva coluna de solo do problema de Celia et al. (1990), onde $H = 0,25$ m.	292
Figura C.18 - Verificação dos valores relativos às características do solo do problema relacionados às condições saturadas.....	293
Figura C.19 - Verificação dos valores relativos às características do solo do problema relacionados às condições não-saturadas.....	294
Figura C.20 - Planilha de dados efetuada no programa Microsoft Excel para a geração de um arquivo do tipo Triplet (.trp), que atribui, para cada nó desejado, o valor de um parâmetro específico.	295
Figura C.21 - Continuação da planilha de dados efetuada no programa Microsoft Excel para a criação de um arquivo do tipo Triplet (.trp) a ser inserido no programa FEFLOW e detalhes sobre sua gravação.....	296
Figura C.22 - Tela do FEFLOW para importação de arquivo do tipo Triplet (.trp) e definição do método de interpolação espacial dos dados.....	297
Figura C.23 - Tela aberta pelo FEFLOW para a busca e importação do arquivo do tipo “Triplet” (.trp).....	298
Figura C.24 - Resultado da simulação do problema de Celia et al. (1990) apresentado na tela do FEFLOW.....	299
Figura C.25 - Tela acionada com o comando “Halt and view results” do FEFLOW.....	300
Figura C.26 - Tela de salvamento dos resultados da simulação em formato compatível com o programa Microsoft EXCEL.	301
Figura C.27 - Exposição dos resultados da simulação no programa Microsoft EXCEL.....	302
Figura D.1 - Recorte da base de dados planialtimétricos do Distrito Federal (SICAD/DF), mostrando as curvas de nível na área da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim (Codeplan, 1991).....	304
Figura D.2 - Modelo Digital de Elevação da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim gerado com a base SICAD (Codeplan, 1991) e os 55 pontos de controle utilizados na verificação dos dados.....	305
Figura D.3 - Esquema do levantamento de dados utilizando o DGPS.	307
Figura D.4 - Probabilidade acumulada de ocorrência de erro nos dados da base SICAD em relação aos valores de altitude medidos com tecnologia DGPS na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim.	310

Figura D.5 - Distribuição espacial dos erros observados entre os dados obtidos com a base SICAD (Codeplan, 1991) e aqueles obtidos nos pontos de controle com o DGPS.	311
Figura D.6 - Modelo Digital de Elevação corrigido da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim.	312

LISTA DE SÍMBOLOS

- A: área da seção por onde a água flui (L^2)
- A_s : área da seção do rio entrada no modelo (L^2)
- b: espessura do aquífero (L)
- b_s : base da seção do rio na estação (L)
- C(h): coeficiente de capacidade de armazenamento de água no solo (L^{-1})
- c: índice de desempenho do modelo
- CUC: coeficiente de uniformidade da irrigação de Christiansen
- CUD: coeficiente de uniformidade de distribuição de água de irrigação
- d: coeficiente de concordância com a reta 1:1
- $D(\theta)$: difusividade da água no solo (L^2T^{-1})
- DVI: Índice de Vegetação com Diferença
- DXWISH: parâmetros de mudança atribuídos (DSWISH em relação a s^{n+1} ; e DPWISH em relação a h^{n+1})
- [d]: matriz de capacitância
- E: erro absoluto acumulado (L^3L^{-3})
- E_{abs} : erro absoluto verificado entre o nível de água simulado e medido (L)
- E_b : escoamento de base (L)
- E_{min} : erro absoluto correspondente ao limite superior do primeiro intervalo em que os dados foram discretizados na análise da distribuição dos erros (L^3L^{-3})
- E_r : erro residual decorrente da solução aproximada
- E_r^{n+1} : erro residual no tempo novo
- E_s : escoamento superficial (L)
- E_t : tolerância ao erro de discretização temporal (T)
- E_{t2} : tolerância ao erro global no balanço de massa
- ET_o : evapotranspiração de referência (L)
- ET_r : evapotranspiração real (L)
- E_{vol} : erro percentual entre o volume de escoamento observado e simulado
- F: fator de correção da seção do rio de entrada no modelo
- F_s : representação genérica do fluxo da água no solo na zona não saturada
- $F_{K_s}^+$: fator de majoração do valor de K_s no processo de calibração
- $F_{K_s}^-$: fator de redução do valor de K_s no processo de calibração

$\{F\}$: vetor que representa os fluxos nos nós do contorno (LT^{-1})
 h : potencial matricial da água no solo (L)
 h_0 : variação máxima do nível da água no *slug test* (L)
 h_i : nível da água no poço no tempo inicial, imediatamente após a ascensão da água no *slug test* (L)
 h_s : altura da seção do rio na estação (L)
 h_{st} : variação do nível medida no tempo t (L)
 h_t : nível da água no poço no tempo t (L)
 $h_{\tau_i}^{n+1}$: valor da variável h no tempo seguinte ($n+1$), na interação τ e no nó i
 H : carga hidráulica total (L)
 H_i : valor (desconhecido) de H no nó i , variável no tempo (L)
 \hat{H} : valor aproximado da variável H (L)
 $\{H\}$: vetor que representa os valores de H nos nós (L)
 ∇H : gradiente do potencial total da água no solo
 i : número do nó
 IAF: Índice de Área Foliar
 I_f : Interceptação foliar da água de chuva ou irrigação (L)
 j : número do nó vizinho ao nó i
 $J_{\vec{X}}$: matriz Jacobiana de \vec{X}
 $K(h)$: condutividade hidráulica em função do potencial matricial da água no solo (LT^{-1})
 k_c : coeficiente de cultivo ou vegetação
 K_r : condutividade hidráulica relativa (LT^{-1})
 K_s : condutividade hidráulica saturada do solo (LT^{-1})
 K_s Slug: base de dados completa da bacia, inclusive com os dados de condutividade saturada medida na zona freática por meio do *Slug Test*
 K_s Slug DGPS: simulação efetuada com a utilização da base de dados K_s Slug e a base altimétrica corrigida com o uso de DGPS
 K_s Slug SICAD: simulação efetuada com a utilização da base de dados K_s Slug e a base altimétrica original do SICAD (Codeplan, 1991)
 K_s 60: base de dados em que os valores de K_s Slug são substituídos pelos valores de K_s medidos a 60 cm de profundidade
 K_s F_: base de dados gerada após cada iteração realizada no processo de calibração dos valores de K_s Slug

k_s : fator relativo à disponibilidade de água no solo
 $K_x(h)$, $K_y(h)$ e $K_z(h)$: condutividade hidráulica não-saturada do solo nas direções x, y e z (LT^{-1})
 K_x , K_y e K_z : condutividade hidráulica saturada do solo nas direções x, y e z (LT^{-1})
 $[K]$: matriz de condutividade hidráulica nas direções principais x, y e z (LT^{-1})
 $[k]$: matriz global de condutância ou de rigidez
L: distância percorrida pelo fluxo (L)
 L_e : comprimento do filtro do poço (L)
m: parâmetro de forma da equação de van Genuchten
MO: percentual de matéria orgânica no solo
n: parâmetro de forma da equação de van Genuchten
 n_m : coeficiente de rugosidade de manning
n+1: tempo seguinte ou tempo novo
NDVI: Índice de Vegetação com Diferença Normalizada
 N_i : função de interpolação espacial
NIR: valores de reflectância na banda do infravermelho próximo (L)
NL: nível estático da água no poço piezométrico (L)
 n_n : número total de nós no domínio do problema
 O_i : valor observado utilizado no cálculo do d
 \bar{O} : média dos valores observados utilizados no cálculo do d
p: indicativo do valor previsto em um novo plano temporal n+1
P: lâmina de água proveniente de chuva ou irrigação (L)
 P_0 : percentual de amostras com valores absolutos de erro menores ou iguais a E_{min}
 P_E : percentual de amostras com valores absolutos de erro menores ou iguais a E
 P_i : valor estimado utilizado no cálculo do d
 P_p : percolação profunda (L)
q: fluxo de Darcy (LT^{-1})
 q_x , q_y e q_z : fluxo de Darcy nas direções x, y e z (LT^{-1})
 q_n : fluxo na direção normal (ortogonal) em relação ao contorno do domínio (LT^{-1})
Q: vazão (L^3T^{-1})
 Q_e : massa específica introduzida ou retirada do sistema (ML^{-3})
 Q_{in} : vazão que entra no sistema (L^3T^{-1})
 Q_{out} : vazão que sai do sistema (L^3T^{-1})
r: coeficiente de correlação de Pearson

R: taxa de recarga (+) ou retirada (-) de água (LT^{-1})

r_e : raio externo da camada de pré-filtro do poço (L)

Reg-hgeo-biblio: base dados de K_s extraídos da literatura e regionalizados em função do sistema de fluxo de água no domínio poroso

Reg-hgeo- K_s F8: base de dados calibrados de K_s na zona do lençol freático, regionalizados em função do sistema de fluxo de água no domínio poroso

Reg-hgeo-med: base de dados medidos de K_s regionalizados em função do sistema de fluxo de água no domínio poroso e da profundidade correspondente

Reg-sl-biblio: base dados de K_s extraídos da literatura e regionalizados em função da classe de solo

Reg-sl- K_s F8: base de dados calibrados de K_s na zona do lençol freático, regionalizados em função da classe de solo

Reg-sl-med: base de dados medidos de K_s regionalizados em função da classe de solo e da profundidade correspondente

Reg-txt-biblio: base dados de K_s extraídos da literatura e regionalizados em função da textura do solo

Reg-txt- K_s F8: base de dados calibrados de K_s na zona do lençol freático, regionalizados em função da textura do solo

Reg-txt-med: base de dados medidos de K_s regionalizados em função da textura do solo e da profundidade correspondente

R_h : raio hidráulico da seção (L)

R^2 : coeficiente de determinação

R_f : valores de reflectância na banda do vermelho

R_p : raio interno do tubo do poço (L)

s: índice de saturação do solo

s_e : índice de saturação efetiva

s_r : índice de saturação residual

s_s : índice de saturação máxima

$s_{\tau_i}^{n+1}$: valor da variável s no tempo seguinte (n+1), na interação τ e no nó i

S: volume de água que sai ou entra no meio por unidade de área por unidade de variação da carga hidráulica

S_e : declividade da linha de energia (%)

S_s : coeficiente de armazenamento específico de água no solo por unidade de carga hidráulica (L^{-1})

S_w : lâmina de água armazenada no solo (L)
SAVI: Índice de Vegetação Ajustado pelo Solo
t: tempo (T)
 tol_b : limite de s abaixo do qual a condição do meio é considerada não-saturada
 tol_f : limite de s acima do qual a condição do meio é considerada saturada
T: transmissibilidade do aquífero (L^2T^{-1})
 T_{37} : tempo necessário para o nível da água atingir 37% de sua variação máxima durante o *slug test* (T)
TDIV: divisor do passo de tempo
TMBE: erro total acumulado no balanço de massa (M)
v: velocidade média do escoamento na seção (LT^{-1})
V: voltagem (volt)
 V_{anel} : volume do anel de aço (L^3)
 V_{obs} : volume de escoamento observado (L^3)
 V_{sim} : volume de escoamento simulado (L^3)
 ΔV : volume de solo, ou seja, o produto $\Delta x \Delta y \Delta z$ (L^3)
 ΔV_a : volume de água armazenado (L^3)
W: função de ponderação espacial
 \vec{X} : o vetor correspondente à variável a ser utilizada
 x_i : coordenada espacial cartesiana
 X_i : valores medidos da variável x no cálculo de r
 \bar{X} : média dos valores medidos de x utilizados no cálculo de r
 Y_i : valores medidos da variável y no cálculo de r
 \bar{Y} : média dos valores medidos de y no cálculo de r
z: elevação em relação a um nível de referência ou o potencial gravitacional da água no solo (L)
 α : parâmetro de ajuste da equação de van Genuchten (L^{-1})
 γ : compressibilidade do fluido (L^{-1})
 Γ : contorno do domínio do problema
 δ_{ij} : operador delta de Kronecker
 Δn_p : diferença de nível da água verificada no poço no período da simulação (L)
 ϵ : constante dielétrica ou permissividade do solo
 λ : parâmetro de ajuste do modelo correspondente ao inverso da média dos E_{abs}

θ : conteúdo volumétrico de água no solo (L^3L^{-3})
 $\hat{\theta}$: valor aproximado da variável θ (L^3L^{-3})
 θ_i : valor (desconhecido) de θ no nó i , variável no tempo t (L^3L^{-3})
 $\{\theta\}$: vetor que representa os valores de θ nos nós (L^3L^{-3})
 ρ_p : densidade de partículas (ML^{-3})
 ρ_s : densidade do solo (ML^{-3})
 0 : expoente indicativo do valor inicial da variável
 σ : fator de peso
 τ : número da interação atual
 Y : coeficiente de compressibilidade da matriz do solo (*skeleton compressibility*) (L^{-1})
 Φ : porosidade total do solo em base volumétrica (L^3L^{-3})
 χ : coeficiente de flutuabilidade (buoyancy) incluindo os efeitos da densidade do fluido
 Ω : domínio espacial do problema (L , L^2 ou L^3)
 Ξ : multiplicador do passo de tempo
 ∇ : operador gradiente vetorial nas direções x , y e z

1 - INTRODUÇÃO

A adequada gestão de qualquer que seja o recurso depende, fundamentalmente, de dados e informações que possibilitem o conhecimento de sua disponibilidade e demanda, bem como de suas formas de variação. No caso dos recursos hídricos, por exemplo, em que estão envolvidos processos extremamente dinâmicos, a disponibilidade e a demanda hídrica variam no tempo e no espaço e, além disso, podem ser modificadas por ações antrópicas, dificultando e introduzindo incertezas nas decisões relativas ao tema.

A falta de conhecimento sobre as características hidrológicas e as influências que sofrem em decorrência das atividades antrópicas representa uma grande limitação para a confecção de planos de ordenamento territorial, de drenagem urbana, de aproveitamento dos recursos hídricos e outros. A situação é agravada em áreas onde a disponibilidade e a demanda hídrica se aproximam em termos quantitativos, havendo risco de conflitos pelo uso da água. Principalmente nesses casos, necessita-se de dados e informações com maior nível de detalhamento, a fim de que os problemas sejam equacionados e mitigados com o menor prejuízo possível às partes envolvidas e ao meio ambiente.

A principal forma de se reduzir os riscos e incertezas em estudos hidrológicos é o levantamento, em campo, de dados e informações sobre o ambiente de interesse; contudo, esse procedimento demanda mão-de-obra, equipamentos, tempo e dinheiro, recursos esses normalmente escassos diante das necessidades.

No caso de um país com dimensões continentais como o Brasil, as limitações relativas ao levantamento de dados e informações hidrológicas em campo são ainda mais evidentes. Esse problema é destacado nas regiões onde a expansão e a intensificação das atividades antrópicas ocorrem de forma acelerada, fazendo com que problemas ambientais relacionados aos recursos hídricos já sejam observados, aumentando a demanda por estudos e ações com vistas à adequada gestão ambiental.

Uma alternativa para minimizar o problema de falta de dados e informações para a realização de estudos hidrológicos é o uso de ferramentas de modelagem matemática. Os

modelos buscam a representação dos fenômenos hidrológicos ou apenas de etapas do ciclo da água, podendo ter diferentes configurações e finalidades.

Existem diversos modelos hidrológicos disponíveis ao uso, sendo a aplicação dessas ferramentas intimamente ligada ao conhecimento prévio das características físicas específicas do ambiente em que se pretende utilizá-las. De uma maneira geral, quanto mais completos e complexos são os modelos, mais dados são necessários para a sua aplicação. Os modelos hidrológicos de base física, por exemplo, apesar de complexos, configuram importantes ferramentas na busca pelo melhor conhecimento dos processos que regem o fluxo da água, das relações entre eles, das relações entre esses e as características do terreno e da influência das atividades antrópicas sobre esses fenômenos. Isso possibilita a realização de estudos hidrológicos mesmo onde não existem todos os dados necessários. Nos locais com dados disponíveis, a aplicação do modelo é precedida pelos processos de calibração e verificação, que permitem definir a sua adequação em relação à região de estudo e à finalidade almejada. Nesses casos, em termos de gestão, a aplicação dessas ferramentas é justificada pela possibilidade de sua utilização na previsão de cenários futuros, o que também é fundamental para subsidiar os planos de recursos hídricos e de ocupação da área.

Uma prática bastante utilizada e recomendada para o desenvolvimento, a avaliação e a adaptação de modelos hidrológicos para uma determinada região consiste na implantação prévia de experimentos em escalas detalhadas e representativas da região na qual se deseja aplicá-los. Dessa forma, pode-se monitorar com maior precisão e discretização os processos hidrológicos, o que é fundamental para o desenvolvimento, a calibração, a verificação e a parametrização dos modelos hidrológicos.

O bioma Cerrado ocupa uma área correspondente a cerca de 24% do território brasileiro e devido ao fato de se localizar em zona central e de elevada altitude em relação às demais regiões do país, desempenha papel fundamental na produção e distribuição de recursos hídricos para oito das doze grandes regiões hidrográficas brasileiras. Desde a década de 1970 esse ecossistema vem sendo ocupado de forma acelerada, com destaque para o crescimento dos centros urbanos e o desenvolvimento da agricultura. Mesmo com menor tempo de ocupação em relação a outras regiões, o Cerrado já responde por grande parte da produção agrícola do Brasil.

Contrastando com a importância que tem para a economia e para os recursos hídricos do país, algumas áreas do Cerrado são totalmente carentes de informações hidrológicas, o que representa um risco para o meio ambiente e para o desenvolvimento das atividades antrópicas na região. Os reflexos desse problema já podem ser notados em partes do bioma onde, com o passar do tempo, surgem novos casos de conflito pelo uso da água, muitos deles motivados pela total falta de informação hidrológica. Portanto, numa área extensa e complexa como a do bioma Cerrado, a utilização de ferramentas de modelagem para a melhor compreensão dos fenômenos naturais e dos impactos das atividades antrópicas é plenamente recomendável para subsidiar ações e decisões que melhorem a gestão de suas águas. Apesar disso, até a idealização deste trabalho não havia uma única área experimental no bioma Cerrado com os dados necessários para a avaliação detalhada de modelos hidrológicos distribuídos de base física em escala de bacia.

Para a extrapolação dos resultados obtidos em estudos em bacias experimentais, é essencial que essas sejam representativas de um determinado ambiente maior, no qual se deseja aplicar os conhecimentos gerados. As características naturais e de uso da Bacia do Alto Rio Jardim, localizada no Distrito Federal, são encontradas em grande parte das áreas agrícolas do bioma Cerrado, motivando o seu uso como bacia experimental representativa do referido ambiente, zonas com potencial para a ocorrência de conflitos pelo uso da água.

Além do problema da falta de bases de dados com detalhamento e precisão adequados para estudos de modelagem hidrológica, outras questões ainda desafiam os hidrólogos que trabalham com modelos de base física, entre elas estão: a necessidade de uma maior compreensão sobre a forma de ocorrência dos processos hidrológicos e a inter-relação entre eles; a busca por relações entre dados medidos e calibrados; e questões relativas a mudanças de escala. Estudos com a aplicação de modelos de base física em bacias experimentais intensamente monitoradas constituem uma importante ferramenta para o avanço no conhecimento para a solução dessas demandas científicas.

Diante do exposto, este trabalho objetiva a avaliação da aplicabilidade de uma ferramenta de modelagem numérica do fluxo da água no solo utilizando valores de parâmetros de entrada do modelo medidos em campo, acoplada a uma equação de fluxo da água em canais para a simulação do escoamento de base em uma bacia hidrográfica representativa de áreas agrícolas do bioma Cerrado.

2 - OBJETIVOS

2.1 - GERAL

Avaliar a aplicabilidade de uma ferramenta de modelagem numérica do fluxo da água no solo, acoplada a um modelo de escoamento superficial da água em canais, na simulação da variação do nível freático e do escoamento de base em uma bacia hidrográfica representativa de áreas agrícolas do bioma Cerrado.

2.2 - ESPECÍFICOS

- a. Caracterizar uma bacia experimental representativa de áreas agrícolas do bioma Cerrado em termos físicos (clima, relevo, geologia, solos e uso) e hidrológicos (chuva, vazão, água no solo e evapotranspiração);
- b. Buscar valores de referência para a representação da condutividade hidráulica saturada de solos típicos do Cerrado em função de suas respectivas classes, texturas e características hidrogeológicas; e
- c. Avaliar a capacidade preditiva da variação do nível freático e do escoamento de base por meio da utilização de uma ferramenta de modelagem numérica do fluxo da água no solo e do escoamento superficial da água em canais, tendo como base valores de parâmetros do modelo medidos em campo.

3 - FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Este capítulo tem por finalidade a apresentação do conhecimento básico necessário para a compreensão dos procedimentos e métodos adotados para o cumprimento dos objetivos almejados com a realização deste trabalho.

3.1 - MODELOS HIDROLÓGICOS

A hidrologia é uma ciência que trata de fenômenos naturais complexos que integram o ciclo hidrológico. Os processos de precipitação, interceptação foliar, evaporação, transpiração das plantas, infiltração, distribuição e armazenamento da água no solo, escoamento superficial, subsuperficial e subterrâneo dependem de um grande número de variáveis e, muitas delas, inter-relacionadas, dificultando ainda mais o estudo das diferentes etapas do ciclo hidrológico em bacias hidrográficas. Quanto mais complexos são os sistemas e os seus processos, mais desafiadores e necessários são os modelos (Tucci, 1998). Assim, da busca pela compreensão e representação desses fenômenos surgiram os modelos hidrológicos.

3.1.1 - Histórico

Os primeiros registros da elaboração de modelos hidrológicos datam da década de 1930, sendo eles: a teoria da hidrógrafa unitária (Sherman, 1932) e a teoria da infiltração de Horton (1933), que buscaram identificar os fatores relacionados aos processos de transformação da precipitação em escoamento e suas interações. Até a década de 1950, os métodos utilizados em hidrologia se limitavam ao uso de indicadores estatísticos relacionando os processos hidrológicos, os chamados modelos empíricos.

Com a evolução da informática e das técnicas de análises numéricas e estatísticas, houve um desenvolvimento acelerado de modelos hidrológicos ditos semiconceituais. Os mais conhecidos desses primeiros modelos são o *Streamflow Synthesis and Reservoir Regulation Model* - SSARR (Rockwood, 1958) e o *Stanford Watershed Model* - SWM (Crawford e Linsley, 1966), que representam os principais processos do ciclo hidrológico utilizando funções empíricas e a equação da continuidade.

Na década de 60, continuou-se com o desenvolvimento de modelos empíricos, como é o caso do ajuste do hidrograma unitário pelo método dos mínimos quadrados (Snyder, 1961). Nesse período, iniciou-se a pesquisa de procedimentos automáticos para a calibração de modelos (Dawdy e O'Donnell, 1965), entendida como a busca pelo conjunto de parâmetros que permitissem uma resposta que se aproximasse ao máximo das séries naturais observadas. No final dessa década, foi iniciada a busca por modelos hidrológicos distribuídos de base física, tendo como marco o trabalho de Freeze e Harlan (1969), que apresentaram e discutiram as possibilidades de representação física dos processos hidrológicos com base nas técnicas disponíveis à época.

Na década de 70, observou-se um grande esforço no estudo de procedimentos de calibração dos modelos hidrológicos (Ibbitt e O'Donnell, 1971; Clarke, 1973; Johnston e Pilgrim, 1976). Nessa década, também foram apresentadas as primeiras tentativas de se utilizar uma parametrização mais fiel dos modelos e a representação dos diversos processos físicos de interesse por meio de equações diferenciais (Stephenson e Freeze, 1974; Gupta e Solomon, 1977). Da grande dificuldade de aproximação dos resultados obtidos pelos modelos hidrológicos mais complexos, iniciaram-se os estudos para avaliar as incertezas associadas aos processos de modelagem, os quais eram pautados na análise dos erros da resposta dos modelos em relação aos dados observados (Cornell, 1972; Aitken, 1973; Wood, 1976). Nesse período, continuou-se com o desenvolvimento de modelos semiconceituais, podendo-se citar: o Sacramento (Burnash et al., 1973) e o HYMO (Williams e Hann, 1973). O livro editado por Kirkby (1978) representou uma grande contribuição para o desenvolvimento de modelos distribuídos de base física, uma vez que nele foram apresentados os métodos de estudo de cada um dos processos hidrológicos em escala de vertente. No final da década de 1970, surgiu o modelo TOPMODEL (Beven e Kirkby, 1979), voltado para a simulação de diferentes processos de fluxo da água em bacias hidrográficas.

Na década de 1980, novos modelos semiconceituais continuaram a ser desenvolvidos, como o HEC-1 (USACE, 1981) e o MODHAC (Lanna e Schwarzbach, 1989). Com o desenvolvimento da informática e do interesse por um maior conhecimento sobre os processos físicos inerentes ao fluxo da água nas bacias hidrográficas, nesse período foram desenvolvidos modelos hidrológicos distribuídos de base física, destacando-se os

seguintes: o SHE (Abbott et al., 1986a, 1986b) e o IHDM (Beven et al., 1987). Surgiram também modelos buscando representar não apenas os fluxos de água, mas também seus aspectos qualitativos, como o CREAMS (Knisel, 1980), o ANSWERS (Beasley et al., 1980), o EPIC (Williams et al., 1982), o SWRRB (Williams et al., 1985) e o AGNPS (Young et al., 1989). Outro tema abordado à época referiu-se à preocupação com a qualidade dos dados de entrada dos modelos, especialmente da precipitação, e com o efeito desses na calibração e nos resultados gerados (Troutman, 1985; Gupta e Sorooshian, 1985; Haan, 1989). Nesse período foram apresentadas e discutidas questões relativas à aplicabilidade dos modelos hidrológicos sob diferentes escalas, suas potencialidades e limitações (Klemes, 1983; Eagleson, 1986; Gupta et al., 1986; Wood et al., 1988).

No final da década de 80 e início dos anos 90, destacam-se as reflexões filosóficas e questionamentos sobre os rumos da pesquisa hidrológica. Dooge (1986) apresentou uma discussão sobre as leis físicas aplicadas aos modelos hidrológicos até aquele momento, suas relações com a realidade, os contrastes entre as abordagens analíticas e estatísticas, bem como questões de mudança de escala. Klemes (1986; 1988) criticou duramente o desenrolar da pesquisa em modelagem hidrológica verificada até então, alegando que essa teria sido desvirtuada ao se abandonar o caminho da compreensão dos processos físicos relevantes e das interações entre esses processos, em favor de interesses voltados ao desenvolvimento de tecnologias hidrológicas para suprir a demanda imediata de obtenção de vazões de projeto. Beven (1989), Binley et al. (1989) e Grayson et al. (1992) apresentaram e discutiram as virtudes e limitações observadas na aplicação prática de modelos hidrológicos de base física. Nesse período, Duan et al. (1992) e Jakeman e Hornberger (1993), baseados nas dificuldades e críticas surgidas nos anos anteriores, levantaram dúvidas com relação ao destino dos modelos chuva-vazão no que concerne aos tópicos de calibração e de parametrização. Beven (1993), em função das incertezas existentes, questionou o uso de modelos hidrológicos para a realização de previsões.

Ainda nesse período, foi desenvolvido um método alternativo para a análise de incertezas dos resultados dos modelos hidrológicos, o método Glue (Beven e Binley, 1992), baseado em simulações utilizando o procedimento de Monte Carlo. Esse método é fundamentado no conceito de equifinalidade, segundo o qual se supõe não ser possível encontrar o conjunto ótimo de parâmetros de um modelo hidrológico, mas apenas conjuntos prováveis de parâmetros, os quais deveriam ser analisados segundo um critério previamente definido.

Seguindo princípio semelhante, Kuczera e Parent (1998) apresentaram o algoritmo Metropolis para a análise da incerteza da resposta de modelos hidrológicos, ressaltando, ainda, as limitações do uso de técnicas de análise de primeira ordem para a avaliação da incerteza da resposta de modelos hidrológicos. Sorooshian et al. (1998) e Gupta et al. (1998), por exemplo, apresentaram métodos de calibração multi-objetivo a partir de algoritmos genéticos.

Na década de 1990, presenciou-se uma ampla utilização do modelo TOPMODEL, considerado uma evolução da modelagem hidrológica ao representar, mesmo que de forma simplificada, os principais processos físicos do ciclo hidrológico (Beven et al., 1995). Com base nos erros e acertos obtidos em suas várias aplicações, Beven (1997a; 1997b) apresentaram críticas com relação às limitações do TOPMODEL, tais como: as simplificações efetuadas; a derivação da distribuição do índice topográfico a partir do modelo digital de elevação do terreno; o significado e a calibração dos parâmetros do modelo; e outros temas relacionados às incertezas em sua verificação e capacidade preditiva. Durante essa década, também surgiram os modelos KINEROS (Woolhiser et al., 1990) e SWAT (Arnold et al., 1994), que representam importantes ferramentas para o estudo do fluxo de água, de substâncias químicas e de sedimentos em bacias hidrográficas.

Cabe ressaltar, ainda, que ao longo da década de 90 buscou-se uma maior integração entre modelos atmosféricos e modelos hidrológicos associados a esquemas de transferência solo-vegetação-atmosfera (SVAT – *Soil Vegetation Atmosphere Transfer models*), como apontado por O’Connell e Todini (1996), etapa fundamental para o desenvolvimento dos modelos hidrológicos como resposta ao desafio de melhor compreender o ciclo global da água e, entre outros, os efeitos das mudanças climáticas sobre o fluxo de água no planeta.

De acordo com Maxwell (2009), apesar dos primeiros esforços para o desenvolvimento de modelos hidrológicos distribuídos de base física integrando os diferentes processos de fluxo e armazenamento da água terem sido feitos há mais de 40 anos (Freeze e Harlan, 1969), apenas na última década esses modelos tornaram-se realidade (VanderKwaak e Loague, 2001; Panday e Huyakorn, 2004; Qu e Duffy, 2007; e Kollet e Maxwell, 2008). Os avanços na capacidade computacional, nas técnicas numéricas e nas formas de obtenção de dados espaciais foram fundamentais para os recentes progressos na representação e na modelagem dos ciclos de água e energia na Terra (Maxwell, 2009).

Iniciativas internacionais de pesquisa, como as dos programas HELP (*Hydrology, Environment, Life and Policy*) e PUB (*Prediction in Ungauged Basin*) comprovam essa tendência atual de busca pela modelagem hidrológica de base física para a compreensão dos processos e da interação entre eles. Para isso, tais programas preconizam a implantação de bacias experimentais para permitir uma maior integração entre os que trabalham com modelagem e os que trabalham com levantamento de dados em campo. Esses trabalhos em bacias menores servem para a geração de conhecimento que, antes de chegar ao tomador de decisão, se necessário, passará ainda por um processo de mudança de escala para que alcance as proporções desejadas. Esses estudos de mudança de escala também marcaram a evolução da área na última década (Blöschl, 2001; Sivapalan, 2003; Sivapalan et al., 2003; Bonell et al., 2006; e Soulsby et al., 2006).

Da análise de relatórios recentes gerados por grupos de especialistas da área, Bogaard et al. (2005) observaram a convergência de temas que ainda representam gargalos para a ciência hidrológica, quais sejam: (i) a compreensão incompleta dos processos hidrológicos; (ii) as bases de dados insuficientes para a modelagem de base física; (iii) a busca pela relação entre dados medidos e calibrados; (iv) os problemas de mudança de escala; e (v) as incertezas relacionadas às mudanças climáticas.

3.1.2 - Classificação de modelos hidrológicos

Com base nas discussões efetuadas por Clarke (1973), Singh (1995), Refsgaard (1996), Tucci (1998) e Viessman e Lewis (2002), os modelos hidrológicos podem ser classificados sob diferentes aspectos, como, por exemplo: a forma de geração (físicos ou matemáticos); a forma de representação dos dados (discretos ou contínuos); o tipo de variáveis utilizadas na modelagem (estocásticos ou determinísticos); o tipo de relações entre essas variáveis (empíricos ou conceituais); a existência ou não de relações espaciais (concentrados ou distribuídos); e a existência de dependência temporal (estacionários ou dinâmicos).

Os modelos físicos adotam tecnologias análogas e princípios de similitude aplicados a sistemas descritos em diferentes escalas, enquanto os modelos matemáticos baseiam-se em equações na busca pela representação dos fenômenos hidrológicos (Christofolletti, 1999).

Um sistema pode ser contínuo ou discreto, dependendo de como ocorrem suas mudanças de estado ao longo do tempo. Os sistemas hidrológicos, em sua maioria, têm comportamento contínuo, porém são geralmente representados por modelos discretos (Tucci, 1998).

Quando a probabilidade de ocorrência das variáveis é considerada e o conceito de probabilidade é introduzido na formulação do modelo, esses são considerados estocásticos; entretanto, se a probabilidade de ocorrência das variáveis envolvidas no processo é ignorada e o modelo não segue uma lei de probabilidade, o modelo e os processos são do tipo determinístico (Chow, 1964). Ou seja, quando um mesmo dado de entrada gera sempre a mesma saída, pode-se classificar o modelo como determinístico, porém, quando a relação entre a entrada e a saída do modelo pode ser representada por uma função estatística, esse é classificado como estocástico (Dooge, 1973).

O modelo conceitual é aquele em que as funções utilizadas consideram os processos físicos envolvidos no sistema. Já os modelos empíricos, ou do tipo “caixa-preta”, são aqueles em que se ajustam os valores calculados aos dados observados por meio de funções sem relação com os processos físicos envolvidos (Tucci, 1998). Os modelos conceituais são comumente diferenciados em semiconceituais ou de base física. Os semiconceituais misturam aspectos conceituais dos processos e equações empíricas que se ajustam ao comportamento observado, enquanto os de base física utilizam as principais equações diferenciais para representar o sistema físico e os seus parâmetros são aqueles mais indicados de acordo com as características conhecidas do sistema (Tucci, 1998). Na Figura 3.1 são apresentados alguns dos principais aspectos que diferenciam os modelos empíricos, semiconceituais e conceituais de base física.

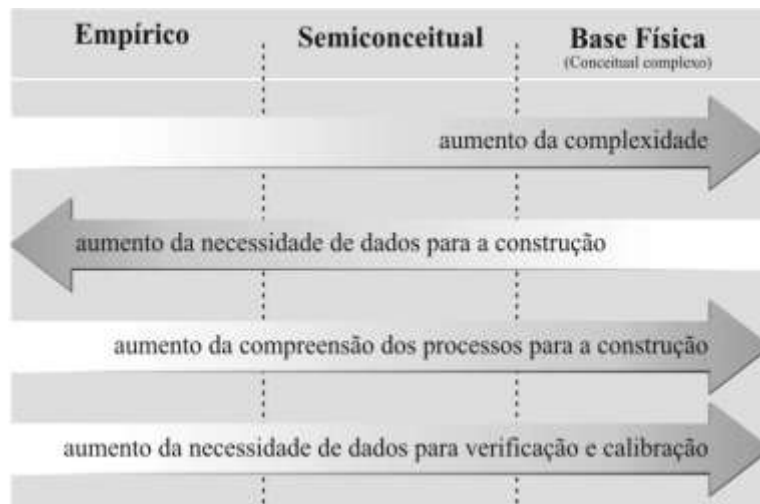


Figura 3.1 - Características de modelos empíricos, semiconceituais e de base física (adaptado de Cooperative Research Centre for Catchment Hydrology, 2006).

Um modelo é dito concentrado quando não considera a variabilidade espacial do fenômeno, caso contrário, é classificado como distribuído.

Os modelos nos quais as variáveis sofrem alterações ao longo do tempo são chamados de não-estacionários ou dinâmicos, caso contrário, são classificados como estacionários.

Os modelos também podem ser contínuos, quando o processamento não é interrompido entre eventos de chuva, ou baseados em eventos, em que as simulações são restritas ao efeito de uma chuva.

Há também formas de classificar os modelos com relação à escala territorial para a qual ele foi desenvolvido. Assim, há modelos hidrológicos para trabalhos em escala pontual, em vertentes, em pequenas bacias, em grandes bacias e de fluxo global. Aqueles que se destinam ao estudo de maiores áreas geralmente tratam de forma menos detalhada a distribuição dos parâmetros. Na medida em que se diminui a área de estudo, é normal a busca por uma representação mais precisa e distribuída dos processos hidrológicos. Essa visão está relacionada com a escala na qual ocorrem os fenômenos no sistema físico (Tucci, 1998).

3.1.3 - Escolha do tipo de modelo

Em uma primeira avaliação, pode-se concluir que existem muitos modelos desenvolvidos para executar uma mesma tarefa. Há casos em que a diferença entre os modelos é mínima, restrita a pequenas questões conceituais, mas também há modelos bastante distintos, particularmente com relação às escalas temporais e espaciais nas quais operam e nos processos que representam.

Diante da grande variedade de modelos hidrológicos existentes, a escolha daquele apropriado para o uso almejado demanda certos questionamentos. O primeiro deles refere-se ao objetivo de sua aplicação, ou seja, a identificação da informação que se deseja extrair do modelo. Posteriormente, devem-se analisar os seguintes fatores: a quantidade de dados necessários e disponíveis; a precisão requerida; a existência de corpo técnico capacitado para utilizar e interpretar as saídas do modelo; o tempo que se pode despende com a modelagem; a existência de computador com capacidade suficiente; e outros.

Para simplificar o entendimento e a inter-relação entre alguns dos fatores que devem ser analisados na escolha do modelo a utilizar, Grayson e Blöschl (2000) desenvolveram o gráfico a seguir (Figura 3.2), no qual são apresentados dois exemplos de sua utilização.

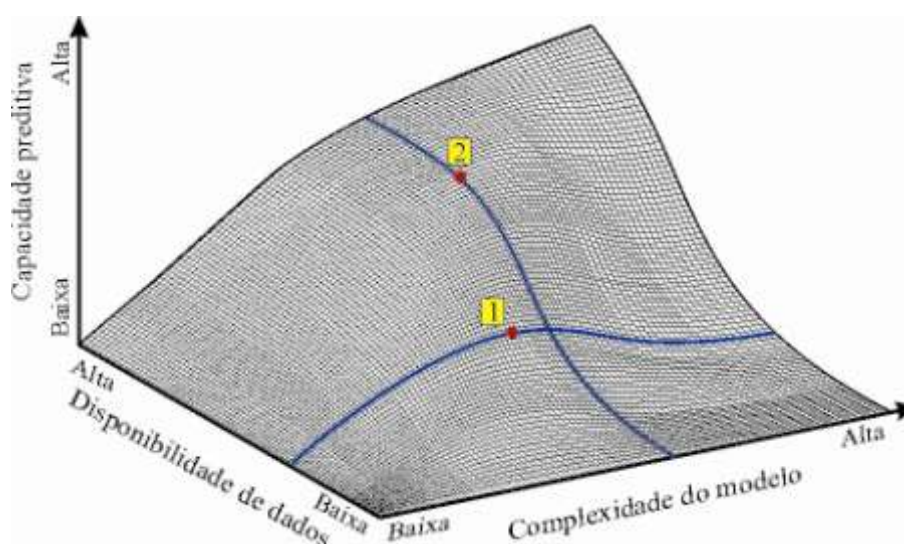


Figura 3.2 - Relação conceitual entre a disponibilidade de dados, a complexidade do modelo e sua capacidade preditiva, bem como exemplos de sua utilização (Fonte: Grayson e Blöschl, 2000).

No exemplo 1 da Figura 3.2, mostra-se que para uma determinada quantidade de dados disponíveis há um ponto ótimo relativo à complexidade do modelo a ser utilizado ou desenvolvido. A partir do ponto 1, para uma dada disponibilidade de dados, o aumento da complexidade do modelo provoca perdas em sua capacidade preditiva. Por outro lado, se o modelo for mais simples, os dados disponíveis estarão sendo subutilizados. No caso 2 (Figura 3.2), tendo-se um modelo com determinada complexidade, a partir do ponto 2, o aumento da disponibilidade de dados não acarreta melhoras significativas em sua capacidade preditiva; entretanto, a diminuição do dados disponíveis faz com que o modelo não atinja toda a sua potencialidade.

3.1.4 - Desenvolvimento de modelos

De uma forma geral, o desenvolvimento dos modelos hidrológicos deveria se pautar nas seguintes diretrizes (Beven, 1989):

- a. Desenvolvimento de uma teoria que permita a inter-relação entre os processos estudados em escalas cada vez mais detalhadas;
- b. Correspondência entre a escala de previsão do modelo e as medições utilizadas;
- c. Correspondência entre as equações do modelo e os processos físicos; e
- d. Avaliação das incertezas nas previsões do modelo.

Ressalta-se a necessidade da realização de campanhas para a obtenção dos dados necessários para a efetuação da modelagem, destacando-se o uso de técnicas de sensoriamento remoto nessa etapa (Beven, 1989), o que também foi recomendado por outros autores (Klemes, 1988; Grayson et al., 1992).

Para prever o comportamento de uma bacia hidrográfica com melhor precisão, duas alternativas devem ser consideradas (Dooge, 1986):

- a. Desenvolver modelos de base física que considerem detalhadamente a variabilidade espacial dos diversos parâmetros; ou
- b. Desenvolver modelos realistas na escala da bacia na qual o efeito global da distribuição espacial das propriedades seja parametrizado de alguma forma.

Destaca-se, também, que a modelagem hidrológica deve buscar a integração apropriada entre as representações física e matemática dos processos. Isso implica na adequação entre a parametrização fisicamente justificável e o conjunto de ferramentas necessárias para torná-la acessível a seus usuários (Klemes, 1988 e O'Connell e Todini, 1996).

Segundo Grayson et al. (1992), o desenvolvimento dos modelos de base física deveria ter como base os seguintes princípios:

- a. Parcimônia: número mínimo de parâmetros;
- b. Modéstia: escopo respeitado;
- c. Acurácia: erro da resposta inferior ao dos parâmetros; e
- d. Testabilidade: definir limites de validade para os modelos.

Nessa etapa, deve-se atentar sempre em expor adequadamente sob que contexto e com quais objetivos os modelos foram desenvolvidos (Grayson et al., 1992). Em relação aos objetivos, destacam-se dois deles (Grayson et al., 1992), quais sejam:

- a. Auxiliar no entendimento dos sistemas físicos: possibilitar o teste de hipóteses sobre o comportamento hidrológico dos sistemas; e
- b. Servir como ferramenta para previsão: capacidade de reproduzir, com certa precisão, respostas de sistemas sob determinadas condições bem definidas.

Destaca-se que os objetivos acima descritos não são excludentes, devendo ser almejados concomitantemente pelo modelador (Dooge, 1986; O'Connell e Todini, 1996).

3.1.5 - Calibração e verificação

O ideal seria que os modelos de base física gerassem resultados adequados utilizando dados de entrada medidos diretamente no campo (Hill e Tiedeman, 2007). Isso permitiria a utilização mais ampla do modelo em diferentes circunstâncias, onde as características da área fossem conhecidas. Esses modelos são classificados como modelos preditivos (Wilcock e Iverson, 2003). Entretanto, as incertezas envolvidas na obtenção dos dados em campo, na representação das características da área, no tempo e no espaço, e na própria modelagem dos processos hidrológicos, dificultam enormemente o emprego desses tipos

de modelos, pois introduzem erros aos resultados de suas aplicações. A alternativa para melhorar a capacidade preditiva dos modelos é a utilização de técnicas de calibração, que dá origem aos modelos ditos calibrados.

A calibração de um modelo consiste no processo de ajuste dos valores de seus parâmetros de forma que os resultados de sua aplicação se aproximem dos dados observados. Essa calibração pode ser efetuada manualmente ou por meio do uso de métodos computacionais automáticos.

Nos métodos manuais, testam-se diferentes conjuntos de valores de parâmetros até a obtenção de um que aproxime os resultados do modelo à resposta medida diretamente no sistema representado. A aplicabilidade desses métodos depende da experiência do usuário, uma vez que a correta interpretação do significado físico e da magnitude dos parâmetros pode aumentar sensivelmente a velocidade com que as respostas do modelo convergem para valores coerentes com a precisão desejada (Eckhardt e Arnold, 2001).

Nos métodos automáticos, para a busca do conjunto de valores dos parâmetros, utilizam-se técnicas matemáticas iterativas de otimização como, por exemplo, as de minimização ou maximização de uma função objetivo por meio da comparação entre séries observadas e simuladas de um determinado fenômeno. O fato de essa técnica permitir o cálculo automático dos valores ótimos dos parâmetros para a solução do problema não descarta a necessidade de experiência do usuário, pois a solução matemática automática pode convergir para valores irreais dos parâmetros, o que deve ser analisado (Tucci, 1998).

As principais limitações dos métodos automáticos de ajuste dos valores dos parâmetros dos modelos são (Johnston e Pilgrim, 1976; Kuczera, 1982; Duan et al., 1992; e Tucci, 1998):

- a. A função objetivo nem sempre retrata bem o comportamento esperado de sistemas não-lineares, podendo apresentar anomalias na vizinhança da solução;
- b. A solução pode convergir para parâmetros inconsistentes, uma vez que existem infinitas soluções matemáticas possíveis, porém algumas irreais sob o ponto de vista físico;
- c. O valor ótimo da função encontrado pode ser local e não global, dependendo do ponto de partida do processo de ajuste;

- d. Quando o número de parâmetros cresce muito, o que ocorre em estudos com alto grau de discretização espaço-temporal, o processo pode se tornar muito lento;
- e. Quando existem muitas incertezas quanto aos dados observados, essas são transferidas para o ajuste, podendo gerar resultados irreais;
- f. Quando há forte relação entre os parâmetros do modelo, podem-se obter grandes regiões de indiferença na superfície de resposta do modelo;
- g. A superfície de resposta pode apresentar descontinuidades causadas pela estrutura do modelo, o que dificultaria o uso de métodos de otimização que utilizam a primeira e a segunda derivada da função objetivo.

Para facilitar a utilização de técnicas iterativas de otimização de valores dos parâmetros, recomenda-se a elaboração prévia da análise de sensibilidade do modelo. Assim, por exemplo, podem-se descartar os parâmetros menos sensíveis do processo de otimização, fixando-os.

Após a calibração do modelo, esse deve ser submetido ao processo de verificação. Para isso, utilizando os valores dos parâmetros já ajustados, efetua-se a aplicação do modelo na previsão de dados medidos e não utilizados no processo de calibração. Da comparação entre os resultados da modelagem e seus respectivos valores medidos, avalia-se a aplicabilidade do modelo e de seu ajuste para a situação estudada.

3.1.6 - Incerteza na modelagem hidrológica

Os modelos configuram uma tentativa de representação simplificada da realidade, portanto sua elaboração e seus resultados estão sujeitos a erros e incertezas. Isso decorre da complexidade dos sistemas naturais a serem representados e dos processos que regem o fluxo da água no tempo e no espaço.

O propósito da análise de incerteza é utilizar as informações disponíveis para quantificar o grau de confiabilidade dos dados e dos modelos, e não o de reduzir as incertezas, o que só pode ser efetuado com a obtenção de mais informações (Isukapalli, 1999).

As incertezas na modelagem hidrológica provêm de três fontes principais, as quais são inter-relacionadas (O'Donnell e Canedo, 1980 e Haan, 1989), sendo elas: os dados de

entrada do modelo; a estrutura do modelo; e os parâmetros do modelo. Exemplos desses problemas são apresentados a seguir:

- a. Dados de entrada do modelo: erros na coleta de dados brutos; informações pontuais tomadas como médias espaciais; informações contínuas representadas como médias temporais; estimativa de processos que não são medidos diretamente.
- b. Estrutura do modelo: conhecimento imperfeito dos processos físicos que ocorrem na área; aproximações introduzidas na representação dos processos físicos; substituição de propriedades variáveis no espaço por valores concentrados; tratamento de processos que ocorrem simultaneamente como se cada um ocorresse isoladamente; omissão de processos em função do objetivo da modelagem.
- c. Parâmetros do modelo: escolha da função objetivo; tamanho da amostra a ser utilizada no ajuste do modelo; variabilidade que pode afetar o processo de calibração em virtude do uso de diferentes amostras; critérios para definir a convergência dos valores dos parâmetros no processo de otimização; dificuldades na estimação adequada dos valores dos parâmetros.

Destaca-se, ainda, que as fontes de incertezas podem estar relacionadas de modo que uma previsão inadequada dos valores dos parâmetros do modelo provocaria inconsistências nas avaliações dos intervalos de confiança de suas respostas e das relações existentes entre os valores dos parâmetros do modelo e as características da bacia (Kuczera e Parent, 1998).

O tratamento das incertezas na modelagem hidrológica é normalmente efetuado por meio de métodos estatísticos, os quais associam aos resultados obtidos as probabilidades de ocorrência e seus respectivos intervalos de confiança. Nesses métodos, os dados de entrada e de saída do modelo são analisados na forma de distribuições estatísticas. Existem diversos métodos desenvolvidos para a análise de incertezas de modelos, sendo o procedimento de Monte Carlo (Metropolis e Ulan, 1949) o mais utilizado (Isukapalli, 1999).

3.2 - MODELAGEM DOS PROCESSOS HIDROLÓGICOS

A equação do balanço hídrico é uma das principais ferramentas para a realização de estudos hidrológicos. Ela reflete a assertiva de que a água armazenada no sistema analisado

é igual a diferença entre a quantidade de água que entra e a que sai de seu volume de controle em um determinado intervalo de tempo. No caso de uma bacia hidrográfica, a equação do balanço hídrico pode ser descrita da seguinte forma (Equação 3.1).

$$\frac{\partial S_w}{\partial t} = \frac{\partial P}{\partial t} - \frac{\partial I_f}{\partial t} - \frac{\partial E_s}{\partial t} - \frac{\partial E_b}{\partial t} - \frac{\partial P_p}{\partial t} - \frac{\partial ET_r}{\partial t} \quad (3.1)$$

em que:

$\frac{\partial S_w}{\partial t}$: variação da lâmina de água armazenada no solo no intervalo de tempo t;

$\frac{\partial P}{\partial t}$: variação da lâmina de água que entra na bacia por precipitação no intervalo de tempo t;

$\frac{\partial I_f}{\partial t}$: variação da lâmina de água de precipitação interceptada pela vegetação no intervalo de tempo t;

$\frac{\partial E_s}{\partial t}$: variação da lâmina de água que sai da bacia por escoamento superficial no intervalo de tempo t;

$\frac{\partial E_b}{\partial t}$: variação da lâmina de água que sai da bacia por escoamento de base no intervalo de tempo t;

$\frac{\partial P_p}{\partial t}$: variação da lâmina de água que sai da bacia por percolação profunda no intervalo de tempo t; e

$\frac{\partial ET_r}{\partial t}$: variação da lâmina de água que sai da bacia por evapotranspiração no intervalo de tempo t.

A seguir serão apresentadas diferentes formas de tratamentos existentes para a modelagem de cada um dos processos envolvidos no estudo do balanço hídrico em uma bacia hidrográfica; entretanto, destaca-se o fato de, na natureza, esses processos ocorrerem de forma integrada, compondo o ciclo hidrológico.

3.2.1 - Precipitação

Na modelagem hidrológica, normalmente, a precipitação constitui-se em dado de entrada do modelo. Em geral, trabalha-se com dados de chuva medidos ao longo do tempo em determinados locais (pontualmente) e, se for o caso, efetua-se a espacialização dos dados

pontuais para a simulação da chuva para um determinado local sem medições (modelos concentrados), ou para uma determinada área (modelos distribuídos).

Dependendo do tipo de modelo e da precisão requerida de seus resultados, a variabilidade espacial da precipitação é desprezada, o que pode representar importante fonte de incerteza aos resultados da aplicação dos modelos hidrológicos (Chaubey et al., 1999 e Xavier, 2002). Nos locais com apenas um posto de medição pontual, não é possível a realização de interpolações, diferentemente de áreas com mais estações. Porém, é ainda muito comum a representação da chuva de forma homogênea no espaço, mesmo tendo-se vários pontos de medição na área. Esses valores podem ser determinados por meio da média aritmética dos dados medidos nas estações ou da média ponderada, por exemplo, em função da área de influência de cada estação (Thiessen, 1911). Para o uso de modelos que precisam de dados de entrada da chuva mais discretizados no espaço, existem diferentes técnicas para a espacialização de dados pontuais medidos, como os métodos de interpolação do Inverso da Potência da Distância e da Krigagem (Krige, 1951). Destaca-se que, quando os dados são abundantes, a maior parte dos métodos de interpolação espacial produz valores semelhantes (Burrough e McDonnell, 1998).

3.2.2 - Interceptação foliar

A interceptação foliar representa a porção da precipitação incidente em uma área que é retida na vegetação de cobertura e que retorna a atmosfera pela evaporação, sem atingir o solo (Zhang et al., 2005). Devido à sua relevância para estudos agrícolas e ambientais, diversos autores se dedicam à medição dessa variável hidrológica.

Esse é um importante componente do balanço hídrico e, algumas vezes, o mais relevante para a compreensão do ciclo da água, como em áreas de vegetação florestal (Beven, 2001). Por esse motivo, muitos trabalhos foram efetuados para avaliar a interceptação desse tipo de cobertura vegetal, encontrando-se valores que variam entre 10 e 35% do total precipitado na área (Wright et al., 1990; Whitehead e Kelliher, 1991; Thimonier, 1998; Zeng et al., 2005). No tocante às áreas agrícolas, apesar de menor relevância quantitativa, o conhecimento da interceptação tem importância, por exemplo, para o manejo adequado da irrigação e para a aplicação de defensivos. Em estudos realizados com milho, foram observados valores entre 7 e 8,5% de interceptação do total precipitado ao longo do ciclo

vegetativo da cultura (Haynes, 1940 ; Steiner et al., 1983 ; Conte e Leopoldo, 1986 ; e Alves et al., 2001). Em áreas plantadas com cana-de-açúcar, foi observado 4,1% de interceptação foliar da água de chuva (Leopoldo et al., 1981). A capacidade máxima de armazenamento de água da chuva pela cultura de trigo foi estimada como sendo inferior a 1,0 mm (Kang et al., 2005).

A interceptação da chuva pelo dossel é um processo complexo e dependente de vários fatores, tais como: características da precipitação (quantidade, intensidade, duração, frequência, direção e tamanho das gotas); condições climáticas (temperatura, umidade relativa, radiação e velocidade do vento), tipo e densidade da vegetação (índice de área foliar, espaçamento entre plantas, estágio de desenvolvimento da planta, forma das folhas e rugosidade das folhas e do caule). Em estudo experimental (Keim et al., 2005), observou-se que o índice de área foliar é o melhor parâmetro para a estimativa da capacidade de armazenamento de água pelas plantas, entretanto essa relação varia significativamente de acordo com as espécies.

Em chuvas com baixa intensidade e total precipitado pequeno, dependendo das condições climáticas e da cobertura, quase todo o volume precipitado é interceptado pela vegetação (Silva et al., 1994). Por outro lado, quanto mais intenso e demorado é o evento de chuva, menor é a importância da interceptação foliar para o ciclo hidrológico. Ressalta-se, também, o fato de a cobertura vegetal ter uma capacidade máxima de acúmulo de água da chuva e, uma vez alcançada, se a chuva continuar, não haverá mais interceptação.

Há diversos modelos para a estimativa do processo de interceptação foliar e, no caso de vegetações com desenvolvimento já estabilizado, como florestas e culturas perenes, o modelo exponencial tendo o total precipitado como única variável independente, por exemplo, pode ser utilizado (Conte e Leopoldo, 1986). Analisando os dados medidos e apresentados por Silva et al. (1994), observa-se o mesmo comportamento para uma cultura anual (milho) a partir do 29º dia após o seu plantio. Entretanto, cabe ressaltar que, no caso das culturas anuais, logo após o plantio não há interceptação foliar, o que permanece até que a planta se desenvolva um mínimo e comece a reter parte da água de chuva.

Após diversos estudos sobre o tema, Rutter et al. (1975) desenvolveram um modelo de base física para a representação do processo de interceptação foliar. Esse procedimento

calcula o balanço hídrico na vegetação utilizando características da planta, dados horários da chuva e de parâmetros meteorológicos necessários para a estimativa da evaporação da água retida que ainda não atingiu o solo. Gash (1979) desenvolveu um modelo analítico que adapta os conceitos apresentados por Rutter et al. (1975) por meio do uso de técnicas de regressão, simplificando sua aplicação. Menzel (1997) apresentou um modelo para estimar o enchimento da capacidade de armazenamento da vegetação em função da intensidade de precipitação. Mais recentemente, De Groen (2002) apresentou um modelo analítico para a estimativa da interceptação foliar mensal em escala de bacia, no qual a interceptação foliar é estimada com base no volume de água precipitada no mês, no respectivo número de dias de chuva e na capacidade máxima de armazenamento de água da chuva pela vegetação.

Como se pode concluir com base nas informações apresentadas, antes de considerar a introdução da interceptação foliar na modelagem hidrológica, deve-se decidir a abordagem a ser adotada para a consideração desse componente do ciclo hidrológico, ou seja, se ela será na forma de um armazenamento, de um fluxo, ou da combinação de ambos.

3.2.3 - Evapotranspiração

Uma das variáveis mais significativas do ciclo hidrológico é a evapotranspiração, que representa a transferência de água para a atmosfera na forma de vapor, por meio dos processos de evaporação nas superfícies e transpiração das plantas.

A evapotranspiração é função dos elementos meteorológicos, como a temperatura, a umidade relativa do ar, a radiação solar e a velocidade do vento, além das características e condições de umidade do solo e do estado hídrico da planta (Lemon et al., 1957). De maneira geral, quanto maior a disponibilidade de energia solar, de temperatura do ar e de velocidade do vento e quanto menor a umidade relativa do ar, maior deverá ser a demanda evaporativa da atmosfera, ocasionando aumento na taxa de evapotranspiração quando a umidade do solo não for fator restritivo.

A medição direta da evapotranspiração real (ET_r) em grandes áreas consumiria muito tempo e recurso. Por isso, adota-se como prática geral simular a ET_r com base na estimativa da evapotranspiração de referência (ET_o), que pode ser obtida a partir de

modelos baseados em leis físicas e relações empíricas. A ET_o representa a evapotranspiração que ocorre em uma dada localidade coberta por vegetação rasteira (grama) e sem limitações quanto à disponibilidade de água para consumo. A relação entre ET_r e ET_o é função das restrições ao fenômeno impostas pela disponibilidade de água no solo e de características da vegetação, conforme apresentado na Equação 3.2 (Allen et al., 1998).

$$ET_r = ET_o k_c k_s \quad (3.2)$$

em que:

k_c : coeficiente de cultivo ou vegetação (adimensional); e

k_s : fator relativo à disponibilidade de água no solo (adimensional).

O coeficiente de cultivo depende principalmente da espécie e do estágio de crescimento da planta. Revisões sobre os valores de k_c para diversas culturas podem ser encontradas nos relatórios 24 e 56 da FAO, de autoria de Doorenbos e Pruitt (1977) e Allen et al. (1998), respectivamente. Cabe destacar que a determinação dos valores de k_c é normalmente efetuada para culturas agrícolas, sendo escassas as informações sobre esse parâmetro para vegetações naturais. Nesses casos, é comum a adoção do valor de k_c igual a um (1), o que representa uma tentativa de aproximação que, de certa forma, reduz a importância de k_c na estimativa da evapotranspiração real (Lima, 2000).

Com relação ao fator k_s , seu valor é diretamente proporcional à disponibilidade de água no solo. Seu valor máximo é observado quando o solo encontra-se saturado, caso em que k_s é igual à unidade, ou seja, a condição de umidade do solo não provoca impedimento algum ao processo de evapotranspiração. Vários métodos foram estabelecidos para descrever a relação entre a disponibilidade de água no solo e o valor do k_s (Tanner, 1967).

Existem muitas equações para a simulação da evapotranspiração de referência (ET_o), contudo alguns dos métodos considerados mais precisos são de difícil aplicação, não apenas pela complexidade dos cálculos, mas por exigirem um grande número de dados, nem sempre disponíveis.

Dentre os métodos de estimativa da evapotranspiração de referência (ET_o), podem ser citados: Balanço de energia pela razão de Bowen (Bowen, 1926); Makkink (1957); Priestley-Taylor (1972); Radiação solar (Doorenbos e Kassam, 1979); Tanque Classe A (Brouwer e Heibloem, 1986); Blaney-Criddle (Brouwer e Heibloem, 1986); Hargreaves (1994); Penman-Monteith (Allen et al., 1998); e outros.

Em 1990, os métodos recomendados pela FAO (Doorenbos e Pruitt, 1977) foram submetidos a uma revisão feita por especialistas em evapotranspiração, chegando-se à conclusão de que o método de Penman-Monteith parametrizado para grama com 12 cm de altura, resistência aerodinâmica da superfície de 70 s.m^{-1} e albedo de 0,23, apresentava melhores resultados, sendo recomendado pela FAO como método-padrão de estimativa da ET_o (Smith et al., 1990). Esse método foi detalhadamente descrito por Allen et al. (1998).

3.2.4 - escoamento superficial

O escoamento superficial representa a parcela do ciclo hidrológico em que a água se desloca na superfície do solo da bacia. A modelagem matemática do fluxo superficial constitui um ponto crítico para a simulação do fluxo da água, sedimentos e poluentes em bacias hidrográficas. Os modelos que descrevem esse processo apresentam sérias limitações devido à grande variabilidade do relevo, disponibilidade de informações e aspectos numéricos de solução das equações (Tucci, 2000).

Os dois principais processos de geração de escoamento superficial são conhecidos como Hortoniano e de Dunne. O escoamento Hortoniano ocorre quando a taxa de chuva excede a capacidade de infiltração de água da superfície do solo. Sob condições de excedente de infiltração, o acúmulo de água na superfície pode ser observado antes mesmo que a camada superficial do solo esteja saturada. No escoamento de Dunne, o armazenamento de água na superfície só tem início quando a capacidade de armazenamento de água no solo até determinada profundidade estiver preenchida, ou seja, o solo se encontrar saturado. Mesmo que as duas formas de geração de escoamento sejam consideradas independentes, os excedentes de infiltração e de saturação são inter-relacionados e podem ocorrer simultaneamente em diferentes escalas de tempo e espaço.

Além disso, durante o secamento, os primeiros espaços do solo a perderem água são os maiores, que apresentam menor resistência à sucção, porém maior fluxo na saturação. Isso faz com que, sob condições de saturação, o fluxo da água seja preferencialmente realizado pelos poros maiores, sob maior influência da força de gravidade (potencial de pressão positivo) e, nos meios não-saturados, pela superfície dos poros menores, sob influência predominante de forças de sucção matricial (potencial de pressão negativo).

3.2.5.1 - Fluxo da água em meio saturado

A teoria do escoamento laminar e lento da água através de um meio poroso em condições de saturação é baseada no experimento desenvolvido por Darcy (1856), que observou que o fluxo de água através de uma coluna de areia sob condições de saturação era diretamente proporcional à área da seção transversal ao fluxo e à variação da carga hidráulica, e inversamente proporcional à distância percorrida (Equação 3.4).

$$Q = -AK_s \frac{\Delta H}{L} \quad (3.4)$$

em que:

Q: fluxo volumétrico (L^3T^{-1});

A: área da seção transversal ao fluxo (L^2);

K_s : condutividade hidráulica saturada do solo (LT^{-1});

H: carga hidráulica total (L);

L: distância percorrida pelo fluxo (L).

Assim como no estudo dos demais processos que compõem o ciclo hidrológico, o fluxo da água no solo também é analisado com base nos princípios da continuidade e da conservação de massa. Na aplicação desses princípios em um dado volume de solo saturado, a variação temporal da carga hidráulica total no sistema pode ser calculada por meio da Equação 3.5.

$$S_s \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial H}{\partial z} \right) \quad (3.5)$$

em que:

S_s : coeficiente de armazenamento específico de água no solo por unidade de carga hidráulica (L^{-1});

t: tempo (T);

K_x , K_y e K_z : condutividade hidráulica saturada nas direções x, y e z (LT^{-1}).

3.2.5.2 - Fluxo da água em meio não-saturado

A experiência de Darcy (1856) foi a primeira que possibilitou a quantificação da densidade de fluxo em meio poroso saturado. Buckingham (1907) foi pioneiro na discussão do uso dos princípios de Darcy para solos não-saturados. Com base nesses estudos, Gardner e Widtsoe (1921) descreveram a equação de densidade de fluxo em solos não-saturados, denominada lei de Buckingham-Darcy. Aplicando-se os princípios da continuidade e da conservação de massa em um dado volume de solo não-saturado, a variação temporal da quantidade de água armazenada no sistema pode ser calculada por meio da Equação 3.6 (Richards, 1931).

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x(h) \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y(h) \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z(h) \frac{\partial H}{\partial z} \right) \quad (3.6)$$

em que:

$K_x(h)$, $K_y(h)$ e $K_z(h)$: condutividade hidráulica não-saturada nas direções x, y e z (LT^{-1});

h: potencial matricial da água no solo (L);

Em uma forma vetorial mais compacta, a Equação 3.6 pode ser representada da seguinte maneira:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \cdot ([K] \nabla \{H\}) \quad (3.7)$$

em que:

∇ : operador gradiente vetorial nas direções x, y e z;

[K]: matriz de condutividade hidráulica nas direções principais x, y e z;

{H}: vetor que representa os valores de H em qualquer lugar do domínio.

O potencial total da água no solo (H) pode ser representado pela Equação 3.8.

$$H = h + z \quad (3.8)$$

em que:

z: elevação em relação a um nível de referência (L).

Como é possível estabelecer uma relação entre h e θ por meio da curva de retenção de água no solo (Brooks e Corey, 1964; van Genuchten, 1980; Arya e Paris, 1981; Russo, 1988; Assouline, 1998), a Equação 3.6 pode ser descrita conforme apresentado na Equação 3.9.

$$C(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x(h) \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y(h) \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z(h) \frac{\partial h}{\partial z} \right) + \frac{\partial K_z(h)}{\partial z} \quad (3.9)$$

em que:

C(h): coeficiente de capacidade de armazenamento de água no solo (L^{-1});

No caso da Equação 3.9, o efeito da histerese na relação entre h e θ é desconsiderado, ou seja, as curvas de retenção de água no solo são consideradas iguais tanto no processo de umedecimento quanto no de secamento, o que consiste em uma aproximação da realidade. O mais usual é que as curvas de retenção de água no solo sejam determinadas sob condições de secamento, que, para uma mesma tensão, normalmente apresentam maiores teores de umidade que no processo de umedecimento (Klar, 1984). Destaca-se que, como a variação do teor de umidade do solo é menor em camadas mais profundas, os problemas advindos da não consideração da histerese nesses locais é menor do que nas áreas mais próximas à superfície do terreno, onde a amplitude desse fenômeno de secamento e umedecimento do solo é maior. Royer e Vachaud (1975) observaram que a consideração da histerese tem um efeito importante até a profundidade de 1,50 m em estudos que dependam de dados extraídos da curva de retenção da água no solo.

A equação de Richards pode ser representada em três formas matematicamente equivalentes, com base no potencial matricial da água no solo (h), na umidade do solo (θ) ou mista (h e θ). Destaca-se que as equações apresentadas consideram as hipóteses de temperatura e pressão do ar constantes, matriz sólida do solo indeformável, água

incompressível, densidade da água independente da concentração de soluto e invariável sobre o domínio.

3.2.5.3 - Formas de utilização da equação de Richards

A condição mais geral para a simulação do fluxo da água no solo é aquela em que o meio está saturado em alguns momentos e, em outros, não-saturado. Os modelos numéricos que estudam o fluxo da água em solos temporariamente saturados são, normalmente, baseados na solução da equação de Richards e nas relações existentes entre as pressões exercidas sobre o fluido, as condições de umidade do solo e as suas condutividades hidráulicas (Brooks e Corey, 1964; Mualem, 1976; van Genuchten, 1980).

A equação de Richards pode ser apresentada de diferentes formas, em função do tipo de problema que se deseja simular.

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x(h) \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y(h) \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right) = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (\text{base mista - h e } \theta) \quad (3.10)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x(h) \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y(h) \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right) = C(h) \frac{\partial h}{\partial t} \quad (\text{base em h}) \quad (3.11)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(D_x(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(D_y(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(D_z(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K_z(\theta)}{\partial z} = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (\text{base em } \theta) \quad (3.12)$$

em que:

h: potencial matricial da água no solo (L);

θ : conteúdo volumétrico de água no solo (L^3L^{-3});

$K_x(h)$, $K_y(h)$ e $K_z(h)$: condutividade hidráulica não-saturada do solo nas direções x, y e z (LT^{-1});

$C(h)$: coeficiente de capacidade de armazenamento de água no solo (L^{-1});

$D(\theta)$: difusividade da água no solo (L^2T^{-1}).

t: tempo (T);

Cada uma das formas da equação de Richards utilizadas para o estudo do fluxo da água no solo possui vantagens e desvantagens. A equação baseada em h tem a vantagem de poder ser utilizada em condições saturadas e não-saturadas. Por esse motivo, é a forma mais

utilizada em diversos estudos e modelos que descrevem o fluxo da água no solo sob condições variáveis quanto aos níveis de saturação (Neuman, 1973; Haverkamp et al., 1977; Huyakorn et al., 1986). Contudo, sua capacidade de conservar massa em simulações efetuadas em meios muito secos é pior do que a da forma mista da equação de Richards, que tem h e θ como variáveis (van Genuchten, 1982; Milly, 1985; Celia et al., 1990). Nos casos em que a frente de molhamento se move rapidamente em um perfil de solo muito seco, os algoritmos com base em h requerem espaços de tempo reduzidos entre as interações, de forma a manter a estabilidade e minimizar os erros de truncamento na modelagem (Kirkland et al., 1992).

Rathfelder e Abriola (1994) mostraram que a capacidade de conservar massa da equação de Richards com base em h pode ser melhorada se a derivação do termo $C(h)$ for realizada por meio de aproximações utilizando o método da declividade adequada da corda (*suited chord slope approximations*). Ressalta-se que o uso desse método normalmente falha sob condições de variação drástica do potencial da água no solo, limitando, assim, sua utilização (Paniconi e Putti, 1994; e Diersch e Perrochet, 1999).

A utilização da forma mista da equação de Richards gera melhores soluções quanto à conservação de massa nas simulações em meio não-saturado (van Genuchten, 1982; Milly, 1985; e Celia et al., 1990). Entretanto, se o fluxo da água ocorre em meio saturado, o termo da equação dependente de θ se iguala à zero ($\partial\theta/\partial t = 0$), o que acaba tendo que ser compensado pela parte da equação dependente de h , induzindo a ocorrência de erros nos resultados.

A equação de Richards com base em θ é significativamente melhor que a baseada em h na modelagem do fluxo da água em condições de solo seco (Hills et al., 1989). Entretanto, esses modelos não podem ser utilizados em problemas com regiões sob condições saturadas, uma vez que a difusividade ($D(\theta) = K(\theta)/C(h)$), nesses casos, tende para infinito. Isso ocorre devido ao fato do coeficiente de capacidade de armazenamento de água no solo ($C(h) = d\theta/dh$), sob condições saturadas, tender para zero. Outra limitação da equação com base em θ é que, nos perfis com camadas de solos com características físico-hídricas diferentes, a função $\theta(z)$ é descontínua nas interfaces de meios porosos distintos, podendo gerar divergências no processo de implantação das soluções numéricas, o que não ocorre quando se trabalha em função de h .

Na busca por aperfeiçoar o processo de modelagem do fluxo da água no solo, Kirkland et al. (1992) sugeriram um esquema que possibilitasse o uso da equação de Richards com base em θ nas regiões onde o solo estivesse sob condições não-saturadas e com base em h quando o fenômeno ocorresse em meio saturado. Entretanto, de acordo com Forsyth et al. (1995), a técnica de tratamento da variável utilizada por Kirkland et al. (1992) pode gerar complicações em sistemas heterogêneos, introduzindo erros no balanço de massa na transição entre zonas saturadas e não-saturadas. Diante desse problema, Forsyth et al. (1995) introduziram a técnica da alternância da variável primária (*primary variably switching technique* - PVST) no contexto da simulação do fluxo da água em meios porosos variavelmente saturados. Nesse caso, a equação de Richards é aplicada com suas duas variáveis primárias, θ e h , sendo que, na solução do problema, em qualquer ponto do espaço de domínio da simulação do processo, a variável primária pode ser alternada em função do seu grau de saturação, depois de cada iteração de Newton no domínio do tempo. As principais vantagens do método PVST são (Forsyth et al., 1995): (a) conserva a massa independentemente do tamanho do passo de tempo; (b) é eficiente e robusto na solução de problemas com condições iniciais com o meio poroso seco; (c) trata-se de um esquema iterativo com base no método de Newton, o que torna a convergência da solução quadrática; (d) consiste em um método genérico de análise, possibilitando o estudo de diversos tipos de problemas de fluxo de água no solo.

Dependendo da formulação utilizada, a equação de Richards pode se tornar elíptica em regiões saturadas (Kirkland et al., 1992). Por essa razão, procedimentos iterativos são normalmente utilizados para a solução da equação em meios variavelmente saturados. Celia et al. (1990), por exemplo, resolveram a forma mista da equação de Richards utilizando o esquema iterativo de Picard modificado. Nesse procedimento iterativo, h é utilizado como variável primária para a solução da iteração seguinte. Essa mesma técnica foi utilizada com sucesso por Simunek et al. (1992) e por Vogel et al. (1996) em diferentes situações. Lehmann e Ackerer (1998) buscaram melhorar a solução do problema utilizando o esquema iterativo de Newton (Newton-Raphson), no lugar do método de Picard (Aproximação sucessiva). Comparando os dois métodos sob diversas circunstâncias, Panicioni e Putti (1994) concluíram que o esquema de Picard é geralmente adequado para resolver a equação de Richards, porém, em alguns casos, o método iterativo não converge ou a convergência ocorre de forma muito lenta. Nessas situações, eles recomendam o uso

do método de Newton que, apesar de mais complexo e trabalhoso em termos computacionais, é mais robusto e de mais rápida taxa de convergência que o esquema de Picard. Segundo Diersch e Perrochet (1999), isso se justifica pelo fato de o método de Newton, quando aplicado com a técnica de alternância da variável primária (PVST), convergir de forma quadrática, enquanto o esquema de Picard converge de forma linear. Porém, os autores destacam a importância dos valores iniciais atribuídos aos parâmetros para o bom desempenho do método de Newton.

O controle da solução de sistemas matriciais não-lineares geralmente se trata de matéria complexa. Nesses casos, Diersch e Perrochet (1999) alertam que tanto a escolha do tamanho dos intervalos de tempo entre iterações (*time-step size* – Δt) quanto o controle das iterações do esquema de Newton podem influenciar o sucesso e a eficiência da simulação. Esse controle pode ser efetuado por meio do estabelecimento de critérios adequados de convergência dos resultados dos processos iterativos de solução dos problemas.

A forma de representação dos materiais do meio também se constitui em outro fator que pode prejudicar a solução dos problemas. Forsyth e Kropinski (1997) alertaram para a necessidade do uso da abordagem progressiva de atribuição de pesos (*upstream weighting*) em problemas de fluxo da água no solo em meio variavelmente saturado, evitando a ocorrência de erros de máximos e mínimos locais, principalmente em malhas mais espaçadas. A consideração da monotonicidade dos dados é aplicada para encontrar os pontos apropriados para a estimativa dos termos da condutividade dependentes do sinal das diferenças de potencial da água no solo entre as extremidades dos elementos. Em geral, a representação dos valores nos nós é preferida, pois as interfaces dos materiais não coincidem com as bordas dos elementos. Dessa forma, as propriedades dos elementos são obtidas por meio de médias de valores em seus nós (Forsyth e Kropinski, 1997; Simunek et al., 1992).

3.3 - MÉTODOS NUMÉRICOS

Os modelos matemáticos utilizados para o estudo do fluxo da água no solo são classificados como analíticos ou numéricos (Eliasson, 2000). Devido à complexidade do processo de fluxo da água no solo, a solução analítica para a modelagem do mesmo é, muitas vezes, restritiva, demandando simplificações como, por exemplo, a consideração do

meio como homogêneo e isotrópico (Wang e Anderson, 1982). Para o tratamento mais realístico dessa questão, é geralmente necessário o uso de métodos numéricos para uma melhor solução dos modelos matemáticos de fluxo da água no solo (Bear e Verruijt, 1987).

Os métodos numéricos constituem técnicas mediante as quais é possível formular problemas matemáticos de forma que possam ser resolvidos utilizando operações aritméticas (Chapra e Canale, 2003). Segundo Bear e Verruijt (1987), de uma forma geral, os métodos numéricos consistem em certos procedimentos adotados para a transformação de equações diferenciais parciais em equação ou sistema de equações algébricas.

Os métodos numéricos das diferenças finitas e dos elementos finitos são os mais usuais para a solução das equações de fluxo da água no solo sob condições variáveis de saturação (Simpson e Clement, 2003).

3.3.1 - Diferenças finitas

A discretização espacial do domínio no qual será aplicado o método das diferenças finitas é geralmente aproximada por uma malha formada por retângulos. De acordo com a posição onde se colocam os pontos a serem utilizados na análise numérica, a malha pode ser centrada nos vértices das células (*mesh-centered nodes*) ou no meio das células (*block-centered nodes*). Na prática, em relação a estudos do fluxo da água no solo, a malha de pontos localizados no centro das células é preferida em virtude da maior eficiência na programação computacional (Kinzelbach, 1986). Além disso, a discretização espacial efetuada dessa forma possibilita o cálculo mais aproximado das características médias de cada célula (Cabral e Demetrio, 2000).

Entre as vantagens desse método numérico em relação aos demais, tem-se que, para problemas mais simples, como nos casos de estudos unidimensionais com fluxo permanente em meio poroso isotrópico e homogêneo, sua formulação e implementação computacional é mais fácil de ser compreendida por aqueles sem muita base matemática e computacional. Entretanto, na medida em que os problemas aumentam em complexidade quanto ao formato do sistema e as características do meio, a solução numérica do problema pode requerer maior discretização do domínio com malhas irregulares ou curvas, o que dificulta a aplicação do método das diferenças finitas. Além disso, sendo o meio

anisotrópico e heterogêneo, o uso do método das diferenças finitas perde em precisão. Nesses casos, o método dos elementos finitos é o mais recomendado (Istok, 1989; Cabral e Demetrio, 2000; Chapra e Canale, 2003).

O programa computacional MODFLOW, desenvolvido pela *U.S. Geological Survey*, e suas diferentes variantes, constitui a ferramenta mais difundida para a aplicação do método das diferenças finitas no estudo do fluxo da água no solo em até três dimensões.

3.3.2 - Elementos finitos

O método de elementos finitos é uma ferramenta numérica de resolução de problemas em meios contínuos. Ele consiste em dividir a região de estudo em certo número de elementos que são conectados por um conjunto de nós, geralmente posicionados nos vértices ou nos lados dos elementos.

A ideia fundamental do método dos elementos finitos consiste na substituição da solução exata de uma equação diferencial parcial por uma solução aproximada contínua, por partes (Cabral e Demetrio, 2000). Essa é mais uma das características que diferencia o método de elementos finitos e o de diferenças finitas, pois, neste último, a solução não é contínua no espaço, sendo determinada apenas nos nós.

Ainda que existam particularidades, a implementação do método de elementos finitos segue um determinado procedimento padrão. O primeiro passo consiste na divisão do domínio espacial do problema em elementos finitos. O segundo passo é formular uma integral para solucionar a equação diferencial que descreve o fenômeno a ser estudado. Essa formulação do problema na forma de integral resulta em um sistema de equações algébricas que pode ser solucionado para valores de uma variável de campo, em cada nó da malha. No caso de estudos do fluxo da água no solo, essa variável pode ser a carga hidráulica total (H), o potencial matricial da água no solo (h) ou o seu potencial gravitacional (z). Vários são os métodos que podem ser utilizados para a formulação da integral para a solução de equações diferenciais, como o variacional e o dos resíduos ponderados, por exemplo. O método dos resíduos ponderados é o mais utilizado para estudos do fluxo da água no solo (Istok, 1989).

No método de resíduos ponderados, define-se uma solução aproximada que atenda as condições de contorno e iniciais do problema. Ao substituir esses valores aproximados ($\hat{\theta}$ e \hat{H}) na equação diferencial que governa o fenômeno (Equação 3.7), é então gerada uma solução que possui um resíduo (erro) em cada ponto do domínio do problema. Nesse método, força-se a integral dos resíduos a ser igual a zero, conforme apresentado na Equação 3.13.

$$\int_{\Omega} \left(\frac{\partial \hat{\theta}}{\partial t} - \nabla \cdot ([K] \nabla \{\hat{H}\}) \right) W(x,y,z) d\Omega = 0 \quad (3.13)$$

em que:

$\hat{\theta}$ e \hat{H} : valor aproximado da variável;

W: função de ponderação espacial;

Ω : domínio espacial do problema (L, L² ou L³).

Os valores de $\hat{\theta}$ e \hat{H} podem ser aproximados, por exemplo, por meio de funções da seguinte forma:

$$\hat{\theta}(x,y,z,t) = \sum_{i=1}^{n_n} N_i(x,y,z) \theta_i(t) \quad (3.14)$$

$$\hat{H}(x,y,z,t) = \sum_{i=1}^{n_n} N_i(x,y,z) H_i(t) \quad (3.15)$$

em que:

n_n : número total de nós no domínio do problema;

N_i : função de interpolação espacial;

θ_i : valor (desconhecido) de θ no nó i , variável no tempo t ;

H_i : valor (desconhecido) de H no nó i , variável no tempo t .

Geralmente, adotam-se funções de interpolação (N_i) que sejam iguais a um (1) no nó i e zero (0) em qualquer outro nó do elemento. Contudo, existem outros tipos de funções de interpolação que podem ser utilizadas na formulação da solução aproximada para o valor de $\hat{\theta}$ e \hat{H} (Istok, 1989).

Assim como no caso das funções de interpolação (N_i), a forma das funções de ponderação (W) também precisa ser especificada. Dependendo da especificação de W , são identificados os diferentes métodos dos resíduos ponderados, como o do subdomínio, o da colocação e o de *Galerkin*.

No caso do método do subdomínio, o valor de W é igual a um (1) em uma pequena parcela do domínio do problema que fica no entorno do nó i considerado e igual a zero (0) nos demais locais. O tamanho atribuído a esse subdomínio é, geralmente, igual à metade da distância entre os nós adjacentes. No método da colocação, o tamanho atribuído ao subdomínio em torno do nó é infinitesimal (muito pequeno), de forma que no nó i tem-se W igual a um e, no restante do domínio, igual a zero (Istok, 1989).

Outro método de resíduos ponderados é o de *Galerkin*, que é o mais utilizado para resolver problemas de fluxo de água e de transporte de solutos no solo (Istok, 1989). Nesse método, a função de ponderação (W) para um determinado nó i é idêntica à respectiva função de interpolação (N_i) definida para gerar a solução aproximada de θ e H ($\hat{\theta}$ e \hat{H}).

Uma vez especificadas as formas das funções de interpolação (N) e de ponderação (W), o problema posto (Equação 3.13), após a aplicação da primeira identidade de Green e as respectivas simplificações requeridas, pode ser resolvido por meio de um sistema de equações algébricas representado em sua forma matricial na Equação 3.16 (Istok, 1989).

$$[k]\{H\} + [d]\frac{d\{\theta\}}{dt} = \{F\} \quad (3.16)$$

em que:

[k]: matriz global de condutância ou de rigidez;

[d]: matriz de capacitância;

{H}: vetor que representa os valores de H nos nós;

{ θ }: vetor que representa os valores de θ nos nós;

{F}: vetor que representa os fluxos nos nós do contorno.

Entre os algoritmos computacionais existentes para a resolução de problemas de fluxo da água no solo utilizando o método numérico dos elementos finitos, podem-se citar os

seguintes: o AQUIFEM (Wilson et al., 1979); o SSFLO (Koide, 1990); o algoritmo desenvolvido por Silva (1990); o MICROFEM (Hemker e Nijsten, 1996); o SVFlux (SoilVision Systems Ltd., 2006); o HYDRUS (Simunek et al., 1999); e o FEFLOW (Diersch, 2002), cada qual com suas peculiaridades para a resolução matemática dos problemas.

3.4 - LEVANTAMENTO DE DADOS PARA A MODELAGEM

Neste item são abordadas as técnicas comumente utilizadas para a obtenção de dados ambientais relevantes para a realização de estudos hidrológicos. Podem-se dividir esses dados em duas classes gerais, quais sejam: dados físicos da área (relevo, cobertura do solo e propriedades físico-hídricas dos solos) e dados hidrológicos (precipitação, interceptação foliar, evapotranspiração, escoamento superficial e de base, umidade do solo e nível do lençol freático).

3.4.1 - Uso de bacias experimentais e representativas

Datam do início do século XX os primeiros estudos com bacias experimentais. No princípio, esses trabalhos buscavam avaliar o efeito da cobertura vegetal sobre a disponibilidade hídrica nos rios (Bates e Henry, 1928; Hoyt e Troxell, 1932). Entretanto, a partir da década de 1960, os estudos também passaram a abordar aspectos relativos à qualidade da água, ao balanço geoquímico de nutrientes e à biota aquática (Bormann e Likens, 1967; Walling, 1980). A longa tradição de estudos hidrológicos utilizando bacias experimentais decorre da necessidade de compreensão do balanço hídrico nas bacias hidrográficas, dos processos que controlam o movimento da água e dos impactos das atividades antrópicas na quantidade e na qualidade da água (Whitehead e Robinson, 1993). Os estudos das interações entre os processos físicos, químicos e biológicos que ocorrem nas bacias foram iniciados na década de 1990, e que essa demanda por conhecimento foi ampliada com os problemas ambientais em escala global, como as mudanças climáticas (Whitehead e Robinson, 1993).

Os avanços no conhecimento sobre os processos hidrológicos e as técnicas de modelagem matemática, aliados à evolução e à popularização de ferramentas computacionais, acarretaram em grandes avanços na área de modelagem hidrológica. Contudo, quanto mais

complexos os modelos hidrológicos, mais dados são necessários em seus processos de desenvolvimento, parametrização e verificação, reforçando a importância das bacias experimentais (Grayson e Blöschl, 2000).

Há muito tempo estudos com bacias experimentais vêm ocorrendo em todo o mundo. Em 1965 já havia uma grande rede de estudos em bacias experimentais nos Estados Unidos (USNC/IHD, 1974). Na Europa, em 1986, foi organizada uma rede de bacias experimentais envolvendo 20 países (Pfister e Hoffmann, 2007), a qual atua até hoje.

No Brasil, durante muito tempo os estudos hidrológicos estiveram voltados para grandes bacias, focados em projetos do setor elétrico. Os estudos em bacias menores (bacias piloto) ocorriam no país de forma esparsa e desarticulada. A partir do ano 2000, vem ocorrendo a organização de grupos de pesquisa e a formação de redes de bacias experimentais na busca pela regionalização dos conhecimentos gerados e pela possibilidade de comparação da aplicabilidade de técnicas e métodos hidrológicos em suas diferentes regiões. Para permitir a realização desses estudos regionalizados, é fundamental que as bacias experimentais sejam representativas de um ambiente maior, permitindo a extrapolação dos resultados obtidos para outras áreas. A primeira e mais importante rede existente no país é a Rede de Hidrologia do Semi-Árido – REHISA, formada em 2001 por pesquisadores de oito universidades do Nordeste do Brasil. Em 2005, ocorreu o primeiro Encontro Nacional de Bacias Experimentais e, no mesmo ano, foi lançado o primeiro edital específico sobre o tema por uma instituição de fomento brasileira. Com iniciativas como essas, atualmente, no Brasil, o número de bacias experimentais vem crescendo rapidamente por todo o seu território.

Na implantação de bacias experimentais, é fundamental que a área de estudo seja detalhadamente caracterizada. Para tanto, em função dos objetivos almejados, são selecionados os dados a serem levantados e que métodos que devem ser utilizados em sua obtenção. Assim, a seguir são apresentados alguns dos dados fundamentais para a realização de estudos hidrológicos e métodos que podem ser utilizados para obtê-los.

3.4.2 - Caracterização do meio físico

Nesta revisão são abordadas as características do meio físico (relevo, cobertura do solo, propriedades físicas do solo, condutividade hidráulica e curva de retenção da água no solo) que influenciam mais diretamente o fluxo da água na bacia experimental que se deseja estudar.

3.4.2.1 - Representação do relevo

Durante muitos anos, a técnica clássica utilizada para a representação de relevo foi o traçado manual de curvas de nível a partir de coordenadas tridimensionais obtidas por meio de levantamento topográfico convencional. Os valores intermediários eram obtidos por simples interpolação linear, entretanto, com o avanço da informática e de técnicas de geoprocessamento, atualmente, a descrição matemática do terreno pode ser efetuada por meio de diferentes funções de interpolação, utilizando variados métodos de obtenção de dados.

A representação numérica do relevo de forma espacialmente distribuída numa região limitada da superfície terrestre resulta no Modelo Digital de Elevação do Terreno (MDE ou MDT). O processo para a geração do MDE consiste, basicamente, em três etapas: aquisição de dados; edição dos dados; e geração do modelo. A aquisição de dados pode ocorrer por digitalização, restituição fotogramétrica, sensoriamento remoto ou levantamento direto em campo (INPE, 2004). Neste último, os dados são geralmente obtidos utilizando instrumentos topográficos convencionais (teodolitos e níveis) ou informatizados (estações totais e níveis digitais). Recentemente, nos levantamentos de campo, têm sido utilizados sistemas mais sofisticados, como o sistema de posicionamento global (GPS ou DGPS) acoplado a sensores altimétricos, por meio dos quais as coordenadas tridimensionais são obtidas.

A maioria dos interpoladores disponíveis nos SIGs para a geração de MDEs (IDW, *Spline*, Krigagem, Akima e outros) foi desenvolvida especificamente para a representação de variáveis que têm uma distribuição espacial contínua, a exemplo da temperatura e da umidade relativa do ar. No entanto, na representação do relevo, que pode apresentar descontinuidades em sua superfície, a utilização desses interpoladores pode produzir

distorções e introduzir erros nos estudos hidrológicos. Um exemplo desse tipo de problema está na representação da rede de drenagem, em que os erros advindos do processo de geração do MDE podem resultar, inclusive, em alterações no sentido do escoamento superficial (Hutchinson, 1996). No caso de estudos de hidrologia subterrânea, erros na representação do relevo são propagados para a definição dos gradientes hidráulicos entre diferentes pontos distribuídos no espaço, o que interfere diretamente na determinação do fluxo da água.

3.4.2.2 - Levantamento da cobertura do solo

Em áreas pequenas e de fácil acesso, o levantamento da cobertura do solo por meio de observações diretas no campo é o mais adequado. Entretanto, na medida em que o estudo engloba áreas maiores, esse tipo de levantamento pode se tornar inviável, dependendo de grande quantidade de tempo, recursos financeiros e mão-de-obra requeridos para a sua realização. Nesses casos, o uso das técnicas de sensoriamento remoto é o mais indicado, porém essas dependem de informações sobre a cobertura do solo obtidas no campo para treinamento e calibração dos algoritmos de classificação das imagens a serem utilizados. Segundo INPE (2006), a classificação de uma imagem consiste no processo de extração de informações por meio do reconhecimento de padrões de reflectância e formas homogêneas em sua extensão.

As técnicas de sensoriamento remoto mostram-se altamente efetivas na análise da cobertura vegetal (Vicens et al., 1998). A manipulação de valores de resposta espectral permite a obtenção de índices de vegetação que podem ser comparados, facilitando a identificação das diferentes comunidades vegetais.

Existe certa variedade de índices de vegetação desenvolvidos para auxiliar no monitoramento da cobertura vegetal, sendo a maioria deles baseados nas diferentes interações entre o tipo de vegetação e a sua radiação eletromagnética correspondente.

Jordan (1969) foi pioneiro em estudos dessas relações, tendo apresentado o Índice Razão de Vegetação (RVI) como uma razão simples entre as reflectâncias no vermelho e no infravermelho próximo. Elvidge e Chen (1995) apresentam os principais índices de vegetação desenvolvidos, como, por exemplo: o Índice de Vegetação com Diferença

Normalizada – NDVI (Rouse et al., 1973); o Índice de Vegetação com Diferença – DVI (Tucker, 1979); o Índice de Vegetação Ajustado pelo Solo – SAVI (Huete, 1988); e outros. Segundo Ponzoni (2001), o Índice de Vegetação com Diferença Normalizada (NDVI) é um dos mais utilizados e pode ser obtido por meio da Equação 3.17 (Rouse et al., 1973).

$$\text{NDVI} = \frac{\text{NIR} - R_f}{\text{NIR} + R_f} \quad (3.17)$$

em que:

NIR: valores de reflectância na banda do infravermelho próximo; e

R_f: valores de reflectância na banda do vermelho.

Em cenas com vegetação, o NDVI varia de 0,1 a 0,6, onde os valores mais altos são associados ao maior vigor e densidade da cobertura vegetal. Rochas e solos expostos têm reflectâncias similares nessas duas bandas e o resultado no índice de vegetação é aproximadamente zero.

Os valores resultantes dos índices de vegetação servem como indicadores do crescimento e do vigor das plantas e podem ser utilizados no diagnóstico de vários parâmetros biofísicos, como: o Índice de Área Foliar (IAF), a biomassa, a porcentagem de cobertura do solo, a atividade fotossintética e a produtividade (Ponzoni, 2001).

3.4.2.3 - Levantamento das propriedades físicas dos solos

O estudo do movimento da água no subsolo requer, normalmente, o conhecimento de características físicas do solo (textura, porosidade total e densidade do solo e de partículas).

a) Textura do solo

A textura do solo é determinada por meio da análise granulométrica das partículas sólidas que constituem esse meio poroso. O resultado expressa a proporção com que partículas de diferentes tamanhos estão presentes em uma amostra de solo, originando a curva granulométrica, da qual podem ser extraídos os dados para a definição da classe textural do

solo. Esses dados podem ser apresentados em forma gráfica, a exemplo do triângulo textural (Lemos e Santos, 1994) utilizado para a classificação de solos no Brasil.

Os métodos mais usuais para a definição da curva granulométrica são os seguintes: peneiramento e sedimentação.

Peneiramento é o processo de separação de um material granular não coeso em classes de tamanho de partículas mediante sua passagem por superfícies vazadas com aberturas de dimensões definidas (peneiras). O método do peneiramento é o mais utilizado para partículas segregadas com mais de 0,05 mm. Esse procedimento pode ser manual ou com uso de mesa vibratória, a seco ou em meio úmido (Day, 1965). O método mais utilizado é aquele efetuado a seco com o auxílio de mesa vibratória (Embrapa, 1997).

Os métodos que utilizam o princípio da sedimentação, diferentemente do peneiramento, que considera apenas o tamanho das partículas, estão relacionados com o comportamento hidrodinâmico das mesmas. Esses métodos baseiam-se na assertiva de que uma partícula cai com velocidade uniforme (velocidade terminal ou de sedimentação) quando está em suspensão em um fluido parado, e essa velocidade é variável em função do tamanho das partículas. As duas leis teóricas fundamentais que descrevem essa relação são a Lei de Stokes (Stokes, 1851) e a Lei do Impacto (Newton, 1687).

A Lei de Stokes é válida apenas para condições em que o Número de Reynolds (Re) é inferior a 0,02, ou seja, para partículas com diâmetro inferior a $25\mu\text{m}$ sedimentando em água (Dias, 2004). Para partículas maiores, a resistência devido à viscosidade do fluido é pequena, podendo ser desprezada e, assim, a resistência será relacionada ao impacto do líquido na esfera em queda e o fenômeno obedecerá à Lei do Impacto de Newton.

Destacam-se os seguintes métodos existentes para a análise granulométrica por sedimentação (Carvalho et al., 2000; e Dias, 2004): pipetagem; tubos de acumulação (tubo de acumulação visual); tubo de remoção pela base; balanças de sedimentação; densímetro; atenuação de raios X; microscopia; difractometria laser; e outros.

As técnicas geralmente utilizadas para a avaliação da distribuição granulométrica de amostras de sedimentos resultam em valores pontuais, dependendo de posterior

interpolação para o traçado da curva granulométrica e para a obtenção de diâmetros característicos específicos. A transformação desses valores pontuais em funções contínuas pode ser realizada por meio de modelos matemáticos (Lima et al., 2006).

b) Densidade do solo e de partículas

A densidade do solo (densidade aparente) pode ser determinada por diferentes métodos, como, por exemplo: o do anel volumétrico; o da proveta; e o do torrão. O método do anel é o mais utilizado e consiste na coleta de amostra indeformada com um anel de aço próprio, de bordas cortantes e volume interno de 50 cm³ (cilindro de Kopecky). A amostra, devidamente coletada, é seca em estufa a 105°C por 48 horas e, depois de resfriada, é pesada. A densidade do solo é igual ao peso da amostra seca (M_d) dividido pelo volume do anel de aço (V_{anel}).

A obtenção da densidade de partículas (ρ_p) é efetuada por meio da determinação do volume de álcool necessário para completar a capacidade de um balão volumétrico contendo a amostra de solo seca em estufa (Embrapa, 1997).

c) Porosidade total do solo

A porosidade total do solo (Φ), em base volumétrica, representa a relação entre o seu volume de vazios e o seu volume total e também pode ser obtida por meio de sua relação com a densidade do solo (ρ_s) e a das partículas (ρ_p).

3.4.2.4 - Levantamento da condutividade hidráulica saturada do solo

A condutividade hidráulica do solo é uma das características do meio físico que mais afeta o movimento da água no solo. Sua determinação pode ser feita tanto por meio de medidas diretas no campo como indiretamente em laboratório, com amostras de solo representativas do meio físico avaliado.

Dentre os métodos mais usuais para a determinação da condutividade hidráulica saturada (K_s) na zona do lençol freático estão o *Slug Test* e os testes de bombeamento (Phil e Chen, 1996). O *Slug Test* é mais simples e menos custoso para ser executado do que o teste de

bombeamento. Contudo, os dados obtidos por esse método são praticamente pontuais, uma vez que seus resultados são influenciados apenas pelo volume de solo no entorno do poço analisado. As formulações mais usuais para a realização do *Slug Test* são as descritas por Hvorslev (1951) e Bouwer e Rice (1976). Os testes de bombeamento são mais caros, pois dependem da construção e do monitoramento de mais de um poço, além da instalação de estrutura para bombeamento de água. Entretanto, seus resultados representam a condutividade hidráulica de uma área maior, entre os poços utilizados no teste, e, portanto, mais representativa da área analisada.

Para a determinação da condutividade hidráulica saturada (K_s) em laboratório, os métodos mais usuais são o do permeâmetro de carga constante e o do permeâmetro de carga decrescente (Klute, 1965). No caso de determinações da condutividade em solos não-saturados, têm-se os métodos sob condições de regime estacionário (colunas grandes e colunas pequenas, em condições de evaporação ou de drenagem com crosta) e métodos sob condições transientes (Klute, 1972; Reichardt et al., 1975; Klute e Dirksen, 1986; Libardi, 2000). Outro método de laboratório é o do fluxo pela placa de pressão, no qual se mede a taxa com que a água é retirada de uma amostra, sob pressão, através de uma placa porosa (Gardner, 1956).

Na busca por valores de K_s mais próximos da realidade, instrumentos têm sido desenvolvidos para a determinação da condutividade hidráulica no campo, como, por exemplo: o infiltrômetro de Guelph (Reynolds et al., 1985); o permeâmetro de Guelph (Reynolds e Elrick, 1986); o permeâmetro de carga descendente adaptado para o campo (Merva, 1987); o permeâmetro de furo de trado (Stephens et al., 1987); o infiltrômetro de disco (Perroux e White, 1988); o infiltrômetro de carga constante (Amoozegar, 1989); o infiltrômetro de duplo anel (Maheshwari, 1997); e o infiltrômetro de anel e disco (Angulo-Jaramillo et al., 1998). Por esses métodos, medem-se as taxas de infiltração da água no solo sob pequenas sucções ou cargas, o que permite a estimativa da condutividade hidráulica do solo para uma faixa de umidade próxima à saturação.

Adicionalmente, a condutividade hidráulica na zona não-saturada e próxima da superfície pode ser determinada utilizando métodos fundamentados em experimentos de drenagem interna, como o método do perfil instantâneo (Rose et al., 1965), que se baseia na análise da equação de Darcy sobre perfis de potenciais e fluxo transientes durante a drenagem

vertical que ocorre após o umedecimento do solo por uma chuva ou irrigação. Esse método tem sido extensivamente utilizado para a avaliação das propriedades hidráulicas do solo no campo (Timm et al., 2000), sendo considerado por Pauletto et al. (1998) como o mais adequado para a determinação da condutividade hidráulica no campo, permitindo, ainda, a quantificação direta de cada componente da equação de Richards. Embora afirme que os valores obtidos com o método do perfil instantâneo representem de forma satisfatória a condutividade hidráulica dos solos, Guerra (2000) alerta para o fato de esse método ser trabalhoso e exigir muito tempo para ser executado, o que dificulta o seu uso para a caracterização de grandes áreas.

3.4.2.5 - Levantamento da curva de retenção da água no solo

Outra informação importante nos estudos do fluxo da água no solo é a relação entre o potencial matricial da água no solo e o conteúdo de água correspondente retido pelo solo, a qual descreve a curva característica ou de retenção da água no solo. A determinação de pontos dessa curva pode ser efetuada por diferentes métodos. No laboratório, os métodos mais usuais são o da placa de tensão (Klute, 1986), o da câmara de pressão de Richards (Richards e Fireman, 1943) e o da centrífuga (Briggs e McLane, 1910). No campo, esses valores podem ser obtidos utilizando medidas simultâneas de tensão, por meio de tensiômetros, e do conteúdo de água no solo, utilizando, por exemplo, sondas TDR (*Time Domain Reflectometry* – Reflectometria no domínio do tempo) ou sondas de nêutron (Bruce e Luxmoore, 1986).

O uso do método da placa de tensão se limita a uma sucção máxima de 100 kPa (Hillel, 1998). A câmara de pressão de Richards é considerada como o método padrão para a determinação dos pontos da curva de retenção de água no solo. Alternativamente, estudando a aplicabilidade do método da centrífuga empregado na determinação da curva de retenção de água, Silva e Azevedo (2002) demonstraram a importância de se considerar um adequado tempo de centrifugação na realização dessa tarefa, tendo definido que, para solos de Cerrado, o tempo mínimo deveria ser superior a 80 minutos. Em relação aos métodos de campo, destaca-se que os resultados são geralmente frustrados devido à heterogeneidade do meio e às incertezas relativas à definição do ponto de equilíbrio e à histerese inerente ao fenômeno (Hillel, 1998). Otto e Alcaide (2001), comparando curvas

características de um mesmo solo, obtidas por meio do uso de TDR, de tensiômetros e de câmara de pressão de Richards, encontraram diferenças significativas nos resultados.

Após a determinação dos pares de pontos da curva de retenção de água no solo, de tensão versus conteúdo de água, pode-se, então, efetuar a interpolação desses pontos por meio de diferentes equações para a obtenção de funções contínuas apropriadas à modelagem do fluxo da água no solo. Dentre as diversas equações propostas, destacam-se as seguintes: Brooks e Corey (1964); Visser (1966); van Genuchten (1980); Arya e Paris (1981); Russo (1988); e Assouline (1998). Dentre os modelos existentes, o de van Genuchten (1980) é o mais usado para a representação da curva de retenção da água no solo.

3.4.3 - Monitoramento hidrológico

De forma geral, o termo “monitoramento”, quando utilizado para processos ambientais, pode ser definido como o levantamento de dados, de forma contínua e sistemática, de um determinado atributo ambiental ou um conjunto deles, visando identificar e avaliar qualitativa e/ou quantitativamente as suas condições em um determinado momento, assim como as suas tendências de variação no tempo e no espaço. Nesse tópico será abordado o levantamento dos seguintes dados: pluviometria, interceptação foliar, evapotranspiração, vazão de cursos d'água e armazenamento da água no solo.

3.4.3.1 - Pluviometria

A quantidade total de precipitação durante um determinado período é expressa em lâmina de água ou neve captada em dado plano horizontal. No Brasil, é rara a ocorrência de neve e, portanto, as chuvas representam a principal forma de precipitação pluviométrica. Diante disso, apenas os equipamentos de medição de chuva serão apresentados neste item.

Os pluviômetros representam recipientes que coletam e acumulam a água da chuva e que, em função da sua área de coleta, permitem o cálculo da lâmina precipitada em um dado local e em determinado intervalo de tempo entre as leituras do observador, que normalmente é feita apenas uma ou duas vezes por dia. Quando se necessita de informações mais detalhadas da distribuição temporal da chuva, são utilizados equipamentos conhecidos como pluviógrafos, que são capazes de registrar a precipitação

de forma contínua, em meio analógico ou digital. Nos aparelhos analógicos, o registro dos dados no tempo é feito graficamente, em papel fixado sobre um tambor giratório ou instalado na forma de bobina.

Entre os diferentes tipos de pluviógrafos, os mais comuns são: o de bóia; o de balança; e o de cubas basculantes. No de bóia, essa é conectada a uma pena que registra o nível da água no aparelho sobre um cilindro munido de papel próprio e que gira à velocidade de uma rotação por dia. Quando o nível da água atinge determinado nível, o aparelho é esvaziado por sifonamento, o que também é registrado. No de balança, a pena é ligada a um braço de balança, que promove o registro do peso da água acumulada no reservatório do equipamento. No pluviógrafo de cuba basculante, a água captada é direcionada para um sistema de duas cubas suspensas por um eixo. Quando uma das cubas atinge determinado peso, o conjunto bascula e a água é direcionada para a outra cuba. A cada movimento do sistema, um mecanismo de engrenagens avança um dente e desloca a pena que desenha o gráfico. Diferentemente dos outros dois tipos de pluviógrafos, o gráfico gerado pelo de cubas basculantes não é contínuo, gerando um conjunto de degraus, cada um representando a quantidade de água necessária para que o sistema bascule. O fato de esse equipamento funcionar de forma discreta facilitou a sua adaptação para sistemas de registro digital das precipitações (pluviógrafos registradores automáticos).

Os pluviômetros registradores automáticos mais comuns no mercado utilizam o sistema de báscula, sendo os dados coletados nesses equipamentos armazenados em “*datalogger*” na forma de pulsos. Estando esses dados em formato digital, a sua transposição para computadores e posterior transformação dos pulsos em dados de chuva é extremamente facilitada. Nos sistemas gráficos, a tradução das curvas em dados é, normalmente, bastante trabalhosa, consumindo muito tempo, o que desmotiva a sua utilização frente à nova tecnologia digital disponível. O sistema automático com “*datalogger*” concede grande autonomia de campo aos equipamentos, que podem ser visitados em intervalos de tempo bastante grandes, reduzindo a dependência de um observador e os custos de operação da rede. Por outro lado, a identificação de problemas na estação só ocorre quando há visita à estação, podendo haver perda de dados durante longos períodos. Os sistemas digitais também permitem a transferência de dados de forma remota (satélites, telefones e outros), facilitando o monitoramento em tempo real da precipitação, o que é uma grande vantagem na implantação de sistemas de alerta de cheias.

As estações pluviográficas automáticas com sistema de balança têm sido vastamente utilizadas em todo o mundo, entretanto, segundo estudos experimentais realizados por Habib et al. (2001) e Ciach (2003), os dados medidos com esses equipamentos apresentam incertezas sistemáticas e aleatórias, principalmente quando utilizados na representação da variabilidade temporal da chuva em escala detalhada. Os resultados obtidos por esses pesquisadores indicam que os erros são significantes quando o levantamento é feito em intervalos de tempo menores que 15 minutos. Em chuvas com maior intensidade há uma tendência de subestimativa dos valores medidos, o que é destacado até pelos fabricantes desses equipamentos que, normalmente, garantem a precisão dos mesmos apenas para precipitações com intensidade inferior a $25,4 \text{ mm.h}^{-1}$. Destaca-se que, no Brasil, são comuns chuvas de intensidade superior ao valor citado.

No Brasil, Braga e Fernandes (2005) efetuaram ensaios de desempenho de pluviógrafos desse tipo e também obtiveram resultados preocupantes quanto à precisão desses equipamentos, principalmente com relação à subestimativa da chuva em períodos de alta intensidade de precipitação. Em um dos aparelhos analisados, o erro variou entre 16 e 28%, de forma aproximadamente linear, entre chuvas de intensidade de 20 a 100 mm.h^{-1} , respectivamente. Esses resultados comprovam a existência do problema e a necessidade de calibração desses aparelhos (Bertrand-Krajewski et al., 2000), principalmente para as altas intensidades de precipitação.

Gordon (2003) testou diferentes pluviômetros, em várias localidades dos Estados Unidos, e constatou que aqueles que utilizam o princípio da pesagem por meio de células de carga são os que apresentam maior precisão e confiabilidade na medição da precipitação, sendo recomendados em estudos que requerem essas características. Diante disso, o USGS vem substituindo os seus pluviógrafos de cubas basculantes pelos que utilizam células de carga como sensores. Uma forma simples de desenvolvimento de pluviógrafos com a utilização de células de carga é apresentada por Lima et al. (2005).

Outras tecnologias vêm sendo utilizadas para o desenvolvimento de pluviógrafos automáticos, como o uso de disdrômetros (OTT, 2006), que são equipamentos desenvolvidos para a medição do fluxo e do tamanho de gotas de chuva com base em

princípios óticos, e sensores de impacto, em que a colisão de cada gota sobre o sensor gera sinais de voltagem proporcionais ao seu volume (Vaisala, 2006).

3.4.3.2 - Medição da interceptação foliar

A medição da interceptação foliar não se trata de matéria simples, uma vez que, além de parte da água da chuva ficar retida na superfície da planta, outra escoia lentamente pelos seus troncos e caule, podendo chegar ao solo.

Diferentes métodos têm sido utilizados para a medição desse componente do ciclo hidrológico. Silva et al. (1994), por exemplo, instalaram parcelas experimentais com a superfície do solo coberta por uma lona impermeável e compararam a quantidade de água captada em parcelas com e sem plantas de milho. Alves et al. (2001), além da cobertura da área com lonas plásticas, utilizaram copos plásticos envolvendo o colmo do milho e vedados com massa de calafetar para evitar vazamentos.

No trabalho de Basanta et al. (2000), a quantidade de água retida nas folhas das plantas de milho foi estimada por meio da medição da massa total da planta antes e depois da aplicação de determinada lâmina d'água irrigada.

Wang et al. (2006) desenvolveram um método (*water wiping*) que consiste na coleta da água armazenada nas diferentes partes da planta de trigo após a irrigação utilizando um papel com alto poder de absorção e indicaram que esse método pode ser aplicado para outras culturas com folhas pequenas e pequeno porte.

Para a determinação da precipitação interna, ou seja, aquela que atravessa a planta e cai diretamente sobre o solo, normalmente são instalados pluviômetros acima e abaixo da copa das árvores ou outras plantas cujo porte assim permite (Link et al., 2004) ou em áreas com e sem vegetação (Klaassen et al., 1998). Nesses casos, para o computo do escoamento pela planta, são instalados anéis no tronco já próximo ao solo, uma vez que o caminho da água até o solo é mais longo, aumentando a sua oportunidade de ser evaporada.

Bouten et al. (1991) desenvolveram um método baseado na atenuação de sinais de microondas para o monitoramento do armazenamento de água nas plantas. Nesse método,

um transmissor e um receptor de sinais de microondas são instalados sobre as copas das árvores com o auxílio, por exemplo, de guinchos ou torres, e, a cada intervalo de tempo definido, é feita uma varredura vertical do teor de água ao longo das plantas, em perfis. Sua aplicação, no entanto, depende de calibração com resultados de medições diretas.

Valores medidos da capacidade máxima de armazenamento de água de chuva por diversos tipos de cobertura vegetal podem ser encontrados em Woolhiser et al. (1990) e Morgan et al. (1998).

3.4.3.3 - Medição da evapotranspiração

O uso de lisímetros é considerado o procedimento padrão para a medição direta da evapotranspiração (solo com cobertura vegetal) ou da evaporação (solo não vegetado) da água do solo. O lisímetro é um equipamento constituído de uma caixa de solo enterrada, em que apenas a parte superior é exposta à atmosfera, com ou sem a presença de vegetação, em que a água que entra no sistema (chuva ou irrigação) é medida, bem como a quantidade de água percolada e a variação do conteúdo de água no solo (tensiometria, sonda TDR, sonda de nêutron, pesagem, ou outro) e, por meio do balanço hídrico aplicado no volume da caixa, determina-se a evapotranspiração real, de referência ou a evaporação, dependendo do tipo de aplicação.

Existem diversos tipos de lisímetros, como o de drenagem ou percolação, o de pesagem e o de nível do lençol freático constante. Podem-se separar os tipos de lisímetros em duas categorias, os de pesagem e os sem pesagem. Nos de pesagem, a evaporação ou evapotranspiração é determinada diretamente pela medição dos fatores necessários para realização do balanço de massa, enquanto que nos sem pesagem considera-se, normalmente, a variação da água no solo como desprezível em intervalos de tempo mais longos (Aboukhaled et al., 1982; Silva, 1996). Os lisímetros de pesagem são considerados os melhores equipamentos para medir a evapotranspiração de culturas (Aboukhaled et al., 1982). Com o desenvolvimento ocorrido na área de eletrônica e a popularização de sensores como a célula de carga, a construção de lisímetros de pesagem tornou-se mais viável (Allen e Fischer, 1990; Campeche, 2002).

3.4.3.4 - Monitoramento da vazão

Existem equipamentos que podem ser mantidos no campo para o monitoramento contínuo da vazão, entretanto, em geral, esses dados são obtidos de forma indireta, por meio do levantamento contínuo e sistemático do nível da água no curso d'água. Posteriormente, os níveis medidos são convertidos em vazão utilizando a relação existente entre esses dois parâmetros, representada pela equação que descreve a curva-chave de vazão de uma determinada estação. Para a definição dessa curva, são efetuadas medições de vazão e nível, simultaneamente, abrangendo a maior amplitude possível de variação desses valores no local.

O monitoramento do nível da água pode ser efetuado de forma manual ou automática. O método manual depende de um observador que, em intervalos de tempo pré-definidos, faz a leitura de réguas instaladas nos cursos d'água. No caso das estações automáticas, as réguas também são instaladas, porém apenas para calibração e verificação do desempenho do equipamento.

São muitos os sensores utilizados para a obtenção de dados de nível d'água automaticamente, em que se destacam os seguintes: os de bóia e contrapeso e os de pressão. Dentre os sensores de pressão, os mais utilizados são os de bolha e os transdutores de pressão, em que ambos têm como princípio básico a medida da diferença entre a pressão em determinada profundidade no rio e a pressão atmosférica local, por meio da qual se calcula quantos metros de coluna d'água (m.c.a) estão acima do sensor afogado no rio em um dado momento. Lima et al. (2005), por exemplo, utilizaram com sucesso o transdutor de pressão de tensiômetros eletrônicos, que são equipamentos aplicados na medição da tensão da água no solo, no monitoramento da variação do nível da água em rios (pressão).

O uso da relação área-velocidade é o mais utilizado para a medição de vazão em rios. Nesse método, a seção transversal do rio é geralmente dividida em áreas as quais têm suas velocidades médias representativas medidas com o uso de correntômetros (aparelhos para medir a velocidade de corrente). A determinação das áreas é efetuada com auxílio de réguas, trenas, guinchos, equipamentos eletrônicos de sondagem e/ou sensores de profundidade, sendo a definição do método a ser utilizado dependente de características da seção e de equipamentos disponíveis. Com relação aos tipos de correntômetros existentes,

os mais utilizados são os molinetes hidrométricos, que permitem a determinação das velocidades em um ponto da seção por meio da contagem do número de rotações de um eixo preso a hélices em um dado período de tempo; entretanto, o uso de equipamentos que utilizam o princípio do efeito *Doppler* vem crescendo entre hidrólogos de todo o mundo, principalmente entre os que trabalham com grandes rios. Esses aparelhos determinam a velocidade da corrente por meio da medição da mudança dos padrões de frequência de ondas de luz (ex. *Laser Doppler Velocimeters* - LDV) ou sonoras (ex. *Acoustic Doppler Velocimeter* - ADV; *Acoustic Doppler Current Profiler* - ADCP) emitidas pelo equipamento e refletidas por partículas em movimento no curso d'água. Inicialmente, os equipamentos com tecnologia *Doppler* foram utilizados para medições de vazão em grandes rios, entretanto, atualmente, já existem versões com maiores frequências que, segundo os fabricantes, já estão aptos a medir cursos d'água menores, com até 30 cm de profundidade (Sontek, 2006).

Com base nos dados de nível e vazão medidos determina-se a curva-chave da estação, por meio da qual a sua série temporal de nível é convertida em série temporal de vazão do curso d'água em uma dada seção.

Tendo-se a série temporal de vazões na seção (hidrograma ou fluviograma), pode-se discriminar a fração da vazão proveniente do escoamento superficial ou subterrâneo (de base). Essa separação pode ser efetuada por métodos geoquímicos (Baillie et al., 2005), gráficos (Linsley et al., 1982; Chow et al., 1988; Nathan e McMahon, 1990; Frohlich et al., 1994; Rutledge, 1998; Wittenberg e Sivapalan, 1999), com o uso de filtros (Chapman, 1999; Furey e Gupta, 2001) ou analíticos (Birtles, 1978), sendo todos aproximações que buscam representar a relação existente entre os fluxos superficiais e subterrâneos.

Nathan e McMahon (1990) analisaram diferentes regras utilizadas na aplicação de métodos gráficos e concluíram que mesmo os mais refinados não podem ser considerados como integralmente de base física. Linsley et al. (1982) destacaram que as soluções gráficas são limitadas, por exemplo, quando dois ou mais eventos de chuva se sobrepõem, não as recomendando para a separação do escoamento de base em longos intervalos de tempo. No entanto, os métodos gráficos, em função de suas diferentes considerações e regras, sem um embasamento físico adequado, podem gerar diferentes estimativas do escoamento de base

para uma mesma cheia, contudo, mesmo com suas limitações, esses métodos ainda são bastante utilizados (Furey e Gupta, 2001).

Comparando métodos gráficos, de filtro e analíticos, Furey e Gupta (2001) observam que poucas das técnicas gráficas e de filtro possuem alguma base física e, quando isso ocorre, é apenas na parte que representa a recessão da hidrógrafa. Assim, mesmo que os resultados desses métodos se aproximem da realidade, não podem ser considerados de base física. Os autores afirmam que apenas os modelos analíticos são realmente de base física, tanto na fase de subida quanto na de recessão da hidrógrafa; entretanto, o maior número de parâmetros requeridos acaba dificultando a aplicação desses modelos e a representação correta dos dados de escoamento de base observados.

3.4.3.5 - Estimativa do armazenamento da água no solo

A água pode ser armazenada tanto na zona saturada quanto na zona não-saturada do solo. O monitoramento da variação da quantidade de água presente na zona não-saturada pode ser feito por meio de medições contínuas e sistemáticas do teor de umidade do solo em diferentes profundidades, enquanto na zona saturada faz-se o acompanhamento da variação do nível do lençol freático (Lima, 2000).

A determinação da quantidade de água armazenada na zona saturada do solo entre dois instantes pode ser efetuada multiplicando-se a variação medida do nível piezométrico pela porosidade livre de água no solo (Sokolov e Chapman, 1980), a qual corresponde à porosidade de drenagem da água no solo para uma dada tensão (Queiroz et al., 1995). Destaca-se que alguns autores (Pizarro, 1978; Millar, 1988) consideram a porosidade drenável como um parâmetro constante e equivalente à macroporosidade do solo, representando, aproximadamente, a diferença entre os conteúdos de água no solo na saturação e na tensão de 60 kPa. Entretanto, essa condição assume que o processo de drenagem interna cessa quando o solo atinge esse nível de tensão, o que não condiz com a realidade (Queiroz et al., 1995). Daí a justificativa para o uso do conceito de porosidade livre de água em estudos envolvendo a interface entre as zonas saturada e não-saturada do solo, que é descrita como a diferença entre o conteúdo de água no solo saturado e na condição atual.

O monitoramento da umidade do solo na zona não-saturada é uma prática importante em estudos de balanço hídrico, tendo aplicação em diversas áreas do conhecimento. No caso dos sistemas agrícolas, em que o crescimento das plantas e a produtividade das culturas têm maior relação com a umidade no solo do que com qualquer outro elemento meteorológico isolado, inclusive a chuva (Baier e Robertson, 1968), esse monitoramento é fundamental.

Em estudos hidrológicos, o solo é o principal meio de transporte e de armazenamento da água. Nas camadas de solo mais próximas da superfície, os processos de movimentação da água, por meio da infiltração, evaporação, absorção pelas plantas, redistribuição e drenagem, ocorrem de forma mais dinâmica, o que demanda maior detalhamento espaço-temporal desse monitoramento.

Existem diferentes métodos, diretos e indiretos, para a determinação do conteúdo de água no solo e que podem ser empregados na realização dessa atividade de monitoramento. O método considerado como padrão é o gravimétrico (Rawls et al., 1992), que consiste em medir diretamente o peso da água presente em determinada amostra de solo em relação ao seu peso seco em estufa à 105 °C. Os métodos indiretos estimam a umidade do solo a partir da medição de outra propriedade que pode ser relacionada ao seu conteúdo de água em um dado momento. Entre os métodos indiretos, destacam-se: os tensiométricos (tensiômetros); os radiométricos (sonda de nêutron); os de resistência elétrica (bloco de gesso); os de reflectometria no domínio do tempo - TDR; os de capacitância ou reflectometria no domínio da frequência - FDR (sondas de capacitância); os químicos (*speedy*); e os de reflexão ou emissão de radiação (sensoriamento remoto).

O método gravimétrico é considerado o método padrão em virtude de sua elevada precisão, contudo trata-se de um método destrutivo, o que impossibilita a realização de duas medições em um mesmo local, e, além disso, é demorado e trabalhoso, o que muitas vezes inviabiliza o seu uso para áreas maiores.

O uso de tensiômetros é muito comum em áreas irrigadas, em que o teor de umidade é mantido próximo à capacidade de campo. Em ambientes naturais, sua utilização é limitada aos períodos chuvosos, uma vez que seu limite de aplicação varia apenas de 0 a 70 kPa de tensão, que é normalmente ultrapassado nos períodos de estiagem.

O uso de sondas de nêutrons, apesar de ser um método preciso, necessita ser calibrado em cada ponto de amostragem, no entanto, não é possível a calibração desses equipamentos em solos com cascalho (Lima, 2000). O elevado custo de aquisição do equipamento acaba sendo compensado pelo número de medições que ele pode fazer em um curto intervalo de tempo, em diferentes locais e profundidades, com um único equipamento. Sua grande desvantagem está no uso de materiais radioativos, requerendo cuidados especiais em relação a sua manutenção, o seu armazenamento e a sua operação.

O método Bouyoucos ou bloco de gesso se baseia na relação entre a condutividade elétrica do solo e seu conteúdo de água. Apesar de sua simplicidade e baixo custo, em virtude de suas limitações, Muñoz-Carpena (2004) afirma que a aplicação desse método é limitada para pesquisas científicas. Os blocos de gesso podem sofrer alterações com o tempo, em função da deposição de argila e dissolução do gesso, especialmente em solos mais salinos, perdendo sua calibração. Suas medições são influenciadas pela temperatura e, além disso, não abrange a faixa de tensão entre 0 e 30 kPa, ou seja, quando a umidade está próxima à saturação.

O método TDR se baseia na mensuração da permissividade dielétrica aparente do solo, que possui alta correlação com o seu teor de água. A medição da permissividade consiste em avaliar o tempo entre a emissão de um pulso eletromagnético em um meio condutor e a recepção de seu reflexo (Fellner-Feldegg, 1969). Já o método FDR mede a capacitância.

Os equipamentos do tipo TDR e FDR podem ser agrupados na mesma categoria porque ambos têm como princípio de funcionamento as variações das características eletromagnéticas do solo (Evelt et al., 2006). Apesar da vantagem dos métodos eletromagnéticos poderem ser incorporados em equipamentos eletrônicos com portabilidade adequada à aquisição automática de dados e o seu armazenamento em campo, seus resultados podem apresentar problemas de precisão e acurácia (Evelt e Steiner, 1995; Baumhardt et al., 2000; Kelleners et al., 2004a, 2004b),.

Em geral, os sensores de capacitância (FDR) têm maior flexibilidade do que os equipamentos do tipo TDR no que se refere à forma e frequência de operação dos equipamentos, admitindo a construção de sondas multisensores. Assim, é possível, com um

único equipamento, em campo, realizar o levantamento e o armazenamento de dados de umidade do solo em diferentes profundidades e intervalos de tempo, fazendo com que esse tipo de equipamento seja visto como uma excelente ferramenta para o monitoramento da variação do conteúdo de água no solo em áreas maiores. No entanto, como qualquer tipo de equipamento destinado à medição indireta de propriedades do solo, sua aplicação carece de verificação da qualidade dos dados gerados e de comprovação do grau de fidelidade das medidas com a realidade que se pretende caracterizar.

O método *Speedy* baseia-se na reação da água com o carbureto de cálcio, liberando acetileno dentro de um recipiente fechado, gerando pressão, lida em um manômetro. Essa pressão é proporcional ao teor de umidade da amostra. Este é um método rápido, simples e barato, porém indicado apenas para estudos que não requerem muita precisão (Martins e Paiva, 2001).

Em relação às medições da variação do nível do lençol freático com o tempo, geralmente faz-se a abertura de poços piezométricos de observação na região de interesse. Uma vez instalados os poços, o nível do lençol é medido por meio da introdução de qualquer tipo de instrumento que permita a identificação da distância entre o topo da superfície do terreno ao nível da superfície da água (freática) no interior do solo. Assim sendo, uma vara, um barbante ou uma trena com um peso na extremidade podem ser suficientes para efetuar esse tipo de medição. Porém, medições com maior agilidade e precisão podem ser obtidas com equipamentos elétricos acoplados a sistemas de carretilha e trena, que são de fácil construção e amplamente disponíveis no mercado, ou sensores de nível eletrônicos com sistemas de armazenamento de dados (*dataloggers*), como os limnígrafos.

4 - MATERIAL E MÉTODOS

Neste capítulo são apresentados os procedimentos e materiais utilizados na busca pelo cumprimento das metas estabelecidas para o trabalho, quais sejam: o levantamento de dados primários e secundários para caracterizar e representar as áreas de estudo, possibilitando a aplicação de um modelo distribuído de base física nesses ambientes; e a caracterização da ferramenta a ser utilizada na modelagem.

4.1 - CARACTERIZAÇÃO E INSTRUMENTAÇÃO DAS ÁREAS DE ESTUDO

A primeira etapa do trabalho consistiu na definição de áreas representativas do ambiente de estudo que, em seguida, passaram pelos processos de caracterização e instrumentação para o monitoramento hidrológico. Desenvolveu-se uma estação de monitoramento para o apoio a estudos de modelagem hidrológica em uma dimensão, denominada Estação Olhos d'Água. Para a realização dos estudos de modelagem em escala de bacia, em três dimensões, foi implantada uma bacia experimental representativa de áreas agrícolas do bioma Cerrado, a Bacia Experimental do Alto Rio Jardim.

4.1.1 - Estação Olhos D'Água

Neste item são apresentados os procedimentos e os resultados dos processos de caracterização e instrumentação da Estação Olhos D'Água de monitoramento de processos hidrológicos para o apoio a estudos do fluxo da água em uma dimensão.

4.1.1.1 - Caracterização da área da estação

Na escolha do local de implantação da Estação Olhos D'Água, considerou-se a representatividade do ambiente em relação às áreas agrícolas do bioma Cerrado (clima, relevo, solo e uso), além das condições de infraestrutura existentes, como a possibilidade de instalação de um sistema de irrigação e a facilidade de acesso.

O local selecionado para a instalação da estação foi uma área de 100 m² (10 x 10 m) dentro dos campos experimentais da Embrapa Cerrados, nas coordenadas 15°36'01,0'' Sul e 47°42'37,1'' Oeste, em Planaltina, no Distrito Federal (Figura 4.1).



Figura 4.1 - Localização da Estação Olhos D'Água no Distrito Federal.

Além do sistema de irrigação próprio instalado na estação, a área se encontra sob a influência de um pivô-central de cerca de 9 hectares, conhecido como “Pivô da Área de Solos”, utilizado em diversas pesquisas realizadas na Embrapa Cerrados, sendo submetida a constante atividade agrícola desde a década de 1980. As principais culturas plantadas na área são: feijão, soja, trigo, cevada e milho.

O clima na região de estudo é classificado como “Tropical de Savana” (Codeplan, 1984), caracterizado pela existência de duas estações do ano bem definidas, uma chuvosa, que vai de outubro a março, e uma seca, compreendida entre os meses de abril e setembro. A precipitação média na área é de aproximadamente 1.500 mm.ano⁻¹.

No local da Estação Olhos D'Água, o solo é classificado como Latossolo Vermelho de textura média, presente em grande parte do Cerrado (Reatto et al., 1998). As características físico-hídricas e o relevo suave das áreas de Latossolo desse bioma favorecem a sua ocupação para fins agrícolas. A declividade média do terreno na vertente onde foi implantada a Estação Olhos D'Água foi medida com o uso de nível topográfico, sendo igual a 3%.

Os solos da área da estação foram caracterizados nas seguintes profundidades: 10, 20, 30, 40, 60 e 100 cm. Esses pontos foram escolhidos em função das profundidades de monitoramento do teor de umidade do solo com o uso da sonda de capacitância de perfil do tipo Delta-T PR2/6.

A textura do solo foi avaliada por meio dos métodos de peneiramento e pipetagem (Embrapa, 1997). O primeiro foi utilizado para a separação das frações de areia das amostras, enquanto o segundo foi aplicado na determinação dos teores de argila e silte. Foram realizadas três repetições de cada profundidade na análise granulométrica.

A densidade do solo (densidade aparente) foi determinada utilizando o método do anel volumétrico, enquanto a medição da densidade de partículas foi efetuada por meio da determinação do volume de álcool necessário para completar a capacidade de um balão volumétrico contendo a amostra de solo seca em estufa (Embrapa, 1997). Essas análises também foram efetuadas em três repetições por profundidade.

Para a determinação da condutividade hidráulica saturada em laboratório, utilizou-se o método do permeâmetro de carga constante (Klute, 1965) com seis repetições dessa análise por profundidade. O maior número de repetições na determinação desse parâmetro foi adotado por causa da maior variabilidade natural dessa medida observada em campo.

As curvas de retenção de água no solo nas profundidades analisadas foram efetuadas em laboratório, em três repetições, utilizando o método da centrífuga. Foram obtidos oito pontos da curva, seguindo os valores de tensão recomendados por Silva et al. (2006) para latossolos do Cerrado, sendo eles os de 1, 3, 6, 10, 35, 84, 611 e 1.515 kPa. Destaca-se, ainda, que o tempo de centrifugação para a obtenção de cada ponto da curva de retenção foi de duas horas (Silva e Azevedo, 2002). Destaca-se que, seguindo esses procedimentos, obtêm-se resultados equivalentes entre os métodos da centrífuga e da câmara de pressão Richards (Reatto et al., 2008). O ajuste da equação de van Genuchten (1980) aos pontos determinados em laboratório foi efetuado por meio do método dos mínimos quadrados aplicado com o auxílio da ferramenta “Solver” do programa Microsoft Excel. Foram analisadas três amostras de cada solo.

Neste estudo, o índice de armazenamento da água drenável (*Storativity*) foi considerado como o espaço poroso preenchível com água entre a saturação medida e o conteúdo de água correspondente à tensão de 10 kPa. Esse ponto é normalmente considerado como o limite entre a macroporosidade e a microporosidade em solos do Cerrado (Reichardt, 1988). No caso, esse indicador de drenagem é expresso em termos de uma relação entre a porosidade drenável e a saturação do espaço poroso, que pode ser representado pela seguinte expressão:

$$S_t = 1 - \frac{\theta_{10\text{kPa}}}{\theta_s} \quad (4.1)$$

em que:

S_t : índice de armazenamento de água drenável no solo (*Storativity*);

$\theta_{10\text{kPa}}$: conteúdo de água no solo na tensão de 10 kPa;

θ_s : conteúdo máximo de água no solo, correspondente à saturação medida.

Os resultados das análises efetuadas para a caracterização dos solos no local da Estação Olhos D'Água são apresentados na Tabela 4.1.

Tabela 4.1 - Características físico-hídricas médias dos solos na Estação Olhos D'Água.

Parâmetro	Unid.	Profundidade (cm)					
		10	20	30	40	60	100
Argila	%	60,0	60,5	62,1	62,1	64,1	63,8
Silte	%	3,8	3,7	3,7	3,8	2,6	2,3
Areia	%	36,2	35,8	34,2	34,1	33,4	33,9
θ_s	g.g^{-1}	0,531	0,545	0,487	0,575	0,582	0,478
θ_r	g.g^{-1}	0,184	0,217	0,210	0,212	0,202	0,206
n	adm	1,3528	1,9080	1,6410	1,8499	1,6323	1,6878
α	kPa^{-1}	1,5193	0,6453	0,6264	0,6710	0,6740	0,5152
S_t	adm	0,4051	0,4924	0,3968	0,5087	0,4616	0,3902
ρ_s	g.cm^{-3}	1,05	1,04	1,12	1,02	0,99	1,08
ρ_p	g.cm^{-3}	2,46	2,53	2,56	2,49	2,53	2,56
K_s	mm.h^{-1}	997	867	514	655	418	234

Como se observa na Tabela 4.1, o teor de argila no solo cresce suavemente na medida em que aumenta a profundidade, tendo uma pequena variação entre 60 e 64%. Quanto ao teor de silte, até 40 cm de profundidade a porcentagem praticamente não varia, diminuindo nas

amostras mais profundas, a 60 e 100 cm. Em relação ao teor de areia, há um pequeno decaimento desse valor com o aumento da profundidade.

O conteúdo de água na saturação, representado pelo valor de θ_s , foi sensivelmente menor nas camadas de 30 e 100 cm, o que pode indicar uma condição mais compactada do solo, principalmente neste caso em que a textura do solo pouco varia ao longo do perfil. Os valores relativos ao conteúdo de água retido no solo, correspondentes ao θ_r , são praticamente os mesmos em todo o perfil, com uma pequena redução registrada na primeira camada de solo, a 10 cm de profundidade. Na Figura 4.2, são apresentadas as curvas de retenção médias do perfil de solos da Estação Olhos D'Água, ajustadas pela equação de van Genuchten (1980), cujos parâmetros (θ_s , θ_r , n e α) estão indicados na Tabela 4.1.

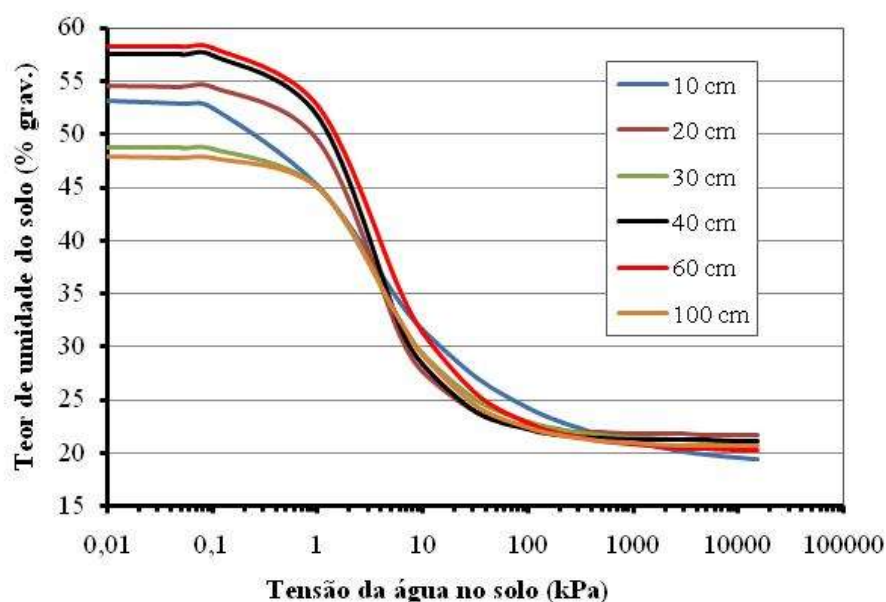


Figura 4.2 - Curvas de retenção da água nos solos do perfil analisado no local da Estação Olhos D'Água.

Na Figura 4.2, com base na comparação das curvas apresentadas, é possível afirmar que a 30 cm de profundidade houve um processo de compactação do solo, o que pode ser resultado das passagens de grade-aradora no terreno anteriormente à implantação da Estação Olhos D'Água, formando o chamado “pé de grade”. Esse fato também se reflete na densidade do solo, visto que o maior valor obtido foi justamente a 30 cm de profundidade, corroborando a hipótese de sua compactação. Outra característica influenciada por essa compactação trata-se da condutividade hidráulica saturada do solo

(K_s), que é menor na camada de 30 cm, que também teve sua capacidade de armazenamento de água reduzida, o que é refletido na redução de seu valor de S_1 .

4.1.1.2 - Instrumentação da estação

A definição dos processos a serem monitorados foi efetuada com base na necessidade de dados para a aplicação da equação do balanço hídrico em um perfil de solo de um metro de profundidade e nos pontos de controle de interesse para a aplicação e a verificação de diferentes modelos hidrológicos. Assim, optou-se por monitorar as seguintes fases do ciclo hidrológico na área de controle da estação: precipitação, escoamento superficial, drenagem subsuperficial e variação do armazenamento de água no solo. Desta forma, utilizando-se a equação do balanço hídrico, por diferença, tem-se a evapotranspiração real no local.

A estação foi implantada com as seguintes estruturas de monitoramento: 4 aspersores setoriais de aplicação de água para simulação de chuva; 1 pluviôgrafo automático de balança; 3 calhas de escoamento superficial (40 x 180 cm), uma com o fundo vedado, uma com o solo nu e outra com solo coberto por vegetação plantada; 2 calhas para coleta do fluxo subsuperficial (10 x 100 cm), uma instalada a 35 cm e outra a 80 cm de profundidade; e 2 tubos de acesso para o monitoramento da umidade do solo até 100 cm de profundidade, utilizando uma Sonda Delta-T de perfil do tipo PR2/6.

Na Figura 4.3 é apresentada uma foto das três calhas de escoamento superficial sob diferentes condições de cobertura.



Figura 4.3 - Três calhas de monitoramento do escoamento superficial sob diferentes condições de cobertura (fechada, com vegetação e com solo nu).

A calha fechada funciona como um grande pluviôgrafo, contudo, em virtude do caminho que a água tem que percorrer até o sensor e da rugosidade do fundo da calha, seu tempo de resposta é atrasado em relação ao pluviôgrafo instalado na área.

Na Figura 4.4 é apresentado o detalhamento do sistema de captação de água que chega ao final da calha e é conduzida, em seguida, para o sensor de pesagem.



Figura 4.4 - Detalhamento do sistema de captação de água das calhas de escoamento superficial.

Na foto da esquerda (Figura 4.4) é apresentada a calha de captação sem a sua proteção superior, a mistura de areia grossa com pedrisco usada como filtro e o furo que leva a água, por meio de uma mangueira, até o sensor de pesagem, que será apresentado posteriormente. Na foto do meio, esse material filtrante está em sua posição correta, protegendo o sensor dos sedimentos provenientes da erosão hídrica provocada pelo escoamento superficial. Na foto da direita, o sistema já está pronto para a operação, instalado de forma que a água que chega ao sensor seja apenas aquela proveniente do escoamento na calha.

Para a instalação das duas calhas de coleta do fluxo subsuperficial (10 x 100 cm), uma a 35 cm e outra a 80 cm de profundidade, foi aberta uma trincheira, de forma que a área de influência sobre cada uma delas fosse mantida com a estrutura intacta (Figura 4.5).



Figura 4.5 - Trincheira aberta para a instalação das calhas de coleta de escoamento subsuperficial.

As calhas de drenagem de escoamento subsuperficial foram feitas com tubulação de PVC com 10 cm de diâmetro e um metro de comprimento, partida ao meio, e com tampões colados em suas extremidades. Um furo foi feito em uma das pontas do dreno, aquela que ficará mais baixa, para onde a água escorrerá dentro da calha e sairá do sistema de captação para ser conduzida ao sensor de pesagem, através de uma mangueira. Sobre o furo da calha foi colada uma tela fina para a retenção dos resíduos, mas de forma a não retardar significativamente o escoamento da água para o sistema de pesagem. Dentro dessas calhas, fez-se um filtro de areia grossa e pedrisco e, posteriormente, todo o sistema foi revestido com fibra geotêxtil, de forma que o fluxo de água fosse minimamente retardado e tanto o dreno quanto o local de pesagem fossem protegidos dos sedimentos. No momento da instalação dos drenos, todo o cuidado foi tomado para que a face superior do sistema ficasse em contato direto com o solo, favorecendo a sua eficiência na captação da água de drenagem.

Todas as calhas, tanto as de drenagem quanto as de escoamento superficial, têm o fluxo de água conduzido para um recipiente de acumulação monitorado por células de carga, onde o volume de água captado e armazenado é pesado nos intervalos de tempo desejados. As células de cargas utilizadas têm capacidade nominal de 5 kg e o recipiente sobre elas é feito de tubo PVC de 25 cm de diâmetro. Quando a água atinge determinado nível dentro do recipiente, um sistema de sifonamento entra automaticamente em funcionamento,

esvaziando-o rapidamente. Esse sistema de monitoramento desenvolvido é apresentado em detalhes na Figura 4.6.



Figura 4.6 - Sistema de coleta, armazenamento e pesagem da água captada pelas calhas de escoamento superficial e drenagem da Estação Olhos d'Água.

O sistema de monitoramento da umidade do solo foi composto por dois tubos de acesso para o uso da Sonda Delta-T PR2/6 de monitoramento da umidade do solo a 10, 20, 30, 40, 60 e 100 cm de profundidade (Figura 4.7).

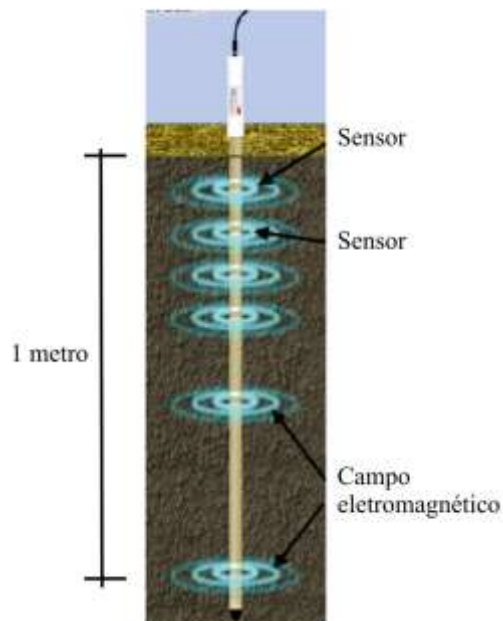


Figura 4.7 - Equipamento de monitoramento da umidade do solo utilizado (sonda de capacitância Delta-T PR2/6 de perfil).

Na Figura 4.8 é apresentada uma foto que mostra a configuração geral da Estação Olhos d'Água com todos os seus equipamentos, bem como um esquema desse sistema de coleta de dados para apoio a estudos hidrológicos em escala unidimensional.

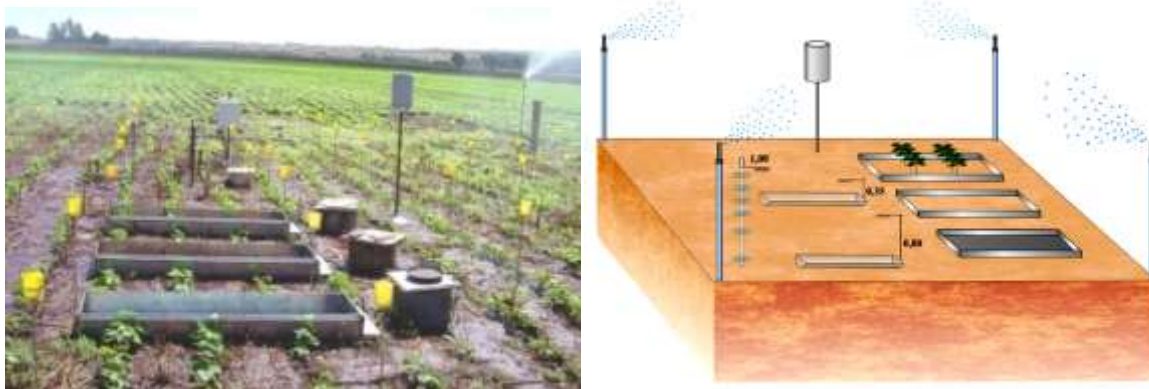


Figura 4.8 - Foto e esquema mostrando a configuração geral da Estação Olhos d'Água.

Todos os sensores apresentados na Figura 4.8 foram conectados a um leitor e armazenador de dados (*datalogger*), que pode ser programado para obter informações em intervalos de tempo que se tenha interesse. O abrigo construído para a proteção e facilitação do acesso ao *datalogger*, bem como o próprio equipamento utilizado, são apresentados na Figura 4.9.



Figura 4.9 - Abrigo de alvenaria onde fica instalado o *datalogger* da Estação Olhos d'Água e o próprio *datalogger*.

Como o *datalogger* utilizado só tinha oito portas diferenciais e o número de sensores para esse tipo de entrada era igual a 12 (voltagem da bateria; 3 calhas de escoamento superficial; 2 calhas de drenagem; e 6 dados da Sonda Delta-T), foi necessário o uso de um multiplexador para a conexão de parte dos sensores ao *datalogger*.

Após a instalação e a conexão de todo o sistema, foi preciso desenvolver e inserir um programa no *datalogger* para a leitura e o armazenamento de dados.

Com o sistema funcionando e transferindo dados para o *datalogger*, procedeu-se a calibração dos equipamentos em campo para a verificação da qualidade dos resultados obtidos sob condições reais de operação.

A calibração das células de carga dos sistemas de captação das calhas de escoamento superficial (Figura 4.10) e de drenagem do escoamento subsuperficial (Figura 4.11) foi efetuada por meio da adição de volume de água conhecido nos recipientes de coleta e da leitura simultânea dos respectivos valores apontados no *datalogger*.

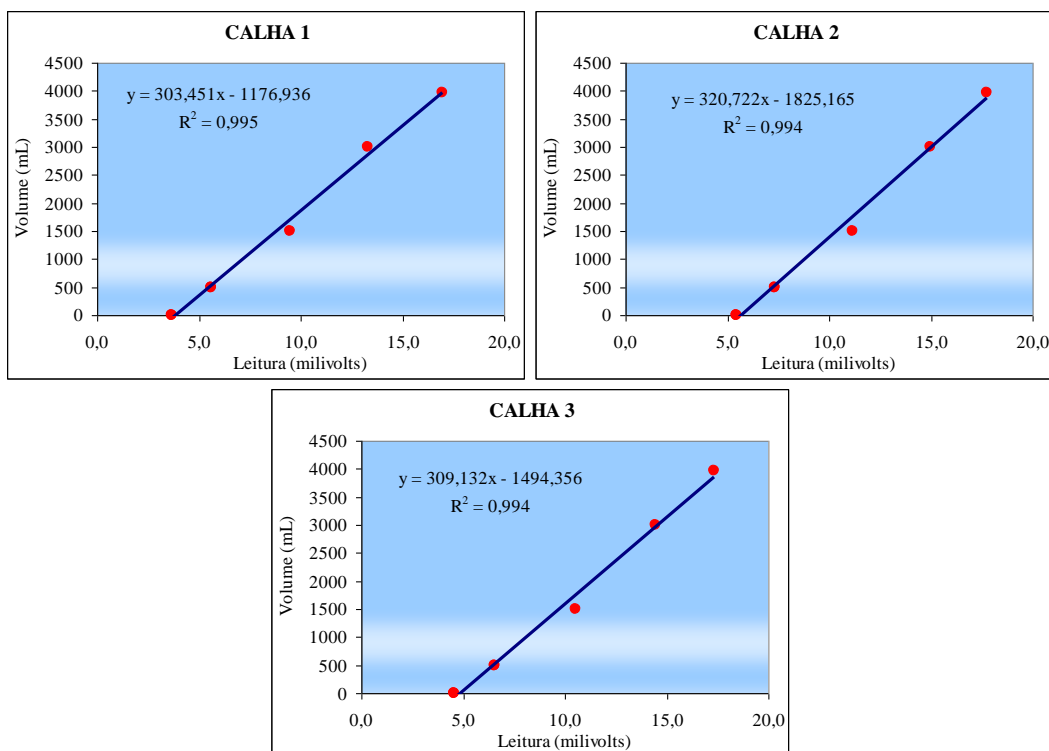


Figura 4.10 - Curvas de calibração das células de carga das três calhas de monitoramento do escoamento superficial instaladas na Estação Olhos d'Água.

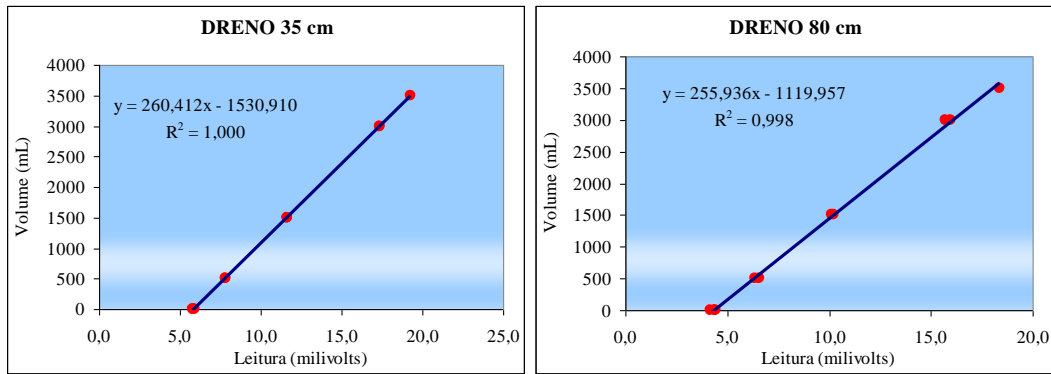


Figura 4.11 - Curvas de calibração das células de carga das duas calhas de drenagem instaladas na Estação Olhos d'Água.

Como se pode observar nas Figuras 4.10 e 4.11, as curvas de calibração das células de carga instaladas no campo para o monitoramento dos volumes de água captados pelas calhas de escoamento superficial e de drenagem são excelentes, apresentando coeficientes de determinação (R-quadrado) acima de 0,994.

Em relação à Sonda Delta-T de perfil, a equipe não logrou êxito na transferência de dados para o *datalogger*, uma vez que as informações obtidas com o equipamento de leitura próprio da sonda eram diferentes daquelas registradas no *datalogger*. Além disso, não foi obtida qualquer relação entre esses dados. Diante desse problema, foram testadas diferentes formas de conexão e de programação do sistema, mas, por fim, decidiu-se por desconectar a Sonda Delta-T do *datalogger*, porém mantendo o equipamento na Estação Olhos d'Água para possibilitar a leitura manual de seus dados em eventos específicos. Cabe destacar que existem *dataloggers* exclusivos para esse tipo de sonda, comercializados pela sua própria fabricante. O processo de calibração da sonda será apresentado num momento seguinte, pois outros dados foram considerados além daqueles coletados na Estação Olhos D'Água.

Para verificar a uniformidade de distribuição da água pelo sistema de irrigação instalado para a simulação de chuva na área da Estação Olhos d'Água, efetuaram-se testes de uniformidade das lâminas aplicadas. Com base nos resultados obtidos, foram feitos ajustes no sistema de irrigação da área, tais como a modificação dos bicos e do posicionamento dos aspersores, sendo o resultado obtido antes do início da operação da estação apresentado na Figura 4.12.

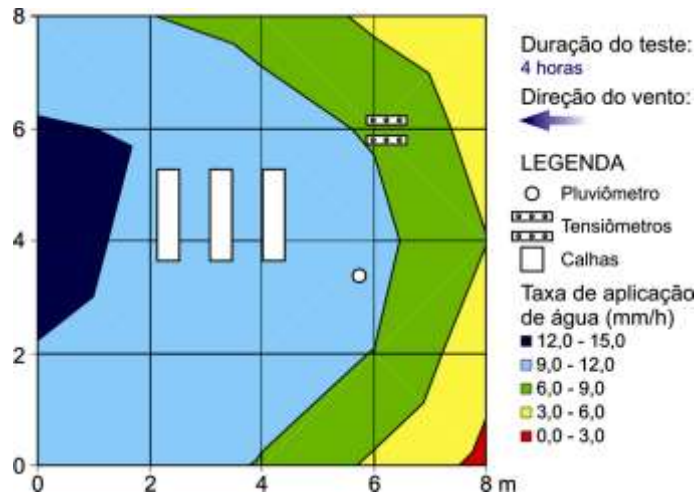


Figura 4.12 - Resultados do teste de uniformidade de aplicação de água do sistema de irrigação da Estação Olhos d'Água.

A influência do vento na distribuição da água na área é facilmente notada na Figura 4.12. Como se observa, o sistema apresenta uma variabilidade significativa na distribuição da água de irrigação. Os coeficientes de uniformidade de Christiansen (CUC) e o de Distribuição (CUD) do sistema foram iguais a 0,74 e 0,53, respectivamente. Esses dados indicam a necessidade de monitoramento da distribuição espacial da água aplicada na área quando forem efetuadas as simulações de chuva utilizando o sistema de irrigação da Estação Olhos d'Água.

4.1.2 - Bacia Experimental do Alto Rio Jardim

Neste item serão apresentados os procedimentos e os resultados dos processos de caracterização e instrumentação da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim (BEARJ).

4.1.2.1 - Caracterização geral da área da bacia

O processo de escolha da área para a implantação de uma bacia experimental considerou diversos critérios, tais como: a representatividade da bacia em relação às características climáticas, geológicas, pedológicas, de relevo e de uso e ocupação do ambiente de interesse; a existência de risco de conflito pelo uso da água; a carência de informações hidrológicas; a facilidade de acesso; e a existência de locais tecnicamente apropriados e seguros para a instalação de equipamentos (adaptado de Castro et al., 2003). Escolheu-se como local de estudo a área da Bacia do Alto Rio Jardim, localizada no Distrito Federal, a

cerca de 30 km da sede da Embrapa Cerrados e de 50 km do centro de Brasília. Situada na parte leste do Distrito Federal, entre as latitudes 15,71° e 15,86° S e as longitudes 47,55° e 47,64° W, a Bacia Experimental do Alto Rio Jardim está numa região central em relação à área contínua do bioma Cerrado (Figura 4.13), o que minimiza os efeitos das interações com outros biomas.

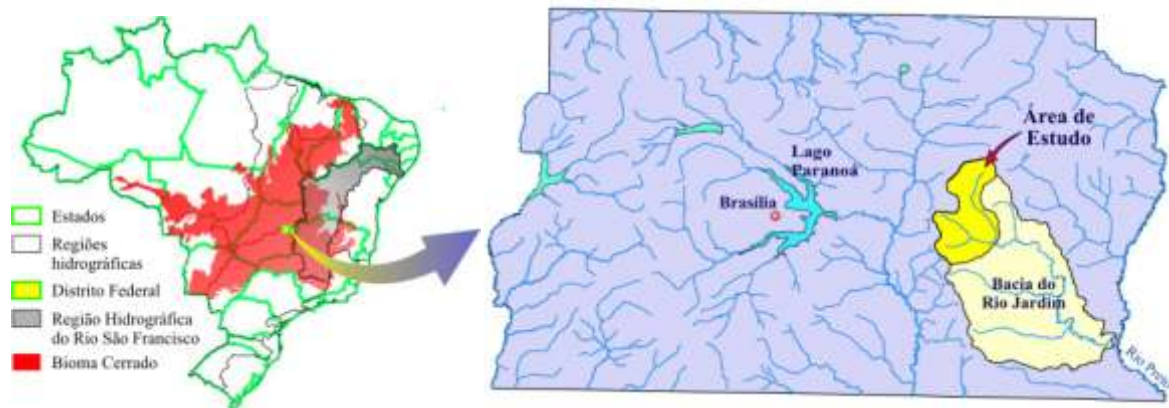


Figura 4.13 - Localização da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim em relação ao Brasil, às suas regiões hidrográficas, à área contínua do bioma Cerrado e ao Distrito Federal.

Em relação às grandes regiões hidrográficas brasileiras (CNRH, 2003), a bacia do rio Jardim está inserida na região do rio São Francisco. O rio Jardim é afluente do rio Preto, que deságua no Paracatu, importante contribuinte da margem esquerda do rio São Francisco.

A Bacia Experimental do Alto Rio Jardim possui área de drenagem total de 104,86 km², dividida em duas bacias principais, a do Córrego Estanislau (49,71 km²) e a do próprio Rio Jardim (55,15 km²). Na Figura 4.14, são apresentados os cursos d'água perenes (rios e córregos) da área de estudo.



Figura 4.14 - Hidrografia da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim.

Seguindo a classificação de Köppen, o clima predominante na região é do tipo “Tropical de Savana” (Codeplan, 1984). O clima na bacia é típico da região de Cerrado, apresentando duas estações bem definidas: verão chuvoso e inverno seco. O período seco começa entre os meses de março e abril e termina, geralmente, entre setembro e outubro. Nos demais meses ocorre o período chuvoso. Em termos de totais anuais, a precipitação média na área varia entre 1.000 mm a 1.700 mm, aproximadamente, sendo que mais de 80% da chuva, em geral, ocorre entre os meses de outubro e março.

A hidrogeologia da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim é constituída, em seu domínio poroso, pelos sistemas P₁, P₂ e P₄. O domínio fraturado é composto pelos sistemas Paranoá (subsistemas Q₃/R₃ e R₄), Canastra (subsistema F) e Bambuí, conforme apresentado na Figura 4.15.

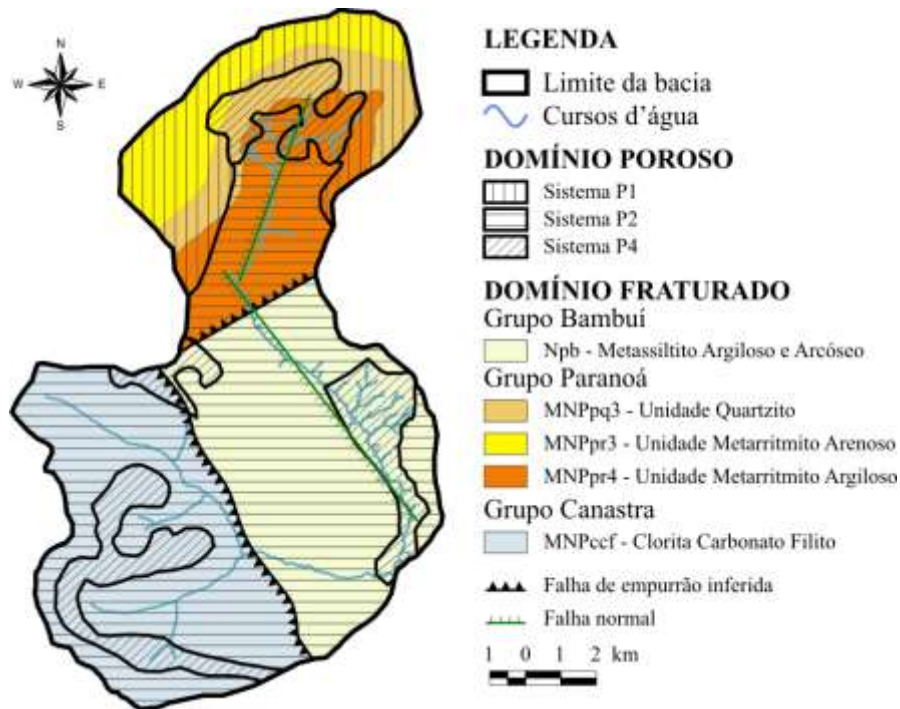


Figura 4.15 - Hidrogeologia da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim (adaptado de Freitas-Silva e Campos, 1998).

Quanto aos aspectos pedológicos, na Figura 4.16 e 4.17 são apresentados os resultados do levantamento semi-detalhado (1:50.000) dos solos da bacia.

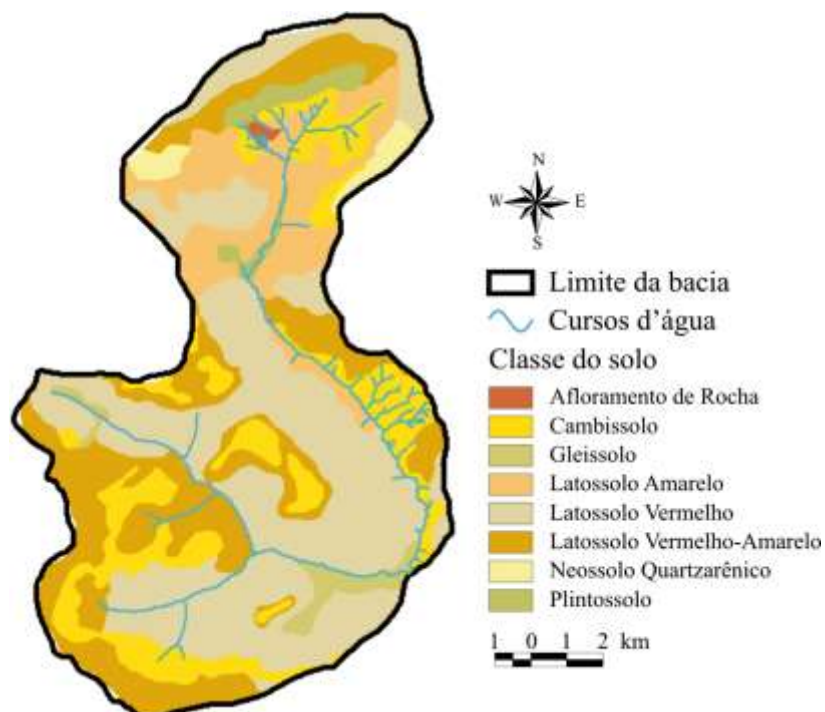


Figura 4.16 - Classe dos solos da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim (adaptado de Reatto et al., 2000).

Com base nos dados da Figura 4.16, observa-se que grande parte da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim (76,38%) é composta por Latossolos, 16,68% é de Cambissolos e o restante é repartido entre as classes Plintossolo (2,54%), Gleissolo (2,41%), Neossolo Quartzarênico (2,09%) e, ainda, uma pequena parcela de Afloramentos de Rocha (0,24%). Reatto et al. (1998) afirmam que a grande parte (46%) da área contínua do bioma Cerrado é coberta por Latossolos, que é comumente ocupado para fins agrícolas, o que reforça a escolha da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim como área de estudo representativa desse tipo de ambiente na região.

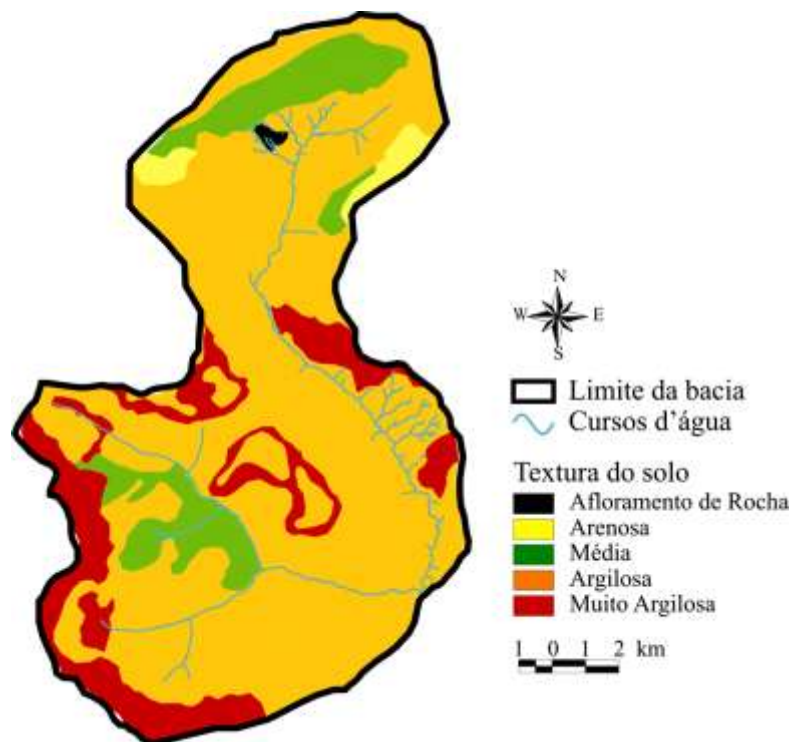


Figura 4.17 - Textura dos solos da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim (adaptado de Reatto et al., 2000).

Em relação à textura dos solos, observa-se na Figura 4.17 que grande parte da bacia é constituída por solos argilosos, com algumas áreas com solos muito argilosos e de textura média, e pouca presença de solos arenosos e afloramento de rocha.

Na Figura 4.18 é apresentado o modelo digital de elevação (MDE), gerado a partir do mapa planialtimétrico da região do Alto Rio Jardim, que possui curvas de nível a cada cinco metros de variação da altitude (Codeplan, 1991). A interpolação dos dados representados pelas curvas de nível foi efetuada por meio do método TIN (*Triangulated Irregular Networks*).

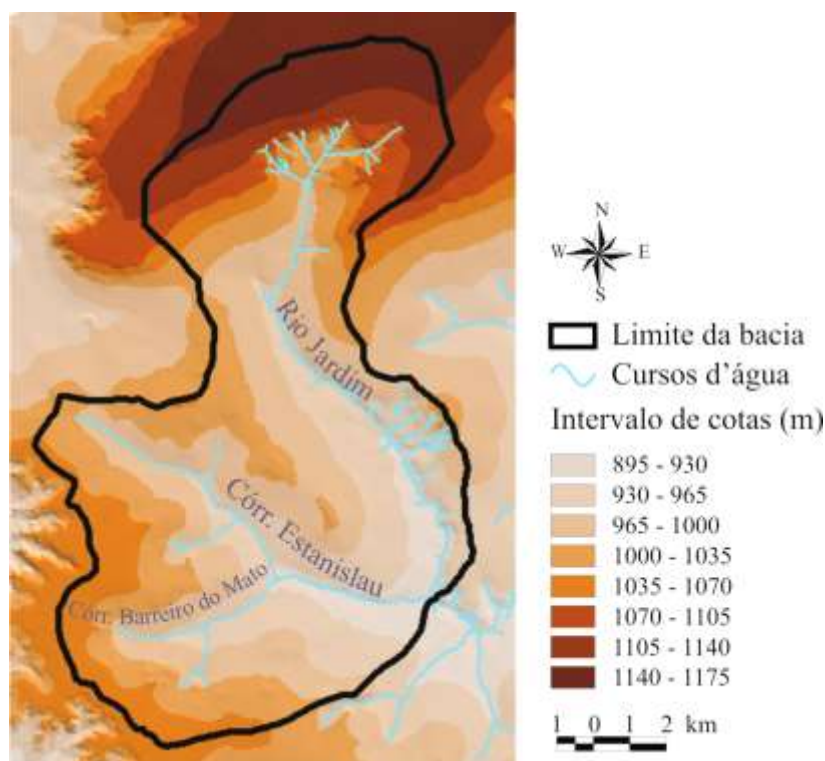


Figura 4.18 - Modelo digital de elevação (MDE) e hidrografia da região da Bacia do Alto Rio Jardim.

Com base nos dados apresentados na Figura 4.18, observa-se que a altitude na foz da bacia, logo a jusante da confluência do Rio Jardim com o Córrego Estanislau, é de cerca de 900 metros acima do nível do mar, enquanto que em suas partes mais altas esse valor chega a 1.175 metros. A maior variação da altitude, de 275 metros, ocorre na parte da bacia correspondente à área de drenagem do próprio rio Jardim, que segue no sentido norte-sul. A extensão desse trecho, da foz ao divisor de águas, é de aproximadamente 15 km e, assim, sua declividade média é de $1,05^\circ$ (1,8%). No Córrego Estanislau, considerando a extensão desde seu ponto mais alto ao mais baixo (cerca de 11 km), a declividade média é igual a $0,63^\circ$ (1,1%). Já na Bacia do Córrego Barreiro do Mato, essa declividade é maior, igual a $1,32^\circ$ (2,3%).

A partir do MDE, foi produzido o mapa de declividade do terreno na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim (Figura 4.19).

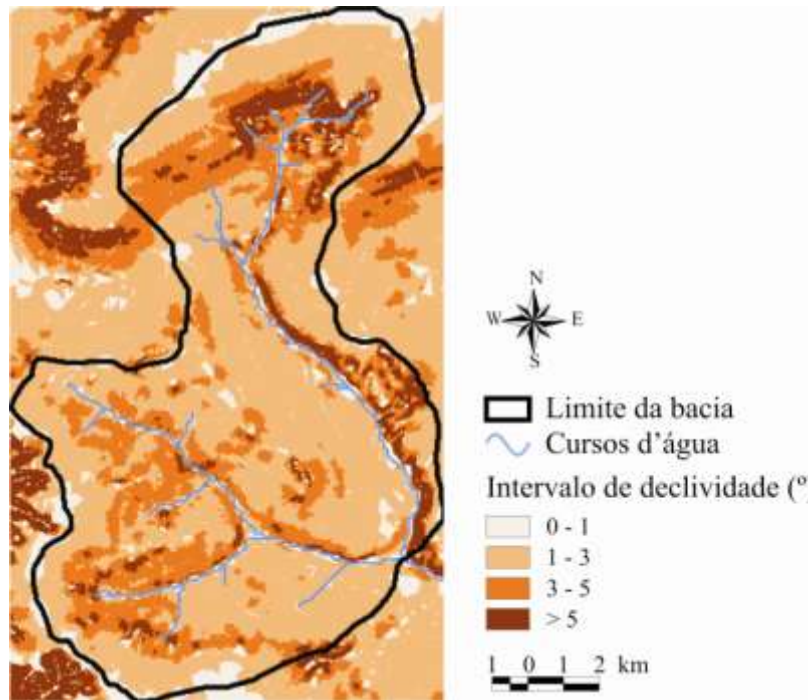


Figura 4.19 - Declividade do terreno na Bacia do Alto Rio Jardim.

Como se observa na Figura 4.19, a maior parte da bacia experimental apresenta declividades entre 1 e 3 graus, ou seja, valores baixos, que não trazem qualquer restrição à exploração agrícola. Valores menores do que esses, entre 0 e 1 grau, são encontrados apenas em alguns trechos do leito maior dos cursos d'água e dos topos de chapada. Os trechos com declividade entre 3 e 5 graus (5,23 e 8,73%) dificultam e requerem mais cuidados, mas não são impeditivos à prática agrícola. Esses valores são mais encontrados nas bordas de chapada, próximo às cabeceiras do Rio Jardim e do Córrego Estanislau. As maiores declividades na bacia, acima de 5 graus, são encontradas no início da drenagem do Rio Jardim e ao longo de sua margem esquerda. Analisando conjuntamente o mapa de declividades (Figura 4.19) e o mapa pedológico da bacia (Figura 4.16), observa-se que, em geral, as áreas de maior declividade estão associadas aos Cambissolos. Essas áreas têm, geralmente, baixa aptidão agrícola.

Quanto ao uso e à ocupação do solo na área da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim, destaca-se sua inserção na principal região agrícola do Distrito Federal. As principais atividades desenvolvidas na área da bacia são: cultivo de grãos (soja, feijão, milho, sorgo), algodão, cítricos, café, mandioca e hortaliças; criação de aves e de gado. A proximidade do mercado consumidor, a infraestrutura existente para o escoamento da produção e as características climáticas da região, típica do bioma Cerrado, com duas estações bem

definidas, fazem da irrigação uma prática bastante utilizada na área da bacia. Existem apenas dois sistemas de irrigação por pivô-central na área de estudo, um de cerca de 90 ha, na parte alta da Bacia do Rio Jardim, e outro de 30 ha, na Bacia do Córrego Estanislau. Destaca-se que muitos agricultores utilizam outros métodos de irrigação, com predominância do uso da aspersão convencional.

Lima et al. (2007), a partir da classificação da imagem de satélite apresentada na Figura 4.20, determinaram que, em 2003, a situação da bacia era a seguinte: 76,4% ocupada para fins agrícolas (pasto, agricultura irrigada ou de sequeiro), 14,9% de Cerrado, 7,5% de mata (ciliar ou de galeria), cerca de 1,0% de solo exposto e edificações, e o restante, aproximadamente 0,2%, de água.



Figura 4.20 - Imagem Landsat ETM+ da região da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim em 18.07.2003, apresentada em composição colorida RGB das bandas 4, 3 e 2.

A grande aptidão agrícola da região é destacada por Spera et al. (2002), que concluíram que cerca de 70% de toda a área da Bacia do Rio Jardim, que tem 540 km² e engloba a área da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim, possui aptidão agrícola para a exploração de lavouras anuais e perenes, 10% da área é adequada para uso como pastagem, e apenas 20% não tem aptidão agrícola. Essas proporções determinadas para toda a bacia se aproximam

dos valores de percentual de uso obtidos por Lima et al. (2007) na área da bacia experimental (105 km²).

O desenvolvimento agrícola ocorrido na região, aliado à implantação indiscriminada de sistemas de irrigação e à falta de informações sobre as suas condições hidrológicas, faz da bacia do rio Jardim uma zona de constantes conflitos pelo uso da água em períodos mais secos (Dolabella, 1996).

4.1.2.2 - Instrumentação da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim

A decisão sobre os dados que deveriam ser levantados na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim foi tomada com base na equação do balanço hídrico, nos principais processos hidrológicos de interesse do trabalho, na disponibilidade de equipamentos e recursos financeiros para a instalação de infraestrutura e nas potencialidades de aplicação e verificação de modelos hidrológicos distribuídos de base física. Assim, decidiu-se pelo monitoramento das seguintes variáveis hidrológicas na bacia: precipitação; umidade do solo na zona não-saturada; nível do lençol freático; e vazão nos cursos d'água.

Foram instaladas as seguintes estruturas de monitoramento hidrológico na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim: pluviômetros automáticos para o monitoramento da chuva; estações fluviométricas automáticas para a medição sistemática do nível da água nos rios; poços piezométricos para o acompanhamento da variação da profundidade do lençol freático; e tubos de acesso para medição da umidade do solo até um metro de profundidade, utilizando a sonda Delta-T PR2/6 de perfil.

A escolha dos locais a serem instaladas as estações foi balizada na análise de imagens de satélite e de bases de dados georreferenciados da região, bem como em visitas à bacia para a verificação, *in loco*, das condições de acesso e de segurança dos locais, bem como da permissão dos chacareiros em ter estações da Embrapa em suas propriedades. Buscou-se distribuir as estações de forma a possibilitar a representação da variabilidade espacial das informações medidas na área da bacia, bem como a caracterização dos seus diferentes ambientes.

Para o monitoramento da precipitação, foram adquiridos quatro pluviôgrafos de balança automática (Figura 4.21). Esses equipamentos registram a chuva em intervalos de 0,25 mm, gravando o horário de ocorrência dessas lâminas em um armazenador de dados (*datalogger*).



Figura 4.21 - Estação automática de monitoramento da chuva na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim (Estação Chácara 100).

Diversas campanhas foram realizadas para a definição dos locais adequados para a instalação de estações fluviográficas automáticas, quando foram buscados trechos de rio retilíneos e com seções transversais bem definidas, na medida do possível. O monitoramento da vazão foi efetuado de forma indireta, por meio da utilização de sensores de nível da água em determinados locais nos cursos d'água da bacia (limnigrafos automáticos com armazenadores de dados) e da curva-chave de vazão de cada estação. Na confecção das curvas-chave, foram efetuadas medições de vazão em diferentes níveis da água, utilizando os seguintes equipamentos: molinete hidrométrico e ADV-Flowtracker. Buscou-se representar, da melhor forma possível, as vazões correspondentes a toda a faixa de variação de nível da água nos locais onde as estações foram instaladas. Em função do tempo de concentração do escoamento nos pontos de medição, o intervalo de tempo de obtenção dos dados nessas estações foi de 10 minutos. Em cada local de monitoramento da vazão foram instaladas régua limnimétrica e pontes feitas com toras de eucalipto, facilitando as atividades de medição e coleta de dados (Figura 4.22).



Figura 4.22 - Estrutura das estações fluviográficas da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim.

Na locação dos poços piezométricos, além da busca por dados bem distribuídos no espaço, possibilitando um melhor resultado no posterior processo de interpolação, tentou-se abranger áreas com as principais classes de solo presentes na bacia. Buscou-se a intensificação do monitoramento e o alinhamento de poços, atravessando transversalmente a área da bacia, do divisor de águas da margem esquerda ao da margem direita, para possibilitar um detalhamento maior dos dados em algumas regiões. A frequência normal de medições nas estações piezométricas foi de 30 dias, contudo, nas zonas com maior densidade de estações, as medições foram feitas a cada 15 dias para a verificação da adequabilidade das medições mensais.

Na Figura 4.23 é apresentado o detalhamento da configuração e dos procedimentos utilizados na instalação dos poços.

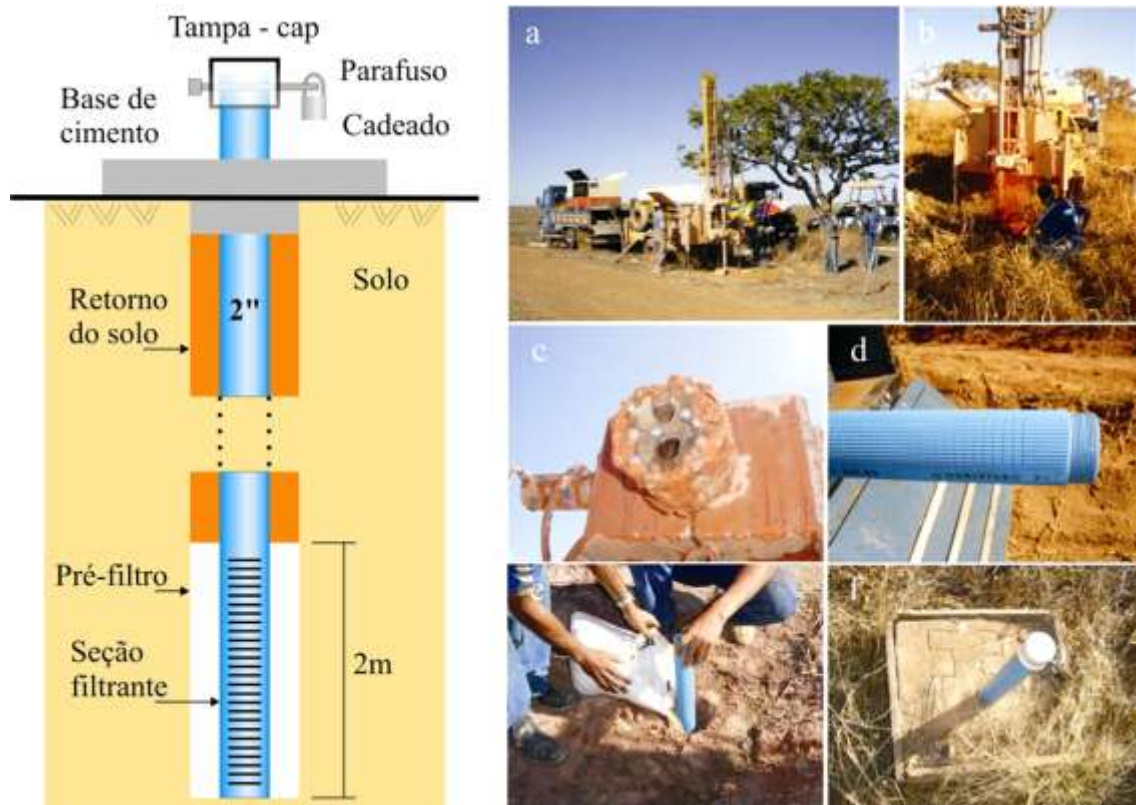


Figura 4.23 - Estrutura dos poços piezométricos instalados na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim e detalhes do processo de construção.

As fotos apresentadas na Figura 4.23 mostram os seguintes detalhes: (a) vista geral do equipamento montado para a perfuração do solo; (b) perfuratriz em funcionamento com injeção de ar; (c) broca utilizada; (d) seção filtrante; (e) introdução do pré-filtro; e (f) acabamento do poço. Destaca-se que nas profundidades em que a perfuração ficava mais lenta, onde o solo apresentava maior resistência à penetração, no lugar da injeção de ar no sistema, era introduzida água, possibilitando a continuidade do trabalho. É importante destacar que a seção filtrante (foto d), diferentemente do restante da tubulação utilizada, apresenta ranhuras que permitem a entrada e a saída de água do poço. O pré-filtro ajuda na proteção da seção filtrante, evitando que as suas ranhuras sejam entupidas por partículas de solo.

No caso do monitoramento da variação da umidade do solo na zona não-saturada, buscou-se a utilização de uma sonda de capacitância de perfil da Delta-T *Devices Ltd.*, a PR2/6. Esse tipo de equipamento foi escolhido em decorrência do fato de possibilitar o levantamento de dados de forma rápida e não-destrutiva, em diversos locais, uma vez que trabalha com tubos de acesso previamente instalados no solo. Com o uso dessas sondas, a

umidade do solo foi medida nas seguintes profundidades: 10, 20, 30, 40, 60 e 100 cm. Os tubos de acesso foram instalados em locais próximos de poços piezométricos para facilitar a logística de campo; e em locais com tipo de solo adequado ao uso de sondas como, por exemplo, solos sem a presença de cascalho. O intervalo de tempo entre medições com as sondas foi de 15 dias. Para a verificação da necessidade e da possibilidade de calibração desses equipamentos, também foram efetuadas, simultaneamente, algumas medições de umidade do solo por meio do método gravimétrico.

Na Figura 4.24 é apresentada a infraestrutura instalada para o monitoramento dos processos hidrológicos na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim, composta por: 4 estações pluviográficas automáticas; 5 estações fluviográficas automáticas; 56 poços piezométricos; e 9 tubos de acesso para o monitoramento da umidade do solo até um metro de profundidade.

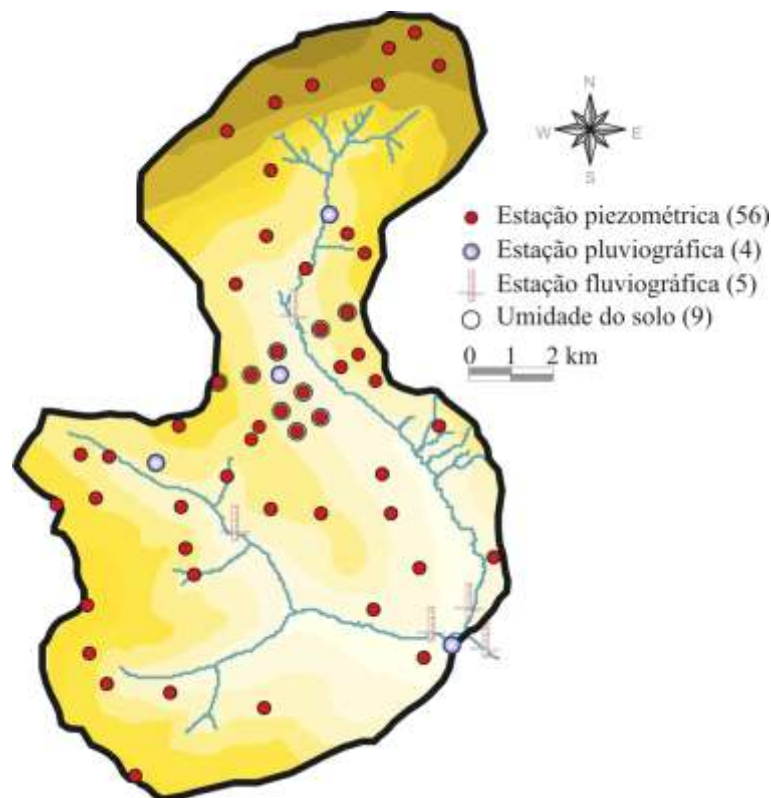


Figura 4.24 - Rede hidrométrica da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim.

Na Figura 4.25 são apresentadas as estações fluviográficas instaladas nos rios da bacia, com suas respectivas identificações e áreas de drenagem, bem como a identificação das estações pluviográficas. Na Figura 4.26 são identificados os poços piezométricos.

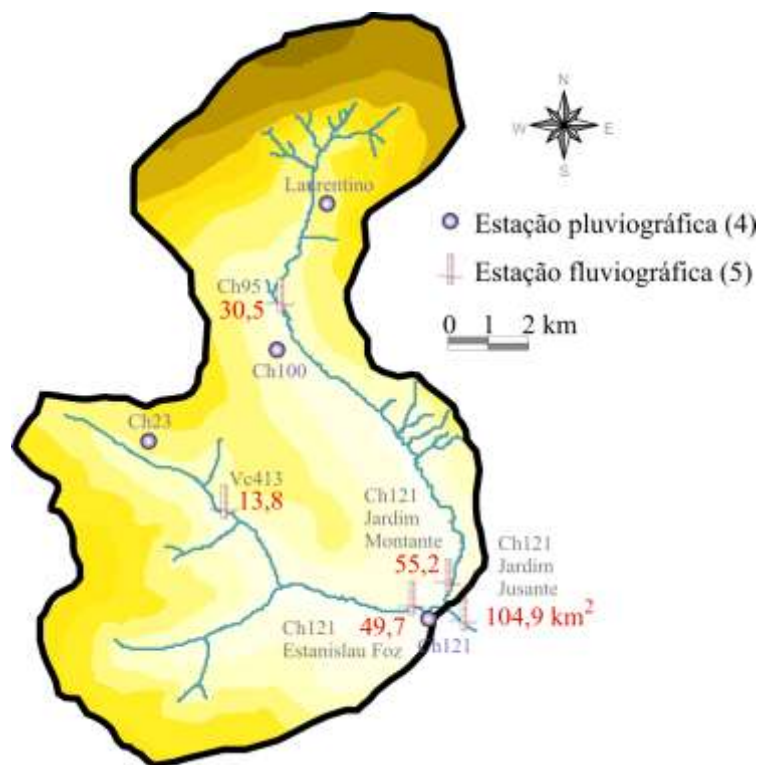


Figura 4.25 - Identificação das estações pluviográficas e fluviográficas instaladas na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim, bem como as respectivas áreas de drenagem das estações fluviográficas.

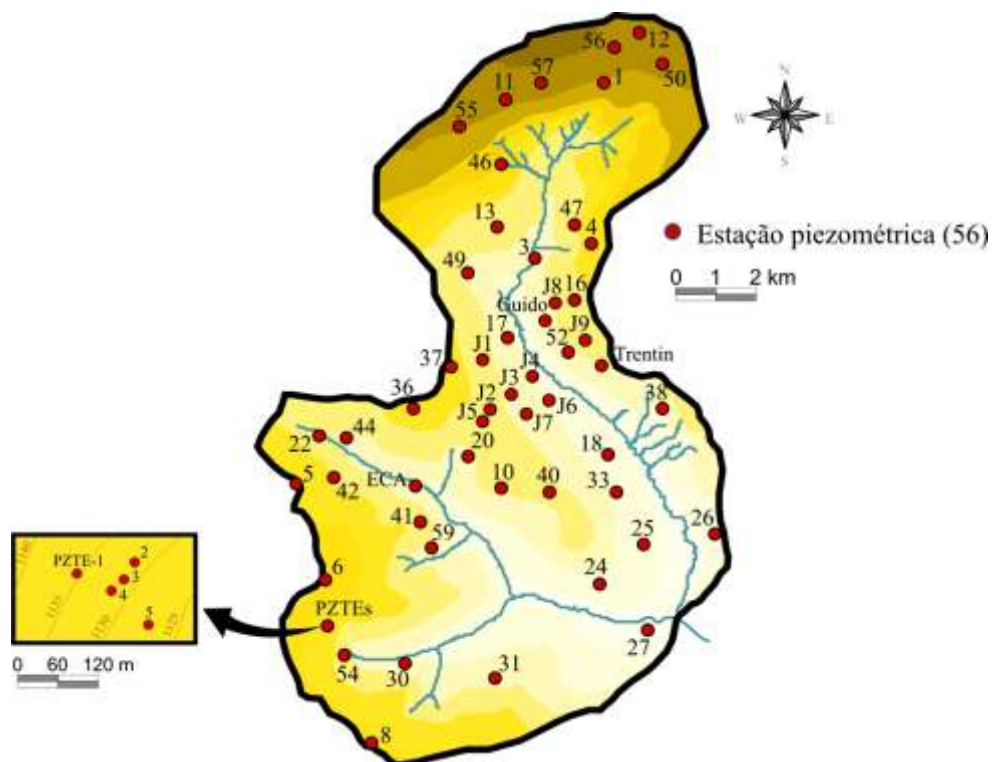


Figura 4.26 - Identificação das estações piezométricas instaladas na bacia.

Em relação aos dados climáticos de temperatura, umidade relativa, radiação solar e velocidade do vento, necessários para a estimativa da evapotranspiração de referência pelo método de Penman-Monteith (Allen et al., 1998), foram utilizados aqueles medidos na estação meteorológica da Embrapa Cerrados (CPAC-Principal), que fica a cerca de 30 km de distância da área de estudo.

4.1.2.3 - Características físico-hídricas dos solos nos locais dos poços

A aplicação de modelos de simulação do fluxo subterrâneo da água depende do conhecimento de características físico-hídricas dos solos, tais como: a curva de retenção de água no solo; e a condutividade hidráulica saturada do solo.

Os procedimentos de levantamento das curvas de retenção de água do solo e da condutividade hidráulica saturada do solo na zona não-saturada foram os mesmos adotados na área da Estação Olhos D'Água (item 4.1.1.1), quais sejam: o método da centrífuga e o método do permeâmetro de carga constante, respectivamente.

Os valores dos parâmetros (S_s , S_r , A e n) da equação de van Genuchten, que descreve a curva de retenção de água no solo, foram obtidos por meio do ajuste da curva gerada pela equação aos pontos determinados em laboratório, utilizando o método dos mínimos quadrados.

Buscou-se coletar amostras em todos os locais de instalação dos poços piezométricos, nas seguintes profundidades: 15-20 e 60-65 cm. Na presença do lençol freático ou de cascalho, foi impossível a coleta de amostras indeformadas com o cilindro de Kopecky, impossibilitando a caracterização completa dos solos nesses pontos. Nos locais de instalação de tubos de acesso para o uso da sonda de capacitância do tipo Delta-T PR2/6, foram coletadas amostras nas seguintes profundidades: 10, 20, 30, 40, 60 e 100 cm. Em todos os casos, também foram analisados a textura, a densidade do solo, a densidade de partículas e o teor de matéria orgânica, seguindo os métodos apresentados em Embrapa (1997) e Embrapa (1999).

Na zona saturada do solo, abaixo do nível do lençol freático, a condutividade hidráulica foi medida utilizando-se a técnica conhecida como *Slug Test* (Phil e Chen, 1996), sendo a

análise dos dados efetuada por meio do método de Hvorslev (1951) modificado, conforme apresentado a seguir.

O primeiro passo adotado para o uso do método de Hvorslev (1951) foi medir o nível estático (NL) da água no poço, utilizando um cabo graduado com uma bóia elétrica na ponta que, ao alcançar o nível da água, fecha o circuito elétrico acionando um sinal sonoro. Em seguida, foi introduzido no poço um cano de 1,5 m de comprimento, 1 polegada de diâmetro e com as extremidades vedadas. Por meio da medida do cabo de aço que prendia esse cano e do conhecimento prévio do nível estático do poço, certificou-se que o cano estava totalmente imerso no poço durante todo o procedimento. A sonda de monitoramento do nível da água desceu no poço logo acima do cano, pois, assim, foi possível a medição da variação máxima do nível da água logo após a introdução completa do cano na água (h_0). Deste momento em diante, foram efetuadas leituras do nível da água nos menores intervalos de tempo possíveis entre a leitura e a anotação dos dados, o que só foi aumentando na medida em que a variação do nível passou a ser mais lenta. Esse procedimento só foi interrompido quando o nível não variava mais entre intervalos de tempo maiores que 15 minutos, ou quando o nível estático era atingido. Esses dados foram tabulados em uma planilha, onde foi verificada a relação entre a variação do nível da água no poço após a introdução do cano (h_{st}/h_0) e o tempo decorrido do teste, conforme indicado na Equação 4.2.

$$\frac{h_{st}}{h_0} = \frac{NL - h_t}{NL - h_i} \quad (4.2)$$

em que:

h_{st} : variação do nível medida no tempo t (L);

h_0 : variação máxima do nível da água (L);

NL: nível estático da água no poço piezométrico (L);

h_t : nível da água no poço no tempo t (L);

h_i : nível da água no poço no tempo inicial, imediatamente após a ascensão da água (L).

Após a determinação dos valores de h_{st}/h_0 de todos os pontos medidos, efetuou-se um gráfico para a representação desses dados em relação ao tempo, como exemplificado na Figura 4.27.

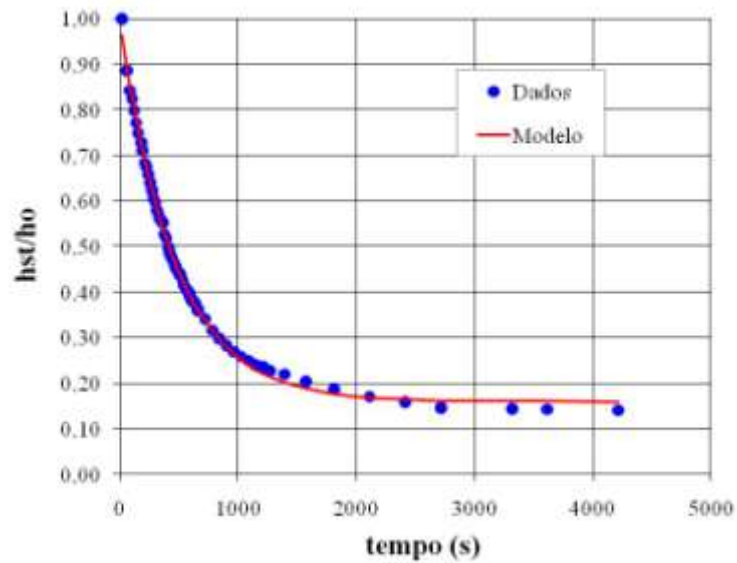


Figura 4.27 - Variação da relação de h_{st}/h_0 ao longo do tempo no poço piezométrico PJ1 da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim.

O modelo utilizado no ajuste da curva gerada, representado pela linha vermelha mostrada no gráfico da Figura 4.27, é o seguinte:

$$\frac{h_{st}}{h_0} = Ae^{Bt} + C \quad (4.3)$$

em que:

t: tempo decorrido a partir do início do teste (T);

A, B e C: parâmetros de ajuste do modelo (adimensionais).

Em relação à Equação 4.3, cabe destacar que na proposta original de Hvorslev (1951) não existe o parâmetro “C”, que foi introduzido para conceder maior flexibilidade no ajuste do modelo aos dados observados.

A equação sugerida por Hvorslev (1951) para o cálculo da condutividade hidráulica saturada (K_s) nos casos em que a relação entre o comprimento do filtro do poço (L_e) sobre o raio interno de seu tubo (r_e) é maior que oito é apresentada a seguir.

$$K_s = \frac{r_e^2 \ln\left(\frac{L_e}{R_p}\right)}{2L_e T_{37}} \quad (4.4)$$

em que:

r_e : raio externo da camada de pré-filtro (L);

R_p : raio interno do tubo do poço (L);

L_e : comprimento do filtro (L);

T_{37} : tempo necessário para o nível da água atingir 37% de sua variação máxima (T).

O valor de T_{37} corresponde ao tempo necessário para que h/h_0 seja igual a 0,37. Dessa forma, com base na Equação 4.5, tem-se que:

$$T_{37} = \frac{1}{B} \ln \left(\frac{0,37 - C}{A} \right) \quad (4.5)$$

Os resultados da caracterização dos solos nos locais de instalação dos poços piezométricos da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim, em diferentes profundidades, são apresentados nas Tabelas 4.2, 4.3 e 4.4.

Tabela 4.2 - Características físico-hídricas médias dos solos, a 15 cm de profundidade, nos locais de instalação dos poços piezométricos da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim.

Poço	Porosidade	Sr	n	A (m ⁻¹)	Storativity	K _s (10 ⁻⁴ m.s ⁻¹)
55	0,4978	0,3118	1,3243	8,4326	0,3499	0,9510
11	0,5579	0,3725	1,6875	4,4386	0,4112	5,6104
57	0,5254	0,3643	1,5599	8,9022	0,4524	6,5147
1	0,5446	0,3733	1,3058	10,5558	0,3263	3,0539
12	0,6044	0,3974	1,7360	9,7068	0,4916	3,0058
56	0,6298	0,3576	1,6827	8,3545	0,4947	3,8888
50	0,5652	0,3899	1,6693	7,9931	0,4615	2,9748
47	0,4989	0,2487	1,2399	39,5322	0,4421	2,5533
4	0,5468	0,4160	1,8490	2,9669	0,3673	1,4386
16	0,5718	0,4016	1,3898	17,7307	0,4053	1,5981
52	0,5518	0,4397	1,3602	8,7081	0,3080	2,0657
38	0,5462	0,2708	1,2329	21,3933	0,3746	3,9900
26	0,5384	0,4157	1,3945	16,2605	0,3920	3,3742
27	0,5390	0,0002	1,0965	19,8945	0,2539	0,0950
31	0,5772	0,4077	1,6520	5,1501	0,3957	2,2816
30	0,5752	0,3854	1,5848	4,7443	0,3765	1,0774
8	0,5466	0,4774	1,7952	5,6192	0,3941	1,7709
54	0,5913	0,4272	1,4880	20,4262	0,4427	4,7037
PZTE-1	0,5969	0,4201	1,6673	6,5293	0,4184	0,9509
PZTE-5	0,6188	0,3666	1,4348	11,4362	0,4171	4,8716
PZTE-4	0,5696	0,3997	1,4154	6,4800	0,3311	1,7841
PZTE-3	0,5720	0,4304	1,6136	5,1136	0,3674	3,4309
PZTE-2	0,5759	0,4357	1,8361	5,6120	0,4349	2,3779
6	0,5644	0,4832	1,7939	6,8454	0,4073	2,0730
59	0,5830	0,4391	1,6462	7,5210	0,4121	2,2086
ECA	0,5868	0,3331	1,3071	14,3193	0,3757	2,9617
5	0,5744	0,4182	1,7014	7,4997	0,4434	2,3976
22	0,5835	0,3881	1,4581	8,5101	0,3869	1,8383
44	0,5874	0,0001	1,0841	29,2966	0,2496	1,3735
36	0,5943	0,3838	1,5400	9,4558	0,4363	1,7460
20	0,5839	0,3669	1,3951	13,1143	0,4071	1,7561
37	0,5605	0,4360	1,5800	9,0459	0,4098	2,8448
10	0,5453	0,4038	1,5065	5,7530	0,3577	1,8362
40	0,5768	0,3867	1,4362	9,5884	0,3885	2,1650
24	0,5044	0,2932	1,1476	7,4077	0,1883	0,5982
25	0,5622	0,4516	1,6317	7,1090	0,3933	1,0579
33	0,5769	0,4175	1,5135	6,0603	0,3580	1,9159
18	0,5668	0,4350	1,5095	8,5685	0,3796	1,8410
17	0,6123	0,3927	1,5484	8,7584	0,4262	1,5246
49	0,6028	0,3490	1,5990	6,7274	0,4484	7,2294
3	0,5052	0,0002	1,0982	1,9584	0,0969	0,0226
13	0,5723	0,3687	1,6726	6,2285	0,4518	3,6398
46	0,5642	0,3586	1,4916	13,9825	0,4684	3,7411
J1	0,6140	0,4298	1,4717	8,8272	0,3699	0,7150
J3	0,5897	0,3845	1,2950	20,1834	0,3640	0,8500
J4	0,5853	0,4386	1,4563	11,1708	0,3776	1,2060
J6	0,6142	0,3546	1,3244	13,4434	0,3710	1,6990
J7	0,6177	0,3496	1,3342	20,4447	0,4153	2,6760

Tabela 4.3 - Características físico-hídricas médias dos solos, a 60 cm de profundidade, nos locais de instalação dos poços piezométricos da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim.

Poço	Porosidade	Sr	n	A (m ⁻¹)	Storativity	K _s (10 ⁻⁴ m.s ⁻¹)
55	0,5219	0,3401	1,6602	3,2454	0,3745	0,6183
11	0,5353	0,3690	1,2952	6,6745	0,2787	0,2316
57	0,5540	0,3368	1,8539	4,3724	0,4825	0,9584
12	0,5911	0,3993	1,7331	6,2851	0,4488	1,0284
56	0,5347	0,4774	1,3970	5,1172	0,2581	0,1371
50	0,5710	0,3716	1,9308	3,4694	0,4413	0,9850
47	0,4865	0,3138	1,5689	2,2560	0,2936	0,3417
4	0,5915	0,3642	1,8930	2,8591	0,4042	0,9795
16	0,5861	0,4100	1,8173	5,0689	0,4386	1,3474
52	0,5673	0,4334	1,4186	6,1987	0,3096	0,7627
38	0,5558	0,0550	1,1676	10,3594	0,3135	1,1959
31	0,5954	0,3816	1,7862	2,6658	0,3543	0,8823
30	0,6072	0,3626	1,7789	2,4106	0,3445	0,9394
8	0,5765	0,4314	1,8850	3,3031	0,3823	1,7180
54	0,5935	0,3983	1,7381	6,4324	0,4534	1,6323
PZTE-1	0,6093	0,3561	1,6307	6,3293	0,4482	0,4754
PZTE-5	0,6178	0,3513	1,6480	4,0350	0,3978	0,9495
PZTE-4	0,5632	0,4624	1,7104	4,3655	0,3565	1,3076
PZTE-3	0,5780	0,4466	1,5531	5,6512	0,3475	1,5935
PZTE-2	0,6042	0,3864	1,7105	5,0035	0,4249	1,2521
6	0,5685	0,4335	1,6563	5,9246	0,3953	1,8538
59	0,5780	0,3937	1,7366	9,7408	0,4950	2,3323
ECA	0,6095	0,3905	1,7424	2,9781	0,3564	1,0684
5	0,5888	0,3769	1,5131	6,5240	0,3912	1,0044
22	0,5709	0,4403	1,6279	6,6245	0,3933	2,4633
36	0,6116	0,3484	1,5378	3,6739	0,3441	0,3806
20	0,5223	0,5156	1,4793	11,2507	0,3349	3,6786
10	0,5745	0,3353	1,5372	4,6044	0,3832	0,4973
40	0,5877	0,3941	1,6407	3,9208	0,3652	1,0022
24	0,5578	0,4298	1,5660	3,5359	0,3058	2,2223
25	0,5518	0,4397	1,3602	8,7081	0,3080	0,9107
33	0,5865	0,4191	1,8189	2,6272	0,3382	1,1385
18	0,5485	0,4455	1,4741	5,1132	0,3072	1,0755
17	0,6199	0,3833	1,8449	3,6318	0,4197	1,1517
49	0,5846	0,4100	1,6591	5,5301	0,4048	1,4042
13	0,5630	0,3889	1,6399	7,8868	0,4516	1,6171
J1	0,6081	0,3779	1,3347	8,2672	0,3211	0,4930
J3	0,6145	0,3470	1,3097	14,6197	0,3716	0,8230
J4	0,5972	0,3984	1,4550	6,9401	0,3584	0,5080
J6	0,58011	0,4165	1,5678	6,2263	0,3825	1,1650
J7	0,58662	0,4099	1,4635	5,2393	0,3251	0,5410

Como se pode observar nas Tabelas 4.2 e 4.3, o número de poços em que foi possível efetuar a caracterização físico-hídrica é diferente entre as duas profundidades amostradas, a 15 cm e a 60 cm. Conforme citado anteriormente, isso decorre da impossibilidade de obtenção de amostras indeformadas em locais com a presença do lençol freático, bem como naqueles em que o solo é composto por partículas de cascalho.

Tabela 4.4 - Condutividade hidráulica saturada média dos solos na zona freática, medida por meio do *Slug Test* nos poços piezométricos da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim.

Poço	$K_s (10^{-4} \text{ m.s}^{-1})$	Poço	$K_s (10^{-4} \text{ m.s}^{-1})$	Poço	$K_s (10^{-4} \text{ m.s}^{-1})$
55	0,4138	54	0,5468	25	0,0009
11	0,4256	PZTE-1	1,3829	33	0,0033
57	0,0032	PZTE-5	1,8127	18	1,7815
1	0,5861	PZTE-4	0,7850	17	0,1452
12	0,2377	PZTE-3	0,0564	49	0,5192
56	2,7778	PZTE-2	1,2567	3	2,7778
50	0,6273	59	0,5305	13	1,0064
47	0,0335	41	0,3420	J1	0,0147
4	0,0984	42	0,8795	J2	0,0243
16	0,1852	5	0,0663	J3	0,0093
52	0,2684	22	0,6443	J5	0,1468
38	0,1790	44	1,2680	J6	0,6212
26	0,0034	36	0,0195	J7	0,0565
27	2,7778	37	0,0031	J8	0,0129
31	0,0308	10	0,0017	J9	0,1361
30	0,0747	40	0,0129		
8	0,5055	24	0,0186		

No caso das cisternas (ECA, Guido e Trentin) ou poços onde o lençol freático permanece muito raso, não foi possível a realização do *Slug Test*. Por isso alguns poços não são apresentados na Tabela 4.4. Em relação às demais características dos solos nos poços não apresentados na Tabela 4.4, destaca-se a dificuldade de coleta de amostras indeformadas na zona onde se encontra o lençol freático, tanto pela profundidade quanto pela condição de saturação do solo. Assim, não foi possível o levantamento das demais características dos solos sob essas condições.

Os resultados apresentados nas Tabelas 4.2, 4.3 e 4.4 indicam, por exemplo, que os valores da condutividade hidráulica saturada na camada de 15 cm de profundidade variam entre 0,0226 e $7,2294 \times 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$. Na profundidade de 60 cm, os valores obtidos ficaram entre 0,1371 e $3,6786 \times 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$. Na zona do lençol freático, a variação foi de 0,0009 a $2,7778 \times 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$. Nota-se nesses dados uma grande variabilidade, pois a 15 cm de profundidade os valores variaram em duas ordens de grandeza, a 60 cm variaram em uma ordem de grandeza e na zona freática variaram em quatro ordens de grandeza. Em relação às outras características apresentadas, a variabilidade dos dados é significativamente menor, facilitando o uso dos dados levantados como referência para áreas com solos que possuam alguma similaridade com os da área de estudo.

4.1.2.4 - Caracterização hidrológica da bacia

Na realização da caracterização hidrológica de uma determinada bacia, o ideal é que as séries temporais de chuva e vazão, por exemplo, sejam compostas por vários anos de dados. No caso da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim, como a sua instrumentação foi ocorrendo ao longo do tempo, com o apoio financeiro de diferentes projetos de pesquisa, utilizou-se o ano em que a maior quantidade de dados foi medida simultaneamente, período este referente ao ano hidrológico 2007/2008, utilizado como referência para os estudos de modelagem da bacia em termos anuais.

Na Figura 4.28, são apresentados os dados mensais de chuva medidos nas quatro estações pluviográficas instaladas na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim.

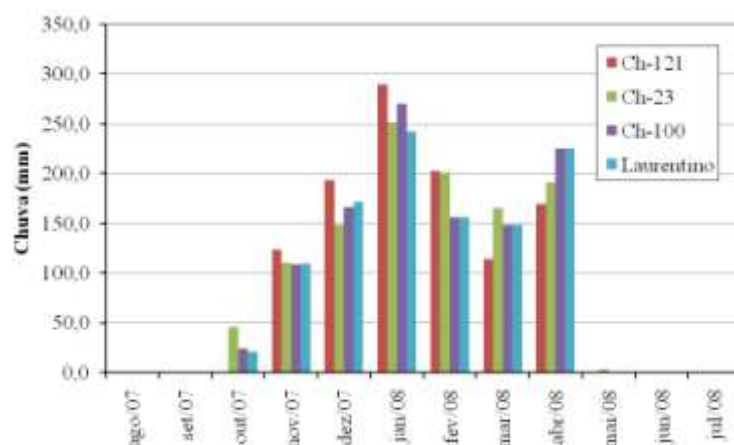


Figura 4.28 - Precipitação mensal medida em estações pluviográficas da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim no ano hidrológico 2007/2008.

Como se observa na Figura 4.28, nos meses de agosto e setembro de 2007 e nos meses de maio a julho de 2008 praticamente não houve chuva, o que é esperado para áreas típicas de Cerrado. Outro fator relevante que pode ser notado na Figura 4.28 trata-se da variabilidade da chuva mensal medida nas diferentes estações, que chega a cerca de 25% de diferença em meses como fevereiro, março e abril, por exemplo. Destaca-se que a estação Chácara 121 só entrou em operação em meados de outubro de 2007 e, por isso, no gráfico, seus dados mensais se iniciam em novembro de 2007. A precipitação média anual no período foi de aproximadamente 1.100 mm, apresentando pequena diferença entre os dados obtidos nas estações.

No decorrer do ano hidrológico 2007/2008, a produção hídrica da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim, expressa pela vazão total que passou no exutório da bacia (Estação Ch121 Jardim Jusante), é apresentada na Figura 4.29.

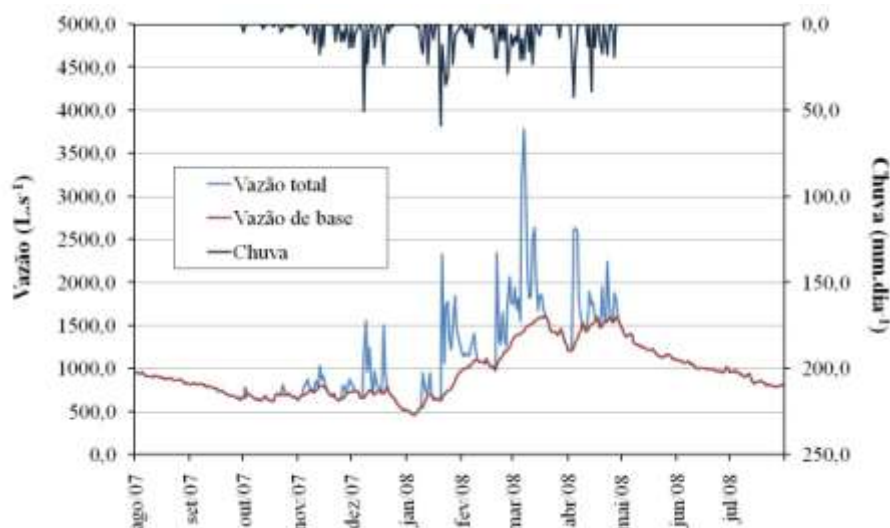


Figura 4.29 - Produção hídrica total (escoamento superficial e escoamento de base) da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim no ano hidrológico 2007/2008, medida em seu exutório, na Estação Ch121 Jardim Jusante e respectiva precipitação ocorrida no período.

Conforme se observa na Figura 4.29, nos casos em que as precipitações pluviométricas geraram escoamento superficial perceptível na análise do fluviograma (hidrograma), efetuou-se a separação da parcela da vazão correspondente aos escoamentos superficial e de base. Esse procedimento foi efetuado manualmente, por evento, utilizando o método gráfico descrito por Chow (1964).

A vazão média no exutório da bacia no ano hidrológico 2007/2008 foi de 1.071,41 L.s⁻¹, sendo 963,92 L.s⁻¹ (90%) decorrentes do escoamento de base e 107,49 L.s⁻¹ (10%) do escoamento superficial. Esses dados corroboram a importância que tem o fluxo da água no solo para a geração de vazão na bacia. Sendo a área total da bacia igual a 104,86 km², a sua produção hídrica específica média no ano foi igual a 10,22 L.s⁻¹.km⁻². Quanto ao intervalo de variação da vazão no exutório da bacia, os valores medidos no decorrer desse período foram de 459,40 L.s⁻¹ (4,38 L.s⁻¹.km⁻²) a 3.777,58 L.s⁻¹ (36,02 L.s⁻¹.km⁻²). Nas Figuras 4.30 e 4.31 são apresentadas as curvas de permanência de vazões e de vazões específicas na Estação Ch121 Jardim Jusante.

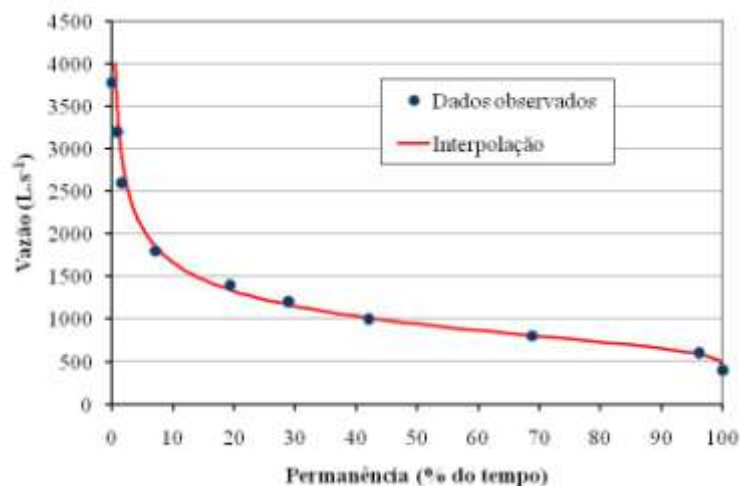


Figura 4.30 - Curva de permanência de vazões na Estação Ch121 Jardim Jusante, com base nos dados diários medidos no ano hidrológico 2007/2008.

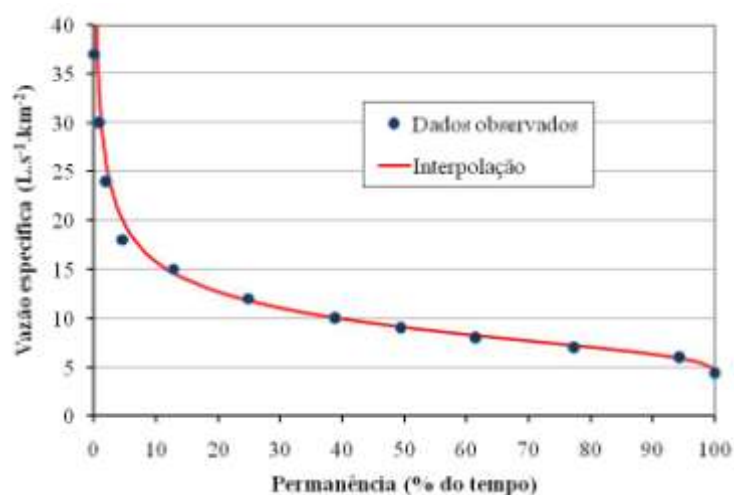


Figura 4.31 - Curva de permanência de vazões específicas na Estação Ch121 Jardim Jusante, com base nos dados diários medidos no ano hidrológico 2007/2008.

Ressalta-se que as curvas de permanência apresentadas têm abrangência limitada, uma vez que foram geradas com dados medidos ao longo de um único ano. Para que esse tipo de instrumento seja mais representativo do comportamento hidrológico no local da estação, é necessária a utilização de maior número de dados em sua confecção. Assim sendo, a apresentação das Figuras 4.30 e 4.31 tem por objetivo principal fornecer uma caracterização preliminar da disponibilidade hídrica no local da estação em relação ao tempo. Destaca-se que o total precipitado no ano analisado, em torno de 1.100 mm, pode ser considerado como um período de pouca chuva na região, ou seja, com precipitação total anual abaixo da média. Essa afirmativa é corroborada por meio da análise dos dados medidos desde a década de 80 na estação pluviográfica da Embrapa Cerrados (Estação CPAC-Principal).

Em relação aos resultados do monitoramento da água no solo na zona não-saturada, em que foi utilizada a sonda de capacitância Delta-T PR2/6 de perfil, com medições em nove locais da bacia em intervalos de 15 dias, antes da utilização das informações coletadas, efetuou-se a verificação da qualidade dos dados medidos com essa tecnologia. Dessa análise, observou-se que, utilizando apenas uma equação calibrada para solos minerais, menos de 40% das 109 amostras utilizadas na comparação dos dados das sondas e determinados com o método gravimétrico alcançou erro absoluto considerado aceitável (inferior a 2% de teor de umidade em base volumétrica), o que motivou o descarte do levantamento efetuado com as sondas. Detalhes desse estudo são apresentados no Apêndice A.

Quanto ao monitoramento da água no solo na zona saturada, efetuado por meio da medição mensal da variação do nível do lençol freático nos 56 poços piezométricos instalados na bacia, os resultados gerais do ano hidrológico de referência são apresentados na Figura 4.32.

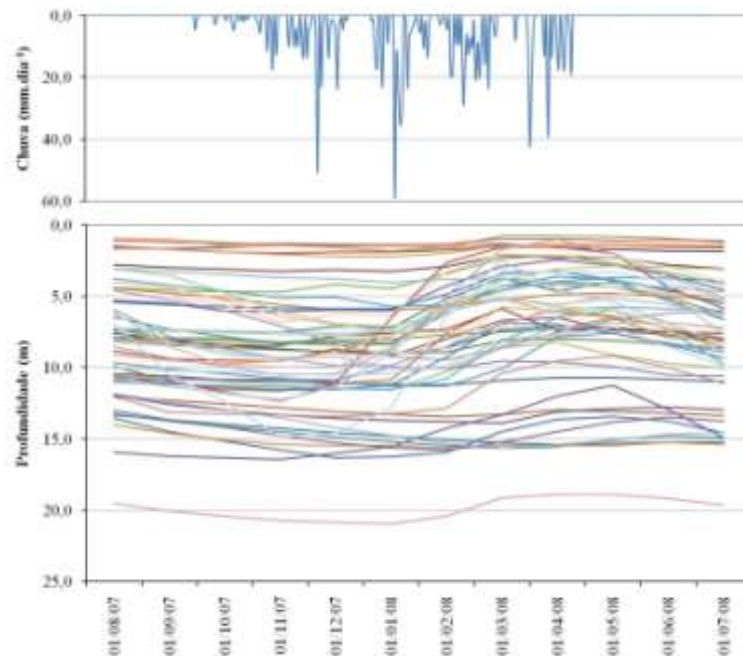


Figura 4.32 - Precipitação (Estação Ch 100) e variação da profundidade do lençol freático nos poços piezométricos da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim no ano hidrológico 2007/2008.

Como se pode observar na Figura 4.32, a variação do nível da água nos poços monitorados apresenta diferentes profundidades, amplitudes e velocidades de resposta em relação à chuva.

Nas Figuras 4.33 e 4.34 são apresentados, respectivamente, a espacialização da profundidade mínima do lençol freático e do tempo de resposta para a elevação do nível freático, e a espacialização da amplitude de variação desse nível nos poços da bacia no decorrer do ano hidrológico 2007/2008. Muito mais do que uma interpolação dos dados medidos, em função da densidade de pontos, essa análise busca o agrupamento de locais com características similares em relação às variáveis avaliadas. Essas informações podem ser úteis na identificação de locais de recarga e armazenamento de água na bacia, bem como daqueles com maior risco de contaminação do lençol freático.

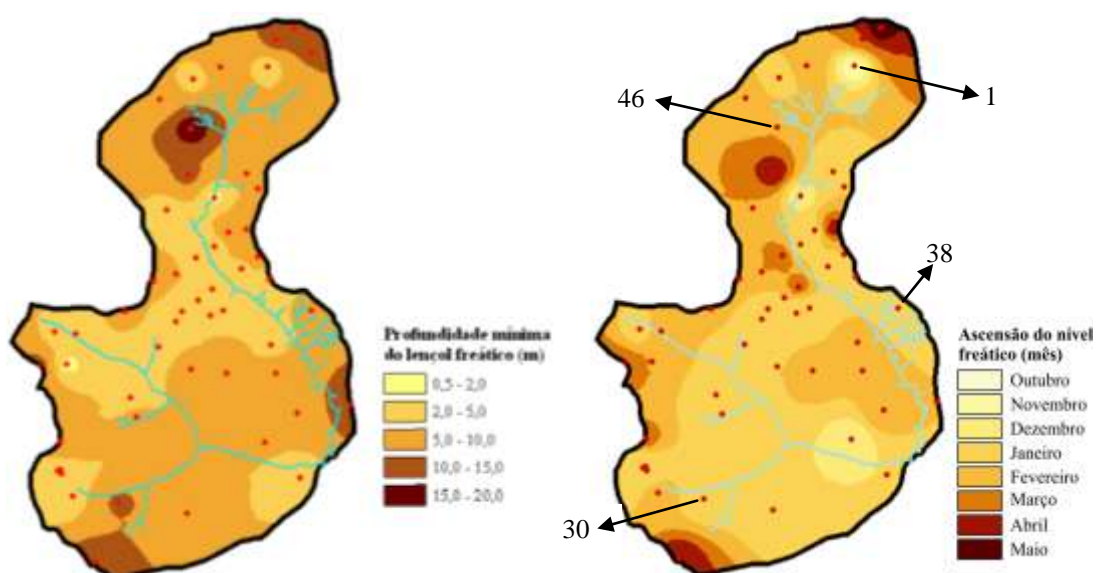


Figura 4.33 - Profundidade mínima e mês de início da ascensão do nível freático nos poços piezométricos da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim no ano hidrológico 2007/2008.

Nos locais em que o lençol freático é raso, com o nível da água se aproximando da superfície do solo, em geral sua resposta aos eventos de chuva é mais rápida e maior é o seu potencial de contaminação por resíduos de atividades antrópicas desenvolvidas na área. Evidentemente, a permeabilidade da camada de solo acima do nível freático pode afetar essa dinâmica. Como se observa, nos extremos norte e sul da bacia, onde o lençol freático é mais profundo, houve uma maior demora para que o nível da água no solo começasse a subir. No caso do poço 1, indicado na Figura 4.33, como se trata de um poço raso, seu nível da água foi sensibilizado logo após o início do período de chuvas, ainda no mês de

outubro de 2007. Esses casos são evidências claras de que, no caso de área agrícola como a bacia de estudo, para evitar a contaminação do lençol freático e conseqüentemente dos cursos d'água, o controle no uso de agroquímicos deve ser muito maior na região do poço 1 do que naquela dos poços localizados nos extremos norte e sul da bacia. Os poços 30, 38 e 46, indicados na Figura 4.33, são exemplos de locais em que, apesar de próximos à rede de drenagem, o nível do lençol freático é profundo; porém, como se pode observar, eles são sensibilizados antes que seus poços vizinhos, indicando que a água, de alguma forma, converge e se acumula mais rapidamente nessas regiões. Em relação ao poço 38, destaca-se que ele está inserido em área de Cambissolo (Figura 4.16), onde não era de se esperar uma permeabilidade maior do que em outras regiões, o que pode ser o indicativo, por exemplo, da existência de fraturas na área, ou de contribuições de áreas de Latossolo a montante.

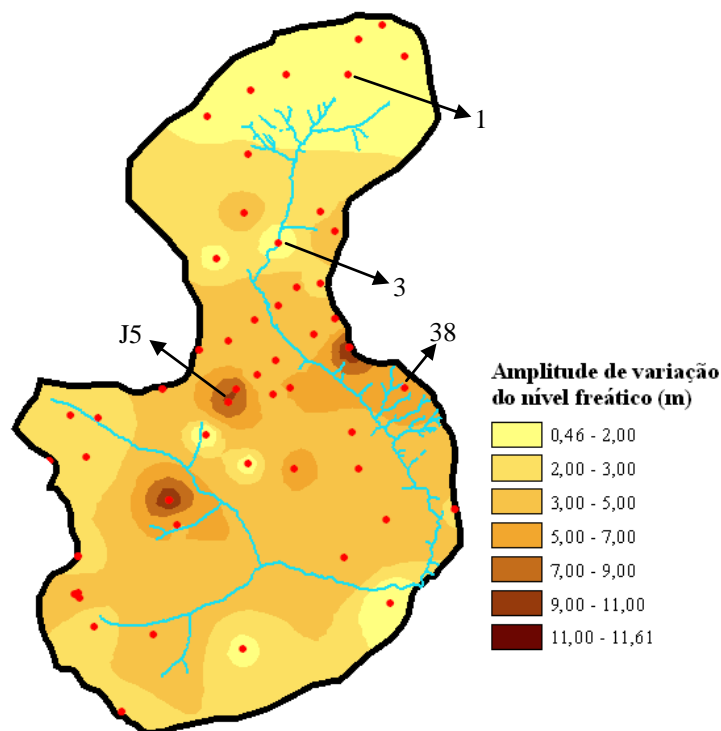


Figura 4.34 - Amplitude de variação do nível freático nos poços piezométricos da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim no ano hidrológico 2007/2008.

Na Figura 4.34, os poços inseridos nas zonas mais escuras representam áreas que armazenam maior quantidade de água para o suprimento dos cursos d'água da bacia nos períodos mais secos do ano, ou seja, são os reservatórios responsáveis pela manutenção do escoamento de base dos rios em longos intervalos de tempo sem a ocorrência de chuva. É natural pensar que as maiores amplitudes de variação do nível freático ocorram próximo aos divisores de água das bacias e as menores próximo aos cursos d'água. No caso dos

dados apresentados na Figura 4.34, relacionados ao armazenamento de água na zona saturada do solo, não se confirmou plenamente essa premissa. Em partes altas da bacia, nos seus limites sul e norte, a amplitude de variação do nível freático foi menor que em outras áreas. Já no caso do poço J5, localizado no divisor de águas entre as bacias do rio Jardim e do Córrego Estanislau, a hipótese inicial se confirmou, pois nesse local a variação do nível freático foi maior do que aquela auferida no restante de suas respectivas vertentes. Nos poços 1 e 3, que estão muito próximos da rede de drenagem da bacia, também de acordo com o esperado, a variação foi mínima. Destaca-se, mais uma vez, o caso do poço 38, que, mesmo estando localizado em área de Cambissolo, apresenta amplitude de variação do nível freático maior do que a esperada para esse tipo de ambiente, reforçando a hipótese já comentada de existência de algum mecanismo de aceleração do fluxo e do armazenamento de água nesse local.

Na Figura 4.35 são apresentados apenas os dados de variação do nível freático nos poços 1, 3, 30, 38 e J5 ao longo do ano hidrológico 2007/2008, que foram utilizados como referência para a discussão das informações passíveis de serem extraídas das Figuras 4.33 e 4.34.

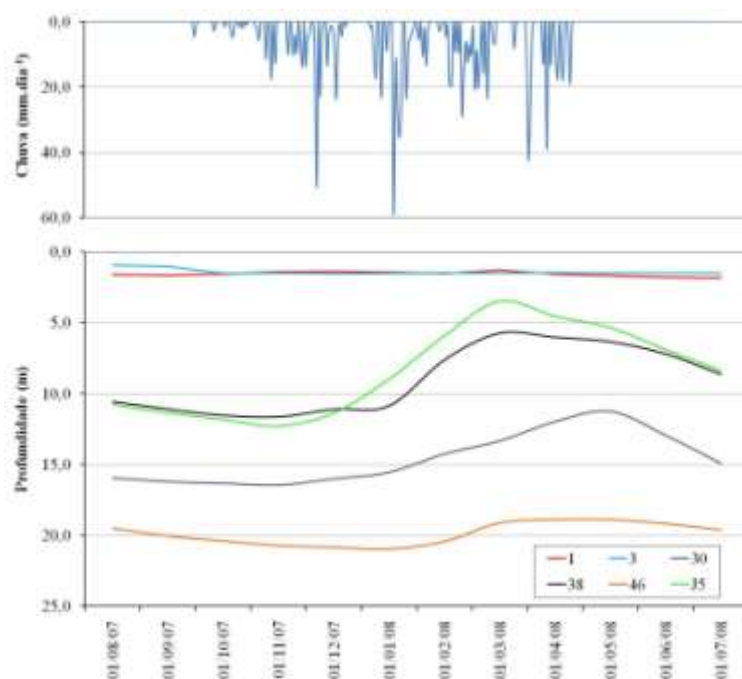


Figura 4.35 - Precipitação (Estação Ch 100) e variação da profundidade do lençol freático nos poços piezométricos utilizados na análise das Figuras 4.33 e 4.34.

Na Figura 4.35 é possível observar exemplos distintos de comportamento da variação do nível freático em pontos da bacia. Conforme discutido, nos poços 1 e 3, que estão próximos à rede de drenagem, a profundidade e a variação do nível freático são mínimas em relação aos demais poços da bacia, assim como ocorre com o nível da água nos rios referentes ao escoamento de base. Os poços 38 e J5 também apresentam comportamento similar em relação à variação do nível freático, mesmo estando em diferentes contextos geológicos (Figura 4.15) e pedológicos (Figura 4.16). Em relação ao poço 30, nota-se que o seu processo de armazenamento de água é mais lento que nos poços 38 e J5, sendo, porém, mais duradouro. Essas diferenças certamente são benéficas para a manutenção e a estabilidade das vazões de base na bacia. O poço 46, mais profundo em relação aos demais, tem seu tempo de resposta às chuvas retardado, além de uma pequena amplitude de variação, o que também pode ser um indicativo de sua proximidade com a rede de drenagem, apesar de profundo, pois está em área de relevo acidentado (Figura 4.19). Esses são exemplos de informações que podem ser extraídas da análise da variação do nível do lençol freático nos poços da bacia. Lousada e Campos (2006), também utilizando dados de poços da Embrapa Cerrados instalados na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim, relacionaram o comportamento da variação do nível freático com as características do solo da respectiva área de contribuição.

Como se pode observar na Figura 4.32, que teve alguns dados destacados na Figura 4.35, em termos anuais, a variação do nível freático nos poços é praticamente nula, ou seja, depois de um ano hidrológico o nível da água no poço se aproxima de sua condição inicial, completando um ciclo. Esse fato corrobora a hipótese de que, para longos períodos, a variação anual do armazenamento de água no solo é igual a zero. Neste trabalho, buscou-se também o monitoramento do armazenamento de água na zona não-saturada do solo ao longo do ano, contudo, conforme já relatado, o método utilizado (sonda de capacitância de perfil do tipo Delta-T PR2/6) não apresentou a precisão requerida para o estudo, invalidando o esforço realizado.

Assumindo-se como válida a premissa de que a variação anual do armazenamento de água no solo é igual a zero e tomando-se por base os dados de chuva e vazão, é possível estimar, por meio da equação do balanço hídrico, a evapotranspiração real (ET_r) ocorrida na bacia durante o ano hidrológico. Normalmente, isso se faz por meio do cálculo da diferença entre

o total de água precipitada na bacia e o volume escoado pelo seu exutório (Sokolov e Chapman, 1980).

Na Tabela 4.5, são apresentados os resultados do balanço hídrico anual na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim e em outra bacia não urbanizada do Distrito Federal, a bacia do córrego Capetinga, objetivando a comparação entre eles e a verificação de indicativos de padrões regionais em termos hidrológicos.

Tabela 4.5 - Resultados do balanço hídrico anual efetuado em pequenas bacias hidrográficas não urbanizadas do Distrito Federal (DF).

Referência	Silva e Oliveira (1999)		Lima (2000)		Este trabalho	
Ano hidrológico	1996/1997		1998/1999		2007/2008	
Bacia hidrográfica	Capetinga, DF		Capetinga, DF		Alto Jardim, DF	
Área da bacia (km ²)	10,00		10,00		104,86	
Variável	mm.ano ⁻¹	%	mm.ano ⁻¹	%	mm.ano ⁻¹	%
Precipitação	1.744,00	100,00	1.058,73	100,00	1.100,00	100,00
Escoamento superficial	52,50	3,01	15,08	1,42	32,33	2,94
Escoamento de base	444,00	25,46	284,39	26,86	289,89	26,35
Escoamento total	496,50	28,47	299,47	28,29	322,22	29,29
Variação da lâmina de água no solo	0,00*	0,00*	-71,77	-6,78	0,00*	0,00*
Evapotranspiração real	1.247,50	71,53	831,03	78,49	777,78	70,71

* valor não-medido.

Como se pode observar na Tabela 4.5, apesar das diferenças em termos de área das bacias do Alto Rio Jardim e do Capetinga e do total precipitado nos anos analisados, os resultados percentuais do balanço hídrico nos três casos se aproximam, o que pode representar uma referência para outras bacias da região. Observa-se que no ano mais chuvoso (1996/1997), cerca de 3,00% da lâmina precipitada foi convertida em escoamento superficial, enquanto no ano mais seco (1998/1999) esse percentual foi ligeiramente reduzido, chegando a 1,42%. Em relação à parte da chuva convertida em escoamento de base, a variação entre os valores obtidos foi mínima, de 25,46% no ano mais chuvoso a 26,86% no ano mais seco. A vazão no exutório das três bacias variou de 28,29% a 29,29% do total precipitado. Os dados também demonstram a relevância da evapotranspiração no ciclo da água na região. Nos casos em que se considerou a variação anual da lâmina de água armazenada no solo igual a zero, a evapotranspiração representou cerca de 70% do total precipitado, percentual próximo daquele que seria obtido no caso do trabalho de Lima (2000) se a variação da quantidade de água no solo também fosse desconsiderada (78,49% - 6,78% = 71,71%). O trabalho de Lima (2000) evidencia o risco de erro na determinação da evapotranspiração

real de uma bacia com apenas um ano de dados, desconsiderando-se a variação da água armazenada no solo. Em anos secos o risco é de subestimativa da evapotranspiração real, enquanto nos anos mais chuvosos o risco é de superestimativa.

Destaca-se também que a bacia do córrego Capetinga é uma área de vegetação natural (cerrado, cerradão, campo limpo e matas de galeria/ciliar), diferente da Bacia do Alto Rio Jardim, uma região essencialmente agrícola (Figura 4.20). A manutenção de áreas irrigadas pode configurar um fator de erro na discretização dos processos que representam o balanço hídrico na bacia, pois causam a retirada de água dos cursos d'água e o incremento da disponibilidade de água para a evapotranspiração.

No caso da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim, a área irrigada é de aproximadamente 200 ha, divididos quase que igualmente entre as bacias do rio Jardim e do córrego Estanislau. A estimativa da área irrigada na bacia foi efetuada por meio da utilização do cadastro de usuários da bacia (Fundação Rural, 2004), da análise de imagens de satélite (Landsat, Cbers e Google Earth) e de visitas ao campo. Na Figura 4.20 é possível observar dois sistemas de irrigação por pivô-central na área de estudo, um na bacia do rio Jardim (80 ha) e outro na bacia do córrego Estanislau (40 ha), contudo o maior deles é impedido de operar por se localizar próximo às nascentes do rio Jardim. Os demais sistemas de irrigação na bacia estão distribuídos em pequenas áreas em regiões próximas aos cursos d'água. Grande parte das propriedades da bacia tem acesso direto aos recursos hídricos superficiais, o que faz com que muitos dos chacareiros tenham pelo menos uma pequena horta ou pomar irrigado (Figura 4.36), com um ou dois hectares.



Figura 4.36 - Exemplos de pequenas áreas irrigadas na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim.

Para facilitar o acesso à água, existe um canal com aproximadamente 7 km de extensão, com início em um barramento construído no rio Jardim e que segue até o córrego Estanislau, próximo à sua foz (Figura 4.37).

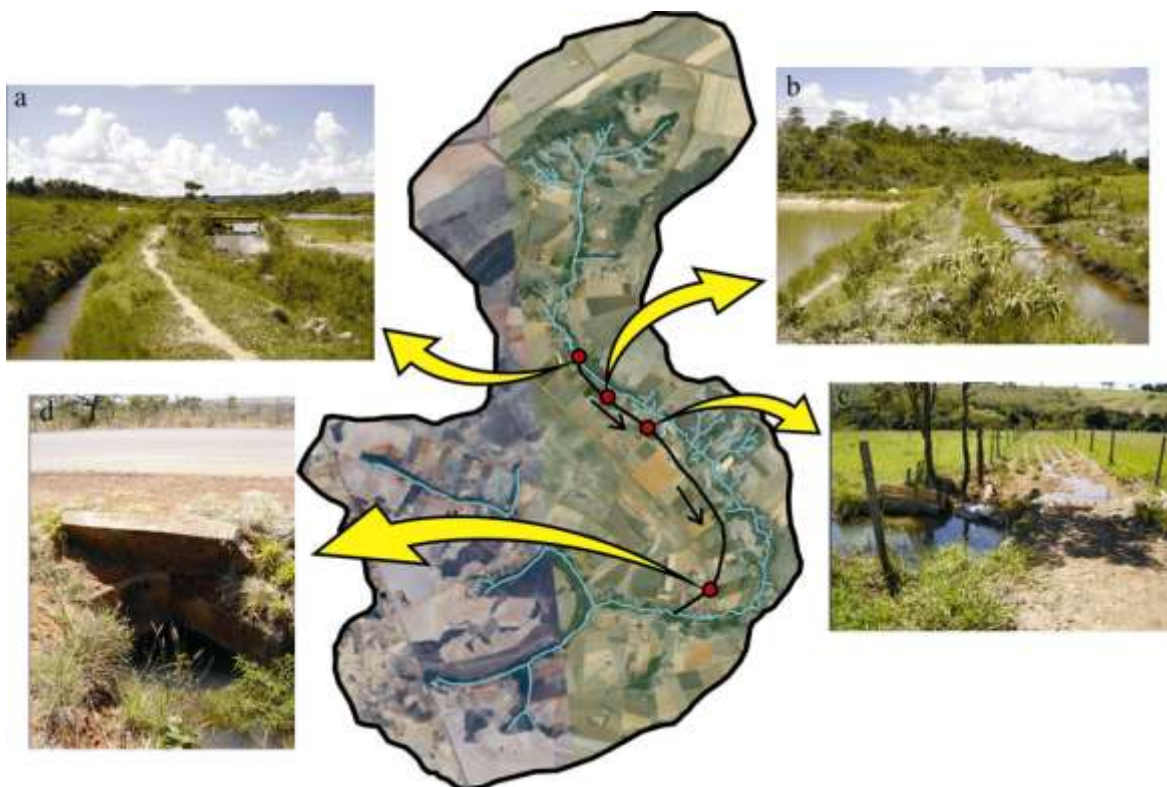


Figura 4.37 - Canal da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim.

Na Figura 4.37, a foto (a) mostra o início do canal de captação de água e o vertedouro da barragem construída para a acumulação de água no rio Jardim. Ao longo do canal, alguns chacareiros têm um pequeno reservatório, de onde eles captam a água para utilização na propriedade (foto b). Destaca-se que a eficiência desse sistema é muito baixa, pois alguns desses pequenos reservatórios possuem extravasores (ladrões) que mantêm quase que um fluxo contínuo entre o rio, o canal, o reservatório e, novamente, o rio. Além disso, a falta de um manejo adequado das vazões no canal faz com que parte da água captada por essa estrutura retorne ao rio por outras perdas, como apresentado na foto (c), onde uma ponte restringe o fluxo de água, fazendo com que o excedente de vazão retorne diretamente ao rio por escoamento superficial, gerando, inclusive, erosão na área. Na foto (d) é apresentado o ponto em que o canal cruza a rodovia DF 120, próximo ao divisor de águas das bacias do Jardim e do Estanislau. Foram efetuadas algumas medições de vazão ao longo do canal que mostram que a sua vazão captada pode chegar a cerca de $200 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$, mas não mais que $30 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$ chegam à bacia do Estanislau. Grande parte dessa diferença

certamente se deve à baixa eficiência de aproveitamento da água captada, que em alguns casos retorna diretamente ao curso d'água.

Em relação ao consumo efetivo de água nas áreas irrigadas da bacia, pode-se estimá-lo conforme apresentado a seguir.

- Demanda hídrica média das culturas no período seco: 500 mm (Lima et al., 2004)
- Eficiência dos sistemas de irrigação: 80%
- Lâmina bruta a ser aplicada: $(500 / 0,8) = 625$ mm em 100 dias → $6,25$ mm.dia⁻¹
- Área total irrigada na bacia: ~ 200 ha
- Vazão média requerida: $6,25 * 200 * 10000 / 24 / 3600 = \sim 145$ L.s⁻¹

Destaca-se que o impacto da prática da irrigação sobre o ciclo hidrológico na bacia é igual a diferença entre o montante de água consumida e aquele que seria evapotranspirado se a mesma área estivesse ocupada com vegetação natural. Tomando-se como base os resultados médios obtidos por Lima (2000), durante o período seco do ano (maio a outubro), a evapotranspiração real média em uma bacia sob vegetação natural de Cerrado é de cerca de $1,90$ mm.dia⁻¹. Esse resultado indica que, no período analisado, as áreas irrigadas apresentam um consumo de água mais de três vezes superior ao de áreas sob vegetação de Cerrado. O impacto real da irrigação é então estimado em $4,35$ mm.dia⁻¹ ($6,25 - 1,90$) na evapotranspiração real da área ocupada para este fim, durante os 100 dias de ciclo do cultivo plantado no período seco do ano. Multiplicando-se esse valor pela área irrigada na bacia, de 200 ha, tem-se que o volume médio de água evapotranspirada a mais nessas parcelas, no período analisado, é de $8.700,00$ m³.dia⁻¹, que corresponde a uma vazão de aproximadamente 100 L.s⁻¹, ou seja, um índice de $0,5$ L.s⁻¹.ha⁻¹ ou 4.350 m³.safra⁻¹. Ressalta-se que esses últimos valores apresentados tratam do incremento da evapotranspiração real em função da prática da irrigação. Utilizando-se esse dado na correção do escoamento de base e da evapotranspiração real estimados na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim (Tabela 4.5), têm-se os resultados apresentados na Tabela 4.6.

Tabela 4.6 - Resultados do balanço hídrico na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim no ano hidrológico 2007/2008, corrigido em função do uso da água para a irrigação.

Variável	Lâmina	Percentual da chuva
	mm.ano ⁻¹	%
Precipitação	1.100,00	100,00
Escoamento superficial	32,33	2,94
Escoamento de base	298,13	27,10
Escoamento total	330,46	30,04
Varição da lâmina de água no solo	0,00*	0,00*
Evapotranspiração real	769,54	69,96

* valor não-medido.

Comparando-se os resultados das Tabelas 4.5 e 4.6, observa-se que, no caso da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim, o impacto da irrigação no balanço hídrico anual é mínimo, com a diminuição de 0,75% da evapotranspiração real e o aumento de 0,75% do escoamento de base. A pequena influência da irrigação no sistema se deve principalmente ao fato de que menos de 2% da área da bacia é utilizada para esse fim. Contudo, isso não faz com que o volume de água consumido pelos sistemas irrigados na bacia seja considerado insignificante, pois a vazão de 100 L.s⁻¹ representa mais de 20% da vazão mínima medida no exutório da bacia no período analisado (época seca), que foi de 459,40 L.s⁻¹. Destaca-se que a vazão de 100 L.s⁻¹ é uma média para o período de irrigação, pois se todos os sistemas fossem acionados simultaneamente, ou seja, considerando a vazão de captação potencial para a irrigação na bacia (1 L.s⁻¹.ha⁻¹), esse valor poderia se aproximar de 200 L.s⁻¹, o que aumentaria ainda mais o risco de ocorrência de conflitos pelo uso da água entre os seus usuários.

4.2 - MODELAGEM HIDROLÓGICA NAS ÁREAS DE ESTUDO

Na etapa de modelagem, inicialmente, efetuou-se a descrição da ferramenta computacional escolhida para a execução deste trabalho, o FEFLOW, buscando justificar o uso dessa alternativa. Na sequência, foram apresentados aspectos teóricos e práticos referentes à utilização do FEFLOW, tendo como base a resolução do caso clássico de Celia et al. (1990), que simula o fluxo vertical da água em um solo hipotético com características homogêneas e isotrópicas. Utilizando dados observados na Estação Olhos d'Água, efetuou-se a avaliação do FEFLOW na modelagem do fluxo vertical da água em um solo típico de áreas agrícolas do Cerrado. Finalizando, com os dados levantados na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim, efetuou-se a avaliação da aplicabilidade do FEFLOW em escala de bacia, em área com características representativas de áreas agrícolas do Cerrado. Destaca-

se que, em todas as etapas de desenvolvimento do trabalho, efetuou-se uma análise crítica dos dados e dos métodos utilizados, na expectativa de aproveitar ao máximo os estudos realizados para a geração de conhecimento útil para o monitoramento, a modelagem e a gestão dos recursos hídricos em áreas de Cerrado.

4.2.1 - O modelo FEFLOW

O modelo matemático FEFLOW (*Finite Element Subsurface Flow & Transport Simulation System*) é uma sofisticada ferramenta computacional de simulação do fluxo de calor e massa no solo, em duas e três dimensões, em condições saturadas e não-saturadas, utilizando o método numérico dos elementos finitos (FEM) para a resolução das equações diferenciais parciais que descrevem esses fenômenos (Diersch, 2002).

As características descritas acima fazem do FEFLOW uma ferramenta com potencial de uso em muitas situações distintas, desde a solução de problemas mais simples, como a simulação do fluxo vertical da água em uma coluna de solo homogêneo, a de outros muito complexos, como os de fluxo tridimensional de água e contaminantes em regiões com grande variabilidade espacial de características do meio que podem interferir na dinâmica dos processos que regulam os fenômenos.

Além das vantagens decorrentes do fato de o FEFLOW utilizar a técnica dos elementos finitos, o que já foi discutido anteriormente, ele ainda apresenta uma excelente interface gráfica e comunicação direta com outros programas computacionais de grande utilidade e ampla utilização, como a ferramenta de geoprocessamento ArcView e a planilha eletrônica Microsoft Excel®. Associados a essas características, as funções do FEFLOW possibilitam grande flexibilidade na representação do sistema a ser modelado e na visualização de seus resultados, permitindo o aproveitamento de toda a informação conhecida da área e gerada na modelagem. Algumas dessas funções são listadas a seguir:

- Ferramentas gráficas de geração da malha de elementos finitos para ambientes simples ou complexos, permitindo a atribuição de características do meio, de suas condições iniciais e de contorno de forma completamente distribuída;
- Interface direta com bases de dados pontuais, lineares e poligonais;
- Rotinas internas de interpolação de dados discretos;

- Ferramentas de visualização e extração dos resultados da modelagem que, em sua forma mais discreta, podem ser exportados diretamente para a planilha Excel com os valores obtidos em cada nó do domínio espacial do problema.

Apesar das vantagens listadas, é importante destacar que o FEFLOW é uma ferramenta computacional comercial com alto custo de aquisição, o que certamente inibe seu uso de forma mais ampla em comparação com o do MODFLOW, que possui versões gratuitas. O menor número de usuários em relação ao de outras ferramentas acaba por limitar a quantidade e a qualidade dos materiais bibliográficos sobre o FEFLOW, o que também pode representar um empecilho ao seu uso, pois além de demandar conhecimento prévio do usuário sobre questões técnicas em hidrologia e métodos numéricos, ainda requer certo esforço para o domínio de aspectos práticos de uso da ferramenta. Tudo isso sem contar com a limitação de fontes de informação disponíveis.

A escolha do FEFLOW como ferramenta a ser utilizada neste trabalho, além das qualidades e vantagens já apresentadas, teve também como motivação o fato de o programa ter sido adquirido pela Embrapa Cerrados em projetos de pesquisa anteriores e que ainda vinha sendo utilizado de forma incipiente em relação ao seu potencial e ao investimento realizado em sua aquisição.

4.2.1.1 - Base conceitual do FEFLOW

O trabalho que melhor descreve as equações e métodos utilizados pelo programa FEFLOW é apresentado por Diersch e Perrochet (1999). Segundo esses autores, a forma da equação de Richards utilizada no FEFLOW é aquela que descreve o fluxo da água em meio poroso variavelmente saturado.

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x(h) \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y(h) \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right) = S_s s(h) \frac{\partial h}{\partial t} + \Phi \frac{\partial s(h)}{\partial t} \quad (4.6)$$

sendo:

$$S_s = \Phi \gamma + (1 - \Phi) Y \quad (4.7)$$

em que:

γ : compressibilidade do fluido (L^{-1});

Y : coeficiente de compressibilidade da matriz do solo (*skeleton compressibility*) (L^{-1});

Φ : porosidade total do solo em base volumétrica (L^3L^{-3}).

A forma mista da equação de Richards representada pela Equação 4.6 se destaca por ser genérica, podendo ser aplicada na solução de problemas tanto com base em h quanto em θ , dependendo da condição de saturação do solo.

É importante destacar que o FEFLOW adota a seguinte relação entre os potenciais da água no solo:

$$H = h + z \quad (4.8)$$

em que:

z : potencial gravitacional da água no solo (L).

A relação apresentada na Equação 4.8 é fundamental para a compreensão dos sinais utilizados na distribuição das cargas hidráulicas referentes às condições iniciais e de contorno dos problemas a serem resolvidos pelo FEFLOW.

O método padrão do FEFLOW para o relacionamento entre as variáveis h , θ e $K(h)$ segue o modelo paramétrico denominado van Genuchten-Mualem, descrito pelas seguintes equações:

$$s_e = \frac{1}{(1+|\alpha h|^n)^m} \quad (\text{van Genuchten, 1980}) \quad (4.9)$$

$$K_r = s_e^{\frac{1}{2}} \left[1 - \left(1 - s_e^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2 \quad (\text{Mualem, 1976}) \quad (4.10)$$

sendo:

$$s_e = \frac{s - s_r}{s_s - s_r} \quad (4.11)$$

em que:

s_e : índice de saturação efetiva (adimensional);

s_r : índice de saturação residual (adimensional);

s_s : índice de saturação máxima (adimensional);

K_r : condutividade hidráulica relativa (LT^{-1});

α : parâmetro de ajuste da equação de van Genuchten, que tem relação com a escala em que se encontra expressa o potencial de matricial da água do solo (L^{-1});

n : parâmetro de forma da curva de retenção de água do solo (adimensional), $n > 1$;

m : parâmetro de forma da curva, sendo $m = 1 - (1/n)$;

Destaca-se que, além do modelo van Genuchten-Mualem, o FEFLOW disponibiliza outros métodos para o tratamento da relação entre h , θ e K , sendo eles: os modelos paramétricos de Brooks-Corey; Van Genuchten modificado; Haverkamp; Exponencial; e Linear.

Para a solução da Equação de Richards, o FEFLOW utiliza o método numérico dos elementos finitos (FEM), assumindo a seguinte forma genérica em relação ao domínio espacial objeto da simulação:

$$\underbrace{\int_{\Omega} N_i S_0 s(h) \frac{\partial h}{\partial t} + \int_{\Omega} N_i \Phi \frac{\partial s}{\partial t}}_{\text{Variação do armazenamento}} - \underbrace{\int_{\Omega} q \nabla N_i}_{\text{recarga / bombemento}} = \underbrace{\int_{\Omega} N_i Q_e}_{\text{entradas / saídas}} - \int_{\Gamma} N_i q_n \quad (4.12)$$

em que:

Ω : domínio espacial do problema;

Γ : contorno do domínio do problema;

N_i : função de interpolação espacial;

q : fluxo de Darcy (LT^{-1}), sendo $q = -K(h)\nabla H$;

∇ : operador gradiente vetorial nas direções x , y e z ;

Q_e : massa específica introduzida ou retirada do sistema (ML^{-3});

q_n : fluxo (LT^{-1}) na direção normal (ortogonal) em relação ao contorno do domínio (positivo quando sai).

No contexto do FEM, uma semi-discretização (Ω^h) do domínio contínuo (Ω) é obtida pela união de subdomínios (Ω_e), os elementos finitos. No domínio de cada elemento (Ω_e), as variáveis primárias desconhecidas e os coeficientes dependentes são substituídos por uma aproximação contínua que considera a possibilidade de separação da análise no espaço e no tempo. Assim, tem-se o seguinte:

$$\begin{aligned} h(x_i, t) &\approx \hat{h}(x_i, t) = \sum N_i(x_i)h_i(t) \\ s(x_i, t) &\approx \hat{s}(x_i, t) = \sum N_i(x_i)s_i(t) \\ K_r(x_i, t) &\approx \hat{K}_r(x_i, t) = \sum N_i(x_i)K_{ri}(t) \end{aligned} \quad (4.13)$$

em que:

x_i : coordenada espacial cartesiana;

i : número do nó ($i = 1, 2, \dots, M$);

n_n : número total de nós.

O uso da função de interpolação (N_i) se fundamenta na existência de um espaço contínuo formado por um conjunto de superfícies polinomiais (*piece-wise polynomials*) conectadas de forma a possibilitar sua diferenciação e integração no domínio espacial do problema (*piece-wise continuously*).

O modelo utiliza o método de elementos finitos de *Galerkin*, em que a função de interpolação espacial (N_i) é idêntica à função de ponderação (W), dando origem ao seguinte sistema global de matrizes com n_n equações:

$$O_{ij}(s) \frac{dh}{dt} + B_{ij} \frac{ds}{dt} + K_{ij}(s)h - F_i(s) = 0 \quad (4.14)$$

sendo:

$$O_{ij}(s) = \sum_e \int_{\Omega_e} N_i S_0 s(h) \delta_{ij} \quad (4.15)$$

$$B_{ij} = \sum_e \int_{\Omega_e} N_i \Phi \delta_{ij} \quad (4.16)$$

$$K_{ij}(s) = \sum_e \int_{\Omega_e} \frac{\partial N_i}{\partial x_i} K_r(s) K_{ij} \frac{\partial N_j}{\partial x_j} \quad (4.17)$$

$$F_i(s) = \sum_e \int_{\Omega_e} N_i Q - \sum_e \int_{\Omega_e} N_i q_n - \sum_e \int_{\Omega_e} \frac{\partial N_i}{\partial x_i} K_r(s) K_{ij} (1-\chi)_{e_j} \quad (4.18)$$

em que:

j : número do nó vizinho ao nó i ($j = 1, 2, \dots, M$);

δ_{ij} : operador delta de Kronecker (igual a 0 ou 1);

χ : coeficiente de flutuabilidade (*buoyancy*) incluindo os efeitos da densidade do fluido.

Destaca-se, ainda, que o sistema de equações gerados a partir da Equação 4.14 é altamente não-linear, em decorrência da dependência funcional das relações existentes entre h , θ e $K(h)$, que também podem estar apresentadas como h , s e K_r .

Para garantir soluções mais estáveis em problemas de fluxo não-saturado, todas as matrizes que são conectadas por meio de derivadas no tempo são concentradas (*lumped*), ou seja, apenas suas diagonais são utilizadas (Celia et al., 1990).

A Equação 4.15 baseia-se na forma mista da equação de Richards, em que a compressibilidade do fluido e do meio (S_0) se relaciona ao valor de h . Para condições não-saturadas, os efeitos da compressibilidade são, normalmente, negligenciados. Entretanto, é importante notar que a consideração de uma variação em S_0 resulta em um sistema não-conservativo de massa.

Para manter a estabilidade das soluções dos problemas de fluxo em meios variavelmente saturados, o FEFLOW utiliza apenas técnicas implícitas de discretização temporal, sendo elas: a) o método totalmente implícito de Euler para trás no tempo (*Fully implicit backward Euler – BE*); e b) a Regra semi-implícita não dissipativa do Trapézio (*Semi-implicit nondissipative trapezoid rule – TR*).

Sendo o plano temporal representado por n , a forma implícita da Equação 4.14 é descrita da seguinte forma:

$$O_{ij}(s^{n+1}) \left(\frac{dh}{dt}\right)^{n+1} + B_{ij} \left(\frac{ds}{dt}\right)^{n+1} + K_{ij}(s^{n+1})(h)^{n+1} + F_i(s^{n+1}) = 0 \quad (4.19)$$

Segundo a técnica de método totalmente implícito de Euler para trás no tempo (BE), as derivadas temporais são apresentadas como:

$$\left(\frac{dh}{dt}\right)^{n+1} = \frac{h^{n+1} - h^n}{\Delta t_n} \quad \text{e} \quad \left(\frac{ds}{dt}\right)^{n+1} = \frac{s^{n+1} - s^n}{\Delta t_n} \quad (4.20)$$

Segundo a técnica da Regra do Trapézio (TR), as derivadas temporais são apresentadas como:

$$\left(\frac{dh}{dt}\right)^{n+1} = \frac{2}{\Delta t_n} (h^{n+1} - h^n) - \left(\frac{dh}{dt}\right)^n \quad \text{e} \quad \left(\frac{ds}{dt}\right)^{n+1} = \frac{2}{\Delta t_n} (s^{n+1} - s^n) - \left(\frac{ds}{dt}\right)^n \quad (4.21)$$

sendo:

$$\left(\frac{dX}{dt}\right)^n = \frac{\Delta t_{n-1}}{\Delta t_n + \Delta t_{n-1}} \left(\frac{X^{n+1} - X^n}{\Delta t_n}\right) + \frac{\Delta t_n}{\Delta t_n + \Delta t_{n-1}} \left(\frac{X^n - X^{n-1}}{\Delta t_{n-1}}\right) \quad (4.22)$$

Introduzindo-se as Equações 4.20 e 4.21 na Equação 4.19, tem-se o seguinte:

$$\begin{aligned} E_r^{n+1}(h,s) &= \left(\frac{\sigma O(s^{n+1})}{\Delta t_n} + K(s^{n+1})\right) h^{n+1} + \frac{\sigma B}{\Delta t_n} s^{n+1} \\ &\quad - O(s^{n+1}) \left(\frac{\sigma}{\Delta t_n} h^n + (\sigma-1) \left(\frac{dh}{dt}\right)^n\right) - F(s^{n+1}) = 0 \end{aligned} \quad (4.23)$$

em que:

$n+1$: tempo seguinte ao tempo n , ou tempo novo;

E_r^{n+1} : erro residual no tempo novo (LL^{-1});

σ : fator de peso ($\sigma = 1$ ou 2);

Nessa equação, observa-se que, para o esquema BE, o valor de σ é igual a 1, enquanto na utilização do método TR, ele se iguala a 2. Assim, o que diferencia o uso da técnica BE e TR de discretização temporal do problema são os termos de aceleração $(dh/dt)^n$ e $(ds/dt)^n$ no plano de tempo anterior (n), e pela substituição do fator $1/\Delta t_n$ (BE) por $2/\Delta t_n$ (TR).

A Equação 4.23 representa uma forma genérica da fórmula que descreve o fluxo da água no solo, possibilitando o uso de diferentes técnicas para a sua solução, como as seguintes disponíveis no FEFLOW: (a) resolução da equação de Richards com base em θ , h ou mista, utilizando os esquemas iterativos de Picard ou Newton; (b) aplicação da técnica da alternância da variável primária (*Primary variable switching technique* – PVST) utilizando o método iterativo de Newton em sua forma completa; (c) a atribuição de pesos progressivos com base em uma técnica de avaliação da condutividade hidráulica relativa no ponto de Gauss.

Dentre os métodos passíveis de utilização pelo FEFLOW, o método PVST consiste na forma mais genérica de resolução da Equação 4.23, podendo ser utilizado no estudo de meios variavelmente saturados. Além disso, esse método se mostrou mais eficiente e preciso que as abordagens convencionais utilizadas na simulação do fluxo da água no solo (Diersch e Perrochet, 1999), sendo mais um diferencial do FEFLOW. Assim, para a exemplificação das questões relativas à forma com que o FEFLOW resolve os problemas de simulação do fluxo da água no solo, o método PVST é apresentado com maior detalhamento no Apêndice B deste trabalho.

Em relação à integração entre os recursos hídricos superficiais e subterrâneos, o FEFLOW possui ferramentas que permitem o acoplamento entre essas duas fases do ciclo hidrológico. A forma discreta com que o FEFLOW é capaz de introduzir elementos unidimensionais (1D) e bidimensionais (2D) no meio poroso (2D ou 3D) possibilita a representação de canais, drenos, fraturas, poços, rios, reservatórios, túneis e outras formas de condução e armazenamento de água no sistema. A esses elementos discretos pode-se atribuir diferentes leis que regem o fluxo da água, como as equações de *Darcy*, *Hagen-Poiseuille* ou *Manning-Strickler*. É importante ressaltar que nos pontos (nós) de conexão entre esses diferentes elementos, submetidos a leis de fluxo distintas, a resolução dos cálculos é efetuada de forma integrada e simultânea, seguindo o método de elementos finitos utilizado na modelagem. Detalhes sobre a forma de integração dos elementos e dos métodos são apresentados no capítulo 9 do primeiro volume dos livros de artigos de referência do FEFLOW (Diersch, 2009).

4.2.1.2 - Aplicações do FEFLOW

Neste item é apresentada uma revisão sobre os trabalhos publicados com a utilização do FEFLOW, como forma de verificação dos problemas de pesquisa que a sociedade científica está buscando resolver com a aplicação dessa ferramenta.

O FEFLOW é uma ferramenta com pouco mais de dez anos de existência e, com o tempo, em função de sua aplicabilidade em diversos tipos de estudos em hidrologia subterrânea, vem sendo cada vez mais utilizada nos meios técnicos e científicos. Entre os usos mais comuns do FEFLOW estão: avaliação de mudanças no armazenamento de água no solo (Sarwar e Helmut, 2006; Grasle et al., 2006; Huo et al., 2007); movimento de solutos no solo (Diersch e Kolditz, 1998; Portet et al., 2002; Michael et al., 2005; Reynolds e Marimuthu, 2007); e fluxo de calor no solo (Yang e Monica, 2006).

Nos estudos de avaliação de mudanças no armazenamento de água no solo, os principais objetivos têm sido: o aumento de conhecimento sobre os processos e os parâmetros que regem o fluxo de água no solo; a modelagem do comportamento regional do armazenamento da água no solo (Ashraf, 2008; El-Fahem, 2008), na zona freática e nos aquíferos profundos; a análise dos riscos de impacto de usos antrópicos (Zhao et al., 2005; Huo et al., 2007) e das mudanças climáticas (Nianga et al., 2010) sobre o armazenamento de água no solo; a integração entre os recursos hídricos superficiais e subterrâneos (Sarwar e Helmut, 2006); a modelagem do fluxo da água em ambientes complexos como áreas de minas (Schätzl et al., 2008) e regiões cársticas (Green et al., 2006), e as relações entre os dados gerados nas modelagens e a gestão dos recursos hídricos e dos solos (Eliasson, 2000).

Em relação aos estudos de movimento de solutos no solo, se destacam os trabalhos em regiões costeiras sobre intrusão salina de água do mar em direção ao continente, misturando água salgada e água doce, o que se deve ao fato de o FEFLOW também possibilitar o tratamento de fluidos de diferentes densidades. Faye et al. (2001) modelaram a intrusão da água do mar em um aquífero confinado no Senegal. Diamantino e Ferreira (2002) utilizaram o FEFLOW na modelagem da intrusão salina no aquífero Monte Gordo, na costa portuguesa. Kumar et al. (2007) efetuaram trabalho similar na região costeira da Índia. Barazzuoli et al. (2008) avaliaram o efeito de poços de bombeamento na região

costeira sobre a intrusão salina. Loáiciga et al. (2009) simularam o impacto do possível aumento do nível do mar sobre o processo de intrusão salina na costa da Califórnia.

Quanto ao uso do FEFLOW para estudos que envolvem o fluxo de calor no solo, destacam-se os trabalhos em áreas em que existe variabilidade espacial da temperatura da água no solo. Bridger e Allen (2010), por exemplo, utilizaram o FEFLOW no estudo do armazenamento de energia geotérmica na zona do aquífero. Sethi e Di Molfetta (2007) estudaram o fluxo de calor e massa em uma área de aterro sanitário na Itália como forma de compreender melhor os processos que mais impactam os aquíferos sob essas condições de uso.

Em razão de sua flexibilidade no estudo de diversas situações relativas ao fluxo subterrâneo de fluidos em meios porosos e das qualidades já comentadas sobre a ferramenta, o uso do FEFLOW vem crescendo no mundo. Em 2006 ocorreu a primeira conferência internacional de usuários do FEFLOW, em Berlim, onde foram apresentados apenas 34 trabalhos. Dentre os artigos publicados, quatro abordaram o uso do FEFLOW no manejo da água subterrânea, três foram sobre o fluxo de contaminantes e ações de sistemas de remediação, nove trataram de procedimentos de representação do meio e da solução de outras dificuldades da modelagem de sistemas complexos, quatro o utilizaram no acoplamento com outros modelos, três trataram do transporte de calor no solo e três foram sobre o fluxo dependente da densidade do fluido. Os demais artigos foram aplicações mais pontuais da ferramenta, abordando, algumas vezes, mais de um dos temas descritos acima.

Em 2009 ocorreu o segundo encontro internacional dos usuários do FEFLOW, também na cidade de Berlim. Dos 36 artigos publicados, três foram sobre o manejo de água subterrânea, quatro sobre a modelagem dependente da densidade do fluido, dois sobre a proteção e três sobre a contaminação da água do solo, sete trabalhos abordaram problemas geotérmicos, seis trataram da modelagem acoplada dos fluxos superficial e subterrâneo, três versaram sobre o fluxo da água em meio não-saturado, quatro trataram de aspectos computacionais do uso do FEFLOW e três sobre a sua aplicação em ambientes complexos, como as minas.

Em maio de 2010 ocorreu o primeiro encontro de usuários do FEFLOW da Austrália e da Nova Zelândia, em que os temas principais do evento foram: (a) Gestão da recarga de

aquíferos; (b) Modelagem do fluxo subterrâneo em áreas de mineração; (c) Modelagem integrada de recursos hídricos superficiais e subterrâneos; e (d) Intrusão da água do mar nas zonas costeiras.

No Brasil, a única referência encontrada sobre aplicações do FEFLOW trata-se de artigo publicado por Alberto e Kiang (2003), que apresenta uma breve descrição da caracterização e da modelagem numérica do escoamento da água subterrânea em uma encosta do rio Atibaia, no município de Paulínia. Conforme afirmam os autores, o trabalho é bastante preliminar, realizado sob condições de estado estacionário e considerando o meio homogêneo e isotrópico. Evidentemente que os resultados da simulação foram divergentes dos poucos dados medidos na área. É provável que existam outros grupos brasileiros já utilizando a ferramenta FEFLOW, contudo, até o momento, sem que tenham seus trabalhos publicados.

4.2.2 - Primeiros passos no uso do FEFLOW

Nesta etapa do trabalho, buscou-se a resolução de um problema simples e com resultado conhecido, um caso clássico da literatura, como forma de se aprender sobre aspectos teóricos e práticos de aplicação do programa FEFLOW. O exemplo escolhido para ser utilizado como referência no cumprimento desse objetivo foi o caso clássico de Celia et al. (1990).

4.2.2.1 - Descrição do caso clássico de Celia et al. (1990)

O exemplo apresentado por Celia et al. (1990) considera a movimentação da água em uma coluna de solo hipotético com um metro de profundidade e características físico-hídricas homogêneas. A condutividade hidráulica saturada do solo (K_s) é igual a $0,00922 \text{ cm.s}^{-1}$ e os seus parâmetros da curva de retenção de água para a equação de van Genuchten (1980) são os seguintes: $\theta_r = 0,102 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$; $\theta_s = 0,368 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$; $\alpha = 0,0335 \text{ kPa}^{-1}$; $n = 2$; e $m = 0,5$. A condição inicial do problema é que o potencial matricial da água no solo é igual a $-10,00 \text{ m.c.a.}$ em toda a extensão de análise. As condições de contorno indicam que na superfície da coluna de solo o potencial matricial é igual a $-0,75 \text{ m.c.a.}$ e a um metro de profundidade ele se mantém em $-10,00 \text{ m.c.a.}$, não alterando seu valor inicial. Sob essas circunstâncias,

com uma malha densa de elementos, a posição da frente de molhamento é avaliada após um dia de simulação.

4.2.2.2 - Aplicação do FEFLOW na solução do caso de Celia et al. (1990)

A primeira etapa da simulação utilizando o método dos elementos finitos consiste em efetuar a discretização espacial do domínio do problema em um sistema de malhas contíguas, suficientemente refinado, de modo a representá-lo adequadamente. Os elementos que formam essa malha podem ter diferentes formas e dimensões, o que pode influenciar diretamente na precisão e no esforço computacional para a solução numérica da simulação (Istok, 1989). Em geral, quanto mais refinada a malha, maior a precisão do resultado obtido, entretanto maior será o esforço computacional para se chegar à solução do problema. A definição do tamanho da malha a ser utilizada é um dos processos mais importantes na resolução numérica de um problema pelo método dos elementos finitos (Silva, 1990).

Para a definição da malha, o primeiro procedimento consiste em ajustar os elementos aos contornos do domínio do problema e, em seguida, distribuí-los internamente, procurando uma disposição que melhor represente a heterogeneidade conhecida do meio e os resultados que se pretende obter na simulação.

Istok (1989) ressalta a dificuldade em se estimar previamente o número de nós requeridos para o alcance de um determinado nível de precisão em estudos efetuados com o método dos elementos finitos e recomenda que a simulação seja realizada com malhas de diferentes tamanhos. Inicialmente, o problema deve ser analisado com malhas mais grosseiras, as quais, posteriormente a cada simulação, devem ser refinadas até que os resultados de simulações consecutivas tenham variação considerada insignificante (Istok, 1989).

Aplicando o FEFLOW, utilizaram-se diferentes tamanhos de malhas de elementos finitos triangulares para a resolução do caso apresentado por Celia et al. (1990). Conforme recomendado por Istok (1989), o estudo foi iniciado com uma malha mais grosseira, de 5,00 cm, a qual foi sendo refinada a cada simulação para a verificação da ocorrência de alterações nos resultados obtidos. Os resultados das simulações com as diferentes malhas

foram comparados entre si e em relação à resposta do problema apresentada por Celia et al. (1990).

A decisão sobre a paralisação do processo de redução da malha foi tomada com base em dois critérios:

- a) Quando a melhoria nos resultados passou a ser, na média dos cinco pontos amostrados para a representação da profundidade da frente de molhamento, menor que 2,50 cm entre simulações consecutivas; e
- b) Quando o erro médio em relação aos dados de Celia et al. (1990), utilizando os cinco pontos de referência, eram menores que 2,50 cm.

A definição do limite do erro considerado não-significativo, de 2,50 cm de erro médio na profundidade da frente de molhamento, foi realizada com base no fato de que, em termos práticos, nenhum dos métodos de monitoramento da umidade do solo em campo ter tal nível de precisão em relação ao espaço amostrado. No caso do uso do trado normalmente utilizado para a retirada de amostras deformadas de solo em profundidade, a camada de solo coletada é de aproximadamente 10,00 cm. Se utilizado um equipamento de obtenção de amostras não-deformadas, o cilindro utilizado tem, geralmente, 5,00 cm de altura. A placa porosa do tensiômetro, em geral, também tem 5,00 cm de altura, apenas para citar alguns exemplos de equipamentos utilizados na determinação direta ou indireta da umidade do solo. Além disso, ainda existem os erros relativos à locação dos equipamentos de coleta de dados na profundidade correta. Diante desses fatos, o limite de 2,50 cm de erro médio admissível pode ser considerado rigoroso em termos práticos.

Durante todo o processo realizado para a solução do caso de Celia et al. (1990), buscou-se testar e aprender sobre aspectos teóricos e práticos de aplicação do FEFLOW, tais como: as formas de geração e refinamento das malhas de elementos finitos; as formas de entrada de dados (características do meio, condições de contorno e condições iniciais), de maneira concentrada ou distribuída; as formas de visualização e extração de resultados do FEFLOW; e outros.

Como forma de auxiliar pesquisadores e técnicos com interesse em utilizar o FEFLOW, no Apêndice C são apresentados, passo a passo, aspectos práticos de aplicação dessa ferramenta na solução do caso clássico de Celia et al. (1990).

4.2.3 - Aplicação do FEFLOW na modelagem vertical do fluxo da água em solo típico do Cerrado

A modelagem unidimensional (1D), na direção vertical, foi efetuada com dados obtidos na Estação Olhos D'Água (item 4.1.1). Nesse caso, aplicou-se, via irrigação, uma determinada lâmina de água sobre o solo e, por meio de sondas Delta-T PR2/6 de perfil e do método gravimétrico de determinação da umidade do solo, monitorou-se o avanço da frente de molhamento em uma coluna de solo típico do Cerrado durante 8 horas. Posteriormente, foram comparados os dados observados em campo e simulados com o uso do FEFLOW. Com base nos dados medidos e simulados, verificou-se ainda se o modelo foi conservativo durante a simulação, comparando-se o volume de água armazenado no solo em relação ao volume infiltrado.

Nessa modelagem, foram utilizados, entre outros, os conhecimentos adquiridos na aplicação do FEFLOW na solução do caso clássico de Celia et al. (1990), que representa um exemplo similar ao que se pretende estudar sob condições de campo, em área de solo típico do Cerrado.

A discretização dos elementos da malha utilizada nesse processo de simulação foi a mesma definida como a mais indicada para a solução do problema de Celia et al. (1990). No FEFLOW, o problema foi classificado com sendo de fluxo transiente de água em meio não-saturado, com possibilidade de eventual saturação. O controle do intervalo de tempo entre simulações foi efetuado por meio do esquema automático de predição e correção (*predictor-corrector scheme*) utilizando o esquema de integração de Euler no tempo, para frente ou para trás (*forward Euler/backward Euler time integration scheme*).

As condições iniciais do problema foram extraídas dos dados de umidade do solo medidas no instante imediatamente anterior ao começo da aplicação de água. No caso, foram utilizados os dados obtidos com o método gravimétrico convertidos em unidade de tensão (kPa) por meio da curva de retenção de água do solo das diferentes profundidades

analisadas (Figura 4.2). A caracterização do meio poroso teve como referência os dados levantados na área e apresentados no item 4.1.1 deste trabalho. Destaca-se que os dados referentes às condições iniciais e às características do meio poroso foram determinados em alguns pontos do solo, sendo utilizada a técnica da krigagem disponível no FEFLOW para a interpolação dessas informações ao longo da coluna de solo. As condições de contorno foram obtidas por meio do cálculo do volume de água que infiltrou no solo, efetuado com base no volume precipitado e naquele escoado sobre a superfície do solo vegetado, ambos monitorados pela Estação Olhos D'Água. No caso, a evapotranspiração e a interceptação foliar foram desconsideradas.

Os resultados relativos ao monitoramento do avanço da frente de molhamento, medidos e simulados, foram transformados em variação da lâmina de água armazenada no solo ao longo do tempo, comparados entre si e em relação à lâmina de água que infiltrou no solo durante o período de efetivação do teste.

Para a determinação da lâmina de água armazenada na coluna de solo de um metro, os dados pontuais obtidos com os métodos gravimétrico e eletromagnético (sonda Delta-T PR2/6) foram interpolados de forma linear. No caso da camada superficial, considerou-se que não houve variação do teor de umidade do solo entre a superfície e o primeiro ponto de medição.

Os dados obtidos por meio do monitoramento pelo método gravimétrico foram considerados como referência para a comparação dos métodos.

4.2.4 - Aplicação do FEFLOW na modelagem hidrológica de uma bacia hidrográfica representativa de áreas agrícolas do Cerrado

O objetivo principal desta etapa do trabalho consistiu em verificar se o modelo FEFLOW é capaz de simular adequadamente a variação do nível do lençol freático e do escoamento de base em uma bacia hidrográfica com características comumente encontradas em áreas agrícolas do bioma Cerrado. Outros focos desta fase do trabalho foram: a definição de um modelo de representação do meio e dos processos hidrológicos a serem estudados; a análise da relevância dos dados medidos e da forma de utilização desses dados na modelagem; e a busca por valores de referência para representar características de solos do

Cerrado. Para o cumprimento desses objetivos, nesta parte do estudo foram utilizados a infraestrutura e os dados levantados na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim (item 4.1.2).

As simulações realizadas na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim seguiram um determinado roteiro, apresentado na sequência de forma resumida.

Inicialmente, com base nos dados levantados e nos processos hidrológicos a serem estudados, definiu-se o modelo de representação e tratamento dessas informações na modelagem do sistema.

A primeira fase da modelagem foi efetuada durante um período seco, sem a ocorrência de chuva, em que foram avaliados os resultados obtidos com a utilização de todos os dados medidos na bacia, sem qualquer procedimento de calibração, denominada como a simulação “ K_s Slug”. Em seguida, efetuou-se a simulação “ K_s 60”, em que os valores medidos com o *Slug Test*, correspondentes à condutividade hidráulica saturada na região do solo em que está presente o lençol freático, foram substituídos pelos valores de K_s medidos a partir de amostras coletadas a 60 cm de profundidade. Esse procedimento possibilitou a avaliação da importância do levantamento de K_s com o *Slug Test* para o resultado da modelagem da variação do nível freático na bacia em estudo. Essa abordagem se justifica pela raridade de se encontrar regiões com grande quantidade de poços piezométricos que possibilitem a determinação de K_s na região do lençol freático de forma distribuída. Analisando-se os dados de entrada e saída do modelo em ambas as simulações (“ K_s Slug” e “ K_s 60”), foi possível verificar o que ocorre com o nível do lençol freático quando se aumenta ou se reduz o valor de K_s na sua zona de variação, informação importante para o processo posterior de calibração dessa variável do modelo. Assim sendo, na etapa seguinte efetuou-se a calibração do modelo por meio do ajuste dos valores de K_s na profundidade em que está presente o lençol freático. A verificação dos benefícios auferidos pelo processo de calibração do modelo foi realizada com dados do período seco do ano posterior ao utilizado no ajuste dos valores de K_s .

Na busca por conhecimentos que auxiliem na realização de estudos de modelagem hidrológica em outras áreas de Cerrado, utilizando valores de K_s medidos, calibrados e da literatura, de forma regionalizada e distribuída, efetuou-se a comparação de resultados da

simulação da variação do nível freático obtidos de diferentes maneiras, combinando-se os referidos dados e suas formas de utilização. Essa avaliação foi realizada no mesmo período seco considerado no processo de calibração.

Os resultados obtidos nos estudos efetuados no período seco foram utilizados como balizadores para a simulação anual (365 dias) da variação do nível freático e do escoamento de base na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim, etapa final do trabalho que está diretamente atrelada ao seu objetivo principal.

4.2.4.1 - Modelo de representação do meio e dos processos hidrológicos

Antes do início do processo de modelagem matemática de ambientes complexos, como é o caso de modelos tridimensionais em escala de bacias hidrográficas, é preciso definir como será efetuada a representação do meio e dos processos hidrológicos que serão considerados no estudo. Para os hidrogeólogos, essa etapa é definida como a fase de construção do modelo conceitual (Lousada e Campos, 2005), termo que possui outra conotação para os hidrólogos, conforme apresentado no item 3.1.2.

Na Figura 4.38 é apresentado o modelo de representação do meio e dos processos hidrológicos idealizado para os estudos da modelagem tridimensional do fluxo da água na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim.

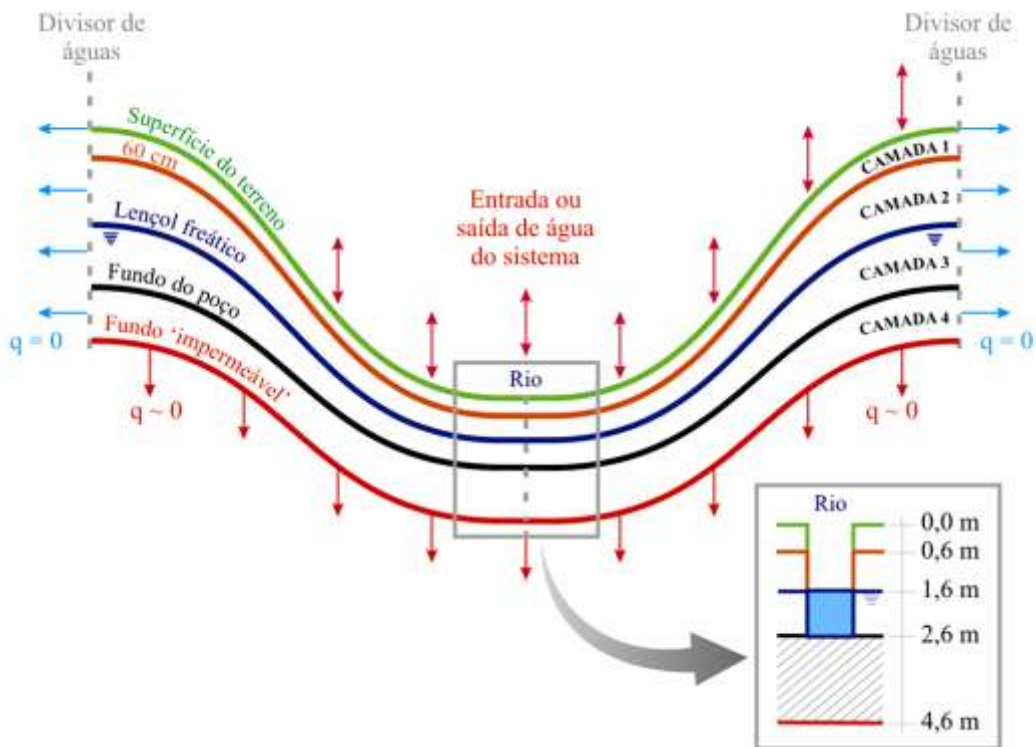


Figura 4.38 - Modelo de representação do meio e dos processos hidrológicos considerados na simulação do fluxo da água na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim.

Na Figura 4.38, para facilitar a visualização e a compreensão do modelo de representação do problema, esse foi apresentado em sua forma bidimensional (2D) como se fosse uma vertente; contudo, destaca-se que no estudo efetuado na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim a modelagem se deu em três dimensões (3D). Assim, as superfícies indicadas na Figura 4.38, na realidade, representam áreas, como pode ser visualizado na Figura 4.39.

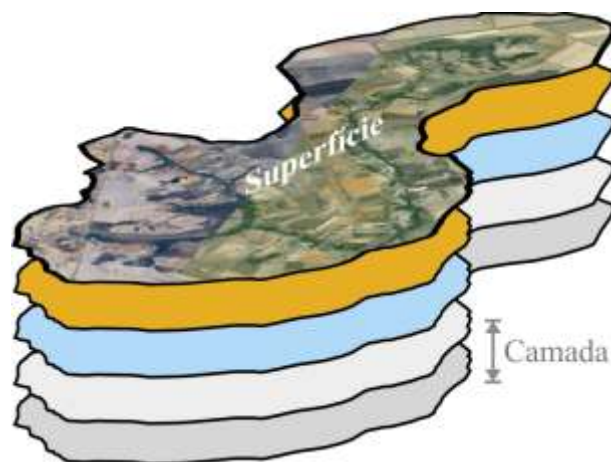


Figura 4.39 - Esquema de representação das superfícies e camadas utilizadas na discretização da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim.

Conforme apresentado nas Figuras 4.38 e 4.39, o problema foi discretizado em quatro camadas (*layers*) de solo no sentido da profundidade. Para tal, foram definidas as altitudes das cinco superfícies (*slices*) correspondentes aos seus limites superiores e inferiores. A primeira camada de solo vai da superfície do terreno até a profundidade de 60 cm. A segunda se inicia a 60 cm de profundidade e vai até o nível do lençol freático em um dado momento. A terceira camada tem seu limite superior na superfície que representa o nível do lençol freático e segue até uma determinada profundidade que permanece saturada durante todo o tempo, apresentada na Figura 4.38 como “Fundo do poço”. A quinta camada vai da superfície denominada “Fundo do poço” até aquela definida como “Fundo impermeável”.

A superfície do terreno foi extraída da carta planialtimétrica do Distrito Federal (Codeplan, 1991), em escala 1:10.000, que apresenta, em meio digital e georreferenciado, as curvas de nível do território a cada 5 metros de variação vertical da altitude. Para a obtenção da altitude do terreno nos locais onde estão localizados os 56 poços piezométricos da área, gerou-se o modelo digital de elevação da bacia utilizando o método TIN (*Triangulated Irregular Network*) na interpolação dos dados da referida base de dados altimétrica. Além desses 56 pontos de referência, foram criados, de forma distribuída no espaço, mais 2.443 pontos de obtenção de dados altimétricos na bacia para a melhor representação dessa característica da área. Ao longo dos cursos d’água da bacia foram estabelecidos 192 pontos de obtenção de dados, correspondentes aos locais em que as curvas de nível os interceptam.

A superfície de interface de 60 cm de profundidade foi definida com base na superfície do terreno.

A terceira superfície de interface, como o próprio nome indica, representa o nível do lençol freático no início da simulação, medida nos 56 poços piezométricos. Além desses, nos 192 pontos correspondentes à calha dos rios efetuou-se a diminuição de 1,60 m em relação à altitude na superfície, conforme indicado na Figura 4.38. Destaca-se que, das cinco superfícies de interface que discretizam o sistema, a que representa o nível do lençol freático é a única com posição variável com o tempo. As demais superfícies são fixas.

A quarta superfície de interface, denominada “Fundo do poço”, é definida pelos menores níveis do lençol freático medidos nos 56 poços em quatro anos consecutivos de monitoramento, subtraídos de três metros. Essa subtração tem por objetivo garantir que o nível do lençol freático não alcançará esse limite, mantendo a Camada 3 sempre sob condições saturadas. Nessa camada, para a definição das altitudes ao longo da calha dos rios, considerou-se que o nível da água nos rios no início da simulação como sendo de 1 metro (Figura 4.38). Esse valor se aproxima da profundidade média do Rio Jardim em sua foz (Estação Jardim Jusante) observada durante o período seco do ano.

A quinta superfície de interface, correspondente ao “Fundo impermeável”, é determinada por meio da subtração de 2 m da altitude dos pontos que definem a superfície denominada “Fundo do poço”.

Cada camada recebe os valores dos seguintes atributos do solo: os quatro parâmetros da curva de retenção segundo o modelo de van Genuchten (S_s , S_r , A e n); a porosidade total (Φ); o índice de armazenamento de água drenável do solo (*Storativity*); e a condutividade hidráulica saturada do solo (K_s). Esses dados foram medidos a partir de amostras coletadas nos locais dos 56 poços piezométricos instalados na bacia, nas profundidades de 15-20 e 60-65 cm (Tabelas 4.2 e 4.3). No caso da condutividade hidráulica, esse dado também foi medido na profundidade do lençol freático, utilizando o método *Slug Test* (Tabela 4.4).

Na “Camada 1”, as características físicas do solo foram representadas pelos valores medidos na profundidade de 15-20 cm. A “Camada 2” foi caracterizada pelos dados medidos a 60-65 cm de profundidade. Na “Camada 3”, apesar de se tratar de uma zona saturada, apenas para constar, os valores dos parâmetros de van Genuchten atribuídos a essa camada foram os mesmos da “Camada 2”, enquanto os da condutividade hidráulica saturada (K_s) foram aqueles determinados nos poços piezométricos por meio do *Slug Test*. Na “Camada 4”, os solos também foram caracterizados com os dados medidos a 60cm, contudo, como essa é uma camada dita “impermeável”, considerou-se que a condutividade hidráulica saturada (K_s) nesse local é bem baixa, igual a $1,0 \times 10^{-10} \text{ m.s}^{-1}$. Destaca-se que no FEFLOW não é permitida a introdução de valores de K_s iguais a zero.

Na Figura 4.38 também são apresentadas as condições de contorno do problema. Nos limites do sistema, que correspondem aos divisores de água da bacia, considerou-se que o

fluxo de água é nulo ($q = 0$), com exceção do exutório da bacia. Nesse ponto do rio, pelo qual a água sai da bacia, foram utilizadas as cotas correspondentes à variação do nível da água no tempo (carga hidráulica total, H) como condição de contorno. No caso, o referido nível da água utilizado foi aquele correspondente ao escoamento de base, representando a conexão entre o fluxo subterrâneo e superficial da água na bacia. É importante destacar que, no exutório da bacia, a definição da condição de contorno, seja na forma de fluxo (q) ou carga hidráulica (H), é fundamental, pois caso contrário o fluxo da água seria represado nos limites da bacia.

Outra condição de contorno representada na Figura 4.38 refere-se ao fluxo de água através da superfície do terreno. No modelo idealizado, a entrada de água no sistema ocorrerá nos nós que representam a superfície do terreno, já na forma de recarga diária, ou seja, a chuva ou irrigação subtraída de interceptação foliar, da evapotranspiração e do escoamento superficial. A saída de água do sistema nesse limite do problema ocorre fundamentalmente por causa da evapotranspiração.

Os cursos d'água da bacia delimitam a interface entre dois regimes de escoamento, o fluxo de base, regido pela equação de Darcy, e o fluxo superficial, regido pela equação de Manning-Strickler. No caso, a representação dos rios foi efetuada por meio de elementos finitos unidimensionais, nas três camadas de cima do problema (Figura 4.38), utilizando ferramentas próprias do FEFLOW para esse fim (Diersch, 2009).

Em relação às condições iniciais do problema, buscou-se a medição de dados de umidade do solo na zona não-saturada, até um metro de profundidade, utilizando a sonda Delta-T PR2/6. Contudo, conforme apresentado no Apêndice A, os resultados obtidos com esse equipamento não foram satisfatórios. Assim, como as simulações efetuadas sempre tiveram início logo após o fim do período de chuvas, considerou-se que, nas zonas não-saturadas do solo (Camadas 1 e 2), o potencial matricial da água no solo (h) era igual a -10 kPa, ou seja, o teor de umidade do solo correspondente à sua capacidade de campo (Reichardt, 1988). Na “Camada 3”, como o potencial matricial da água no solo é igual a zero ($h = 0$), a carga hidráulica total (H) é igual à cota (z) do lençol freático na área, coincidindo com a cota da superfície da água ao longo dos rios da bacia no início da simulação. Como “ $H = h + z$ ”, as condições iniciais da “Camada 4” também podem ser representadas pelos dados relativos às cotas do lençol freático e do nível da água ao longo dos cursos d'água no

início da simulação, sendo z a posição da superfície que limita a parte de cima da camada de solo e h um valor positivo igual à distância entre essa superfície e o nível da superfície freática.

4.2.4.2 - Simulações da variação do nível freático no período seco do ano

A decisão de se trabalhar em um período seco teve como objetivo a redução de incertezas no processo de simulação e calibração dos valores da condutividade hidráulica saturada (K_s) no nível do lençol freático (Camada 3), uma vez que, no caso, a recarga do sistema na superfície, no período, pode ser considerada desprezível, assim como o fluxo da água na zona não-saturada. Dessa forma, os erros inerentes à medição e à representação da distribuição espacial da chuva, da interceptação foliar, da evapotranspiração real e do escoamento superficial pouco interferem na avaliação dos valores de K_s na referida região do solo, variável fundamental na simulação das mudanças no nível do lençol freático na bacia (Ashraf, 2008).

A primeira etapa a ser cumprida para a execução desse estudo foi a análise conjunta das séries temporais dos dados de chuva e de variação do nível freático para a identificação de um período longo sem precipitação e limitados por datas em que foram efetuadas medidas nos poços. O período entre os dias 14 de junho e 17 de setembro de 2007 foi escolhido para essa primeira simulação utilizando os dados da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim, totalizando 95 dias sem a ocorrência de chuva.

O estudo foi realizado em regime de fluxo transiente da água no solo regido pela equação de Richards. Utilizou-se a técnica da alternância da variável primária (Apêndice B), por meio da qual a simulação pode ser efetuada sob qualquer condição de saturação do meio poroso (saturado, não-saturado ou eventualmente saturado). O procedimento utilizado para a discretização do tempo no cálculo numérico foi o esquema de previsão e correção de Euler, que calcula automaticamente as diferenças finitas variáveis na dimensão do tempo.

Na geração da malha de elementos finitos, foram utilizadas as bases de dados georreferenciados relativos aos limites da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim, aos cursos d'água e aos locais dos poços piezométricos instalados na área. Para a definição da malha, inicialmente utilizou-se o procedimento automático de geração de malhas do

FEFLOW, em que se estabeleceu, preliminarmente, que essa deveria ser discretizada em 5.000 elementos. Posteriormente, de forma manual, efetuou-se o refinamento da malha no entorno dos poços piezométricos e dos cursos d'água, chegando-se a cerca de 20.000 elementos por superfície do problema, conectados por 12.976 nós. Assim, o sistema todo, com cinco superfícies (quatro camadas), foi discretizado em 101.968 elementos (64.880 nós). Essa malha gerada foi utilizada em todas as simulações efetuadas na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim.

No estudo, os resultados de interesse para verificação e análise foram as cargas hidráulicas totais (H) nos nós da “Camada 3” nos locais onde estão instalados os poços piezométricos, que correspondem ao nível do lençol freático no final do período simulado.

Aproveitando-se da estrutura desenvolvida para a modelagem da variação do nível freático durante o período seco do ano, efetuou-se o estudo do impacto do uso de diferentes valores de K_s medidos, calibrados e da literatura, aplicados de forma regionalizada e distribuída, sobre os resultados das simulações.

A primeira verificação efetuada foi a do impacto dos valores de K_s medidos com o *Slug Test* na resposta do modelo. Conforme já comentado, poucas são as bacias com infraestrutura necessária para a determinação do K_s na região do lençol freático de forma distribuída; então, avaliou-se se há diferença no resultado da modelagem com o uso desses dados, simulação denominada “ K_s Slug”, e com a substituição desses dados pelos valores de K_s medidos a 60 cm de profundidade, a qual se deu o nome de “ K_s 60”.

Na sequência, efetuou-se a calibração do modelo por meio do ajuste dos valores de K_s na camada de solo correspondente à zona do lençol freático, indicado por Ashraf (2008) como o principal parâmetro de ajuste do modelo, o que foi verificado por meio de análise de sensibilidade dos resultados do FEFLOW em função da variação de seus dados de entrada. O procedimento de calibração do modelo será apresentado posteriormente em item específico.

Na busca de valores de referência de K_s para áreas de Cerrado com características similares às da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim, os dados medidos nas profundidades de 15 cm, 60 cm e na zona de presença do lençol freático foram agrupados segundo a classe de

solo na região em que o poço está inserido, a textura do solo e a classificação hidrogeológica do domínio poroso. Esse agrupamento tomou como base o posicionamento dos poços (Figura 4.26) e os mapas relativos às características do meio consideradas (Figuras 4.15, 4.16 e 4.17). Para cada uma das classes em que foram agrupados os dados e para cada profundidade foram calculados os valores médios medidos de K_s , conforme apresentado nas Tabelas 4.7, 4.8 e 4.9.

Tabela 4.7 - Agrupamento dos valores de K_s médios medidos na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim em função da classe de solo.

Classe de solo	Profundidade								
	15 cm			60 cm			Lençol freático		
	K_s (10^{-4} m.s $^{-1}$)	CV* (%)	Nº pontos	K_s (10^{-4} m.s $^{-1}$)	CV (%)	Nº pontos	K_s (10^{-4} m.s $^{-1}$)	CV (%)	Nº pontos
Latossolo Vermelho	2,011	223,4	21	1,277	501,0	18	0,914	84,9	19
Latossolo Vermelho -Amarelo	3,123	51,1	16	1,213	758,7	16	2,005	141,8	16
Latossolo Amarelo	7,229	-	1	1,404	-	1	0,519	-	1
Cambissolo	2,484	61,6	8	0,752	126,3	6	0,317	64,6	9
Gleissolo	1,373	-	1	-	-	-	1,092	-	2
Plintossolo	3,054	-	1	-	-	-	2,337	-	2

* Coeficiente de variação.

Tabela 4.8 - Agrupamento dos valores de K_s médios medidos na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim em função da textura do solo.

Classe textural	Profundidade								
	15 cm			60 cm			Lençol freático		
	K_s (10^{-4} m.s $^{-1}$)	CV (%)	Nº pontos	K_s (10^{-4} m.s $^{-1}$)	CV (%)	Nº pontos	K_s (10^{-4} m.s $^{-1}$)	CV (%)	Nº pontos
Média	3,524	50,7	10	0,917	179,2	10	0,679	111,0	10
Argilosa	2,006	93,9	26	1,042	655,0	20	0,573	83,9	26
Muito Argilosa	2,613	46,9	12	1,279	262,2	11	1,863	141,9	13

Tabela 4.9 - Agrupamento dos valores de K_s médios medidos na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim em função da classificação hidrogeológica do domínio poroso.

Classe hidrogeológica	Profundidade								
	15 cm			60 cm			Lençol freático		
	K_s (10^{-4} m.s $^{-1}$)	CV (%)	Nº pontos	K_s (10^{-4} m.s $^{-1}$)	CV (%)	Nº pontos	K_s (10^{-4} m.s $^{-1}$)	CV (%)	Nº pontos
Sistema P1	4,648	53,4	7	0,872	168,6	7	0,453	42,4	7
Sistema P2	2,543	236,2	35	1,274	507,2	31	0,880	89,3	36
Sistema P4	2,844	61,1	6	0,722	119,0	3	0,912	116,0	6

Em relação aos valores médios de K_s , é importante ressaltar que, por não se tratar de variável que segue uma distribuição normal, esses não são obtidos por meio da média aritmética dos dados. Assim, as médias dos valores de K_s são determinadas seguindo uma

distribuição log-normal (Warrick, 1983), após a transformação logarítmica dos dados medidos por meio da seguinte expressão:

$$\bar{K}_s = e^{\overline{\ln K_s} + 0,5 \sigma_{\ln K_s}^2} \quad (4.24)$$

em que:

\bar{K}_s : média da condutividade hidráulica saturada (LT^{-1});

$\overline{\ln K_s}$: média do logaritmo neperiano dos valores de K_s (LT^{-1});

$\sigma_{\ln K_s}^2$: variância do logaritmo neperiano dos valores de K_s (L^2T^{-2}).

Os valores de K_s calibrados também foram agrupados nas formas apresentadas nas Tabelas 4.7, 4.8 e 4.9 para comparação com os demais na busca de valores de referência dessa variável para a área de estudo.

Além dos valores médios medidos e calibrados de K_s , foram testados dados da literatura na simulação da variação do nível freático nos poços da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim durante o período seco do ano. Essa avaliação teve por objetivo avaliar os resultados que poderiam ser obtidos nas simulações caso não fossem levantados os dados de K_s na área de estudo.

Apesar da grande variabilidade dos dados de K_s , o que já é observado mesmo na fase de coleta de dados, em que as repetições das análises efetuadas em um mesmo local apresentam certa diferença, muitos trabalhos trazem valores de referência dessa variável em função da classe, da textura ou de características hidrogeológicas do solo (Bear, 1972; Clapp e Hornberger, 1978; Freeze e Cherry, 1979; EPA, 1986; Lousada, 2005; Gevaert e Freitas, 2006; e Alves e Castro, 2009). Os elevados valores do coeficiente de variação (CV) dos dados apresentados nas Tabelas 4.7, 4.8 e 4.9 demonstram a dificuldade de estabelecimento de apenas um valor médio de K_s para representar uma unidade geológica ou pedológica. A dificuldade de obtenção desses dados de forma distribuída nas áreas em que se deseja desenvolver estudos hidrológicos faz com que esses valores médios de referência sejam comumente utilizados. Com base em dados da literatura, foram selecionados valores regionalizados de K_s para aplicação na modelagem da variação do

nível freático na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim durante o período seco. Esses valores são apresentados nas Tabelas 4.10, 4.11 e 4.12.

Tabela 4.10 - Valores de referência de K_s médio em função da classe de solo (Alves e Castro, 2009) e os valores atribuídos e utilizados neste trabalho.

Classe de solo	Classe K_s	K_s de referência (m.s ⁻¹)	Valor de K_s atribuído (10 ⁻⁴ m.s ⁻¹)
Neossolo Quartzarénico	Muito alta	> 10 ⁻³	10,000
Latossolos	Alta	10 ⁻³ a 10 ⁻⁵	1,000
Argissolos e Nitossolos	Moderada	10 ⁻⁶	0,010
Cambissolos, Plintossolos, Neossolos Litólicos, Gleissolos	Baixa	10 ⁻⁷ a 10 ⁻⁸	0,001

Tabela 4.11 - Valores de referência de K_s médio em função da textura do solo (Clapp e Hornberger, 1978) e que foram utilizados neste trabalho.

Classe textural	K_s de referência (10 ⁻⁴ m.s ⁻¹)
Arenosa	1,760
Média	0,070
Argilosa	0,013
Muito Argilosa	0,013

Tabela 4.12 - Valores de referência de K_s médio em função da classe hidrogeológica do meio poroso (Lousada, 2005) e os valores atribuídos e utilizados neste trabalho.

Classe hidrogeológica do meio poroso	K_s de referência (m.s ⁻¹)	Valor de K_s atribuído (10 ⁻⁴ m.s ⁻¹)
Sistema P1	10 ⁻⁵ a 10 ⁻⁶	0,10
Sistema P2	10 ⁻⁵ a 10 ⁻⁶	0,10
Sistema P4	< 10 ⁻⁶	0,01

A aplicação dos valores apresentados nas Tabelas 4.7, 4.8, 4.9, 4.10, 4.11 e 4.12 seguiram a regionalização das características do meio mostradas, respectivamente, nas Figuras 4.15, 4.16 e 4.17. No caso dos dados da literatura, Tabelas 4.10, 4.11 e 4.12, como as informações não são discretizadas em profundidades, os dados regionalizados se repetiram nas três primeiras camadas de solo consideradas, partindo da superfície do terreno (Figura 4.38).

4.2.4.3 - Comparação dos resultados das simulações da variação do nível freático no período seco do ano

Na primeira parte do estudo de modelagem, em que se buscou apenas a simulação da variação do nível freático durante um período seco do ano, os dados obtidos na modelagem

foram comparados com os dados medidos nos poços piezométricos no final do período de análise. Uma forma bastante utilizada na comparação entre esse tipo de dados discretos, medidos no campo e simulados com o FEFLOW, por exemplo, é a da análise da relação linear entre esses dados e a curva 1:1 (Eliasson, 2000; Sarwar e Helmut, 2006; e Monteiro et al., 2007). Nesses casos, deve-se atentar ao fato de a variação das cotas do nível da água nos poços ser, geralmente, muito maior do que o erro entre os dados medidos e simulados, podendo distorcer as análises. Assim sendo, neste trabalho, buscou-se uma forma de análise global dos resultados da modelagem da seguinte forma: (i) calculou-se o erro dos dados simulados em relação aos dados medidos em cada poço; (ii) efetuou-se o agrupamento dos valores absolutos dessas diferenças em classes; (iii) representou-se os pontos da curva de distribuição de erros da simulação, relacionando o percentual de amostras que supera um determinado valor absoluto do erro; e (iv) a interpolação desses pontos para o traçado da curva de distribuição dos erros verificados foi efetuada por meio do modelo exponencial de distribuição estatística de probabilidades descrito a seguir:

$$P_E = 100 (1 - e^{-E_{abs} \lambda}) \quad (4.25)$$

em que:

P_E : percentual de amostras com valores menores ou iguais a E_{abs} ;

E_{abs} : erro absoluto verificado entre o nível da água simulado e medido (L);

λ : parâmetro de ajuste do modelo, correspondente ao inverso da média dos E_{abs} .

Tendo-se as curvas de distribuição do erro de diferentes simulações, utilizou-se a técnica de comparação de curvas com o teste F (Silva e Azevedo, 2002) para determinar qual delas apresentou o melhor resultado global na estimativa da variação do nível freático.

O nível crítico de probabilidade estabelecido para julgar a significância das diferenças foi de 5%, sendo o cálculo de F efetuado com base na seguinte equação:

$$F_{calc} = \frac{\frac{|SQE_{comb} - (SQE_1 + SQE_2)|}{GL_{comb} - GL_1 - GL_2}}{\frac{SQE_1 + SQE_2}{GL_1 + GL_2}} \quad (4.26)$$

em que:

SQE_{comb} : soma do quadrado dos erros da combinação das duas curvas comparadas;

SQE_1 : soma do quadrado dos erros da primeira curva comparada;

SQE_2 : soma do quadrado dos erros da segunda curva comparada;

GL_{comb} : graus de liberdade da combinação das duas curvas comparadas;

GL_1 : graus de liberdade da combinação da primeira curva comparada;

GL_2 : graus de liberdade da combinação da segunda curva comparada.

O valor de F correspondente ao nível crítico de probabilidade de 5% ($F_{crítico}$) foi obtido diretamente com a função “invF” da planilha eletrônica Excel®, utilizada da seguinte forma:

$$F_{crítico}(5\%) = \text{INVF} (0,05; GL_{comb} - (GL_1 + GL_2); GL_1 + GL_2) \quad (4.27)$$

No teste F, a hipótese de igualdade entre as curvas é aceita quando o valor de F calculado é menor do que o F crítico. Caso contrário, a hipótese de igualdade é rejeitada.

4.2.4.4 - Calibração do modelo

A calibração dos valores de K_s na “Camada 3” foi efetuada por meio da comparação dos níveis da água simulados e medidos nos poços piezométricos. Conforme descrito anteriormente, essa calibração foi realizada com base na simulação da variação do nível do lençol freático no decorrer de um período sem chuvas na bacia, ocorrido entre 14 de junho e 17 de setembro de 2007.

A partir dos resultados das simulações efetuadas previamente, com valores de K_s medidos por meio do *Slug Test* e com a substituição destes pelos respectivos valores determinados em laboratório com amostras coletadas a 60 cm de profundidade, efetuou-se a verificação do comportamento do lençol freático em função da variação do valor de K_s na “Camada 3” (Figura 4.38). Dessa análise, foi possível observar, por exemplo, a relação entre a variação do valor de K_s na referida camada e a variação do nível do lençol freático simulado. Ou seja, utilizou-se dessas simulações para avaliar o que ocorre com o nível freático simulado quando se aumenta ou diminui o valor de K_s em um dado local, se ele sobe ou desce. O quanto aumentar ou reduzir no valor de K_s entre as simulações efetuadas no processo de

calibração foi determinado por meio de fatores de majoração e redução desenvolvidos com base no erro absoluto ($|E_{abs}|$) verificado entre o nível de água simulado e medido em um determinado poço e a diferença de nível realmente verificada nesse poço no período inicial e final da simulação (Δn_p). O fator de majoração ($F_{K_s}^+$) foi expresso da seguinte maneira:

$$F_{K_s}^+ = \left(1 + \frac{|E_{abs}|}{\Delta n_{p+1}} \right) \quad (4.28)$$

O fator de redução ($F_{K_s}^-$) correspondente foi estabelecido da seguinte forma:

$$F_{K_s}^- = \frac{1}{\left(1 + \frac{|E_{abs}|}{\Delta n_{p+1}} \right)} \quad (4.29)$$

Nas Equações 4.28 e 4.29, quando $|E_{abs}|$ tende para zero, os valores de $F_{K_s}^+$ e $F_{K_s}^-$ se aproximam de 1.

Para acelerar o processo de calibração e evitar que a convergência dos resultados seja obtida por meio da utilização de valores de K_s irrealistas sob o ponto de vista físico, considerou-se que os valores de K_s calibrados deveriam respeitar à seguinte restrição:

$$0,1 (K_s \text{ mínimo medido}) \leq K_s \text{ calibrado} \leq 10 (K_s \text{ máximo medido})$$

A tomada de decisão sobre o momento de parar o processo de calibração foi efetuada com base na análise comparativa dos erros globais obtidos entre simulações efetuadas com diferentes valores de K_s . Essa comparação também foi realizada por meio da técnica de comparação de curvas com o teste F (Silva e Azevedo, 2002), utilizando as respectivas curvas de distribuição estatística dos erros obtidos nas simulações, analisadas duas a duas (ver item 4.2.4.3). O nível crítico de probabilidade estabelecido para julgar a significância das diferenças também foi de 5%. O momento de parada do processo de calibração foi aquele em que o valor do erro médio global das simulações parou de diminuir e começou a oscilar.

4.2.4.5 - Simulação anual da variação do nível freático e do escoamento de base na bacia

Nesta etapa, efetuou-se a simulação anual (365 dias) da variação do nível freático e do escoamento de base na bacia. Esse estudo foi realizado com base nos dados levantados na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim, no modelo de representação do meio físico e dos processos hidrológicos considerados (item 4.2.4.1), bem como nos conhecimentos adquiridos nos estudos efetuados durante período seco do ano (item 4.2.4.2). Diferentemente do estudo em período sem a ocorrência de chuvas, neste caso os processos de recarga e evapotranspiração influenciam o comportamento hidrológico da bacia, devendo ser considerados.

O período adotado nessa análise foi o mesmo da etapa de caracterização hidrológica da bacia (item 4.2.1.4), ou seja, o ano hidrológico 2007/2008, que vai de 01 de agosto de 2007 a 31 de julho de 2008. Dessa forma, como apresentado nas Tabelas 4.5 e 4.6, a evapotranspiração real ocorrida na bacia neste período foi estimada em $777,78 \text{ mm.ano}^{-1}$, sendo $8,24 \text{ mm.ano}^{-1}$ desse montante decorrente do uso da água para a prática da irrigação na área. Destaca-se que o impacto das áreas irrigadas se concentra no período seco do ano e nas áreas que aplicam essa tecnologia.

Conforme citado anteriormente (item 4.2.1.4), as áreas irrigadas da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim estão, salvo uma ou outra exceção, como o caso do pivô-central em operação, distribuídas em regiões próximas aos cursos d'água, formando praticamente uma faixa irrigada ao longo de seus rios. Além disso, como apresentado na Figura 4.20, a área de estudo é quase toda ocupada para fins agrícolas. Com base nessas informações, que ressaltam a homogeneidade espacial em relação à forma de uso da terra na bacia, neste estudo desconsiderou-se a variabilidade espacial da evapotranspiração real na área da bacia, adotando-se valores médios para toda a sua extensão.

Para representar a variabilidade temporal da evapotranspiração real na área, foi adotado o modelo de Penman-Monteith para o cálculo da evapotranspiração de referência (ET_o) utilizando os dados climáticos diários medidos na Estação CPAC-Principal, operada pela Embrapa Cerrados e localizada a cerca de 30 km da área de estudo. Para transformar ET_o em evapotranspiração real (ET_r), foram utilizadas as relações mensais entre essas variáveis (ET_r/ET_o) obtidas por meio da análise dos dados medidos por Lima (2000) durante um ano

hidrológico em uma bacia do Cerrado próxima da área em estudo. Essa relação é equivalente ao produtório entre os parâmetros k_c e k_s da Equação 3.2.

Para se chegar aos valores que representam essa relação, inicialmente, utilizando os dados climáticos diários medidos por Lima (2000), recalcularam-se os valores de ET_o com o método Penman-Montheith para a homogeneização das bases de dados utilizadas, uma vez que o referido autor aplicou o método Penman-FAO na estimativa dessa variável. Em seguida, os dados de ET_o diários recalculados foram agrupados em períodos similares aos que Lima (2000) determinou a evapotranspiração real (ET_r) em sua bacia de estudo, em intervalos de 15 dias. Utilizando a média ponderada dos dados de ET_r nos períodos entre medições, organizaram-se as informações mensalmente para a obtenção de valores iniciais da relação entre ET_r e ET_o . Os dados diários de ET_o obtidos neste trabalho, determinados para o ano hidrológico 2007/2008 na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim, foram multiplicados pela relação mensal entre ET_r e ET_o obtida com dados de Lima (2000). No passo seguinte, para respeitar o balanço hídrico na bacia, utilizou-se um fator de correção para igualar o somatório dos valores diários estimados de evapotranspiração real ao montante anual determinado por meio do cálculo da diferença entre o total precipitado e o escoado no ano hidrológico (Tabela 4.5), de $777,78 \text{ mm.ano}^{-1}$. Na Figura 4.40 são apresentados os coeficientes mensais finais utilizados para a conversão da série de valores diários de ET_o em ET_r .



Figura 4.40 - Coeficientes médios mensais de conversão dos valores diários de ET₀ em ET_r utilizados para toda a área da bacia.

Para a consideração do impacto real da irrigação sobre a evapotranspiração, uma vez que os dados de Lima (2000) foram obtidos em bacia sob vegetação natural de Cerrado, distribuiu-se, uniformemente no tempo, nos 100 dias de irrigação considerados, a lâmina de água transferida à atmosfera por causa exclusiva dessa prática, estimada em 8,24 mm no período, tendo como base de transformação a área total da bacia (104,86 km²). Assim, o montante de 0,0824 mm.dia⁻¹ foi somado aos valores diários da evapotranspiração estimados até então, nos dias entre 01 de maio de 2008 e 08 de agosto de 2008 (100 dias). Para manter o balanço hídrico, o mesmo montante (8,24 mm) foi deduzido, de maneira uniforme, dos outros 265 dias do ano sem irrigação, o que representa uma média de 0,0311 mm.dia⁻¹.

Na Figura 4.41 são apresentadas as estimativas da ET₀ e ET_r consideradas para a Bacia Experimental do Alto Rio Jardim durante o período de análise.

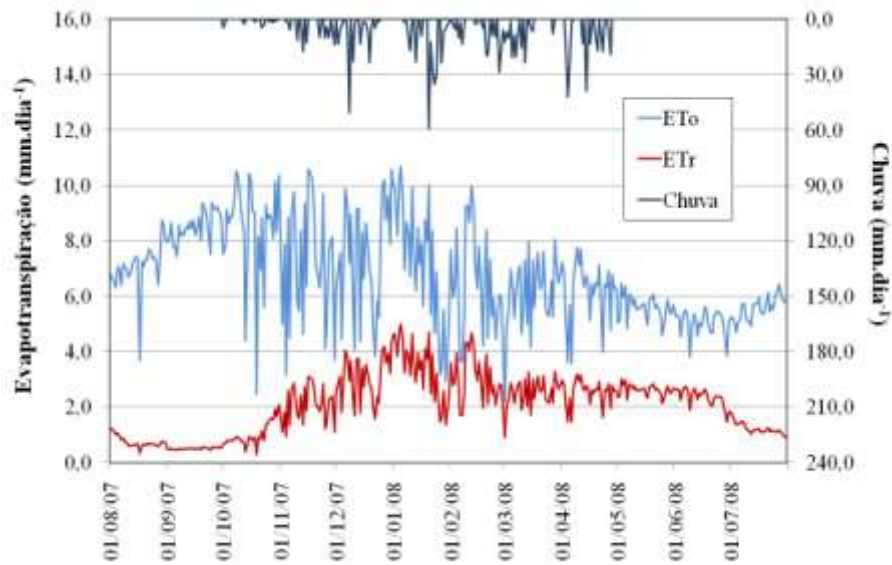


Figura 4.41 - Representação da chuva e das estimativas diárias da evapotranspiração de referência (ET_o) e da evapotranspiração real (ET_r) na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim no ano hidrológico 2007/2008.

Como se pode observar na Figura 4.41, durante o período mais seco do ano os valores de evapotranspiração real (ET_r) são reduzidos, o que decorre da menor disponibilidade de água no sistema para a ocorrência desse processo de transferência de água para a atmosfera.

Com base nos dados diários de chuva, evapotranspiração real e escoamento superficial, utilizando a equação do balanço hídrico, determinou-se o fluxo de água (entrada ou saída) na superfície do terreno.

$$\frac{\partial R}{\partial t} = \frac{\partial P}{\partial t} - \frac{\partial ET_r}{\partial t} - \frac{\partial E_s}{\partial t} \quad (4.30)$$

em que:

$\frac{\partial R}{\partial t}$: variação da recarga de água pela superfície do solo no intervalo de tempo t;

$\frac{\partial P}{\partial t}$: variação da lâmina de água que entra na bacia por precipitação no intervalo de tempo t;

$\frac{\partial ET_r}{\partial t}$: variação da lâmina de água que sai da bacia por evapotranspiração no intervalo de tempo t;

$\frac{\partial E_s}{\partial t}$: variação da lâmina de água que sai da bacia por escoamento superficial no intervalo de tempo t.

Em relação à Equação 4.30, destaca-se que, nos dias em que não há a ocorrência de chuva, os valores da recarga e do escoamento superficial são iguais a zero, restando apenas a componente da evapotranspiração real como fluxo através da superfície do terreno.

Os dados de precipitação utilizados foram aqueles medidos nas quatro estações pluviográficas automáticas instaladas na bacia, que tiveram seus dados espacialmente distribuídos por meio da técnica dos polígonos de Thiessen.

A forma de entrada dos dados diários do fluxo de água na superfície do terreno é representada na Figura 4.42.

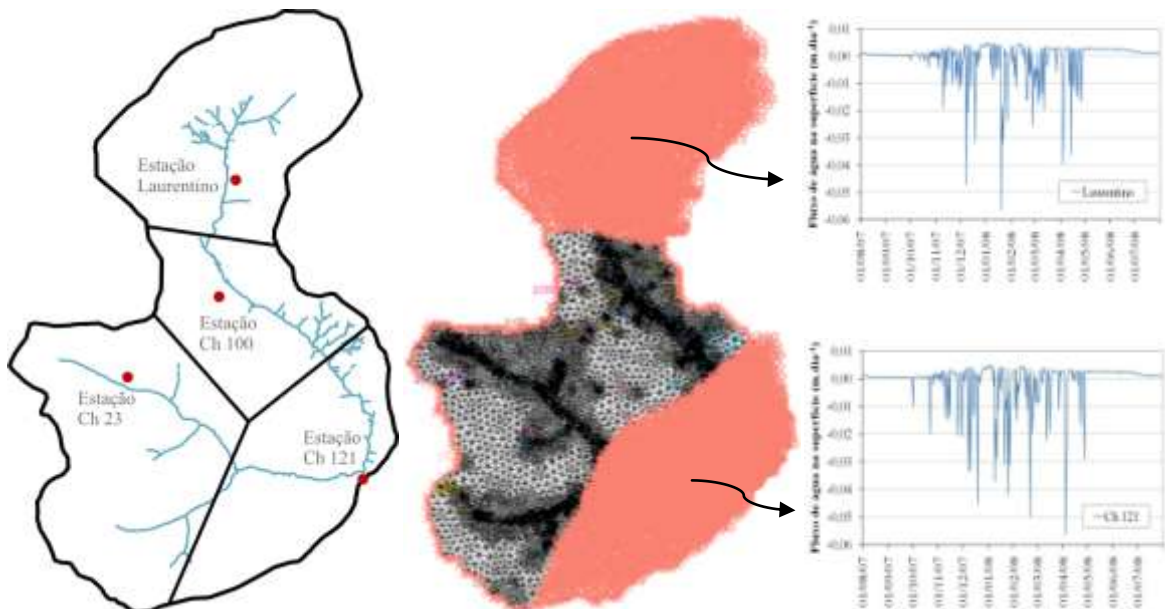


Figura 4.42 - Representação da forma de entrada dos dados diários do fluxo da água na superfície da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim no ano hidrológico 2007/2008, utilizando a técnica do polígono de Thiessen.

Conforme apresentado na Figura 4.42, a cada nó da superfície do problema foi atribuída uma série de dados diários representando o fluxo de água que entra ou sai do sistema através de seu limite superior.

No caso da modelagem anual do fluxo da água, as características do meio poroso, as condições de contorno e as condições iniciais foram as mesmas utilizadas na modelagem efetuada anteriormente para o período seco do ano. Dessa forma, a simulação no FEFLOW

foi iniciada no dia 14 de junho de 2007, contudo, para efeito de comparação dos resultados com os dados apresentados na caracterização hidrológica da bacia e também na estimativa da evapotranspiração real, o período de análise anual utilizado foi aquele entre 01 de agosto de 2007 e 31 de julho de 2008, totalizando 365 dias. O período entre 14 de junho e 01 de agosto de 2007 (48 dias) serviu apenas como etapa de aquecimento do modelo.

No FEFLOW, o cálculo da velocidade de escoamento da água no canal de drenagem é efetuado por meio da aplicação da fórmula de Manning-Strickler (Equação 4.31).

$$v = K \cdot R_h^{2/3} \cdot S_e^{1/2} \quad (4.31)$$

em que:

v : velocidade média da água na seção (L^3T^{-1});

$K = 1/n_m$ ($L^{1/3}T^{-1}$);

n_m : coeficiente de rugosidade de manning;

R_h : raio hidráulico da seção (relação entre a área e o perímetro molhado) (L);

S_e : declividade da linha de energia (LL^{-1}).

Destaca-se que, na aplicação da fórmula de Manning-Strickler, no FEFLOW, assume-se que a seção do canal de escoamento da água é quadrada e submersa, o que demanda posterior correção dos dados de velocidade extraídos da simulação (Diersch, 2009). Neste estudo, considerou-se que a forma real das seções dos rios (canais abertos) é retangular. Assim, o fator de correção (F) a ser utilizado é o seguinte (Diersch, 2009):

$$F = \left(\frac{4b_s h_s}{(2h_s + b_s)\sqrt{A_s}} \right)^{2/3} \quad (4.32)$$

em que:

h_s : altura da seção da estação, L;

b_s : base da seção da estação, L;

A_s : área da seção entrada no modelo, L^2 .

Assim, a vazão (Q) que passa em determinada seção do canal de drenagem inserido na modelagem é dada por:

$$Q = A (v.F) \quad (4.33)$$

No caso, considerou-se que ao longo de toda a rede de drenagem da bacia a área de seção entrada no modelo (A) era constante e igual a 3 m². Em relação ao parâmetro relativo à rugosidade das paredes do canal (K), adotou-se o valor constante e igual a 30 m^{1/3}s⁻¹.

4.2.4.6 - Comparação dos resultados das simulações da variação do nível freático e do escoamento de base no ano hidrológico

Para a comparação das séries temporais observadas e estimadas, tanto em relação à variação anual dos níveis freáticos nos poços quanto em relação à variação da vazão nos rios, além da análise gráfica, utilizou-se o método de Nash e Sutcliffe (1970), que define o índice de eficiência do modelo da seguinte forma:

$$E_{\text{nash}} = 1 - \frac{\sum_{t=1}^T (x_{\text{obs}}^t - x_{\text{est}}^t)^2}{\sum_{t=1}^T (x_{\text{obs}}^t - \bar{x}_{\text{obs}})^2} \quad (4.34)$$

em que:

E_{nash} : coeficiente que representa a eficiência do modelo;

x_{obs}^t : valor observado da variável x no tempo t;

x_{est}^t : valor estimado pelo modelo da variável x no tempo t;

\bar{x}_{obs} : média dos valores observados da variável x no período T.

O índice de eficiência de Nash e Sutcliffe (1970) pode variar entre $-\infty$ e 1. Na medida em que o valor de E_{nash} se aproxima de 1, melhor o resultado da modelagem. Coeficientes negativos indicam que os resultados da simulação são piores que a média dos dados observados na representação de sua série temporal medida em campo. Nesses casos, ocorre que a variância do erro entre os dados medidos e estimados (numerador) é maior do que a variância do erro entre os dados medidos e a sua média (denominador). Cabe ressaltar que as séries temporais com pequena amplitude tornam o coeficiente de Nash e Sutcliffe

(1970) mais rigoroso, uma vez que o valor da variância do erro e a sua média assume valores pequenos e qualquer erro nas estimativas leva o E_{nash} a ser negativo.

Outro dado de aferição dos resultados da modelagem trata-se do erro percentual obtido na estimativa do volume de escoamento de base ao longo do período simulado, calculado da seguinte forma:

$$E_{vol} (\%) = 100 \times \frac{|V_{obs} - V_{sim}|}{V_{obs}} \quad (4.35)$$

em que:

E_{vol} : erro percentual entre o volume de escoamento observado (V_{obs}) e simulado (V_{sim}).

Seguindo o mesmo critério adotado por Wu et al. (2006), os resultados são considerados satisfatórios quando E_{vol} for inferior a 10% e razoáveis quando esses estiverem entre 10 e 30%. Valores superiores a 30% serão considerados como resultados ruins.

5 - RESULTADOS E DISCUSSÃO

Neste capítulo são apresentados e discutidos os resultados obtidos com o uso do modelo FEFLOW nas seguintes situações: a simulação do caso clássico de Celia et al. (1990), que avalia o avanço da frente de molhamento em uma coluna de solo hipotético sob condições não-saturadas (fase de treinamento); a simulação do avanço da frente de molhamento em uma coluna de solo típico do Cerrado sob condições de campo (Estação Olhos D'Água); e a simulação da variação do nível freático e do escoamento de base em uma bacia hidrográfica representativa de áreas agrícolas do Cerrado (Bacia Experimental do Alto Rio Jardim) durante um ano hidrológico.

5.1 - AVALIAÇÃO DO FEFLOW NA SIMULAÇÃO DO CASO CLÁSSICO DE CELIA ET AL. (1990)

Neste item, buscou-se avaliar a aplicabilidade do programa FEFLOW na simulação do fluxo da água em regime não-saturado, no sentido vertical, em uma coluna de um metro de um solo hipotético, homogêneo e isotrópico (Celia et al., 1990). Além disso, efetuou-se estudo sobre a influência do tamanho dos elementos finitos que compõem a malha que descreve o domínio do problema nos resultados dessa simulação.

Na Tabela 5.1, são apresentados os resultados do problema clássico de Celia et al. (1990), referentes à profundidade da frente de molhamento após um dia de simulação, utilizando uma malha densa de elementos finitos. Destaca-se que esses dados foram extraídos dos resultados apresentados de forma gráfica da frente de molhamento simulada no trabalho de Celia et al. (1990).

Tabela 5.1 - Resultados do problema de Celia et al. (1990) relativo ao posicionamento da frente de molhamento após um dia de simulação (Celia et al., 1990).

h (cm.c.a.)	h (kPa)	Prof (m)
-200	-19,613	-0,536
-400	-39,226	-0,561
-600	-58,839	-0,569
-800	-78,452	-0,572
-1000	-98,065	-0,580

Os resultados das simulações do problema de Celia et al. (1990) efetuadas com a ferramenta FEFLOW, utilizando diferentes tamanhos de malha, são apresentados de forma gráfica na Figura 5.1.

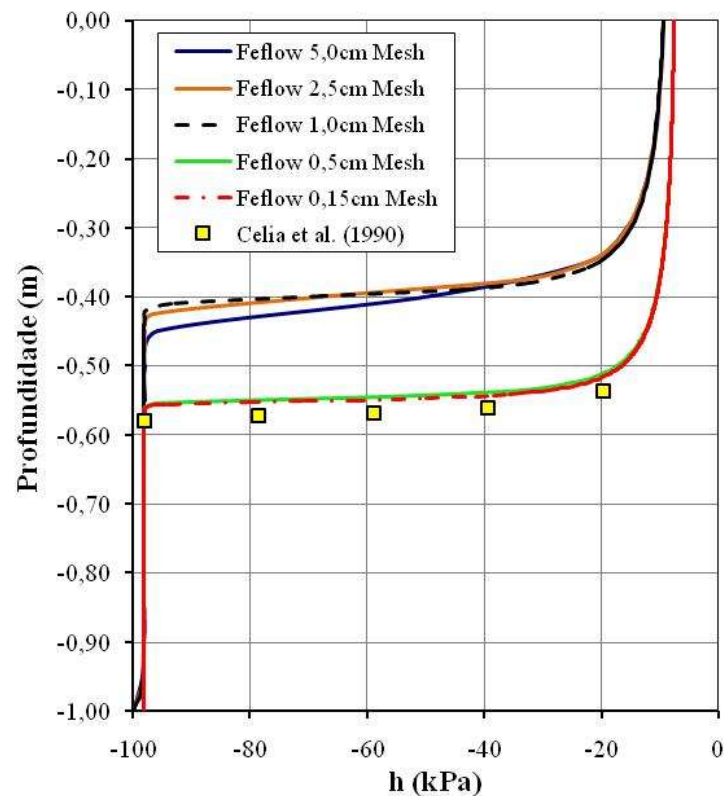


Figura 5.1 - Resultados das simulações com malhas de elementos de diferentes tamanhos comparados aos dados de Celia et al. (1990).

Como se pode observar na Figura 5.1, os resultados obtidos com as malhas de 5,00 cm, 2,50 cm e de 1,00 cm foram muito próximos entre si e atrasaram ligeiramente o avanço da frente de molhamento, demonstrando problemas no balanço de massa e, conseqüentemente, na precisão da simulação. Outro efeito do tamanho da malha no resultado da modelagem e que pode ser observado na Figura 5.1 se trata da inclinação da curva que representa a frente de molhamento. Analisando-se os resultados, nota-se que, quanto menor o tamanho dos elementos da malha, mais horizontal se torna a parte da curva que representa a frente de molhamento. Isso ocorre em função da maior discretização espacial da simulação com malhas formadas por menores elementos.

Na Figura 5.1, observa-se, ainda, um ganho na qualidade esperada da simulação com a redução da malha de elementos de 1,00 cm para 0,50 cm, demonstrando o efeito

significativo que pode ter a discretização espacial da malha na resposta do modelo. Com a malha dividida em elementos triangulares de 0,50 cm, os resultados da simulação (Figura 5.1) se aproximaram da resposta de Celia et al. (1990). Neste estudo, buscou-se, ainda, uma melhora nos resultados da simulação, trabalhando-se com elementos menores que 0,50 cm, utilizando-se uma malha com elementos de 0,15 cm. Essa última redução da malha não gerou melhoria significativa nos resultados da modelagem.

Os valores médios referentes ao posicionamento da frente de molhamento obtidos em cada simulação e suas respectivas comparações, entre si e em relação aos dados observados por Celia et al. (1990), são apresentados na Tabela 5.2. Destaca-se que a média dos resultados utiliza como base os mesmos cinco pontos apresentados na Tabela 5.1, que relacionam h com a profundidade.

Tabela 5.2 - Diferença absoluta (cm) entre a profundidade média (cm) da frente de molhamento obtida nas diferentes simulações e os valores correspondentes aos dados de Celia et al. (1990).

		Celia et al. (1990)	Simulações					
		Média	5,00 cm	2,50 cm	1,00 cm	0,50 cm	0,15 cm	
		-56,36	-40,28	-38,92	-39,08	-54,16	-54,52	
Celia et al.	(1990)	-56,36	0,00	16,08	17,44	17,28	2,20*	1,84*
Simulações	5,00 cm	-40,28		0,00	1,36*	1,20*	13,88	14,24
	2,50 cm	-38,92			0,00	0,16*	15,24	15,60
	1,00 cm	-39,08				0,00	15,08	15,44
	0,50 cm	-54,16					0,00	0,36*
	0,15 cm	-54,52						0,00

*: igualdade entre as médias (diferença < 2,50 cm).

Analisando-se os resultados apresentados na Tabela 5.2, observa-se que, entre as cinco simulações realizadas com diferentes malhas, existem dois grupos bem definidos. O primeiro grupo é formado pelas simulações efetuadas com as malhas divididas em elementos de 5,00 cm, 2,50 cm e 1,00 cm, em que a média da profundidade da frente de molhamento não diferiu além do limite estabelecido de 2,50 cm. O segundo grupo é formado pelas simulações efetuadas com elementos de 0,50 cm e de 0,15 cm, que também foram capazes de reproduzir os resultados de Celia et al. (1990) com a precisão julgada adequada. As simulações do primeiro grupo, com malhas formadas por elementos maiores, retardaram o avanço da frente de molhamento em pouco mais de 15,00 cm, na média, demonstrando problemas quanto à precisão da modelagem.

É possível notar que na redução dos elementos da malha de 1,00 cm para 0,50 cm houve um aumento significativo na qualidade dos resultados da simulação quando o erro relativo à profundidade média da frente de molhamento ao final da modelagem passou de aproximadamente 17,00 cm para apenas cerca de 2,00 cm. Esse fato evidencia o efeito da discretização espacial da malha no resultado das simulações utilizando a ferramenta FEFLOW.

Como os resultados obtidos com as malhas divididas em elementos de 0,50 cm e 0,15 cm foram considerados similares e representativos daqueles apresentados por Celia et al. (1990), em função do menor esforço computacional exigido, a malha discretizada em elementos de 0,50 cm foi a mais indicada entre as testadas para a solução desse problema. Essa mesma discretização da malha foi utilizada na avaliação do fluxo vertical da água em solo típico de Cerrado, apresentada e discutida a seguir.

5.2 - AVALIAÇÃO DO FEFLOW NA SIMULAÇÃO DO FLUXO VERTICAL (1-D) DA ÁGUA EM SOLO TÍPICO DE CERRADO SOB CONDIÇÕES NÃO-SATURADAS

Utilizando o sistema de irrigação por aspersão próprio da Estação Olhos D'Água, efetuou-se a simulação de um evento de chuva na área. A lâmina total aplicada durante a simulação foi de 57,80 mm e, como o período total do teste foi de 8 horas corridas, a taxa média de irrigação durante o evento foi de 7,22 mm.h⁻¹. Os registros da calha com vegetação indicaram que não houve escoamento superficial em nenhum momento ao longo do evento simulado, portanto não foi necessário qualquer desconto na lâmina aplicada via irrigação. Para entrar com o valor precipitado no FEFLOW, foi necessário converter sua unidade original em metros por dia, chegando-se ao valor de 0,1734 m.dia⁻¹. Como esse dado representa a entrada de água no sistema, no FEFLOW ele deve ser inserido com o sinal negativo (Figura 5.2).

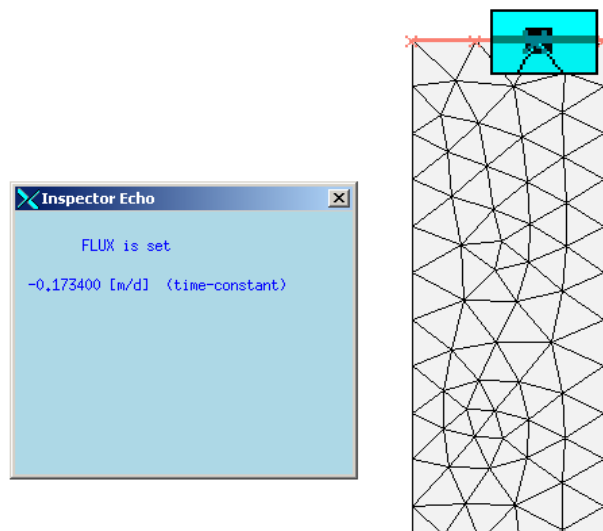


Figura 5.2 - Forma de entrada do dado relativo à taxa de infiltração de água na superfície do solo no programa FEFLOW.

Os resultados da simulação do avanço da frente de molhamento utilizando o FEFLOW são apresentados graficamente na Figura 5.3.

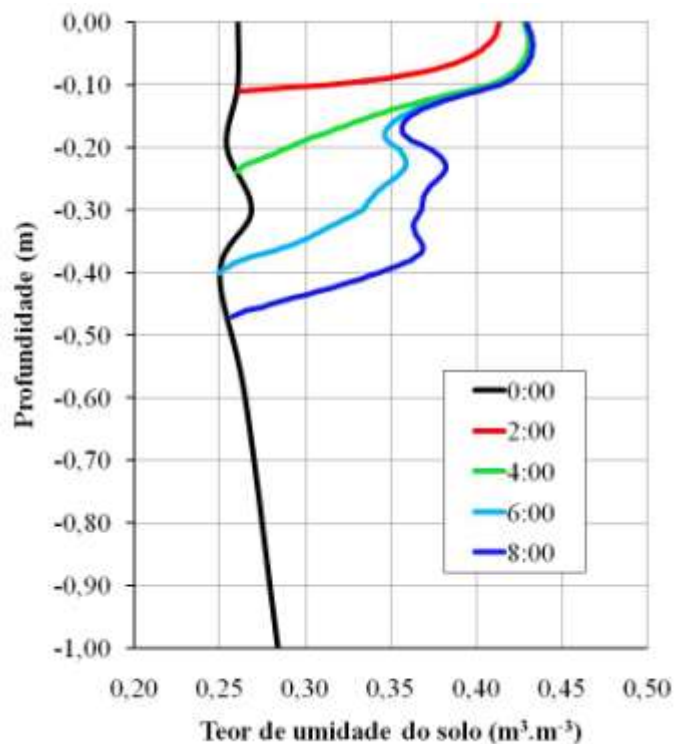


Figura 5.3 - Resultados da simulação do avanço da frente de molhamento no decorrer de oito horas, utilizando o FEFLOW.

Como se pode observar na Figura 5.3, o avanço da frente de molhamento ocorreu de forma relativamente constante, descendo cerca de 10 cm a cada duas horas, o que pode ser mais

bem avaliado por meio da análise da variação da lâmina de água armazenada no solo nos intervalos de tempo representados (Tabela 5.3).

Tabela 5.3 - Análise da variação da lâmina de água armazenada no perfil de solo ao longo da simulação.

Tempo decorrido (h)	Lâmina total (mm)	Variação da lâmina (mm)	Taxa de variação (mm.h ⁻¹)
0:00	255,69	-	-
2:00	270,17	14,48	7,24
4:00	284,35	28,66	7,09
6:00	298,60	42,91	7,13
8:00	312,84	57,15	7,12

Como se observa na Tabela 5.3, a taxa de variação da lâmina no solo é sempre próxima à taxa de aplicação de água no solo medida com o pluviômetro, de 7,22 mm.h⁻¹. Outro dado importante e que indica que o programa FEFLOW apresentou resultado coerente em termos de balanço de massa é que a variação total da lâmina de água nas oito horas de simulação foi de 57,15 mm, valor muito próximo ao total precipitado, de 57,80 mm. Essa diferença representa um erro de apenas 1,12% no balanço de massa, podendo ser considerado não-significativo diante da complexidade do problema e do erro envolvido em seu monitoramento.

Na Figura 5.4, os resultados obtidos na simulação do evento com o FEFLOW são comparados com dados de umidade do solo ao longo do perfil utilizando o método gravimétrico.

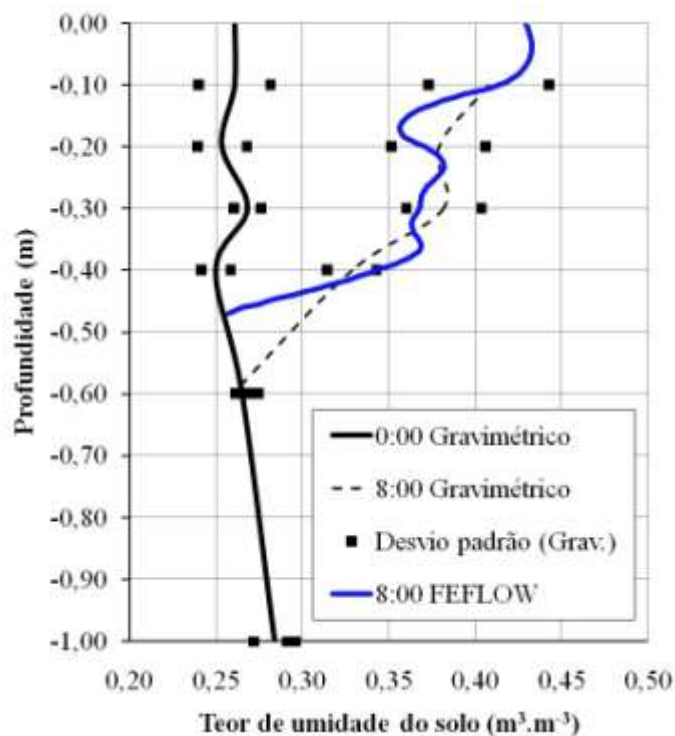


Figura 5.4 - Comparação entre os dados de entrada e saída da simulação efetuada utilizando o FEFLOW e os dados de umidade medidos pelo método gravimétrico.

O evento em estudo (Figura 5.4) foi simulado no dia 27/05/2008, cerca de 20 dias após a última chuva na área. Entretanto, no dia anterior à simulação, os sistemas de aplicação de água e leitura dos dados foram testados, quando se aplicou aproximadamente 15,00 mm de água na área da Estação Olhos D'Água. Certamente isso contribuiu para a uniformidade inicial do teor de água no solo demonstrada ao longo do perfil, o que, em condições naturais, provavelmente não ocorreria, pois seria comum que a camada de solo mais superficial já estivesse um pouco mais seca que as demais nessa época do ano, como verificado em outras medições efetuadas no mesmo período em outros locais de solo com características similares. Destaca-se que os dados médios da umidade do solo medida como o método gravimétrico foram utilizados como condições iniciais da modelagem.

Os dados de umidade obtidos pelo método gravimétrico após as 8 horas de aplicação de água confirmam a aplicabilidade do FEFLOW na simulação unidimensional do fluxo da água em meio não-saturado em solo típico do Cerrado (Figura 5.4). Ressalta-se o fato de os resultados obtidos com o FEFLOW não passarem por qualquer procedimento de calibração, o que é um indicativo de que a base conceitual do modelo e os dados utilizados para a solução do tipo de problema apresentado foram adequados.

Outro fato observado na Figura 5.4 é que, comparando-se os valores de umidade com os valores de θ_s apresentados na Tabela 4.1, conclui-se que a simulação, durante todo o tempo, se sucedeu em condições não-saturadas, o que é coerente com o fato de não ter sido registrada a ocorrência de escoamento superficial durante o evento. Isso indica que a taxa de aplicação de água, de $7,22 \text{ mm.h}^{-1}$, é inferior à taxa de infiltração de água no solo analisado.

Como o método gravimétrico, apesar de mais preciso, é um método destrutivo, demandando a coleta de amostras que resultam na confecção de furos na área de estudo, é importante a avaliação do uso de métodos indiretos de determinação da umidade do solo no perfil que possibilitem um acompanhamento temporal mais detalhado desse fenômeno.

Os dados obtidos com a sonda Delta-T PR2 (Delta-T Devices Ltd., 2004) são apresentados na Figura 5.5.

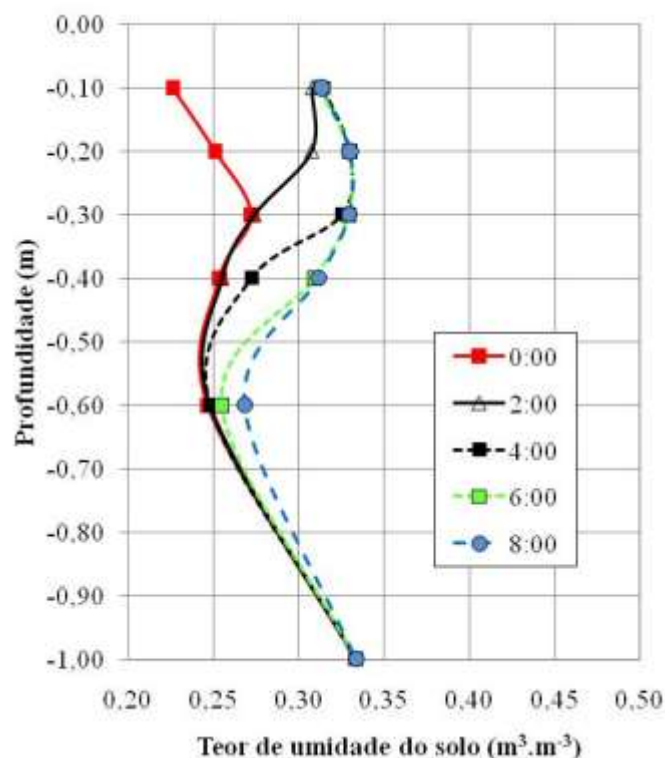


Figura 5.5 - Avanço da frente de molhamento monitorada com o uso da Sonda Delta-T PR2/6.

Analisando-se os dados apresentados na Figura 5.5, observa-se que a sonda foi sensível à variação da umidade do solo com o tempo nas diferentes profundidades. Entretanto,

quando se comparam os dados obtidos com a sonda (Figura 5.5) com aqueles obtidos por meio do método gravimétrico (Figura 5.4), conclui-se que os valores de umidade representados pela sonda ao final do evento subestimam significativamente os valores observados. Nos dados iniciais também são observadas diferenças entre os dados medidos com a sonda e com o método gravimétrico. Os resultados obtidos com a sonda Delta-T PR2/6 nesta fase do estudo corroboram a afirmativa efetuada no Apêndice A, de que esse equipamento não é recomendado para trabalhos que requerem maior precisão dos dados.

Na Tabela 5.4, é apresentado o resumo dos dados e resultados obtidos neste trabalho, para que os diferentes métodos utilizados sejam comparados e avaliados em relação ao balanço de massa.

Tabela 5.4 - Lâminas totais de aplicação de água por irrigação e armazenamento de água no solo e suas respectivas variações ao longo do tempo (mm).

Tempo (h)	Irrigação		FEFLOW		Gravimétrico		Sonda PR2/6	
	Total	Var.	Total	Var.	Total	Var.	Total	Var.
00:00	-	-	255,69	-	265,86	-	265,07	-
02:00	14,45	14,45	270,17	14,48	-	-	283,76	18,69
04:00	28,90	14,45	284,35	14,18	-	-	294,75	10,99
06:00	43,35	14,45	298,60	14,25	-	-	301,09	6,34
08:00	57,80	14,45	312,84	14,24	318,82	52,96	306,93	5,84
Soma	-	57,80	-	57,15	-	52,96	-	41,86

Como se observa na Tabela 5.4, em termos de lâmina total, no início da simulação, as medições efetuadas com a sonda Delta-T PR2/6 (265,07 mm) se aproximaram dos valores determinados por meio das medições realizadas com o método gravimétrico (265,86 mm). Contudo, destaca-se que, conforme já comentado, no caso da sonda Delta-T PR2/6, os teores de umidade medidos nos pontos divergem dos observados com o método gravimétrico, ora superestimando e ora subestimando-os, o que acabou sendo compensado no somatório da lâmina no perfil.

Conforme citado, as condições iniciais do problema no FEFLOW foram inseridas com base nos dados médios obtidos com o método gravimétrico. Como se observa, há uma diferença de cerca de 10,00 mm na lâmina total de água no solo entre os dados iniciais do FEFLOW e do método gravimétrico. Isso pode ser justificado pelo fato de a interpolação

dos dados medidos de umidade para a determinação da lâmina de água armazenada no solo ter sido efetuada de forma linear, enquanto no FEFLOW, além da entrada de dados ter ocorrido em termos de potencial matricial da água do solo (h), dado que foi interpolado no perfil por meio do método da Krigagem e, posteriormente, as tensões obtidas foram convertidas em teor de umidade utilizando as respectivas curvas de retenção da água no solo das diferentes profundidades, as quais também tiveram seus parâmetros interpolados.

Na comparação da variação das lâminas medidas no solo ao final do evento com aquela aplicada por meio de irrigação (57,80 mm), comprova-se que, no caso da sonda Delta-T PR2/6, esta subestimou em quase 30% a lâmina total aplicada. Analisando os dados médios obtidos por meio do método gravimétrico, há uma diferença de cerca de 5,00 mm em relação ao montante irrigado, o que pode ser considerado insignificante, uma vez que, além da lâmina total no solo obtida com esse método ter sido calculada de forma linear entre os pontos medidos, é plenamente factível que tenha ocorrido a evapotranspiração de uma lâmina dessa magnitude durante o evento.

Em relação aos resultados da modelagem utilizando o FEFLOW (Figuras 5.3 e 5.4), o fato de o perfil de umidade apresentar irregularidades em sua variação, formando ondulações na representação do avanço da frente de molhamento, se justifica pela variabilidade do meio, pelas condições iniciais e pela interpolação dessas características do problema analisado. Para comprovação dessa afirmativa, selecionaram-se as características do solo a 60 cm de profundidade (Tabela 4.1) para efetuar a mesma modelagem com valores constantes de variáveis do modelo e de suas condições iniciais. Os resultados dessa simulação são apresentados na Figura 5.6.

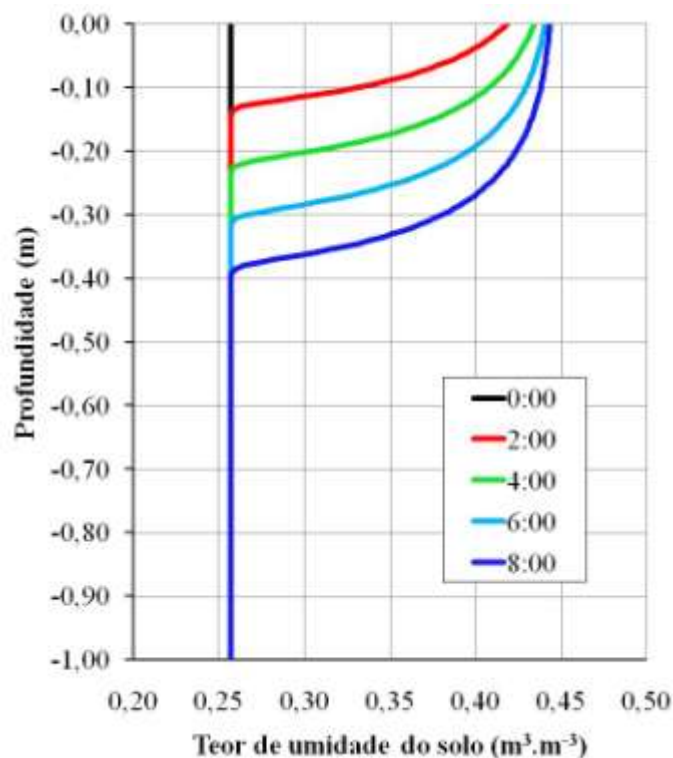


Figura 5.6 - Resultados da simulação do avanço da frente de molhamento no decorrer de oito horas, utilizando o FEFLOW com dados de entrada constantes.

Comparando-se os resultados apresentados nas Figuras 5.3 e 5.6, comprova-se que, entrando com valores constantes de características do meio e de condições iniciais, a variação da umidade do solo ocorre sem ressaltos no sentido da profundidade. Outro fato interessante a ser destacado é que, como a condutividade hidráulica utilizada, da camada de 60 cm, é inferior às das camadas superiores (Tabela 4.1), a frente de molhamento avançou cerca de 10 cm a menos na simulação apresentada na Figura 5.6. Destaca-se, ainda, que os resultados das duas simulações são equivalentes e coerentes com a quantidade de água aplicada por meio da irrigação, respeitando o balanço hídrico do sistema.

5.3 - SIMULAÇÃO DO FLUXO DA ÁGUA NA BACIA EXPERIMENTAL DO ALTO RIO JARDIM UTILIZANDO O FEFLOW

Na simulação do fluxo da água no solo na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim utilizando o FEFLOW, o problema foi classificado como sendo de fluxo transiente da água no solo regido pela equação de Richards e no qual o meio poroso se encontra não-saturado ou saturado. O procedimento utilizado para a discretização do tempo no cálculo numérico

foi o esquema de previsão e correção de Euler, que calcula automaticamente as diferenças finitas variáveis na dimensão do tempo. Numa análise preliminar, o período total da simulação foi de 95 dias, compreendidos entre os dias 14 de junho e 17 de setembro de 2007, quando não foi detectada a ocorrência de eventos de chuva. Posteriormente, a simulação foi efetuada para o período de um ano hidrológico completo, de 01 de agosto de 2007 a 31 de julho de 2008.

Neste item são apresentados os resultados das etapas cumpridas para a modelagem hidrológica anual da bacia de estudo, com a análise e a discussão sobre os procedimentos metodológicos e os dados utilizados.

5.3.1 - Geração da malha de elementos finitos

Na geração da malha de elementos finitos, foram utilizadas as bases de dados georreferenciados relativas aos limites da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim, aos cursos d'água e aos locais dos poços piezométricos instalados na área (Figura 5.7).

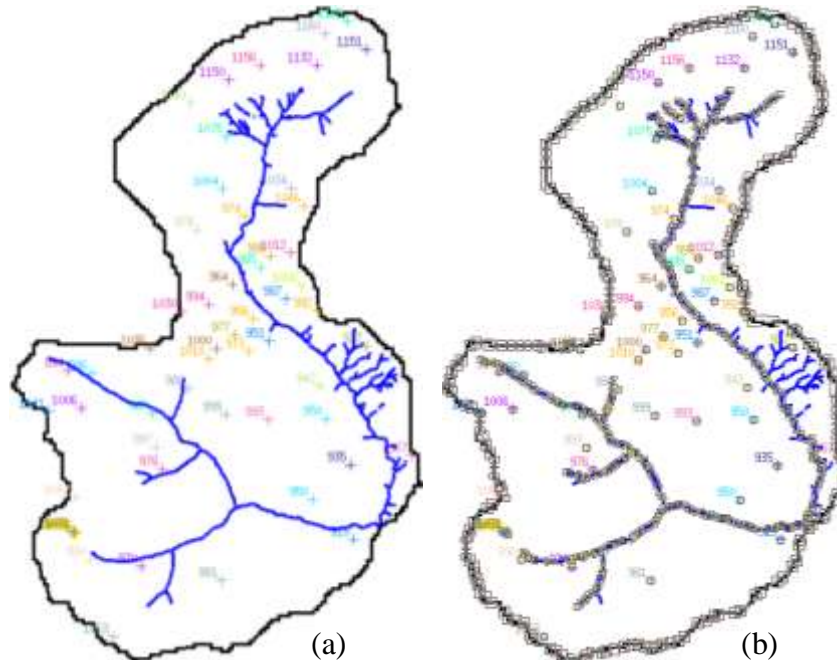


Figura 5.7 - Bases de dados georreferenciados do limite, dos poços e dos rios da bacia (a) e seus respectivos pontos utilizados como referência para a geração da malha de elementos finitos pelo FEFLOW (b).

Na Figura 5.8 é apresentada a malha inicial, com 5.000 elementos por superfície de interface das camadas de solo do problema (Figura 5.8a) e o resultado final do refinamento dessa malha, que ficou com cerca de 20.000 elementos por superfície (Figura 5.8b).

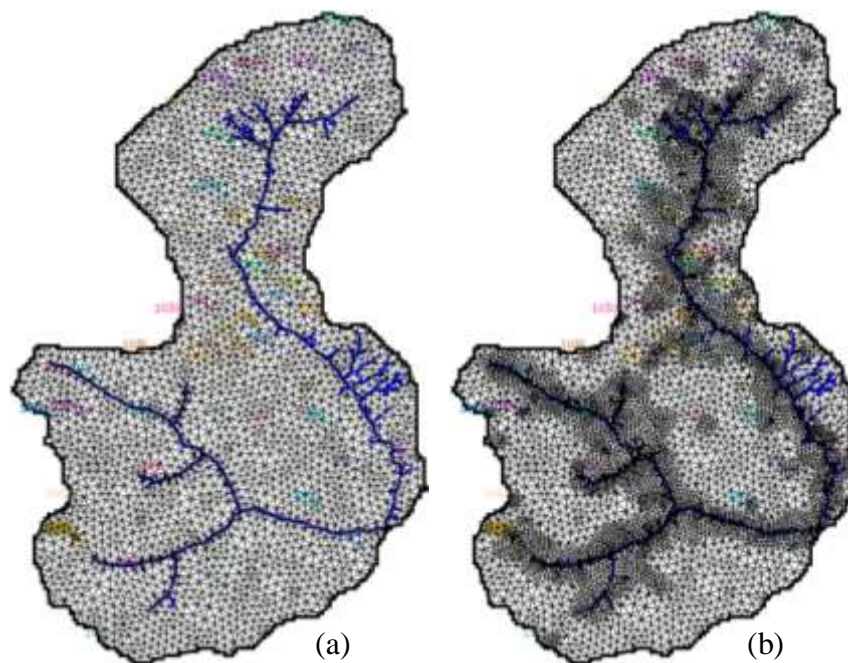


Figura 5.8 - Malha de elementos finitos inicial gerada automaticamente com o FEFLOW (a) e o resultado de seu respectivo refinamento (b).

Como se observa na Figura 5.8b, a malha de elementos finitos refinada é bastante detalhada, o que certamente aumenta a necessidade de tempo e capacidade computacional para a realização das modelagens. Para a realização do refinamento da malha nas superfícies (direções x e y), buscou-se o seu maior detalhamento nas proximidades dos respectivos pontos de controle do problema, quais sejam, os poços piezométricos e os cursos d'água da bacia. Com isso, procurou-se, também, atender a necessidade de um maior detalhamento da malha, que conforme demonstrado anteriormente (Figura 5.1), pode influenciar os resultados das simulações.

Em relação à discretização da malha no sentido da profundidade (direção z), considerando os resultados obtidos no item 5.1, essa deveria ser efetuada em intervalos de 0,5 cm, o que é praticamente inviável em escala de bacia hidrográfica. Considerando, por exemplo, apenas a primeira camada de discretização vertical do problema, de 0 a 60 cm de profundidade, seriam introduzidas 120 superfícies intermediárias, o que aumentaria o número de elementos finitos na mesma proporção. Além das dificuldades relativas à

introdução dos dados, o aumento no tempo de processamento poderia inviabilizar a realização do trabalho. Assim sendo, a discretização da malha na vertical foi mantida apenas nas cinco superfícies que delimitam as quatro camadas de solo em que o problema foi subdividido (Figura 4.38), conforme apresentado no item 5.3.2. Destaca-se que, nessas superfícies, a malha apresentada na Figura 5.8b é replicada.

Ainda em relação ao refinamento da malha na direção vertical, ressalta-se que os focos da modelagem na bacia foram a simulação da variação do nível freático e do escoamento de base em pontos específicos de sua área, processos mais dependentes do fluxo da água em meio saturado. Nesse caso, o estudo do fluxo na zona não-saturada do solo, que requer maior refinamento da malha de elementos finitos (item 5.1) devido à maior não-linearidade do modelo matemático que descreve esse processo, torna-se menos relevante para os resultados das simulações da variação do nível freático e do escoamento de base na bacia.

5.3.2 - Discretização da área em camadas de solo

Seguindo o modelo conceitual proposto (Figura 4.38), o problema foi discretizado em quatro camadas (*layers*) de solo no sentido da profundidade. Para tal, foram definidas as altitudes das cinco superfícies de interface (*slices*) no solo correspondentes aos limites dessas camadas.

Com base nos dados altimétricos da bacia (Codeplan, 1991), onde foram inseridos os pontos relativos aos locais dos poços e ao fundo dos rios, definiram-se as cinco superfícies limítrofes das camadas de solo.

Destaca-se que, dentre os métodos de interpolação espacial de dados pontuais disponíveis no FEFLOW, o do inverso do quadrado da distância foi o mais eficiente na preservação dos dados originais utilizados como referência para a interpolação, sendo esse o utilizado. Ressalta-se que os métodos de interpolação espacial normalmente alteram os dados de entrada utilizados como referência para a execução desse procedimento (Meirelles et al., 2007), o que deve ser observado, pois isso implica em modificações nas condições iniciais do problema e na caracterização do meio. Essa assertiva vale para todos os dados interpolados espacialmente nesta fase do trabalho efetuada na área da bacia. Evidentemente que, quanto maior a densidade espacial de dados e menor a sua variabilidade numérica,

menor será a diferença entre os dados de entrada medidos e interpolados. Dessa forma, principalmente na representação das três últimas superfícies (freática, fundo do poço e fundo “impermeável”), que utilizaram apenas os dados medidos nos locais dos poços (56 pontos) e dos rios (192 pontos) na interpolação das cotas, essas diferenças devem ser consideradas na análise dos resultados da modelagem.

É importante ressaltar que no FEFLOW não é permitido que as superfícies se interceptem, o que, quando ocorre, é automaticamente identificado e corrigido pelo programa, seguindo especificações definidas pelo usuário de distância mínima entre superfícies. Esse problema é recorrente em superfícies que eventualmente se aproximam em razão dos valores gerados no processo de interpolação dos dados pontuais de entrada.

5.3.3 - Características do meio poroso

Para problemas que ocorrem em meio eventualmente saturado, no FEFLOW é necessário o fornecimento dos valores correspondentes às seguintes características dos solos em suas diferentes camadas: os parâmetros da equação de van Genuchten de representação da curva de retenção de água no solo (S_s , S_r , A e n); a porosidade total do solo; a capacidade de armazenamento de água no solo (relação entre a água drenável e a capacidade de armazenamento total de água no solo); e a condutividade hidráulica saturada (K_s).

Nas Figuras 5.9, 5.10, 5.11, 5.12, 5.13 e 5.14 são apresentados os resultados da interpolação dos dados medidos nos locais dos 56 poços da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim (Tabela 4.3), a 15 e a 60 cm de profundidade, que caracterizam a primeira e a segunda camada de solo do problema. No caso da condutividade hidráulica saturada, também são apresentados os dados medidos na profundidade correspondente à zona freática (Tabela 4.4).

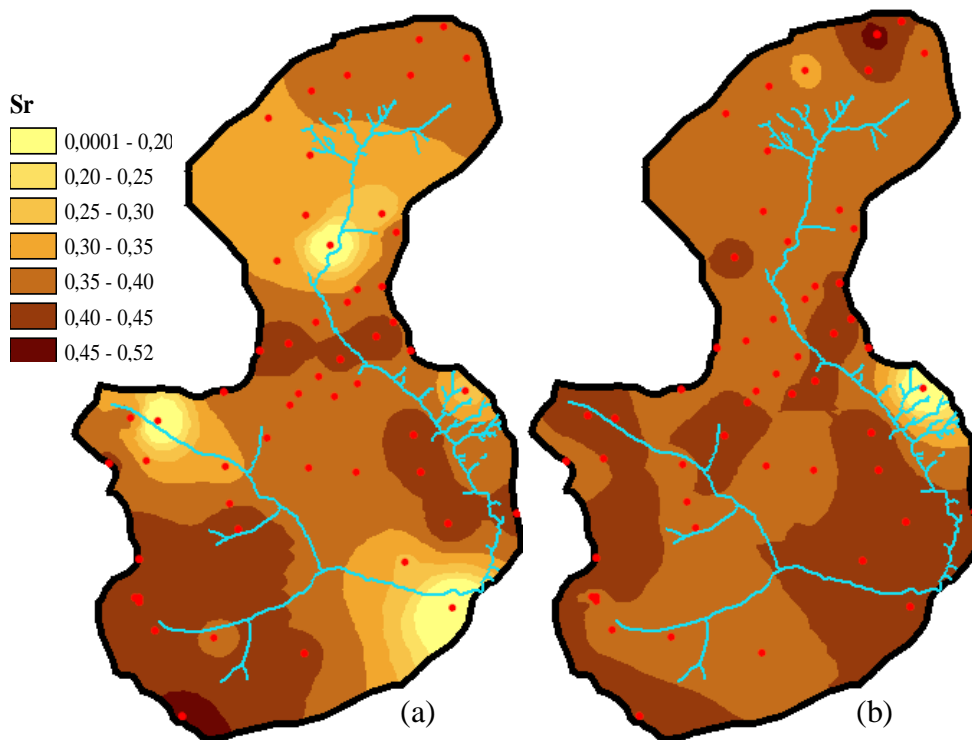


Figura 5.9 - Variação espacial dos valores do Índice de Saturação Residual (S_r) na primeira (a) e na segunda (b) camada de solo.

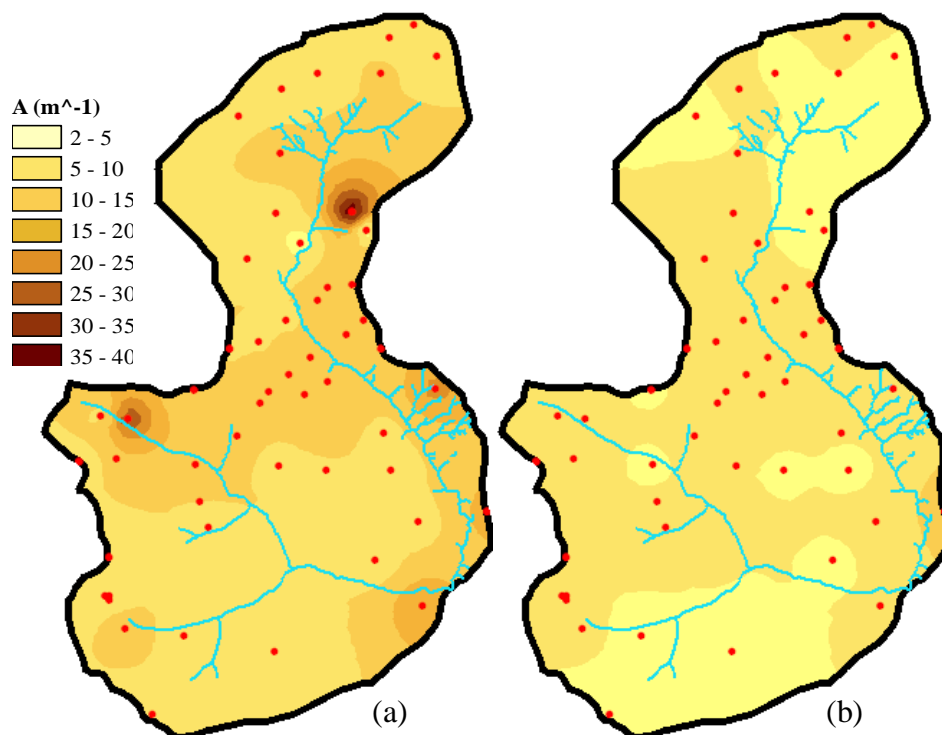


Figura 5.10 - Variação espacial dos valores do parâmetro A da equação de van Genuchten na primeira (a) e na segunda (b) camada de solo.

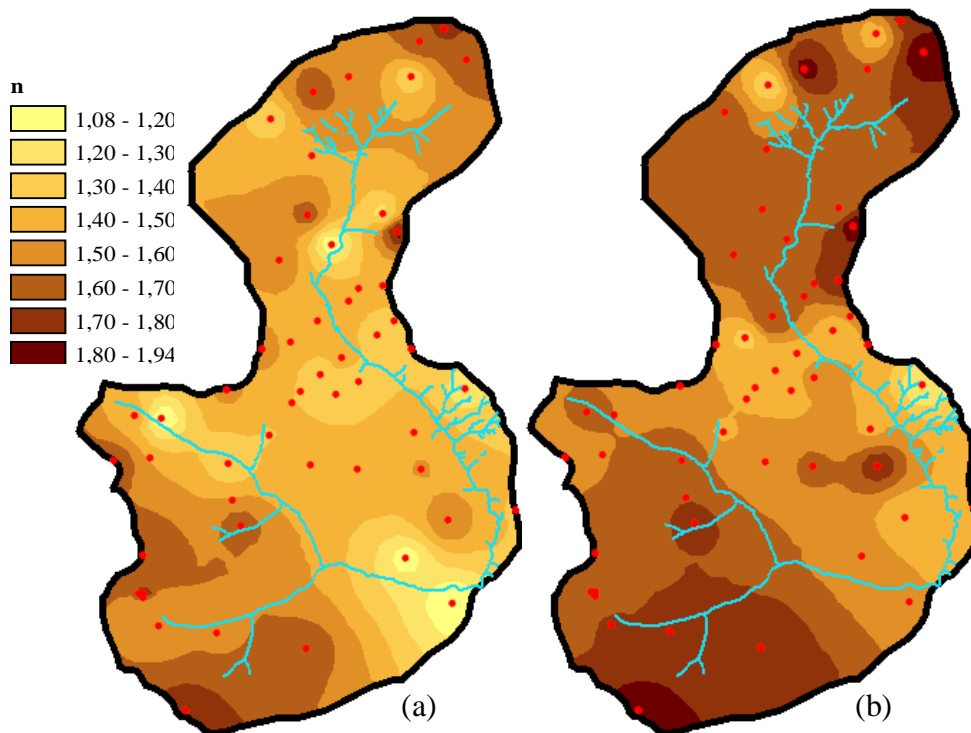


Figura 5.11 - Variação espacial dos valores do parâmetro n da equação de van Genuchten na primeira (a) e na segunda (b) camada de solo.

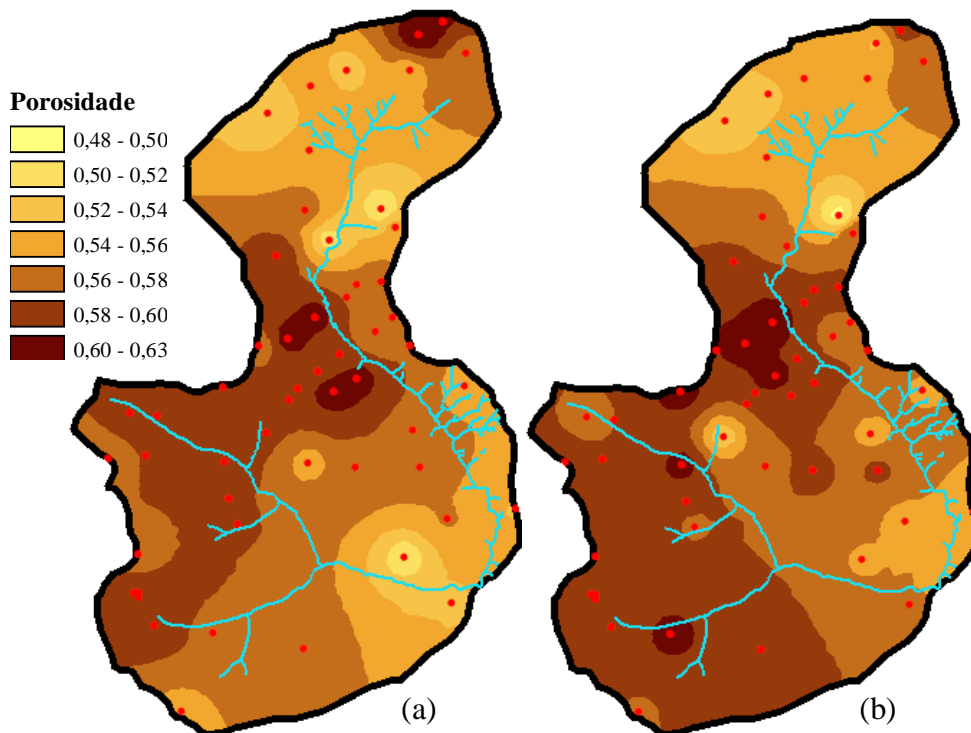


Figura 5.12 - Variação espacial dos valores da porosidade total na primeira (a) e na segunda (b) camada de solo.

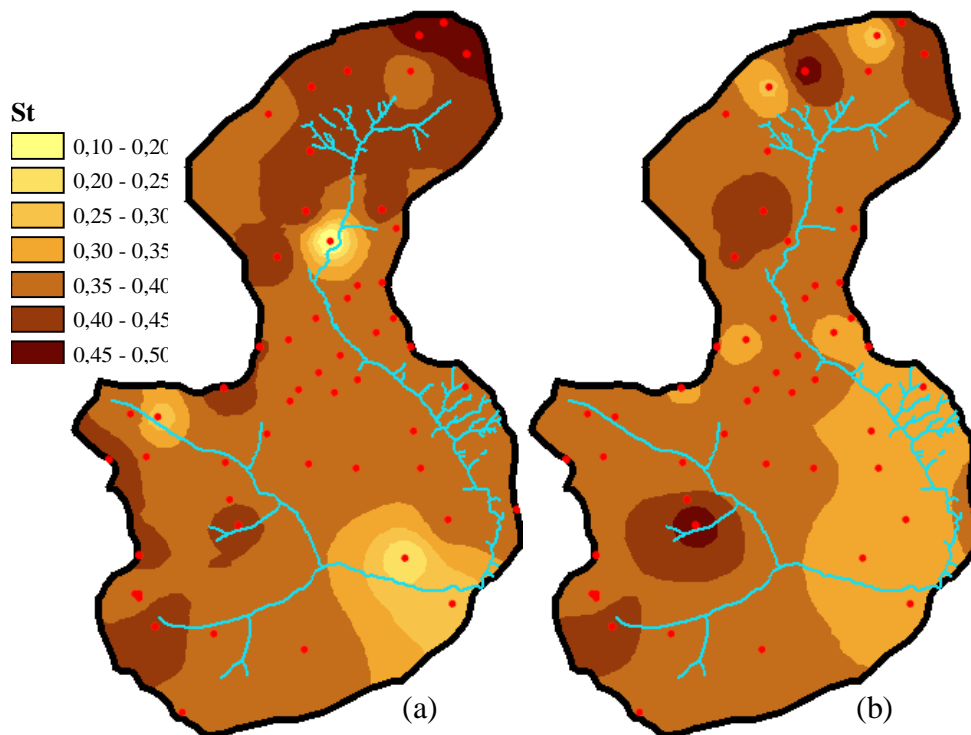


Figura 5.13 - Variação espacial dos valores do índice de armazenamento de água drenável do solo (*Storativity*) na primeira (a) e na segunda (b) camada de solo.

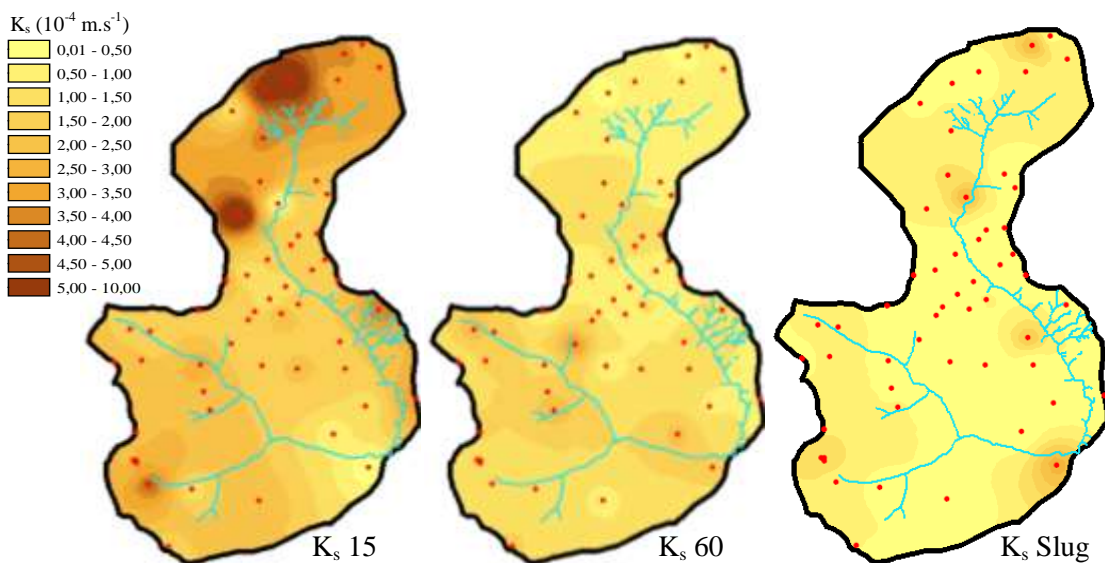


Figura 5.14 - Variação espacial dos valores da condutividade hidráulica saturada (K_s) na primeira (K_s 15), na segunda (K_s 60) e na terceira (K_s Slug) camada de solo.

Como se observa na Figura 5.14, de maneira geral, os valores da condutividade hidráulica saturada são reduzidos com o aumento da profundidade, o que se justifica pela maior macroporosidade dos solos mais próximos à superfície do terreno, conforme verificado por Pereira et al. (2001) e Reatto et al. (2007) em áreas do Cerrado.

Ainda acerca da condutividade hidráulica saturada, uma vez que no FEFLOW não é permitido que seu valor seja igual a zero, na quarta camada, dita “impermeável”, atribuiu-se um valor bem pequeno desse parâmetro em toda a sua extensão, igual a $1,0 \times 10^{-10} \text{ m.s}^{-1}$ para representar a condição de fluxo praticamente nulo nessa camada.

5.3.4 - Condições de contorno

Ao longo dos divisores de água da bacia, considerou-se como condição de contorno o fluxo de massa nulo, exceto no exutório da bacia, único local de saída de água do sistema. Na Figura 5.15 é apresentada a forma de representação da condição de contorno de fluxo nulo e o detalhe de abertura do sistema no exutório da bacia.

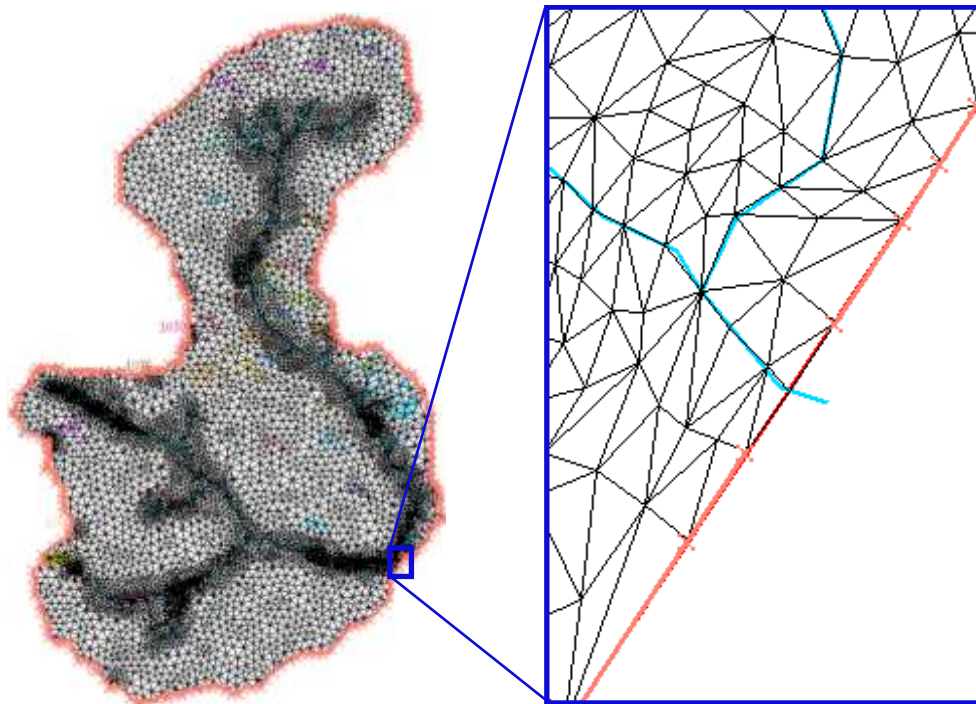


Figura 5.15 - Condição de contorno de fluxo nulo nos divisores de água da bacia e o detalhe da abertura do sistema em seu exutório.

Na terceira camada, além da condição de fluxo nulo nos divisores de água da bacia, considerou-se que a variação dos níveis da água no exutório da bacia constitui condição de contorno conhecida do sistema.

5.3.5 - Condições iniciais

Como a simulação foi iniciada no final das chuvas, considerou-se que o potencial matricial da água no solo (h) na zona não-saturada, primeira e segunda camadas de solo do problema, é igual a -10 kPa, tensão correspondente ao teor de umidade do solo em sua capacidade de campo. A inserção dessas informações no FEFLOW é realizada pelo modo “global” de atribuição de valores. Nas Camadas 3 e 4, a carga hidráulica total (H) em suas superfícies no início da simulação foi igual a cota (z) relativa ao nível do lençol freático no dia 14 de junho de 2007.

5.3.6 - Resultados da simulação da variação do nível freático no período seco do ano utilizando a base de dados completa (K_s Slug)

Na Figura 5.16 é apresentada a comparação entre os valores das cotas observadas do nível freático nos locais dos poços no final do período analisado (14/06/2007 a 17/09/2007) e aqueles resultantes da simulação efetuada com o FEFLOW. Destaca-se que, em razão dos erros decorrentes do processo de interpolação espacial dos dados iniciais, conforme já comentado, os resultados brutos da simulação foram corrigidos de forma que as cotas do lençol freático no início da simulação fossem iguais às respectivas cotas medidas nos poços, o que é o mesmo que comparar a variação das cotas medidas e simuladas no período. Esse procedimento foi aplicado na análise de todos os resultados obtidos com o uso do FEFLOW.

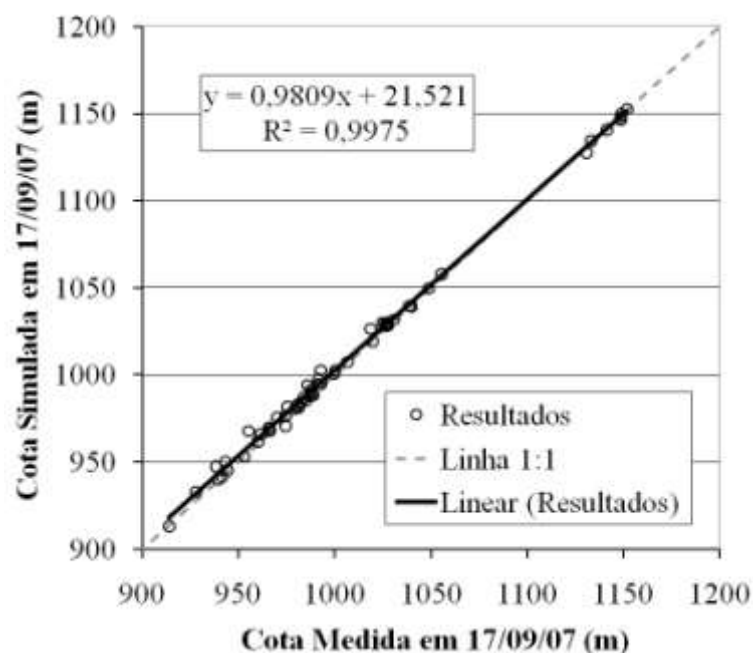


Figura 5.16 - Comparação entre os valores das cotas medidas e simuladas no final do período de análise.

Como se observa na Figura 5.16, a comparação entre os resultados se aproxima muito da linha 1:1, denotando uma excelente concordância entre valores observados e calculados, o que se reflete no valor do coeficiente de determinação (R^2), que se aproxima do valor unitário (0,9975). Entretanto, apesar de alguns autores utilizarem esse tipo de avaliação dos resultados obtidos com o FEFLOW na simulação da variação do nível freático (Eliasson, 2000; Sarwar e Helmut, 2006; e Monteiro et al., 2007), é importante ressaltar que essa análise pode levar a uma conclusão distorcida em relação à qualidade da simulação devido ao fato de a variação das cotas do nível da água nos poços ser muito maior do que o erro entre os dados medidos e simulados. No caso da Figura 5.16, por exemplo, as cotas variam de 900 a 1.200 m, o que representa um intervalo de 300 m, enquanto os erros obtidos variam de -3,21 a 12,63 m. Dessa forma, ao representar a comparação direta das cotas medidas e simuladas em um único gráfico, mascara-se a relevância real da magnitude do erro, fazendo com que os pontos se mantenham próximos da linha 1:1. Assim sendo, neste trabalho buscou-se uma forma de análise global dos resultados da modelagem baseada nos erros obtidos em cada ponto de monitoramento.

Na Figura 5.17 são apresentados os erros entre os níveis do lençol freático nos locais dos poços piezométricos ao final da simulação, obtidos pela diferença entre as cotas medidas e simuladas pelo FEFLOW.

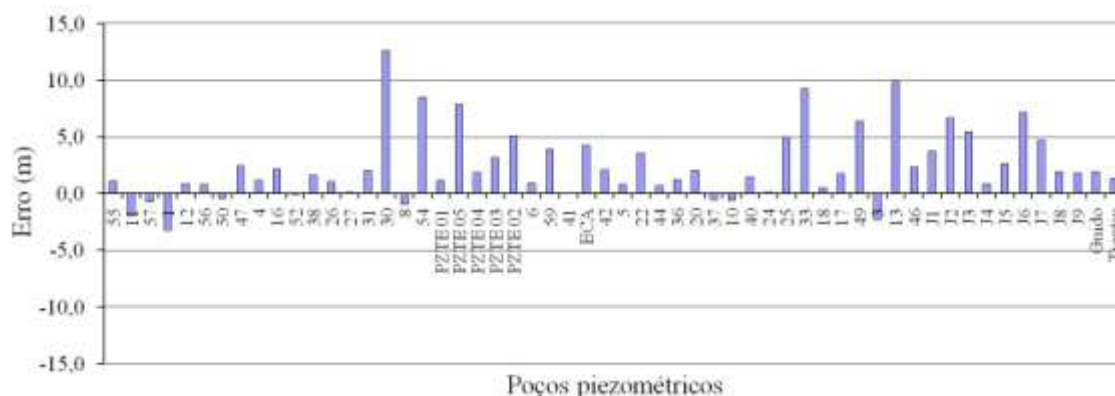


Figura 5.17 - Diferença entre os níveis do lençol freático medidos e simulados nos locais dos 56 poços piezométricos.

Como se observa na Figura 5.17, na maioria dos casos os valores dos erros foram positivos, indicando que, na simulação, o nível da água do lençol freático não rebaixou suficientemente e que, em alguns deles, chegou até a subir durante o período analisado, no qual não houve qualquer ocorrência de precipitação.

Para que se tenha uma referência em relação à magnitude dos erros, destaca-se que, no período seco analisado, todos os 56 poços apresentaram rebaixamento do nível do lençol freático, sendo a menor variação de 0,03 m e a maior igual a 5,00 m. A média do rebaixamento de todos os poços foi de 1,51 m.

No caso apresentado na Figura 5.17, em 16 dos 56 poços piezométricos da bacia o erro absoluto foi inferior a um metro, que pode ser considerado um resultado adequado, principalmente em se tratando de uma avaliação em escala de bacia hidrográfica. Por outro lado, em dez dos poços o erro foi superior a cinco metros, sendo que, em um deles, o poço 30, o erro absoluto foi superior a dez metros. Esses últimos resultados representam indícios de problemas no processo de modelagem e/ou de representação do meio nas regiões em que se inserem os referidos poços.

Para permitir uma análise global dos erros obtidos na simulação, os valores apresentados na Figura 5.17 foram agrupados em classes para a representação de pontos da curva de distribuição de erros da simulação, que relaciona o percentual de amostras que supera um determinado valor absoluto do erro. A interpolação desses pontos para o traçado da curva

de distribuição dos erros verificados foi efetuada por meio de um modelo exponencial de distribuição estatística (Figura 5.18).

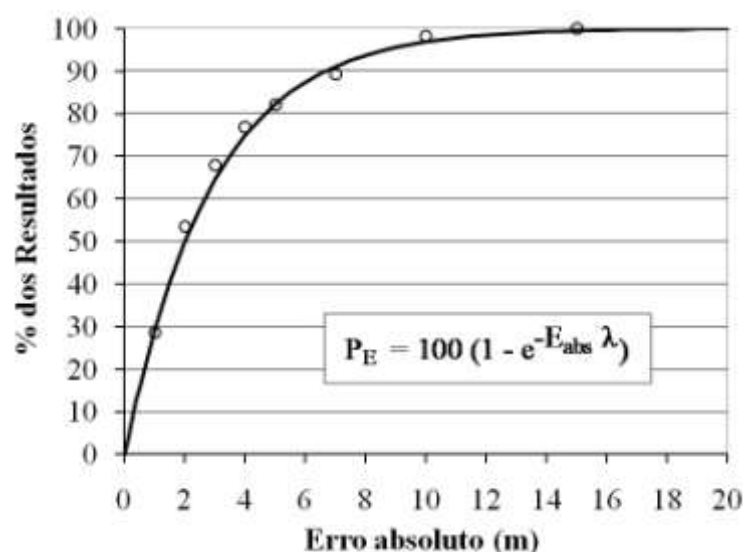


Figura 5.18 - Curva de distribuição dos erros obtidos na simulação do rebaixamento do nível do lençol freático nos 56 poços piezométricos da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim, utilizando dados de K_s medidos com o *Slug Test*.

Como se pode observar na Figura 5.18, o ajuste do modelo exponencial de distribuição estatística aos pontos é adequado. O valor do parâmetro de ajuste λ , no caso, foi igual a 0,3090, portanto a média dos erros extraída da curva, obtida pelo cálculo do inverso do valor de λ , é de 2,89 metros. Uma característica interessante da curva de distribuição do erro é que ela permite a análise global do problema, vinculando os erros a uma respectiva probabilidade de ocorrência, sendo uma informação muito mais rica do que a comparação de médias, por exemplo. Assim, na Figura 5.18, é possível observar que cerca de 30% dos resultados tiveram erros inferiores a 1 m; cerca de 55% deles inferiores a 2 m; e assim sucessivamente. Destaca-se que, quanto mais a curva de distribuição dos erros se aproxima do eixo y, melhor é o resultado da simulação, pois menores são os valores dos erros.

Na Figura 5.19 é representada a variabilidade espacial do erro da simulação na bacia, efetuada por meio da interpolação dos erros obtidos em cada poço piezométrico utilizando o método do inverso do quadrado da distância.

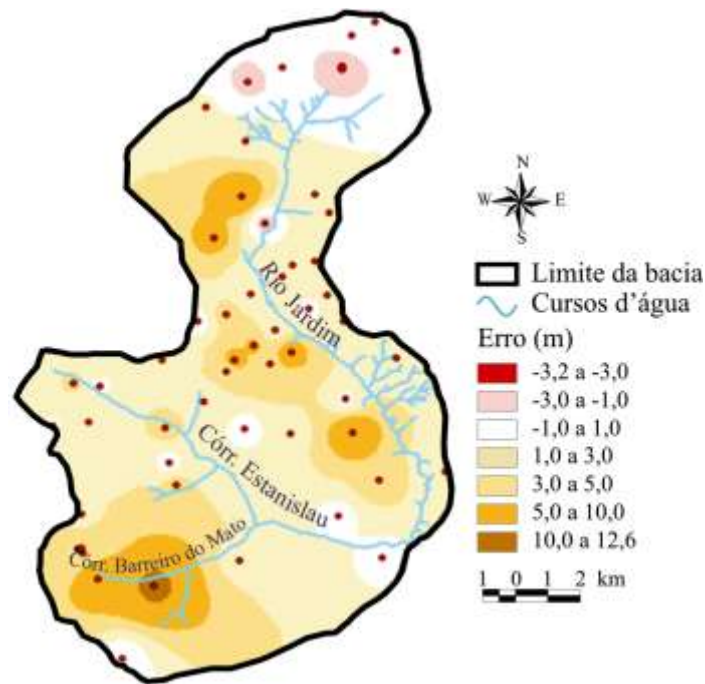


Figura 5.19 - Distribuição espacial do erro entre os níveis do lençol freático, medidos e simulados, nos locais dos 56 poços piezométricos, utilizando a base de dados Ks Slug SICAD.

Observa-se na Figura 5.19 que não há um padrão claro de distribuição espacial dos erros obtidos na simulação do nível do lençol freático nos locais dos poços da bacia. Os piores resultados se encontram ao longo da margem direita do Rio Jardim e na parte sul da bacia experimental, na margem direita do Córrego Barreiro do Mato, afluente do Córrego Estanislau, onde os erros foram superiores a cinco metros.

Em princípio, uma hipótese levantada para explicar esses maiores erros nos resultados obtidos nessa simulação foi a possível existência de divergência na base de dados altimétricos utilizados (Codeplan, 1991) na representação real do relevo. Assim, para verificar essa base de dados, efetuou-se uma amostragem das cotas da superfície do terreno nos locais de alguns dos poços, com nível topográfico, tomando-se como referência o poço J5 (Tabela 5.5). Na escolha do local para a realização desse levantamento, considerou-se a presença de poços com erros relevantes nos resultados da modelagem e a densidade de poços na área.

Tabela 5.5 - Comparação entre a cota medida e a cota extraída da base de dados altimétricos da Codeplan (1991).

Local	Cota medida (m)	Base Codeplan (m)	Diferença (m)
Referência	1010,50	1010,50	0,00
2	1005,08	1000,47	4,61
3	973,41	973,74	-0,33
4	958,48	951,58	6,90
5	977,62	977,23	0,39
6	958,00	956,97	1,03
7	993,84	994,81	-0,97
8	980,31	987,95	-7,64
9	999,87	1002,73	-2,86
10	986,08	995,37	-9,29
11	1004,95	1012,34	-7,39
12	988,45	992,21	-3,76
13	965,77	964,83	0,94

Na Tabela 5.5, observa-se que, em alguns casos, o erro da base de dados da Codeplan (1991) chega a valores elevados, acima de cinco metros. Em termos absolutos, a média dos erros apresentados na Tabela 5.5 é de 3,55 m, valor superior ao erro médio obtido na simulação da variação do nível da água nos poços com valores de K_s Slug, que foi de 2,89 m, e que é ainda maior do que a variação média observada do nível do lençol freático no período analisado, igual a 1,51 m.

Diante da identificação de erros significativos na base de dados altimétricas utilizada (Codeplan, 1991) na representação do meio físico no qual se realizou a modelagem e dos problemas que esses podem transferir aos resultados das simulações, efetuou-se, em campo, com o uso de um equipamento do tipo DGPS, a correção das cotas da superfície do terreno nos pontos de referência do estudo, ou seja, nos locais dos 56 poços piezométricos da bacia. Detalhes desse trabalho de correção parcial da base de dados altimétricos da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim são apresentados no Apêndice D.

5.3.7 - Comparação entre os resultados da simulação da variação do nível freático no período seco do ano, obtidos com o uso do MDE original (K_s Slug SICAD) e com o MDE corrigido (K_s Slug DGPS)

Nesta etapa do trabalho utilizou-se o modelo digital de elevação do terreno (MDE) gerado a partir da base de dados SICAD (Codeplan, 1991), parcialmente corrigido com o apoio de 55 dados levantados com o uso de um DGPS na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim, apresentado na Figura D.6 (Apêndice D).

Na Figura 5.20 são apresentados os valores dos erros obtidos na simulação da variação do nível freático no período seco com os dados originais do problema (K_s Slug SICAD) e com o uso do MDE corrigido com base em dados altimétricos medidos com o uso de DGPS em 55 pontos da bacia de estudo (K_s Slug DGPS).

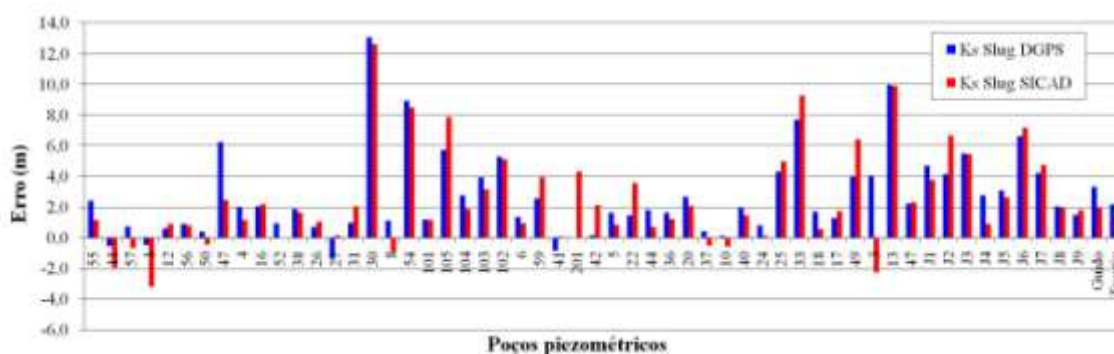


Figura 5.20 - Comparação dos valores dos erros obtidos em simulações efetuadas com a base de dados K_s Slug SICAD e K_s Slug DGPS, nos 56 poços piezométricos da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim.

Como se observa na Figura 5.20, em alguns locais houve diferença significativa no resultado da simulação, aumentando ou diminuindo o valor do erro em relação aos dados observados. Em alguns casos, a correção da base altimétrica melhorou o resultado da simulação, como nos casos dos poços 1, 12, 105 (PZTE 5) e 201 (ECA), por exemplo, porém em outros houve piora dos resultados, como nos poços 47, 30, 54 e Guido, citando apenas alguns.

Em relação à variabilidade espacial dos erros obtidos nas simulações, os resultados apresentados na Figura 5.20 indicam que, em alguns poços, em ambos os casos os erros foram altos, como nos casos dos poços 30, 54, 105 (PZTE 5), 102 (PZTE 2), 33, 13, J3 e

J6. Na Figura 5.21 é apresentada a distribuição espacial dos erros obtidos na simulação efetuada com a base de dados K_s Slug DGPS.

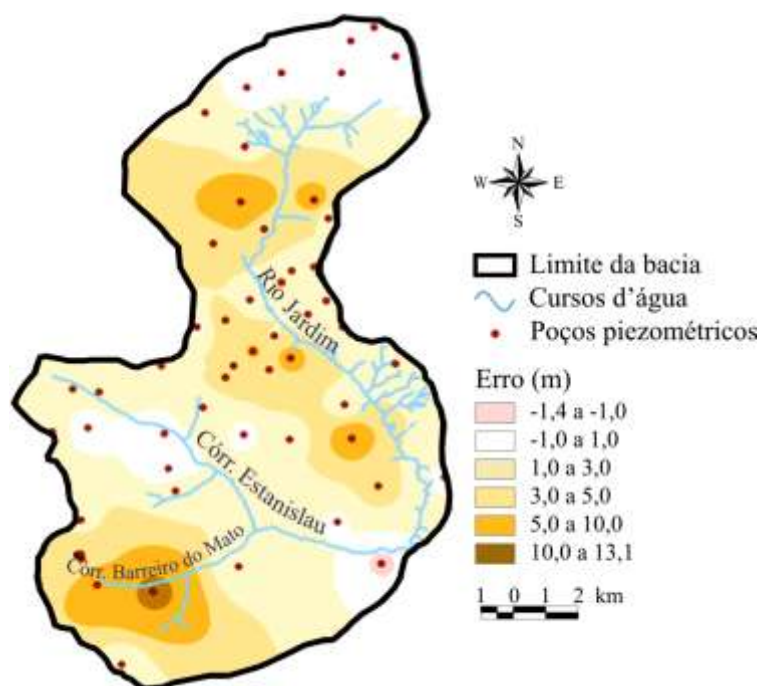


Figura 5.21 - Distribuição espacial do erro entre os níveis do lençol freático medidos e simulados nos locais dos 56 poços piezométricos, utilizando a base de dados K_s Slug DGPS.

Comparando-se os resultados apresentados nas Figuras 5.19 e 5.21, obtidos com o uso das bases de dados K_s Slug SICAD e K_s Slug DGPS, respectivamente, verifica-se que os padrões de distribuição espacial dos erros são basicamente os mesmos, com os maiores problemas encontrados ao longo da margem direita do Rio Jardim e ao sul da bacia, na margem direita do Córrego Barreiro do Mato, afluente do Córrego Estanislau, nas proximidades do curso d'água. Nas áreas próximas às nascentes do Rio Jardim e do Córrego Estanislau foi verificada uma pequena melhora nos resultados obtidos com o uso do MDE corrigido (K_s Slug DGPS).

Para uma melhor visualização do impacto da correção do modelo digital de elevação do terreno (MDE) nos resultados da simulação, na Figura 5.22 são apresentadas as diferenças entre cotas simuladas com o uso das bases de dados K_s Slug SICAD e K_s Slug DGPS nos 56 poços piezométricos da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim.

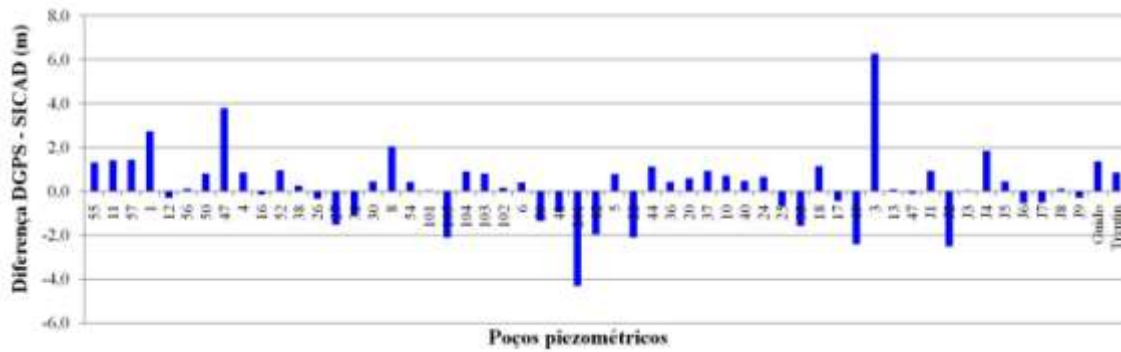


Figura 5.22 - Diferenças entre cotas do nível freático simuladas nos 56 poços piezométricos da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim com o uso das bases de dados K_s Slug SICAD e K_s Slug DGPS.

Como se observa na Figura 5.22, na grande maioria dos casos a diferença entre as cotas simuladas com a utilização das duas bases de dados referidas foi inferior a dois metros. Em apenas oito dos 56 poços a diferença dos resultados foi superior a dois metros, sendo o maior valor igual a 6,2 m, observado no poço 3. Nos casos dos poços 47 e 201 (ECA) a diferença dos resultados também foi grande, de aproximadamente quatro metros. Destaca-se que esses locais representam pontos em que os erros dos dados SICAD podem ser considerados grandes em relação aos demais locais de verificação, com valores da ordem de 20 m, conforme apresentado na Tabela D.3 (Apêndice D). Da análise conjunta da magnitude dos erros na altimetria do terreno encontrados na base SICAD (Codeplan, 1991) e das diferenças verificadas nos resultados da simulação com o uso da base de dados corrigida (Figura 5.22), observa-se que não há, necessariamente, uma relação direta entre esses valores. Um exemplo disso pode ser extraído dos dados do próprio poço 3, onde o erro da base SICAD foi de 18,1 m, enquanto a diferença no resultado da simulação foi de 6,2 m quando comparado com a simulação efetuada com a base altimétrica corrigida. Alguns fatores que podem justificar esse fato são: a não-linearidade do sistema de equações envolvidas no processo de modelagem; a dependência entre dados de poços próximos entre si; problemas de condições iniciais; e os erros na representação do meio devido à falta de dados de caracterização do meio físico ou ao próprio processo de interpolação espacial desses dados.

Na Figura 5.23 é apresentado um exemplo de como os erros na base de dados do SICAD (Codeplan, 1991) podem impactar na representação do gradiente hidráulico entre os pontos de controle da bacia, o que repercute diretamente no fluxo da água no solo entre as estações piezométricas.

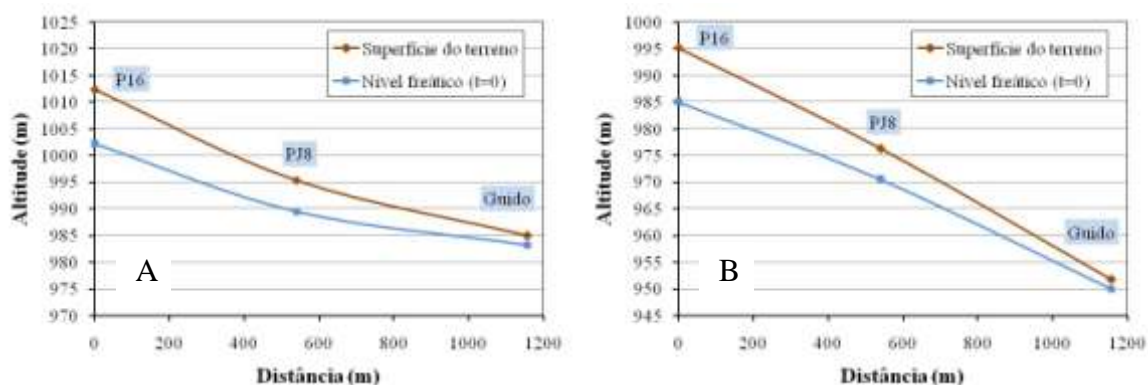


Figura 5.23 - Representação da superfície do terreno e da superfície freática em uma vertente da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim no início das simulações utilizando dados extraídos do SICAD (A) e medidos com o DGPS (B).

Como se observa na Figura 5.23, uma vez que o intervalo de variação da escala dos eixos x e y dos gráficos é a mesma, existe uma clara variação da declividade da linha freática entre os poços representados em ambos os casos, o que reflete diretamente no gradiente hidráulico entre os respectivos pontos de controle. No caso, como a declividade da linha freática é maior na Figura 5.23.B, é esperado que a água se movimente com maior velocidade do que na condição exposta na Figura 5.23.A. É importante destacar que as altitudes apresentadas na Figura 5.23 são aquelas utilizadas como dado de entrada do modelo e que, posteriormente, foram interpoladas para a representação de cada uma das superfícies do meio. Conforme já ressaltado, nos processos de interpolação disponíveis no FEFLOW, os dados de entrada do modelo são modificados, em geral, diminuindo-se a variabilidade dos valores dos dados de locais próximos. Outro fato a ser observado na Figura 5.23 é relativo à mudança de escala verificada no eixo y, em que as cotas altimétricas extraídas do SICAD são maiores do que aquelas medidas com o DGPS, conforme apresentado no Apêndice D. A relação entre as cotas apresentadas na Figura 5.23 e as cotas em outros poços próximos à respectiva vertente também é fundamental para a definição do fluxo da água na bacia, pois esse é tratado pelo FEFLOW de forma tridimensional (3D).

Para a análise global dos resultados das simulações utilizando as duas bases de dados, a K_s Slug SICAD e a K_s Slug DGPS, foram traçadas as curvas de distribuição dos erros obtidos em ambas as modelagens (Figura 5.24).

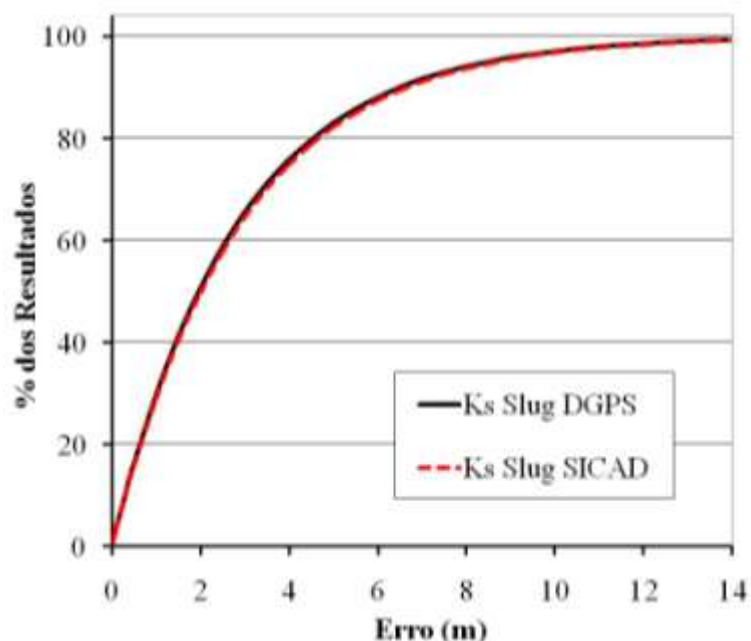


Figura 5.24 - Curvas de distribuição dos erros obtidos nas simulações do nível do lençol freático nos 56 poços piezométricos da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim com o uso das bases de dados K_s Slug SICAD e K_s Slug DGPS.

Na Figura 5.24, pode-se observar que as curvas de distribuição dos erros obtidos nas duas simulações praticamente se sobrepõem, o que representa um indicativo de que não há diferença significativa entre seus respectivos resultados globais. Os resultados da comparação das curvas por meio do teste F (Silva e Azevedo, 2002) são apresentados na Tabela 5.6.

Tabela 5.6 - Comparação estatística (teste F) das curvas de distribuição dos erros das simulações realizadas.

Base de dados	Erro médio poços (m)	Comparação*
K_s Slug DGPS	2,82	a
K_s Slug SICAD	2,89	a

* a repetição das letras identifica simulações com resultados estatisticamente iguais ao nível de 5% de significância.

As informações apresentadas na Tabela 5.6 comprovam que os resultados globais obtidos nas simulações efetuadas com as duas bases de dados, K_s Slug SICAD e K_s Slug DGPS, não diferem estatisticamente entre si considerando-se o nível crítico de probabilidade de 5% para julgar a significância das diferenças.

Diante dos resultados apresentados, pode-se concluir que, apesar das diferenças observadas entre os dados altimétricos extraídos do SICAD e aqueles medidos com o uso do DGPS,

bem como da variação nos valores dos erros decorrentes dessas diferenças observados em cada ponto de controle, a análise global dos resultados das simulações indicam que não há diferença significativa entre os resultados das modelagens efetuadas com o uso das duas bases de dados. Isso pode ser explicado com base nos dados apresentados na Figura 5.20, que mostra que em alguns casos a correção da base altimétrica melhorou os resultados da simulação, porém, em outros, piorou. Diante desse resultado, qualquer uma das duas bases de dados de K_s (K_s Slug SICAD e K_s Slug DGPS) poderia ser utilizada na modelagem, no entanto, decidiu-se adotar o MDE corrigido (K_s Slug DGPS) como referência na continuidade deste trabalho devido a melhoria que confere à representação da superfície da bacia, o que deve aproximar os resultados da modelagem à realidade que se buscou simular. Assim sendo, a base de dados K_s Slug DGPS passa a ser denominada simplesmente K_s Slug na sequência do trabalho.

5.3.8 - Comparação entre os resultados da simulação da variação do nível freático no período seco do ano obtidos com o uso de valores de K_s Slug e de K_s 60 na camada do solo em que está presente o lençol freático

Nesta etapa do trabalho os valores de K_s Slug utilizados anteriormente na representação da condutividade hidráulica saturada dos solos no nível do lençol freático (Camada 3) foram substituídos pelos valores de K_s medidos em laboratório, pelo método do permeâmetro de carga constante, com amostras coletadas nos locais dos 56 poços piezométricos a 60 cm de profundidade (K_s 60).

Na Figura 5.25 são apresentados os valores de condutividade hidráulica saturada medidos a 60 cm de profundidade (K_s 60) e no nível do lençol freático (K_s Slug) nos locais dos 56 poços piezométricos instalados na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim.

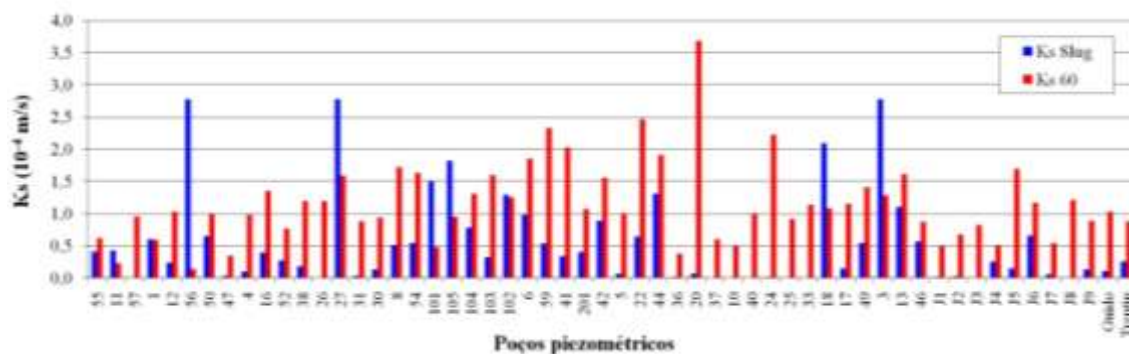


Figura 5.25 - Valores de K_s medidos a 60 cm de profundidade (K_s 60) e no nível do lençol freático (K_s Slug) nos locais dos 56 poços piezométricos da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim.

Como se observa na Figura 5.25, não há uma relação evidente entre os valores de K_s 60 e de K_s Slug medidos na bacia. O que se nota é que, na maioria das vezes, os valores de K_s 60 foram superiores aos de K_s Slug, como já observado na Figura 5.14.

Na Figura 5.26 são apresentados os valores dos erros obtidos na simulação do nível do lençol freático nos locais dos 56 poços piezométricos da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim, utilizando, na “Camada 3”, os dados medidos de K_s 60 e de K_s Slug.

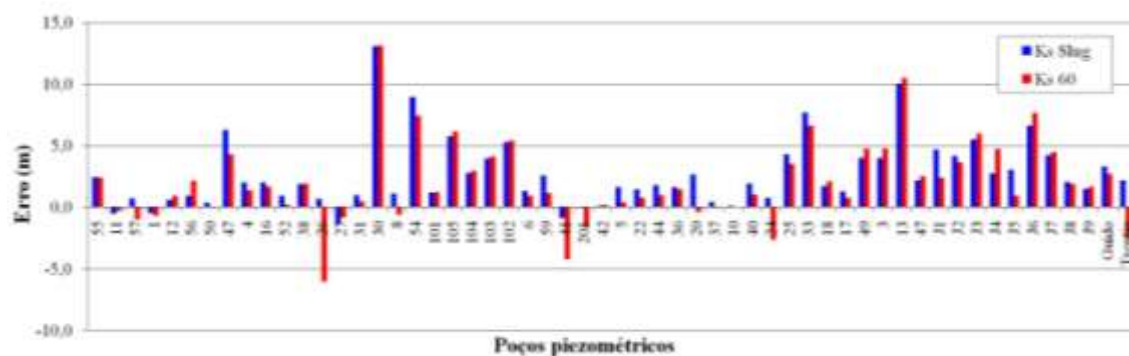


Figura 5.26 - Erros obtidos em simulações efetuadas com a utilização dos valores de K_s 60 e K_s Slug na camada correspondente ao nível freático.

Da análise dos erros obtidos com a utilização dos valores de K_s 60 ou de K_s Slug na camada correspondente à zona do lençol freático (Figura 5.26), podem ser observados alguns fatos significativos para a continuidade do trabalho. O primeiro deles é que, comparando os dados utilizados com os resultados obtidos (Figuras 5.25 e 5.26), observa-se que, geralmente, o aumento dos valores de K_s resulta no rebaixamento do nível do lençol freático e vice-versa, informação fundamental para a etapa de calibração do modelo. Outro fato observado e que pode representar um indicador negativo quanto à possibilidade

de melhoria dos resultados das simulações com a calibração do modelo trata-se da questão de que, em alguns poços, com ambas as bases de dados, os resultados foram ruins, como é o caso dos poços 47, 30, 54, 105 (PZTE 05), 102 (PZTE 02), 33, 13, J3 e J6 (Figura 5.26), denotando que nesses locais, possivelmente, a divergência na previsão da altura do nível freático não é explicada somente pela inadequação dos valores medidos de K_s .

Na Figura 5.27 é apresentada a distribuição espacial dos erros obtidos na simulação efetuada com a base de dados K_s 60 replicados para a camada de solo correspondente à região onde está presente o lençol freático.

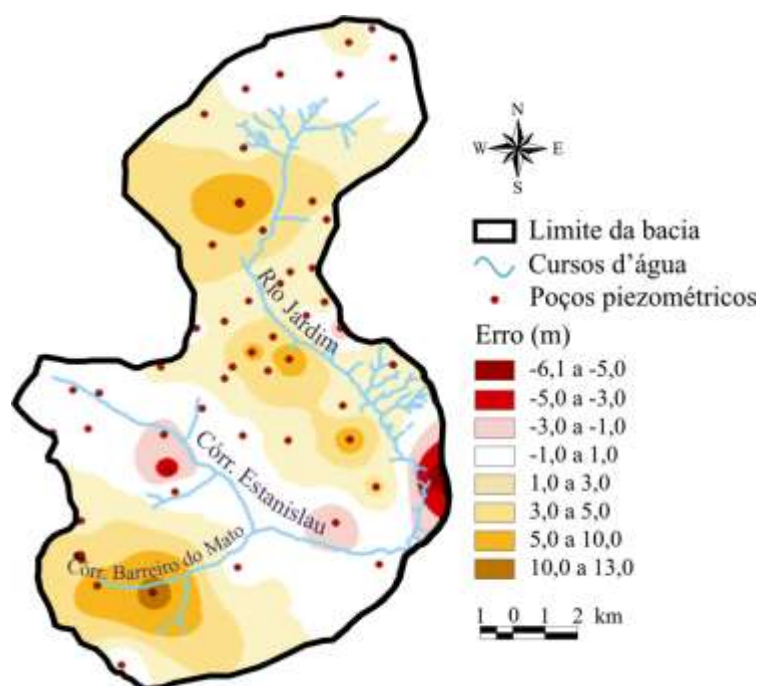


Figura 5.27 - Distribuição espacial do erro entre os níveis do lençol freático, medidos e simulados, nos locais dos 56 poços piezométricos, utilizando os dados de K_s 60 no lugar de K_s Slug.

Comparando-se os resultados apresentados na Figura 5.27 com aqueles da Figura 5.21, obtidos com o uso da base de dados K_s Slug DGPS, referência para este estudo, verifica-se que os padrões de distribuição espacial dos erros pouco se modificaram, com os maiores problemas encontrados ao longo da margem direita do Rio Jardim e ao sul da bacia, na margem direita do Córrego Barreiro do Mato, afluente do Córrego Estanislau, nas proximidades do curso d'água. Nas áreas próximas às nascentes do Rio Jardim e do Córrego Estanislau os resultados permanecem satisfatórios. Esses mesmos padrões de distribuição espacial dos erros também foram observados nos resultados obtidos com o uso

da base de dados K_s Slug SICAD (Figura 5.19), o que pode ser um indicativo de regiões em que o sistema está bem ou mal representado pelo modelo. Ainda da comparação dos resultados, na Figura 5.27 observa-se que ao longo do Córrego Estanislau, de uma forma geral, os resultados nos poços tiveram uma pequena melhora, diferentemente do poço localizado na margem esquerda do Rio Jardim, próximo à foz, que apresentou uma piora significativa na resposta do modelo. Esse fato indica que a mudança nos valores de K_s na zona freática afetou mais uma vez os resultados pontuais, contudo ora melhorando-os e ora piorando-os.

A verificação da existência de diferença significativa entre os resultados obtidos com o uso de valores de K_s 60 e de K_s Slug foi efetuada por meio da comparação das respectivas curvas de distribuição dos erros obtidas em ambas as simulações (Figura 5.28).

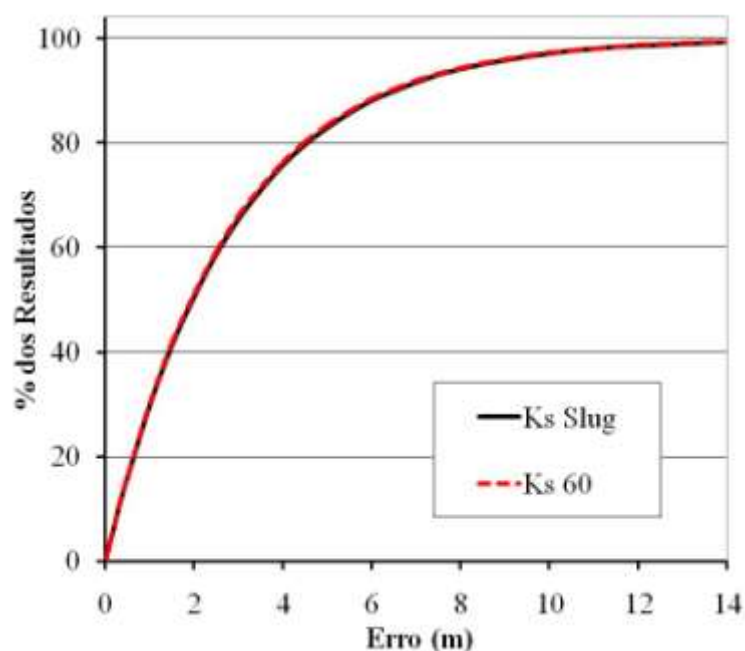


Figura 5.28 - Curvas de distribuição dos erros absolutos geradas a partir dos resultados obtidos com o uso de valores de K_s Slug e de valores de K_s 60 no lugar de K_s Slug.

Como se pode observar na Figura 5.28, as curvas de distribuição dos erros absolutos geradas a partir dos resultados obtidos com valores de K_s 60 no lugar daqueles de K_s Slug praticamente se sobrepõem. Os resultados da comparação das curvas por meio do teste F (Silva e Azevedo, 2002) são apresentados na Tabela 5.7.

Tabela 5.7 - Resultados da comparação estatística (teste F) das curvas de distribuição dos erros das simulações realizadas.

Base de dados	Erro médio poços (m)	Comparação*
K _s Slug	2,82	a
K _s 60	2,78	a

* a repetição das letras identifica simulações com resultados estatisticamente iguais ao nível de 5% de significância.

As informações apresentadas na Tabela 5.7 comprovam que os resultados globais obtidos nas simulações efetuadas com os dados da base K_s Slug e aqueles obtidos com a substituição dos dados de K_s 60 no lugar de K_s Slug na camada correspondente à zona freática (Camada 3) não diferem estatisticamente entre si considerando-se o nível crítico de probabilidade de 5% para julgar a significância das diferenças.

Diante dos resultados apresentados neste item, pode-se concluir que, no caso estudado, apesar das diferenças pontuais dos erros obtidos em cada poço com as simulações efetuadas com os dados da base K_s Slug e com a substituição dos dados de K_s Slug pelos de K_s 60 na camada correspondente à zona freática (Camada 3), na análise global dos resultados das simulações observou-se não haver um ganho real que justifique a medição do K_s Slug na bacia.

5.3.9 - Calibração dos valores de K_s na camada que representa a zona do lençol freático com foco na melhoria dos resultados globais da simulação da variação do nível freático no período seco do ano

Como os resultados obtidos com o uso dos valores de K_s 60 e de K_s Slug na camada correspondente à zona do lençol freático não diferiram estatisticamente (item 5.3.8), qualquer uma dessas bases de dados poderia ser utilizada no início do processo de calibração do modelo. Neste trabalho, como os dados já haviam sido levantados na profundidade do lençol freático, na busca de uma melhor representação da realidade, decidiu-se pela utilização dos valores de K_s Slug para caracterizar essa região do solo no início do processo de calibração do modelo.

Com base na análise dos valores de K_s 60 e de K_s Slug nos locais dos poços e dos resultados das simulações efetuadas com esses dados, observou-se que, ao aumentar o valor de K_s, o nível do lençol freático sofre rebaixamento e vice-versa, premissa utilizada

no processo de ajuste dos valores de K_s na zona freática. O quanto aumentar ou reduzir os valores de K_s entre passos consecutivos do processo de calibração foi definido por meio das Equações 4.28 e 4.29, respectivamente.

O momento de parada do processo de calibração foi aquele em que o valor do erro médio global das simulações parou de diminuir, estabilizando, conforme apresentado na Figura 5.29.

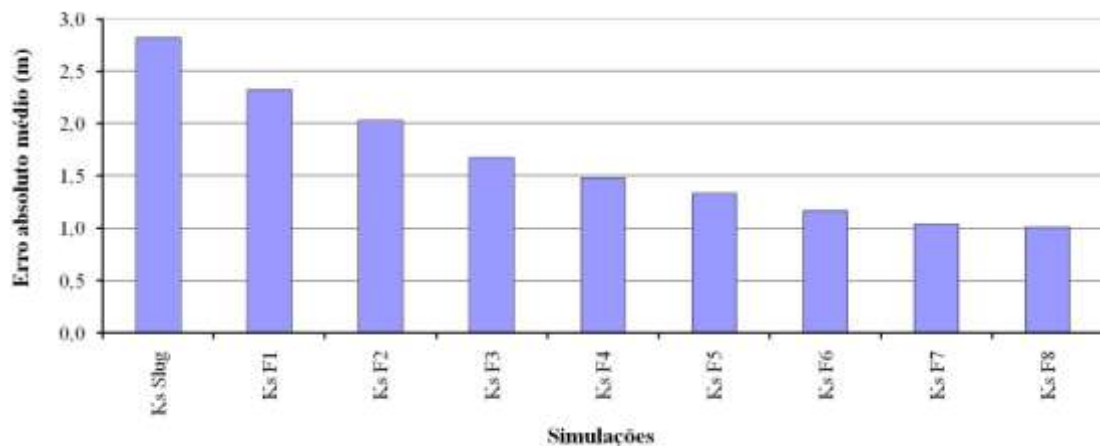


Figura 5.29 - Erro absoluto médio obtido em cada uma das simulações efetuadas no decorrer do processo de calibração do modelo.

Como se observa na Figura 5.29, o valor do erro absoluto médio da modelagem com a utilização de dados medidos em campo (K_s Slug), que era de 2,82 m, ao longo do processo de calibração foi sendo reduzido até a oitava iteração (K_s F8), quando o valor do erro estabilizou em cerca de 1,00 m.

Destaca-se que essa magnitude do erro, de 1,00 m, é similar às encontradas em outros trabalhos realizados com o FEFLOW, como o de Eliasson (2000), que em uma área de 85 km², com 15 poços piezométricos instalados, simulando de forma regionalizada e considerando o fluxo em meio saturado e em regime permanente, o que lhe permitiu a utilização da ferramenta PEST (Doherty et al., 1994) de calibração automática do modelo, obteve um erro absoluto médio do nível freático nos poços de 0,60 m. Ashraf (2008), em uma área de aproximadamente 3.500 km², com 28 poços piezométricos, utilizando o PEST obteve um erro médio absoluto dos resultados de 1,42 m. Ao efetuar a calibração em regime transiente, de forma manual, Ashraf (2008) alcançou um erro médio de 1,84 m.

Para julgar a significância das diferenças obtidas entre resultados das simulações, utilizou-se a técnica de comparação de curvas com o teste F (Silva e Azevedo, 2002), utilizando as respectivas curvas de distribuição estatística dos erros obtidos nas diferentes simulações (Figura 5.30), analisadas aos pares.

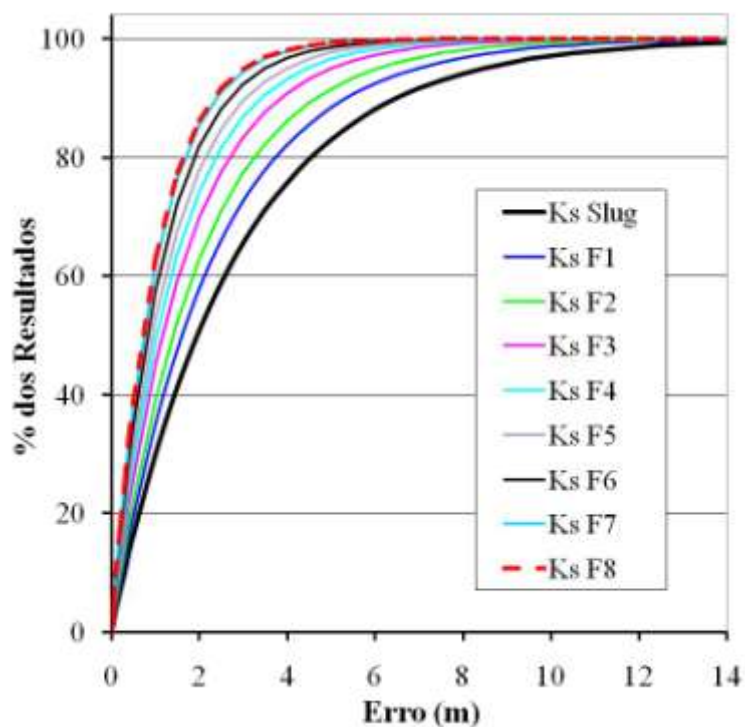


Figura 5.30 - Curvas de distribuição dos erros absolutos resultantes das simulações efetuadas com diferentes conjuntos de valores de K_s gerados no processo iterativo de calibração do modelo.

Em relação à Figura 5.30, é importante destacar que, na medida em que os erros dos resultados das simulações são reduzidos, mais a curva que representa sua distribuição estatística se aproxima do eixo y. Assim sendo, na Figura 5.30, pode-se observar que a cada iteração do processo de calibração os resultados globais da simulação melhoraram, até a estabilização das respostas, o que se nota pela sobreposição das curvas de distribuição dos erros obtidas com o uso dos valores de K_s F7 e K_s F8.

A avaliação da significância das diferenças entre as curvas ao nível de probabilidade de 5% é apresentada na Tabela 5.6, na qual os resultados estatisticamente iguais são seguidos pela mesma letra na coluna que mostra os resultados da comparação.

Tabela 5.8 - Resultados da comparação estatística (teste F) das curvas de distribuição dos erros das simulações realizadas a cada iteração do processo de calibração do modelo.

Base de dados / iteração	Erro médio poços (m)	Comparação*
K _s Slug	2,82	a
K _s F1	2,33	b
K _s F2	2,03	c
K _s F3	1,67	d
K _s F4	1,48	d e
K _s F5	1,33	e f
K _s F6	1,17	f g
K _s F7	1,04	g
K _s F8	1,01	g

* a repetição das letras identifica simulações com resultados estatisticamente iguais ao nível de 5% de significância.

Na Tabela 5.8, pode-se notar que até a terceira iteração (K_s F3) as diferenças foram significativas entre os resultados das simulações e, a partir daí, tenderam à estabilização, o que se verifica pelo fato das curvas de distribuição dos erros obtidos nas três últimas iterações (K_s F6, K_s F7 e K_s F8) serem iguais. Diante das três opções de resultados do processo de calibração, adotou-se como o melhor conjunto de dados de K_s no nível freático aquele correspondente à iteração K_s F8.

Para fins de comparação, na Figura 5.31 são apresentados os valores medidos de K_s Slug e os valores ajustados de K_s F8.



Figura 5.31 - Comparação entre os valores medidos de K_s Slug e aqueles resultantes do processo de calibração (K_s F8).

Como se pode observar na Figura 5.31, de forma geral os valores de K_s calibrados (K_s F8) foram maiores do que os valores de K_s medidos na região em que está presente o lençol freático (K_s Slug). Isso pode ter relação com o fato de, na grande maioria das vezes, as cotas correspondentes à superfície freática simuladas com base nos valores de K_s Slug

terem ficado acima da altitude observada, obrigando o aumento dos valores de K_s no ajuste do modelo. De acordo com os resultados apresentados na Figura 5.31, em 7 dos 56 poços o valor de K_s foi limitado pelo valor máximo aceito no processo de calibração do modelo, no caso, igual a $27,7 \times 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ ($\sim 1.000 \text{ cm.h}^{-1}$), que corresponde a dez vezes o maior valor medido por meio do *Slug Test*. A comparação entre esses valores de K_s Slug e K_s F8 também pode ser visualizada nos mapas apresentados na Figura 5.32.

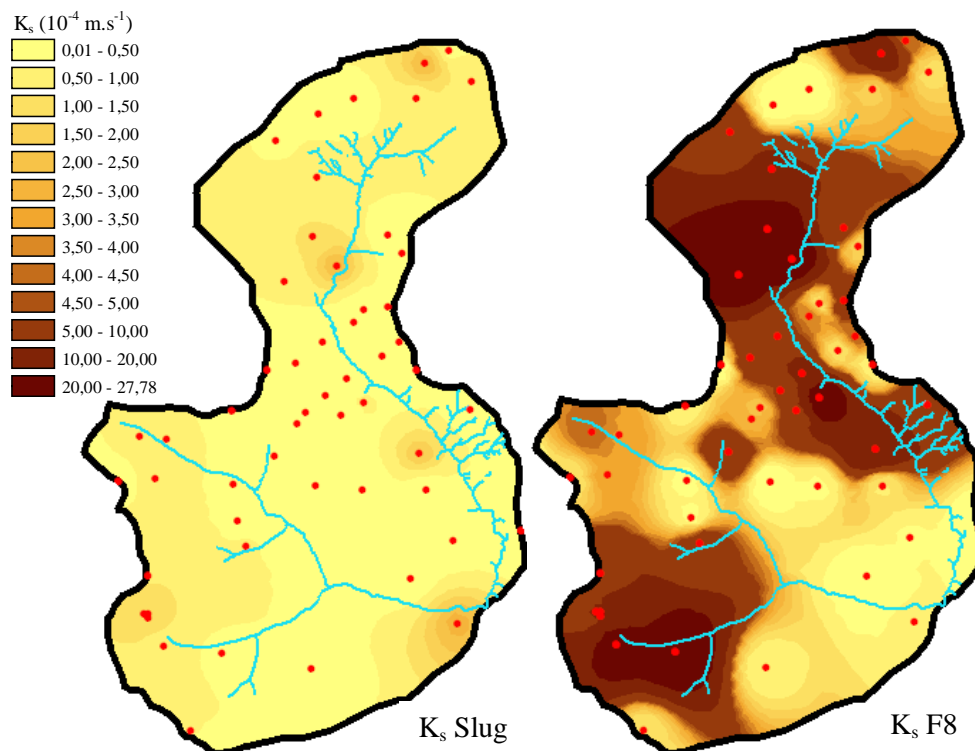


Figura 5.32 - Variação espacial dos valores da condutividade hidráulica saturada medidos no nível do lençol freático (K_s Slug) e aqueles resultantes do processo de calibração (K_s F8).

Como se observa na Figura 5.32, assim como observado na Figura 5.31, os valores de K_s calibrados (K_s F8) são, em geral, maiores que os medidos (K_s Slug). Os locais com maior diferença entre as cores dos respectivos mapas são coerentes com as regiões em que se encontraram os erros de maior magnitude na simulação do nível do lençol freático na bacia com o uso dos valores de K_s Slug (Figura 5.21).

Por meio de análise gráfica, buscou-se detectar a existência de alguma relação entre os resultados apresentados na Figura 5.32 e os mapas de solo e de geologia da bacia (Figuras 4.15, 4.16 e 4.17), o que não foi percebido.

Eliasson (2000) estabeleceu um critério para avaliar o grau de incerteza dos valores de K_s calibrados, o qual se utiliza da relação entre esses resultados (K_s F8) e os dados medidos (K_s Slug). De acordo com o autor, quando essa relação é maior do que 100 (duas ordens de grandeza), o grau de incerteza é “alto”, se está entre 10 e 100, é considerado “moderado” e abaixo de 10 (uma ordem de grandeza), é “baixo”. Com base nessa análise, tem-se que em 20 dos 56 poços o grau de incerteza do resultado da calibração é “baixo”, em 28 é “moderado” e em 8 deles é “alto”. Na Figura 5.33 é apresentada a distribuição espacial do grau de incerteza dos resultados do processo de calibração na bacia.

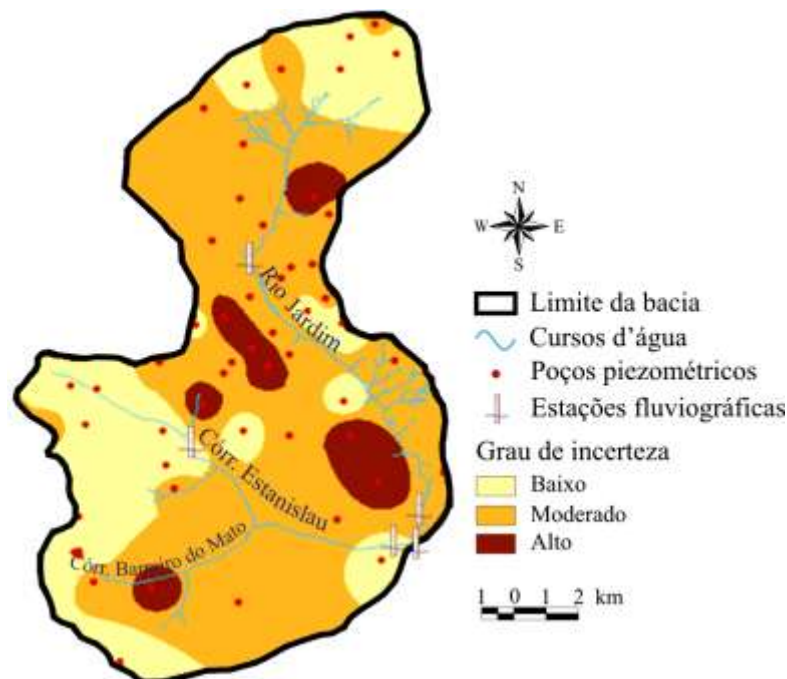


Figura 5.33 - Distribuição espacial do grau de incerteza dos valores de K_s resultantes do processo de calibração do modelo (K_s F8).

Na Figura 5.33 pode-se observar que os valores mais confiáveis gerados no processo de calibração (K_s F8), de forma geral, estão localizados nas regiões correspondentes às cabeceiras do Rio Jardim, do Córrego Estanislau e de seu afluente, o Córrego Barreiro do Mato. Os dados calibrados menos confiáveis, ou seja, com maior grau de incerteza, foram os obtidos nos poços 20, 25, 30, 33, 47, J1, J3 e J7, o que em parte decorre dos erros resultantes da simulação (Figura 5.21), mas que também pode ser afetado por pequenos valores de K_s medidos (K_s Slug), que tornam o índice utilizado mais rigoroso.

Na Figura 5.34 é apresentada a comparação pontual, em cada poço, entre os valores dos erros obtidos nas simulações efetuadas com o uso dos dados medidos (K_s Slug) e com aqueles resultantes do processo de calibração do modelo (K_s F8).

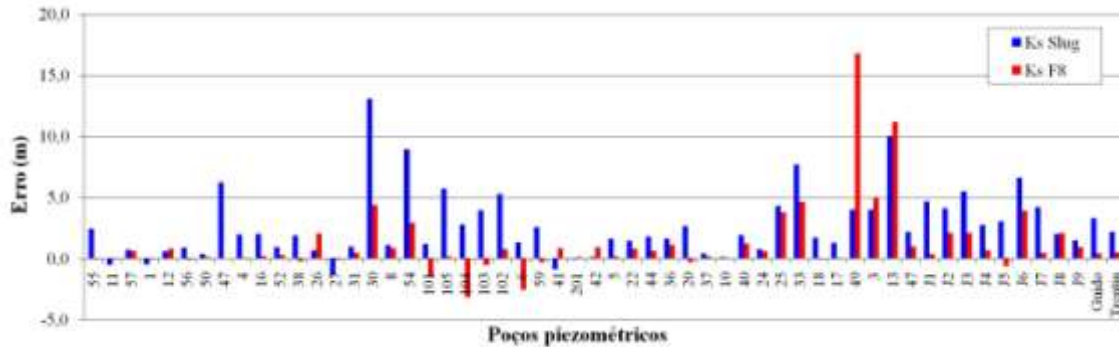


Figura 5.34 - Comparação entre os erros obtidos nas simulações efetuadas com os valores medidos de K_s Slug e com os ajustados de K_s F8.

Conforme apresentado na Figura 5.34, em apenas 11 dos 56 poços os valores ajustados de K_s F8 geraram erros superiores aos obtidos com K_s Slug, sendo eles: 3, 6, 12, 13, 26, 42, 49, 101 (PZTE 01), 104 (PZTE 04), 201 (ECA) e J8. Em relação à magnitude das diferenças, destaca-se a piora dos resultados obtidos no poço 49, o que certamente tem efeito negativo na simulação do nível freático nos poços 3 e 13, por estarem em uma mesma vertente. Essa inter-relação entre os resultados obtidos em diferentes poços é válida para todos os casos em que esses pontos de controle estão próximos uns dos outros, uma vez que o modelo resolve o problema de forma integrada e simultânea em toda a área da bacia. Isso pode gerar zonas de resultados ruins na bacia, como apresentado na Figura 5.35.

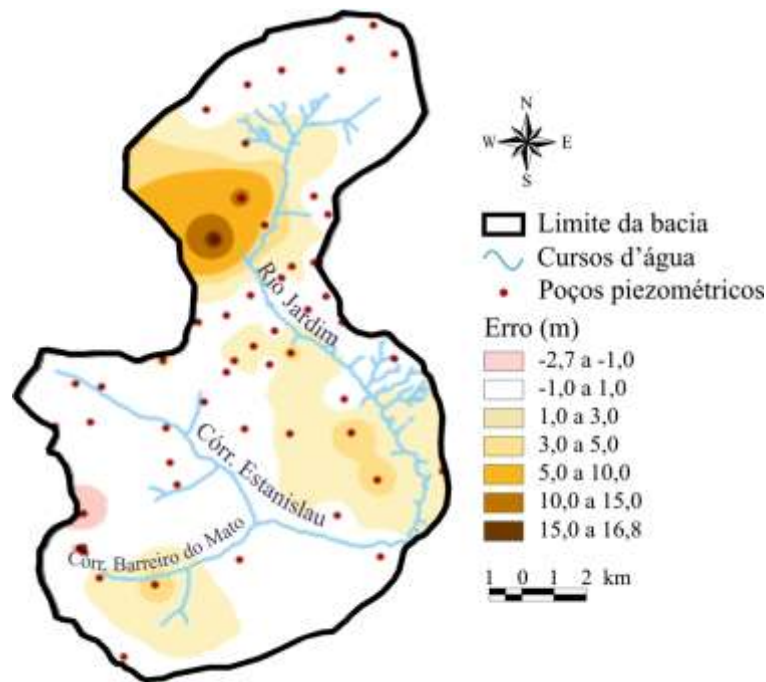


Figura 5.35 - Distribuição espacial dos erros obtidos com o uso dos dados calibrados do modelo (K_s F8).

Comparando-se as Figuras 5.35 com a 5.21, nota-se que, de forma geral, conforme esperado, o processo de calibração trouxe melhorias aos resultados da modelagem. Em 39 dos 56 poços o erro absoluto na estimativa da variação do nível freático durante o período seco do ano foi inferior a um metro, que é considerado um resultado adequado para a escala da bacia de estudo. Contudo, como se observa na Figura 5.35, em alguns locais o processo de calibração não foi capaz de corrigir adequadamente os resultados da modelagem. Em relação a essas zonas com resultados inadequados obtidos mesmo após a calibração do modelo, destaca-se que em nenhuma das simulações realizadas até o momento essas áreas apresentaram erros com valores considerados adequados (Figuras 5.19, 5.21, 5.27 e 5.35). Isso mostra que, nesses casos, nem com as melhorias na base de dados altimétricos (K_s Slug SICAD e K_s Slug DGPS) e nem com a variação dos valores de K_s (K_s 60 e K_s F8) obteve-se êxito na reprodução dos resultados medidos. Conforme já comentado, essas áreas problemáticas estão inseridas, de forma geral, na margem direita do Rio Jardim e na margem direita do Córrego Barreiro do Mato, afluente do Córrego Estanislau.

Em relação aos valores calibrados de K_s , destaca-se que esses foram restritos ao intervalo de menos 10 vezes o menor valor medido de K_s Slug até mais 10 vezes o maior deles, representando uma faixa de variação entre $0,0001 \times 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ e $27,7778 \times 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$. Se

por um lado essas restrições podem limitar a qualidade dos resultados do modelo ajustado, por outro, mantêm certo significado físico aos valores calibrados de K_s . Ressalta-se, ainda, que nesses casos é possível que os erros encontrados sejam produto, entre outros fatores, do fato de a premissa adotada no processo de calibração, de que o aumento do valor de K_s provoca sempre o rebaixamento do nível do lençol freático nos poços ao final da simulação, não ser válida para todas as regiões da bacia.

Diante dos resultados obtidos nas simulações efetuadas nesta fase, é possível afirmar que os problemas encontrados nos resultados vão além dos valores de K_s na camada de solo correspondente ao nível freático. Algumas hipóteses para justificar a ocorrência desses problemas são: a representação inadequada do meio físico, o que inclui a precisão e a representatividade dos dados medidos, bem como os erros envolvidos no processo de interpolação desses dados (cotas, características dos solos, condições iniciais e condições de contorno); a representação inadequada do sistema de circulação da água na bacia, como no caso da existência de fluxo de água através da camada de solo assumida como “impermeável”; a consideração do solo isotrópico e homogêneo em cada camada; a existência de caminhos preferenciais de fluxo da água no solo; e a consideração da condição inicial de umidade do solo correspondente à capacidade de campo em todo o domínio poroso não-saturado do problema.

5.3.10 - Verificação do modelo na simulação da variação do nível freático em período seco diferente daquele utilizado no processo de calibração

O período considerado no processo de calibração do modelo foi aquele sem chuva, entre os dias 14 de junho e 17 de setembro de 2007. Para a verificação do efeito dos resultados da calibração na qualidade das simulações, considerou-se o período seco ocorrido entre os dias 14 de maio e 13 de agosto de 2008, totalizando 92 dias. Nesse caso, partindo-se de determinadas condições iniciais, utilizando-se os dados medidos (K_s Slug) e dados calibrados (K_s F8), foram analisados os resultados simulados nos anos 2007, período utilizado na calibração, e 2008, um novo período de avaliação (Figura 5.36).

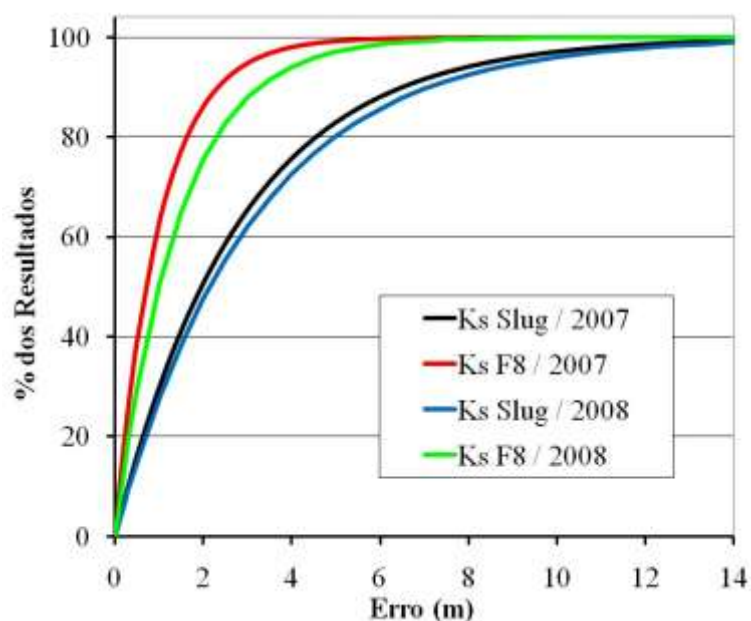


Figura 5.36 - Curvas de distribuição dos erros absolutos resultantes das simulações efetuadas com valores de K_s medidos (K_s Slug) e calibrados (K_s F8), em períodos sem chuva dos anos de 2007 (original) e 2008 (verificação).

Como se observa na Figura 5.36, os resultados obtidos com dados de 2007, em ambos os casos analisados (K_s Slug e K_s F8), foram melhores que aqueles de 2008. Além disso, fica evidente a melhoria dos resultados gerados pelo uso dos valores calibrados de K_s (K_s F8), o que se verificou tanto em 2007 quanto em 2008. Na Tabela 5.9 são apresentados os resultados da comparação estatística das respectivas simulações.

Tabela 5.9 - Resultados da comparação estatística (teste F) das curvas de distribuição dos erros das simulações realizadas.

Base de dados	Erro médio poços (m)	Comparação*
K_s Slug / 2007	2,82	a
K_s F8 / 2007	1,01	b
K_s Slug / 2008	3,09	a
K_s F8 / 2008	1,42	c

* a repetição das letras identifica simulações com resultados estatisticamente iguais ao nível de 5% de significância.

Na Tabela 5.9, observa-se que os resultados obtidos com o uso de K_s Slug, tanto em 2007 quanto em 2008, não diferiram estatisticamente. Nos dois períodos analisados os resultados obtidos com os dados calibrados (K_s F8) foram melhores do que os obtidos com os dados medidos (K_s Slug). Outro fato que se destaca é que os resultados obtidos com os valores de K_s calibrados em 2007 foram estatisticamente melhores do que os obtidos em 2008.

Diante dos resultados apresentados, fica evidente a melhoria que o processo de calibração trouxe aos dados gerados nas simulações. No caso de 2007, o erro médio absoluto passou de 2,82 m para 1,01 m com o uso dos dados calibrados, enquanto no período sem chuvas de 2008 o mesmo erro foi reduzido de 3,09 m com os dados medidos para 1,42 m com o uso dos dados calibrados, valor esse considerado razoável diante da complexidade e da escala do problema analisado.

5.3.11 - Impacto do uso de diferentes valores de K_s medidos, calibrados e da literatura, aplicados de forma regionalizada ou distribuída, sobre os resultados das simulações da variação do nível freático no período seco do ano

Na grande maioria dos modelos hidrológicos, não é comum a utilização dos dados de forma totalmente distribuída no espaço, interpolados a partir de informações pontuais, como ocorre no caso do FEFLOW, que utiliza a técnica numérica dos elementos finitos. Assim, nesta etapa do trabalho buscou-se verificar o impacto da regionalização dos dados de condutividade hidráulica saturada, efetuada com base na classe, na textura e na característica hidrogeológica dos solos da bacia (Tabelas 4.7, 4.8 e 4.9), na simulação da variação dos níveis freáticos nos poços da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim. Além disso, os resultados obtidos também foram comparados com aqueles gerados pelo modelo com a utilização dos valores médios extraídos da literatura (Tabelas 4.10, 4.11 e 4.12) e de valores oriundos do processo de calibração (Tabelas 5.10, 5.11 e 5.12).

Tabela 5.10 - Agrupamento dos valores de K_s médios calibrados (K_s F8) na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim em função da classe de solo.

Profundidade	Lençol freático			
	Classe de solo	K_s (10^{-4} m.s $^{-1}$)	CV* (%)	Nº pontos
Latossolo Vermelho		5,547	323,1	22
Latossolo Vermelho-Amarelo		8,402	489,8	19
Latossolo Amarelo		27,778	-	1
Cambissolo		4,654	607,8	10
Gleissolo		3,375	0,2	2
Plintossolo		1,831	834,7	2

* Coeficiente de variação.

Tabela 5.11 - Agrupamento dos valores de K_s médios calibrados (K_s F8) na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim em função da textura do solo.

Profundidade	Lençol freático		
	K_s (10^{-4} m.s $^{-1}$)	CV (%)	Nº pontos
Média	3,943	262,6	10
Argilosa	2,207	105,1	32
Muito Argilosa	2,680	162,0	14

Tabela 5.12 - Agrupamento dos valores de K_s médios calibrados (K_s F8) na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim em função da classificação hidrogeológica do domínio poroso.

Profundidade	Lençol freático			
	Classe hidrogeológica	K_s (10^{-4} m.s $^{-1}$)	CV (%)	Nº pontos
Sistema P1		6,188	200,7	7
Sistema P2		3,246	126,9	42
Sistema P4		1,105	121,1	7

Conforme já mencionado e em acordo com o agrupamento das informações apresentadas nas Tabelas 5.10, 5.11 e 5.12, a regionalização dos dados foi efetuada com base nos mapas referentes às características hidrogeológicas e pedológicas (classe e textura) dos solos da bacia (Figuras 4.15, 4.16 e 4.17), atribuindo-se um valor médio de K_s por unidade de mapeamento.

Na Figura 5.37 são apresentadas as curvas de distribuição dos erros absolutos geradas na simulação da variação do nível freático durante um período sem chuvas, utilizando diferentes bases de dados, aplicadas ao modelo de forma distribuída (K_s Slug) ou regionalizada com base no mapa genérico de classes de solo (Figura 4.16)

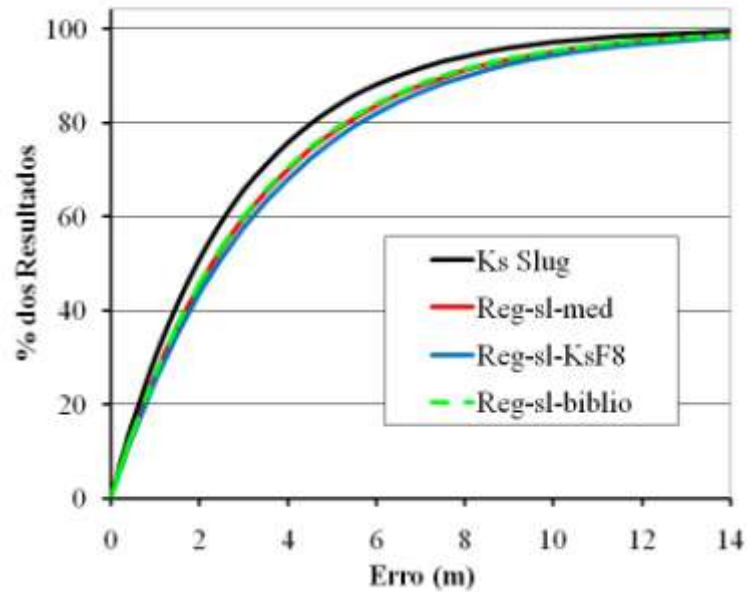


Figura 5.37 - Curvas de distribuição dos erros absolutos resultantes das simulações efetuadas com os seguintes valores de K_s : dados medidos utilizados de forma distribuída (K_s Slug); dados medidos regionalizados em função da classe de solo (Reg-sl-med); dados calibrados regionalizados em função da classe de solo (Reg-sl- K_s F8); e dados da literatura regionalizados em função da classe de solo (Reg-sl-biblio).

Como se observa na Figura 5.37, os resultados obtidos com os dados de K_s Slug aplicados de forma espacialmente distribuída foram melhores que os demais, uma vez que sua curva de distribuição dos erros absolutos está mais próxima do eixo y do gráfico. Os demais resultados obtidos, aparentemente, se assemelham em termos estatísticos, o que é verificado por meio dos dados apresentados na Tabela 5.13.

Tabela 5.13 - Resultados da comparação estatística (teste F) das curvas de distribuição dos erros das simulações realizadas, aplicadas de forma distribuída (K_s Slug) ou regionalizada com base no mapa de classes de solo.

Base de dados	Erro médio poços (m)	Comparação*
K_s Slug	2,82	a
Reg-sl-med	3,31	b
Reg-sl- K_s F8	3,50	b
Reg-sl-biblio	3,27	b

* a repetição das letras identifica simulações com resultados estatisticamente iguais ao nível de 5% de significância.

Os dados apresentados na Tabela 5.13 indicam que a utilização dos dados de K_s medidos aplicados ao modelo de forma espacialmente distribuída, no caso, foi a alternativa que gerou os melhores resultados globais na simulação da variação dos níveis freáticos nos poços da bacia. A regionalização dos dados medidos em função das classes dos solos (Reg-

sl-med), de forma geral, piorou significativamente os resultados da simulação. Não houve diferença significativa entre os resultados globais obtidos com as três bases de dados utilizadas de forma regionalizada (Reg-sl-med, Reg-sl-K_sF8 e Reg-sl-biblio). Dessa última análise, destaca-se o fato de os resultados obtidos com dados da bibliografia (Reg-sl-biblio) não diferirem dos demais dados regionalizados, inclusive dos medidos, indicando que os valores sugeridos por Alves e Castro (2009) para solos do Cerrado foram, para o caso analisado, relativamente adequados.

Na Figura 5.38 são mostradas as curvas de distribuição dos erros absolutos obtidos na simulação da variação do nível freático durante um período sem chuvas, utilizando diferentes bases de dados, aplicadas ao modelo de forma distribuída (K_s Slug) ou regionalizada com base no mapa de textura do solo (Figura 4.17).

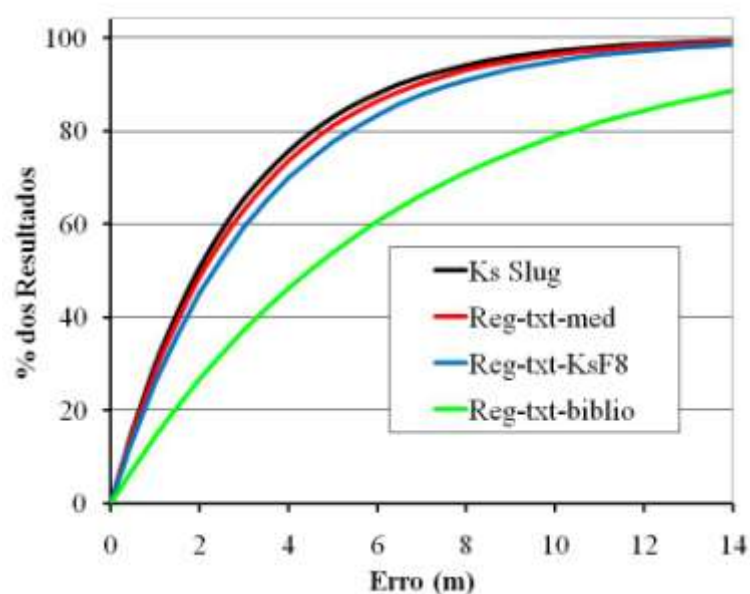


Figura 5.38 - Curvas de distribuição dos erros absolutos resultantes das simulações efetuadas com os seguintes valores de K_s: dados medidos utilizados de forma distribuída (K_s Slug); dados medidos regionalizados em função da textura do solo (Reg-txt-med); dados calibrados regionalizados em função da textura do solo (Reg-txt-K_sF8); e dados da literatura regionalizados em função da textura do solo (Reg-txt-biblio).

Como se observa na Figura 5.38, os resultados das simulações realizadas com base em dados da literatura (Reg-txt-biblio) se destacam dos demais, sendo os piores entre os obtidos. Os resultados da comparação estatística efetuada com base nas curvas apresentadas na Figura 5.38 são apontados na Tabela 5.14.

Tabela 5.14 - Resultados da comparação estatística (teste F) das curvas de distribuição dos erros das simulações realizadas com a utilização de diferentes bases de dados, aplicadas de forma distribuída (K_s Slug) ou regionalizada com base no mapa de textura do solo.

Base de dados	Erro médio poços (m)	Comparação*
K_s Slug	2,82	a
Reg-txt-med	3,00	a b
Reg-txt- K_s F8	3,33	b
Reg-txt-biblio	6,45	c

* a repetição das letras identifica simulações com resultados estatisticamente iguais ao nível de 5% de significância.

As informações apresentadas na Tabela 5.14 indicam que não houve melhora significativa nos resultados da simulação efetuada com dados medidos aplicados de forma distribuída (K_s Slug) em relação ao uso da mesma base de forma regionalizada (Reg-txt-med), o que se trata de um resultado positivo ao se considerar que grande parte dos modelos hidrológicos não possibilita tal discretização espacial dos dados. Entre os resultados obtidos com o uso de dados regionalizados, aqueles obtidos com dados medidos e calibrados não diferiram estatisticamente entre si, o que não se confirmou quando do uso de dados da bibliografia, que gerou um erro absoluto médio (6,45 m) quase duas vezes maior que o das demais simulações.

O problema verificado com o uso de valores de K_s obtidos na literatura tendo como referência a textura do solo se justifica pelo fato de os solos do Cerrado, independentemente da classe textural, ou seja, mesmo os mais argilosos, apresentarem alta condutividade hidráulica, diferentemente de solos de outras regiões. A forma de agregação das partículas desses solos faz com que o funcionamento físico-hídrico desses ambientes se assemelhe ao daqueles compostos por solos arenosos, em que os diâmetros dos poros são relativamente grandes (Stoner et al., 1991).

Na Figura 5.39 são mostradas as curvas de distribuição dos erros absolutos obtidos na simulação da variação do nível freático durante um período sem chuvas, utilizando diferentes bases de dados, aplicadas ao modelo de forma distribuída (K_s Slug) ou regionalizada com base no sistema do domínio poroso indicado no mapa hidrogeológico da bacia (Figura 4.15).

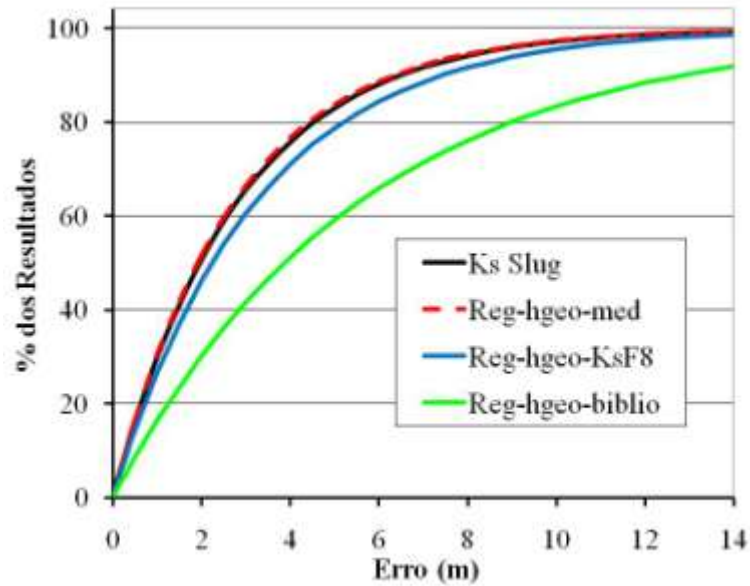


Figura 5.39 - Curvas de distribuição dos erros absolutos resultantes das simulações efetuadas com os seguintes valores de K_s : dados medidos utilizados de forma distribuída (K_s Slug); dados medidos regionalizados em função do sistema do domínio poroso (Reg-hgeo-med); dados calibrados regionalizados em função do sistema do domínio poroso (Reg-hgeo- K_s F8); e dados da literatura regionalizados em função do sistema do domínio poroso (Reg-hgeo-biblio).

Na Figura 5.39, observa-se que, mais uma vez, o uso de dados da literatura (Reg-hgeo-biblio) gerou resultados muito piores do que aqueles obtidos com os dados medidos (K_s Slug e Reg-hgeo-med) e calibrados (Reg-hgeo- K_s F8). Na Tabela 5.15 são apresentados os resultados obtidos na comparação estatística das curvas de distribuição dos erros geradas a partir dos dados de saída das respectivas simulações.

Tabela 5.14 - Resultados da comparação estatística (teste F) das curvas de distribuição dos erros das simulações realizadas com a utilização de diferentes bases de dados, aplicadas de forma distribuída (K_s Slug) ou regionalizada com base no sistema do domínio poroso indicado no mapa hidrogeológico da bacia.

Base de dados	Erro médio poços (m)	Comparação*
K_s Slug	2,82	a
Reg-hgeo-med	2,76	a
Reg-hgeo- K_s F8	3,23	b
Reg-hgeo-biblio	5,58	c

* a repetição das letras identifica simulações com resultados estatisticamente iguais ao nível de 5% de significância.

Na Tabela 5.14, observa-se que mais uma vez não foi verificada diferença significativa nos resultados da simulação efetuada com dados medidos aplicados de forma distribuída (K_s

Slug) e regionalizada (Reg-hgeo-med). O uso de dados calibrados aplicados de forma regionalizada gerou resultados estatisticamente piores que os considerados como referência (K_s Slug). Já com o uso de dados da literatura regionalizados, os resultados obtidos foram muito piores que os gerados com as demais bases de dados.

Diante dos resultados apresentados nesta etapa do trabalho, observou-se que o uso dos dados medidos de K_s aplicados ao modelo de forma espacialmente distribuída (K_s Slug) gerou, em todos os casos, as melhores respostas na simulação da variação do nível freático durante o período sem chuvas analisado. Outra constatação interessante trata-se do fato de que a perda de qualidade nos resultados globais da simulação gerada pela regionalização dos dados medidos foi, em geral, pouco significativa. Ou seja, os erros pontuais ocorridos nesses casos acabam se anulando na análise global dos dados. A regionalização dos dados calibrados (K_s F8) não gerou melhorias aos resultados das simulações. No caso dos dados da literatura utilizados, apenas aqueles referentes às classes de solo (Alves e Castro, 2009) foram capazes de gerar resultados adequados na simulação da variação do nível freático nos locais dos poços piezométricos durante um período do ano sem chuvas.

5.3.12 - Resultados da simulação anual da variação do nível freático e do escoamento de base na bacia utilizando a base de dados completa (K_s Slug)

Nesta etapa do trabalho, buscou-se verificar a aplicabilidade do FEFLOW na modelagem do fluxo da água no solo e, a partir daí, simular o escoamento de base gerado em pontos da bacia ao longo de um ano hidrológico. Neste primeiro caso, utilizaram-se os valores de K_s medidos nos locais dos 56 poços piezométricos instalados na bacia (K_s Slug).

Na Figura 5.40 são apresentados exemplos de resultados obtidos na simulação da variação do nível freático em poços piezométricos da bacia no ano hidrológico compreendido entre os dias 01 de agosto de 2007 e 31 de julho de 2008.

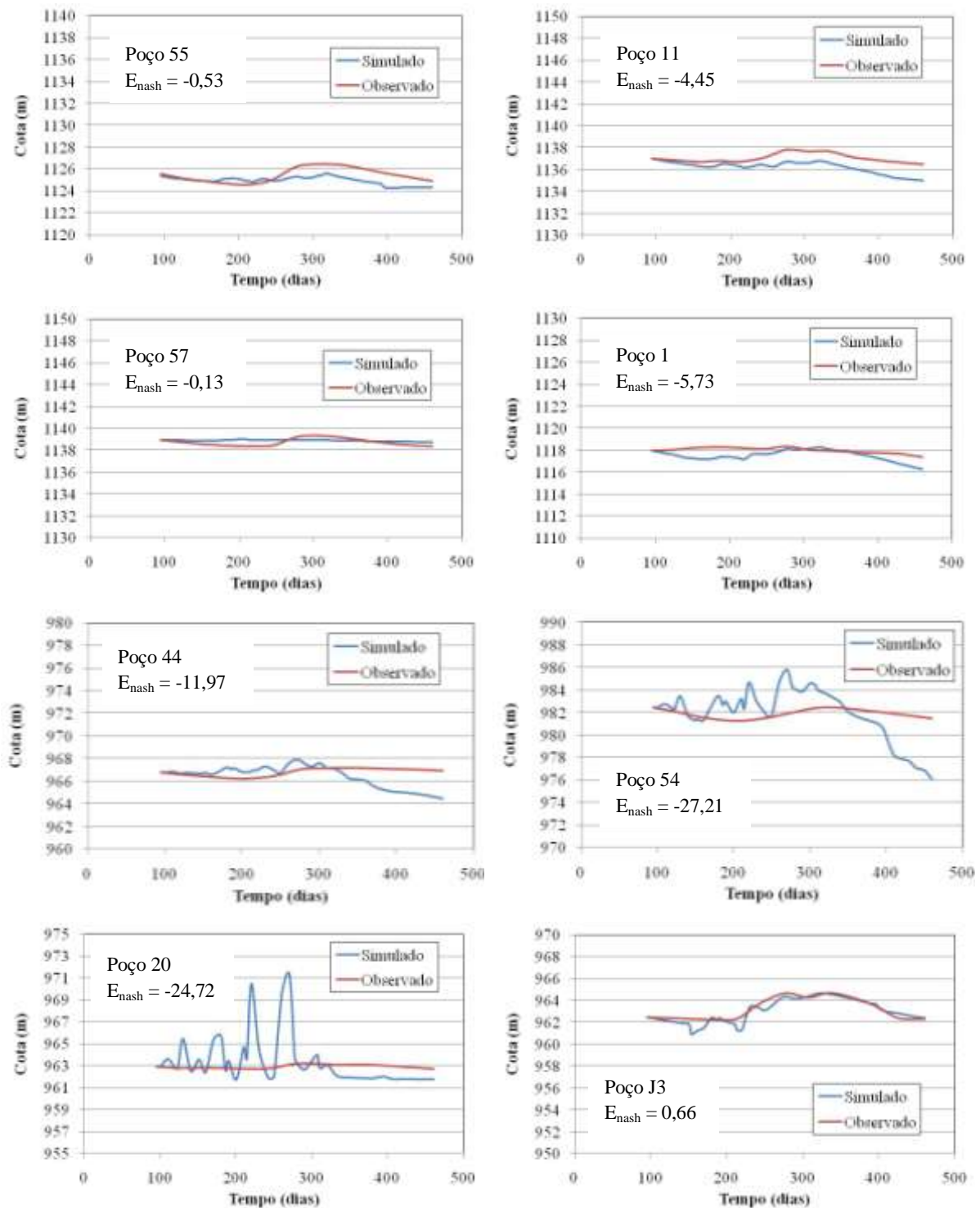


Figura 5.40 - Exemplos de resultados obtidos na simulação da variação do nível freático em oito poços da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim no período de 01 de agosto de 2007 a 31 de julho de 2008, utilizando a base de dados medidos (K_s Slug).

Nos quatro primeiros exemplos apresentados na Figura 5.40, referentes aos dados obtidos nos poços 55, 11, 57 e 1, respectivamente, observa-se que, em termos absolutos, as diferenças entre os valores observados e simulados podem ser consideradas pequenas, não

superando o limite de dois metros ao longo de todo o ano hidrológico analisado. Contudo, em decorrência, principalmente, do pequeno valor da variância da série de dados observados nesses locais, conforme já comentado, o índice de eficiência de Nash e Sutcliffe (E_{nash}) se torna muito rigoroso ou inadequado para a análise, justificando os valores negativos indicados nos respectivos gráficos.

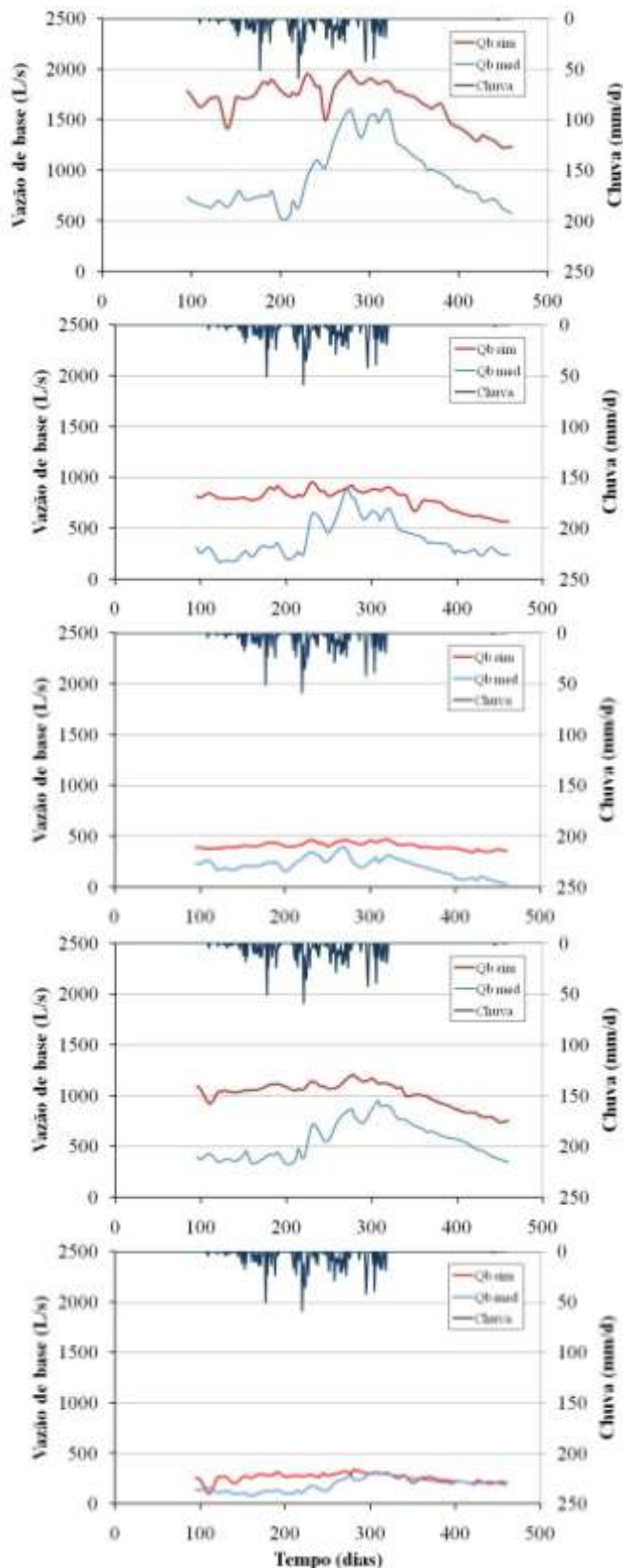
Nos gráficos referentes aos poços 44, 54 e 20, observa-se que os resultados obtidos no processo de modelagem não foram satisfatórios, o que é corroborado pelos valores negativos de E_{nash} , muito distantes do resultado ótimo ($E_{nash} = 1$). Destaca-se que nesses gráficos, a partir de determinado momento, marcado pelo término do período chuvoso, há uma clara mudança de tendência no comportamento dos dados simulados. Como os gráficos representam o que ocorreu ao longo de um ano hidrológico, era esperado que os dados simulados também apresentassem uma forma quase cíclica, assim como se observa nas séries temporais dos dados observados, em que as cotas iniciais e finais do nível da água em cada local têm aproximadamente o mesmo valor. Com menor amplitude, esse tipo de problema também pode ser visualizado nos gráficos correspondentes aos poços 55, 11 e 1 (Figura 5.40). Essas mudanças de tendência identificadas nas séries temporais geradas por meio da utilização de modelos hidrológicos podem ser decorrentes dos chamados problemas de condições iniciais (WMO, 2009). Esses problemas ocorrem principalmente em função de uma representação inadequada das condições do sistema no início da simulação. Em função de sua heterogeneidade e das dificuldades em sua determinação, a umidade do solo, por exemplo, é uma das variáveis que normalmente são estimadas para a caracterização do meio no início do processo de simulação hidrológica, o que pode representar uma importante fonte de erro aos resultados da modelagem (WMO, 2009). Na aplicação do FEFLOW na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim, na tentativa de minimizar esse problema, efetuou-se o monitoramento quinzenal da variação da umidade do solo até um metro de profundidade em 9 pontos da área, durante um ano hidrológico, contudo o método utilizado (sonda de capacitância Delta-T PR2/6) não apresentou a acurácia esperada na determinação dessa informação (Apêndice A), que teve seu uso descartado do presente estudo.

Nos casos dos poços 54 e 20 também se evidencia o fato de a variação do nível freático simulado responder rapidamente aos eventos de chuva, o que não é verificado nos dados medidos. Algo que certamente pode contribuir para essa diferença é que os dados

observados foram medidos a cada 30 dias aproximadamente, enquanto os resultados da simulação utilizados na confecção dos gráficos foram extraídos do modelo em intervalos de 10 dias. A profundidade do nível freático em relação à superfície do terreno é outro fator que pode interferir diretamente no tempo de resposta do nível da água no poço, bem como os valores de condutividade hidráulica dos solos nos locais. No caso do poço 20, por exemplo, o nível da água é bastante raso, contudo outros poços igualmente rasos, como o poço 1, também representado na Figura 5.40, que possui valores de condutividade hidráulica saturada em patamares equivalentes ao do poço 20, não apresentaram a mesma resposta rápida e intensa aos eventos de chuva. Essa informação é um indicativo de que os erros identificados nesses casos podem ser decorrentes de diferentes fatores interconectados, como: a profundidade do lençol freático, os valores de K_s e de outras características dos solos, as condições iniciais do problema consideradas, a representação do meio, a representação dos processos, o fluxo entre poços próximos e outros.

No gráfico que apresenta os resultados obtidos no poço J3 (Figura 5.40), verifica-se que o modelo foi capaz de reproduzir adequadamente a variação medida do nível da superfície freática no local, o que é evidenciado e corroborado pelo valor de E_{nash} próximo de 1,00 ($E_{nash} = 0,66$).

Na Figura 5.41 são apresentados os resultados obtidos na simulação do escoamento de base ao longo do ano hidrológico 2007/2008, nas cinco estações fluviográficas instaladas na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim. No caso, a base de dados utilizada na modelagem foi aquela denominada K_s Slug.



Estação Jardim Jusante

$E_{Nash} = -5,01$
 $Q_{med.sim.} = 1.681,13 \text{ L.s}^{-1}$
 $Q_{med.obs} = 947,06 \text{ L.s}^{-1}$
 $E_{vol} = 77,5\%$

Estação Jardim Montante

$E_{Nash} = -4,45$
 $Q_{med.sim.} = 788,57 \text{ L.s}^{-1}$
 $Q_{med.obs} = 388,89 \text{ L.s}^{-1}$
 $E_{vol} = 102,8\%$

Estação Jardim Ch 95

$E_{Nash} = -5,53$
 $Q_{med.sim.} = 406,51 \text{ L.s}^{-1}$
 $Q_{med.obs} = 207,70 \text{ L.s}^{-1}$
 $E_{vol} = 95,7\%$

Estação Estanislau Foz

$E_{Nash} = -6,19$
 $Q_{med.sim.} = 1.020,90 \text{ L.s}^{-1}$
 $Q_{med.obs} = 561,17 \text{ L.s}^{-1}$
 $E_{vol} = 81,9\%$

Estação Estanislau VC 413

$E_{Nash} = -1,40$
 $Q_{med.sim.} = 261,57 \text{ L.s}^{-1}$
 $Q_{med.obs} = 189,44 \text{ L.s}^{-1}$
 $E_{vol} = 38,1\%$

Figura 5.41 - Resultados obtidos na simulação do escoamento de base nas estações fluviográficas da bacia no ano hidrológico 2007/2008, utilizando a base K_s Slug.

Como se observa na Figura 5.41, em nenhum dos cinco casos analisados o resultado da simulação do escoamento de base ($Q_{b \text{ sim}}$) foi considerado satisfatório, sendo os valores de E_{nash} sempre negativos e os valores do erro percentual entre os volumes de água medidos e observados (E_{vol}) sempre maiores que 10%.

Outro fato que se observa na Figura 5.41 é que, assim como detectado em alguns dos resultados obtidos nos poços (Figura 5.40), os valores simulados do escoamento de base ($Q_{b \text{ sim}}$) se aproximam dos valores observados ($Q_{b \text{ obs}}$) no período após o período chuvoso, o que reforça a hipótese de ocorrência de problemas em função das condições iniciais consideradas na modelagem.

Na tentativa de minimizar os possíveis problemas de condição inicial nos resultados da modelagem, ao invés de utilizar apenas cerca de 50 dias como período de aquecimento do modelo, efetuou-se a avaliação da simulação com o uso de aproximadamente dois anos para o aquecimento do modelo. Assim, a simulação foi efetuada para três anos consecutivos, tomando-se o último deles (365 dias) para análise do resultado da modelagem, como apresentado a seguir.

5.3.13 - Resultados da simulação anual da variação do nível freático e do escoamento de base na bacia utilizando a base de dados completa (K_s , Slug) e um período de aquecimento do modelo de aproximadamente dois anos

Na realização desta etapa do trabalho, replicaram-se as séries de dados diários de recarga (negativo) e evapotranspiração real (positivo) ao longo do ano hidrológico analisado (2007/2008), gerando três ciclos anuais idênticos, correspondentes ao fluxo de água na superfície do terreno (Figura 5.42). No caso, apenas os resultados do terceiro ciclo são utilizados na comparação com os dados medidos.

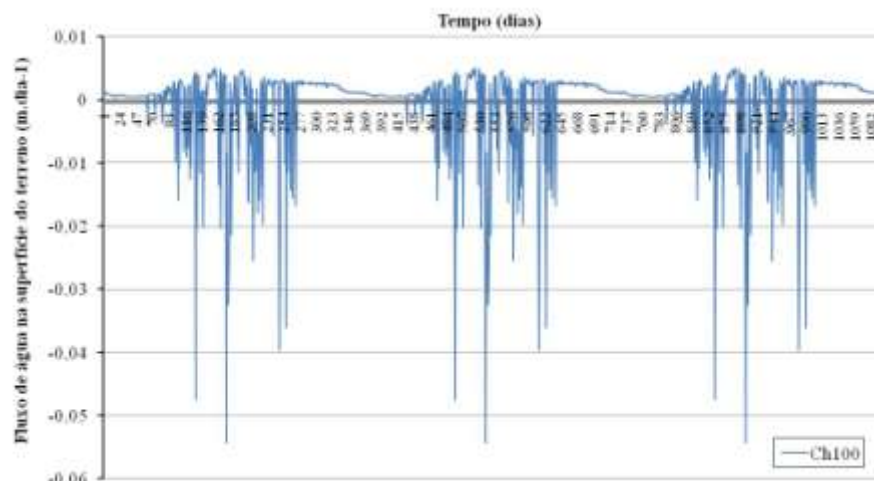


Figura 5.42 - Exemplo de dados de fluxo da água através da superfície do terreno (entrada ou saída de água no solo) para a realização de simulação utilizando um período de aquecimento do modelo de aproximadamente dois anos.

Na Figura 5.43 são apresentados exemplos de resultados obtidos em poços piezométricos da bacia no ano hidrológico 2007/2008. Para efeito de comparação, os exemplos apresentados serão dos mesmos poços mostrados na Figura 5.40.

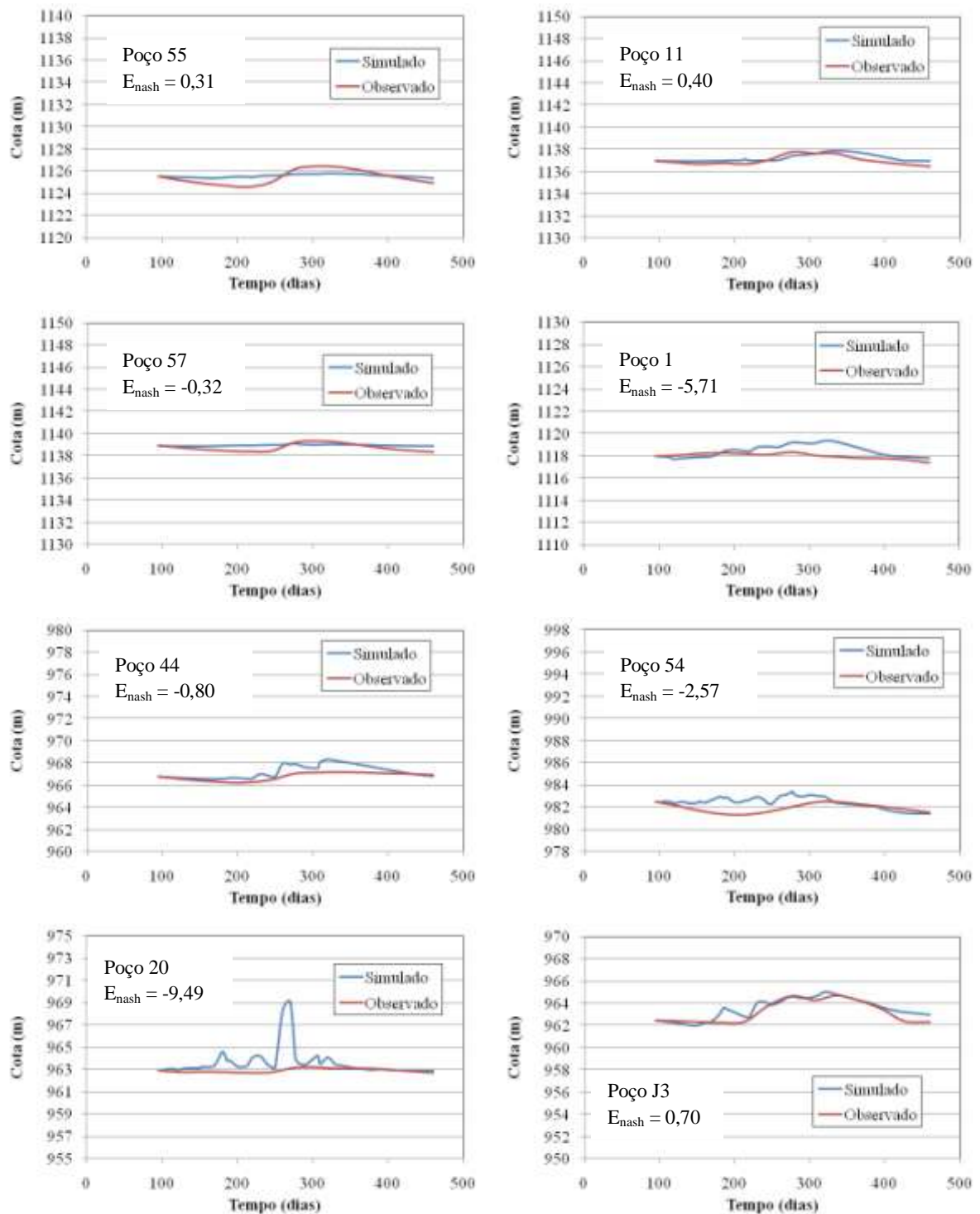


Figura 5.43 - Exemplos de resultados obtidos na simulação da variação do nível freático em poços da bacia de estudo no ano hidrológico 2007/2008, utilizando a base de dados medidos (K_s , Slug) e cerca de dois anos de período de aquecimento do modelo.

Comparando-se os gráficos apresentados nas Figuras 5.43 e 5.40, podem-se notar claramente as melhorias que o aumento no período de aquecimento do modelo trouxe aos resultados. Nos casos dos poços 55 e 11, os valores de E_{nash} , que antes eram negativos (-0,53 e -4,45), com o maior período de aquecimento do modelo, tornaram-se positivos (0,31 e 0,40).

passando de 6 para 12. Com o aumento do período de aquecimento, o número de locais com E_{nash} acima de -1 foi majorado, passando de 19 para 22. Além disso, nos locais com piores resultados, caso dos poços 49 e 3 (Figura 5.44), apesar do aumento do período de aquecimento não ter sido suficiente para levar os dados simulados a patamares considerados adequados, houve uma sensível melhora na representação dos dados medidos, o que não deixa de ser um resultado importante, uma vez que no tipo de modelo utilizado há influência mútua entre os dados de poços próximos. Dessa forma, grandes erros verificados em determinados locais podem se propagar regionalmente na bacia, resultando em erros em outros pontos de controle, o que pode ser o caso da zona em que estão instalados os poços 49, 13 e 3, parte norte da bacia experimental, na margem direita do rio Jardim.

Outras regiões da bacia também consideradas problemáticas em relação aos resultados que vinham sendo obtidos nas simulações realizadas anteriormente apresentaram valores de E_{nash} considerados razoáveis (Figura 5.44). Como forma de verificação desse fato, na Figura 5.45 são apresentados os resultados obtidos nos poços 30 e J6, exemplos de locais em que o modelo não conseguia representar adequadamente os dados medidos.

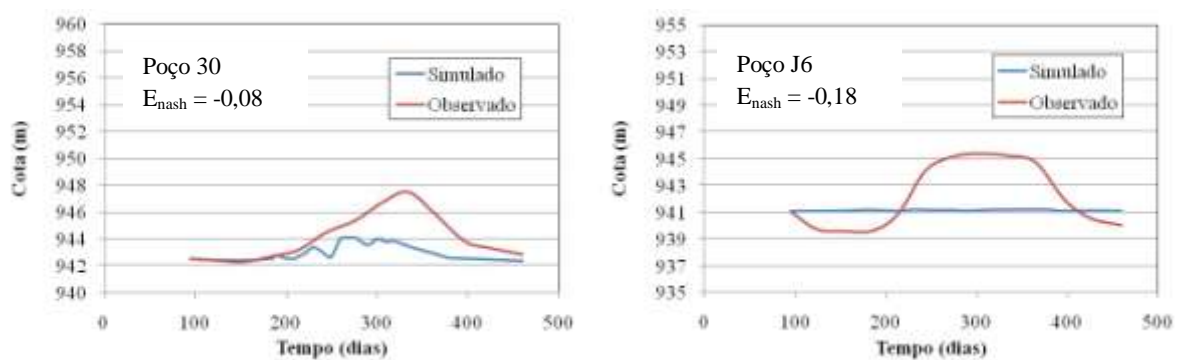


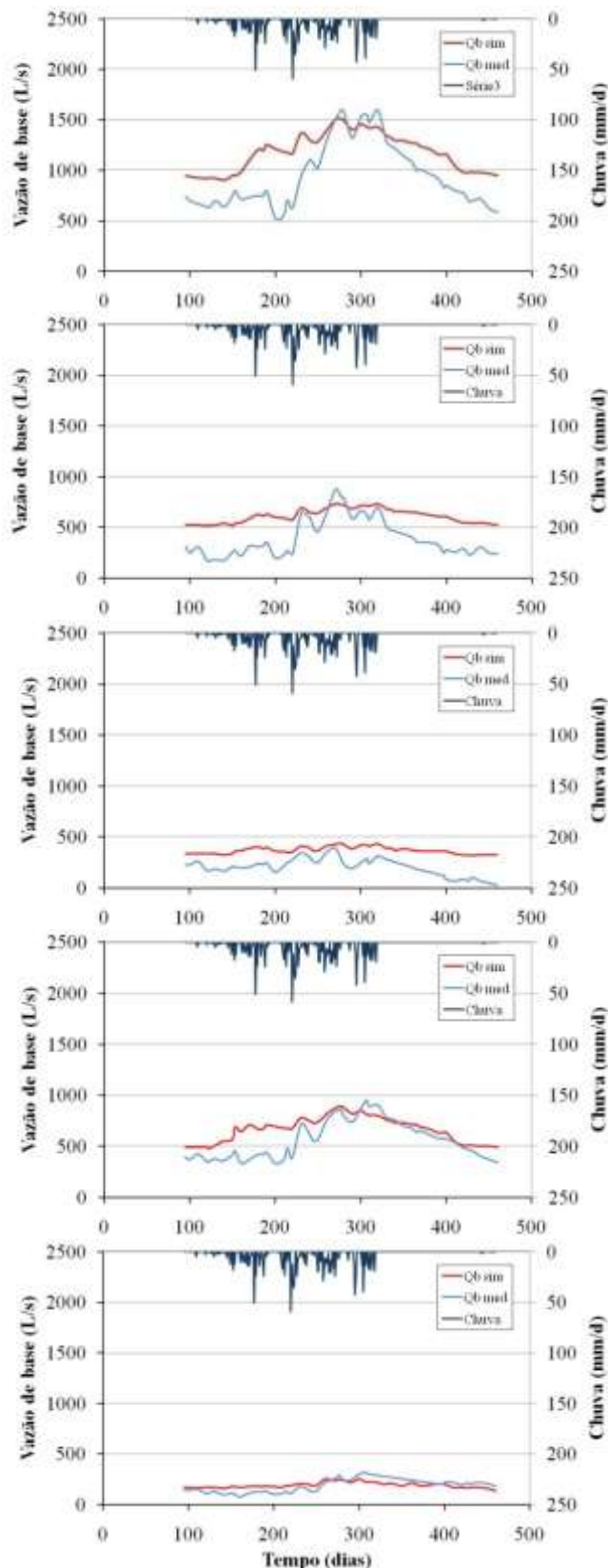
Figura 5.45 - Exemplos de locais em que os resultados obtidos nas simulações realizadas anteriormente não eram adequados, mas que apresentaram valores de E_{nash} próximos de zero.

Como se observa na Figura 5.45, nos dois casos apresentados o valor de E_{nash} não representa adequadamente a relação entre os dados medidos e simulados, dando a ideia de que os resultados da modelagem são melhores do que realmente são. O que ocorre nesses casos é que, se por um lado a pequena variabilidade dos dados medidos em relação aos dados simulados torna E_{nash} muito sensível, por outro, quando ocorre o contrário, esse coeficiente perde sensibilidade. Esse mesmo problema também foi verificado nos poços 4,

que está próximo ao 47, que apresentou valores de E_{nash} elevados, nos poços 59 e 41, nos poços J2 e J5, e nos poços 38 e Trentin, todos esses pares de poços próximos entre si (Figura 4.26). Essa constatação corrobora as informações sobre as regiões da bacia em que as simulações não apresentaram resultados considerados adequados (Figuras 5.19, 5.21, 5.27 e 5.35).

Diante das diversas simulações realizadas, pode-se concluir que os problemas observados em algumas áreas da bacia vão além de questões como os valores de K_s no nível freático e os erros inerentes à falta de um aquecimento adequado do modelo (problema de condições iniciais).

Na Figura 5.46 são apresentados os resultados obtidos na simulação do escoamento de base ao longo do ano hidrológico 2007/2008, nas cinco estações fluviográficas instaladas na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim, com o aumento do período de aquecimento do modelo de cerca de 2 meses para aproximadamente 2 anos e dois meses. No caso, assim como no exemplo relatado no item 5.3.12, a base de dados utilizada na modelagem foi aquela denominada K_s Slug, composta por dados medidos na bacia.



Estação Jardim Jusante

$E_{Nash} = 0,14$
 $Q_{med.sim.} = 1.177,74 \text{ L.s}^{-1}$
 $Q_{med.obs} = 947,06 \text{ L.s}^{-1}$
 $E_{vol} = 24,4 \%$

Estação Jardim Montante

$E_{Nash} = -0,97$
 $Q_{med.sim.} = 613,05 \text{ L.s}^{-1}$
 $Q_{med.obs} = 388,89 \text{ L.s}^{-1}$
 $E_{vol} = 57,6 \%$

Estação Jardim Ch 95

$E_{Nash} = -3,57$
 $Q_{med.sim.} = 369,63 \text{ L.s}^{-1}$
 $Q_{med.obs} = 207,70 \text{ L.s}^{-1}$
 $E_{vol} = 78,0 \%$

Estação Estanislau Foz

$E_{Nash} = 0,29$
 $Q_{med.sim.} = 666,46 \text{ L.s}^{-1}$
 $Q_{med.obs} = 561,17 \text{ L.s}^{-1}$
 $E_{vol} = 18,8 \%$

Estação Estanislau VC 413

$E_{Nash} = 0,36$
 $Q_{med.sim.} = 192,10 \text{ L.s}^{-1}$
 $Q_{med.obs} = 189,44 \text{ L.s}^{-1}$
 $E_{vol} = 1,4 \%$

Figura 5.46 - Resultados obtidos na simulação do escoamento de base nas estações fluviográficas da bacia no ano hidrológico 2007/2008, utilizando a base de dados K_s Slug e cerca de dois anos de período de aquecimento do modelo.

Assim como na comparação dos dados dos poços, analisando-se os dados apresentados nas Figuras 5.41 e 5.46, fica evidente a melhora que o aumento no período de aquecimento do modelo trouxe aos resultados obtidos na simulação do escoamento de base nos locais das cinco estações fluviográficas instaladas na bacia de estudo.

Na estação Jardim Jusante, o valor de E_{nash} passou de -5,31 para 0,14, enquanto o erro no volume total escoado ao longo do ano (E_{vol}) reduziu de 77,5 % para 24,4 %, transformando um resultado considerado ruim em razoável.

Nas estações Jardim Montante e Jardim Ch 95, apesar das melhorias significativas ocorridas em função do uso de um maior período de aquecimento do modelo, com E_{nash} variando de -4,45 para -0,97 e de -5,53 para -3,57, respectivamente, essas não foram suficientes para mudar a classificação dos resultados de E_{vol} obtidos de ruins para razoáveis. No caso da E_{vol} obtida na estação Jardim Montantes, a melhoria foi de 102,8 % para 57,6 % de erro, enquanto na estação Jardim Ch 95 foi de 95,7 % para 78,0 %.

Na estação Estanislau Foz, assim como na estação Jardim Jusante, os resultados melhoraram de ruins para razoáveis em função do uso de um maior período de aquecimento do modelo. Nesse caso, o valor de E_{nash} passou de -6,19 para 0,29, enquanto o de E_{vol} mudou de 81,9 % para 18,8 %.

Já no caso da estação Estanislau VC 413, diferentemente dos demais, os resultados obtidos foram considerados satisfatórios, ou seja, com o maior período de aquecimento do modelo os erros obtidos entre os volumes de água provenientes do escoamento de base, medidos e simulados, E_{vol} , passaram de 38,1 % para apenas 1,40 %, valor insignificante em relação aos próprios erros existentes na geração da série de dados medidos. No caso, o valor de E_{nash} passou de -1,40 para 0,36.

Em relação aos resultados apresentados na Figura 5.46, assim como no caso dos poços, fica evidente que o aumento do período de aquecimento do modelo aproximou as séries de dados de escoamento de base nas estações de fenômenos cíclicos, em que os valores se elevam em função da ocorrência das chuvas e retornam a valores próximos aos iniciais no período seco seguinte.

Diante dos resultados relativos à simulação do escoamento de base (Figura 5.46), tem-se que aqueles obtidos na estação Estanislau VC 413 foram os que mais se aproximaram dos dados medidos, podendo a modelagem ser classificada como satisfatória. Nos casos das estações Jardim Jusante e Estanislau Foz, os resultados podem ser considerados razoáveis, enquanto que nas estações Jardim Montante e Jardim Ch 95 eles foram ruins.

Uma hipótese para explicar esses resultados é o posicionamento das zonas em que não se obtiveram bons resultados na modelagem do nível freático (Figuras 5.19, 5.21, 5.27 e 5.35) em relação à localização dos postos fluviográficos analisados (Figura 4.25). As zonas com problemas na simulação dos níveis freáticos na margem direita do rio Jardim estão inseridas nas áreas de drenagem das estações Jardim Ch 95, Jardim Montante e Jardim Jusante, contudo essa última também recebe o escoamento gerado na bacia do Córrego Estanislau, que apresentou melhores resultados na simulação do escoamento de base. No caso da bacia do Estanislau, os maiores problemas na simulação da variação do nível freático se concentraram na área de drenagem de seu principal afluente, o Córrego Barreiro do Mato, que contribui para as águas que fluem pela estação fluviográfica Estanislau Foz, mas que não se insere na área de drenagem da Estação Estanislau VC 413.

5.3.14 - Resultados da simulação anual da variação do nível freático e do escoamento de base na bacia utilizando dados de K_s calibrados (K_s F8) e um período de aquecimento do modelo de aproximadamente dois anos

O objetivo desta etapa do trabalho foi verificar os resultados do modelo aplicado com a consideração do maior período de aquecimento (item 5.3.14) e a utilização de valores calibrados de K_s (item 5.3.9).

Na Figura 5.47 são apresentados exemplos de resultados obtidos em poços piezométricos da bacia no ano hidrológico 2007/2008. Para efeito de comparação, os exemplos apresentados serão dos mesmos poços mostrados na Figura 5.43.

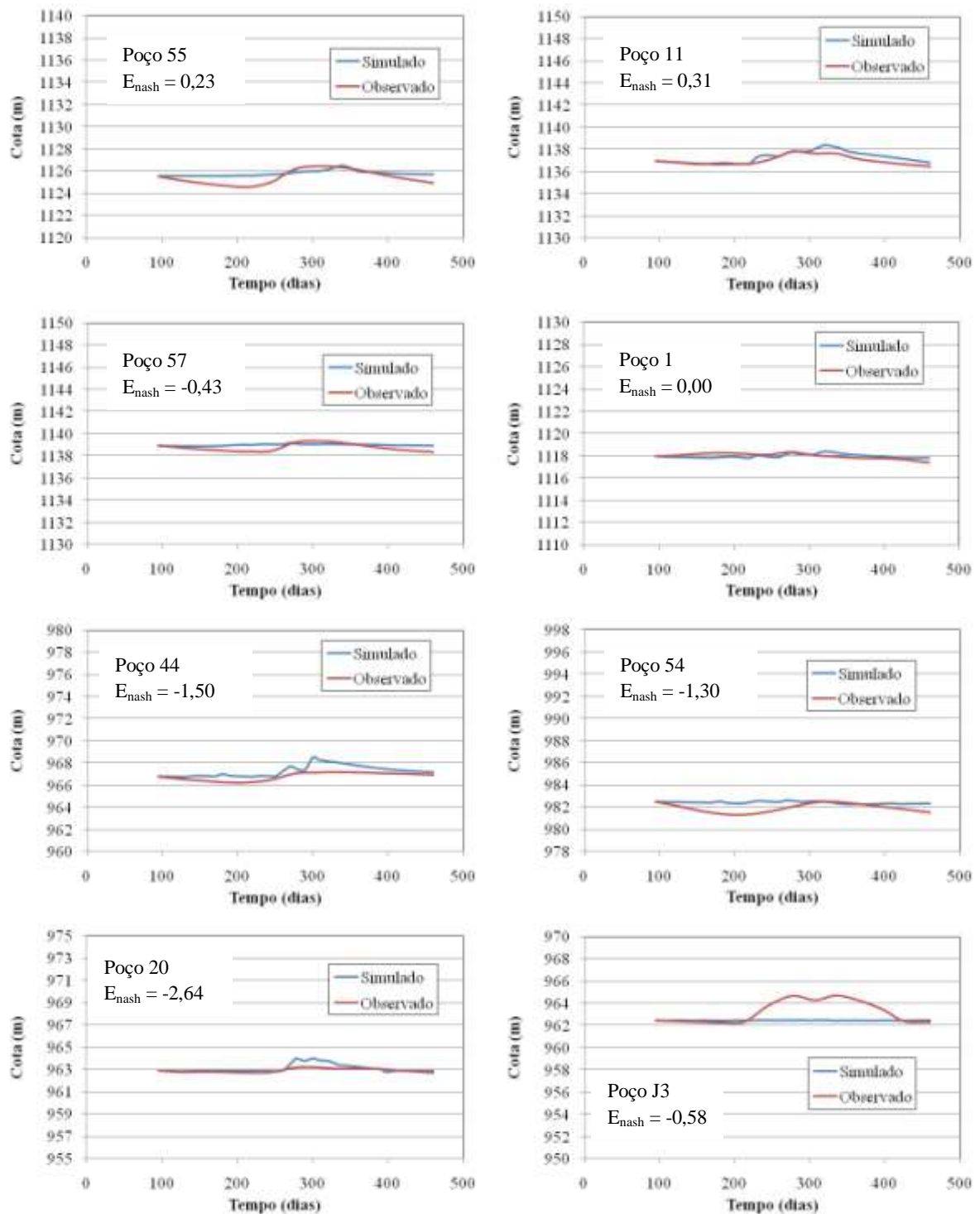


Figura 5.47 - Exemplos de resultados obtidos na simulação da variação do nível freático em poços da bacia de estudo no ano hidrológico 2007/2008, utilizando dados de K_s calibrados (K_s F8) e cerca de dois anos de período de aquecimento do modelo.

Comparando-se os gráficos apresentados nas Figuras 5.43 e 5.47, observa-se que em alguns casos houve melhora dos resultados, como nos poços 1, 54 e 20, mas em outros eles pioraram, como nos casos dos poços 57, 55, 11, 44 e J3. Destaca-se que mesmo com a piora observada nos resultados dos poços 57, 55 e 11, a variação nos valores de E_{nash} foi

tão pequena que esses podem ser considerados adequados em ambos os casos, tanto com o uso da base de dados K_s Slug quanto da base K_s F8, sendo os erros absolutos observados adequados para a escala da bacia. No caso do poço 1, o uso da base de dados calibrados de K_s melhorou consideravelmente os resultados obtidos. Em função do rigor de E_{nash} nos casos em que a variação dos dados observados é pequena, o valor obtido para os resultados do poço 1 foi igual a 0,00, mesmo que a série de dados simulados represente muito bem a dos dados observados, como pode ser verificado no respectivo gráfico. Nos poços 44 e 54, apesar dos valores de E_{nash} pouco negativos, os gráficos mostram que os resultados não são ruins em termos absolutos. No caso do poço 20, o uso dos dados calibrados gerou uma melhora significativa nos resultados, acabando definitivamente com os ressaltos na série de dados em decorrência de eventos de chuva na bacia, como se observava nas simulações anteriores. Por outro lado, no caso do poço J3, verificou-se uma piora nos resultados com o uso dos dados calibrados de K_s .

Na Figura 5.48 são apresentados os valores de E_{nash} obtidos nas duas últimas simulações efetuadas com período de aquecimento do modelo de aproximadamente dois anos e dois meses, sendo a primeira com o uso da base de dados medidos (K_s Slug) e a segunda com a utilização da base de dados calibrados (K_s F8).

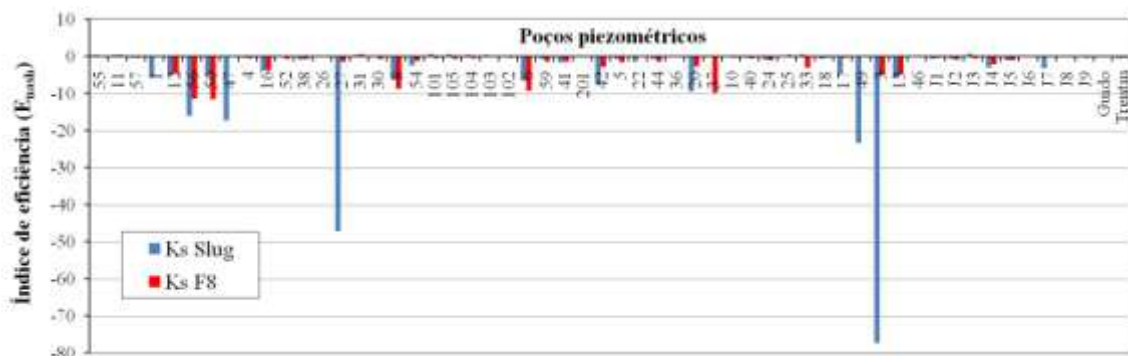


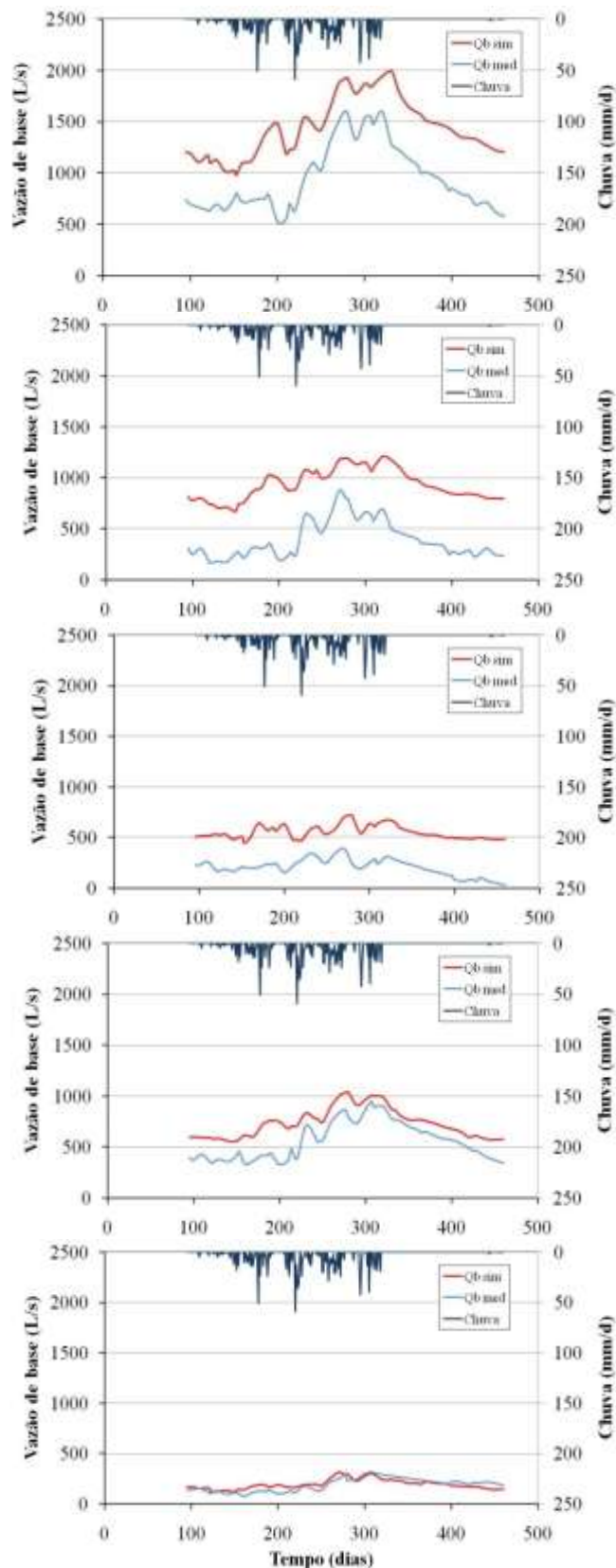
Figura 5.48 - Valores de E_{nash} obtidos nas simulações da variação do nível freático ao longo do ano, efetuadas com período de aquecimento do modelo de dois anos e dois meses, mas com diferentes bases de dados, K_s Slug e K_s F8.

Da análise dos dados apresentados na Figura 5.48, verificou-se que em 26 dos 55 poços os valores de E_{nash} melhoraram com o uso da base de dados calibrados (K_s F8), ou seja, em cerca de 50% dos casos houve melhora e na outra metade houve piora dos resultados obtidos na simulação da variação do nível freático no período. O número de locais em que o valor de E_{nash} foi positivo, entre 0 e 1, reduziu entre as duas simulações, passando de 12

para 8. O fato mais positivo que pode ser observado na Figura 5.48 é que o uso da base de dados calibrados (K_s F8) reduziu consideravelmente a faixa de variação dos valores de E_{nash} , que com a base de dados medidos ia de -77,25 a 0,70, passando para a faixa de -11,55 a 0,45, melhorando os resultados que eram muito ruins. Isso significa que os problemas em locais com grandes erros nos resultados foram amenizados com o uso da base de dados calibrados (K_s F8), como nos casos dos poços 47, 27, 49 e 3. Outro ponto a ser ressaltado é que nos casos de piora nos resultados da simulação, na grande maioria das vezes, essas foram pouco significativas em termos absolutos, como verificado nos poços 57, 55 e 11 (Figura 5.47).

Nos poços inseridos nas áreas que apresentaram problemas em todas as simulações da variação do nível freático efetuadas até o momento, os erros persistiram nesta última simulação, considerando maior período de aquecimento e o uso da base de dados calibrados. Assim como exemplificado na Figura 5.45, apesar dos valores de E_{nash} não evidenciarem os problemas ocorridos nessas simulações (Figura 5.48), visualmente é possível verificar que nesses locais o modelo não foi capaz de representar adequadamente as séries de dados medidos nos respectivos poços (4, 30, 38, 41, 59, J2, J5, J6 e Trentin). Conforme já discutido, isso se deve ao fato de o índice E_{nash} se tornar pouco rigoroso nos casos em que a variação dos dados observados é significativamente maior do que aquela verificada nos dados simulados (Figura 5.45).

Na Figura 5.49 são apresentados os resultados obtidos na simulação do escoamento de base ao longo do ano hidrológico 2007/2008, nas cinco estações fluviográficas instaladas na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim, efetuada com período de aquecimento do modelo de dois anos e dois meses, utilizando a base de dados calibrados (K_s F8).



Estação Jardim Jusante

$E_{Nash} = -1,59$
 $Q_{med.sim.} = 1.432,39 \text{ L.s}^{-1}$
 $Q_{med.obs.} = 947,06 \text{ L.s}^{-1}$
 $E_{vol} = 51,2 \%$

Estação Jardim Montante

$E_{Nash} = -8,16$
 $Q_{med.sim.} = 935,58 \text{ L.s}^{-1}$
 $Q_{med.obs.} = 388,89 \text{ L.s}^{-1}$
 $E_{vol} = 140,6 \%$

Estação Jardim Ch 95

$E_{Nash} = -17,80$
 $Q_{med.sim.} = 552,00 \text{ L.s}^{-1}$
 $Q_{med.obs.} = 207,70 \text{ L.s}^{-1}$
 $E_{vol} = 165,8 \%$

Estação Estanislau Foz

$E_{Nash} = -0,12$
 $Q_{med.sim.} = 737,60 \text{ L.s}^{-1}$
 $Q_{med.obs.} = 561,17 \text{ L.s}^{-1}$
 $E_{vol} = 31,4 \%$

Estação Estanislau VC 413

$E_{Nash} = 0,60$
 $Q_{med.sim.} = 195,65 \text{ L.s}^{-1}$
 $Q_{med.obs.} = 189,44 \text{ L.s}^{-1}$
 $E_{vol} = 3,3 \%$

Figura 5.49 - Resultados obtidos na simulação do escoamento de base nas estações fluviográficas da bacia no ano hidrológico 2007/2008, utilizando a base de dados K_s , F8 e cerca de dois anos de período de aquecimento do modelo.

Comparando-se os dados apresentados nas Figuras 5.46 e 5.49, observa-se que em quatro das cinco estações os resultados pioraram com o uso dos dados calibrados de K_s (K_s F8), aumentando a superestimativa dos dados medidos.

Na estação Jardim Jusante, o valor de E_{nash} passou de 0,14 para -1,59, enquanto o erro no volume total escoado ao longo do ano (E_{vol}) aumentou de 24,4% para 51,2%, transformando um resultado considerado razoável em ruim.

Nas estações Jardim Montante e Jardim Ch 95, os valores de E_{nash} variaram de -0,97 para -8,16 e de -3,57 para -17,80, respectivamente, o que representa uma piora em resultados que já eram classificados como ruins. No caso da E_{vol} obtida na estação Jardim Montante, a piora foi de 57,6 % para 140,6 % de erro no volume correspondente ao escoamento de base no período de análise, enquanto na estação Jardim Ch 95 foi de 78,0 % para 165,8 %.

Na estação Estanislau Foz, assim como na estação Jardim Jusante, os resultados que eram classificados como razoáveis também pioraram, passando para a classe ruim quando da substituição da base K_s Slug para a K_s F8 na realização da simulação. Nesse caso, o valor de E_{nash} passou de 0,29 para -0,12, enquanto o de E_{vol} mudou de 18,8 % para 31,4%.

Já no caso da estação Estanislau VC 413, diferentemente dos demais, os resultados obtidos se mantiveram classificados como satisfatórios, tendo os valores de E_{vol} passado de 1,4% para apenas 3,3%, valores insignificantes em relação aos próprios erros existentes na geração da série de dados medidos. No caso, o valor de E_{nash} , que já era bom, melhorou, passando de 0,36 para 0,60, indicando que o comportamento da série temporal de dados simulados se aproximou ainda mais daquele verificado na série de dados observados. Esses resultados podem ser um indicativo de que, na área de drenagem dessa estação, a representação do sistema esteja mais próxima da realidade do que nos demais casos. Isso pode ser uma explicação para a menor variação verificada entre os valores de K_s medidos (K_s Slug) e calibrados (K_s F8) na região a montante dessa estação (Figuras 5.32 e 5.33).

Em relação aos resultados obtidos nas demais estações fluviográficas (Figura 5.49), observou-se que em algumas regiões inseridas em suas áreas de drenagem os valores de K_s calibrados (K_s F8) se distanciaram demasiadamente daqueles que foram medidos, chegando, em alguns casos, a números 100 vezes maiores do que os esperados (Figura

5.33). Assim sendo, analisando-se conjuntamente a distribuição espacial dos valores dos dados de K_s F8 e os resultados apresentados na Figura 5.49, fica evidente que os elevados valores de K_s gerados no processo de calibração provocaram a superestimativa do escoamento de base em quatro das cinco estações fluviográficas de controle. Comparando-se os resultados obtidos nessas quatro estações com o uso das bases de dados K_s Slug e K_s F8, coloca-se em questionamento o quanto os elevados valores de K_s gerados no processo de calibração do modelo representam a realidade. A observação desse fato conduz a uma análise crítica do processo de calibração utilizado neste trabalho.

Na realidade, no processo de calibração, buscou-se resolver todos os problemas envolvidos nos dados e nos procedimentos de modelagem com a variação do valor de K_s na camada correspondente à zona em que está presente o lençol freático. Na busca pela manutenção do significado físico dos valores de K_s , foram estabelecidos limites dentro dos quais estes poderiam variar. Considerando-se a variabilidade dos valores de K_s , verificada inclusive nas repetições efetuadas em sua medição pontual, e a necessidade de conceder ao modelo certa flexibilidade, permitiu-se que, na calibração, esses valores variassem entre 10 vezes menos o menor valor medido e 10 vezes mais o maior valor medido no nível freático (K_s Slug). Apesar da amplitude de variação dos valores possíveis, nem sempre os resultados obtidos com os valores de K_s calibrados (K_s F8) atingiram o objetivo de simular adequadamente a variação do nível freático no período (Figura 5.35). Conforme já ressaltado, algumas regiões da bacia de estudo não apresentaram bons resultados da simulação do nível freático em qualquer das simulações efetuadas neste trabalho, quais sejam: áreas da margem direita do rio Jardim; e áreas da bacia do córrego Barreiro do Mato, afluente da margem direita do córrego Estanislau.

Ainda em relação aos procedimentos adotados no processo de calibração, considerou-se a premissa de que ao simular adequadamente a variação do nível freático, como consequência, as simulações do escoamento de base também seriam satisfatórias, o que só se concretizou no caso da Estação VC 413. Algumas alternativas podem ser tentadas em trabalhos futuros de modelagem hidrológica na bacia, como a consideração do escoamento de base na função objetivo utilizada como meta do processo de calibração, sozinho ou em conjunto com o nível freático. Esse procedimento tenderia a gerar melhores estimativas do escoamento de base, contudo é muito provável que as simulações da variação do nível freático nos poços perdessem qualidade.

Diante do estudo apresentado no item 5.3.13, que demonstra a importância do uso de um adequado período de aquecimento do modelo para minimizar problemas de condições iniciais nos resultados da modelagem hidrológica, destaca-se o fato de que isso não foi considerado no processo de calibração efetuado (item 5.3.9). Os resultados obtidos indicam que em pelo menos parte dos poços as simulações são alteradas em função do aquecimento do modelo. Portanto, a não consideração desse procedimento introduz erros à modelagem e influencia negativamente na busca pelo significado físico dos valores dos parâmetros gerados no processo de calibração, concedendo a eles um caráter mais empírico.

Uma alternativa utilizada por alguns autores (Eliasson, 2000; Ashraf, 2008) para a calibração de modelos utilizando o FEFLOW é o uso do algoritmo PEST, aplicado sob condições saturadas e de fluxo permanente da água no solo e, posteriormente, os valores de K_s calibrados são aplicados para as condições de fluxo transiente em meio variavelmente saturado/não-saturado. Destaca-se que esses autores trabalharam apenas com a simulação da variação do nível freático, sem qualquer integração do modelo com o fluxo da água sobre a superfície ou qualquer avaliação em relação ao significado físico dos valores dos parâmetros calibrados.

Diante dos resultados obtidos e das discussões efetuadas, pode-se dizer que o uso da base de dados calibrados (K_s F8) melhorou um pouco os resultados das simulações da variação do nível freático ao longo do ano em poços da bacia, uma vez que minimizou os erros crônicos verificados em pontos específicos da área. Contudo, nem sempre essas correções se deram por motivos corretos, pois, para isso, em alguns casos, abdicou-se, não-intencionalmente, do uso de valores de K_s com algum significado físico. Essas discrepâncias entre os valores de K_s calibrados (K_s F8) e medidos (K_s Slug) acabaram por gerar problemas na simulação do escoamento de base em algumas das estações fluviográficas da bacia sobre suas influências. Por outro lado, os resultados obtidos na estação Estanislau VC 413 representam um indicativo de que é possível ter simulações excelentes do escoamento de base em bacias onde, utilizando-se dados medidos, têm-se boas estimativas da variação do nível freático, fazendo com que as alterações sofridas no processo de calibração sejam pequenas (ajustes), melhorando toda a modelagem hidrológica do sistema e mantendo a sua base física.

6 - CONCLUSÕES

Em relação à avaliação da capacidade preditiva do fluxo da água no solo, da variação do nível freático e do escoamento de base por meio da utilização do FEFLOW, tem-se que:

- a. Na modelagem unidimensional do fluxo da água em zona não-saturada utilizando o FEFLOW, constatou-se que os resultados da simulação do avanço da frente de molhamento são muito influenciados pelo tamanho dos elementos finitos da malha estabelecida. Destaca-se que, em escala de bacia, um refinamento muito detalhado da malha pode aumentar significativamente o requerimento computacional e o tempo de simulação, o que pode inviabilizar determinados estudos;
- b. O FEFLOW se mostrou como uma ferramenta capaz de efetuar a simulação unidimensional do fluxo da água em meio não-saturado em solo típico do Cerrado de forma adequada, sem a necessidade do uso de qualquer procedimento de calibração, utilizando valores de parâmetros detalhadamente medidos em campo;
- c. Em algumas regiões da bacia, nem com o processo de calibração foi possível se obter bons resultados na simulação do nível freático, indicando que os problemas nesses locais vão além dos valores de K_s na camada de solo correspondente ao nível freático. Algumas hipóteses levantadas para justificar a ocorrência desses problemas foram: a adoção das mesmas condições iniciais de umidade do solo em toda a área; a representação inadequada do meio físico, o que inclui a precisão e a representatividade dos dados medidos, bem como os erros envolvidos no processo de interpolação desses dados (cotas, características dos solos, condições iniciais e condições de contorno); a representação inadequada do sistema de circulação da água na bacia, como no caso da existência de fraturas ou caminhos preferenciais na zona do solo assumida como “impermeável”; e a não consideração da variabilidade vertical das características físico-hídricas dos solos dentro de cada camada de representação do meio;

- d. Os resultados obtidos no estudo demonstram a importância do uso de um adequado período de aquecimento do modelo para minimizar problemas de condições iniciais nos resultados da modelagem hidrológica;
- e. Dos cinco pontos de controle da simulação anual do escoamento de base na bacia, utilizando a base dados medidos de K_s (K_s Slug), em um deles a modelagem foi considerada como “satisfatória”, em dois como “razoável” e nos outros dois como “ruim”. Um fato que pode explicar esses resultados é o posicionamento das zonas em que não se obtiveram boas simulações da variação do nível freático;
- f. Apesar dos valores de K_s calibrados (K_s F8) melhorarem os resultados das simulações da variação do nível freático nos poços, o mesmo não foi verificado em relação às simulações do escoamento de base nas estações fluviográficas da bacia. Essa discrepância pode estar associada à perda da base física dos valores de K_s obtidos no processo de calibração;
- g. Os bons resultados obtidos na estação Estanislau VC 413 podem indicar que é possível se obter simulações coerentes do escoamento de base em bacias onde, utilizando-se dados medidos, têm-se boas estimativas da variação do nível freático, fazendo com que as alterações sofridas no processo de calibração sejam pequenas (apenas ajustes), melhorando toda a modelagem hidrológica do sistema e mantendo a sua base física.

Em relação à busca de valores de referência para a representação da condutividade hidráulica saturada de solos típicos do Cerrado em função de suas respectivas classes, texturas e características hidrogeológicas, tem-se que:

- a. Na comparação dos resultados gerados com a base completa de dados medidos (K_s Slug) e com a replicação dos valores de K_s medidos a 60cm na camada correspondente à zona freática (K_s 60), verificaram-se diferenças pontuais de cerca de 7 m na simulação do nível freático ao final do período de 95 dias sem a ocorrência de chuva. Esse resultado indica a sensibilidade do modelo em relação ao valor de K_s na zona freática;

- b. Em relação aos dados medidos, não houve diferença significativa na qualidade dos resultados obtidos com as bases de dados K_s Slug e K_s 60, o que pode ser explicado pelo fato de que, em alguns casos, os resultados melhoraram com a utilização da base modificada, mas em outros não. Esse resultado indica que os problemas nos resultados obtidos vão além dos valores de K_s na zona freática;
- c. Diante dos resultados apresentados, evidenciou-se a melhoria que o processo de calibração trouxe aos dados gerados nas simulações da variação do nível freático em período sem chuvas de aproximadamente 90 dias. No caso de 2007, o erro médio absoluto passou de 2,82 m, com o uso de dados medidos, para 1,01 m, com o uso dos dados calibrados. No período de 2008 (verificação), o mesmo erro foi reduzido de 3,09 m para 1,42 m. Os valores dos erros médios obtidos com o uso de valores calibrados de K_s podem ser considerados razoáveis diante da complexidade e da escala do problema analisado, bem como de resultados obtidos em outros estudos similares. Destaca-se que outros resultados do trabalho indicam que, no processo de calibração, alguns valores dos parâmetros ajustados perderam seu significado físico, tornando o modelo com características empíricas e invalidando o uso dos valores de K_s calibrados como referência para outras áreas agrícolas do bioma Cerrado;
- d. Os resultados obtidos com a aplicação espacialmente distribuída dos dados medidos de K_s (K_s Slug), em todos os casos avaliados, foram melhores do que os gerados com dados regionalizados (medidos, calibrados e da literatura) em função da classe, da textura e do sistema hidrogeológico dos solos. Esse fato indica que, no caso, trabalhar com dados pontuais interpolados foi melhor que a utilização dos mesmos de forma regionalizada;
- e. No caso dos dados da literatura utilizados, apenas os referentes às classes de solo (Alves e Castro, 2009) levaram a resultados razoáveis na simulação da variação do nível freático nos locais dos poços piezométricos durante um período do ano sem chuvas, sendo o uso dos demais dados de literatura avaliados, referentes à textura e ao sistema hidrogeológico dos solos, não recomendado para áreas de Cerrado com características similares à da bacia de estudo.

Em relação à caracterização física e hidrológica realizada na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim, tem-se que:

- a. Apesar da grande variabilidade observada nos valores de condutividade hidráulica saturada (K_s) medidos na bacia, em virtude da importância dessa informação para a modelagem do fluxo da água no solo e das dificuldades em seu levantamento, como forma de contribuir para novos estudos em áreas de Cerrado onde esses dados não existam, no escopo deste trabalho foram gerados valores de referência de K_s em função da classe do solo, da textura e do sistema hidrogeológico do meio poroso;
- b. Assim como verificado em outros estudos efetuados em pequenas bacias hidrográficas inseridas no Bioma Cerrado, o balanço hídrico anual efetuado na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim indica que do volume total precipitado na área, cerca de 70% retornam à atmosfera por meio da evapotranspiração e 30% escoam pelo exutório da bacia, sendo aproximadamente 27% como escoamento de base e apenas 3% decorrentes de escoamento superficial;
- c. Os dados medidos indicam grande variabilidade espacial das chuvas na bacia de estudo, chegando a cerca de 25% de diferença nos resultados mensais de quatro estações localizadas a menos de 10 km entre si. Esse fato ressalta a importância de se ter uma quantidade adequada e uma distribuição estratégica de estações pluviográficas em áreas da região em que se deseja efetuar estudos hidrológicos que necessitem de maior precisão;
- d. Como referência para a região, os dados medidos indicaram que a produção hídrica específica média na bacia de estudo ao longo do ano hidrológico 2007/2008 foi de $10,22 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$, variando entre 4,38 e $36,02 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$;
- e. Com base nos dados levantados nos poços piezométricos utilizados no estudo, foi possível identificar zonas de recarga e armazenamento de água na bacia, bem como as áreas submetidas ao maior risco de contaminação em função da profundidade e do tempo de resposta do nível da água no poço em decorrência das chuvas.

Em relação aos resultados adicionais obtidos no desenvolvimento do trabalho, tem-se que:

- a. Os resultados indicam que, utilizando apenas uma equação para solos minerais, como preconiza o fabricante, a sonda multisensor de capacitância Delta-T PR2/6 não é capaz de substituir adequadamente o método gravimétrico no monitoramento do teor de umidade de Latossolos do Cerrado em condições de campo;
- b. Tendo como base os dados altimétricos medidos com DGPS nos locais de 55 poços piezométricos da bacia, verificou-se que as informações altimétricas do SICAD (Codeplan, 1991), em escala 1:10.000, possuem erros que chegam a valores superiores a 30 metros em alguns pontos;
- c. Em relação aos resultados produzidos com o uso da base corrigida com dados levantados com DGPS, o uso da base de dados altimétricos do SICAD (Codeplan, 1991) produziu diferenças pontuais de até 6 m na modelagem da variação do nível freático em alguns poços da bacia durante um período de 95 dias sem chuva;
- d. Em relação aos dados medidos, não houve diferença significativa na qualidade dos resultados obtidos com as bases de dados SICAD e DGPS, o que pode ser explicado pelo fato de que, em alguns casos, os resultados terem melhorado com a utilização da base corrigida, mas em outros não.

7 - SUGESTÕES PARA FUTURAS PESQUISAS

No processo de desenvolvimento desta Tese, consumiu-se muito tempo na construção da base de dados utilizada e do conhecimento necessário para a aplicação do modelo FEFLOW. Dessa forma, algumas questões científicas de interesse não puderam ser abordadas e avaliadas com a profundidade requerida. Assim, como mais uma forma de contribuir para o avanço do conhecimento na área de modelagem hidrológica de base física e espacialmente distribuída, são apresentadas, a seguir, sugestões de temas para futuras pesquisas.

- a. Avaliar o efeito da maior ou menor discretização espacial da malha de elementos finitos na eficácia do modelo aplicado na simulação hidrológica em escala de bacia, de forma tridimensional. Destaca-se que, na aplicação unidimensional do modelo, foi constatada a influência da discretização vertical da malha no resultado da simulação, o que não foi avaliado neste trabalho em escala de bacia;
- b. Considerar e avaliar os impactos do maior conhecimento das condições iniciais e do fluxo de água na zona não-saturada do solo em estudos de modelagem hidrológica em escala de bacia;
- c. Buscar técnicas e ações que melhorem os resultados das simulações e preservem o significado físico dos valores dos parâmetros de ajuste do modelo no processo de calibração.
- d. Intensificar levantamentos e sondagens para verificar problemas de representação do meio e dos processos hidrológicos, principalmente nas áreas da bacia de estudo identificadas como locais em que o modelo teve dificuldade em simular a variação do nível freático. Nessas áreas podem existir, por exemplo, heterogeneidades das características dos solos desconsideradas, fraturas e outros caminhos preferenciais para o fluxo da água no solo e perdas para extratos mais profundos, bem como outros fatores que podem justificar os problemas verificados;
- e. Considerar e avaliar o impacto da distribuição espacial da evapotranspiração nos resultados da modelagem. Neste estudo, em função das características de uso do solo da bacia não se avaliaram os seus impactos sobre os fluxos hidrológicos, considerando-se a evapotranspiração homogênea na área da bacia; e

- f. Avaliar formas de entrada de dados no modelo que, no processo de interpolação espacial de dados pontuais, preserve os respectivos valores medidos. Destaca-se que, utilizando os métodos de interpolação disponíveis no FEFLOW, verificou-se, em alguns casos, uma grande variação nos valores dos dados pontuais medidos, o que pode resultar na ampliação dos erros envolvidos no processo de modelagem. Evidentemente, a densidade e a distribuição espacial de pontos medidos influenciam nos resultados da interpolação. A realização das interpolações dos dados pontuais fora do FEFLOW certamente pode ajudar nessa tarefa, com a utilização de ferramentas geoestatísticas mais específicas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abbott, M.B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connell, P.E. e Rasmussen, J. (1986a). "An introduction to the European Hydrological System - Système Hydrologique Européen, SHE, 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system". *Journal of Hydrology*, 87, 45-59.
- Abbott, M.B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connell, P.E. e Rasmussen, J. (1986b). "An introduction to the European Hydrological System – Système Hydrologique Européen, SHE, 2: Structure of a physically based, distributed modeling system". *Journal of Hydrology*, 87, 61–77.
- Aboukhaled, A., Alfaro, A. e Smith, M. (1982). *Lysimeters*. Irrigation and Drainage Paper, 39, Rome: FAO. 68p.
- Aitken, A. P. (1973). "Assessing systematic errors in rainfall-runoff models". *Journal of Hydrology*, 20(2),121-136.
- Alberto, M.C. e Kiang, C.H. (2003). "Fluxo da água subterrânea em sistema de encostario, município de Paulínia (SP): caracterização e simulação numérica". *Geociências*, 22, 117-128.
- Allen, R.G. e Fischer, D.K. (1990). "Low-cost electronic weighing lysimeter". *Transactions of ASAE*, 33(6), 1823-1833.
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D. e Smith, M. (1998). *Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements*. Irrigation and Drainage Paper, 56, Rome: FAO, 300p.
- Alves, D.R.B., Frizzzone, J.A. e Neto, D.D. (2001). "Repartição da lâmina de irrigação, aplicada via pivô central, na cultura do milho". *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 5(1), 67-70.
- Alves, T.M. e Castro, S.S.de (2009). "Vulnerabilidade e risco à contaminação dos solos da área de recarga do aquífero Guarani no Estado de Goiás". *Boletim Goiano de Geografia*, 29(1), 135-150.
- Amoozegar, A.A. (1989). "A constant head permeameter for measuring saturated hydraulic conductivity of the vadose zone". *Soil Science Society of America Journal*, 53, 1356-1361.

- Angulo-Jaramillo, R., Vandeervaere, J.P. e Roulier, S. (1998). "Field measurement of soil hydraulic properties by disc and ring infiltrometers: a review and recent developments". *Soil Tillage Research*, 48, 81-89.
- Arnold, J.G., Williams, J.R., Srinivasan, R., King, K.W. e Griggs, R.H. (1994). "SWAT - *Soil and Water Assessment Tool*". USDA, Agriculture Research Service, TX 76502.
- Arya, L.M. e Paris, J.F. (1981). "A physicoempirical model to predict the soil moisture characteristic from particle-size distribution and bulk density data". *Soil Science Society of America Journal*. 45, 1023-1030.
- Ashraf, A. (2008). The conjunctive use of groundwater modeling and geographic information system (GIS) to study the water resources of Upper Jhelum Scarp area in Indus Basin. PhD Thesis. Islamabad, Pakistan: Quaid-i-Azam University, Department of Earth Sciences. 117p.
- Assouline, S., Tessier D. e Bruand A. (1998). "A conceptual model of the soil water retention curve". *Water Resources Research*, 34(2), 223–231.
- Baillie, M.N., Hogan, J.F., Ekwurzel, B., Wahi, A.K. e Eastoe, C.J. (2005). "Using geochemical tracers to quantify baseflow inputs to the San Pedro River, southeast Arizona". *Proceedings of the American Geophysical Union Spring Joint Assembly*, New Orleans, LA, 23-27.
- Barazzuoli, P., Nocchi, M., Rigati, R. e Salleolini, M. (2008). "A conceptual and numerical model for groundwater management: a case study on a coastal aquifer in southern Tuscany, Italy". *Hydrogeology Journal*, 16(8),1557-1576.
- Barros, R.S.; Cruz, C.B.M., Reis, R.B. e Costa Jr., N.A. (2005). "Avaliação do modelo digital de elevação do SRTM na ortorretificação de imagens Landsat 7 – Área de aplicação: Angra dos Reis – RJ". *Anais do XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*. Goiânia: INPE, p.3997-4004.
- Basanta, M.V., Dourado-Neto, D. e García, A.G. (2000). "Estimativa do volume máximo de calda para aplicação foliar de produtos químicos na cultura de milho". *Scientia Agricola*, 57(2), 283-288.
- Bates, C.G.e Henry, A.J. (1928). "Forest and streamflow experiment at Wagon Wheel Gap, Colorado". *Mon. Weather Ver. Suppl.*, 30, 1-79.
- Baumhardt, R.L., Lascano, R.J. e Evett, S.R. (2000). "Soil material, temperature, and salinity effects on calibration of multisensor capacitance probes". *Soil Science Society of America Journal*, Madison. 64, 1940–1946.

- Bear, J. (1972). *Dynamics of Fluids in Porous Media*. New York: Dover Publications. 764p.
- Bear, J. e Verruijt, A. (1987). *Modeling groundwater flow and pollution: theory and applications of transport in porous media*. Dordrecht, Holland: D.Reidel Publishing Company. 414p.
- Beasley, D.B., Huggins, L.F. e Monke, E.H. (1980). "ANSWERS: A model for watershed planning". *Transactions of the ASAE*, 23(4), 938-944.
- Bertrand-Krajewski, J.L., Laplace, D., Joannis, C. e Chebbo, G. (2000). *Mesures en hydrologie urbaine et assainissement*. Paris: Lavoisier, 794p.
- Beven, K.J. (1997a). "TOPMODEL: a critique". *Hydrological Processes*, 11, 1069-1085.
- Beven, K.J. (ed.) (1997b). *Distributed modeling in hydrology: Applications of the TOPMODEL concepts*. Chichester: John Wiley & Sons. 348p.
- Beven, K.J. (1989). "Changing ideas in hydrology - The case of physically-based models". *Journal of Hydrology*, 105, 157-172.
- Beven, K.J. (1993). "Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modeling". *Advances in Water Resources*, 16, 41-51.
- Beven, K.J. (2001). *Rainfall-runoff modelling, the primer*. Chichester: John Wiley & Sons. 355p.
- Beven, K.J. e Binley, A. (1992). "The Future of Distributed Models: Model Calibration and Uncertainty Prediction". *Hydrological Processes*, 6(3), 279-298.
- Beven, K.J. e Kirkby, M.J. (1979). "A physically based variable contributing area model of basin hydrology". *Hydrologic Science Bulletin*, 24(1), 43-69.
- Beven, K.J., Calver, A. e Morris, E.M. (1987). *The Institute of Hydrology Distributed Model*. Institute of Hydrology Report, 98. 33p.
- Beven, K.J., Lamb, R., Quinn, P.F., Romanowicz, R. e Freer, J. (1995). "TOPMODEL". In: Singh, V.P. (Ed.). *Computer models of watershed hydrology*, Baton Rouge, LA: Water Resources Publishers. 627-668.
- Binley, A., Elgy, J. e Beven, K. (1989). "A physically based model of heterogeneous hillslopes 1. Runoff production". *Water Resources Research*, 25(6), 1219-1226.
- Birtles, A. B. (1978). "Identification and separation of major base flow components from a stream hydrograph". *Water Resources Research*, 14(5), 791-803.
- Bixler, N.E. (1989). "An improved time integrator for finite element analysis". *Communications Applied on Numerical Methods*, 5, 69-78.
- Blöschl, G. (2001). "Scaling in hydrology". *Hydrological Processes*, 15, 709-711.

- Bogaard, T.A., Luxemburg, W.M.J., de Wit, M., Douben, N., Savenije, H.H.G. (2005). "Some hydrological challenges in understanding discharge generation processes in the Rhine and Meuse basins". *Physics and Chemistry of the Earth*, 30, 262–266.
- Bonell, M., McDonnell, J.J., Scatena, F., Seibert, J., Uhlenbrook, S., van Lanen, H. (2006). "HELPIng FRIENDs in PUBs: charting a course for synergies within international water research programs in gauged and ungauged basins". *Hydrological Processes*, 20, 1867–1874.
- Bormann, F.H. e Likens, G.E. (1967). "Nutrient cycling". *Science*, 155, 424-429.
- Bouten, W., Swart, P.J.F. e de Water, E. (1991). "Microwave transmission, a new tool in forest hydrological research". *Journal of Hydrology*, 124, 119-130.
- Bouwer, H. e Rice, R.C. (1976). "A slug test method for determining hydraulic conductivity of unconfined aquifers with completely or partially penetrating wells", *Water Resources Research*, 12(3), 423-428.
- Bowen, I.S. (1926). "The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface". *Physics Review*, 27, 779-787.
- Braga, S.M. e Fernandes, C.V.S. (2005). "Performance de medidores automáticos de precipitação do tipo *Tipping Bucket*: um alerta sobre a ocorrência de erros". *Anais do XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, João Pessoa, PB: ABRH. Cd-Rom.
- Bridger, D.W. e Allen, D.M. (2010). "Heat transport simulations in a heterogeneous aquifer used for aquifer thermal energy storage (ATES)". *Canadian Geotechnical Journal*, 47(1), 96-115.
- Briggs, L.J. e McLane, J.W. (1910). "Moisture equivalent determinations and their application". *Proceedings of the American Society of Agronomy*, 2, 138-147.
- Brooks, R.H. e Corey, A.T. (1964). *Hydraulic properties of porous media*. Hydrology Paper 3. Colorado State University, Fort Collins. 27p.
- Brouwer, C. e Heibloem, M. (1986). *Irrigation water management: irrigation water needs*. Training manual 3, Rome: FAO. 60p.
- Bruce, R.R. e Luxmoore, R.J. (1986). "Water retention: field methods". In: Klute, A. (ed.) *Methods of soil analysis*, Part 1, Physical and mineralogical methods. Monograph 9, Madison: American Society of Agronomy, 563-596.
- Buckingham, E. (1907). *Studies on the movement of soil moisture*. Bulletin, 38, USDA, Bureau of Soils, Washington, D.C., 61p.
- Burnash, R.J.C., Ferral, R.L. e McGuire, R.A. (1973). *A Generalized Streamflow Simulation System - Conceptual Modeling for Digital Computers*. California, USA:

- U.S. Department of Commerce, National Weather Service and State of California, Department of Water Resources, 204p.
- Burrough, P.A. e McDonnell R.A. (1998). *Principles of geographical information Systems*. Oxford University Press, 333p.
- Cabral, J. e Demetrio, J.G.A. (2000). “Aplicação de modelos em hidrogeologia”. In: Feitosa, F.A.C. e Filho, J.M. (ed.) *Hidrogeologia: conceitos e aplicações*. 2ª ed. Fortaleza: CPRM-REFO, LABHID-UFPE, 369-391.
- Camargo, A.P. e Sentelhas, P.C. (1997). “Avaliação do desempenho de diferentes métodos de estimativa da evapotranspiração potencial no Estado de São Paulo, Brasil”. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, Santa Maria, 5(1), 89-97.
- Campeche, L.F.S.M. (2002). *Construção, calibração e análise de funcionamento de lisímetros de paisagem para determinação da evapotranspiração da cultura da lima ácida ‘tahiti’ (Citrus latifolia Tan.)*. Tese de Doutorado. Piracicaba: Esalq, 67p.
- Carvalho, N.O., Filizola Jr., N.P., Santos, P.M.C. e Lima, J.E.F.W. (2000). *Guia de práticas sedimentométricas*. Brasília: ANEEL. 154p.
- Castro, C.B., Teixeira, E.C., Pereira, C.B., Santos, M.A.R. e Mendonça, A.S.F. (2003). “Bacias experimentais: metodologia aplicada para a escolha em estudo de gestão de recursos hídricos”. In: *Anais do V Simpósio Estadual sobre Saneamento e Meio Ambiente*, Vitória, ES. Disponível em: <[www.abes-es.org.br/arquivos_pdf/trabalhos/trabalhos2/bacias_experimentais .pdf](http://www.abes-es.org.br/arquivos_pdf/trabalhos/trabalhos2/bacias_experimentais.pdf)>. Acesso em: 24 de julho de 2008.
- Celia, M.A., Bouloutas, E.T. e Zarba, R.L. (1990). “A general mass-conservative numerical solution for the unsaturated flow equation”. *Water Resources Research*, 26(7), 1483-1496.
- Chapman, T.G. (1999). “Comparison of algorithms for steam flow recession and baseflow separation”. *Hydrological Processes*, 13(5), 701-714.
- Chapra, S.C. e Canale, R.P. (2003). *Métodos numéricos para ingenieros: con programas de aplicación*. 4ª ed., México: McGraw-Hill Interamericana, 969 p.
- Chaubey, I., Haan, C.T., Grunwald, S. e Salisbury, J.M. (1999). “Uncertainty in the model parameters due to spatial variability of rainfall”. *Journal of Hydrology*, 220, 48-61.
- Chow, V.T. (1964). *Handbook of applied hydrology: a compendium of water resources technology*. New York: McGraw-Hill, 1468p.
- Chow, V.T., Maidment, D.R. e Mays, L.W. (1988). *Applied hydrology*. New York: McGraw-Hill. 572p.

- Christofoletti, A. (1999). *Modelagem de sistemas ambientais*. 1ª ed., São Paulo: Edgard Blücher, 236p.
- Ciach, G.J. (2003). “Local random errors in tipping-bucket rain gauge measurements”. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 20(5), 752–759.
- Clapp, R. B. e Hornberger, G.M. (1978). “Empirical equations for some hydraulic properties”. *Water Resources Research*, 14, 601-604.
- Clarke, R.T. (1973). “A review of some mathematical models used in hydrology, with observations on their calibration and use”. *Journal of Hydrology*, 19(1), 1-20.
- CNRH (2003). *Resolução nº32 do Conselho Nacional de Recursos Hídricos, de 15 de outubro de 2003* – Institui a Divisão Hidrográfica Nacional. Publicado no DOU em 17/12/2003. 1p.
- CODEPLAN (1984). *Atlas do Distrito Federal*. Brasília, DF: Secretaria de Estado de Planejamento e Coordenação. Companhia de Desenvolvimento do Planalto Central. 7. ed., 3 v.
- CODEPLAN (1991). *Sistema Cartográfico do Distrito Federal – SICAD. Cartas planialtimétricas em formato vetorial, na escala 1:10.000*. Brasília, DF: Secretaria de Estado de Planejamento e Coordenação. Companhia de Desenvolvimento do Planalto Central.
- Conte, M.L. e Leopoldo, P.R. (1986). “Estimativa da retenção de água de chuva pela cultura do milho”. *Engenharia Agrícola*, Botucatu, 10(1), 47-55.
- Cooperative Research Centre for Catchment Hydrology. (2006). *General approaches to modeling and practical issues of model choice*. Series on model choice. Disponível em: <www.toolkit.net.au/modelchoice>. Acesso em: 10 de julho de 2006.
- Cornell, C.A. (1972). “First order analysis of model and parameter uncertainties”. In: Kisiel, C.C. e Duckstein, L. (ed.). *Proceedings of the International Symposium on Uncertainties in Hydrologic and Water Resources Systems*, University of Arizona, Tucson, Arizona, 1245-1276.
- Crawford, N.H. e Linsley, R.K. (1966). *Digital simulation in hydrology: Stanford Watershed Model IV*. Technical Report 39. Palo Alto, CA: Department of Civil Engineering, Stanford University. 210p.
- Darcy, H. (1856). *Les Fontaines Publiques de la Ville de Dijon*. Dalmont, Paris. L'Appendice-note D. Disponível em: <<http://biosystems.okstate.edu/darcy/French/index.htm>>. Acesso em: 31 de julho de 2006.

- Dawdy, D.R. e O'Donnel, T. (1965). "Mathematical models of catchment behaviour". *Journal of Hydraulics Division*. American Society of Civil Engineering, 91, 123-137.
- Day, P.R. (1965). "Particle fractionation and particle size analysis". In: Black, C.A., Evans, D.D.; Ensminger, L.E., White, J.L. e Clark, F.E. (Ed.). *Methods of soils analysis*. Madison: American Society of Agronomy, 545-567.
- De Groen, M.M. (2002). *Modelling interception and transpiration at monthly time steps; introducing daily variability through Markov chains*. PhD thesis, IHE-Delft. Swets & Zeitlinger, Lisse, The Netherlands. 232p.
- Dean, T.J., Bell, J.P. e Baty, A.J.B. (1987). "Soil moisture measurement by an improved capacitance technique, Part I: Sensor design and performance". *Journal of Hydrology*, 93, 67-78.
- Delta-T Devices Ltd. (2004). *User Manual for the profile probe type PR2*. Cambridge, UK: Delta-T Devices Ltd. 42p.
- Diamantino, C. e Ferreira, J.P.L. (2002). "Modelação da intrusão salina com o modelo matemático feflow - fundamentos teóricos: formulação para um caso real de estudo". Anais do 6º Congresso da Água. Porto: Associação Portuguesa de Recursos Hídricos - APRH. Cd-Rom. 15p.
- Dias, J.A. (2004). *Análise sedimentar e o conhecimento de sistemas marinhos*. Disponível em: <http://w3.ualg.pt/~jdias/JAD/ebooks/SedimB_AG.pdf>. Acesso em: 12 de agosto de 2006.
- Diersch, H.J.G. (2002). FEFLOW – Physical basis of modeling, Reference manual – Part – I, WASY Ltd., Berlin. 278 p.
- Diersch, H.J.G. (2009). "Discrete feature modeling of flow, mass, heat transport process by using FEFLOW". In: Wasy Software FEFLOW - Finite Element Subsurface Flow & Transport Simulation System. *White Papers*, Vol. 1. Berlin: DHI-WASY GmbH, 151-198.
- Diersch, H.J.G. e Kolditz, O. (1998). "Coupled ground water flow and transport: 2. Thermohaline and 3D convection systems". *Advance in Water Resources*, 21, 401-425.
- Diersch, H.J.G. e Perrochet, P. (1999). "On the primary variable switching technique for simulating unsaturated-saturated flows". *Advances in Water Resources*, 23(3), 271-301.

- Doherty, J., Brebber, L. e Whythe, P. (1994). "PEST Model-Dependent Parameter Estimation". *User's manual*. Australia: Watermark computing. 185p.
- Dolabella, R.H.C. (1996). *Caracterização agroambiental e avaliação da demanda e da disponibilidade dos recursos hídricos do Rio Jardim - DF*. Dissertação de Mestrado. Brasília, Universidade de Brasília. 105p.
- Dooge, J.C.I. (1973). *Linear theory of hydrologic systems*. Technical Bulletin 1468, Agricultural Research Service, Washington, USA: US Department of Agriculture. 327p.
- Dooge, J.C.I. (1986). "Looking for hydrological laws". *Water Resources Research*, 22(9), 46S-58S.
- Doorenbos, J. e Kassam, A.H. (1979). *Yield response to water*. Irrigation and Drainage Paper 33, Rome: FAO, 193p.
- Doorenbos, J. e Pruitt, W.O. (1977). *Guidelines for predicting crop water requirements*. Irrigation and Drainage Paper 24, Rome: FAO. 179p.
- Duan, Q., Soroshian, S. e Gupta, V. (1992). "Effective and efficient global optimisation for conceptual rainfall-runoff models". *Water Resources Research*, 28, 1015-1031.
- Eagleson, P.S. (1986). "Emergence of global-scale hydrology". In: *Water Resources Research*, 22(9), 6-14.
- Eckhardt, K. e Arnold, J.G. (2001). "Automatic calibration of a distributed catchment model". *Journal of Hydrology*. 251, 103-109.
- El-Fahen, T. (2008). Hydrogeological conceptualisation of a tropical river catchment in a crystalline basement area and transfer into a numerical groundwater flow model: Case study for the Upper Ouémé catchment in Benin. Tese de doutorado. Bonn: Universidade de Bonn. Disponível em: <<http://hss.ulb.uni-bonn.de/2008/1509/teil1.pdf>>. Acesso em: 15 de fevereiro de 2010. 156p.
- Eliasson, A. (2000). *Groundwater impact assessment and protection: predictive simulations for decision aid*. Tese de Doutorado. Stockholm: Royal Institute of Technology. 134p.
- Elvidge, C.D. e Chen, Z. (1995). "Comparison of broad-band and narrow-band red and near-infrared vegetation indices". *Remote Sensing of Environment*, 54, 38-48.
- Embrapa. Assessoria de Comunicação Social. (2006). "Cerrado brasileiro é exemplo de produção agrícola tropical". *Jornal da Ciência*, n.3061, 19 de julho de 2006. Disponível em: <<http://www.jornaldaciencia.org.br/Detalhe.jsp?id=39256>>. Acesso em: 21 mai 2007.

- Embrapa. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. (1997). *Manual de métodos de análise de solo*. Série Documentos 1, 2.ed. Rio de Janeiro: Embrapa CNPS. 212p.
- Embrapa. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. (1999). *Manual de Análises Químicas de Solos, Plantas e Fertilizantes*. Campinas: Embrapa Informática Agropecuária; Rio de Janeiro: Embrapa Solos. 370p.
- Environmental Protection Agency – US EPA (1986). *Saturated hydraulic conductivity, saturated leachate conductivity, and intrinsic permeability*. Method 9100. 57p. Disponível em: <<http://www.epa.gov/epawaste/hazard/testmethods/sw846/pdfs/9100.pdf>>. Acesso em: 18 de outubro de 2009.
- Evett, S.R. e Steiner, J.L. (1995). “Precision of neutron scattering and capacitance type moisture gages based on field calibration”. *Soil Science Society of America Journal*, Madison. 59, 961–968.
- Evett, S.R., Tolk, J.A. e Howell, T.A. (2003). “Sensors for soil profile water content measurement: accuracy, axial response and temperature dependence”. *Geophysical Research Abstracts*, 5(09944).
- Evett, S.R., Tolk, J.A. e Howell, T.A. (2006). “Soil profile water content determination: sensor accuracy, axial response, calibration, temperature dependence, and precision”. *Vadose Zone Journal*, Madison, 5, 894-907.
- FAO/IAEA – Food and Agriculture Organization/ International Atomic Energy Agency (2003). *Comparison of soil-moisture sensors between neutron probe, time-domain reflectometry and capacitance probe*. Report IAEA-311-CT00028, Viena, 14 p.
- Faye, S., Diop, I.N., Faye, S.C., Evans, D.G., Pfister, M., Maloszewski, P. e Seiler, K.P. (2001). “Seawater intrusion in the Dakar (Senegal) confined aquifer: calibration and testing of a 3D finite element model”. In: *New Approaches Characterizing Groundwater Flow*, Seiler, K.P. e Wohnlich, S. (Org.). 1183-1186
- Fellner-Feldegg, H. (1969). “The measurement of dielectrics in time domain”. *The Journal of Physical Chemistry*, 73(3), 616-623.
- Forsyth, P.A. e Kropinski, M.C. (1997). “Monotonicity considerations for saturated-unsaturated subsurface flow”. *SIAM Journal of Sci. Comput.*, 18(5), 1328-1354.
- Forsyth, P.A., Wu, Y.S. e Pruess, K. (1995). “Robust numerical methods for saturated-unsaturated flow with dry initial conditions in heterogeneous media”. *Advances in Water Resources*, 18(1), 25-38.
- Freeze, R.A. e Cherry, J.A. (1979). *Groundwater*. New Jersey: Prentice Hall. 604p.

- Freeze, R.A. e Harlan, R.L. (1969). "Blueprint for a physically-based digitally-simulated hydrological response model". *Journal of Hydrology*, 9(3), 237-258.
- Freitas-Silva, F.H. e Campos, J.E.G. (1998). "Geologia do Distrito Federal". In: Distrito Federal (Brasil). *Inventário hidrológico e dos recursos hídricos superficiais do Distrito Federal*. Brasília: SEMATEC/IEMA/UnB, p.1-186.
- Frohlich, K., Frohlich, W. e Wittenberg, H. (1994). *Determination of groundwater recharge by baseflow separation: Regional analysis in northeast China*. IAHS Publication 221, 69–75.
- Fundação Rural (2004). *Cadastro de usuários da Bacia do Rio Preto – DF*. Brasília, DF: ANA: SEMARH: FUNIVESA. Cd-Rom.
- Furey, P.R. e Gupta, V.K. (2001). "A physically based filter for separating base flow from streamflow time series". *Water Resources Research*, 37(11), 2709-2722.
- Gardner, W.R. (1956). "Calculation of capillary conductivity from pressure plate outflow data". *Agronomy Journal*, 48, 317-320.
- Gardner, W.R. e Widtsoe, J.A. (1921). The movement of soil moisture. *Soil Science*, 11, 215-232.
- Gash, J.H.C. (1979). "An analytical model of rainfall interception in forest". *Q.J.R. Meteorological Society*, 105, 43–55.
- Gevaerd, R. e Freitas, S.R. (2006). "Estimativa operacional da umidade do solo para iniciação de modelos de previsão numérica da atmosfera. Parte I: Descrição da metodologia e validação". *Revista Brasileira de Meteorologia*, 21(3a), 59-73.
- Gordon, J.D. (2003). *Evaluation of candidate rain gages for upgrading precipitation measurement tools for the National Atmospheric Deposition Program*. USGS Water Resources Investigation Report 02-4302, Denver: USGS. 34p.
- Grasle, W., Kessels, W. e Kumpel, H.J. (2006). "Hydraulic observations from one year fluid production testing the 4000 m deep KTB pilot borehole". *Geofluids*, 6, 8-23.
- Grayson, R.B. e Blöschl, G. (2000). *Spatial Patterns in catchment hydrology: observations and modeling*. Cambridge University Press, 404p.
- Grayson, R.B., Moore, I.D. e McMahon, T.A. (1992). "Physically-based hydrologic modeling 2. Is the concept realistic?" *Water Resources Research*, 28(10), 2659-2666.
- Green, R.T., Painter, S.L., Sun, A. and Worthington, S.R.H. (2006). Groundwater Contamination in Karst Terranes. *Water, Air, and Soil Pollution: Focus*, 6, 157-170.
- Guerra, H.O.C. (2000). *Física dos Solos*. Campina Grande: UFCG. 173p.

- Gupta, H., Sorooshian, S. e Yapo, P.O. (1998). "Toward improved calibration of hydrologic models: multiple and noncommensurable measures of information". *Water Resources Research*, 34(4), 751-763.
- Gupta, S.K. e Solomon, S.I. (1977). "Distributed numerical model for estimating runoff and sediment discharge of ungaged rivers. 1. The information system". *Water Resources Research*, 13(3), 613-618.
- Gupta, V.K. e Sorooshian, S. (1985). "The relationship between data and the precision of estimated parameters". *Journal of Hydrology*, 81, 57-77.
- Gupta, V.K., Rodriguez-Iturbe, I. e Wood, E.F. (ed.) (1986). *Scale Problems in Hydrology: Runoff Generation and Basin Response*. D. Reidel Publishing Company. 260p.
- Haan, C.T. (1989). "Parametric uncertainty in hydrologic modeling". *Transactions of ASAE*. 32(1), 137-145.
- Habib, E., Krajewski, W.F. e Kruger, A. (2001). "Sampling errors of fine resolution tipping-bucket rain gauge measurements". *Journal of Hydrologic Engineering*, 6(2), 159-166.
- Hargreaves, G.H. (1994). "Defining and using reference evapotranspiration". *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, New York, 120(6). 1132-1133.
- Haverkamp, R., Vauclin, M., Touma, J., Wierenga, P.J. e Vachaud, G. (1977). "Comparison of numerical simulation models for one-dimensional infiltration". *Soil Science Society of America Journal*. 41, 285-294.
- Haynes, J.L. (1940). "Ground rainfall under vegetative canopy of crops". *Journal of the American Society of Agronomy*, Madison. 32, 176-184.
- Hemker, C.J. e Nijsten, G.J. (1996). *Groundwater Flow Modelling using Micro-Fem, Version 3*. Amsterdam: University of Amsterdam, 370p.
- Hill, M.C. e Tiedeman, C.R. (2007). *Effective groundwater model calibration: with analysis of data, sensitivities, and uncertainty*. New Jersey: John Wiley & Sons. 455p.
- Hillel, D. (1998). *Environmental soil physics*. London: Academic Press. 771p.
- Hills, R.G., Porro, I., Hudson, D.B. e Wierenga, P.J. (1989). "Modelling one-dimensional infiltration into very dry soils 1. Model development and evaluation". *Water Resources Research*, 25, 1259-1269.
- Horton, R.E. (1933). "The role of infiltration on the hydrologic cycle". *Transactions of American Geophysics Union*, 145, 446-460.

- Hoyt, W.G. e Troxell, H.C. (1932). "Forest and streamflow". *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, 56, 1-32.
- Huete, A.R. (1988). "A soil-adjusted vegetation index (SAVI)". *Remote Sensing of Environment*, New York, 25, 295-309.
- Huo, Z.L., Feng, S.Y., Kang, S.Z., Cen, S.J. e Ma, Y. (2007). "Simulation of effects of agricultural activities on groundwater level by combining FEFLOW and GIS". *New Zealand Journal of Agricultural Research*, 50, 839-846.
- Hutchinson, M.F. (1996). "A locally adaptive approach to the interpolation of digital elevation models". *Proceeding of the Third International Conference/Workshop on Integrating GIS and Environmental Modeling*. Santa Barbara: NCGIA, University of California.
- Huyakorn, P.S., Springer, E.P., Guvanasen, V. e Wadsworth, T.D. (1986). "A three-dimensional finite-element model for simulating water flow with variably saturated porous media". *Water Resources Research*, 22, 1790-1808.
- Hvorslev, M.J. (1951). *Time lag and soil permeability in ground-water observations*. Vicksburg, Miss.: U.S. Army Corps of Engineers, Waterways Experiment Station, Bulletin 36, 50p.
- Ibbitt, R.P. e O'Donnell, T. (1971). "Fitting methods for conceptual catchment models". *Journal of Hydraulics Division*, American Society of Civil Engineering, 97(9), 1331-1342.
- INPE (2004). *SPRING: Sistema de processamento de informações georeferenciadas. Tutorial de geoprocessamento*. Divisão de Geoprocessamento de Imagens. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. <http://www.dpi.inpe.br/spring/portugues/manuais.html>. Atualização: 06 de fevereiro de 2004.
- INPE (2006). *SPRING: Tutorial de geoprocessamento*. São Paulo: DPI/INPE. Disponível em: <<http://www.dpi.inpe.br/spring/portugues/tutorial/index.html>>. Acesso em: 04 de agosto de 2006.
- Istok, J.D. (1989). "Groundwater modeling by the finite element method". Washington: AGU. *Water Resources Monograph*, 13. 495p.
- Isukapalli, S.S. (1999). *Uncertainty analysis of transport-transformation models*. PhD Thesis. State University of New Jersey. 218p.
- Jakeman, A.J. e Hornberger, G.M. (1993). "How much complexity is warranted in a rainfall-runoff model?" *Water Resources Research*, 29(8), 2637-2649.

- Johnston, P.R. e Pilgrim, D. (1976). "Parameter optimization for watershed models". *Water Resources Research*, 12, 477-486.
- Jordan, C.F. (1969). Derivation of leaf area index from quality of light on the forest floor. *Ecology*, 50, 663-666.
- Kang, Y., Wang, Q.-G. e Liu, H.-J. (2005). "Winter wheat canopy interception and its influence factors under sprinkler irrigation". *Agricultural Water Management*, 74, 189-199.
- Keim, R.F., Skaugset, A.E. e Weiler, M. (2005). "Storage of water on vegetation under simulated rainfall of varying intensity". *Advances in Water Resources*. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com>>. Acesso em: 17 de julho de 2006.
- Kelleners, T.J., Soppe, R.W.G., Ayars, J.E. e Skaggs, T.H. (2004a). "Calibration of capacitance probe sensors in a saline silty clay soil". *Soil Science Society of America Journal*, Madison, 68, 770-778.
- Kelleners, T.J., Soppe, R.W.G., Robinson, D.A., Schaap, M.G., Ayars, J.E. e Skaggs, T.H. (2004b). "Calibration of capacitance probe sensors using electric circuit theory". *Soil Science Society of America Journal*, Madison, 68, 430-439.
- Kinzelbach, W. (1986). *Groundwater modeling: an introduction with sample programs in BaSIC*. Developments in Water Science 25. Amsterdam: Elsevier, 343p.
- Kirkby, M.J. (ed.) (1978). *Hillslope hydrology*. New York: John Wiley & Sons, 389p.
- Kirkland, M.R., Hills, R.G. e Wierenga, P.J. (1992). "Algorithms for solving Richards' equation for variably saturated soils". *Water Resources Research*, 28(8), 2049-2058.
- Klaassen, W., Bosveld, F. e Water, E. de (1998). "Water storage and evaporation as constituents of rainfall interception". *Journal of Hydrology*, 212-213, 36-50.
- Klar, A.E. (1984). *A água no sistema solo-planta-atmosfera*. São Paulo: Nobel, 408p.
- Klemes, V. (1983). "Conceptualization and scale in hydrology". *Journal of Hydrology*, 65, 1-23.
- Klemes, V. (1986). "Delectantism in hydrology - transition or destiny". *Water Resources Research*, 22, S177-S188.
- Klemes, V. (1988). "A hydrological perspective". *Journal of Hydrology*, 100, 3-28.
- Klute, A. (1965). "Laboratory measurements of hydraulic conductivity of saturated soil". In: Black et al. (ed.). *Methods of soil analysis*. Monograph 9, Madison: American Society of Agronomy. 253-261.
- Klute, A. (1972). "The determination of the hydraulic conductivity and diffusivity of unsaturated soils". *Soil Science*, 113(4), 264-276.

- Klute, A. (1986). "Water retention: laboratory methods". In: Klute, A. (ed.) *Methods of soil analysis, Part 1, Physical and mineralogical methods*. Monograph 9, Madison: American Society of Agronomy, 635-662.
- Klute, A. e Dirksen, C. (1986). "Hydraulic conductivity and diffusivity: laboratory methods. In: Klute, A. (ed.) *Methods of soil analysis, Part 1, Physical and mineralogical methods*. Monograph n.9, Madison: American Society of Agronomy, 697-734.
- Knisel, W.G. (Ed.). (1980). *CREAMS: A Field-Scale Model for Chemical, Runoff, and Erosion from Agricultural Management Systems*. Conservation Research Report 26, Washington, D.C.: U.S. Department of Agriculture, 643p.
- Koide, S. (1990). *Subsurface flow study by finite element method*. PhD Thesis. Imperial College, UK. 306p.
- Krige, D.G. (1951). "A statistical approach to some basic mine evaluation problems on the Witwatersrand". *Journal of the Chemical, Metallurgical and Mining Society of South Africa*, 52, 119-139.
- Kuczera, G. (1982). "On the relationship between the reliability of parameter estimates and hydrologic time series data used in calibration". *Water Resources Research*, 1(1), 146-154.
- Kuczera, G. e Parent, E. (1998). "Monte Carlo assessment of parameter uncertainty in conceptual catchment models: the Metropolis algorithm". *Journal of Hydrology*, 211(1-4), 69-85.
- Kumar, C.P., Chacahadi, A.G., Purandara, B K., Kumar, S. e Juyal, R. (2007). "Modelling of Seawater Intrusion in Coastal Area of North Goa". *Water Digest*, 2(3), 80-83.
- Lanna, A.E. e Schwarzbach, M. (1989). *MODHAC – Modelo Hidrológico Auto-calibrável*. Recursos Hídricos Publicação 21, Porto Alegre: Instituto de Pesquisas Hidráulicas da UFRGS. 55p.
- Lehmann, F. e Ackerer, Ph. (1998). "Comparison of iterative methods for improved solutions of the fluid flow equation in partially saturated porous media". *Transport in Porous Media*, 31(3), 275-292.
- Lemon, E.R., Glaser, A.H. e Satterwhite, L.E. (1957). "Some aspects of the relationship of soil, plant and meteorological factors to evapotranspiration". *Soil Science Society of America Proceedings*, Madison, 21(5), 464-468.

- Lemos, R.C. e Santos, R.D. (1994). *Manual de descrição e coleta de solo no campo*. 2.ed. Campinas: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo / Rio de Janeiro: EMBRAPA-CNPF, 46p.
- Leopoldo, P.R., Sousa, A.P. e Tuacek Filho, S. (1981). “Interceptação da água de chuva em cultura de cana-de-açúcar”. *Brasil Açucareiro*, 98, 9-16.
- Libardi, P.L. (2000). *Dinâmica da água no solo*. 2.ed. Piracicaba, 509p.
- Lima, J.E.F.W. (2000). *Determinação e simulação da evapotranspiração de uma bacia hidrográfica do Cerrado*. Dissertação de Mestrado. Brasília: UnB. 75p.
- Lima, J.E.F.W. e Silva, E.M. da. (2007). “Estimativa da contribuição hídrica superficial do Cerrado para as grandes regiões hidrográficas brasileiras”. *Anais do XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*. São Paulo: ABRH. Cd-Rom.
- Lima, J.E.F.W., Eid, N.J., Silva, E.M. da., Martins, E.S., Lopes, W.T.A. e Koide, S. (2007). “Estimativa da taxa média anual de erosão na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim – DF”. *Anais do XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*. São Paulo: ABRH. Cd-Rom.
- Lima, J.E.F.W., Sano, E.E., Silva, E.M. da e Oliveira, E.C. (2004). “Levantamento da área irrigada e estimativa do consumo de água por pivôs-centrais no Distrito Federal em 2002”. In: *Anais do III Simpósio de Recursos Hídricos do Centro-Oeste*. Goiânia: ABRH. Cd-Rom.
- Lima, J.E.F.W., Silva, E.M. da e Carvalho, N.O. (2006). “Comparação de modelos matemáticos para o traçado de curvas granulométricas de sedimentos do leito de rios”. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*. Porto Alegre: ABRH, 11(1), 91-98.
- Lima, J.E.F.W., Silva, E.M. da e Koide, S. (2005). “Desenvolvimento de estação automática de monitoramento hidrológico: o caso da bacia do rio Jardim – DF”. *Anais do XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*. João Pessoa, PB: ABRH. Cd-Rom.
- Link, T.E., Unsworth, M. e Marks, D. (2004). “The dynamics of rainfall interception by seasonal temperate rainforest”. *Agricultural and Forest Meteorology*, 124, 171-191.
- Linsley, R.K., Kohler, M.A. e Paulhus, J.L.H. (1982). *Hydrology for engineers*. New York: McGraw-Hill. 212p.
- Loáiciga, H.A, Pingel, T.J. e Garcia, E.S. (2009). Assessment of seawater intrusion potential from sea-level rise in coastal aquifers of California. UC Berkeley: University of California Water Resources Center. Disponível em:

<<http://www.escholarship.org/uc/item/38w0p9st>>. Acesso em: 15 de fevereiro de 2010.

- Lousada, E.O. (2005). *Dados isotópicos em águas na determinação do modelo hidrogeológico para o Distrito Federal*. Tese de Doutorado. Brasília: UnB, 127p.
- Lousada, E.O. e Campos, J.E.G. (2005). “Proposta de modelos hidrogeológicos conceituais aplicados aos aquíferos da região do Distrito Federal”. *Revista Brasileira de Geociências*, 35(3),407-414.
- Lousada, E.O. e Campos, J.E.G. (2006). “Correlação entre precipitação e piezometria em aquíferos freáticos: implicações para o planejamento dos recursos hídricos da bacia do rio Jardim - DF”. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 11(4), 37-46.
- Maheshwari, B.L. (1997). “Interrelations among physical and hydraulic parameters of non-cracking soils. *Journal of Agricultural Engineering Research*, 68, 297-309.
- Makkink, G.F. (1957). “Ekzameno de la formulo de Penman”. *Netherlands Journal of Agricultural Science*. Wageningen, 5, 290-305.
- Marín, L.E., Steinich, B., Escolero, O.A. (2005). “Precision estimates for ellipsoidal height determinations for short baselines using DGPS system”. *Geofísica Internacional*, 44(4), 391-394.
- Marín, L.E.; Balcazar, M.; Ortiz, M.; Steinich, B.; Hernández-Espriu, J.A. (2008). “Comparison of elevation heights using a Differential Global Positioning System (DGPS) and a Total Station”. *Geofísica Internacional*, 47(1), 81-83.
- Martins, E.S.P.R. e Paiva, J.B.D. (2001). “Quantidade dos recursos hídricos”. In: Paiva, J.B.D. e Paiva, E.M.C.D. (ed.). *Hidrologia aplicada à gestão de pequenas bacias hidrográficas*. Porto Alegre: ABRH, 1, 531-566.
- Meirelles, M.S.P., Camara, G. e Almeida, C.M. (2007). *Geomática: modelos e aplicações ambientais*. Brasília: Embrapa Informação Tecnológica, 593p.
- Menzel, L. (1997). “Development of an evapotranspiration model from research studies in a small prealpine catchment”. In: Viville, D. e Littlewood, I.G. (ed.) *Proceedings of the Ecohydrological Processes in Small Basins (ERB): Sixth Conference of the European Network of Experimental and Representative Basins (ERB)* 91-95, Strasbourg (France), September 1996, Technical Documents in Hydrology, Paris (UNESCO). 14, 37-42.
- Merva, G.E. (1987). The velocity permeameter technique for rapid determination of hydraulic conductivity in-situ. *Proceedings of the 3rd. International Workshop on Land Drainage*, Ohio State Univ., Columbus. G, 55-66.

- Metropolis, N. e Ulam, S. (1949). "The Monte Carlo Method". *Journal of the American Statistical Association*. 44, 335-341.
- Michael, H.A., Mulligan, A.E. e Harvey, C.F. (2005). "Seasonal oscillations in water exchange between aquifers and the coastal ocean". *Nature*, 43, 1145-1148.
- Millar, A.A. (1988). *Drenagem de terras agrícolas: bases agronômicas*. São Paulo: Editerra. 306p.
- Milly, P.C.D. (1985). "A mass-conservative procedure for time-stepping in models of unsaturated flow". *Advances in Water Resources*, 8, 32-36.
- Monteiro, J.P., Ribeiro, L., Reis, E., Martins, J. e Matos Silva, J. (2007). "Modelling stream-groundwater interactions in the Querença-Silves aquifer system". *Anais do XXXV IAH Congress - Groundwater and ecosystems*, Lisboa: International Association of Hydrogeologists, 10p. Cd-Rom.
- Morgan, R.P.C., Quiton, J.N., Smith, R.E., Govers, G., Poesen, J.W.A., Auerswald, K., Chisi, G., Torri, D., Styczen, M.E. e Folly, A.J.V. (1998). *The European soil erosion model (EUROSEM)*. Documentation and user guide. Silsoe College, Cranfield University, U.K., Version 3.6. 30p.
- Mualem, Y. (1976). "A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media". *Water Resources Research*. 12(3), 513-522.
- Muñoz-Carpena, R. (2004). *Field devices for monitoring soil water content*. Florida: IFAS. Disponível em: <<http://edis.ifas.ufl.edu/AE266#beginning>>. Acesso em: 20 de agosto de 2006.
- Nash, J.E. e Sutcliffe, J.V. (1970). "River flow forecasting through conceptual models: Part I - A discussion of principles". *Journal of Hydrology*, 10(3), 282-290.
- Nathan, R. J. e McMahon, T. A. (1990). "Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses". *Water Resources Research*, 26(7), 1465-1473.
- Neuman, S.P. (1973). "Saturated-unsaturated seepage by finite elements". *Journal of Hydraulic Division, ASCE*, 99(HY12), 2233-2250.
- Newton, I. (1687). *Philosophiæ Naturalis Principia Mathematica*. In: Motte, A. (trad.) *The Mathematical Principles of Natural Philosophy*. Disponível em: <<http://members.tripod.com/~gravitee/toc.htm>>. Acesso em: 12 de setembro de 2006.
- Nianga, I., Dansokhob, M., Faye, S., Gueyec, K. e Ndiayed, P. (2010). "Impacts of climate change on the Senegalese coastal zones: Examples of the Cap Vert peninsula and Saloum estuary". *Global and Planetary Change*. Article in Press. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/>>. Acesso em 03 de abril de 2010.

- O'Donnell, T. e Canedo, P. (1980). The reliability of conceptual calibration, Hydrological forecasting, *Proceedings of the Oxford Symposium*, IAHS Publication, 129.
- O'Connell, P.E. e Todini, E. (1996). "Modelling of rainfall, flow and mass transport in hydrological systems: an overview". *Journal of Hydrology*, 175, 3-16.
- OTT. (2006). *OTT Parsivel: Laser optical Disdrometer*. Disponível em: <http://www.ott-hydrometry.de/web/ott_de.nsf/id/pa_parsivel_e.html>. Acesso em: 17 de agosto de 2006.
- Otto, S.R.L. e Alcaide, M. (2001). "Utilização do método TDR-tensiômetro na obtenção da curva de retenção de água no solo". *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, Campina Grande: DEAg/UFPB, 5(2), 265-269.
- Paltineanu, I.C. e Starr, J.L. (1997). "Real-time soil water dynamics Using multisensor capacitance probes: laboratory calibration". *Soil Science Society of America Journal*, Madison, 61, 1576-1585.
- Panicioni, C. e Putti, M. (1994). "A comparison of Picard and Newton iteration in the numerical solution of multidimensional variably saturated flow problems". *Water Resources Research*, 30(12), 3357-3374.
- Pauletto, E.A., Libardi, P.L., Manfron, P.A. e Moraes, S.O. (1998). "Determinação da condutividade hidráulica de solos a partir da curva de retenção de água". *Revista Brasileira de Ciências do Solo*, 12, 189-195.
- Pereira, F.A.C., Fonseca, A.A.O., Almeida, E.C., Moreira, C.S., Macedo, D.J.B. e Cruz, J.D. (2001). "Comparação entre condutividade hidráulica saturada determinada em campo e laboratório". *Magistra*, 13(1). 1-4.
- Perroux, K.M. e White, I. (1988). "Design for disc permeameters". *Soil Science*, 52(5), 1205-1215.
- Pfister, L. e Hoffmann, L. (2007). *Uncertainties in the monitoring-conceptualisation-modelling sequence of catchment research*. IHP Technical Documents in Hydrology, n. 81, Paris: UNESCO, 190p.
- Phil, H. e Chen, J. (1996). *Water Well and Aquifer Test Analysis: Water Resources Publication*, 412 p.
- Pizarro, F. (1978). *Drenaje agrícola y recuperación de suelos salinos*. Madrid: Agrícola Espanhola. 525p.
- Ponzoni, F.J. (2001). "Comportamento espectral da vegetação". In: Meneses, P.R. e Madeira Neto, J.S. (ed.) *Sensoriamento remoto: reflectância dos alvos naturais*. Brasília: Ed. Universidade de Brasília e Embrapa Cerrados, 1, 157-199.

- Portet, F., Szafnicki, K., Bourgois, J., Milon, V. (2002). “Continuous contaminated site monitoring (CCSM) integrated remote real-time supervision for an old coking-plant”. *Proceedings of iEMSs 2002*. Switzerland: International Environmental Modelling and Software Society. Cd-Rom. 6p.
- Priestley, C.H.B. e Taylor, R.J. (1972). “On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters”. *Monthly Weather Review*, 100(2), 81-92.
- Queiroz, J.E., Cruciani, D.E. e Libardi, P.L. (1995). “Estimativa da porosidade drenável de um solo de várzea a partir da tensão da água no solo”. *Scientia Agricola*, Piracicaba, 52(3), 469-475.
- Rathfelder, K. e Abriola, L.M. (1994). “Mass conservative numerical solutions of the head-based Richards’ equation”. *Water Resources Research*. 30(9), 2579–2586.
- Rawls, W. J., Ahuja, L. R., Brakensiek, D. L. e Shirmohammadi, A. (1992). “Infiltration and Soil Water Movement”. In: *Handbook of Hydrology*, Maidment, D. R. (ed.), McGraw-Hill, New York, 5.1-5.51.
- Reatto, A., Bruand, A., Silva, E.M. da, Martins, E.S. e Brossard, M. (2007). “Hydraulic properties of the diagnostic horizon of Latosols of a regional toposequence across the Brazilian Central Plateau”. *Geoderma* (Amsterdam), 139, 51-59.
- Reatto, A., Correia, J.R. e Spera, S.T. (1998). “Solos do bioma cerrado: aspectos pedológicos”. In: Sano, S.M. e Almeida, S. (Ed.). *Cerrado: ambiente e flora*. Planaltina: EMBRAPA-CPAC, 47-86.
- Reatto, A., Correia, J.R., Spera, S.T., Chagas, C.S., Martins, E.S., Aandahur, J.P., Godoy, M.J.S. e Assad, M.L.C.L. (2000). *Levantamento semi-detalhado dos solos da bacia do rio Jardim-DF, escala 1:50.000*. Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento 18, Planaltina: Embrapa Cerrados. 63p.
- Reatto, A., Silva, E.M., Bruand, A., Martins, E.S. e Lima, J.E.F.W. (2008). “Validity of the centrifuge method for determining the water retention properties of soils”. *Soil Science Society of America Journal*, 72, 1547-1553.
- Refsgaard, J.C. (1996). “Terminology, modeling protocol and classification of hydrological model codes”. In: Refsgaard, J.C. e Abbott, M.B. (ed.). *Distributed hydrological modeling*, 17-40.
- Reichardt, K. (1988). “Capacidade de campo”. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 12, 211-216.
- Reichardt, K., Libardi, P.L. e Nielsen, D.R. (1975). “Unsaturated hydraulic conductivity determination by scaling technique”. *Soil Science*, 160(3), 165-168.

- Reynolds, D.A. e Marimuthu, S. (2007). “Deuterium composition and flow path analysis as additional calibration targets to calibrate groundwater flow simulation in a coastal wetlands system”. *Hydrogeology Journal*, 15, 515-535.
- Reynolds, W.D. e Elrick, D.E. (1986). “A method for simultaneous in-situ measurements in the vadose zone of field saturated hydraulic conductivity, sorptivity, and the conductivity pressure head relationship”. *Ground Water Monitoring*, 6, 84-89.
- Reynolds, W.D., Elrick, D.E. e Clothier, B.E. (1985). “The constant head well permeameter: effect of unsaturated flow”. *Soil Science*, 139, 172-180.
- Richards, L.A. (1931). “Capillary conduction of liquids through porous media”. *Physics*, 1, 318-333.
- Richards, L.A. e Fireman, M. (1943). “Pressure-plate apparatus for measuring moisture sorption and transmission by soils”. *Soil Science*, 56, 395-404.
- Rockwood, D.M. (1958). “Columbia basin streamflow routing by computer”. *Journal of waters and harbors division*, American Society of Civil Engineers, 84(1), paper n°.1874.
- Rose, C.W., Stern, W.R. e Drummond, J.E. (1965). “Determination of hydraulic conductivity as a function of depth and water content for soil in-situ”. *Water Resources Research*, 3, 1-9.
- Rouse, J.W., Haas, R.H., Schell, J.A. e Deering, D.W. (1973). “Monitoring vegetation systems in the great plains with ERTS”. *Proceedings of the ERTS Symposium*, 3, Washington, DC: NASA, 1, 309-317.
- Royer, J.M. e Vachaud, G. (1975). “Field Determination of Hysteresis in Soil-Water Characteristics”. *Science Society of America Journal*, 39, 221-223.
- Russo, D. (1988). “Determining soil hydraulic properties by parameter estimation: on the selection of a model for the hydraulic properties”. *Water Resources Research*. 24, 453-459.
- Rutledge, A.T. (1998). *Computer programs for describing the recession of groundwater discharge and estimating mean ground-water recharge and discharge from streamflow records-update*. Water Resources Investigations Report 98-4148. Reston, Virginia: USGS. 43p.
- Rutter, A.J., Morton, A.J. e Robins, P.C. (1975). “A predictive model of rainfall interception in forests. II. Generalization of the model and comparison with observations in some coniferous and hardwood stands”. *Journal of Applied Ecology*. 12, 367-384.

- Sarwar, A. e Helmut, E. (2006). "Development of a conjunctive use model to evaluate alternative management options for surface and groundwater resources". *Hydrogeology Journal*, 14, 1676-1687.
- Schätzl, P., Clausnitzer, V. e Diersch, H. J. (2008). "Groundwater modeling for mining and underground construction - challenges and solutions". *Proceedings of the 10th International Mine Water Association Congress*. República Tcheca. Disponível em: <http://www.imwa.info/docs/imwa_2008/IMWA2008_161_Schaetzl.pdf>. Acesso em: 15 de fevereiro de 2010.
- Sethi, R. e Di Molfetta, A. (2007). "Heat transport modeling in an aquifer downgradient a municipal solid waste landfill in Italy". *American Journal of Environmental Sciences*, 3(3), 106-110.
- Sherman, L.K. (1932). "Stream Flow from Rainfall by the Unit-Graph Method". *Eng. News-Rec.*, 108, 501-505.
- Shimakura, S.E. (2006). *Interpretação do coeficiente de correlação*. Disponível em: <<http://leg.ufpr.br/~shimakur/CE003/node74.html>>. Acesso em: 20 Nov. 2008.
- Silva, C.L. e Oliveira, C.A.S. (1999). "Runoff measurement and prediction for a watershed under natural vegetation in central Brazil". *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 23(3), 695-701.
- Silva, C.L., Ramos, M.M., Ferreira, P.A., Sedyama, G.C. e Loureiro, B.T. (1994). "Medição e simulação da interceptação foliar de água na cultura do milho". *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, 29(11), 1735-1741.
- Silva, E.M. da (1990). *Analysis of furrow irrigation uniformity as affected by furrow spacing*. Ph.D.Thesis. University of Arizona, Tucson. 449p.
- Silva, E.M. da e Azevedo, J.A. (2002). "Influência do período de centrifugação na curva de retenção de água em solos de Cerrado". *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, Brasília, 37(10), 1487-1494.
- Silva, E.M. da, Lima, J.E.F.W., Azevedo, J.A. e Rodrigues, L.N. (2006). "Valores de tensão na determinação da curva de retenção de água de solos do Cerrado". *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, v. 41, 323-330.
- Silva, E.M. da, Lima, J.E.F.W., Rodrigues, L.N. e Azevedo, J.A. (2004). "Comparação de modelos matemáticos para o traçado de curvas granulométricas". *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, Brasília, 39(4), 363-370.
- Silva, F.C. (1996). *Uso de dispositivos lisimétricos para medida da evapotranspiração de referência*. Dissertação de Mestrado. Piracicaba: Esalq, 73p.

- Simpson, M.J. e Clement T.P. (2003). “Comparison of finite difference and finite element solutions to the variably saturated flow equation”. *Journal of hydrology*, 270 (1-2), 49-64.
- Simunek, J., Sejna, M. e van Genuchten, M. Th. (1999). *The HYDRUS-2D software package for simulating two-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media*. Version 2.0, IGWMC - TPS - 53, International Ground Water Modeling Center, Colorado School of Mines, Golden, Colorado, 251p.
- Simunek, J., Vogel, T. e Van Genuchten, M.Th. (1992). *The SWMS-2D code for simulating water flow and solute transport in two-dimensional variably saturated media*. Research Report n. 126, U.S. Salinity Lab., Riverside, California.
- Singh, V.P. (ed.). (1995). *Computer models of watershed hydrology*. Water Resources Publications, Colorado: Highlands Ranch, 1130p.
- Sivapalan, M. (2003). “Process complexity at hillslope scale, process simplicity at the watershed scale: is there a connection?” *Hydrological Processes*, 17, 1037–1041.
- Sivapalan, M., Takeuchi, K., Franks, S.W., Gupta, V.K., Karambiri, H., Lakshmi, V., Liang, X., McDonnell, J.J., Mendiondo, E.M., O’Connell, P.E., Oki, T., Pomeroy, J.W., Schertzer, D., Uhlenbrook, S. e Zehe, E. (2003). “IAHS decade on Predictions in Ungauged Basins (PUB), 2003–2012: shaping an exciting future for the hydrological sciences”. *Hydrological Sciences Journal*, 48, 857–880.
- Skaggs, T.H., Arya, L.M., Shouse, P.J. e Mohanty, B.P. (2001). “Estimating particle-size distribution from limited soil texture data”. *Soil Science Society of America Journal*, Madison, 65(4), 1038-1044.
- Smith, M., Allen, R., Montheith, J.L., Perrier, A.; Pereira, L.S.; Segeren, A. (1990). *Expert consultation on revision of FAO methodologies for crop water requirements*. Rome: FAO. 59p.
- Snyder, W.M. (1961). *Matrix operations in hydrograph computation*. Research Paper 1, Knoxville, USA: Tennessee Valley Authority.
- SoilVision Systems Ltd. (2006). *SVFlux Tutorial Manual—A Saturated-unsaturated Finite Element Seepage Model*. Saskatoon. 39p.
- Sokolov, A.A. e Chapman, T.C. (1980). “Methods for water balance computation”. *Studies and reports in Hydrology*, n.17, UNESCO, 193p.

- Sontek. (2006). *Mini-ADP: acoustic Doppler current profiler*. Disponível em: <<http://www.sontek.com/download/brochure/miniadp.pdf>>. Acesso em: 17 de agosto de 2006.
- Sorooshian, S., Gupta, H.V e Bastidas, L.A. (1998). *Calibration of hydrologic models using multi-objectives and visualization techniques*. Final Report EAR 9418147. Department of Hydrology & Water resources, University of Arizona, 78p.
- Soulsby, C., Tetzlaff, D., Dunn, S.M. e Waldron S. (2006). “Scaling up and out in runoff process understanding: insights from nested experimental catchment studies”. *Hydrological Processes*, 20, 2461–2465.
- Spera, S.T., Reatto, A., Martins, E.S. e Correia, J.R. (2002). *Aptidão agrícola da bacia do rio Jardim, DF*. Planaltina: Embrapa Cerrados. 38p. (Boletim de pesquisa nº 27).
- Steiner, J.L., Kanemasu, E.T. e Clark, R.N. (1983). “Spray losses and partitioning of water under a center pivot sprinkler system”. *Transactions of the ASAE*, St Joseph, 26(4), 1128-1134.
- Stephens, D.B, Lambert, K. e Watson, D. (1987). “Regression models for hydraulic conductivity and field test of the borehole permeameter”. *Water Resources Research*, 23, 227-2214.
- Stephenson, G.R. e Freeze, R.A. (1974). “Mathematical simulation of subsurface flow contributions to snowmelt runoff, Reynolds Creek Watershed, Idaho”. *Water Resources Research*, 10(2), 284-293.
- Stokes, G.G. (1851). “On the effect of the internal friction of fluids on the motion of pendulums”. *Transactions of Cambridge Philosophical Society*, 9(2), 8-106.
- Stoner, E., Freitas Jr., E. de, Macedo, J., Mendes, R.C.A., Cardoso, I.M., Amabile, R.F., Bryant, R.B. e Lathwell, D.J. (1991). “Physical constraints to root growth in savanna oxisols”. Raleigh: NCSU, *TropSoils Bulletin*, 28p.
- Tanner, C.B. (1967). “Measurement of evapotranspiration”. *Agronomy*, 11, 534-574.
- Thiessen, A.H. (1911). “Precipitation averages for large areas”. *Monthly Weather Review*, 39, 1082-1084.
- Thimonier, A. (1998). “Measuring of atmospheric deposition under forest canopies: some recommendations for equipment and sampling design”. *Environmental Monitoring Assessment*, 52, 353–387.
- Timm, L.C., Oliveira, J.C.M., Tominaga, T.T., Cássaro, F.A.M., Reichardt, K. e Bacchi, O.O.S. (2000). “Soil hydraulic conductivity measurement on a sloping field”. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 4(3), 480-482.

- Troutman, B.M. (1985). "Errors and parameter estimation in precipitation-runoff modeling. 1 Theory". *Water Resources Research*, 21(8), 1195–1213.
- Tucci, C.E.M. (1998). *Modelos hidrológicos*. Porto Alegre: Ed.Universidade/UFRGS: ABRH, 669p.
- Tucci, C.E.M. (2000). "Escoamento superficial". In: Tucci, C.E.M.(ed.). *Hidrologia: ciência e aplicação*. 2.ed., Porto Alegre: Ed.Universidade/UFRGS: ABRH, 391-441.
- Tucker, C.J. (1979). "Red and Photographic infrared combinations for monitoring vegetation". *Remote Sensing of environmental*, New York, 8(1): 127-150.
- USACE – U.S. Army Corps of Engineers. (1981). *Flood Hydrograph Package - HEC-1*. Users Manual, Davis, California: Hydrologic Engineering Center.
- USNC/IHD – U.S. National Committee for the International Hydrological Decade (1974). *Representative and experimental basins in the United States: catalog of available data and results 1965-1972*. Washington: National Academy of Sciences, 147p.
- Vaisala. (2006). *Vaisala Raincap Sensor*. Disponível em: <<http://www.vaisala.com/businessareas/instruments/products/weathermulti-sensor/raincap0905.pdf>>. Acesso em: 17 de agosto de 2006.
- van Bavel, M. e Nichols, C. (2002). *Theta and profiler soil moisture probes - accurate impedance measurement devices - new applications*. Disponível em: <<ftp://ftp.dynamax.com/References/95%20Theta%20and%20profiler%20soil%20moisture%20probes.pdf>>. Acesso em: 19 nov. 2008.
- van Genuchten, M.Th. (1980). "A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils". *Soil Science Society of America Journal*, 44, 892–898.
- van Genuchten, M.Th. (1982). "A Comparison of numerical solutions of the one-dimensional unsaturated-saturated flow and mass transport equations". *Advances in Water Resources*, 5, 47-55.
- Vicens, R.S., Cruz, C.B.M. e Rizzini, C.M. (1998). "Utilização de técnicas de sensoriamento remoto na análise da cobertura vegetal da Reserva Florestal de Linhares, ES, Brasil". *Anais do IX Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, Santos, Brasil: INPE, 1561-1572.
- Viessman, W. e Lewis, G.L. (2002). *Introduction to hydrology*. 5ª ed. New York: Prentice Hall, 624p.

- Visser, W.C. (1966). *Progress in the knowledge about the effect of soil moisture content on plant production*. Technical Bulletin 45. Institute for Land and Water Management, Wageningen.
- Vogel, T., Huang, K., Zhang, R. e van Genuchten, M.Th. (1996). *The HYDRUS code for simulating one-dimensional water flow, solute transport, and heat movement in variably-saturated media*. Research Report n. 140, U.S. Salinity Lab., Riverside, California.
- Walling, D.E. (1980). "Water in the catchment ecosystem". In: Gower, A.M. (Ed.). *Water quality in catchment ecosystems*. Chichester: John Wiley & Sons, 1-47
- Wang, H.F. e Anderson, M.P. (1982). *Introduction to groundwater modeling: finite difference and finite element methods*. W.H. Freeman and Company, San Francisco. 237p.
- Wang, Q.-G, Kang, Y., Liu, H.-J. e Liu, S.-P. (2006). "Method for measurement of canopy interception under sprinkler irrigation". *Journal of Irrigation and Drainage*, 132(2), 185-187.
- Warrick, A.W. (1983). "Interrelationships of irrigation uniformity terms". *Journal of the Irrigation and Drainage Engineering*, 109(3), 317-332.
- Whitehead, D. e Kelliher, F.M. (1991). "A canopy water balance model for a Pinus adriatica stand before and after thinning". *Journal of Agriculture and Forest Meteorology*, 55, 109–123.
- Whitehead, P.G. e Robinson, M. (1993). "Experimental basin studies: an international and historical perspective of forest impacts". *Journal of hydrology*, 145, 217-230.
- Wilcock, P.R. e Iverson, R.M. (2003). *Predictions in geomorphology*. Washington, DC: American Geophysical Union. 135p.
- Williams, J.R. e Hann, R.W. (1973). *HYMO: Problem-Oriented Language for Hydrologic Modeling-User's Manual*. USDA, ARS-S-9. 76p.
- Williams, J.R., Dyke, P.T. e Jones, C.A. (1982). "EPIC – A model for assessing the effects of erosion on soil productivity". *Proceedings of the Third International Conference On State-of-the-Art in Ecological Modeling*, International Society for Ecological Modeling.
- Williams, J.R., Nicks, A.D. e Arnold, J.G. (1985). "SWRRB - A simulator for water resources in rural basins". *ASCE Hydraulics Journal*, 111(6), 970-986.
- Willmott, C.J. (1982). "Some comments on the evaluation of model performance". *Bulletin of American Meteorological Society*, 63(11), 1309-1313.

- Wilson, J.L., Townley, L.R. e Sá da Costa, A. (1979). *Mathematical development and verification of a finite element aquifer flow model AQUIFEM-1*. Technical Report n.248, Ralph M. Parsons Laboratory for Water Resources and Hydrodynamics, MIT. 114p.
- Wilson, J.P. e Gallant, J.C. (2000). *Terrain Analysis: Principles and Applications*. New York: John Wiley & Sons, 479p.
- Wittenberg, H. e Sivapalan, M. (1999). “Watershed groundwater balance estimation using streamflow recession analysis and baseflow separation”. *Journal of Hydrology*, 219, 20–30.
- WMO - World Meteorological Organization (2009). “WMO statement on the scientific basis for, and limitations of, river discharge and stage forecasting”. Disponível em: <http://www.wmo.int/pages/prog/hwrrp/chy/documents/LIMITATIONS_STATEMENT-revised-Jan09.doc>. Acesso em: 25 de fevereiro de 2010.
- Wood, E.F. (1976). “An analysis of the effects of parameter uncertainty in deterministic hydrologic models”. *Water Resources Research*, 12(3), 925-932.
- Wood, E.F., Sivapalan, M., Beven, K. e Band, L. (1988). “Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modeling”. *Journal of Hydrology*, 102, 29-47.
- Woolhiser, D.A., Smith, R.E., Sharif, H.O. e Goodrich, D.C. (1990). *KINEROS, a kinematic runoff and erosion model*. Documentation and user manual. ARS-77, U.S. Dept. of Agriculture, Agricultural Research Service. 130p.
- Wright, R.F., Cosby, B.J., Flaten, M.B. e Reuss, J.O. (1990). “Evaluation of an acidification model with data from manipulated catchments in Norway”. *Nature*, 343, 53–55.
- Wu, K., Johnston, C.A., Cherrier, C., Bridgman, S. e Shmagin, B. (2006). “Hydrologic 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, LLC, Highlands Ranch, CO. 15-28.
- Xavier, L.N.R. (2002). *Análise da incerteza causada pela representação da precipitação da precipitação no modelo TOPMODEL*. Dissertação de Mestrado. Rio de Janeiro: COPPE/UFRJ. 124p.
- Yang, J.W. e Monica, R. (2006). “Paleo-fluid flow and heat transport at 1575 Ma over an E-W section in the Northern Lawn Hill Platform, Australia: theoretical results from finite element modeling”. *Journal of Geochemical Exploration*, 89, 445-449.

- Young, R.A., Onstad, C.A., Bosch, D.D. e Anderson, W.P. (1989). “AGNPS: A nonpoint-source pollution model for evaluating agricultural watersheds”. *Journal of Soil and Water Conservation*, 44, 168-173.
- Zeng, G.M., Zhang, G., Huang, G.H., Jiang, Y.M. e Liu, H.L. (2005). “Exchange of Ca^{2+} , Mg^{2+} and K^+ and the uptake of H^+ , NH_4^+ for the canopies in the subtropical forest influenced by the acid rain in Shaoshan forest located in central south China”. *Plant Science*, 168, 259–266.
- Zhang, G., Zeng G.M., Jiang Y.M., Huang, G.H., Li, J.B., Yao, J.M., Tan, W., Xiang, R.J. e Zhan, X.L. (2005). “Modeling and measurement of two-layer-canopy interception losses in a subtropical mixed forest of central-south China”. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 2, 1995–2024.
- Zhao, C., Wang, Y., Chen, X. e Li, B. (2005). “Simulation of the effects of groundwater level on vegetation change by combining FEFLOW software”. *Ecological Modelling*, 187(2-3), 341-351.

APÊNDICES

APÊNDICE A - APLICABILIDADE DE SONDA DE CAPACITÂNCIA NO MONITORAMENTO DO CONTEÚDO DE ÁGUA DE LATOSSOLOS DO CERRADO EM CONDIÇÕES DE CAMPO

O monitoramento do conteúdo de água do solo é uma prática importante em estudos de balanço hídrico em sistemas agrícolas. O conhecimento do regime de variação do teor de umidade do solo fornece informações imprescindíveis para a análise e a solução de problemas como os seguintes: manejo de irrigação; escolha da época de plantio; determinação do consumo de água pelas plantas; estudo dos processos de transferência de água, calor e nutrientes no sistema solo-planta-atmosfera; e planejamento dos sistemas de drenagem. Em estudos hidrológicos, o solo é o principal meio de transporte e de armazenamento da água. Nas camadas de solo mais próximas da superfície, os processos de movimentação da água, por meio da infiltração, evaporação, absorção pelas plantas, redistribuição e drenagem, ocorrem de forma mais dinâmica, o que demanda maior detalhamento espaço-temporal desse monitoramento.

A atividade de monitoramento do conteúdo de água no solo pode ser realizada por meio de diferentes métodos, diretos e indiretos. O método gravimétrico, que consiste em medir diretamente o peso da água presente em determinada amostra de solo em relação ao seu peso seco em estufa à 105°C, é considerado como padrão (Rawls et al., 1992). Os métodos indiretos estimam o conteúdo de água no solo a partir da medição de outra propriedade relacionada. Entre os métodos indiretos, destacam-se: os tensiométricos (tensiômetros); os radiométricos (sonda de nêutron); os de resistência elétrica (bloco de gesso); os de reflectometria no domínio do tempo (TDR); os de capacitância ou reflectometria (Sonda de Capacitância) no domínio da frequência (FDR); e os de reflexão ou emissão de radiação (sensoriamento remoto).

Os equipamentos do tipo TDR e FDR podem ser agrupados na mesma categoria porque ambos baseiam seu princípio de funcionamento nas características eletromagnéticas do solo (Evelt et al., 2006). Apesar da vantagem dos métodos eletromagnéticos poderem ser incorporados em equipamentos eletrônicos com portabilidade adequada à aquisição automática de dados e o seu armazenamento em campo, seus resultados podem apresentar problemas de precisão e acurácia (Evelt e Steiner, 1995; Baumhardt et al., 2000; Kelleners et al., 2004a, 2004b). Em geral, os sensores de capacitância (FDR) têm maior flexibilidade

do que os equipamentos do tipo TDR, pois permitem sua utilização na forma de sondas multisensores, o que amplia sua aplicabilidade em condições de campo. Assim, é possível, com um único equipamento, realizar o levantamento e o armazenamento de dados de umidade do solo em diferentes profundidades e intervalos de tempo, fazendo com que esse tipo de equipamento seja visto como uma excelente ferramenta para o monitoramento dos processos que regem o movimento da água no solo. No entanto, como qualquer tipo de equipamento destinado à medição indireta de propriedades do solo, sua aplicação carece de verificação da qualidade dos dados gerados e de comprovação do grau de fidelidade das medidas com a realidade que se pretende caracterizar.

Esta parte do trabalho tem por objetivo verificar a aplicabilidade de sonda multisensor de capacitância, a PR2/6 da Delta-T Devices Ltd., para a medição, em campo, da umidade em latossolos do Cerrado em diferentes pontos de monitoramento.

A.1 - Descrição dos equipamentos

Foram utilizadas três sondas multisensores de capacitância do tipo PR2/6, da Delta-T Devices Ltd., uma adquirida pela Embrapa Cerrados (CPAC) e duas adquiridas pela Universidade de Brasília (UnB 1 e UnB 2). Inicialmente, as três sondas tiveram seus resultados comparados entre si, para verificar a necessidade de utilização de todas no estudo de campo. Posteriormente, foi realizado o trabalho de verificação da aplicabilidade desse tipo de sonda no monitoramento do conteúdo de água no solo em condições de campo.

Os dispositivos eletrônicos de cada sonda de perfil PR2/6 vêm montados em um tubo de policarbonato com aproximadamente 2,5 cm de diâmetro externo e pouco mais de um metro de comprimento, e são devidamente configurados para medir o conteúdo de água no solo nas profundidades de 10, 20, 30, 40, 60 e 100 cm, exatamente onde se encontram instalados os sensores eletrônicos, visualizados externamente na forma de pares de anéis de aço inoxidável (Delta-T Devices Ltd., 2004).

Antes da leitura, a sonda é inserida em um tubo de acesso com dimensões próprias do equipamento, construído com uma fina parede de fibra de vidro, que pouco afeta a transferência do campo eletromagnético gerado pelos sensores para o solo ao seu redor.

Esse tubo de acesso é inserido no solo de modo que sua parede externa fique em contato direto com o meio, procurando-se evitar, no processo de inserção, que vazios sejam formados entre a parede desse tubo e o solo. A existência desses vazios ao redor dos anéis onde se localizam os sensores diminui a acurácia de medidas da sonda.

A leitura dos dados das sondas é feita com equipamento portátil próprio, com visor eletrônico, denominado HH2, que mostra e grava os resultados das medições em volts (v) e em teor de água no solo em base volumétrica ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$).

A.2 - Princípio de funcionamento dos equipamentos

Esses sensores de capacitância se utilizam de um oscilador de frequência para gerar um campo de corrente alternada (AC) e detectar as propriedades dielétricas do solo naquele momento. A magnitude da constante dielétrica do solo, medida indiretamente nesse processo, pode ser relacionada com o teor de água do meio. Esses sensores são pares de eletrodos, que funcionam como se fossem capacitores, no qual o solo atua como o material dielétrico. Esse capacitor trabalha em conjunto com o oscilador, que gerando um circuito finamente ajustado tem sua frequência de operação alterada em função do teor de água do solo (Paltineanu e Starr, 1997). Todo esse processo baseia-se no fato de a constante dielétrica do solo ser sensível ao seu conteúdo de água, tendo em vista que, em seus extremos, na água, a constante dielétrica é cerca de 80 e no ar, de aproximadamente 1. Na condição de solo seco, o valor da constante dielétrica está em torno de 4 (Dean et al., 1987).

No caso das sondas Delta-T PR1/6 e PR2/6, quando acionadas, um sinal de 100 MHz de frequência, similar a uma onda de rádio FM, é gerado e aplicado entre os pares de anéis de aço inoxidável existentes, ao longo de sua extensão da haste da sonda, nas profundidades de medição do aparelho. Desse modo, o campo eletromagnético resultante, que se estende ao redor dos sensores, por um raio de cerca de 100 mm dentro do solo, após a detecção da amplitude da onda de retorno, serve para estimar indiretamente conteúdo de água próximo aos sensores, por meio do correspondente valor da constante dielétrica ou permissividade do meio (ϵ). Portanto, a partir do sinal de retorno da frequência emitida pela sonda, que sofre alterações medidas e relacionadas à constante dielétrica ou permissividade do solo,

determina-se o índice de refração do solo úmido, que é equivalente a $\sqrt{\epsilon}$, que varia em função do conteúdo de água do solo.

A relação entre $\sqrt{\epsilon}$ e o conteúdo de água no solo (θ) é dada pela Equação A.1 (Delta-T Devices Ltd., 2004).

$$\sqrt{\epsilon} = a_0 + a_1\theta \quad (\text{A.1})$$

em que:

a_0 e a_1 : parâmetros do modelo (adimensional).

Os equipamentos apresentam duas opções padrão para os valores de a_0 e a_1 , uma para solos minerais e outra para solos orgânicos. Para a maioria dos solos agrícolas, utilizando os valores genéricos indicados pelo fabricante do equipamento, o erro absoluto dos resultados de umidade seria de aproximadamente $0,06 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ (Delta-T Devices Ltd., 2004). Com o uso de parâmetros calibrados para solos específicos, o fabricante estima que esse erro seria apenas um pouco atenuado, passando para $0,05 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$. No entanto, para os casos de solos muito argilosos ou com grande conteúdo de matéria orgânica, o fabricante recomenda a realização de estudos para a calibração específica dos parâmetros a_0 e a_1 . O mesmo vale para estudos que requerem maior precisão.

A relação entre $\sqrt{\epsilon}$ e a voltagem (mV) registrada pelos equipamentos pode ser ajustada a um modelo polinomial, conforme apresentado na Equação A.2 (Delta-T Devices Ltd., 2004; e van Bavel e Nichols, 2002).

$$\sqrt{\epsilon} = a + bV + cV^2 + dV^3 + \dots + zV^n \quad (\text{A.2})$$

em que:

a, b, c, d, \dots, z : parâmetros de ajuste do modelo (adimensional).

Combinando-se as Equações A.1 e A.2, obtém-se a relação direta entre a voltagem lida pela sonda (mV) e o conteúdo de água no solo (θ).

A.3 - Caracterização dos solos utilizados no estudo

A investigação foi conduzida no campo, em oito diferentes locais de amostragem, um na área experimental da Embrapa Cerrados e os outros sete na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim, todos no Distrito Federal. Dos oito locais amostrados, sete possuem solos classificados como Latossolo Vermelho e um como Latossolo Vermelho-Amarelo, tipos comumente encontrados em áreas do Bioma Cerrado (Reatto et al., 1998).

Nos locais selecionados, foram instalados tubos de acesso para o uso das sondas Delta-T PR2/6, seguindo as orientações do fabricante (Delta-T Devices Ltd., 2004).

Os solos desses locais apresentam as seguintes características de textura, densidade e teor de matéria orgânica (Tabela A.1).

Tabela A.1 - Características dos solos utilizados na avaliação da aplicabilidade das sondas Delta-T PR2/6.

ID local	Profundidade m	Argila %	Silte %	Areia %	MO %	ρ_s g/cm ³
1	10	62,50	27,60	9,90	3,28	0,90
1	20	59,47	30,98	9,55	3,06	0,92
1	30	59,23	31,96	8,81	2,68	0,97
1	40	65,79	25,70	8,51	2,21	0,92
1	60	68,54	22,87	8,59	1,38	0,95
1	100	70,04	21,24	8,72	1,41	0,93
2	10	55,13	33,25	11,62	3,19	0,94
2	20	55,86	34,29	9,85	2,78	0,92
2	30	60,57	28,98	10,45	2,58	0,91
2	40	61,86	28,33	9,81	2,37	0,90
2	60	64,76	25,72	9,52	1,50	0,88
2	100	66,34	24,16	9,50	1,05	0,92
3	10	55,25	32,73	12,02	3,00	0,97
3	20	63,77	25,19	11,04	2,49	0,96
3	30	70,54	19,44	10,02	2,19	0,96
3	40	69,01	21,65	9,34	1,86	0,93
3	60	71,26	19,15	9,59	1,60	0,93
3	100	72,18	17,52	10,30	1,18	0,92
4	10	69,90	18,99	11,11	1,00	0,93
4	20	70,79	18,57	10,64	1,00	0,95
4	30	71,94	17,20	10,86	1,00	0,91
4	40	71,06	18,60	10,34	1,00	0,91
4	60	70,89	19,32	9,79	1,47	0,92
4	100	74,81	15,91	9,28	1,00	0,91
5	10	64,20	23,92	11,88	2,93	0,92
5	20	65,04	24,54	10,42	2,63	0,89
5	30	70,30	18,69	11,01	2,15	0,93
5	40	72,37	17,06	10,57	1,71	0,93
5	60	73,38	16,25	10,37	1,11	0,94
5	100	72,11	17,57	10,32	1,00	0,94
6	20	70,79	18,57	10,64	1,00	0,95
6	30	71,94	17,20	10,86	1,00	0,91
6	40	71,06	18,60	10,34	1,00	0,91
6	60	70,89	19,32	9,79	1,47	0,92
6	100	74,81	15,91	9,28	1,00	0,91
7	10	53,51	29,51	16,98	2,49	0,99
7	20	56,84	28,06	15,10	2,22	0,88
7	30	56,84	28,06	15,10	2,22	0,88
7	40	64,25	23,63	12,12	1,00	0,88
7	60	64,25	23,63	12,12	1,00	0,88
7	100	64,25	23,63	12,12	1,00	0,88
8	10	60,01	3,79	36,20	2,09	1,05
8	20	60,52	3,68	35,80	1,75	1,04
8	30	62,10	3,72	34,18	1,73	1,12
8	40	62,09	3,79	34,12	1,42	1,02
8	60	64,11	2,54	33,35	1,28	0,99
8	100	63,80	2,30	33,90	0,95	1,08

Como se pode observar na Tabela A.1, o teor de argila dos solos analisados varia de 55 a 75%, o teor de matéria orgânica (MO) vai de 0,95 a 3,28% e a densidade dos solos (ρ_s) está entre 0,88 e 1,12 g cm⁻³.

A.4 - Coleta dos dados

Na etapa inicial de comparação entre as três sondas Delta-T PR2/6, efetuou-se uma campanha onde foram realizadas leituras do conteúdo de água no solo nos sete locais de amostragem na Bacia do Alto Rio Jardim com cada um dos equipamentos. Antes do início dos trabalhos, as três sondas foram configuradas para utilizar os parâmetros da equação de conversão das leituras de voltagem em teor de água no solo proposta pelo fabricante das sondas para solos minerais. As três medições, em cada ponto, foram realizadas uma seguida da outra, em intervalos de tempo sempre inferiores a um minuto. Como não se espera que o teor de água no solo, sob condições não-saturadas, mude significativamente em intervalo de tempo tão pequeno, as medições com os três equipamentos foram consideradas, na prática, como simultâneas. As leituras de voltagem e teor de água no solo, em cada um dos sete locais e nas seis profundidades de amostragem do equipamento, foram anotadas e encaminhadas para análise, totalizando 42 pontos de comparação entre as três sondas.

Na segunda etapa, em que o objetivo foi a verificação da aplicabilidade desse tipo de sonda no monitoramento da umidade do solo em condições de campo, em cada um dos oito locais de amostragem e nas profundidades de leitura da sonda (10, 20, 30, 40, 60 e 100 cm), foram efetuadas medidas simultâneas da umidade do solo com a sonda PR2/6 e pelo método gravimétrico.

Na medição com a sonda, efetuaram-se três repetições de coleta de dados. Em cada uma delas, a sonda era girada em 120 graus para a verificação de alguma variação significativa no resultado da leitura. Em função das características dos solos estudados, a sonda foi configurada para utilizar os parâmetros originais de suas equações internas (a_0 e a_1) definidos para solos minerais.

Na coleta de amostras deformadas de solo para a determinação conteúdo de água no solo pelo método gravimétrico, o qual implica na abertura de buracos no solo com a utilização

de um trado, teve-se o cuidado de retirar essas amostras, no mínimo, a um metro e meio de distância do local em que estava instalado o tubo de acesso, para evitar a interferência dessas intervenções em medições posteriores do conteúdo de água no solo com a sonda, e no máximo a três metros, para manter a representatividade da amostra em relação ao local de leitura com a sonda.

Na realização dessa segunda etapa do trabalho foram realizadas onze campanhas de medição entre os dias 25/10/2007 e 06/08/2008, englobando períodos chuvosos e secos na região. O intervalo entre as medições foi de aproximadamente um mês. Cada local foi visitado pelo menos duas vezes. Em cada campanha foram coletados dados em dois ou três locais, totalizando 27 visitas aos pontos. Assim, como em cada visita eram levantadas informações em seis profundidades, foram obtidos 162 dados para a avaliação dos resultados das sondas.

A.5 - Análise de consistência dos dados

Para evitar que os erros inerentes ao método gravimétrico provocassem qualquer viés na avaliação dos resultados obtidos com as sondas, antes de utilizá-los, efetuou-se uma análise de consistência desses dados. Foram eliminados todos os resultados do método gravimétrico em que o coeficiente de variação da umidade do solo nas três repetições efetuadas fosse superior a 3%.

Além disso, para minimizar erros grosseiros nos resultados obtidos com as sondas, seus dados também foram consistidos antes da análise final do trabalho, sendo eliminados aqueles identificados com base nos seguintes critérios:

- a) Dados fora da curva que relaciona a voltagem (mV) e o conteúdo de água no solo (θ) fornecido pela sonda, indicando provável erro de leitura;
- b) Dados discrepantes dos demais valores de conteúdo de água medidos ao longo do perfil de solo, indicando possível problema de contato entre o solo e o tubo de acesso;
- c) Dados sistematicamente discrepantes dos demais quando efetuada uma comparação gráfica com os dados gravimétricos, após um primeiro processo de calibração da

sonda, indicando possível problema de contato entre o solo e o tubo de acesso em determinado local e profundidade.

A.6 - Análise dos dados consistidos

Na comparação entre as três sondas Delta-T PR2/6, o primeiro passo foi verificar se os 42 resultados obtidos nesta etapa com utilização da equação-padrão de conversão dos dados de voltagem (mV) em teor de água (θ) de solos minerais eram similares. Para isso, os pontos medidos de V e θ das três sondas foram inseridos em um mesmo gráfico, possibilitando a verificação de alguma discrepância visível entre os resultados. Por meio do ajuste de uma única curva, verificou-se a possibilidade de utilização de apenas uma relação entre V e θ para a representação dos resultados obtidos com as três sondas. O coeficiente de determinação (R^2) resultante serviu de balizador para essa análise. Posteriormente, analisou-se a correlação entre os resultados das sondas, duas a duas, por meio da análise dos valores dos coeficientes de correlação (r) e de determinação (R^2). Com base nos resultados obtidos, foi selecionada uma das três sondas Delta-T PR2/6 a ser utilizada no restante do trabalho, a mais representativa do conjunto.

Antes do início da comparação entre os dados de umidade obtidos com a sonda e com o método gravimétrico, foi traçada a curva polinomial que representa a relação entre V e θ do equipamento selecionado, com base nos parâmetros indicados para solos minerais pelo seu fabricante, utilizando-se as 162 novas medições efetuadas. Esse procedimento teve por objetivo verificar se a equação gerada anteriormente se mantinha no uso das três sondas e nos 42 pontos de amostragem referentes à primeira etapa do trabalho.

Na etapa de avaliação da aplicabilidade da sonda Delta-T PR2/6, o primeiro passo consistiu na comparação direta entre os 162 resultados de umidade do solo lidos com a sonda e os correspondentes dados médios consistidos obtidos com o uso do método gravimétrico. Ainda com base nesses dados, efetuou-se a calibração da equação da sonda utilizando-se o método dos mínimos quadrados. Com a equação calibrada, os dados de voltagem (mV) da sonda foram convertidos em novos valores de água do solo (θ). Finalmente, efetuou-se a comparação entre os dados obtidos com a equação calibrada da sonda e os respectivos dados médios obtidos com o uso do método gravimétrico. Destaca-se que, nessa etapa do trabalho, nas duas vezes em que foram confrontados os dados de

umidade do solo medidos com a sonda e com o método gravimétrico, antes e depois da calibração da equação, a comparação entre eles foi feita com base na análise dos seguintes parâmetros estatísticos:

- a) Coeficiente de determinação (R^2);
- b) Coeficiente de correlação de Pearson (r);
- c) Coeficiente de concordância (d) com a reta 1:1 (Willmott, 1982);
- d) Índice de desempenho (c) do modelo (Camargo e Sentelhas, 1997).

O coeficiente de determinação (R^2) indica o quanto a variação de uma determinada variável independente explica a variabilidade da variável dependente. Esse parâmetro foi utilizado para verificar o quanto a variação dos resultados obtidos com a sonda pode explicar a variabilidade dos dados medidos com o método gravimétrico.

O coeficiente de correlação de Pearson (r) indica a força da relação existente entre duas variáveis. A determinação desse coeficiente é efetuada por meio da seguinte equação:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2} \cdot \sqrt{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2}} \quad (\text{A.3})$$

em que:

X_i e Y_i : valores medidos das variáveis X e Y;

\bar{X} e \bar{Y} : médias dos valores medidos de X e Y.

Os valores de coeficientes de correlação de Pearson (r) encontrados foram classificados de acordo com os critérios apresentados na Tabela A.2 (Shimakura, 2006).

Tabela A.2 - Classificação das correlações de acordo com o coeficiente de correlação (Shimakura, 2006).

Coeficiente de Correlação (r)	Correlação
0,00 - 0,19	Muito fraca
0,20 - 0,39	Fraca
0,40 - 0,69	Moderada
0,70 - 0,89	Forte
0,90 - 1,00	Muito forte

O coeficiente de concordância de Willmott (1982) indica o grau de afastamento dos valores estimados em relação aos dados observados. Ou seja, esse coeficiente (d) avalia a relação média entre a linha de tendência linear gerada entre os dados estimados e observados e a reta 1:1. Os valores de d variam entre 0 e 1. Quanto mais próximo de 1, maior a concordância entre os dados estimados e observados. Esse índice é dado pela seguinte equação (Willmott, 1982):

$$d = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|P_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|)^2} \right] \quad (\text{A.4})$$

em que:

P_i : valor estimado;

O_i : valor observado;

\bar{O} : média dos valores observados.

O índice de desempenho (c) desenvolvido por Camargo e Sentelhas (1997) agrupa, em um único parâmetro, os coeficientes de correlação (r) e de concordância (d), conforme apresentado a seguir:

$$c = r * d \quad (\text{A.5})$$

Na Tabela A.3, são apresentados os critérios de interpretação do índice de desempenho (Camargo e Sentelhas, 1997).

Tabela A.3 - Critérios de interpretação do desempenho das sondas em estimar as umidades do solo determinadas com o uso do método gravimétrico (adaptado de Camargo e Sentelhas, 1997).

Índice de desempenho (c)	Desempenho
> 0,85	Ótimo
0,76-0,85	Muito bom
0,66-0,75	Bom
0,61-0,65	Mediano
0,51-0,60	Ruim
0,41-0,50	Muito ruim
< 0,40	Péssimo

Para finalizar, efetuou-se a análise da distribuição estatística dos valores absolutos do erro em termos de teor de água no solo em base volumétrica (% vol.). O modelo utilizado para

a representação dessa distribuição foi utilizado o modelo de Skaggs et al. (2001) modificado por Silva et al. (2004), descrito da seguinte forma:

$$P_E = \frac{100}{1 + \left(\frac{100}{P_0} - 1\right) e^{-k(E-E_{\min})^n}} \quad (\text{A.6})$$

em que:

E: erro absoluto acumulado (% vol.);

E_{\min} : erro absoluto correspondente ao limite superior do primeiro intervalo em que os dados foram discretizados na análise da distribuição dos erros (% vol.)

P_E : percentual de amostras com valores absolutos de erro menores ou iguais a E (%);

P_0 : percentual de amostras com valores absolutos de erro menores ou iguais a E_{\min} (%)

k e n: parâmetros de ajuste do modelo (adimensionais).

A.7 - Comparação das três sondas Delta-T PR2/6

Na Figura A.1, são apresentados os 42 dados levantados com cada uma das três sondas Delta-T PR2/6 utilizadas e o resultado da análise conjunta desses dados.

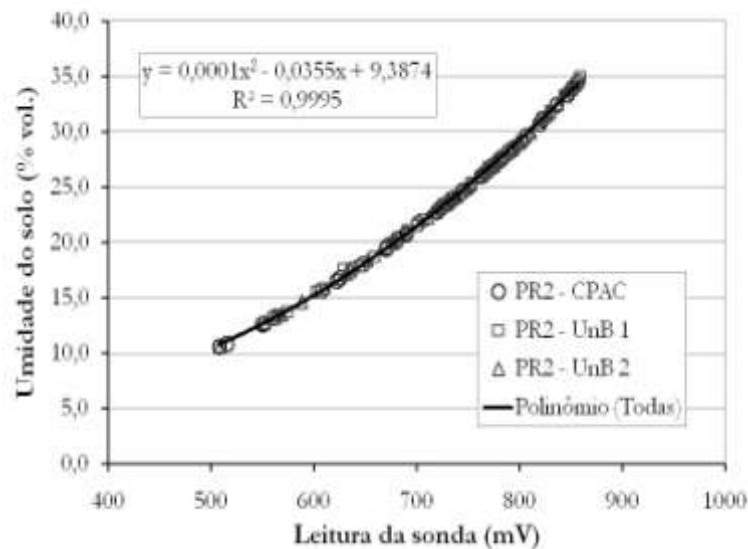


Figura A.1 - Análise conjunta dos dados obtidos com as três sondas Delta-T PR2/6 utilizadas.

Como se pode observar na Figura A.1, a relação entre a voltagem e o teor de água do solo das três sondas é bastante similar. Isso é comprovado pelo fato de, com o uso de apenas uma equação, ser possível representar essa relação das três sondas com um R^2 praticamente

igual a unidade. Esse resultado confirma que os parâmetros para solos minerais nas três sondas foram os mesmos.

Nas Figuras A.2, A.3 e A.4, são apresentadas as comparações entre os resultados das sondas, duas a duas.

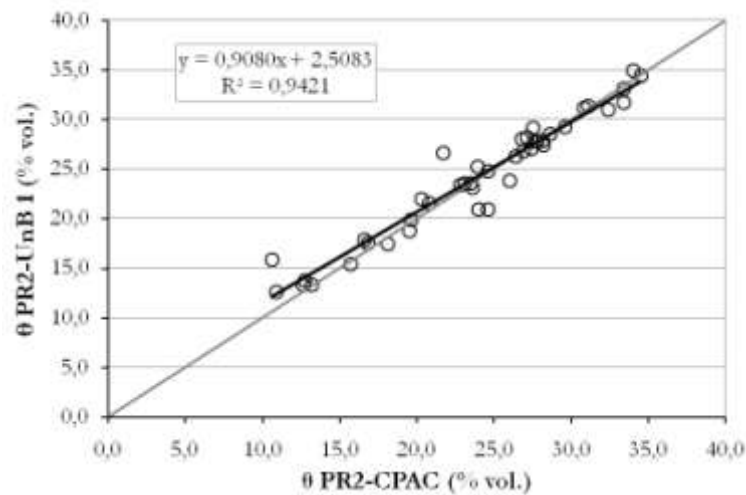


Figura A.2 - Comparação entre os resultados obtidos com as sondas Delta-T PR2/6 CPAC e UnB 1.

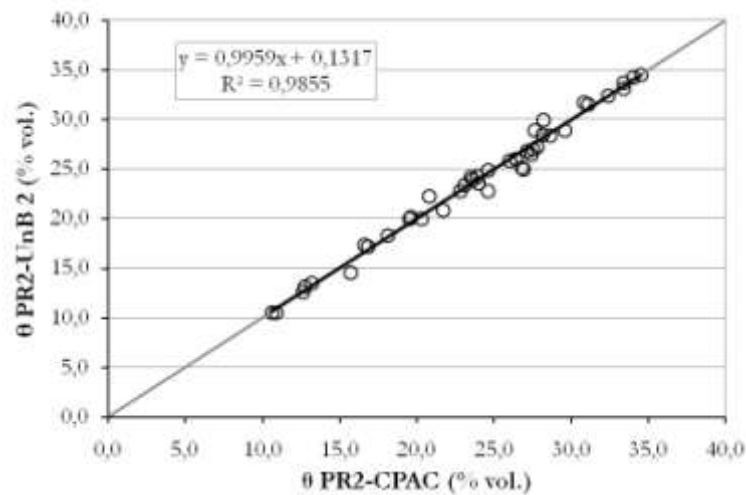


Figura A.3 - Comparação entre os resultados obtidos com as sondas Delta-T PR2/6 CPAC e UnB 2.

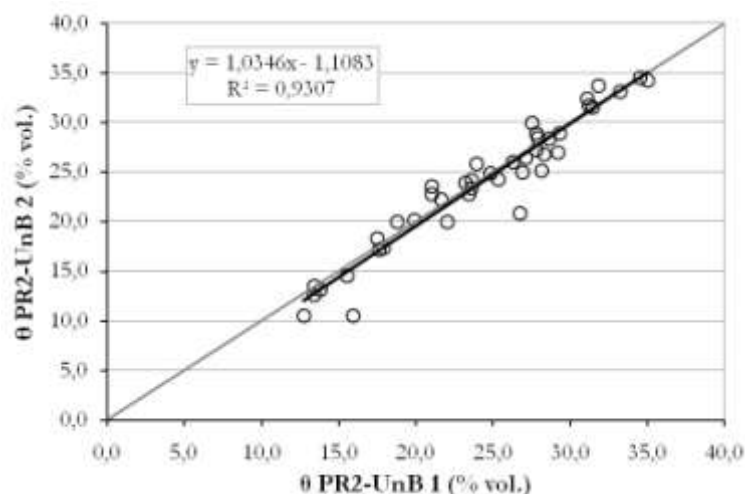


Figura A.4 - Comparação entre os resultados obtidos com as sondas Delta-T PR2/6 UnB 1 e UnB 2.

Analisando conjuntamente as Figuras A.2, A.3 e A.4, pode-se observar que as três sondas apresentam certa convergência em suas leituras, sendo a melhor relação obtida com os resultados das sondas CPAC e UnB 2, em que o R^2 do ajuste da equação foi de 0,99. Os dados da sonda CPAC se aproximaram mais daqueles obtidos com a UnB 1 do que os da UnB 2, sendo os valores de R^2 iguais a 0,94 e 0,93, respectivamente. Diante desses resultados, a sonda CPAC é considerada a que melhor representa as três sondas, enquanto a UnB 1 é a menos indicada para tal fim. Esses resultados são confirmados na análise dos coeficientes de correlação (r) obtidos, que entre os dados da sonda CPAC e UnB 2 é igual a 0,99; entre os da CPAC e da UnB 1 é igual a 0,97; e entre os da UnB 1 e da UnB 2 é igual a 0,96. Assim, a sonda Delta-T PR2/6 do CPAC foi a selecionada para a avaliação da aplicabilidade desse tipo de equipamento no monitoramento do conteúdo de água de Latossolos do Cerrado sob condições de campo.

A.8 - Avaliação da aplicabilidade da sonda Delta-T PR2/6

Na Tabela A.4, são apresentados os coeficientes de variação das medições, em três repetições, do teor de água dos solos analisados pelo método gravimétrico.

Tabela A.4 - Coeficientes de variação do teor de umidade das amostras de solo analisadas por meio do método gravimétrico.

Amostra Nº	Coeficiente de variação (%)					
	Profundidade (cm)					
	10	20	30	40	60	100
1	15,22*	6,18*	4,51*	7,23*	4,69*	2,14
2	2,87	12,72*	2,59	6,17*	1,56	1,68
3	3,12*	3,01*	1,51	1,76	4,06*	2,79
4	3,09*	2,87	6,03*	2,49	2,88	3,97*
5	2,64	3,18*	1,21	2,00	3,70*	4,67*
6	0,84	2,35	3,62*	1,96	0,57	1,45
7	4,34*	1,95	1,94	1,41	0,86	1,00
8	2,17	0,73	2,43	1,04	1,94	2,17
9	3,56*	2,40	1,77	0,80	1,48	2,38
10	2,15	1,48	1,07	1,35	0,65	0,84
11	6,99*	0,98	0,83	1,38	1,09	0,41
12	3,00	7,93*	0,95	3,34*	0,78	1,61
13	0,53	1,86	1,65	2,21	2,75	2,18
14	6,15*	4,30*	1,65	3,01*	2,41	1,24
15	0,98	0,48	21,38*	3,57*	7,65*	7,36*
16	2,49	2,65	1,54	1,61	0,85	0,50
17	1,28	1,37	4,87*	4,35*	1,90	0,49
18	2,74	3,69*	2,22	0,73	1,79	1,11
19	6,52*	2,61	2,01	1,12	1,06	0,70
20	1,96	1,81	1,52	1,17	0,71	2,64
21	1,52	0,55	1,46	0,90	0,20	0,33
22	9,43*	2,29	1,16	0,96	2,33	1,69
23	19,51*	6,04*	2,17	1,24	0,59	0,94
24	4,00*	1,38	0,18	0,51	1,88	1,29
25	3,05*	1,41	1,59	1,50	0,60	2,11
26	6,65*	2,73	0,37	0,33	1,72	1,13
27	1,77	2,16	0,81	7,81*	0,37	7,60*
Excluídos (*)	13	8	5	7	4	4

* Resultados com coeficiente de variação maior que 3%.

Como se pode observar na Tabela A.4, das amostras coletadas em 162 locais e profundidades, 41 foram descartadas devido ao fato de o coeficiente de variação das três repetições efetuadas em cada um desses ter superado 3%. Assim, foram selecionados 121 valores médios de umidade do solo obtidos com o método gravimétrico para a avaliação das medições realizadas com a sonda Delta-T PR2/6.

Os resultados apresentados na Tabela A.4 indicam a existência de uma maior variabilidade nos dados de umidade do solo obtidos com o método gravimétrico próximo à superfície, principalmente a 10 cm de profundidade. A dificuldade de retirada dessa amostra sem a contaminação pelo solo seco da superfície e o fato dessa camada de solo ser

hidrológicamente mais dinâmica são duas hipóteses para a explicação dessa maior variabilidade encontrada nos valores de umidade do solo em profundidades mais rasas.

Na investigação dos dados das sondas que não seguiram a curva que relaciona a voltagem lida (mV) e o respectivo conteúdo de água no solo (θ), não foram detectados erros de leitura.

Na análise de possíveis problemas de contato entre o solo e o tubo de acesso, efetuada por meio da avaliação gráfica dos perfis de umidade e da comparação com demais dados obtidos com o método gravimétrico, descartaram-se 12 dados levantados.

Dessa forma, foram utilizados 109 pontos amostrais para a comparação entre resultados médios obtidos com o método gravimétrico e aqueles levantados com a sonda Delta-T Delta-T PR2/6 CPAC.

Na Figura A.5, são apresentados os 109 dados coletados com a sonda Delta-T PR2/6 utilizados na seqüência do trabalho, bem como a curva de representação da relação entre os seus valores lidos de voltagem (mV) e de conteúdo de água no solo (θ).

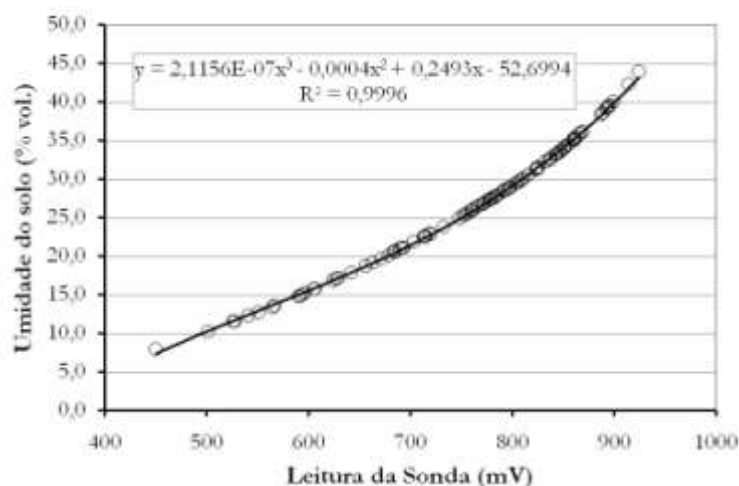


Figura A.5 - Relação entre os valores de voltagem (mV) e o teor de umidade do solo (θ) da sonda Delta-T PR2/6 utilizada.

Analisando-se a Figura A.5, observa-se que a relação entre a voltagem lida (mV) e os seus respectivos conteúdos de água no solo (θ) pode ser adequadamente descrita por uma equação polinomial de terceiro grau. Com os dados apresentados na Figura A.1, foi

possível a obtenção de um valor do R^2 similar ao mostrado na Figura A.5, entretanto, com uma equação polinomial do segundo grau. Essa diferença se deve ao fato de os 109 dados utilizados na confecção da Figura A.5 abrangerem um intervalo maior de valores medidos, sendo mais representativo do intervalo de utilização da sonda. Com os dados apresentados na Figura A.5, a equação de segundo grau representa muito bem os dados entre 10 e 35% de conteúdo de água no solo, assim como apresentado na Figura A.1, mas nas extremidades do gráfico, a curva vai se dispersando dos pontos medidos.

Na Figura A.6, é apresentado o gráfico que confronta os dados obtidos no campo utilizando a sonda Delta-T PR2/6 com sua configuração padrão para solos minerais e os valores médios determinados com o método gravimétrico para os mesmos pontos.

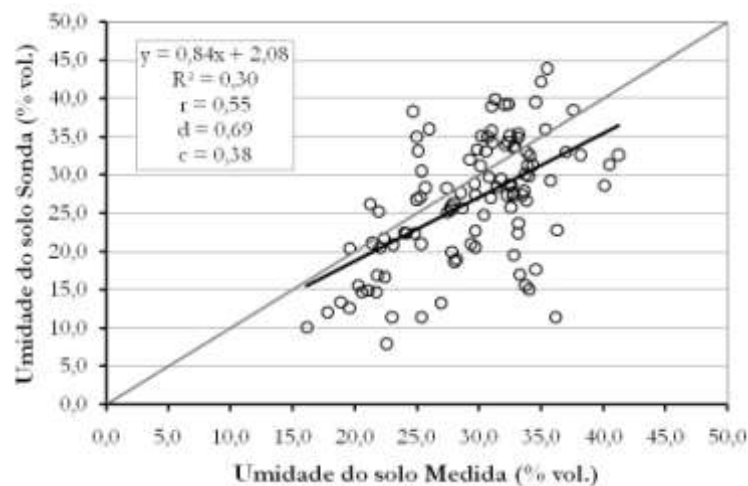


Figura A.6 - Comparação entre os valores do teor de água no solo obtidos com a sonda Delta-T PR2/6 e os medidos com o método gravimétrico.

Como se observa na Figura A.6, o baixo valor de R^2 indica que a variabilidade dos resultados da sonda não permite explicar adequadamente a variabilidade dos dados médios medidos com o método gravimétrico. O valor de r de 0,55 indica que existe uma correlação “moderada” entre os dados obtidos com a sonda e os determinados com o método gravimétrico. O valor do coeficiente de concordância de Willmott ($d = 0,69$) evidencia que a relação média entre a linha de tendência linear gerada entre os dados da sonda PR2/6 e os obtidos com o método gravimétrico, apesar da dispersão dos dados, não está tão distante da reta 1:1. O traçado dessa linha de tendência média mostra que os dados da sonda, em geral, subestimam os dados medidos com o método gravimétrico. Finalmente, a análise global dos dados obtidos com a sonda, consolidada no valor do parâmetro c (índice de

desempenho global da comparação), indica que a sonda PR2/6 tem desempenho classificado como “péssimo” de acordo com a escala apresentada por Camargo e Sentelhas (1997). Assim, com os parâmetros de fábrica, eles não podem ser utilizados adequadamente em substituição do método gravimétrico na determinação do teor de água dos solos analisados. Alternativamente, buscou-se a calibração das equações das sondas com base nos dados de conteúdo de água no solo obtidos com o método gravimétrico (Figura A.7).

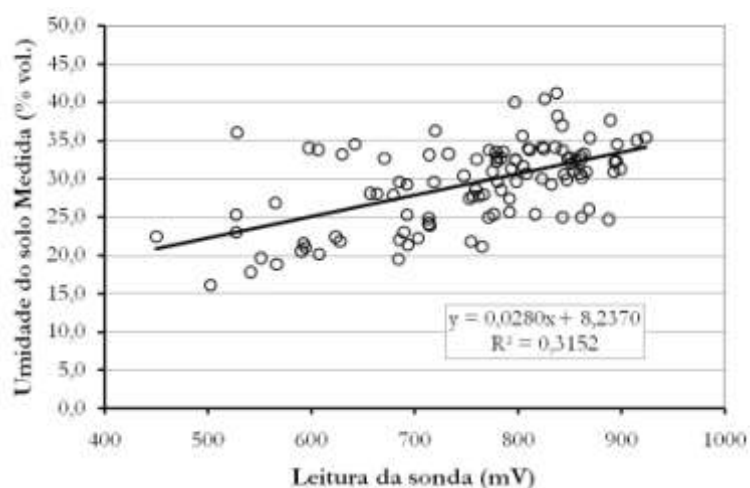


Figura A.7 - Calibração da sonda Delta-T PR2/6 com base nos dados médios de conteúdo de água no solo medidos com o método gravimétrico.

Como se pode observar na Figura A.7, o valor do coeficiente de determinação (R^2) proveniente da relação entre as voltagens (mV) medidas com as sondas e os valores de conteúdo de água no solo (θ) obtidos com o método gravimétrico também é baixo (0,32), indicando a dificuldade de relacionamento dessas variáveis. Destaca-se que, com tamanha dispersão dos dados, o uso de equações polinomiais de maior grau não melhora significativamente o valor do R^2 apresentado na Figura A.7. Utilizando-se a equação calibrada na transformação das leituras de voltagem das sondas (Figura A.7), efetuou-se nova análise da possibilidade de uso desses equipamentos na estimativa do teor de água no solo determinado pelo método gravimétrico (Figura A.8).

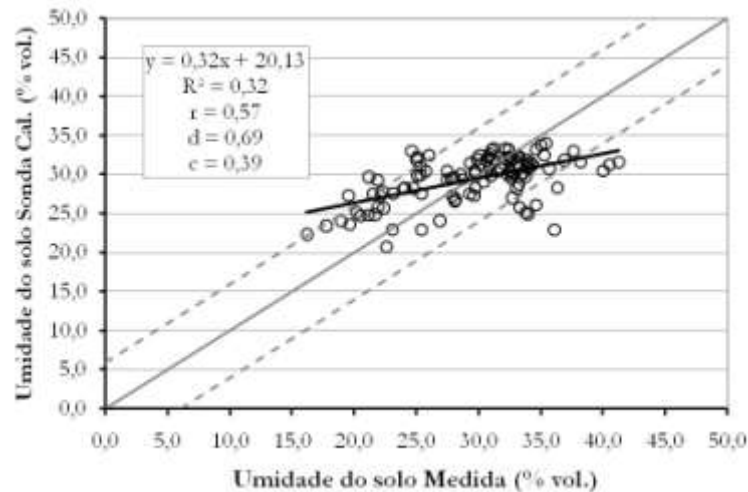


Figura A.8 - Comparação entre os valores de conteúdo de água no solo obtidos com a equação calibrada da sonda Delta-T PR2/6 e os medidos com o método gravimétrico.

Comparando-se os resultados apresentados nas Figuras A.6 e A.8, nota-se uma pequena melhora na relação entre o conteúdo de água no solo estimado com a sonda e com o medido com o método gravimétrico. Na Figura A.8, pode-se observar que as mudanças nos parâmetros estatísticos de comparação entre os dados obtidos após a calibração das sondas e aqueles determinados com o método gravimétrico não foram suficientes para melhorar significativamente o desempenho do equipamento analisado, que continuou apresentando resultado classificado como “péssimo” na avaliação geral. Ainda na Figura A.8, as retas tracejadas, paralelas à reta 1:1 (linha cheia), representam os limites inferior e superior do erro dentro dos quais o fabricante da sonda (Delta-T Devices Ltd., 2004) indica estar inserida a precisão do equipamento, de 6% de variação no teor de água do solo em base volumétrica. Nota-se que, por vezes, esses limites foram superados. Para uma melhor discretização dessa informação, na Figura A.9 é apresentado o resultado da análise de distribuição dos erros obtidos entre os dados da sonda após a calibração de sua equação e os valores médios medidos com o método gravimétrico.

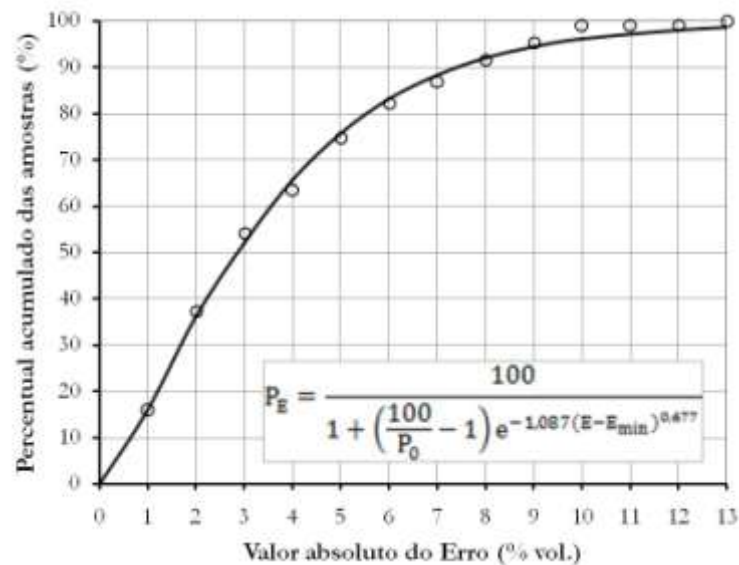


Figura A.9 - Distribuição estatística dos valores absolutos dos erros (% vol.) entre as leituras da sonda calibrada e os dados obtidos com o método gravimétrico.

Conforme apresentado na Figura A.9, cerca de 80% das 109 amostras utilizadas na comparação dos dados das sondas e determinados com o método gravimétrico alcançaram erros inferiores a 6% no teor de umidade em base volumétrica. Cabe destacar que a utilização de um erro absoluto de até 6% no teor de umidade em base volumétrica (0,06 m³.m⁻³) como referência se baseia apenas na declaração do fabricante das sondas (Delta-T Devices Ltd., 2004) de que essa é a precisão esperada no uso de seus equipamentos. Contudo, para a maioria das aplicações este é um valor de erro considerado elevado. No caso em estudo, os valores do conteúdo de água no solo medidos em diferentes locais e épocas do ano, utilizando o método gravimétrico, variaram de 16 a 41% em base volumétrica, assim, 6% representa um erro relativo de 24% dentro desse intervalo, percentual muito elevado. Considerando que um erro absoluto de 2% no teor de umidade seria um valor aceitável, de acordo com os resultados apresentados na Figura A.9, mais de 60% das amostras extrapolariam esse limite.

Outros trabalhos também detectaram limitações quanto ao uso de sondas de capacitância. Um estudo de comparação de diversos sensores de medição de umidade do solo (sonda de nêutron; reflectômetros no domínio do tempo-TDR; e sondas de capacitância) mostrou que a sonda Delta-T PR1/6 de perfil, similar a utilizada neste trabalho, foi a que apresentou os piores resultados em termos de precisão e acurácia (FAO/IAEA, 2003). Estudos comparando diversos sensores elétricos (Sentek EnviroSCAN, Diviner 2000, Delta-T PR1/6 e a Trime T3), uma sonda de nêutron e um TDR, aplicados em uma coluna de solo

continuamente pesada, concluíram que a sonda Delta-T PR1/6 era o de menor acurácia entre os testados, sendo os seus resultados os mais sensíveis a variações na temperatura e aos distúrbios no solo durante a instalação do tubo de acesso em razão da menor quantidade de solo amostrada na medição (Evetts et al., 2003). Esses autores ressaltam que essas limitações poderiam inviabilizar o uso desses equipamentos em condições de campo, como comprovado no presente trabalho.

APÊNDICE B - APLICAÇÃO DA TÉCNICA DA ALTERNÂNCIA DA VARIÁVEL PRIMÁRIA - PVST

Para resolver o sistema de matrizes gerado pela Equação B.1 (Equação 4.23) pelo método PVST, deve-se decidir qual a variável primária a ser utilizada, h ou s, em dado ponto do domínio espaço-temporal do problema.

$$E_r^{n+1}(h,s) = \left(\frac{\sigma O(s^{n+1})}{\Delta t_n} + K(s^{n+1}) \right) h^{n+1} + \frac{\sigma B}{\Delta t_n} s^{n+1} - O(s^{n+1}) \left(\frac{\sigma}{\Delta t_n} h^n + (\sigma-1) \left(\frac{dh}{dt} \right)^n \right) - F(s^{n+1}) = 0 \quad (B.1)$$

Normalmente, a seleção da variável primária é feita de forma estática, resultando em uma estratégia fixa de modelagem, com base em h, s ou em ambas, sem considerar as respectivas vantagens e desvantagens de cada uma dessas abordagens, conforme discutido anteriormente. Para a solução desse problema, o FEFLOW adota a técnica da alternância da variável primária (Forsyth et al., 1995), que, de acordo com as características do fluxo em um dado momento, alterna, de forma dinâmica, a variável primária a ser utilizada. A solução do sistema de equações não-lineares gerado é realizada por meio da utilização do método de Newton, da seguinte forma:

$$J^{\vec{X}}(h_\tau^{n+1}, s_\tau^{n+1}) \Delta \vec{X}_\tau^{n+1} = E_{r_\tau}^{n+1}(h,s) \quad (B.2)$$

sendo:

$$\Delta \vec{X}_\tau^{n+1} = \vec{X}_{\tau+1}^{n+1} - \vec{X}_\tau^{n+1} \quad (B.3)$$

$$J_{ij}^{\vec{X}}(h_\tau^{n+1}, s_\tau^{n+1}) = \frac{\partial E_{r_i}^{n+1}(h_\tau^{n+1}, s_\tau^{n+1})}{\partial \vec{X}_{ij}^{n+1}} \quad (B.4)$$

em que:

\vec{X} : o vetor correspondente a primeira variável a ser utilizada ($\vec{X} \in (h, s)$);

$J^{\vec{X}}$: matriz Jacobiana de \vec{X} ;

τ : número da iteração atual;

$h_{\tau_i}^{n+1}$: valor da variável h no tempo seguinte ($n+1$), na iteração τ e no nó i .

$s_{\tau_i}^{n+1}$: valor da variável s no tempo seguinte ($n+1$), na iteração τ e no nó i .

Segundo essa técnica, em qualquer nó inserido no domínio do problema, a variável primária pode ser alternada em função do seu grau de saturação depois de cada iteração de Newton, utilizando as seguintes regras:

Se ($s_{\tau_i}^{n+1} \geq \text{tol}_f$) então, use $h_{\tau_i}^{n+1}$ como variável primária no nó i .

Se ($s_{\tau_i}^{n+1} < \text{tol}_b$) então, use $s_{\tau_i}^{n+1}$ como variável primária no nó i .

Se as condições acima não ocorrerem, não altere a variável primária para o nó i .

em que:

tol_f : limite de s acima do qual a condição do meio é considerada saturada;

tol_b : limite de s abaixo do qual a condição do meio é considerada não-saturada;

Os valores atribuídos às tolerâncias que controlam a alternância da variável primária a ser utilizada no nó, em um determinado momento, devem cumprir às seguintes condições:

$$\text{tol}_f < 1 \quad \text{e} \quad \text{tol}_f \neq \text{tol}_b$$

O método de Newton requer a contínua derivação das Jacobianas em relação ao h e a s , respectivamente representados por J^h e J^s . As Jacobianas podem ser determinadas de forma numérica ou analítica, porém, de acordo com Lehmann e Ackerer (1998), a solução analítica é a mais eficiente, sendo esta a forma utilizada pelo FEFLOW.

O controle da solução do sistema de matrizes não-lineares gerado, no FEFLOW, pode ser efetuado por meio de dois diferentes métodos: o esquema adaptativo de Newton de previsão e correção da solução a cada passo de avanço no tempo (*Adaptive predictor-corrector one-step Newton time marching scheme* – PCOSN); e o esquema completo de Newton de avanço no tempo com base no objetivo (*Target-based full Newton time stepping scheme* – TBFN).

B.1 - O método PCOSN

No método PCOSN (Bixler, 1989), monitora-se o processo de solução por meio da estimativa do erro em um dado tempo (*local time truncation error estimation*), no qual o tamanho do intervalo de tempo varia automaticamente em acordo com a precisão temporal requerida. Nesse procedimento, os intervalos de tempo, sempre que possível, aumentam, e só diminuem quando necessário para satisfazer aos critérios de convergência, acelerando, assim, o processo de solução do problema. Deve-se ressaltar que o esquema de Newton só converge de forma quadrática se uma boa alternativa inicial da solução for disponibilizada. Em situações de fluxo transiente, o FEFLOW resolve o problema com uma adaptação apropriada do tamanho do passo de tempo da solução. Normalmente, isso pode ser obtido com o estabelecimento de passos de tempo iniciais suficientemente pequenos. Destaca-se que, nesse método, o grau de convergência exigido deve ser satisfeito em apenas uma iteração completa de Newton por passo de tempo. Assim, o valor correspondente à tolerância ao erro de discretização temporal (E_t) também pode ser utilizado como critério de convergência de Newton para a interação τ . O E_t pode ser considerado como um parâmetro de controle do erro global da solução, que busca a redução do erro de discretização temporal do problema.

A aplicação do método PCOSN pelo FEFLOW se inicia pelo computo dos vetores de aceleração inicial $\left(\frac{dh}{dt}\right)^n$ e $\left(\frac{ds}{dt}\right)^n$ por meio da seguinte equação:

$$[O_{ij}(B_{ij}C^0)] \left(\frac{dh}{dt}\right)^0 = -K_{ij}(s^0)h^0 + F_i(s^0) \quad (B.5)$$

sendo:

$$\left(\frac{ds}{dt}\right)^0 = C^0 \left(\frac{dh}{dt}\right)^0 \quad (B.6)$$

em que:

0 : expoente indicativo do valor inicial da variável;

Nessa primeira etapa também é escolhido o tamanho do passo de tempo inicial (Δt_0) do problema.

Na segunda etapa, esquemas explícitos de precisão no tempo de primeira e segunda ordem geram soluções estimadas (*predictor solutions*) apropriadas para a primeira variável \vec{X}^{n+1} em um novo plano temporal n+1.

O esquema de precisão de primeira ordem é denominado Euler progressivo (*Forward Euler – FE*), que aplica a seguinte equação:

$$\vec{X}_p^{n+1} = \vec{X}^n + \Delta t_n \left(\frac{d\vec{X}}{dt} \right)^n \quad (\text{B.7})$$

em que:

p: indicativo do valor previsto em um novo plano temporal n+1.

O esquema de precisão de segunda ordem é denominado Adams-Bashforth (AB), que aplica a seguinte equação:

$$\vec{X}_p^{n+1} = \vec{X}^n + \frac{\Delta t_n}{2} \left[\left(2 + \frac{\Delta t_n}{\Delta t_{n-1}} \right) \left(\frac{d\vec{X}}{dt} \right)^n - \frac{\Delta t_n}{\Delta t_{n-1}} \left(\frac{d\vec{X}}{dt} \right)^{n-1} \right] \quad (\text{B.8})$$

Na Equação B.8, como o valor de $\left(\frac{d\vec{X}}{dt} \right)^{n-1}$ é requerido, o esquema AB não pode ser executado antes do segundo passo de tempo, em que n é igual a 1. Assim, as previsões devem ser sempre iniciadas com o esquema FE.

No método PCOSN, as equações matriciais não-lineares resultantes, derivadas da Equação B.2, são linearizadas por meio do uso dos valores previstos das variáveis, considerando o seguinte:

$$h_\tau^{n+1} = h_p^{n+1} \quad \text{e} \quad s_\tau^{n+1} = s_p^{n+1}$$

A terceira etapa consiste na aplicação de soluções corretivas. Nessa fase, dependendo da variável primária em uso, a Equação B.2 pode ser apresentada das seguintes formas:

$$J_{ij}^h(h_p^{n+1}, s_p^{n+1}) \Delta h_{p_j}^{n+1} = - E_{r_{p_i}}^{n+1}(h, s) \quad (\text{B.9})$$

sendo:

$$\Delta h_{p_j}^{n+1} = h_j^{n+1} - h_{p_j}^{n+1} \quad (\text{B.10})$$

ou:

$$J_{ij}^s(h_p^{n+1}, s_p^{n+1}) \Delta s_{p_j}^{n+1} = - E_{r_{p_i}}^{n+1}(h, s) \quad (\text{B.11})$$

sendo:

$$\Delta s_{p_j}^{n+1} = s_j^{n+1} - s_{p_j}^{n+1} \quad (\text{B.12})$$

Destaca-se que o método FE é utilizado para o esquema BE ($\sigma = 1$), enquanto que o AB é aplicado ao esquema TR de discretização temporal. Assim, os sistemas de predição-correção (*predictor-corrector*) do FEFLOW são denominados FE/BE e AB/TR, respectivamente.

Na quarta etapa, os vetores de aceleração são recalculados para o próximo passo de tempo. Esse procedimento é efetuado por meio da aplicação das Equações 4.28 e 4.29, relativas aos métodos BE e TR, respectivamente.

A quinta etapa consiste na estimativa do erro em cada intervalo de tempo (d^{n+1}), que depende da diferença entre as soluções previstas (\vec{X}_p^{n+1}) e corrigidas (\vec{X}^{n+1}), conforme apresentado na Equação B.13.

$$d^{n+1} = \Lambda \left(\vec{X}^{n+1} - \vec{X}_p^{n+1} \right) \quad (\text{B.13})$$

em que:

$$\Lambda = \begin{cases} \frac{1}{2} & \text{para o método FE/BE} \\ \frac{1}{3\left(1+\frac{\Delta t_{n-1}}{\Delta t_n}\right)} & \text{para o método AB/TR} \end{cases} \quad (\text{B.14})$$

O vetor da solução é determinado com base nos métodos da raiz quadrada do erro médio normalizado ($\|d^{n+1}\|_{L_2}$) e do erro máximo normalizado ($\|d^{n+1}\|_{L_\infty}$), conforme apresentado nas Equações B.15 e B.16, respectivamente.

$$\|d^{n+1}\|_{L_2} = \left[\frac{1}{M} \left(\sum_I^M \left| \frac{d_I^{n+1}}{\bar{X}_{\max}^{n+1}} \right|^2 \right) \right]^{1/2} \quad (\text{B.15})$$

$$\|d^{n+1}\|_{L_\infty} = \frac{1}{\bar{X}_{\max}^{n+1}} \max |d_I^{n+1}| \quad (\text{B.16})$$

em que:

\bar{X}_{\max}^{n+1} : valor máximo da variável primária \bar{X} no tempo $n+1$.

Na sexta etapa, calcula-se o novo intervalo de tempo a ser adotado (Δt_{n+1}), o que é efetuado em função das estimativas dos erros (Equações B.13, B.14, B.15 e B.16), do tamanho do passo de tempo atual e da tolerância ao erro de discretização temporal (E_t) estabelecida pelo usuário.

$$\Delta t_{n+1} = \Delta t_n \left(\frac{E_t}{\|d^{n+1}\|_{L_p}} \right)^{1/\lambda} \quad (\text{B.17})$$

em que:

$$\lambda = \begin{cases} 2 & \text{para o método FE/BE} \\ 3 & \text{para o método AB/TR} \end{cases}$$

$$p = \begin{cases} 2 & \text{para o método da raiz quadrada do erro médio normalizado} \\ \infty & \text{para o método do erro máximo normalizado} \end{cases}$$

Os seguintes critérios são utilizados para monitorar a progressão da solução:

- a) Se $\Delta t_{n+1} \geq \Delta t_n \rightarrow$ a solução atual (\vec{X}^{n+1}) é adequada em relação à tolerância de erro (E_t) definida pelo usuário e o incremento do passo de tempo estabelecido é aceito.
- b) Se $\zeta \Delta t_n \leq \Delta t_{n+1} < \Delta t_n \rightarrow$ a solução atual (\vec{X}^{n+1}) é adequada em relação à tolerância de erro (E_t) definida pelo usuário, entretanto o passo de tempo não muda ($\Delta t_{n+1} = \Delta t_n$). Destaca-se que ζ é normalmente igual a 0,85.
- c) Se $\Delta t_{n+1} > \zeta \Delta t_n \rightarrow$ a solução atual (\vec{X}^{n+1}) é rejeitada e o novo passo de tempo proposto por meio do uso da Equação A.17 é reduzido de acordo com a seguinte equação:

$$\Delta t_n^{\text{reduzido}} = \frac{\Delta t_n^2}{\Delta t_{n+1}} \left(\frac{E_t}{\|d^{n+1}\|_{L_p}} \right) \quad (\text{B.18})$$

Então, a solução é avaliada novamente para o plano de tempo $n+1$, considerando $\Delta t_{n+1} = \Delta t_n^{\text{reduzido}}$.

Destaca-se que os parâmetros de tolerância de erro (E_t) e o tamanho do passo de tempo inicial (Δt_0) são atribuídos pelo usuário e podem influenciar significativamente na solução do problema. No caso do Δt_0 , Diersch e Perrochet (1999) alertam sobre a importância de se atribuir um valor suficientemente pequeno para esse parâmetro, de forma a evitar oscilações na predição do tamanho do passo de tempo seguinte.

B.2 - O método TBFN

Nesse esquema de controle utilizado pelo FEFLOW, o único critério consiste na convergência de Newton para o maior passo de tempo possível. O tamanho do passo de tempo é determinado com base nos objetivos especificados pelo usuário, que define as mudanças desejadas no valor da variável por passo de tempo. Os valores dos parâmetros de mudança atribuídos são, normalmente, muito grandes, o que torna o processo mais

agressivo quanto ao tamanho dos passos de tempo. As etapas desse procedimento são apresentadas a seguir.

A primeira etapa consiste na execução das iterações de Newton. Assim, a partir de um dado tamanho de passo de tempo (Δt_n), a seguinte equação é resolvida para a iteração de Newton $\tau+1$.

$$\bar{J}^{\bar{X}}(h_\tau^{n+1}, s_\tau^{n+1}) \Delta \bar{X}_\tau^{n+1} = -E_{r_\tau}^{n+1}(h, s) \quad (\text{B.19})$$

em que:

$$\Delta \bar{X}_\tau^{n+1} = \bar{X}_{\tau+1}^{n+1} - \bar{X}_\tau^{n+1} \quad (\text{B.20})$$

As iterações de Newton são repetidas até que o critério de convergência seja alcançado, sendo ele:

$$\|d_\tau^{n+1}\|_{L_p} < E_t \quad (\text{B.21})$$

em que:

$$d_\tau^{n+1} = \bar{X}_{\tau+1}^{n+1} - \bar{X}_\tau^{n+1} = \Delta \bar{X}_\tau^{n+1} \quad (\text{B.22})$$

Para o cálculo de $\|d_\tau^{n+1}\|_{L_p}$, podem ser utilizadas as Equações B.15 e B.16.

Se as iterações de Newton convergirem para um novo passo de tempo provisório, Δt_{n+1} pode ser determinado da seguinte forma:

$$\Delta t_{n+1} = \Xi \cdot \Delta t_n \quad (\text{B.23})$$

sendo:

$$\Xi = \min_i \left[\frac{DXWISH}{|\bar{X}_{\tau+1,i}^{n+1} - \bar{X}_i^n|} \right] \quad (\text{B.24})$$

em que:

Ξ : multiplicador do passo de tempo;

DXWISH: parâmetros de mudança atribuídos (DSWISH em relação a s^{n+1} ; e DPWISH em relação a h^{n+1}).

De acordo com Diersch e Perrochet (1999), para a obtenção de melhores resultados é recomendável que, na Equação B.23, obedeça à seguinte restrição com relação ao intervalo de tempo máximo ($\Delta t_{n+1} \leq \Delta t_{\max}$) e a Equação B.22, com relação ao valor máximo do multiplicador ($\Xi \leq \Xi_{\max}$).

Se as iterações de Newton não convergirem até um determinado número máximo de iterações não-lineares (ITMAX), o tamanho do passo de tempo atual é rejeitado e, posteriormente, reduzido de acordo com a seguinte relação:

$$\Delta t_n^{\text{reduzido}} = \frac{\Delta t_n}{\text{TDIV}} \quad (\text{B.25})$$

em que:

TDIV: divisor do passo de tempo (normalmente igual a 2).

Nesse procedimento, o comportamento do resíduo $E_{r_\tau}^{n+1}(h, s)$ pode ser monitorado durante as iterações e, apenas no momento em que $\|E_{r_\tau}^{n+1}\|_{L_2} \geq \|E_{r_{\tau-1}}^{n+1}\|_{L_2}$ em uma dada iteração $\tau > 1$, o processo é interrompido.

B.3 - Critério de convergência

Uma importante etapa das soluções iterativas utilizando os esquemas PCOSN e TBFN é a escolha do critério de convergência adequado.

Na abordagem PCOSN, utiliza-se como referência a medida do erro $\|d^{n+1}\|_{L_p}$. A vantagem do esquema PCOSN é que o controle dos erros iterativos e de truncamento é feito com base em um único critério de tolerância estabelecido pelo usuário (E_t).

No caso do método TBFN, é utilizado um esquema que utiliza como base um erro normalizado equivalente à $\|d^{n+1}\|_{L_p}$, descrito por $\|d_{\tau}^{n+1}\|_{L_p}$.

Outro critério de convergência que pode ser utilizado é o valor do resíduo $\|E_{r_{\tau}}^{n+1}\|_{L_p}$, que representa uma medida do erro global no balanço de massa no fim de cada iteração de Newton. Assim, pode-se forçar, por exemplo, a seguinte condição:

$$\|E_{r_{\tau}}^{n+1}\|_{L_p} < E_{t_2} \|F^{n+1}\|_{L_p} \quad (\text{B.26})$$

em que:

E_{t_2} : tolerância ao erro global no balanço de massa;

$\|F^{n+1}\|_{L_p}$: erro devido ao suprimento externo, normalizado;

O controle da solução do problema pode, ainda, ser efetuado por meio da medição do erro total acumulado no balanço de massa (TMBE) durante todo o processo de simulação $[0, T]$, da seguinte forma:

$$\text{TMBE}(T) = \frac{\int_{t=0}^T \|R_{\tau}(t)\|_{L_2} dt}{\int_{t=0}^T \|F(t)\|_{L_2} dt} \quad (\text{B.27})$$

APÊNDICE C - ASPECTOS PRÁTICOS DA UTILIZAÇÃO DA FERRAMENTA FEFLOW NA MODELAGEM DO FLUXO DA ÁGUA NO SOLO

O FEFLOW é uma ferramenta comercial e com o seu código computacional fechado, o que, muitas vezes, inibe o seu uso de forma mais ampla. Além disso, outra limitação observada com relação ao uso do FEFLOW é o fato de que, apesar da extensa quantidade de material impresso que o acompanha, seus manuais e livros de exemplos de aplicação não são suficientemente claros e elucidativos quanto aos procedimentos operacionais essenciais para a sua utilização, o que pode desestimular ainda mais a sua utilização.

Com o intuito de ajudar futuros usuários do FEFLOW em outras aplicações, buscou-se relatar, com maior detalhamento e clareza que seus manuais, aspectos práticos de sua utilização, tendo como base a resolução do caso clássico de Celia et al. (1990) de modelagem do fluxo da água no solo em condição não-saturada. Esses aspectos práticos são apresentados com base na seqüência de procedimentos necessários para representação do meio físico e a resolução problema.

Os procedimentos de utilização do FEFLOW são descritos detalhadamente, esclarecendo dúvidas que normalmente surgem no decorrer da aplicação dessa ferramenta. Entre essas dificuldades, destacam-se: entrada dos dados necessários; execução da simulação; apresentação e análise dos resultados gerados pelo FEFLOW. Quando necessário, para facilitar a compreensão, as telas dos programas utilizados estão apresentadas para ilustrar o procedimento executado.

C.1 - Criação da malha de elementos finitos

Inicialmente, é necessário fazer o desenho do polígono que estabelece os limites da área de estudo. Para isso, pode-se utilizar o programa Microsoft Excel, conforme apresentado na Figura C.1.

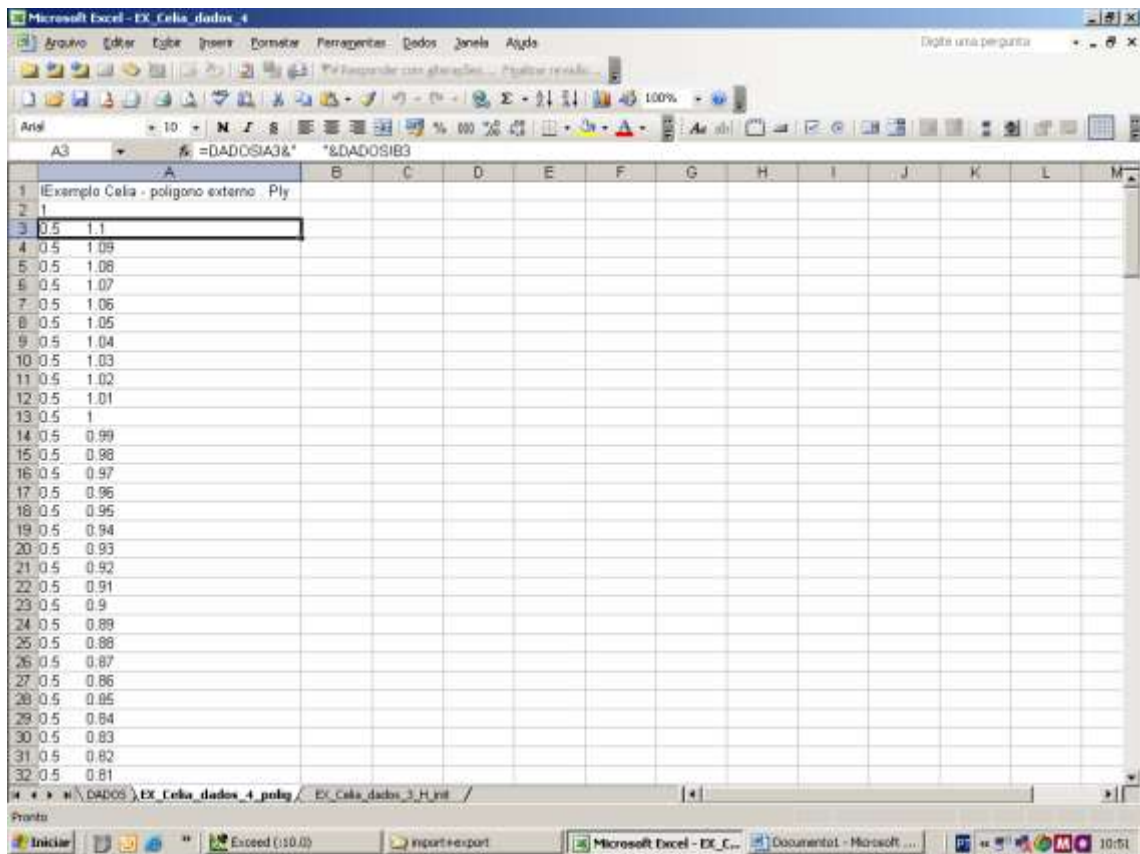


Figura C.1 - Planilha de dados efetuada no programa Microsoft Excel utilizada na confecção de polígono a ser inserido no programa FEFLOW.

Como se pode observar na Figura C.1, na primeira linha da planilha é inserido o nome do arquivo, precedido de um ponto de exclamação, o qual será utilizado como entrada de dados para o FEFLOW. Na segunda linha, coloca-se o número 1 para identificar o polígono que está sendo descrito. Se houver mais de um polígono no mesmo arquivo, os próximos serão identificados, por exemplo, com os números 2, 3 e outros. Da terceira linha em diante, são concatenados os dados previamente inseridos na planilha anterior, no caso, denominada “DADOS”, que descreve as coordenadas de dois seguimentos de reta. A forma de execução desse comando é apresentada na linha de comando do EXCEL (Figura C.1), onde é utilizado o símbolo “&” de concatenação de características. As aspas (“ ”) são utilizadas para criar um espaço vazio entre as células concatenadas. Os dois valores concatenados correspondem às coordenadas X e Y dos pontos que compõem os vértices das bordas da área de estudo. Nesse exemplo, o primeiro ponto (0,5; 1,1), atribuído de forma arbitrária, é o canto superior esquerdo de um retângulo, a partir do qual, nas células inferiores, são inseridos pontos a cada 0,01 unidade de medida (m). O valor de X é mantido como 0,50 m até o valor de Y atingir a base do retângulo, a 1,00 metro abaixo de seu valor inicial, ou seja, quando Y for igual a 0,10 m (1,10 m – 1,00 m). Depois disso, a

tabela migra para a outra lateral do retângulo, com o valor de X passando de 0,50 para 0,51 m e o valor de Y seguindo os valores de 0,10 a 1,10 m. O último ponto registrado é igual ao primeiro ponto (0,50; 1,10), fechando o retângulo. Após a indicação do último ponto da área, nas duas linhas seguintes do EXCEL, é inserido o comando END, conforme apresentado na Figura C.2. O primeiro END finaliza a entrada de dados de um polígono e o segundo indica o final do arquivo. Se houvesse mais de um polígono, existiria um comando END logo após o último par de coordenadas de cada polígono. O procedimento de gravação do arquivo que será posteriormente importado para o FEFLOW é apresentado na Figura C.2.

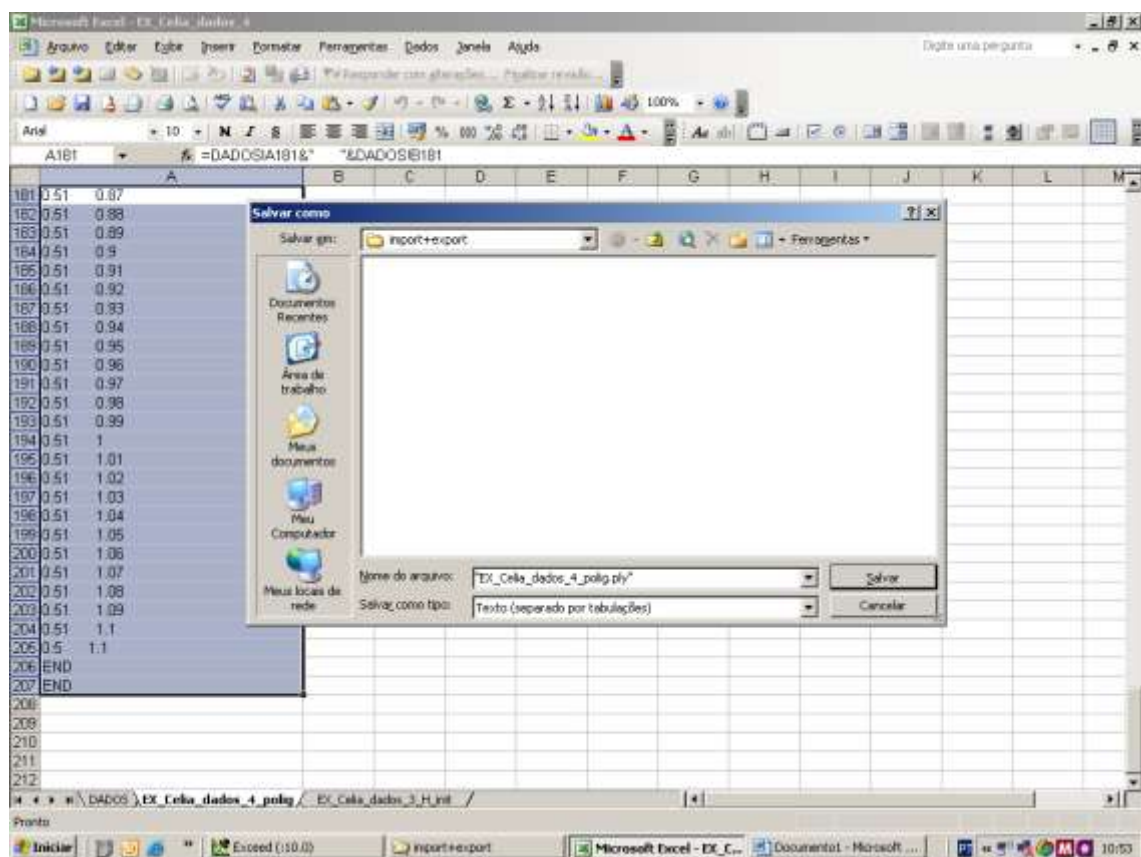


Figura C.2 - Continuação da planilha de dados efetuada no programa Microsoft Excel utilizada na confecção de polígono a ser inserido no programa FEFLOW e detalhes sobre sua gravação.

Conforme apresentado na Figura C.2, para a gravação do arquivo com os pontos do polígono que delimita a área de estudo, é necessário marcar as células que contêm os dados antes de acionar o comando “Salvar como” do Microsoft Excel. O arquivo será salvo na pasta “import+export” relativa ao exemplo em análise. O nome do arquivo terá a seguinte forma: “nome escolhido.ply”. A extensão “.ply” significa que o arquivo salvo é um

polígono. O arquivo a ser salvo deve ser do tipo “Texto (separado por tabulações)”. Uma vez preparado esse primeiro arquivo, efetua-se a abertura do programa FEFLOW, lembrando que a sua chave deve estar conectada e se comunicando adequadamente com o computador e, além disso, que o programa “*Exceed*” esteja ativo.

Já no FEFLOW, a importação do arquivo contendo os contornos do polígono que delimita a área de estudo é feita acionando-se a opção “*File*” da barra principal faz-se o acesso ao comando “*Add map ...*” (Figura C.3).

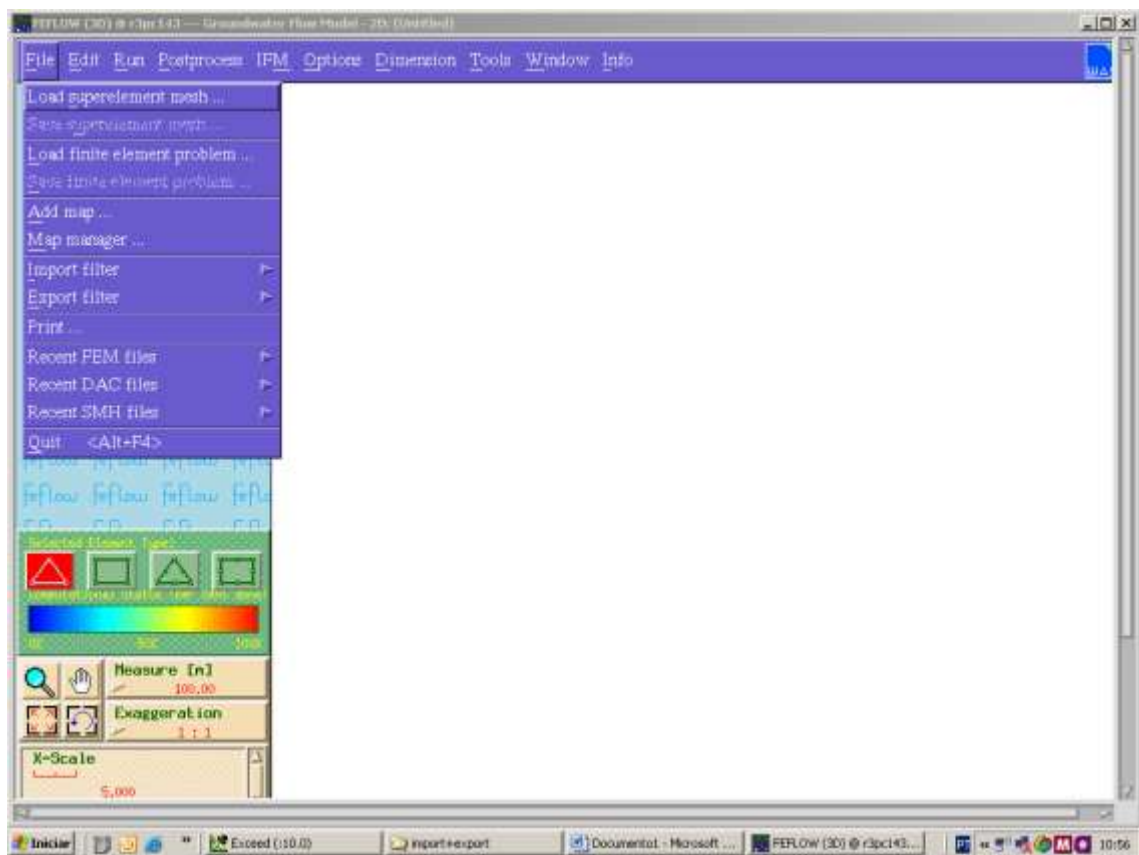


Figura C.3 - Barra de comandos associados à opção “*File*” da página principal do programa FEFLOW.

Ao acionar o comando “*Add map ...*”, a ferramenta de busca de arquivo do sistema operacional Windows é aberta, permitindo que o usuário indique o arquivo a ser importado para o FEFLOW. Neste exemplo, conforme indicado anteriormente, o arquivo “.ply” que foi armazenado na pasta “import+export” do “Exemplo Celia” (Figura C.2) é apresentado para seleção e importação, conforme indicado na Figura C.4.

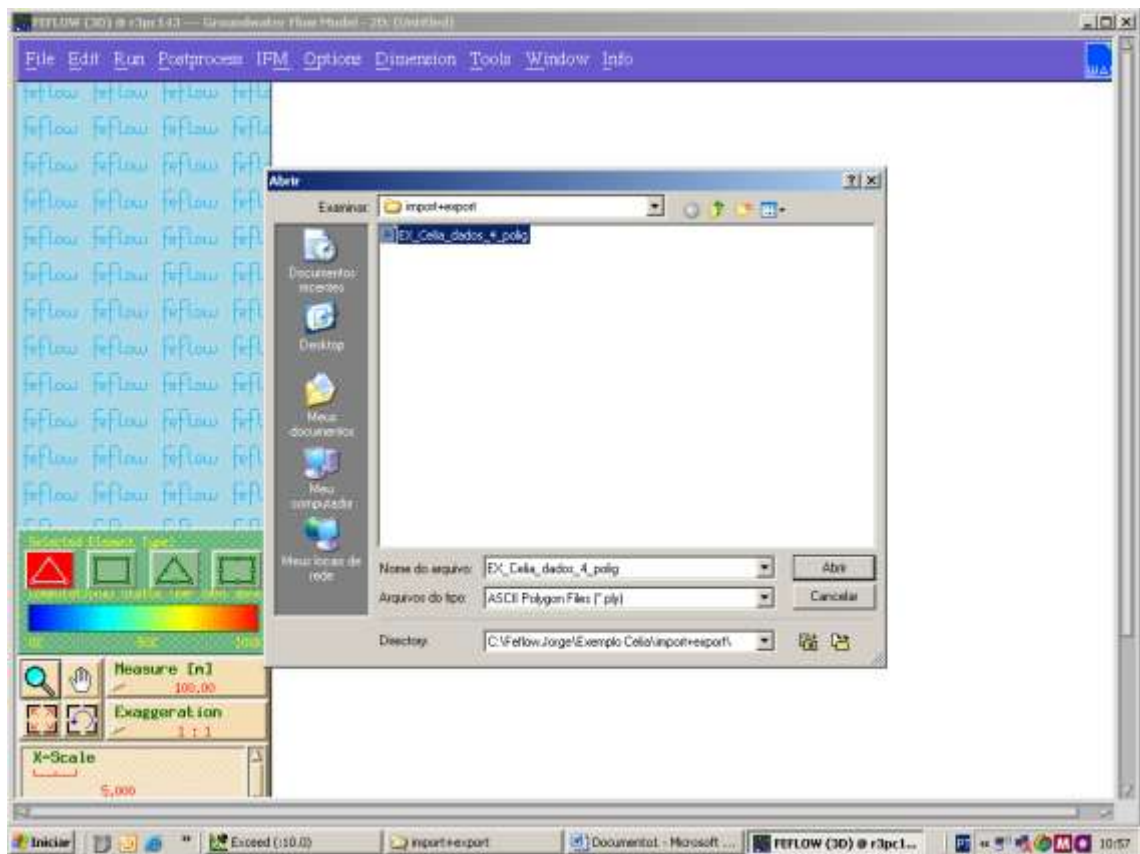


Figura C.4 - Tela aberta pelo FEFLOW para a busca e importação do arquivo contendo os pontos do polígono que delimita o contorno da área de estudo.

Após a seleção do arquivo “.ply” a ser importado e a solicitação de sua abertura, o FEFLOW oferece uma tela de posicionamento e adequação da escala do polígono a ser desenhado na tela do programa. Normalmente, a opção “*attach area*” é a melhor a ser adotada, fazendo com que os ajustes de posição e escala sejam efetuados automaticamente (Figura C.5).

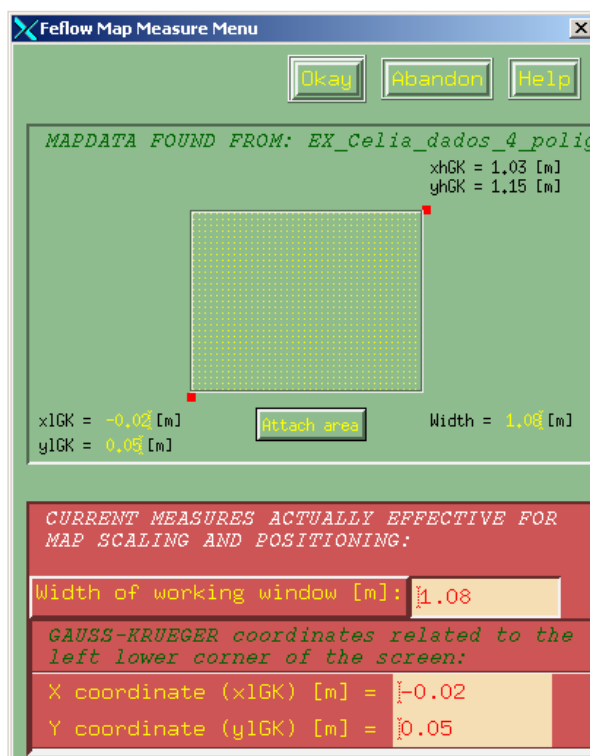


Figura C.5 - Tela de posicionamento e adequação da escala do polígono a ser desenhado no FEFLOW.

Com relação aos ajustes de posição e escala, cabe destacar que, dependendo do tamanho e da configuração da tela do computador utilizado, não é possível a visualização completa de toda a extensão vertical das telas do FEFLOW, o que pode ser notado nas figuras que apresentam as telas do programa. As barras de rolagem e o fato de o “mouse” mover a tela automaticamente quando passa por seus limites ajudam a minimizar os problemas de visualização de todos os dados do problema no monitor. Outra ação que pode ajudar nessa questão é o ajuste manual da escala do problema, no caso, aumentando o valor da largura da janela de trabalho, a qual, nesse exemplo, pelo ajuste automático adotado, foi de 1.08 m (Figura C.5).

O polígono importado é apresentado na Figura C.6, bem como os comandos a serem ativados para o estabelecimento da malha de nós e elementos do problema.

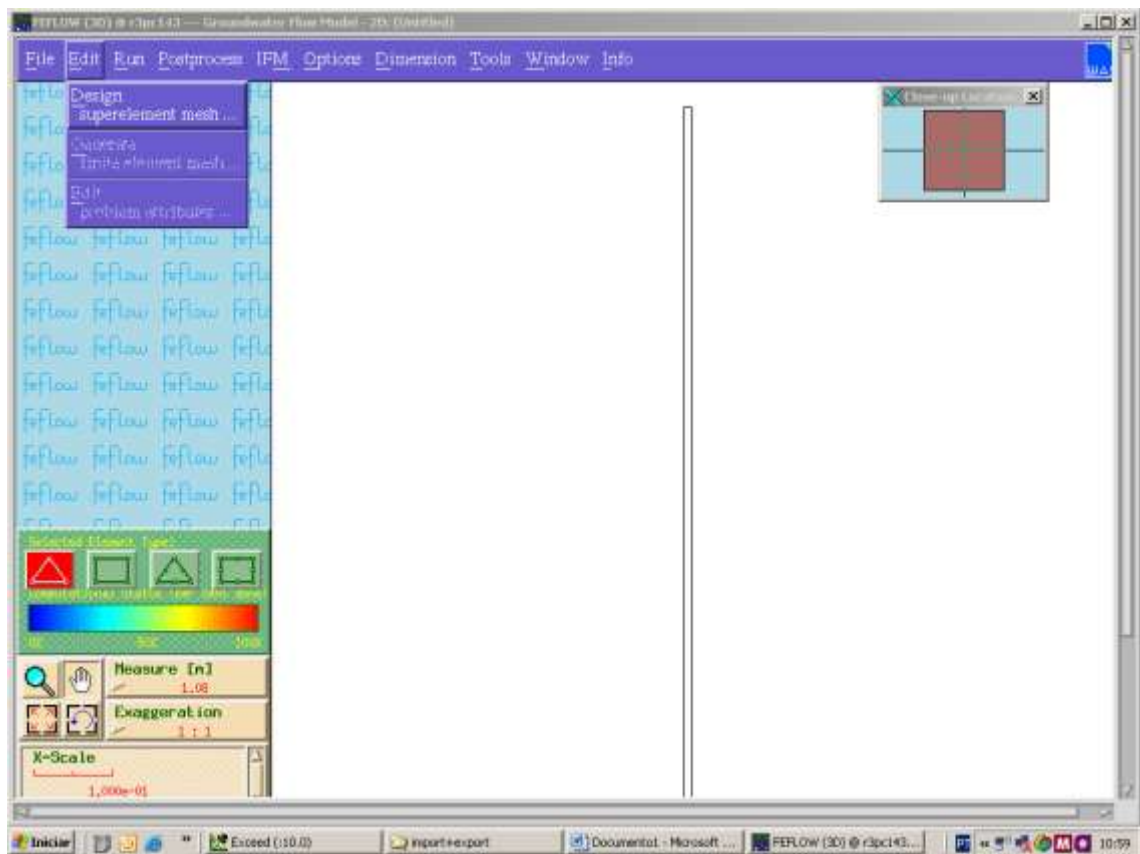


Figura C.6 - Desenho do polígono importado e a barra de comandos associada à opção “Edit” da página principal do programa FEFLOW.

Conforme apresentado na Figura C.6, ao clicar no item “*Edit*” da barra horizontal superior de comandos do FEFLOW, aparece a opção de criação da malha de nós e elementos do problema. Ao acionar o comando “*Design superelement mesh ...*”, uma nova barra de opções é aberta (Figura C.7).

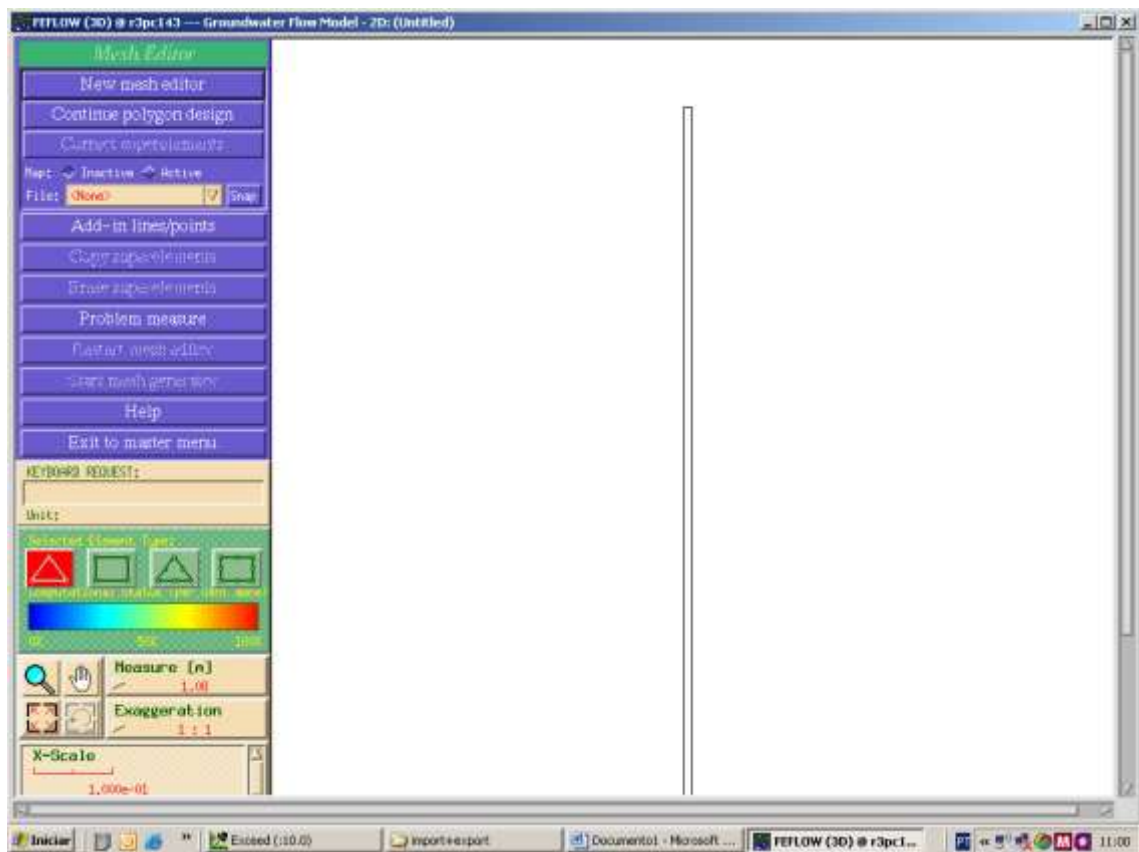


Figura C.7 - Barra de comandos associada à opção de criação da malha de nós e elementos do problema em estudo, intitulada “Design superelement mesh ...”.

Entre as diversas opções abertas após a entrada no item “*Design superelement mesh ...*” (Figura C.7), seleciona-se o comando “New mesh editor” para a criação de uma nova malha de nós e elementos. Antes disso, uma nova tela ficará disponível no computador com diversas opções de comando relativas à edição da malha de elementos finitos (Figura C.8).

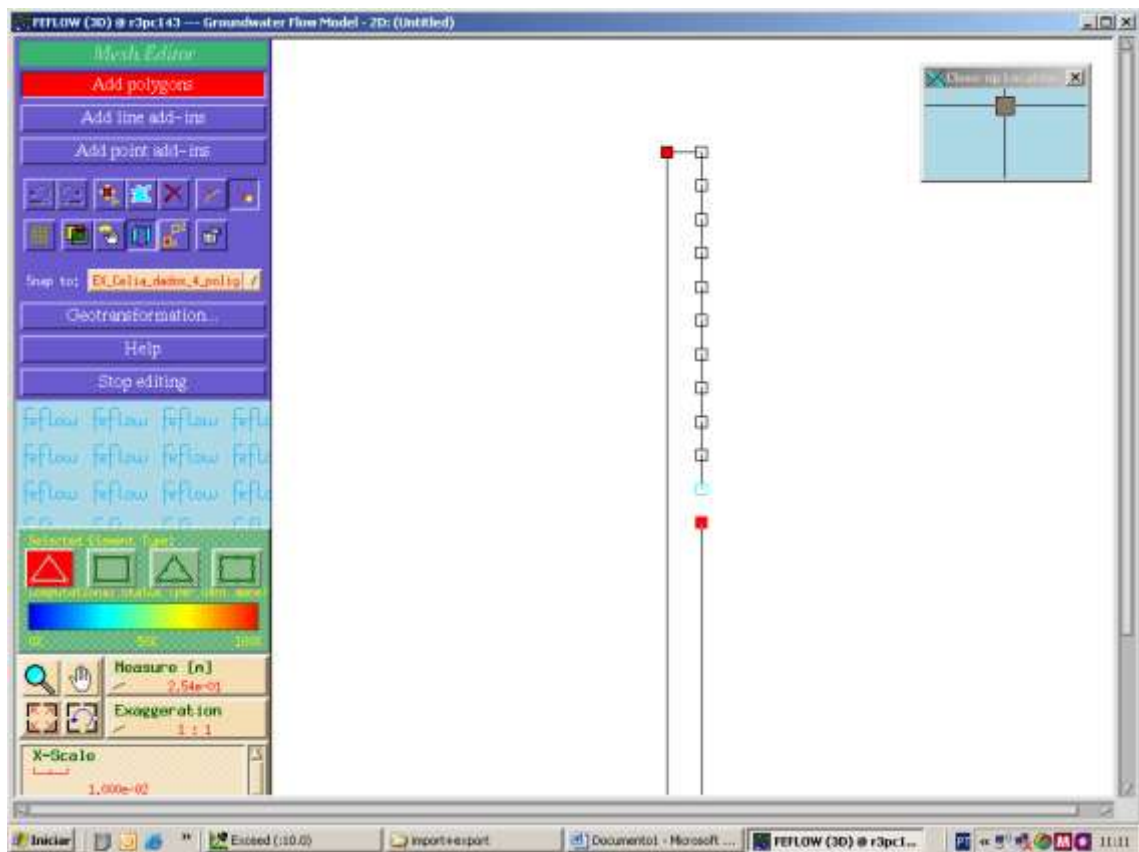


Figura C.8 - Tela de opções para a criação da malha de nós do problema em estudo.

Conforme apresentado na Figura C.8, três ações devem ser executadas antes do início do desenho dos pontos que representarão os nós da malha do problema. A primeira delas é a vinculação dos pontos a serem inseridos ao polígono que representa os limites da área de estudo. Para isso, onde se encontra o texto “*snap to:*” deve-se inserir o nome do arquivo do polígono. Posteriormente, aciona-se o botão com o desenho de uma seta e um quadrado, que indica os nós a serem inseridos e que estarão vinculados aos pontos formadores do polígono. A terceira etapa consiste em clicar no comando de adicionar o polígono (“*Add polygons*”). Dessa forma, uma ponteira fica disponível na tela e, ao passá-la sobre os pontos da borda do polígono, ela fica vermelha, indicando onde deve se inserir um ponto, ação que é feita com o controle do “*mouse*”. O ideal é que todos os pontos sejam inseridos seqüencialmente até o fechamento do polígono.

Após a inserção dos nós da malha é necessário retornar à opção “*Edit*” da página principal do FEFLOW (Figura C.6) e acionar o comando de geração da malha de elementos finitos (“*Generate Finite Element Mesh*” para abrir a tela apresentada na Figura C.9).

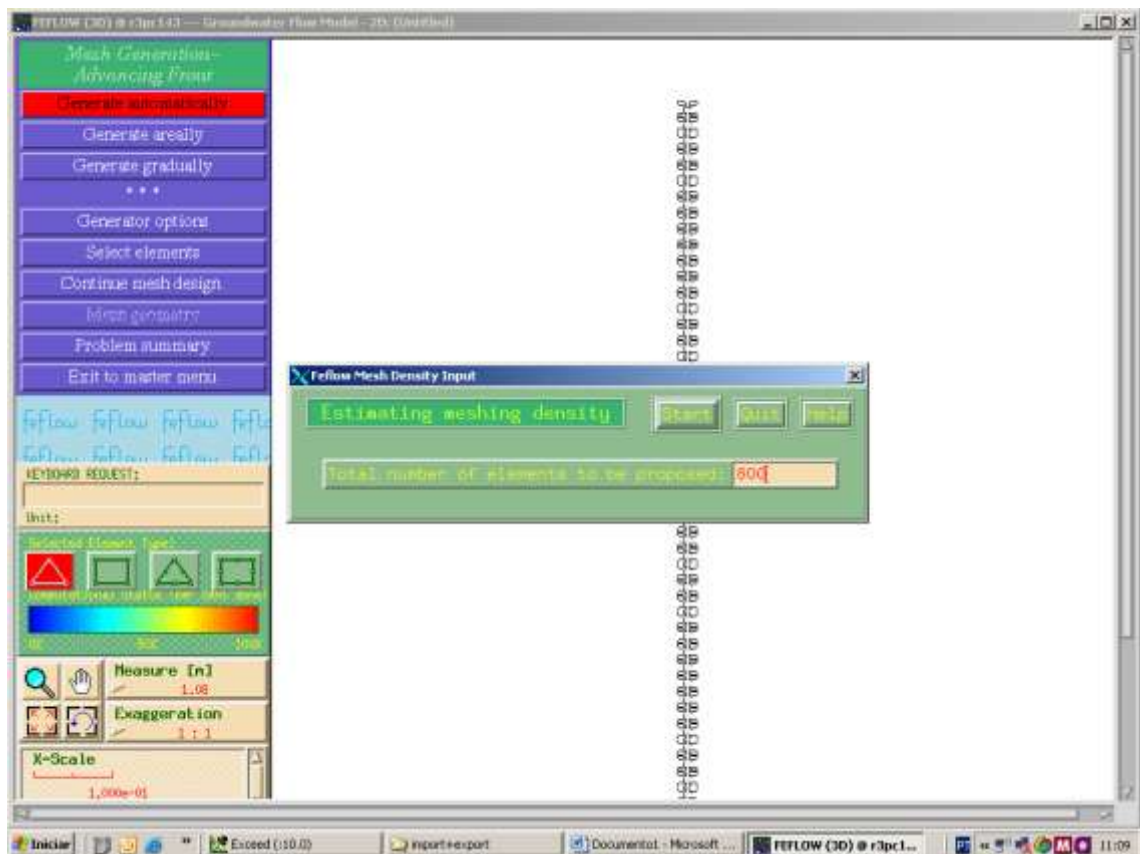


Figura C.9 - Tela de opções para a criação da malha de elementos finitos do problema em estudo.

Observa-se, na Figura C.9, que existem três opções para a geração da malha de elementos finitos, contudo, a que foi utilizada nesse exemplo é aquela que cria a malha automaticamente. No uso dessa função é necessário indicar o número de elementos desejados que, no caso, foi igual a 800. Depois disso, a malha é gerada conforme apresentado na Figura C.10.

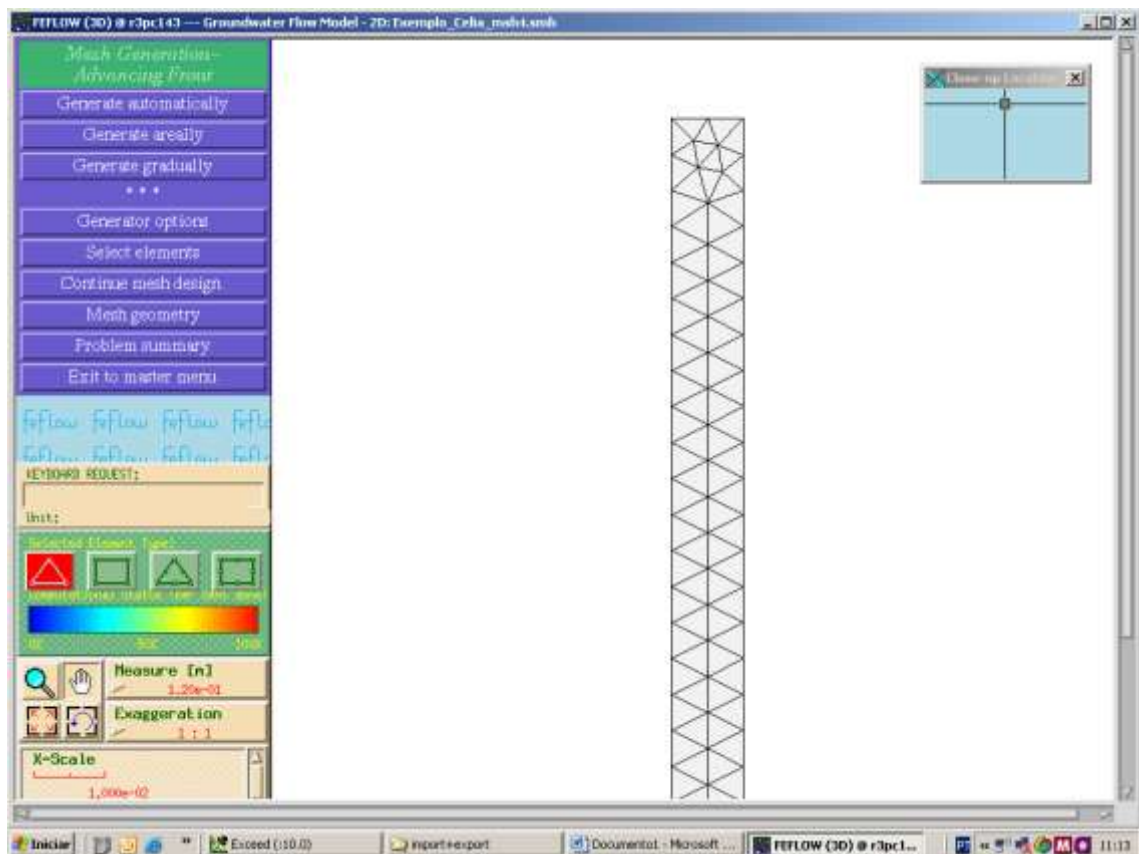


Figura C.10 - Malha de elementos finitos gerada para a solução do problema de Celia et al. (1990).

C.2 - Edição e classificação do problema

Após a geração da malha de elementos finitos, é preciso retornar à opção “Edit” da página principal do FEFLOW (Figura C.6) e acionar o comando de edição dos atributos do problema (“*Edit problem attributes ..*”) para acessar a tela mostrada na Figura C.11.

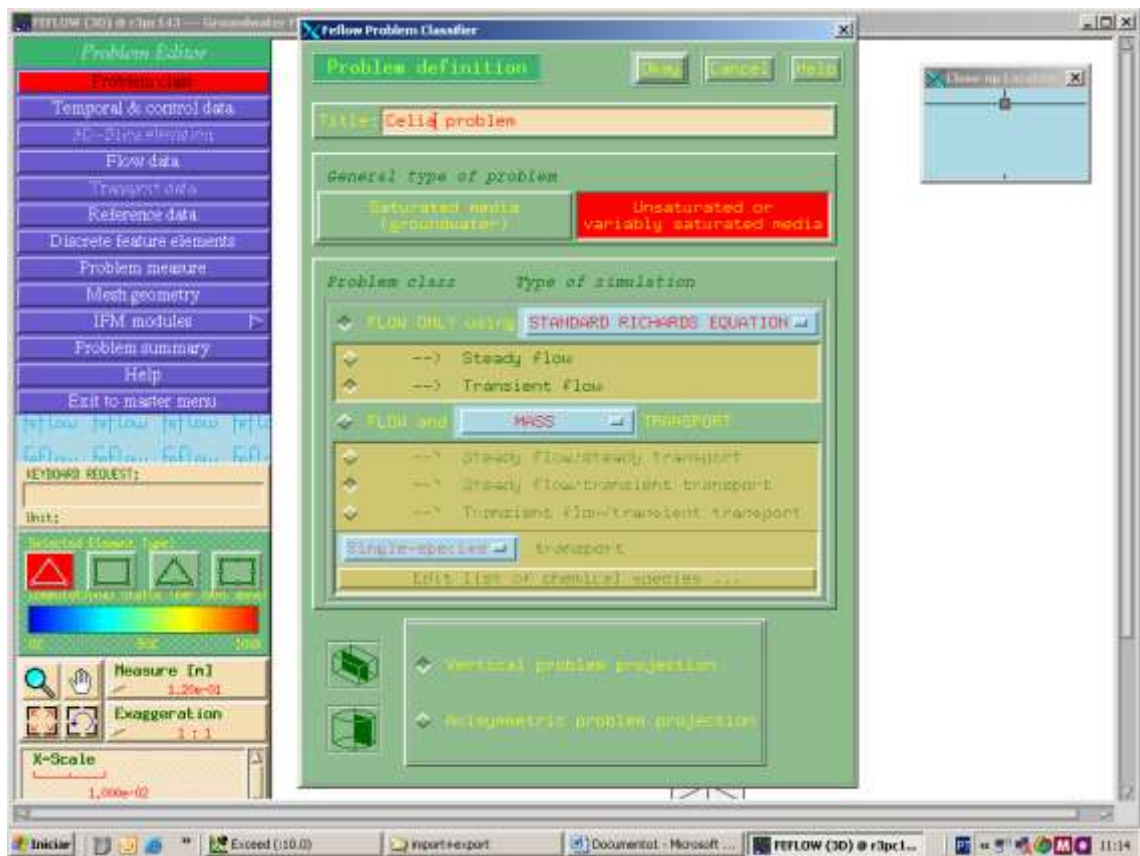


Figura C.11 - Tela de edição do problema por meio de sua classificação.

Na Figura C.11, a página de classificação do problema é apresentada. Nesse exemplo, a opção relacionada foi a de um meio variavelmente saturado e não-saturado. Além disso, nessa tela é que se insere o nome arbitrário do problema e o seu tipo, que no caso é de fluxo transiente de água em meio não-saturado, com projeção vertical. Outra informação dada é que o fluxo da água será simulado utilizando a equação de Richards. O item seguinte a ser preenchido na edição do problema é aquele que define o tempo total de simulação e da forma como esse será subdividido (Figura C.12).

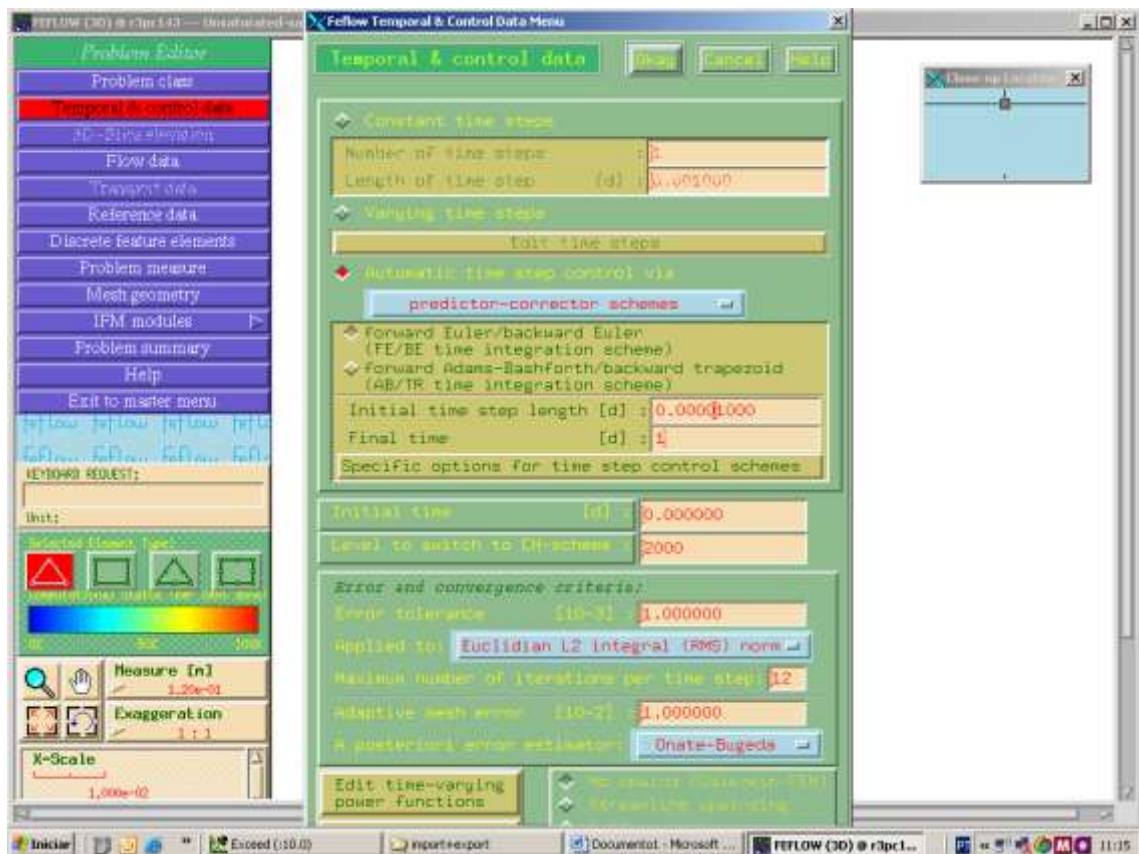


Figura C.12 - Tela de edição do problema por meio da definição de seus tempos de simulação e controle dos erros de seus dados.

Na etapa apresentada na Figura C.12 definiu-se que o tempo total de simulação seria de um dia e que o intervalo de tempo de análise seria iniciado com um segundo (0,00001 dia). A seleção feita “*Automatic time step control via*” indica que o programa fará um controle automático dos intervalos de tempo de simulação por meio de um esquema próprio de predição-correção (“*predictor-corrector scheme*”), utilizando a técnica de integração do tempo de Euler, para frente ou para trás (“*forward Euler/backward Euler time integration scheme*”). Os demais dados foram mantidos conforme o padrão original do FEFLOW.

C.3 - Inserção dos dados do problema

O passo seguinte consiste na inserção dos dados iniciais do problema, das condições de contorno e das características do meio. Para ativar a tela apresentada na Figura C.13, é preciso clicar a opção “Flow data” indicada nas Figuras C.11 e C.12, e, posteriormente, no item “*Flow initials*”.

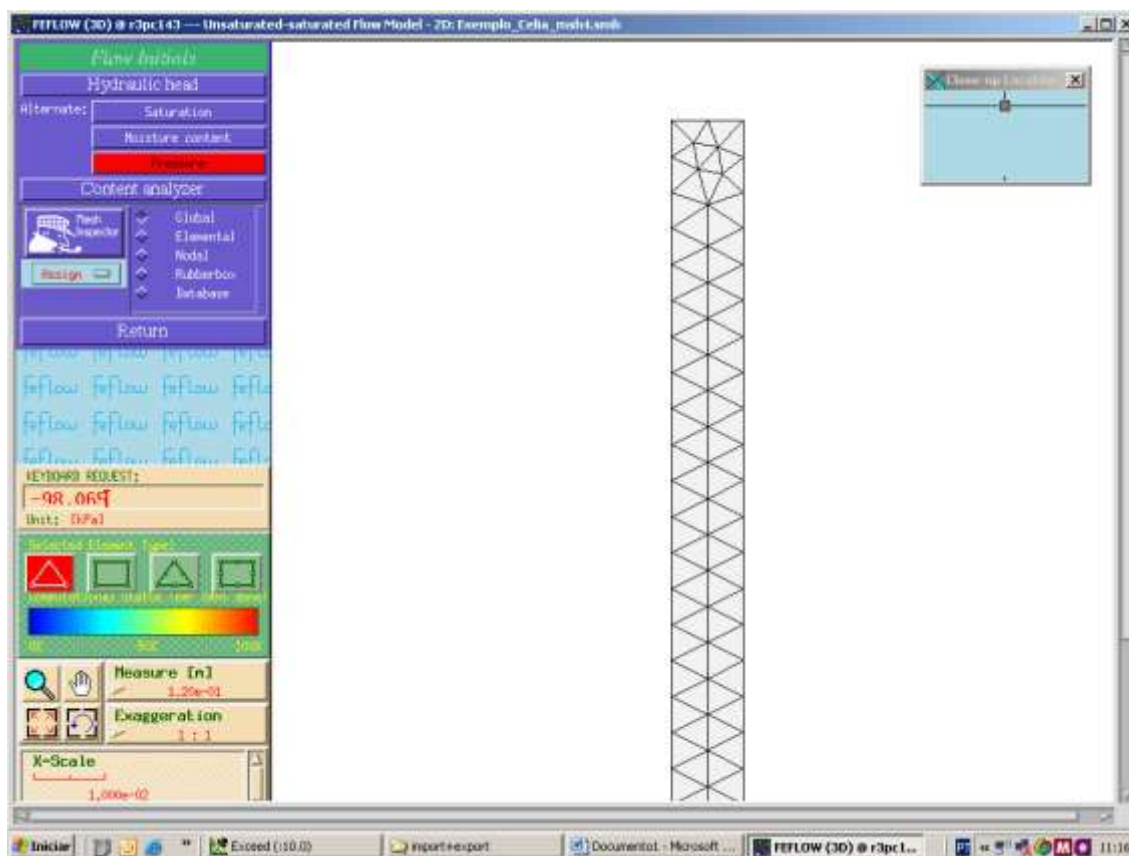


Figura C.13 - Tela do local de inserção dos valores iniciais do problema.

Na tela apresentada na Figura C.13, pode-se observar que os valores iniciais do problema podem ser dados em termos de carga hidráulica total (“*Hydraulic head*”), índice de saturação (“*Saturation*”), conteúdo de água no solo (“*Moisture content*”) ou potencial matricial da água no solo (“*Pressure*”). No caso, selecionou-se a opção “*Pressure*”, adotando-se o potencial matricial da água em todo o perfil de solo igual a menos dez metros de coluna d’água (-10 m.c.a.). Para introduzir essa informação no FEFLOW faz-se o seguinte: aciona-se a tecla <*Global*>, que indica que o dado não varia espacialmente; clica-se no tipo de dado a ser inserido, no caso, “*Pressure*”; e, posteriormente, adiciona-se o valor do dado no espaço abaixo do texto “*Keyboard Request*”, que, nesse caso, foi de -98,065 kPa, que é equivalente a -10 m.c.a.

Ao clicar o botão “*Mesh inspector*” é possível checar se o dado foi inserido corretamente, pois, ao passar o cursor sobre os nós, o programa apresenta uma tela menor com os valores a ele atribuídos (Figura C.14).

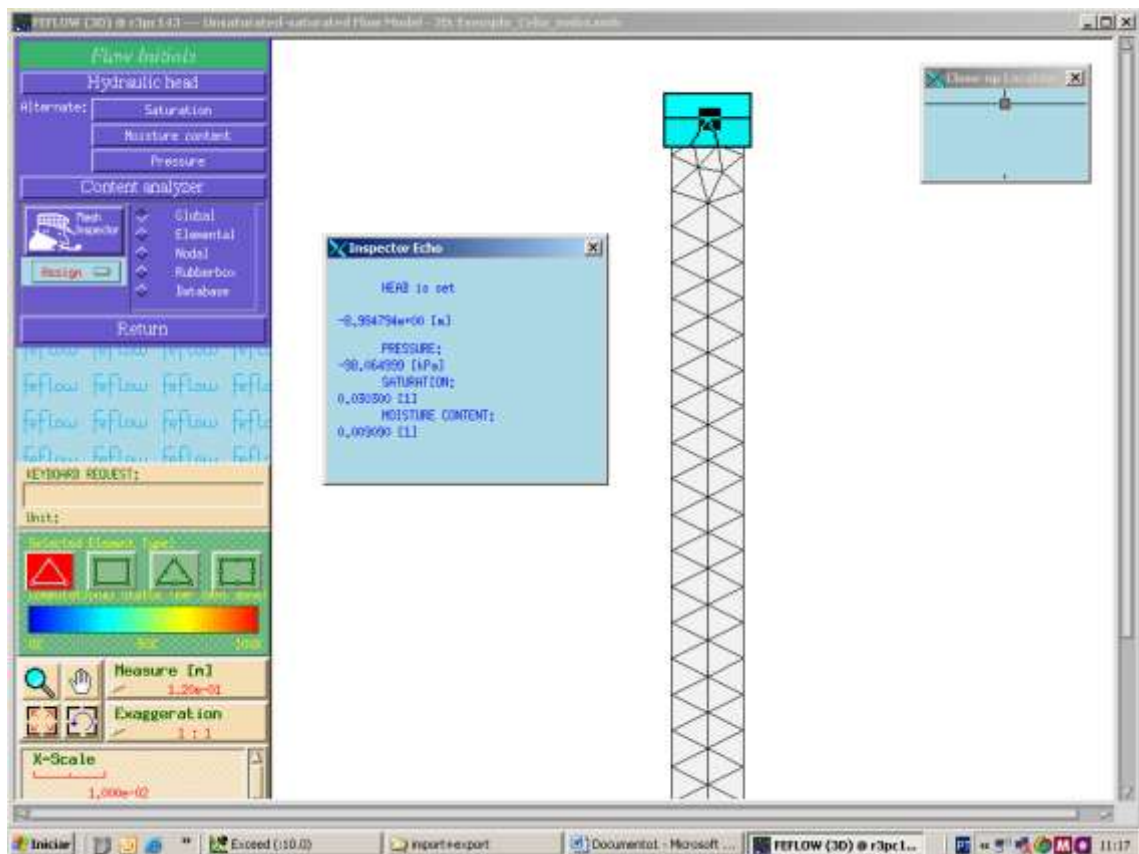


Figura C.14 - Exemplo de utilização da função “Mesh Inspector” para a verificação dos dados nos nós do problema.

Como se pode observar na Figura C.14, o valor do potencial matricial da água no solo (“Pressure”) no local marcado é igual a -98,065 kPa, o que deve valer, inicialmente, para todos os nós da malha.

As condições de contorno do problema de Celia et al. (1990) preconizam que na superfície da coluna de solo o potencial matricial seja igual a -0,75 m.c.a. e, a um metro de profundidade, ele se mantenha em -10,00 m.c.a., não alterando seu valor inicial. As opções de variáveis de entrada do problema são: carga hidráulica total (“Head”); fluxo (“flux”); transferência (“Transfer”); ou poço (“Well”). Assim, as condições de contorno do problema devem ser convertidas em carga hidráulica total (H) para serem adequadamente inseridas no FEFLOW (Figura C.15).

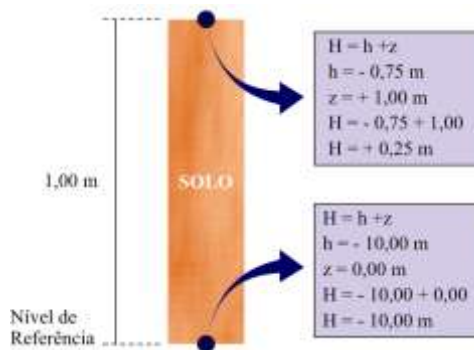


Figura C.15 - Esquema da determinação da carga hidráulica total (H) segundo as condições de contorno do problema de Celia et al. (1990).

Para a inserção dos valores de carga hidráulica total (H) como condições de contorno do problema, após acessar o item “*Flow boundaries*”, deve-se selecionar a forma de introdução dos dados, no caso, “*Nodal*”, que indica que os dados serão inseridos em cada nó. Depois disso, escolhe-se a opção “*Head*”, indicando que a condição de contorno escolhida é a carga hidráulica total e, em seguida, adiciona-se o valor no espaço abaixo do texto “*Keyboard Request:*” e, com o auxílio do “*mouse*”, clica-se sobre os nós aos quais serão atribuídos os valores desejados. (Figura C.16).

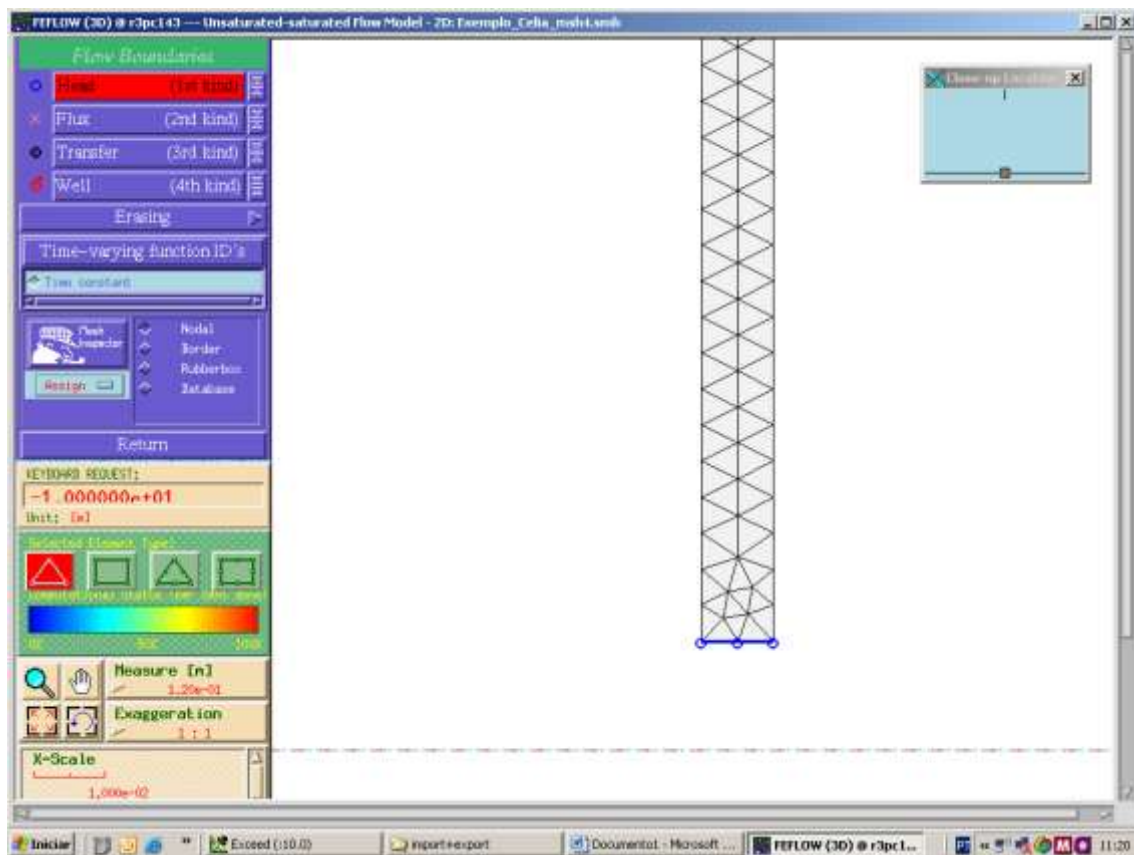


Figura C.16 - Inserção das condições de contorno na parte inferior da respectiva coluna de solo do problema de Celia et al. (1990), onde $H = -10,00 \text{ m}$.

A checagem dos dados inseridos pode ser efetuada por meio do uso da ferramenta “*Mesh Inspector*” (Figura C.17).

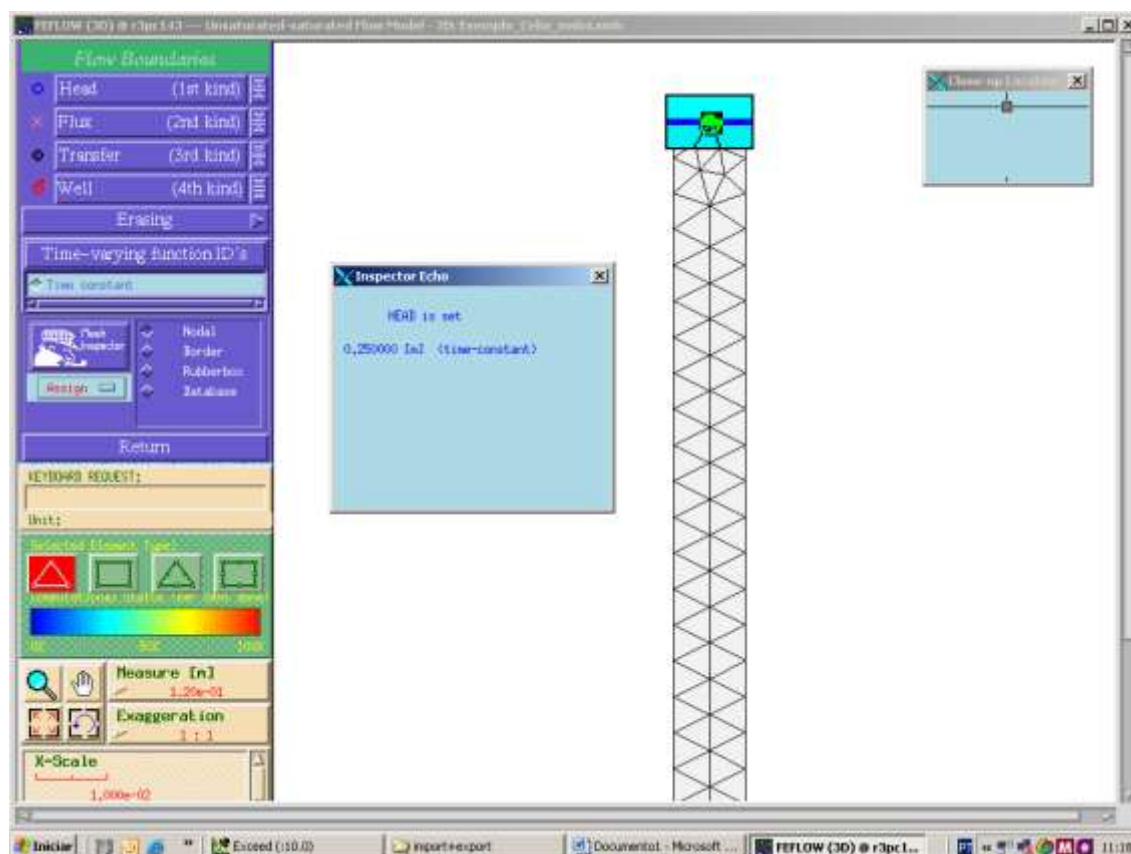


Figura C.17 - Verificação da condição de contorno na parte superior da respectiva coluna de solo do problema de Celia et al. (1990), onde $H = 0,25$ m.

No exemplo de Celia et al. (1990), as características físico-hídricas do solo são homogêneas ao longo da área de estudo. A condutividade hidráulica saturada do solo (K_s) é igual a $0,00922 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ e os parâmetros da curva de retenção de água da equação de van Genuchten são: $\theta_r = 0,102 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$; $\theta_s = 0,368 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$; $\alpha = 0,0335 \text{ kPa}^{-1}$; $n = 2$; e $m = 0,5$. Para a entrada desses dados no sistema, ainda na opção “*Flow data*”, faz-se o acesso ao item “*Flow materials*”. Nesse local, são apresentadas as opções de introdução das características do solo como a condutividade hidráulica saturada e os parâmetros da equação de van Genuchten. Como o solo é homogêneo, a forma mais simples de entrada dos dados é por meio do acionamento da opção “*Global*”, que atribui o mesmo valor para todos os nós da malha. Depois, escolhe-se o parâmetro de entrada e adiciona-se o valor a ele atribuído. Nas Figuras C.18 e C.19 são apresentados, respectivamente, os dados referentes às características saturadas e não-saturadas do solo utilizado no exemplo de

Celia et al. (1990), contudo, destaca-se que o referido caso ocorre sob condições de solo não-saturado.

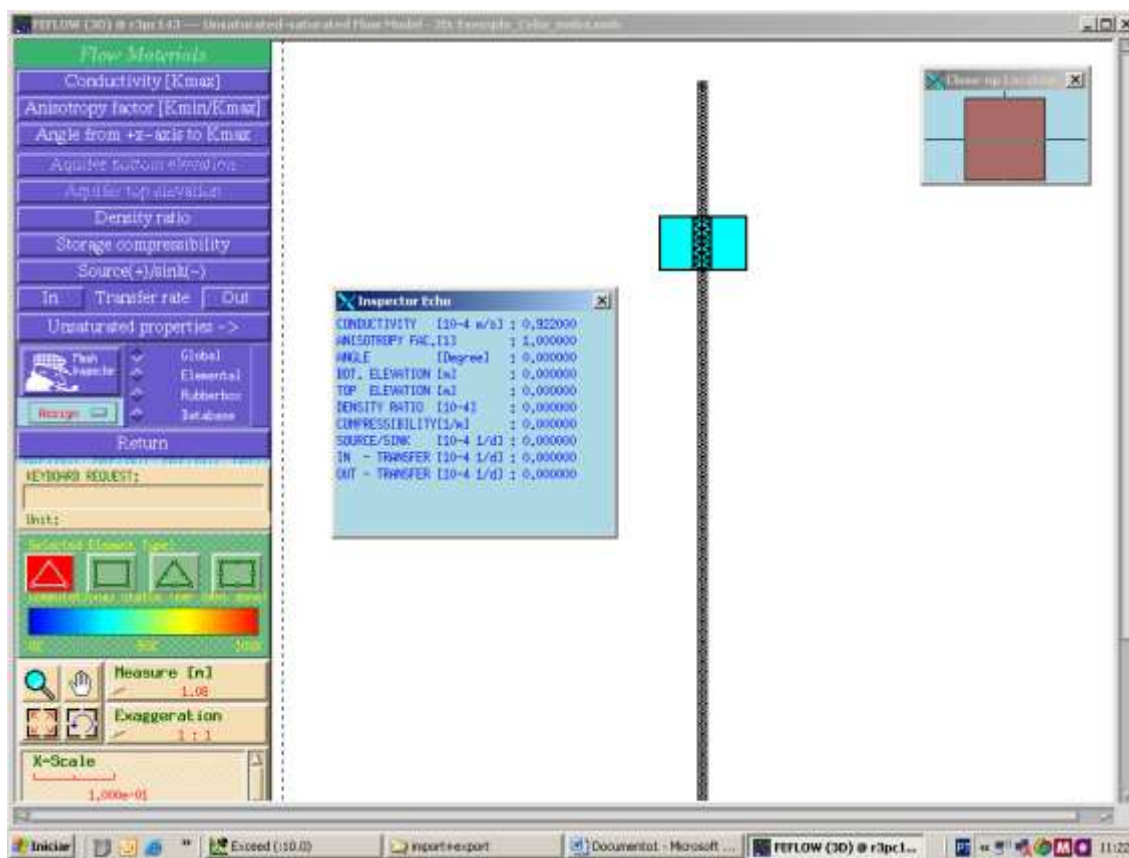


Figura C.18 - Verificação dos valores relativos às características do solo do problema relacionados às condições saturadas.

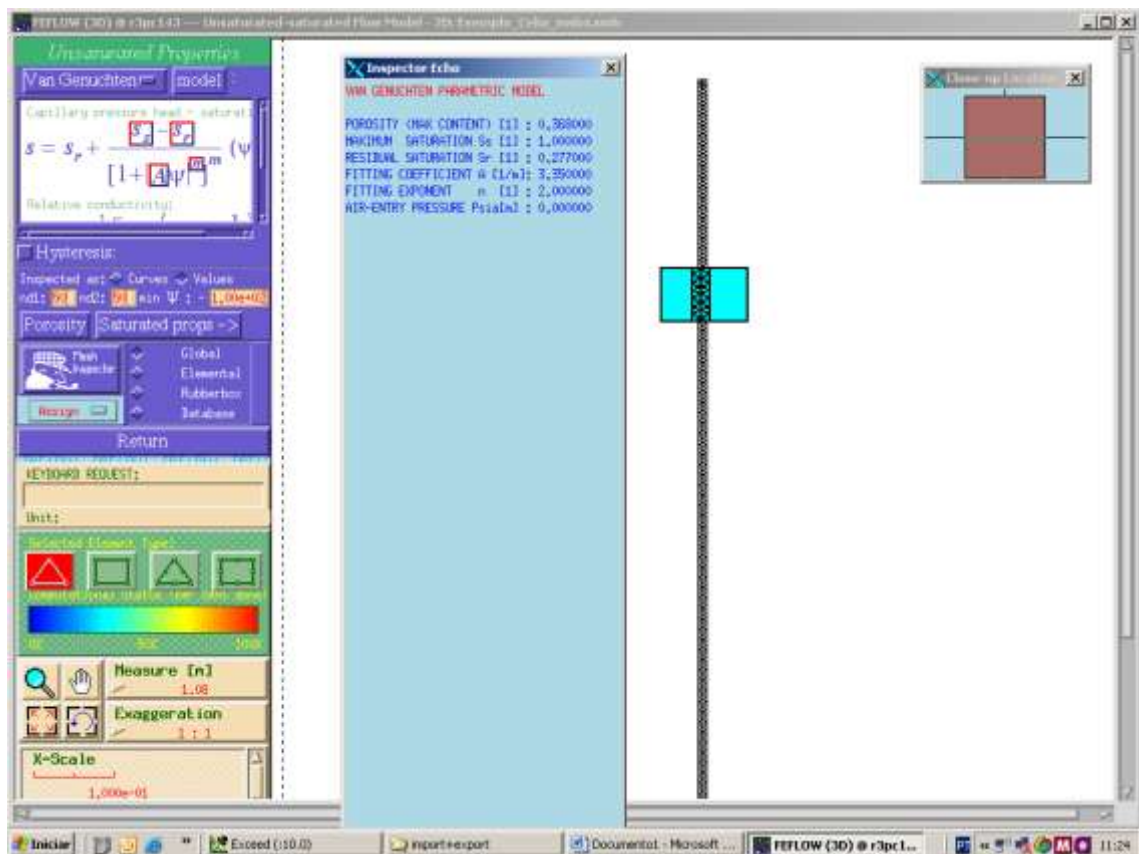


Figura C.19 - Verificação dos valores relativos às características do solo do problema relacionados às condições não-saturadas.

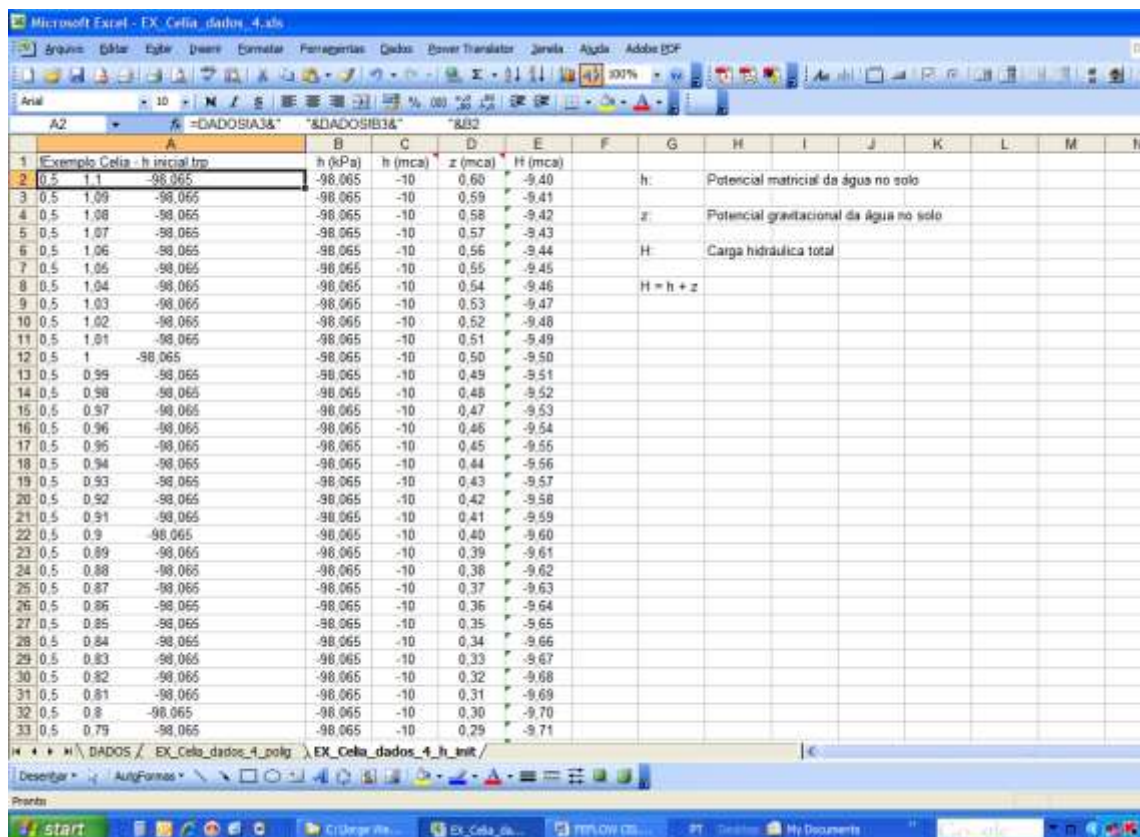
Na Figura C.19, destaca-se o fato de a entrada dos parâmetros da equação de van Genuchten (1980) ser feita por meio de um clique com a ponteira do “mouse” sobre seu respectivo símbolo na equação, apresentada no canto superior esquerdo da tela. Pode-se observar que esses valores possuem uma borda vermelha.

Na forma da equação de van Genuchten apresentada, o parâmetro “s” é definido como índice de saturação do solo, que representa a relação entre o teor de umidade do solo (θ) e a sua porosidade total (ε).

A utilização da opção de inserção dos dados com a função “Global” só foi possível devido ao fato de o solo do exemplo em questão ser homogêneo, o que só é aplicado, normalmente, em estudos teóricos. Portanto, a seguir, será apresentada a forma de inserção dos valores de dados e parâmetros espacialmente discretizados.

Existe uma forma mais elaborada para a entrada de dados no FEFLOW, que é importante de ser apresentada, pois é aquela utilizada para a atribuição de valores dos parâmetros em

cada nó do problema. Esse procedimento é fundamental no estudo em meios heterogêneos, que são, normalmente, aqueles encontrados na natureza. Nesses casos, ao invés da utilização da opção <Global>, que atribui um só valor para o parâmetro escolhido em todos os nós do problema, seleciona-se a opção <Database>, também apresentada nas Figuras C.13, C.16, C.17, C.18 e C.19, que indica que os dados referentes ao parâmetro serão importados de um arquivo gerado anteriormente. O arquivo utilizado nesse caso é do tipo “Triplet” (.trp), que contém as coordenadas X e Y do nó e o respectivo valor do parâmetro selecionado naquele local (Figura C.20).



1	Exemplo Cella - h inicial trp			h (kPa)	h (mca)	z (mca)	H (mca)
2	0.5	1.1	-98.065	-98.065	-10	0.60	-9.40
3	0.5	1.09	-98.065	-98.065	-10	0.59	-9.41
4	0.5	1.08	-98.065	-98.065	-10	0.58	-9.42
5	0.5	1.07	-98.065	-98.065	-10	0.57	-9.43
6	0.5	1.06	-98.065	-98.065	-10	0.56	-9.44
7	0.5	1.05	-98.065	-98.065	-10	0.55	-9.45
8	0.5	1.04	-98.065	-98.065	-10	0.54	-9.46
9	0.5	1.03	-98.065	-98.065	-10	0.53	-9.47
10	0.5	1.02	-98.065	-98.065	-10	0.52	-9.48
11	0.5	1.01	-98.065	-98.065	-10	0.51	-9.49
12	0.5	1	-98.065	-98.065	-10	0.50	-9.50
13	0.5	0.99	-98.065	-98.065	-10	0.49	-9.51
14	0.5	0.98	-98.065	-98.065	-10	0.48	-9.52
15	0.5	0.97	-98.065	-98.065	-10	0.47	-9.53
16	0.5	0.96	-98.065	-98.065	-10	0.46	-9.54
17	0.5	0.95	-98.065	-98.065	-10	0.45	-9.55
18	0.5	0.94	-98.065	-98.065	-10	0.44	-9.56
19	0.5	0.93	-98.065	-98.065	-10	0.43	-9.57
20	0.5	0.92	-98.065	-98.065	-10	0.42	-9.58
21	0.5	0.91	-98.065	-98.065	-10	0.41	-9.59
22	0.5	0.9	-98.065	-98.065	-10	0.40	-9.60
23	0.5	0.89	-98.065	-98.065	-10	0.39	-9.61
24	0.5	0.88	-98.065	-98.065	-10	0.38	-9.62
25	0.5	0.87	-98.065	-98.065	-10	0.37	-9.63
26	0.5	0.86	-98.065	-98.065	-10	0.36	-9.64
27	0.5	0.85	-98.065	-98.065	-10	0.35	-9.65
28	0.5	0.84	-98.065	-98.065	-10	0.34	-9.66
29	0.5	0.83	-98.065	-98.065	-10	0.33	-9.67
30	0.5	0.82	-98.065	-98.065	-10	0.32	-9.68
31	0.5	0.81	-98.065	-98.065	-10	0.31	-9.69
32	0.5	0.8	-98.065	-98.065	-10	0.30	-9.70
33	0.5	0.79	-98.065	-98.065	-10	0.29	-9.71

Figura C.20 - Planilha de dados efetuada no programa Microsoft Excel para a geração de um arquivo do tipo Triplet (.trp), que atribui, para cada nó desejado, o valor de um parâmetro específico.

Como se observa na Figura C.20, uma forma simples de montagem da referida planilha é por meio do uso da ferramenta “concatenar” do Excel, já apresentada anteriormente. No caso, escolheu-se utilizar como dado de entrada o valor do potencial matricial da água no solo (“Pressure”), contudo, outra opção seria, por exemplo, o estabelecimento dos valores da carga hidráulica total (“Head”). Assim, o valor atribuído ao ponto estaria na coluna “E” da planilha apresentada na Figura C.20, e não mais na coluna “B”.

Para a importação dos dados do arquivo “Triplet”, ao acessar os comandos do FEFLOW que requerem a inserção de dados (“Flow initials”; “Flow boundaries”; ou “Flow materials”), seleciona-se a função <Database>. Posteriormente, como no exemplo descrito por Celia et al. (1990), para inserir o valor inicial do parâmetro h, aciona-se os comandos <Flow Data>; <Flow initials>; <Database>; e <Pressure>. Uma tela com o título de “Regionalização de dados” (“Data Regionalization”) será apresentada (Figura C.22), onde se deve indicar o desejo de importar um arquivo do tipo “Triplet” e o método para a interpolação espacial de seus dados, acionando-se o método de interpolação e a opção <Import time-constant data>.



Figura C.22 - Tela do FEFLOW para importação de arquivo do tipo Triplet (.trp) e definição do método de interpolação espacial dos dados.

As técnicas de interpolação dos dados no espaço disponíveis no FEFLOW são as seguintes: Kriging, Akima e Inverso da potência da distância. A opção <Import time-constant data> abre uma tela de busca para o arquivo “Triplet” criado anteriormente (Figura C.23).

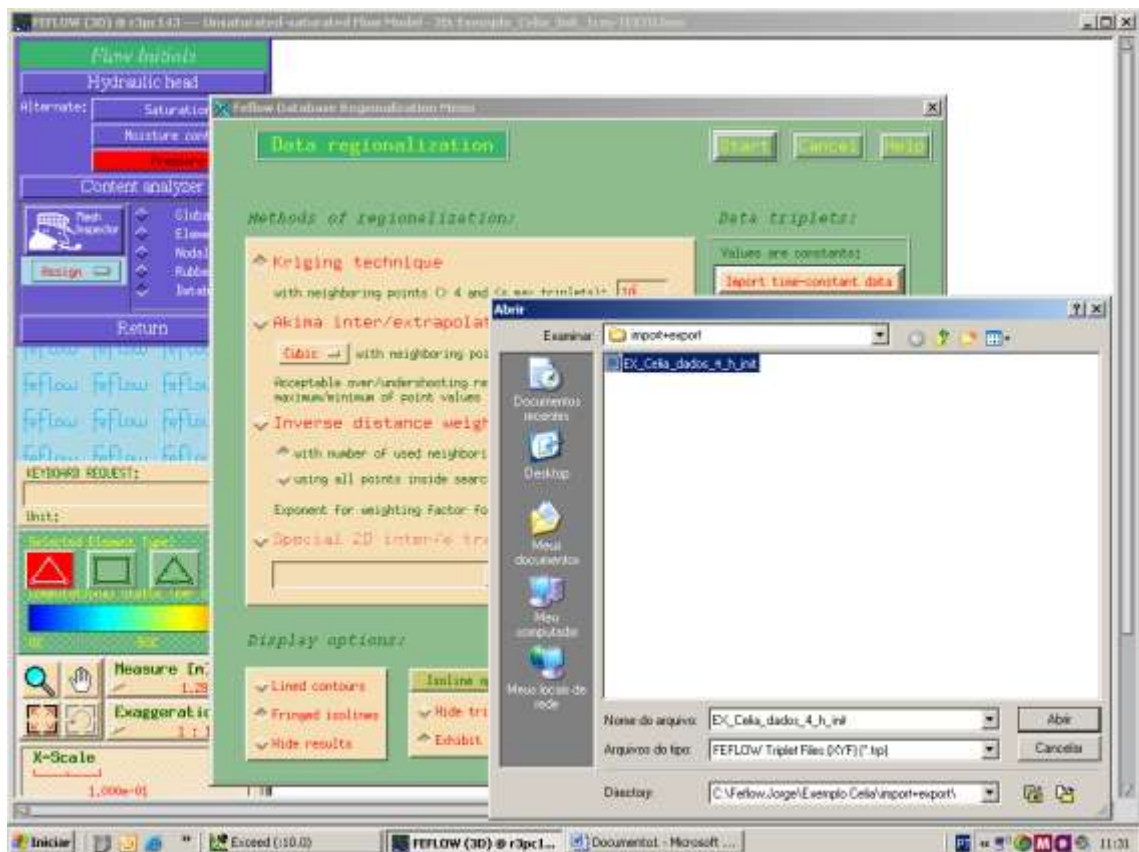


Figura C.23 - Tela aberta pelo FEFLOW para a busca e importação do arquivo do tipo “Triplet” (.trp).

Importa-se o arquivo e aciona-se a opção <Start> para iniciar a interpolação dos dados com o método escolhido. Assim, o programa calcula o valor do parâmetro escolhido para cada nó do problema. O FEFLOW, automaticamente, apresenta na tela o desenho colorido resultante da interpolação dos dados, contudo, no caso utilizado como exemplo, não compensa realizar esse tipo de apresentação, pois o valor inicial de h é constante no espaço.

C.4 - Simulação e acesso aos resultados

Depois de todos os dados serem inseridos, o próximo passo é a execução da simulação. Para isso, na tela principal aciona-se a opção “Run” e, posteriormente, o comando “(Re-) Run simulator” (Figura C.24). É importante que antes da simulação o problema seja salvo duas vezes, pois após cada rodada da simulação, os valores iniciais da nova simulação passam a ser os valores finais da última simulação. Assim, se o usuário desejar repetir a simulação com os dados originais, terá que recuperar o arquivo de dados correspondente.

Se isso não for feito, no caso de qualquer pequena alteração nos dados iniciais do problema demandará o acerto do item “*Flow initials*”. Se o problema for simples como esse, a reorganização dos dados não tomará muito tempo, mas isso se torna trabalhoso na medida em que os cenários ganham em complexidade.

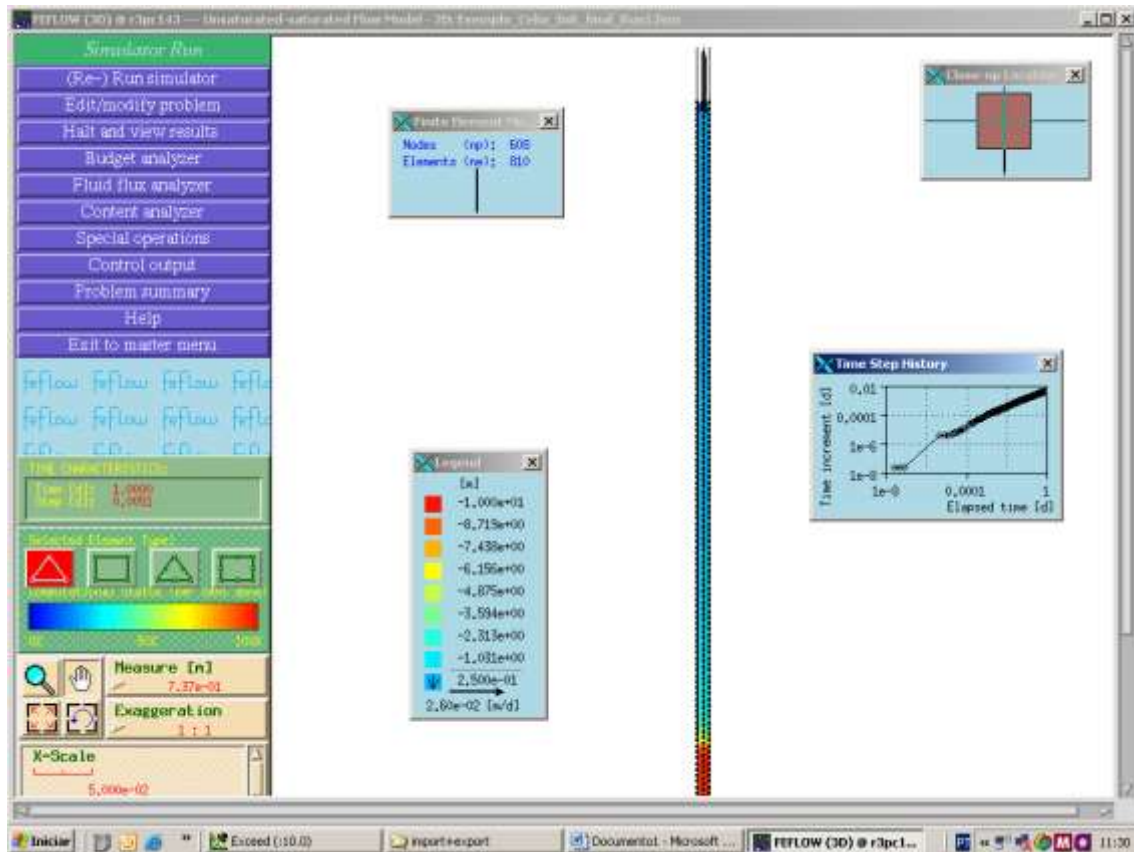


Figura C.24 - Resultado da simulação do problema de Celia et al. (1990) apresentado na tela do FEFLOW.

Para a transferência dos resultados para o programa Microsoft EXCEL, o que facilita a manipulação e análise dos resultados, deve-se acessar a opção “*Halt and view results*”, que abrirá a tela apresentada na Figura C.25.

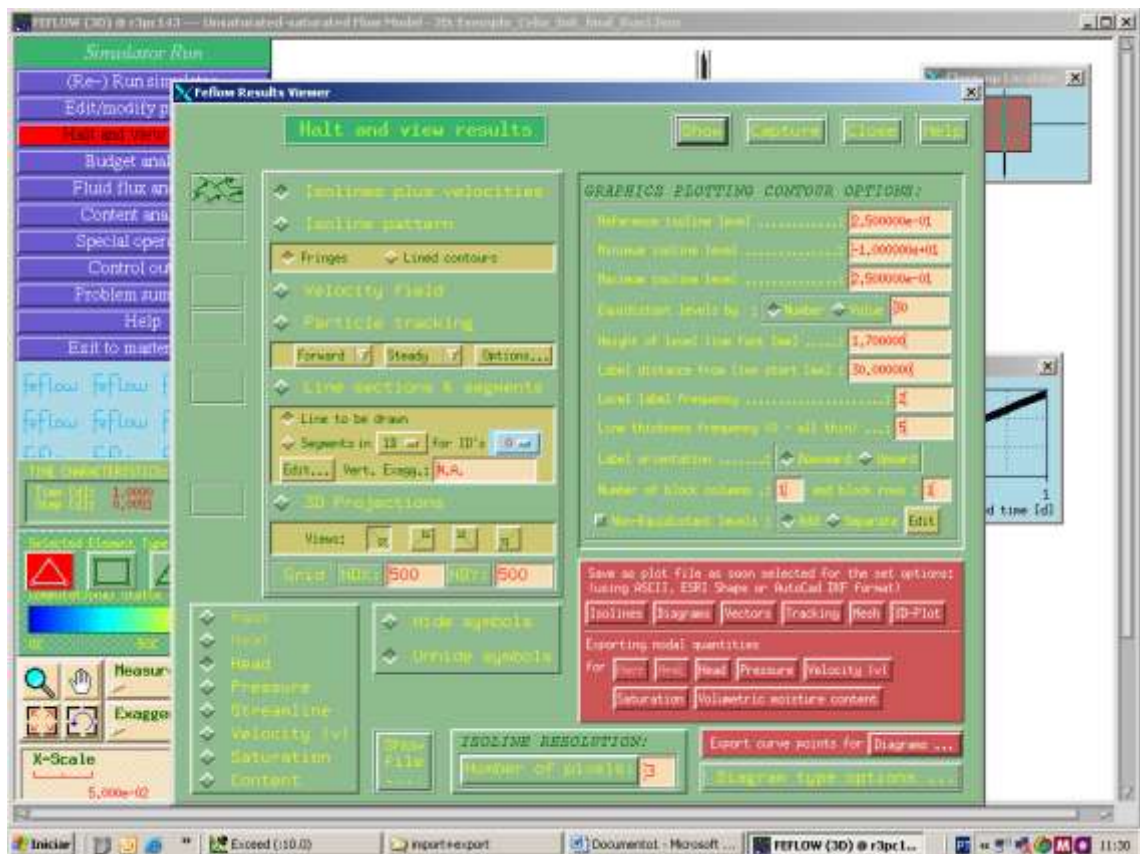


Figura C.25 - Tela acionada com o comando “Halt and view results” do FEFLOW.

Como se pode observar na Figura C.25, várias são as opções de visualização e salvamento dos resultados obtidos na simulação. Contudo, nesse tipo de exercício de modelagem cujo objetivo é comparar o avanço da frente de molhamento simulada e medida, o mais interessante é a apresentação dos resultados de forma tabular e discriminada em cada nó da malha. Para tal, na opção “*Exporting nodal quantities*”, aciona-se o botão “*Pressure*” para exportar os resultados de h correspondentes a cada nó da malha. Esse procedimento ativará a tela para o salvamento de arquivos do sistema operacional Windows (Figura C.26).

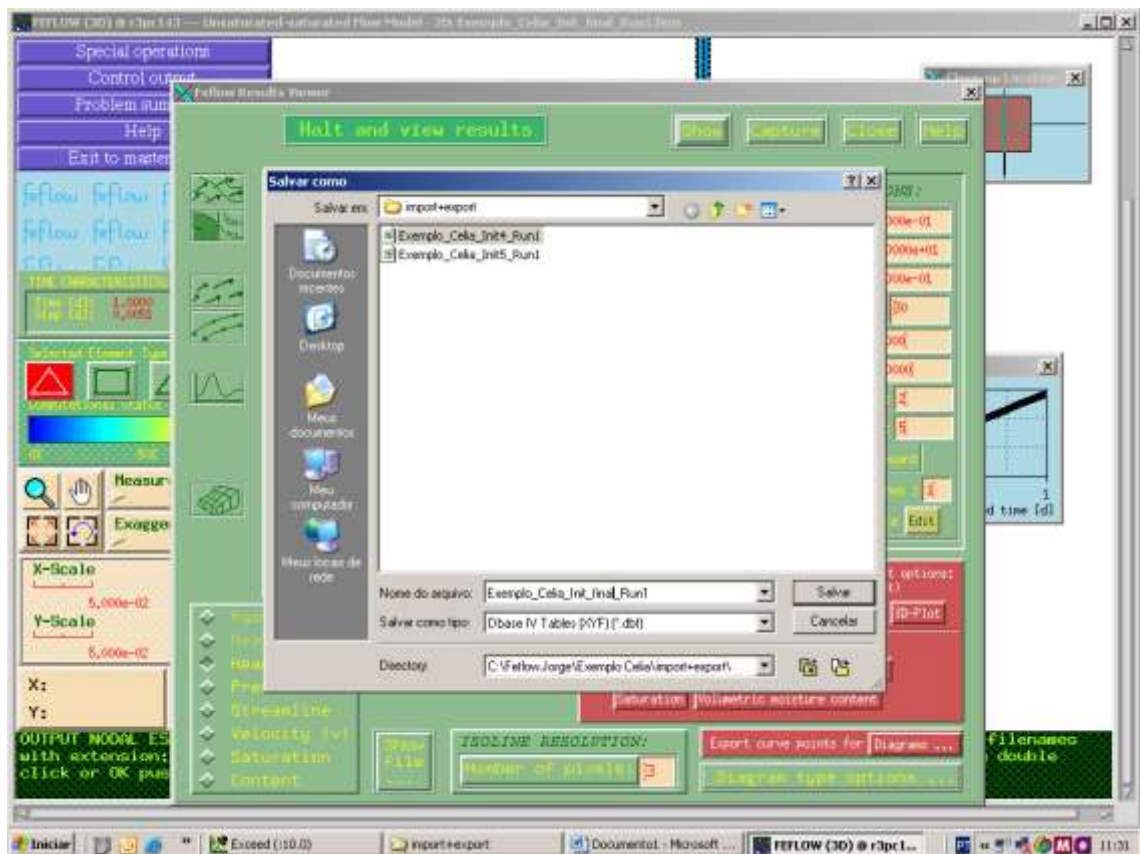


Figura C.26 - Tela de salvamento dos resultados da simulação em formato compatível com o programa Microsoft EXCEL.

Na Figura C.26, pode-se observar que o arquivo deve ser salvo como sendo do tipo “Database IV Tables (XYF)(*.dbf)”, o qual poderá ser aberto diretamente no programa Microsoft EXCEL e os resultados do problema processados da forma desejada.

Na Figura C.27, são apresentados os resultados da simulação, em forma tabular e gráfica, no programa Microsoft EXCEL. A coluna “X” da planilha está destacada na figura por já ser resultado de alteração nos dados originais, efetuados para o ajuste da escala das profundidades iniciais do problema, que variavam de 1,10 a 0,10 m e passaram, respectivamente, para valores de 0,00 a -1,00 m. É importante destacar que, independentemente da posição da frente de molhamento, o resultado da simulação indica que o programa funcionou adequadamente, respeitando as condições iniciais e de contorno pré-concebidas

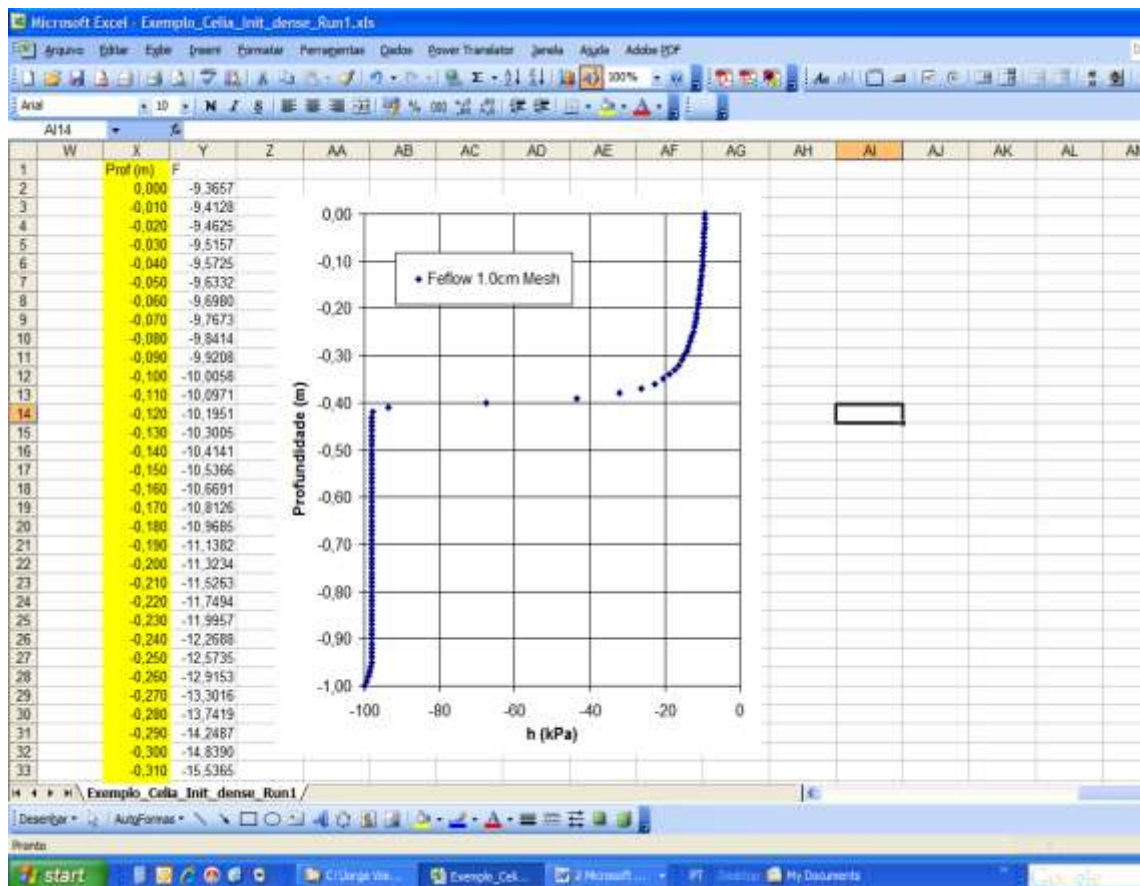


Figura C.27 - Exposição dos resultados da simulação no programa Microsoft EXCEL.

Assim, chega-se ao final da simulação efetuada no programa FEFLOW, com resultados prontos para serem comparados com os dados apresentados por Celia et al. (1990).

APÊNDICE D - CORREÇÃO PARCIAL DO MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO DA BACIA EXPERIMENTAL DO ALTO RIO JARDIM UTILIZANDO A BASE SICAD/DF E DADOS MEDIDOS COM DGPS

As informações derivadas de um modelo digital de elevação (MDE) são extremamente importantes para estudos hidrológicos, geológicos, geomorfológicos, ecológicos, agrícolas e de engenharia.

A maior parte das bases de dados altimétricos disponíveis foram geradas a partir de levantamentos aerofotogramétricos, que se baseiam na interpretação de fotografias aéreas ou imagens de satélite por meio da utilização de métodos estereoscópicos manuais ou automáticos (Wilson e Gallant, 2000). Dados adicionais de elevação podem ser obtidos por meio da digitalização de curvas de nível de mapas topográficos ou pela execução de levantamentos de campo. A difusão e a popularização do uso de equipamentos do tipo GPS (Sistema de Posicionamento Global) também têm contribuído para a obtenção de dados altimétricos para a geração de modelos digitais de elevação. Nesses modelos, os dados digitais de elevação do terreno são organizados em uma das seguintes estruturas de representação: células quadradas regulares (regular grids); rede de triângulos irregulares (triangulated irregular networks – TIN); e linhas de contorno (contours).

Os erros nos modelos digitais de elevação são, em geral, função do método de obtenção dos dados utilizados e do tipo de modelagem utilizada em sua confecção. De acordo com Barros et al. (2005), a correção desses modelos pode ser efetuada por meio de pontos de controle obtidos com técnicas de maior precisão, sendo o uso do DGPS (GPS Diferencial) indicado para esse levantamento. Marín et al. (2005), por exemplo, utilizando cotas elipsoidais obtidas com DGPS em levantamentos rápidos, ou seja, com pequeno tempo de permanência nos pontos de controle, concluíram que o erro vertical máximo verificado com essa técnica foi de 60 cm, o que poderia ser reduzido para menos de 10 cm caso a permanência no ponto fosse superior a 30 minutos. Marín et al. (2008), comparando dados obtidos com DGPS e estação total em 12 pontos de controle observaram um erro máximo de 30 cm entre os dados levantados. Destaca-se que erros verticais dessa magnitude, submétricos, são plenamente aceitáveis para estudos ambientais, principalmente no caso de trabalhos em grandes áreas.

A base de dados planialtimétricos oficial do Distrito Federal foi publicada em 1991 pela Companhia de Planejamento do Distrito Federal – Codeplan, integrando o Sistema Cartográfico do Distrito Federal - SICAD. Essa base foi gerada a partir da restituição de fotografias aéreas obtidas com câmara métrica grande-ocular de precisão. Os dados do SICAD foram apresentados no sistema de projeção UTM (Universal Transversa de Mercator) e referenciados segundo a elipsóide internacional Hayford de 1924.

O objetivo desta etapa do trabalho foi avaliar a qualidade da base de dados planialtimétricos do SICAD (Codeplan, 1991) e gerar um Modelo Digital de Elevação (MDE) da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim corrigido com base em dados medidos com DGPS.

D.1 - Levantamento de dados para a análise

O MDE original da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim (Figura D.1) foi gerado a partir da interpolação dos dados altimétricos do Sistema Cartográfico do Distrito Federal (SICAD), disponíveis em formato vetorial na escala 1:10.000, com curvas de nível a cada 5 m de variação de altitude (Figura D.1).

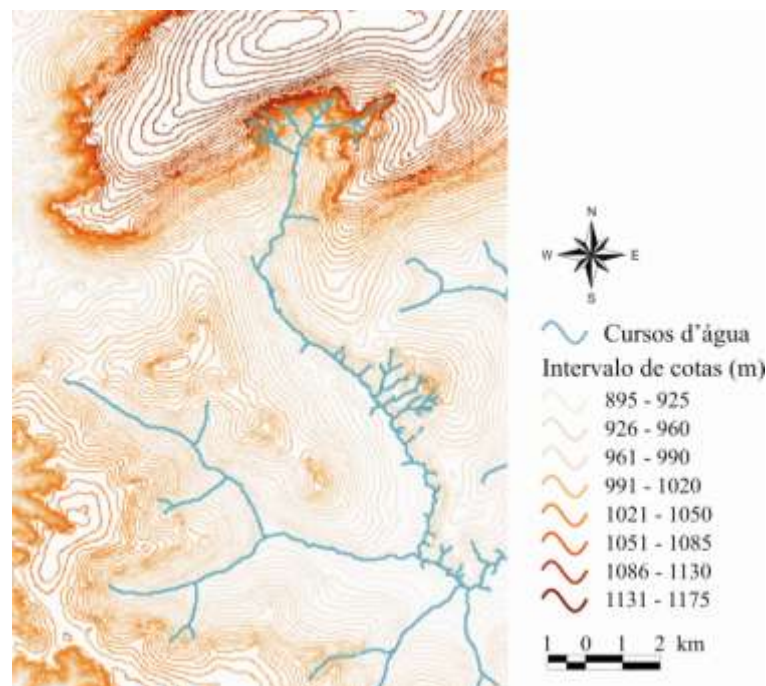


Figura D.1 - Recorte da base de dados planialtimétricos do Distrito Federal (SICAD/DF), mostrando as curvas de nível na área da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim (Codeplan, 1991).

Do MDE gerado a partir da base de dados altimétricos do SICAD (Codeplan, 1991), foram extraídas as altitudes em 55 pontos de controle na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim, correspondentes aos locais dos poços piezométricos instalados para o monitoramento do nível do lençol freático na área da bacia (Figura D.2).

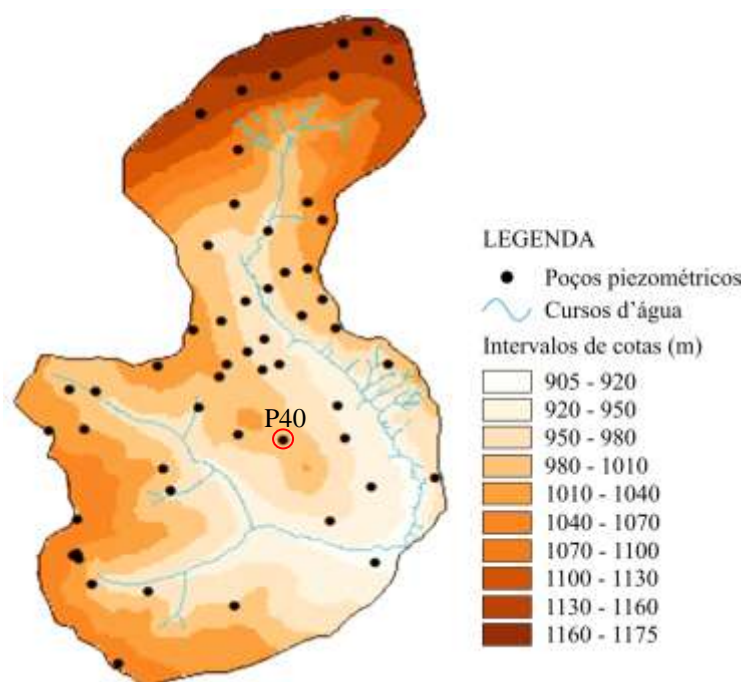


Figura D.2 - Modelo Digital de Elevação da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim gerado com a base SICAD (Codeplan, 1991) e os 55 pontos de controle utilizados na verificação dos dados.

As altitudes nos pontos de controle foram obtidas com o auxílio da ferramenta de informação do ArcView®, em que, acionada a base TIN correspondente ao MDE da bacia gerada a partir da base SICAD (Codeplan, 1991) e posicionado o cursor sobre o ponto de interesse, tem-se a posição e a altitude do referido local.

Na Tabela D.1, são apresentados os dados de altitude dos 55 pontos de controle na bacia experimental do alto rio Jardim extraídos do MDE gerado a partir da base de dados altimétricos do SICAD (Codeplan, 1991).

Tabela D.1 - Dados de altitude dos 55 pontos de controle extraídos do MDE gerado a partir da base de dados altimétricos do SICAD (Codeplan, 1991).

Ponto de Controle	MDE SICAD Alt. (m)	Ponto de Controle	MDE SICAD Alt. (m)	Ponto de Controle	MDE SICAD Alt. (m)
P55	1140,90	PZT5	1027,56	P18	942,27
P11	1150,80	PZT4	1031,68	P17	964,83
P57	1156,43	PZT3	1031,41	P49	978,24
P1	1132,04	PZT2	1031,58	P3	974,69
P12	1165,00	P6	1062,80	P13	1004,54
P56	1160,51	P59	976,33	P46	1075,00
P50	1151,56	P41	997,98	J1	994,81
P47	1034,90	P42	1006,96	J2	1000,47
P4	1046,07	P5	1041,00	J3	977,23
P16	1012,34	P22	994,86	J4	956,97
P52	987,95	P44	986,08	J5	1010,50
P38	977,03	P36	1036,42	J6	951,58
P26	957,92	P20	980,03	J7	973,74
P27	915,06	P37	1030,00	J8	995,37
P31	981,67	P10	999,19	J9	1002,73
P30	970,67	P40	993,08	Guido	985,00
P8	1053,09	P24	950,46	Trentin	992,21
P54	990,00	P25	935,22		
PZT1	1035,49	P33	950,65		

Para a verificação dos dados de altitude nos 55 pontos de controle extraídos da base SICAD (Codeplan, 1991), efetuou-se o levantamento na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim, utilizando tecnologia DGPS (GPS Diferencial), das cotas reais (plano elipsoidal) desses pontos. Essa etapa do trabalho foi executada com o método DGPS, utilizando o equipamento Leica® GX1230 com receptor GPS de dupla frequência (L1 e L2) e correção diferencial em tempo real (RTK).

Na realização do levantamento de campo, inicialmente, definiu-se um dos pontos a serem medidos como “ponto-base”. Em razão de sua posição central na bacia, o que é fundamental para a comunicação via rádio entre a base GPS fixa e a base móvel, o ponto referente ao poço 40 foi o escolhido para essa função. Posteriormente, as coordenadas reais do poço 40 (latitude, longitude e altitude elipsoidal) foram definidas a partir do transporte das coordenadas da Estação Brasília da Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo (RBMC), por meio da utilização de tecnologia GPS de dupla frequência (L1 e L2). Assim, os dados medidos em campo nessa estação foram corrigidos e georreferenciados em relação ao Sistema Geodésico Brasileiro (SGB) do IBGE.

O levantamento das coordenadas e da altitude dos outros 54 pontos de controle foi efetuada a partir da tecnologia GPS de dupla frequência (L1 e L2) com correção diferencial em tempo real (RTK), tendo como ponto-base o local do poço 40 supramencionado. Todos os pontos tiveram as coordenadas tridimensionais ajustadas ao ponto do poço 40 após sua correção a partir da RBMC.

O esquema geral do levantamento efetuado com a técnica GPS Diferencial é apresentado na Figura D.3.



Figura D.3 - Esquema do levantamento de dados utilizando o DGPS.

Na Figura D.3.A é representada a fase de instalação e configuração inicial do instrumento no ponto-base, no caso, o poço 40. Na Figura D.3.B é apresentada a estrutura que fica instalada no ponto-base ao longo do processo de obtenção de dados nas demais estações, no caso, as antenas para recepção de dados dos satélites pelo GPS fixo e de emissão de sinais de correção de posição e altitude via rádio para a estação GPS móvel. Uma vez instalada e configurada a estação do ponto-base, há o deslocamento para os demais pontos de controle pré-estabelecidos (Figura D.3.C). Observa-se que a base GPS móvel também é composta por uma antena de recepção GPS e outra de sinais de rádio da estação fixa no ponto-base. Na Figura D.3.D, ilustra-se a forma de obtenção de dados nos pontos da

superfície desejados. Dados coletados no poço P11 são apresentados na Figura D.3.E como exemplo de informações obtidas com o DGPS, como o tempo de coleta de dados, o tamanho da haste da antena GPS, o número de repetições da medição e o erro verificado entre as repetições, tanto na medição das coordenadas quanto na medição da cota altimétrica.

Na Tabela D.2, são apresentados os dados de altitude dos 55 pontos de controle na bacia experimental do alto rio Jardim obtidos no levantamento realizado com o uso do DGPS, bem como o erro médio absoluto de cada uma das medições, que representa o desvio médio absoluto das repetições de medidas realizadas no ponto em relação à média.

Tabela D.2 - Dados altimétricos dos pontos de controle obtidos com o uso do DGPS e corrigidos em relação à Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo (Sistema de coordenadas: WGS84 - UTM23).

Ponto de controle	Alt. elipsoidal (m)	Erro médio absoluto (m)	Ponto de controle	Alt. elipsoidal (m)	Erro médio absoluto (m)
55	1.133,11	0,0192	22	983,08	0,0145
1	1.139,37	0,0446	44	968,07	0,0167
57	1.146,78	0,0171	36	1.025,43	0,0247
1	1.119,21	0,0232	20	963,65	0,0314
12	1.153,31	0,0199	37	1.020,58	0,0250
56	1.149,02	0,0210	10	981,86	0,0165
50	1.136,96	0,0209	40*	981,90	0,0000
47	1.009,81	0,0177	24	939,21	0,0262
4	1.024,33	0,0266	25	923,43	0,0650
16	995,11	0,0151	33	941,42	0,0165
52	970,57	0,0211	18	931,66	0,0303
38	955,92	0,0909	17	956,06	0,0254
26	944,46	0,0422	49	973,93	0,0241
27	903,68	0,0254	3	956,59	0,0163
31	970,59	0,0168	13	993,49	0,0279
30	958,10	0,0338	46	1.066,49	0,0205
8	1.042,52	0,0212	J1	984,02	0,0217
54	986,89	0,0488	J2	995,35	0,0152
PZT1	1.029,47	0,0180	J3	967,95	0,0239
PZT5	1.019,17	0,0268	J4	948,39	0,0280
PZT4	1.025,07	0,0207	J5	1.000,67	0,0167
PZT3	1.024,30	0,0425	J6	948,79	0,0190
PZT2	1.024,02	0,0190	J7	963,68	0,0483
6	1.052,43	0,0128	J8	976,26	0,0152
59	967,08	0,0227	J9	989,98	0,0143
41	991,19	0,0146	GUIDO	951,71	0,0157
42	995,30	0,0127	TRENTIN	978,60	0,0360
5	1.029,65	0,0135			

* Ponto-base utilizado como referência fixa para correção dos demais.

Como se observa na Tabela D.2, o maior erro médio absoluto obtido entre as medições altimétricas em um mesmo ponto foi de cerca de 9,0 cm. O valor do erro médio dessas medições foi de apenas 2,5 cm, o que representa um excelente indicativo da qualidade dos dados medidos em campo com o DGPS.

D.2 - Comparação dos dados

Na Tabela D.3, são apresentadas as diferenças entre os dados altimétricos extraídos da base SICAD (Codeplan, 1991) e aqueles determinados com a tecnologia DGPS e corrigidos em relação à “Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo” nos 55 pontos de controle da bacia experimental do alto rio Jardim.

Tabela D.3 - Erro medido da base SICAD em relação aos dados determinados com a tecnologia DGPS e corrigidos em relação à “Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo” nos 55 pontos de controle da bacia experimental do alto rio Jardim.

Ponto de Controle	Erro SICAD-DGPS (m)	Ponto de Controle	Erro SICAD-DGPS (m)	Ponto de Controle	Erro SICAD-DGPS (m)
P55	7,79	PZT5	8,39	P18	10,61
P11	11,43	PZT4	6,61	P17	8,77
P57	9,65	PZT3	7,11	P49	4,31
P1	12,83	PZT2	7,56	P3	18,10
P12	11,69	P6	10,37	P13	11,05
P56	11,49	P59	9,25	P46	8,51
P50	14,60	P41	6,79	J1	10,79
P47	25,09	P42	11,66	J2	5,12
P4	21,74	P5	11,35	J3	9,28
P16	17,23	P22	11,78	J4	8,58
P52	17,38	P44	18,01	J5	9,83
P38	21,11	P36	10,99	J6	2,79
P26	13,46	P20	16,38	J7	10,06
P27	11,38	P37	9,42	J8	19,11
P31	11,08	P10	17,33	J9	12,75
P30	12,57	P40	11,18	Guido	33,29
P8	10,57	P24	11,25	Trentin	13,61
P54	3,11	P25	11,79		
PZT1	6,02	P33	9,23	MÉDIA	11,88

Na Tabela D.3, observa-se que em todos os pontos de controle os valores dos erros obtidos por meio da diminuição dos dados extraídos da base SICAD e aqueles determinados com o

uso de tecnologia DGPS foram sempre positivos, indicando que as altitudes do SICAD na área da bacia estão superestimadas. Na média, esse erro é de 11,88 m, variando entre 2,49 m e 33,29 m, o que indica que os erros obtidos ao longo da área de estudo não são constantes, apresentando grande variabilidade de valores.

É importante ressaltar que os dados altimétricos da base SICAD foram referenciados segundo a elipsóide internacional Hayford de 1924, enquanto os dados medidos com o DGPS foram referenciados com base na elipsóide WGS84; contudo, essa diferença não justifica a variação nos valores dos erros encontrados na comparação dos dados altimétricos obtidos com as duas bases.

Para uma melhor análise da distribuição dos erros da base SICAD (Codeplan, 1991), os valores apresentados na Tabela D.3 foram organizados na forma de uma curva de probabilidade acumulada de ocorrência dos erros (Figura D.4).

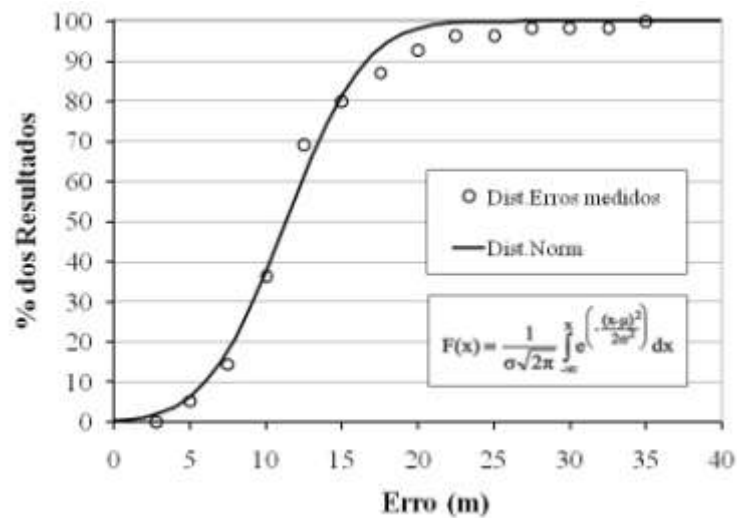


Figura D.4 - Probabilidade acumulada de ocorrência de erro nos dados da base SICAD em relação aos valores de altitude medidos com tecnologia DGPS na Bacia Experimental do Alto Rio Jardim.

Como se observa na Figura D.4, os erros da base SICAD seguem uma distribuição normal, o que comprova estatisticamente que os valores dos erros são aleatórios.

D.3 - Correção do MDE da bacia

Para a correção dos dados da base SICAD a partir dos erros verificados nos pontos de controle, efetuou-se a espacialização dos erros determinados entre a base SICAD e os dados medidos com DGPS (Figura D.5).

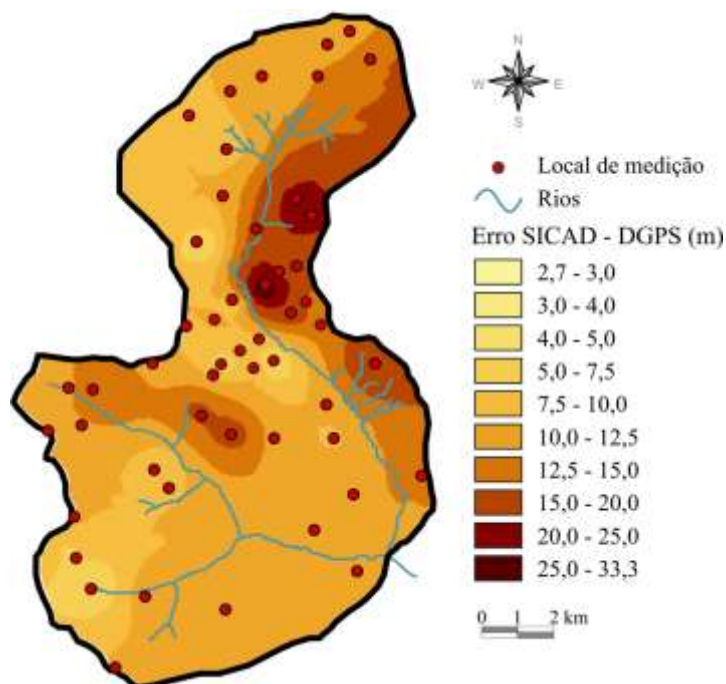


Figura D.5 - Distribuição espacial dos erros observados entre os dados obtidos com a base SICAD (Codeplan, 1991) e aqueles obtidos nos pontos de controle com o DGPS.

Como se observa na Figura D.5, também não é possível identificar qualquer padrão de distribuição espacial do erro dos dados altimétricos da base SICAD. O que se pode extrair da Figura D.5 é que, de uma forma geral, os maiores erros nos dados foram observados na margem esquerda do Rio Jardim, região leste da bacia.

A partir da transformação do MDE gerado com a base SICAD e da distribuição espacial dos erros observados em formato grid, foi possível realizar a operação algébrica para a definição do MDE corrigido da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim, de forma distribuída. No caso, como a base SICAD apresentou valores sempre superiores aos dados medidos com o DGPS, efetuou-se a seguinte operação matemática em cada célula de 30 x 30 m:

$$\text{MDE SICAD (Fig.D.2)} - \text{Erro Distribuído (Fig.D.5)} = \text{MDE Corrigido (Fig.D.6)} \quad (\text{D.1})$$

O Modelo Digital de Elevação corrigido da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim é apresentado na Figura D.6.

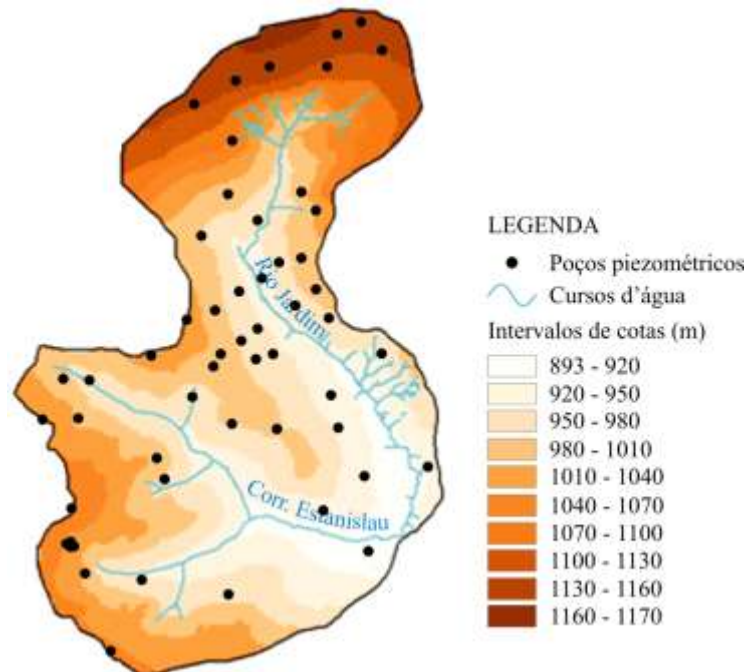


Figura D.6 - Modelo Digital de Elevação corrigido da Bacia Experimental do Alto Rio Jardim.

Como se pode observar no desenvolvimento do trabalho, o MDE apresentado na Figura D.6 representa uma correção parcial da base altimétrica do SICAD por meio da utilização de 55 pontos de controle como referência, onde os dados altimétricos foram determinados com o uso de tecnologia DGPS.