



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ESTUDO DA VARIABILIDADE DA PIEZOMETRIA DOS
AQÜÍFEROS FREÁTICOS NA BACIA DO ALTO RIO JARDIM –
DISTRITO FEDERAL**

LISIE FRANCINE FORMAGGIO

Dissertação de Mestrado N° 232

Orientador Prof. José Eloi Guimarães Campos

Brasília
2007

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ESTUDO DA VARIABILIDADE DA PIEZOMETRIA DOS
AQÜÍFEROS FREÁTICOS NA BACIA DO ALTO RIO JARDIM –
DISTRITO FEDERAL**

LISIE FRANCINE FORMAGGIO

Dissertação de Mestrado N° 232

COMISSÃO EXAMINADORA

José Eloi Guimarães Campos (UnB) - Orientador

Augusto César Bittencourt Pires (UnB) – Examinador Interno

Sueli Yoshinaga Pereira (UNICAMP) – Examinador Externo

Brasília
2007

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho aos meus pais, Nelson e Irza, pelo esforço e incentivo aos meus estudos.

Dedico ao Benedito, por tudo que passamos e por tudo que virá.

AGRADECIMENTOS

Agradeço, primeiramente, ao Prof. Eloi pela oportunidade e orientação.

Agradeço à minha família por todo apoio.

Agradeço ao CNPq pela concessão da bolsa de estudos para o desenvolvimento deste trabalho.

Agradeço ao Instituto de Geociências (IG) pela estrutura oferecida.

Agradeço ao agrônomo Rodrigo Manzione pelas discussões.

Agradeço a geóloga Inara pelas discussões e ajuda na elaboração dos mapas e as amigas Rosângela e Marina pelas conversas.

Agradeço ao geólogo Alexandre Seidel (Toyota) pelo auxílio em trabalhos de campo e discussões.

Agradeço a Francisca (Pós-Graduação) pela atenção despendida em todos os momentos solicitados.

Agradeço ao Prof. Augusto Pires pelas dicas, discussões e por aceitar compor a banca examinadora.

Agradeço a Profa. Sueli Yoshinaga por participar da banca examinadora, pelas críticas e sugestões oferecidas.

Agradeço a todos que direta ou indiretamente contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho.

Agradeço, especialmente, ao Benedito Domingues do Amaral pela ajuda nas análises estatísticas e discussões.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
2. JUSTIFICATIVA	1
3. OBJETIVOS	2
4. MATERIAIS E MÉTODOS	2
4.1. Banco de dados	3
4.2. Estatística Exploratória	5
4.3. Entrada de dados	5
4.4. Análise de Regressão Múltipla Espacial	6
4.5. Cálculo das Reservas Hídricas Subterrâneas	9
5. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA	9
5.1. Área de Estudos	9
5.2. Geologia	11
5.2.1. Grupo Canastra	13
5.2.2. Grupo Paranoá	14
5.2.3. Grupo Bambuí	15
5.3. Solos	17
5.4. Geomorfologia	23
5.5. Hidrogeologia	28
6. SIG APLICADO AOS RECURSOS HÍDRICOS	33
7. MÉTODOS APLICADOS À QUANTIFICAÇÃO DE RESERVAS HÍDRICAS SUBTERRÂNEAS	36
7.1. Introdução	36
7.2. Conceitos e Terminologias	38
7.3. Estado da Arte	41
8. RESULTADOS	49
8.1. Da Estatística Exploratória	49
8.1.1. Da Distribuição da Pluviometria	49
8.1.2. Da Distribuição da Piezometria	54
8.2. Da Variabilidade da Piezometria em Relação ao Meio Físico	65
8.2.1. Latossolos Muito Argilosos e Argilosos	65
8.2.2. Cambissolos	68
8.2.3. Gleissolos	70
8.2.4. Neossolos Quartzarênicos	71
8.3. Da Análise de Série Temporal (AST) da Piezometria e Pluviometria	74
8.4. Da Análise da Regressão Múltipla Espacial	79
9. DISCUSSÃO	86
9.1. Condições de Contorno	86
9.2. Da Análise Exploratória	87
9.2.1. Da Distribuição da Pluviometria	87
9.2.2. Da Distribuição da Piezometria	88
9.3. Da Distribuição da Piezometria em Relação ao Meio Físico	89
9.3.1. Latossolos Muito Argilosos e Argilosos	89
9.3.2. Cambissolos	90
9.3.3. Gleissolos	91
9.3.4. Neossolos Quartzarênicos	91
9.4. Da Análise da Série Temporal (AST)	93
9.5. Da Análise da Regressão Múltipla Espacial	94
9.6. Da Estimativa das Reservas Hídricas Subterrâneas	96
10. CONCLUSÕES	97
11. RECOMENDAÇÕES	99
12. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	101 _v
ANEXO – Perfis litológicos dos piezômetros	108

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1	Características dos locais de medição da pluviometria na área de estudo	04
Tabela 2	Síntese das variáveis independentes utilizadas na análise de regressão	08
Tabela 3	Reclassificação dos solos da área	22
Tabela 4	Classe da declividade na bacia	27
Tabela 5	Síntese dos métodos utilizados para a quantificação de reservas hídricas subterrâneas	48
Tabela 6	Pluviometria média mensal	49
Tabela 7	Pluviometria média anual	49
Tabela 8	Pluviometria mensal referente ao período de outubro/99 a setembro/03	49
Tabela 9	Média pluviométrica anual	49
Tabela 10	Coefficiente de variação entre quatro pontos (Chácara 71 e 76/77, COOPERBRÁS e Barreiro)	53
Tabela 11	Coefficiente de variação entre dois pontos (Chácara 71 e Barreiro)	53
Tabela 12	Estatísticas dos níveis piezométricos	54
Tabela 13	Estatísticas da piezometria dos latossolos muito argilosos	55
Tabela 14	Estatísticas da piezometria dos latossolos argilosos	58
Tabela 15	Estatísticas da piezometria dos cambissolos	60
Tabela 16	Estatísticas da piezometria dos gleissolos	62
Tabela 17	Estatísticas da piezometria dos neossolos	64
Tabela 18	Resultado da análise de série temporal da piezometria	75
Tabela 19	Resultado da análise de série temporal da pluviometria	77
Tabela 20	Tabela ANOVA	82
Tabela 21	Coefficientes individuais de regressão	82
Tabela 22	Estimativa da disponibilidade das reservas hídricas nos sistemas aquíferos porosos - Latossolo	84
Tabela 23	Estimativa da disponibilidade das reservas hídricas nos sistemas aquíferos porosos - Cambissolo	85
Tabela 24	Estimativa da disponibilidade das reservas hídricas nos sistemas aquíferos porosos - Gleissolo	85
Tabela 25	Estimativa da disponibilidade das reservas hídricas nos sistemas aquíferos porosos - Neossolo	85
Tabela 26	Estimativa da disponibilidade hídrica nos sistemas aquíferos porosos	85

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1	Localização dos pontos de amostragem	03
Figura 2	Localização dos pontos de medição da pluviometria na área de estudo	04
Figura 3	Fluxograma dos métodos utilizados	09
Figura 4	Localização da área de estudo	10
Figura 5	Mapa geológico do Distrito Federal	12
Figura 6	Mapa geológico da bacia do alto rio Jardim	13
Figura 7	Coluna estratigráfica do Grupo Paranoá	15
Figura 8	Coluna estratigráfica do Grupo Bambuí	16
Figura 9	Mapa pedológico do Distrito Federal	17
Figura 10	Mapa de solos da bacia do alto rio Jardim	20
Figura 11	Mapa de solos reclassificado	22
Figura 12	Mapa geomorfológico do Distrito Federal	25
Figura 13	Mapa hidrogeológico da bacia do alto rio Jardim	30
Figura 14	Reservas reguladoras e permanentes	39
Figura 15	Pluviometria mensal e anual na Chácara 71	50
Figura 16	Pluviometria mensal e anual na Estação Barreiro	51
Figura 17	Histograma e função densidade dos níveis piezométricos (Out/03-mar/07)	55
Figura 18	Histogramas e curvas de distribuições dos níveis piezométricos nos latossolos muito argilosos	57
Figura 19	Histogramas e curvas de distribuições dos latossolos argilosos	59
Figura 20	Histogramas e curvas de distribuições da piezometria dos cambissolos	61
Figura 21	Histogramas da piezometria dos gleissolos	63
Figura 22	Histogramas da piezometria dos neossolos	64
Figura 23	Variabilidade da piezometria nos latossolos muito argilosos	66
Figura 24	Variabilidade da piezometria nos latossolos argilosos	67
Figura 25	Variabilidade da piezometria nos cambissolos	69
Figura 26	Variabilidade da piezometria nos gleissolos	70
Figura 27	Variabilidade da piezometria no neossolo quartzarênico	71
Figura 28	Evolução dos níveis piezométricos mais rasos nos sistemas aquíferos porosos	72
Figura 29	Evolução dos níveis piezométricos mais profundos nos sistemas aquíferos porosos	73
Figura 30	Evolução dos níveis piezométricos (Δh) nos sistemas aquíferos porosos	70
Figura 31	Mapas da piezometria do primeiro e do segundo eixos resultantes da análise de série temporal	76
Figura 32	Mapas da pluviometria do primeiro e do segundo eixos resultantes da análise de série temporal	78
Figura 33	Mapa da pluviometria do terceiro eixo ortogonal resultante da análise de série temporal	78
Figura 34	Variável independente considerada geologia	79
Figura 35	Variável independente considerada hidroporoso	80
Figura 36	Variável independente considerada declividade	80
Figura 37	Variável independente considerada textura dos solos	81
Figura 38	Mapa preditivo resultante da variabilidade da piezometria	83
Figura 39	Mapa de resíduos resultante da variabilidade da piezometria	84

RESUMO

Este trabalho objetivou ampliar o conhecimento sobre a variabilidade da piezometria em sistemas aquíferos intergranulares rasos. A área de estudo foi a bacia do alto rio Jardim, situada na porção sudeste do Distrito Federal e caracterizada pelo uso agrícola intenso. Para o desenvolvimento da pesquisa foram utilizados dados de piezômetros e de estações pluviométricas reunidos numa série histórica de dados. Esses dados foram submetidos às análises estatísticas descritivas e espaciais, através da análise de série temporal e regressão múltipla espacial. A análise de série temporal foi o método escolhido para sintetizar os ciclos sazonais da piezometria e pluviometria através da série temporal padronizada e a análise de regressão múltipla espacial foi o método escolhido para verificar a contribuição de variáveis independentes no comportamento da variável dependente piezometria dos sistemas aquíferos porosos. Com base nas análises realizadas conclui-se que:

- 1) As análises descritivas mostraram que a piezometria no sistema aquífero latossolo muito argiloso apresentou comportamento bimodal nos anos analisados; a piezometria nos sistemas aquíferos latossolo argiloso e neossolo quartzarênico mostrou caráter bimodal menos evidente que no sistema aquífero latossolo muito argiloso; a piezometria nos sistemas aquíferos cambissolo e gleissolo apresentou comportamento mais variável;
- 2) Os coeficientes de variação calculados revelaram alta variabilidade da pluviometria nos pontos analisados na área de estudo;
- 3) Nos sistemas aquíferos latossolos muito argilosos e argilosos a elevação dos níveis freáticos respondeu entre dois e dois meses e meio após o início das chuvas e o rebaixamento iniciou mais de um mês após a entrada do período de estiagem; nos sistemas aquíferos cambissolos os níveis piezométricos responderam entre trinta a quarenta e cinco dias após os eventos de precipitação e na seca essa resposta aconteceu um mês após o início da recessão das chuvas; nos sistemas aquíferos gleissolos os níveis piezométricos responderam um mês após os períodos sazonais;
- 4) Em todos os sistemas aquíferos os níveis piezométricos mais rasos apresentaram uma tendência, sutilmente, decrescente e os níveis piezométricos mais profundos apresentaram um padrão crescente no período estudado;
- 5) A análise de série temporal demonstrou alta variabilidade da piezometria na maior parte da área, predominantemente, nas chapadas elevadas; a variabilidade da pluviometria foi alta nas porções central e sudeste da área de estudo;
- 6) A regressão múltipla espacial apontou a textura dos solos como a variável que mais contribuiu para a variabilidade da piezometria na área, seguida, em ordem decrescente, pela declividade, geologia, hidrogeologia, pluviometria segundo eixo, pluviometria terceiro eixo e pluviometria primeiro eixo.

Palavras-chaves: sistemas aquíferos intergranulares, piezometria e análise estatística espaço-temporal.

ABSTRACT

The objective of the present work is to increase the knowledge about the variability of the water table in porous shallow aquifer systems. The study area was the Rio Jardim watershed, situated in the southeast portion of the Federal District (Brazil) and characterized by intense agriculture use. The development of the research was based on monitoring wells water table measures and pluviometer stations referred to a historical data series. These data had been submitted to descriptive and space statistical analyses, through the time series analysis and space multiple regression. The time series analysis was the chosen method to synthesize the seasonal cycles of the water table and rain through of the standardized time series. The analysis of space multiple regression was the chosen method to verify the contribution of independent variable in the behavior of the dependent variable water table of the porous shallow aquifer systems. Based on the analyses it can conclude:

- (1) The descriptive analyses shows a bimodal behavior to the water table in the clay latosoil aquifer system; the clay latosoil and neossoil aquifer systems show less evident bimodal character in comparison to the clay latosoil aquifer system; the cambisoil and gleisoil aquifer systems show more variable to the water table behavior;
- (2) The calculated coefficients of variation present high variability of the rain in the analyzed points;
- (3) In the clay latosoil and latosoil aquifers systems the water table rises begins two months after the beginning of the rainy season and the decreasing initiates more than one month after the dry period starts; in the cambisoils aquifer system the water table levels rises after one to one and a half month after the first precipitation events and in the decreases of the water table levels begins after one month after the dry season; in the gleisoils aquifer system the water table levels answers one month after the rains initiate;
- (4) In all the aquifers systems the shallower water table presents a decreasing trend, and the deeper the water table levels presents an increasing pattern in the studied period;
- (5) The time series analysis for the most part of the area demonstrates high variability of the water table. In the north, central and southeastern portions of the study area the variability of the rain is higher;
- (6) The space multiple regressions pointed out the soil texture as the most important variable to explain the water table variability in the area, followed, by the declivity, geology, hydrogeology and rain.

Keywords: porous aquifers systems, water table and temporal-space statistical analysis.

1. INTRODUÇÃO

A preocupação demandada por parte das instituições de gestão de recursos hídricos, vem crescendo de maneira considerável, ainda que priorizadas as águas superficiais. Em função do aumento da demanda dos recursos subterrâneos para atendimento do abastecimento da população, da indústria e da agropecuária, a utilização dos aquíferos vem aumentando de forma considerável e, conseqüentemente, a necessidade de estudos sobre esse tema.

O uso sustentável dos recursos hídricos, em especial os subterrâneos, não requer, apenas, estudos sobre a vulnerabilidade e contaminação de aquíferos, como vem ocorrendo de forma sistemática nos últimos anos, mas também o conhecimento dos componentes que atuam em seu comportamento hidráulico é de suma importância para o estabelecimento de medidas preventivas e/ou corretivas na sustentabilidade destes recursos.

Nesse sentido, esse trabalho vem contribuir com o estudo hidrogeológico dos sistemas aquíferos intergranulares da bacia do alto rio Jardim, cujos recursos hídricos superficiais utilizados para irrigação no período seco do ano são provenientes da descarga de base dos aquíferos locais.

A área escolhida para o desenvolvimento desse estudo foi a bacia do alto rio Jardim/DF, a qual contribui para o rio Preto e este por sua vez integra-se ao rio Paracatu que deságua no médio São Francisco. Trata-se de uma área, predominantemente, voltada para a agricultura e é responsável pelo abastecimento de parte do Distrito Federal.

O método escolhido para o desenvolvimento deste estudo foi a análise de regressão múltipla espacial, objetivando enumerar as condicionantes que atuam na variabilidade da piezometria na bacia do alto rio Jardim. Secundariamente, foi realizado um levantamento bibliográfico dos métodos existentes para a quantificação de reservas hídricas subterrâneas.

2. JUSTIFICATIVA

A bacia do rio Jardim apresenta sérios problemas ambientais, acentuados nos últimos vinte e cinco anos de ocupação, como a redução das matas galerias em 28%, além dos conflitos entre os usuários da água. Manejar o uso da água é fundamental, pois não há garantia de atendimento a demanda de água para a irrigação em anos de vazões críticas (Dolabella 1995).

Assim, a justificativa para desenvolvimento deste estudo foi a necessidade do conhecimento mais detalhado das variáveis que atuam sobre o comportamento da piezometria em um determinado período e assim compreender melhor a resposta do nível d'água em relação aos períodos de chuva e de estiagem. Nesse contexto, o estudo teve importância para dar subsídios ao melhor uso e aproveitamento dos recursos hídricos nessa bacia hidrográfica que

desempenha uma atividade socioeconômica relevante para a região do planalto central, uma vez que a bacia do rio Preto é a principal área de produção agrícola no Distrito Federal.

O tipo de informação que se pretende analisar no presente trabalho é fundamental para a adequada gestão integrada dos seus recursos hídricos.

3. OBJETIVOS

O objetivo principal foi estudar a variabilidade da piezometria em relação aos fatores condicionantes na bacia hidrográfica do alto rio Jardim. Neste âmbito, as metas que foram desenvolvidas para alcançar o objetivo principal são enumeradas a seguir:

- Entender a variabilidade da piezometria ao longo de uma série temporal de dados;
- Entender e hierarquizar os condicionantes gerais envolvidos no controle da piezometria;
- Revisar e discutir as metodologias, encontradas na literatura, aplicadas à quantificação de reservas hídricas subterrâneas;
- Usar a análise espacial para priorizar os componentes envolvidos no cálculo de reservas hídricas subterrâneas e, assim auxiliar, para o gerenciamento do uso dos recursos hídricos subterrâneos.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

Neste capítulo, apresenta-se o material e os métodos utilizados no desenvolvimento do estudo.

Foram realizadas leituras mensais dos níveis piezométricos nos quarenta e seis piezômetros instalados na área de estudo. Para efetuar a leitura desses níveis foi utilizado um medidor de nível da água do tipo sensor elétrico dotado de campainha, com fita milimetrada. A Figura 1 apresenta a localização dos piezômetros na área de estudo.

Em outubro de 2003 foram instalados cinquenta piezômetros na área de estudo, dos quais quatro apresentaram-se secos. Dessa maneira, as medições ao longo dos anos foram realizadas em quarenta e seis piezômetros. Para a instalação dos piezômetros foram realizadas sondagens a trado manual, sendo os piezômetros construídos em PVC Geomecânico[®] com 2” de diâmetro interno. A instalação dos piezômetros ocorreu de acordo com as diretrizes da Norma Técnica (ABNT) NBR 13895 - Construção de Poços de Monitoramento e Amostragem. Os filtros utilizados foram de PVC Geomecânico[®] com 2” de diâmetro interno. A seção filtrante de cada poço e o espaço anelar entre o poço e a parede do furo foi preenchido com areia média a grossa (pré-filtro) por todo o comprimento do filtro, sendo que acima do filtro este espaço foi preenchido com bentonita, a qual atua como selo sanitário para eliminar a possibilidade de infiltração de

águas superficiais. Os piezômetros são dotados de caixas de proteção em alvenaria e caps de pressão com cadeado. Os perfis litológicos dos piezômetros são apresentados no Anexo 1.

4.1. Banco de dados

Os dados da piezometria retrataram o período de outubro de 2003 a março de 2007, totalizando quarenta e três meses de medição. Neste contexto, é relevante destacar a consistência dos dados, uma vez que no total de mil novecentos e cinquenta e seis observações, foram eliminados, somente, cinco valores por se mostrarem anômalos. Essas anomalias podem ter ocorrido em função do erro de leitura na ocasião da medição dos níveis piezométricos.

Outro fator relevante é que na área de estudo, tanto o abastecimento de água, como a irrigação, são feitos principalmente, por recursos hídricos superficiais. Dessa maneira, a reduzida exploração dos recursos hídricos subterrâneos favorece ao entendimento do comportamento dos sistemas aquíferos na área, uma vez que os níveis d'água são estáticos (ausência de bombeamento dos aquíferos) e não dinâmicos, o que reflete o comportamento natural dos sistemas aquíferos na área de estudo.

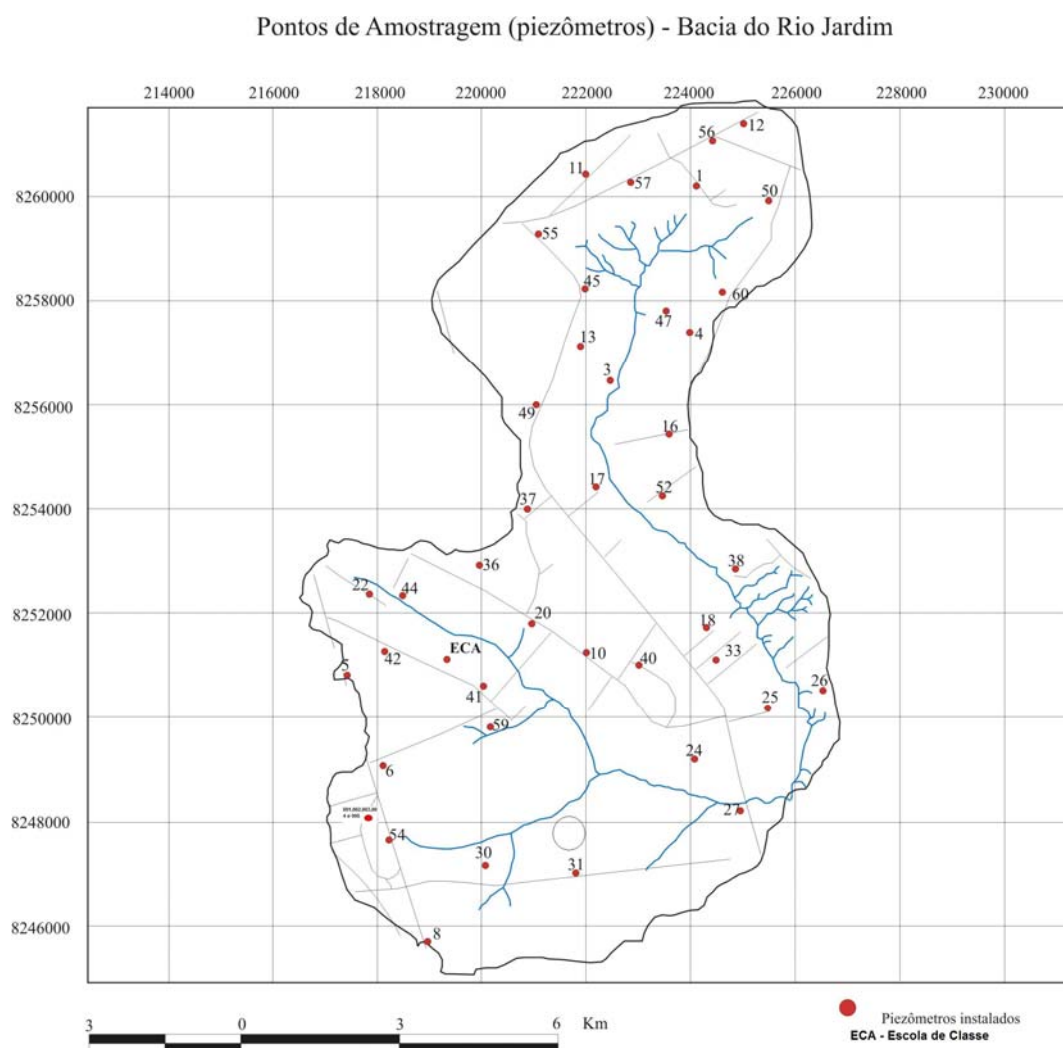


Figura 1 - Localização dos pontos de amostragem. Fonte: Lousada (2005).

Os dados da pluviometria contemplaram o período de outubro de 1999 a março de 2007, entretanto, essa série não é completa em todos os pontos de medição. O período entre outubro de 1999 a setembro de 2003 foi analisado através de dados provenientes de quatro pontos de medição, sendo que o período de outubro de 2003 a março de 2007 foi representado por dois pontos. Para efeito de análise foram utilizados os dados totais mensais. Dessa maneira para o período de outubro de 1999 a setembro de 2003 foram utilizadas cento e noventa e duas medidas e para o período de outubro de 2003 a março de 2007, setenta e duas. A Figura 2 e a Tabela 1 mostram, respectivamente, os locais de medição da pluviometria na área de estudo e as características desses pontos de medição.

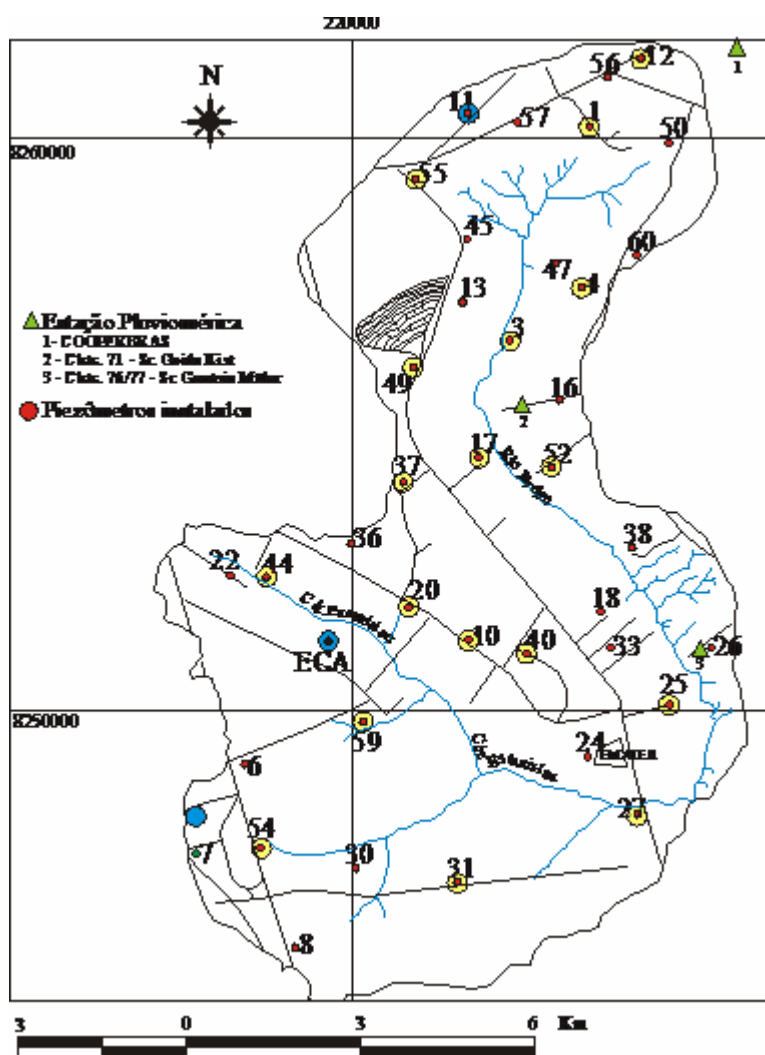


Figura 2 - Localização dos pontos de medição da pluviometria na área de estudo. Fonte: LOUSADA, 2005.

Local	UTM N	UTM L	Altimetria (m)	Período
Chácara 71	8255316	223615	1011	out/99 a mar/07
Chácara 76/77	8250089	226706	985	out/99 a dez/04
COOPERBRÁS	8261832	226250	1165	out/99 a dez/03
Barreiro	8247134	215354	998	out/99 a fev/07

Tabela 1 - Características dos locais de medição da pluviometria na área de estudo.

4.2. Estatística Exploratória

O tratamento estatístico dos dados da piezometria foi realizado com auxílio dos programas Excel e Systat, utilizando-se conceitos básicos da Estatística Exploratória/Descritiva (Vieira 1988, Triola 1990 e Landim 1998). A análise exploratória dos dados abrangeu períodos anuais, bem como o período integral da série histórica (outubro/03 – março/07).

Os dados de pluviometria foram submetidos a uma análise de coeficiente de variação (Triola 1990). Para tanto, foram utilizados dados mensais para compor um ano hidrológico e calcular as médias e os desvios padrões e posteriormente os coeficientes de variação.

4.3. Entrada de dados

Foi realizada a entrada de dados em um banco de dados relacional em ambiente de Sistema de Informação Geográfica – SIG. Para tanto utilizou o software IDRISI 3.2. Ressalta-se que, os mapas temáticos de geologia, hidrogeologia e pedologia foram elaborados por Lousada (2005) e, nesse estudo, importados para o IDRISI 3.2. visando à análise espacial proposta.

Os valores da piezometria foram espacializados através do interpolador média ponderada, bem como os dados da pluviometria. De acordo com Câmara *et al.* (1996), na interpolação por média ponderada o valor de cota de cada elemento da grade é definido pela média ponderada dos valores de cota das amostras vizinhas. A ponderação mais usada na prática é o inverso da distância euclidiana do ponto da grade à amostra considerada, ou seja:

$W_{ij} = 1/d_{ij}^k$, sendo que:

k é o expoente da distância, geralmente igual a 1 ou 2 e;

d_{ij} é o valor de distância da amostra j ao ponto i da grade.

Após o uso do interpolador, os dados piezométricos e pluviométricos foram submetidos à análise de série temporal. A análise de série temporal está relacionada com análise fatorial e pode ser usada para transformar um conjunto de dados em componentes não correlacionadas entre si e ordenados em termos de proporção da variância dos dados originais (Manly 1986).

Manly (1986) descreve a análise de serie temporal com objetivo de analisar p variáveis com a finalidade de se fazer combinações entre estas, a partir de medidas de correlações ou variância-covariância. O resultado é obtido através de índices $Z_1, Z_2, Z_3, \dots, Z_p$, sendo estes não correlacionados. Estes índices possuem medidas de dimensões diferentes associando-se a cada eixo ortogonal com variância $\text{var}(Z_p)$, onde $\text{var}(Z_1) \text{var}(Z_2) \dots \text{var}(Z_p)$. Nestes eixos são apresentadas as variáveis, assumindo-se a cada carga de associações *loading*, onde cada eixo representa a raiz latente *eigenvalue* da matriz em estudo. O resultado final é apresentado através de *scores* em gráficos de duas ou três dimensões. A análise neste trabalho foi realizada com dados da piezometria e pluviometria, onde foram apresentadas as cargas de associações dos eixos

ortogonais. Foi realizada a análise temporal para sintetizar os ciclos sazonais da piezometria e pluviometria por meio da série temporal padronizada (Landim 1998).

Na análise de série temporal, o período considerado para a pluviometria foi de outubro de 1999 a dezembro de 2003, diferente do período considerado para os dados da piezometria (outubro de 2003 a março de 2007). Esse período foi considerado pelo fato de quatro pontos possuírem medições da pluviometria em detrimento do período de outubro de 2003 a março de 2007, o qual possui dois locais de medição, fato que poderia comprometer os resultados dessa variável quando os mesmos forem submetidos a uma análise geoestatística.

O software IDRISI adota a ACP Padronizada no seu módulo AST (Time Series Analysis), que é utilizado para o estudo de séries temporais de imagens de uma mesma região. Lins (1985) descreve como vantagens dessa análise a redução das variáveis a um número fisicamente significativa, sem a perda significativa da informação contida na variabilidade dos dados, removendo ruídos ou componentes estocásticos e determinação de padrões em grandes grupos de dados; a eficiência na compressão dos dados, uma vez que os primeiros componentes explicam uma grande porcentagem da variância dos dados e a possibilidade de regionalização espacial e o mapeamento dos padrões espaço-temporal dos dados.

4.4. Análise de Regressão Múltipla Espacial

De posse dos dados tratados da piezometria e da pluviometria, devidamente sintetizados e espacializados, foi realizada a análise de regressão múltipla espacial.

A análise de regressão buscou estabelecer uma relação entre uma variável y e p outras variáveis x_1, x_2, \dots, x_p que explicam como varia y . A análise testou a variável resposta (dependente) descrita pela piezometria em relação às diversas variáveis explanatórias condicionantes (independentes), como pluviometria, textura dos solos, geologia, hidrogeologia e declividade. O modelo de regressão múltipla espacial foi validado pela análise dos resíduos através da magnitude dos resíduos. Para a realização dos cálculos do modelo de análise de regressão entre a piezometria e as variáveis condicionantes, foi utilizada a seguinte equação:

$$Y_{ijkmn} = \mu + \alpha_i + \gamma_j + \delta_k + \phi_m + \kappa_n + \varepsilon_{ijkmnor}, \text{ onde:}$$

Y_{ijkmn} é a variável resposta, descrita pela piezometria;

μ é uma constante;

α_i é o fator pluviometria;

γ_j é o fator textura dos solos;

δ_k é o fator geologia;

ϕ_m é o fator declividade;

κ_n é o fator hidrogeologia;

$\varepsilon_{ijkmnor}$, é o erro aleatório (Landim 1998).

Em relação aos mapas da piezometria e pluviometria, sintetizados através da análise de série temporal, uma decisão tomada neste trabalho foi a padronização desses mapas em função da diferença de escala entre os valores das variáveis. Este procedimento tende a unificar os mapas com uma escala numérica mais consistente no modo de comparação. O módulo utilizado no Idrisi foi *Image processing*/STRETCH – *contrast stretch utility*, onde os valores são reescalados entre 0 a 255. Ressalta-se que a padronização dos dados ocorreu nos mapas finais da análise de série temporal.

Em relação às demais variáveis independentes os valores adotados são descritos a seguir. Para a variável geologia o maior valor, quarenta, foi atribuído ao Grupo Paranoá (Subsistemas **R₃/Q₃**), trinta para o Subsistema **R₄**, uma vez que este grupo pode apresentar maior influência no comportamento da piezometria devido, principalmente, aos tipos de litologia, densidade, abertura e interconexão das fraturas (Freitas-Silva & Campos 1998). Para os grupos Canastra (Subsistema **F**) e Bambuí, foram atribuídos os valores de vinte e dez, respectivamente, uma vez que o Grupo Canastra apresenta maior densidade e abertura de fraturas quando comparado ao Grupo Bambuí (Freitas-Silva & Campos 1998).

Para a variável textura dos solos, foram adotados os valores descritos por Reatto *et.al* (2000) os quais se referem à porcentagem de argila. Para os latossolos foi atribuído o valor médio de sessenta e para os cambissolos, gleissolos e neossolos foram atribuídos os valores médios de cinquenta e quatro, cinquenta e quinze, respectivamente.

Para a variável hidrogeologia, os pesos adotados foram baseados nos valores das condutividades hidráulicas dos sistemas aquíferos porosos descritos por Freitas-Silva & Campos (1998). Como a condutividade hidráulica pode apresentar grande variação dentro de um mesmo sistema aquífero, optou-se neste trabalho por atribuir valores em função, principalmente, das litologias características de cada sistema aquífero poroso. Dessa maneira, para o sistema aquífero **P₁** foi atribuído o valor de quarenta e para os sistemas aquíferos **P₂** e **P₄** foram atribuídos os valores de trinta e vinte, respectivamente.

Para a variável declividade foram adotados valores que variam de zero a cinquenta. Para essa classificação foi utilizado o mapa de hipsometria da área, sendo o mesmo reclassificado no módulo RECLASS do IDRISI. Optou-se pelos valores de zero a cinquenta visando padronizar essa variável em função das outras variáveis.

É importante salientar que os valores atribuídos às variáveis independentes, exceto a pluviometria, foram baseados nos valores da variável textura dos solos, a qual é citada na literatura em função da porcentagem de argila presente em cada tipo de solo na área de estudo. O motivo pelo qual foi escolhida essa variável independente é que, *a priori*, a mesma foi

considerada como a mais importante para explicar o comportamento da variável dependente, no caso a variabilidade da piezometria. A Tabela 2 apresenta uma síntese das variáveis envolvidas na análise de regressão.

Outro fato importante a ressaltar é que a irrigação na bacia não foi considerada como recarga artificial, ou seja, como uma variável independente na análise de regressão, visando simplificar a análise propriamente dita.

Variável	Classe	Peso	Justificativa
Textura dos solos	Latossolo	60	Solo muito Argiloso a Argiloso
	Cambissolos	54	Solo Argiloso
	Gleissolos	50	Solo Argiloso
	Neossolos Quartzarênicos	15	Solo Arenoso
Hidroporoso	P ₁	40	Condutividade hidráulica elevada
	P ₂	30	Condutividade hidráulica média
	P ₄	20	Condutividade hidráulica baixa
Geologia	Grupo Paranoá (Subsistema R ₃ /Q ₃)	40	Alta densidade de fraturamento. Comportamento rúptil favorecendo a abertura das fraturas e predomínio de litologias psamíticas
	Grupo Paranoá (Subsistema R ₄)	30	Predomínio de litologias pelíticas
	Grupo Canastra (Subsistema F)	20	Fraturamento e foliação com alto grau. Predomínio de litologias pelíticas
	Grupo Bambuí	10	Litologias pelíticas
Declividade	0 – 10%		Área plana a suave-ondulada, ótimo para infiltração e recarga
	10 – 25%		Área suave-ondulada, bom para infiltração
	25 – 35%		Área com declividade acentuada, restrita para infiltração e recarga
	35 – 50%		
Pluviometria	Totais mensais	0 a 255	Os mapas finais resultantes da AST foram padronizados

Tabela 2 – Síntese das variáveis independentes utilizadas na análise de regressão.

Para efetuar a regressão múltipla espacial foi utilizado o módulo GIS *Analysis/Statistics/MULTIREG* do IDRISI. Destaca-se que todos os mapas utilizados nesse trabalho foram importados para o programa ArcView 9.1. A Figura 3 apresenta o fluxograma dos métodos adotados neste trabalho.

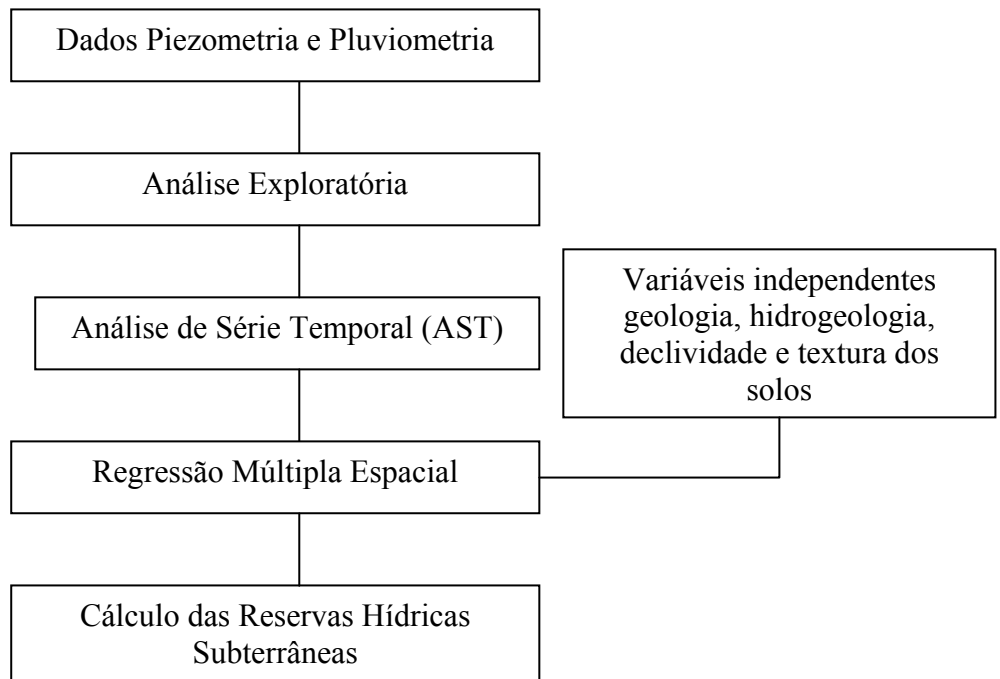


Figura 3 – Fluxograma dos métodos utilizados.

4.5. Cálculo das Reserva Hídricas Subterrâneas

A estimativa das reservas renováveis para os aquíferos rasos da bacia do alto rio Jardim foi realizada, de acordo com as equações respectivas: reservas renováveis, $R_r = A \times \Delta h \times \eta_e$, onde A é igual à área, Δh é equivalente à variação anual do nível freático e η_e é igual à porosidade efetiva. Para as reservas permanentes desses aquíferos utiliza-se a fórmula: $R_p = A \times b \times \eta_e$, onde b representa a espessura da zona saturada do sistema. As reservas exploráveis foram calculadas segundo a equação, $R_e = R_r + (R_p \cdot \text{percentual de acordo com cada sistema aquífero})$. Ressalta-se que para os cálculos de reservas hídricas foi considerado o período de outubro de 2003 a setembro de 2007.

5. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA

5.1. Área de Estudos

A bacia do alto rio Jardim localiza-se na porção leste do Distrito Federal, entre as latitudes $15^{\circ}40'$ e $16^{\circ}02'$ S e longitudes $47^{\circ}20'$ e $47^{\circ}40'$ W e ocupa uma área de aproximadamente 10.000 hectares (Figura 4).

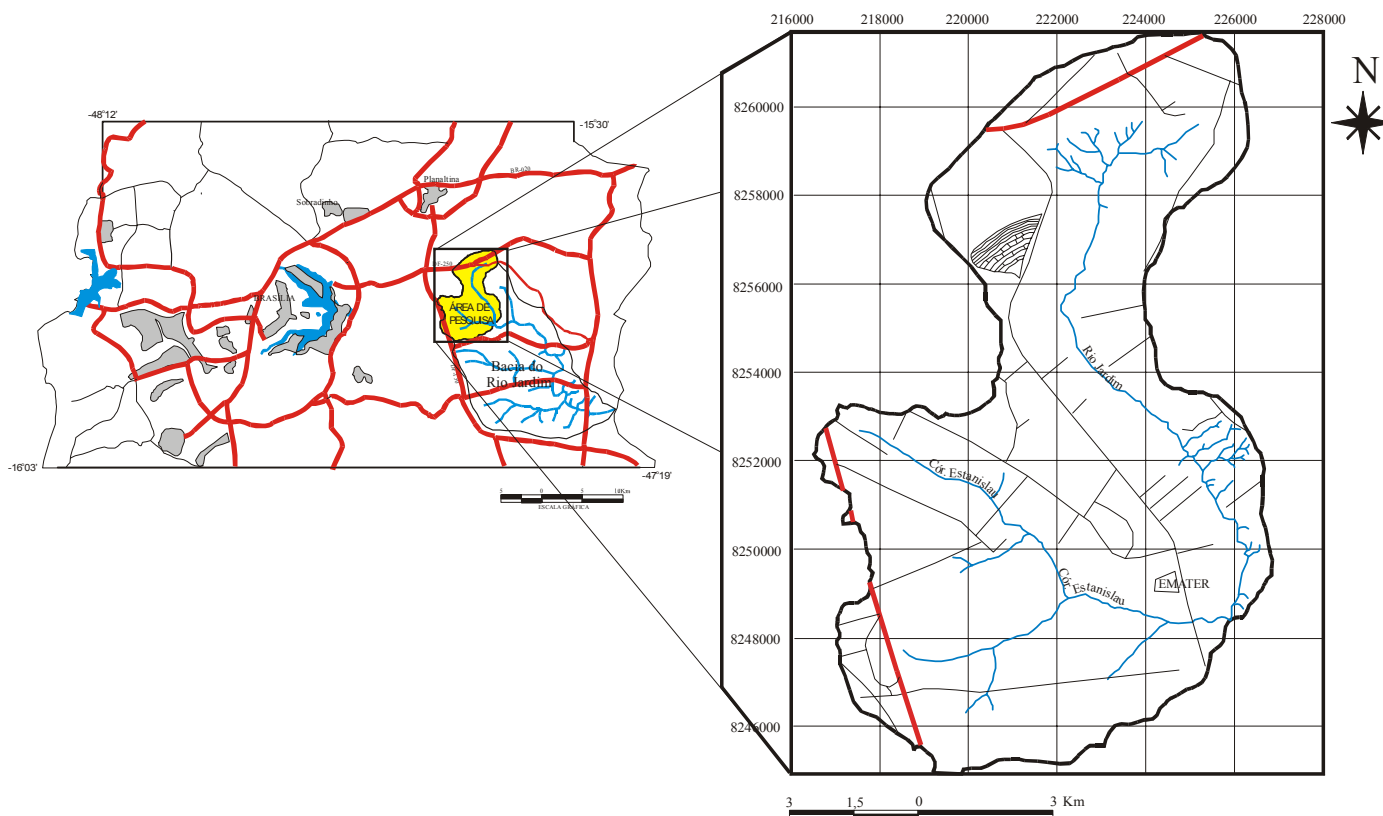


Figura 4 - Localização da área de estudo. Fonte: Lousada (2005).

Seu canal principal é o maior tributário do rio Preto (Spera *et al.* 2002) e essa bacia representa cerca da metade da área de contribuição da bacia do rio Preto, nos limites do Distrito Federal (Signoretti 1998). O clima é caracterizado por uma estação seca bem definida que se estende desde maio até setembro (Assad & Sano 1998).

A bacia do alto rio Jardim é caracterizada pela intensa agricultura onde a disponibilidade dos recursos hídricos é um fator de extrema importância. A economia na bacia do rio Jardim é bastante diversificada, sendo que os grãos e as hortaliças representam a mais importante atividade econômica, estando a maior parte apoiada na irrigação. As culturas de milho e soja são as mais plantadas (no período de chuva representam 90%) e o feijão e o trigo são plantados sob irrigação nas áreas de pivô-central (Dolabella 1995). A horticultura vem sendo desenvolvida em pequenos núcleos rurais e colônias agrícolas, sendo que o acesso à água foi fator decisivo na difusão de hortaliças e a fruticultura. Em 1998 a demanda hídrica necessária para atender toda a bacia do alto rio Jardim era de 414,5 L/s, sendo a vazão crítica do alto rio Jardim de 720 L/s (Soares-Júnior 2002).

Segundo Dolabella (1995) na bacia do rio Jardim a agricultura irrigada por pivô-central é desenvolvida principalmente sobre latossolos argilosos (95,3% da área irrigada). São solos profundos a muito profundos que formam grandes reservatórios de águas subterrâneas, onde o

abastecimento em épocas de chuva é de suma importância para a regularização do escoamento de base que determinará as vazões disponíveis nos mananciais em períodos de seca. Vale ressaltar que a irrigação é realizada através de recursos hídricos superficiais, que na maioria das vezes retiram água da área de nascentes, onde a vazão disponível é pequena e a fragilidade ambiental é elevada.

5.2. Geologia

O Distrito Federal encontra-se inserido na Faixa Brasília, a qual pertence ao Setor Central da Província Tocantins (Almeida & Hasui 1984).

A Faixa Brasília é constituída por metassedimentos do neoproterozóico, metamorfizados desde baixo grau até a fácies xisto-verde, sendo que a intensidade do metamorfismo e da deformação diminui de oeste para leste, onde ocorre a transição para os sedimentos de cobertura do Cráton São Francisco (Almeida & Hasui 1984).

De acordo com Freitas-Silva & Campos (1998) a Faixa Brasília representa uma unidade geotectônica localizada entre a borda oeste do Cráton São Francisco e a borda leste do Maciço de Goiás. A Faixa Brasília apresenta uma complexa história evolutiva que foi sintetizada por Freitas-Silva & Campos (1998) do Arqueano e Paleoproterozóico (> 1600 m.a.) ao Neoproterozóico (1000-570 m.a.). Resumidamente, o embasamento, ou crosta continental, da Faixa Brasília passou por um rifteamento crustal, com magmatismo continental, seguido por deposições de várias seqüências de supracrustais (grupos Paranoá, Canastra, Vazante, Serra da Mesa), sendo que no neoproterozóico houve uma inversão tectônica, instalação de arcos magmáticos, término de deposição de algumas unidades, plutonismo e finalmente o fim do Ciclo Brasileiro (\approx 450 M.a.).

A estrutura tectônica da Faixa Brasília pode ser dividida em dois segmentos: Setentrional e Meridional separados, imprecisamente, pela estrutura regional chamada de Megainflexão dos Pirineus. Esses segmentos apresentam algumas particularidades stratigráficas, estruturais, metamórficas e temporais durante sua evolução, mesmo apresentando uma evolução tectônica semelhante. Entretanto, na região central da Faixa Brasília, onde se situa o Distrito Federal, na transição entre os dois setores, as estruturas e os diferentes sistemas deposicionais geram um quadro muito complexo, em função da sobreposição no tempo e no espaço Freitas-Silva & Campos (1998).

As litologias existentes, na área do Distrito Federal, pertencem aos grupos Paranoá, Canastra, Araxá e Bambuí (Figura 5). Entretanto, na área do alto rio Jardim, as litologias presentes pertencem aos grupos Paranoá, Canastra e Bambuí, conforme ilustra a Figura 6, dessa maneira, serão descritos somente esses grupos.

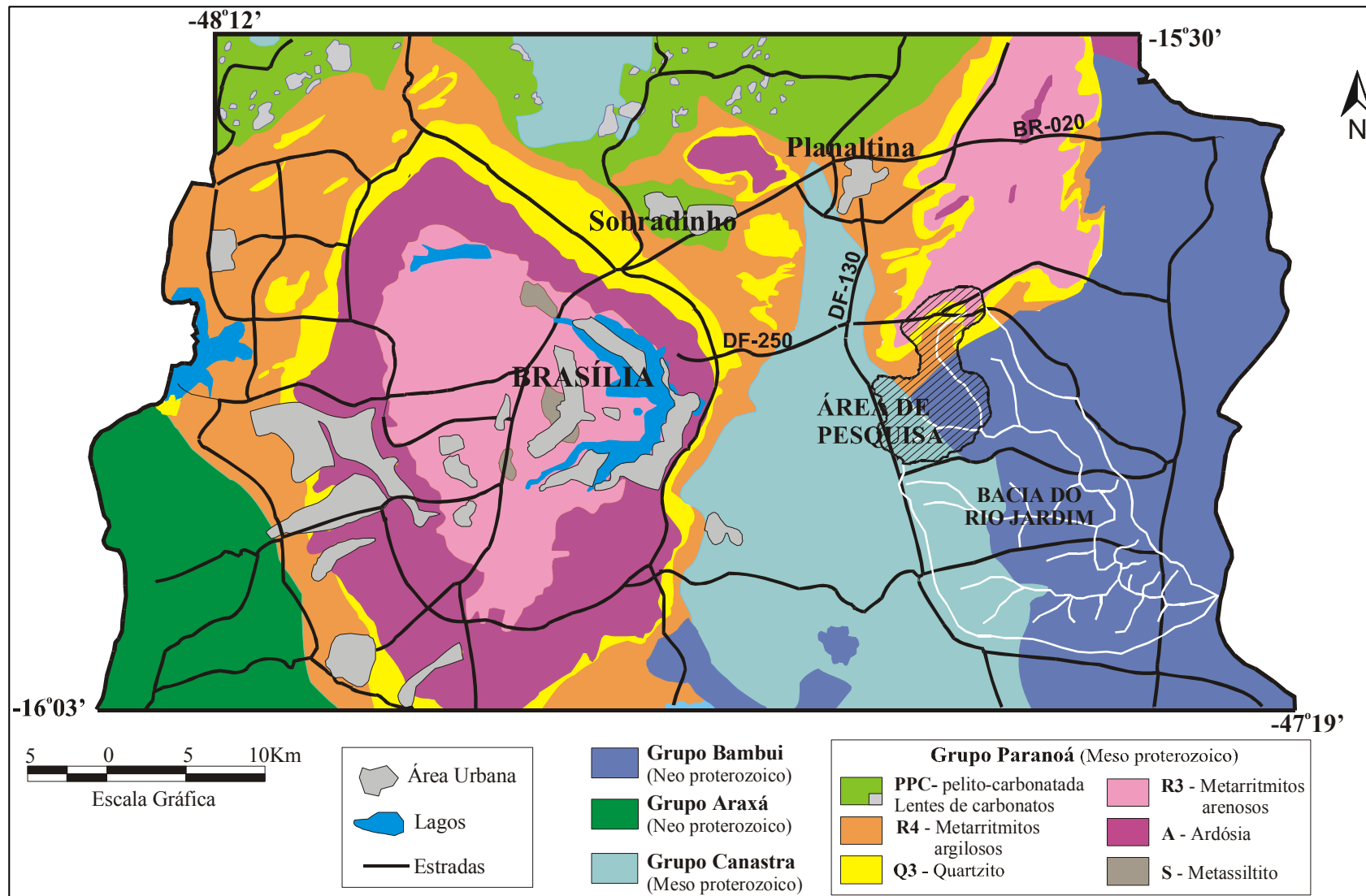


Figura 5 - Mapa geológico do Distrito Federal. Fonte: Freitas-Silva & Campos (1998).

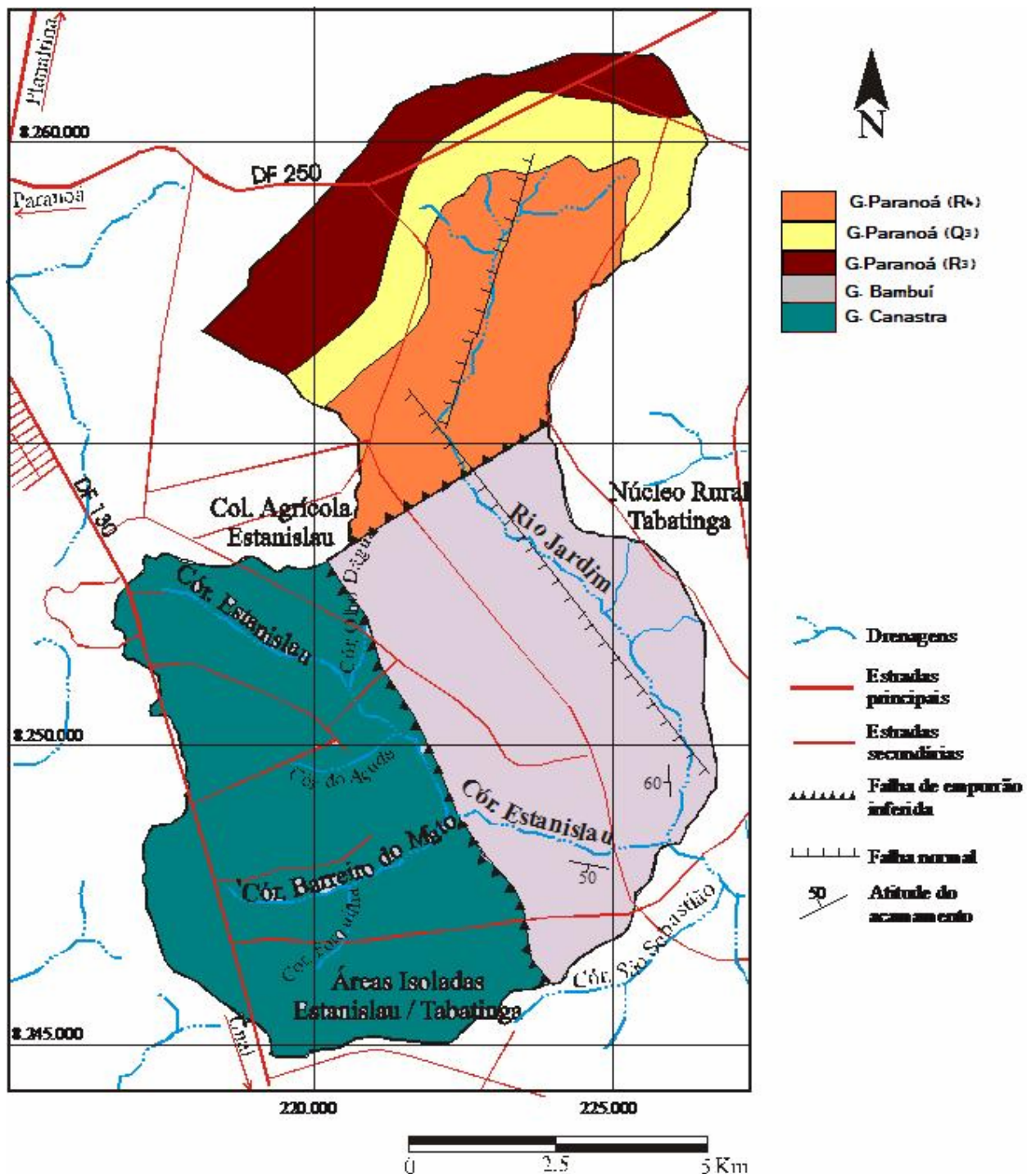


Figura 6 - Mapa geológico da bacia do alto rio Jardim. Fonte: Modificado de Lousada (2005).

5.2.1. Grupo Canastra

Esse grupo consiste numa unidade litoestratigráfica, de grande importância, que aflora, continuamente, por mais de 600 quilômetros desde o sudoeste de Minas Gerais, extremo sul da Faixa Brasília, até a região sudeste de Goiás e norte do Distrito Federal, região centro norte da Faixa Brasília (Freitas-Silva & Campos 1998). No Distrito Federal, cerca de 15% da superfície é representada por este grupo e a quantidade de afloramentos ocorre em maior quantidade quando comparada ao Grupo Paranoá. Sua distribuição ocorre no vale do rio São Bartolomeu (porção

centro-leste do Distrito Federal) e no vale do rio Maranhão contendo as sub-bacias do rio Salinas e Córrego do Ouro (porção noroeste do Distrito Federal).

No Distrito Federal as litologias são caracterizadas por fengita filitos, clorita filitos, quartzo-fengita-clorita-filitos, metarritmitos e filitos carbonosos. Quartzitos finos e micáceos ocorrem em níveis, centimétricos a decamétricos, de maneira restrita e descontínua. Ainda ocorrem lentes de rochas carbonáticas representadas por mármore calcíticos, finos, cinza claro a escuros e maciços (Freitas-Silva & Campos 1998).

Na bacia do alto rio Jardim esse grupo ocorre na porção oeste da área, compondo a chapada divisora das bacias dos rios São Bartolomeu e Preto.

5.2.2. Grupo Paranoá

O Grupo Paranoá possui duas fácies sedimentares principais, sendo uma, essencialmente, psamítica e oxidante, a leste, estendendo-se da região de Alto Paraíso-São João da Aliança-Brasília até o vale do rio Maranhão (Tocantins) e a outra carbonatada e redutora, a oeste, distribuindo-se ao longo do rio Maranhão.

De acordo com Faria (1995) o Grupo Paranoá, de idade meso-proterozóica (1.350 a 950 Ma), representa uma seqüência deposicional, com espessura da ordem de 1.600 m, limitada por superfícies de discordância que o separa do Grupo Araí na base e do Grupo Bambuí no topo. Essa seqüência deposicional foi depositada em ambiente marinho e subdividida em doze litofácies (com *status* de formações): Paraconglomerado São Miguel (**SM**); Metarritmito (**R₁**); Quartzito fino a médio (**Q₁**); Metarritmito (**R₂**); Quartzito Conglomerático (**Q₂**); Metassiltito Argiloso (**S**); Ardósia (**A**); Metarritmito Arenoso (**R₃**); Quartzito Médio (**Q₃**); Metarritmito Argiloso (**R₄**); Quartzito Feldspático (**QF**) e Pelito-Carbonatada (**PC**).

De acordo com Freitas-Silva & Campos (1998) o Grupo Paranoá é caracterizado por uma seqüência psamo-pelito-carbonatada que se estende do Distrito Federal até a proximidade da confluência dos rios Paranã e Tocantins no Estado do Tocantins. Sua sedimentação ocorreu entre 950 e 1350 Ma, portanto, posicionada no Meso-Neoproterozóico em ambiente marinho com condições plataformais epicontinentais e o metamorfismo atribuído a este grupo é de baixo grau onde não houve a recristalização dos minerais sericita e clorita.

Em função das variabilidades ambientais e paleogeográficas à época da deposição, a estratigrafia do referido grupo apresenta variações quando comparada às várias localidades de exposição da seqüência (Freitas-Silva & Campos 1998).

Segundo Martins & Baptista (1998) e Martins (2000) as rochas do topo da unidade **R₃** (Metarritmito Arenoso) são associadas ao compartimento geomorfológico Chapadas Elevadas,

sendo que próximo às suas bordas ocorre níveis espessos de quartzitos silicificados da unidade **Q₃** (quartzitos). A Figura 7 apresenta a coluna estratigráfica do Grupo Paranoá no Distrito Federal.

Na área da bacia do alto rio Jardim, as unidades presentes são **R₃**, **Q₃** e **R₄** (Lousada 2005) e são descritas a seguir, de acordo com Freitas-Silva & Campos (1998).

Unidade **R₃** - caracterizada por metarritmitos arenosos com intercalações de bancos decimétricos a métricos de quartzitos e materiais pelíticos (metassiltitos e ardósias). A espessura desta unidade pode atingir 90 metros.

Unidade **Q₃** - presença de quartzitos brancos, finos, bastante silicificados, ricos em estratificações cruzadas tabulares, acanaladas e do tipo espinha de peixe e marcas de ondas onduladas. Esta unidade apresenta alta resistência aos processos de intemperismo, servindo como suporte de sustentação das áreas mais elevadas do Distrito Federal.

Unidade **R₄** - metarritmito argiloso, caracterizado por intercalações de materiais sílticos a argilosos e estratos de quartzitos finos rosados a avermelhados. Nos níveis arenosos têm-se estruturas de laminações cruzadas, laminações truncadas por ondas e *hummocky*.

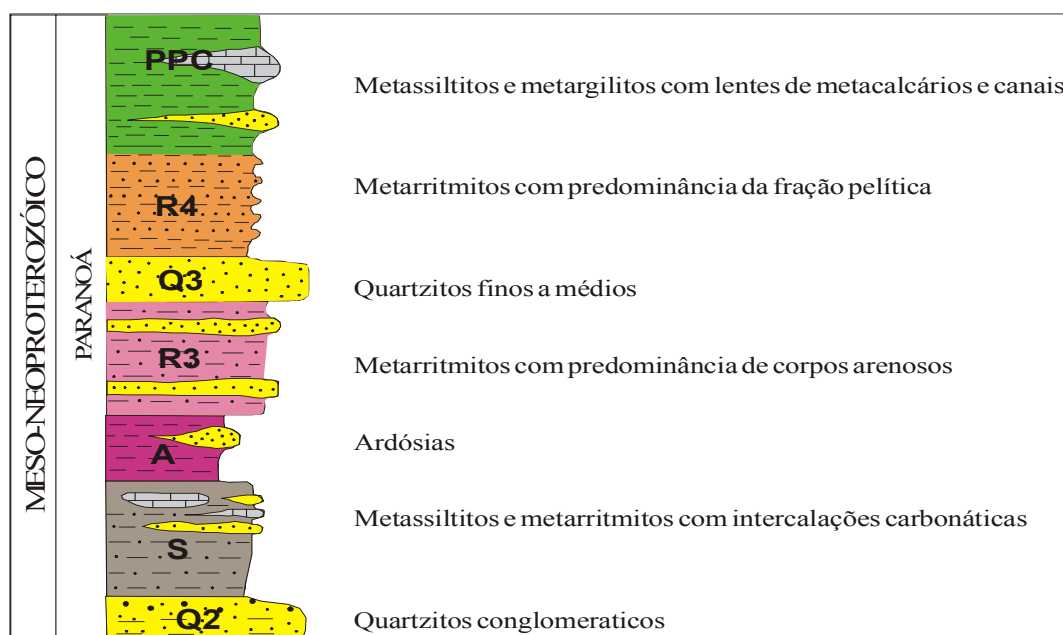


Figura 6 - Coluna estratigráfica do Grupo Paranoá. Fonte: Freitas-Silva & Campos (1998).

5.2.3. Grupo Bambuí

A unidade mais característica que representa o Neoproterozóico e o Ciclo Brasileiro, na Faixa Brasília, é o Grupo Bambuí (Almeida & Hasui 1984) em função das unidades pré-cambrianas estarem depositadas sobre o tilito basal Jequitaiá. Esse fato é relevante, pois o tilito e outras rochas correlatas são produtos de uma glaciação do início do Neoproterozóico que afetou todo o Brasil Central, sendo considerado o mais importante marco cronoestratigráfico e guia para o estabelecimento de correlações estratigráficas regionais.

O Grupo Bambuí é a única unidade proterozóica que se distribui ao longo de toda a borda externa da Faixa Brasília (Freitas-Silva & Campos 1998). Dardenne (1978) propôs uma coluna estratigráfica, da base para o topo, para o Grupo Bambuí com as seguintes formações: Jequitai, Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias.

Esse grupo se distribui na porção oriental do Distrito Federal ao longo de todo o Vale do Rio Preto desde o ribeirão Santa Rita (afluente da margem direita do rio Preto).

No Distrito Federal, os tipos petrográficos do Grupo Bambuí permitem sua correlação com a unidade pelítica do topo do Subgrupo Paraopeba (Formação Serra da Saudade) com a base da Formação Três Marias, mesmo que essas unidades não tenham sido separadas cartograficamente devido à escassez de afloramentos e escala de trabalho (Freitas-Silva & Campos 1998).

A seqüência pelítica correlacionável à Formação Serra da Saudade é composta de folhelhos, argilitos e ritmitos finos de coloração verde que gradam para o topo da unidade como siltitos feldspáticos ou arcoseanos. Alvarenga & Dardenne (1978), com base em estudos realizados na Serra de São Domingos, inverteram o posicionamento estratigráfico da Formação Serra da Saudade (Branco & Costa 1961) colocando esta formação abaixo dos sedimentos da Formação Três Marias. A Figura 8 apresenta a coluna estratigráfica do Grupo Bambuí.

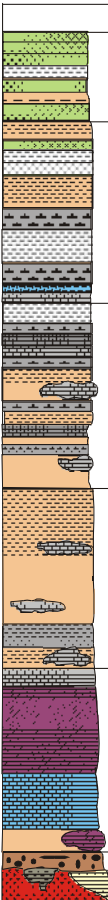
LITOLOGIA	FORMAÇÃO	AMBIENTE DE SEDIMENTAÇÃO	
 <p>Arcóseo esverdeado em bancos maciços siltito-arcoseano esverdeado</p>	Três Marias	Ambiente merinho raso a continental	3º CICLO
Siltitos-argilosos margosos esverdeados com calcário cinza na base. No topo, Bancos de arcóseo esverdeado	Serra Da Saudade	Ambiente sublitorâneo com águas tranquilas a francamente marinho	
Siltitos-argilosos intercalando bancos ou lentes de calcário preto oolítico, fétido. Níveis margosos constantes	Lagoa do Jacaré	Periodicamente, um retorno à sedimentação sublitorânea, com águas rasas agitadas e pelas correntes de maré	2º CICLO
Argilito com lentes de calcário cinza-escuro e níveis de margas	Santa Helena	Ambiente sublitorâneo relativamente profundo com águas calmas	
Calcário cinza-escuro, localmente oolítico Dolomitos laminados, brechas dolomíticas e dolarenitos	Sete Lagoas	Ambiente sublitorâneo Ambiente litorâneo	1º CICLO
Calcário argiloso cinza-escuro bem laminado Argilito com lentes de dolomito, bege bem laminado		Ambiente sublitorâneo	
Paraconglomerado polimítico	Jequitai	Ambiente litorâneo Sedimentos glaciais	
Complexo basal, xistos Araxá (?), Quartzitos Araxá			

Figura 7 - Coluna estratigráfica do Grupo Bambuí. Fonte: Dardenne (1978).

5.3. Solos

Os solos do Distrito Federal foram estudados pela EMBRAPA (1978). Na região ocorrem de forma dominante Latossolo Vermelho, Latossolo Vermelho-Amarelo e Cambissolo. Esse trabalho ainda é a base cartográfica mais importante utilizada para estudos de solos na região. A Figura 9 apresenta o mapa pedológico do Distrito Federal.

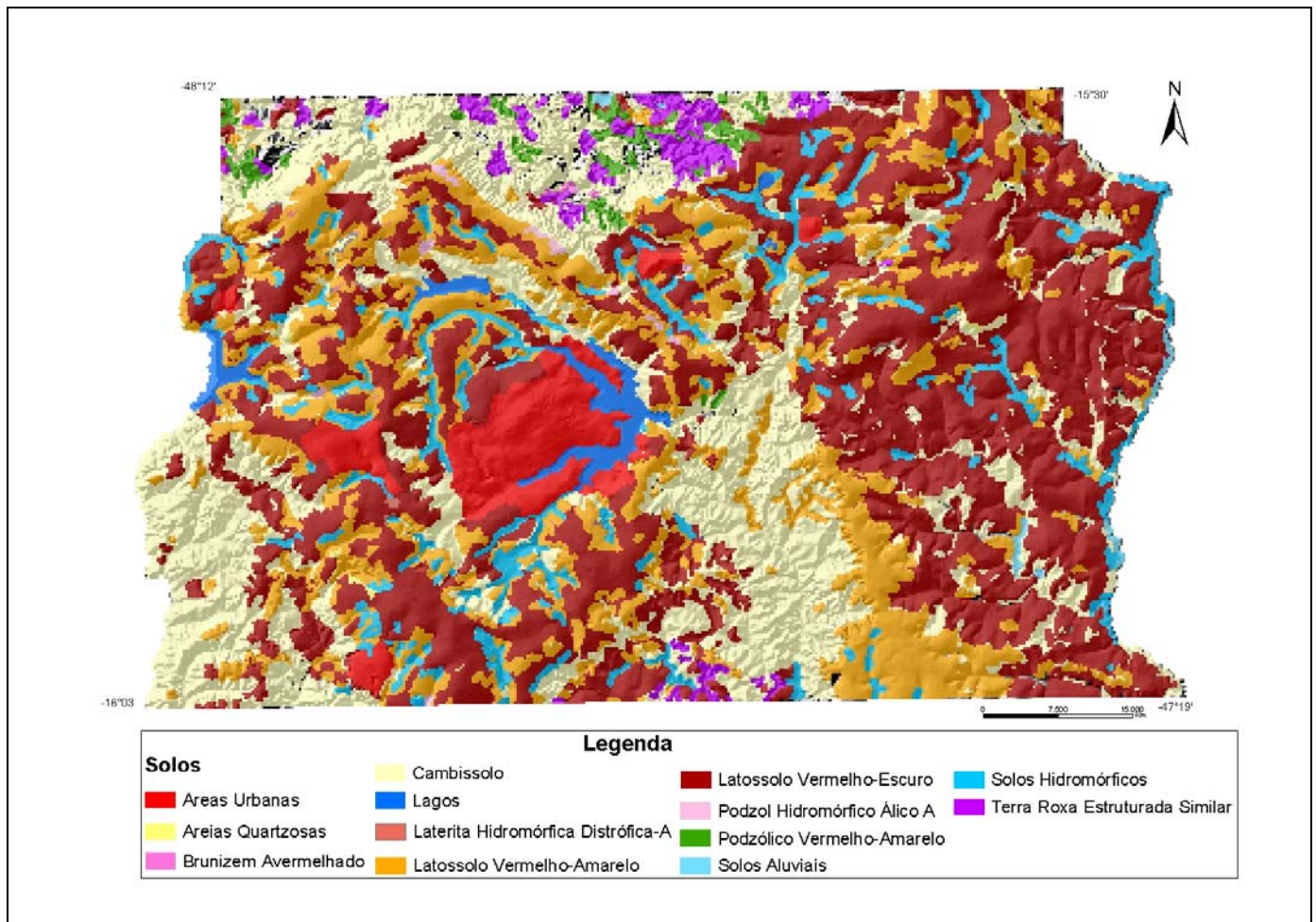


Figura 9- Mapa pedológico do Distrito Federal. Fonte: EMBRAPA (1978).

Segundo Haridasan (1990), os solos de maior extensão, no Distrito Federal, são os latossolos e os cambissolos, os quais cobrem mais de 85% da área. Os latossolos apresentam uma estrutura granular, fazendo com que os mesmos comportem-se como solos de textura mais grossa.

Os latossolos ocorrem em relevos tipos residuais de superfícies de aplainamento conhecidos como chapadas. Em relação à estrutura, os latossolos do Distrito Federal se caracterizam pela grande condutividade hidráulica e baixa capacidade de retenção de água, em função da estrutura granular e textura média (Martins & Baptista 1998). As estruturas predominantes nos latossolos são blocos subangulares (pouco desenvolvidos) e/ou em forma granular muito pequena, podendo compreender partes com aspecto maciço poroso (Reatto *et al.* 2000).

Conforme Reatto (1999) os latossolos representam, aproximadamente, 55% dos solos do Distrito Federal, sendo que o latossolo vermelho predomina com, aproximadamente, 39% e o latossolo vermelho-amarelo com 15 %. São solos altamente intemperizados resultantes da remoção de sílica e de bases trocáveis e, conseqüentemente, apresentam concentrações de minerais secundários do grupo da caulinita, óxidos, hidróxidos e oxi-hidróxido de Fe e Al, como a goethita, gibbsita e outros.

Reatto *et al.* (2007), em estudo sobre o horizonte Bw nos latossolos, localizados no Planalto Central observaram em campo que ocorre um decréscimo no desenvolvimento de estruturas subangulares com a profundidade, bem como um forte aumento do desenvolvimento de estruturas granulares finas. Concreções ferruginosas foram observadas localmente.

A diferença entre os latossolos vermelho e vermelho-amarelo é descrita por vários autores (CODEPLAN 1984, Martins & Baptista 1998, Martins 2000 e Reatto *et al.* 2000) como sendo produto de diferenciação hídrica. Nas cotas mais elevadas, onde ocorre o latossolo vermelho o ambiente apresenta uma drenança maior, resultando em condições mais oxidantes e com maior presença de hematita. Por outro lado, a coloração amarelada característica do latossolo vermelho-amarelo é atribuída a um ambiente com drenagem não tão eficiente, resultando em condições mais redutoras.

Em relação aos cambissolos, Martins & Baptista (1998) os descrevem como solos pouco desenvolvidos, com presença de minerais primários facilmente intemperizáveis e os mesmos ocorrem nos compartimentos escarpas e planos intermediários.

Os cambissolos são solos submetidos a pouca alteração física química, porém, o suficiente para o desenvolvimento de cor e estrutura. Apresentam minerais primários facilmente intemperizáveis com teores mais elevados de silte. No Distrito Federal correspondem a 30 % da área e, geralmente, estão associados a relevos mais movimentados (Reatto *et al.* 2000).

As areias quartzosas são produtos de intemperismo dos quartzitos do Grupo Paranoá, sendo característica no compartimento geomorfológico rebordo. Os latossolos diferem das areias quartzosas em relação à textura, pois nessas é areia franca a areia. Os latossolos que apresentam grande contribuição dos quartzitos do Grupo Paranoá apresentam no máximo textura média. As areias quartzosas apresentam grande suscetibilidade à erosão e grande condutividade hidráulica devido à sua estrutura em grãos de quartzo individuais (Martins & Baptista 1998).

Os gleissolos são solos hidromórficos que ocorrem em torno das drenagens e pequenos córregos associados ao afloramento do lençol freático. O relevo geralmente apresenta padrão plano a suave ondulado e ocorrem, nos compartimentos chapadas elevadas e planos intermediários (Martins & Baptista 1998) e no Distrito Federal ocupam, cerca de, 4% da área. De acordo com Motta *et al.* (2002) os gleissolos por representarem sistemas conservadores de sistemas hídricos

devem ser preservados e a drenagem desses solos não é recomendável, uma vez que são muito sensíveis do ponto de vista ambiental.

Reatto *et al.* (2000) observaram as classes de solos na bacia do rio Jardim e as classificaram de acordo com os critérios de EMBRAPA (1999). As classes observadas foram neossolos quartzarênicos, cambissolos, argissolos, gleissolos, plintossolos e latossolos.

Em relação à porosidade total dos solos da bacia do rio Jardim, Spera *et al.* (2005) encontraram valores médios para a porosidade total em ordem decrescente para as classes dos latossolo vermelho, plintossolo háplico, latossolo vermelho-amarelo, gleissolo melânico, argissolo vermelho, argissolo vermelho-amarelo, gleissolo háplico, cambissolo háplico e neossolo quartzarênico (apesar de apresentar drenagem excessiva). Quanto à mesoporosidade, a qual mais contribui para o armazenamento de água disponível, os plintossolos háplicos e os latossolos foram os solos que apresentaram maior quantidade de água disponível para as plantas. Os solos que apresentaram maior microporosidade foram os hidromórficos e os que apresentaram menores valores foram os cambissolos.

Na área da bacia do alto rio Jardim, os solos predominantes são os latossolos seguidos pelos cambissolos e em ocorrência restrita os gleissolos (Reatto *et al.* 2000, Lousada 2005).

Nos latossolos as estruturas predominantes são maciças ou em blocos pouco desenvolvidos subangulares ou em forma muito pequena granular, sendo que o teor de argila varia entre 38% e 71%. São latossolos de textura argilosa e muito argilosa acentuadamente drenados a bem drenados e fortemente ácidos com $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ em torno de 5,5 a 5,7 (Lousada 2005). Os piezômetros instalados nesse domínio pedológico apresentam espessuras variando entre 7 e 37 metros, sendo os mais profundos instalados, predominantemente, no compartimento chapada elevada e sua composição textural varia entre muito argilosa a franco arenosa.

Os cambissolos argilosos na bacia do alto rio Jardim são cascalhentos fase concrecionária e rasos de textura média ou argilosa com fase cascalhenta. São desenvolvidos a partir de filitos, metassiltitos, xistos, ardósias e quartzitos e apresentam caráter álico e/ou distrófico (Reatto *et al.* 2000). Na área de estudo estão inseridos em relevos mais movimentados, a maioria no compartimento rebordo, mapeada principalmente, na borda da chapada divisora São Bartolomeu – Preto onde a declividade, conseqüentemente, é maior, além de apresentarem baixa capacidade de retenção da água quando comparados aos latossolos, se caracterizando como um reservatório de água limitado. Os piezômetros instalados nesse tipo de solo são 001, 002, 003, 004, 005, 4, 36, 37, 40 e 41 e apresentam espessuras que variam entre 6 a 40 metros e composição textural entre muito argilosa a franco arenosa. A Figura 10 apresenta o mapa de solos e os pontos de amostragem da área.

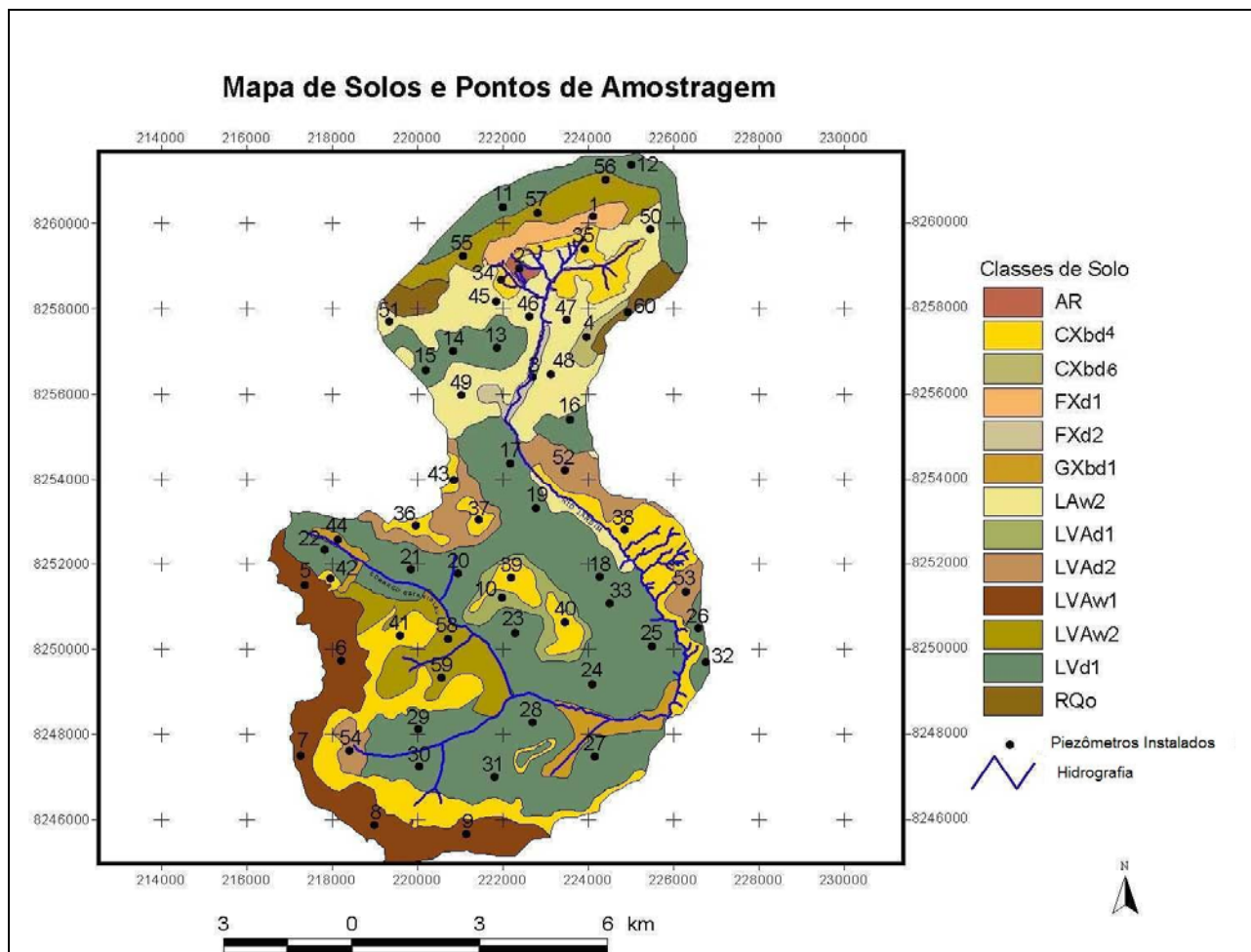


Figura 10 – Mapa de solos da bacia do alto rio Jardim. Modificado de Reatto *et. al.* (2000).

LVd₁ - LATOSSOLO VERMELHO Distrófico típico A moderado textura argilosa fase Cerradão relevo plano e suave-ondulado + inclusão (LATOSSOLO VERMELHO Distrófico típico A moderado textura argilosa fase Cerrado sentido restrito relevo suave-ondulado).

LVAd₁ - LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico álico A moderado textura muito argilosa fase Cerrado sentido restrito relevo plano e suave-ondulado + Inclusão (LATOSSOLO VERMELHO Distrófico típico A moderado textura argilosa fase Cerrado sentido restrito relevo plano).

LVAd₂ - LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico álico A moderado textura muito argilosa fase Cerrado Ralo relevo plano e suave-ondulado.

LVAw₁ - LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Ácrico típico A moderado oxidico-gibbsítico textura média fase Cerrado Ralo relevo plano e suave-ondulado.

LVAw₂ - LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO distrófico ácido A moderado textura média fase Cerrado Ralo relevo plano e suave-ondulado.

LAw₂ - LATOSSOLO AMARELO Ácrico típico A moderado oxidico-gibbsítico textura argilosa fase Cerrado sentido restrito relevo plano e suave-ondulado + inclusão (LATOSSOLO VERMELHO Distrófico típico A moderado textura muito argilosa fase Cerradão relevo plano) + (LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico plúntico A moderado textura argilosa fase Cerradão relevo suave-ondulado).

CXbd₄ - CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico plíntico A moderado textura argilosa fase Cerrado Ralo relevo plano e suave-ondulado + inclusão CAMBISSOLO HÁPLICO Distrófico lítico A moderado textura argilosa fase Cerrado Ralo relevo ondulado.

CXbd₆ - CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico plíntico A moderado textura média fase Cerrado Ralo relevo plano e suave-ondulado + inclusão CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico A moderado textura argilosa fase Floresta Tropical Subcaducifólia relevo ondulado + Ca 8 + CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico plíntico álico A moderado textura argilosa fase Cerrado sentido restrito relevo suave-ondulado.

FXd₁ - PLINTOSSOLO HÁPLICO Distrófico típico A moderado textura média fase Campo Limpo Úmido relevo plano e suave-ondulado.

FXd₂ - PLINTOSSOLO HÁPLICO Distrófico típico A moderado textura argilosa fase Campo Limpo Úmido relevo plano e suave-ondulado.

GXbd₁ - GLEISSOLO HÁPLICO Tb Alumínico típico A moderado textura argilosa fase Campo Limpo Úmido relevo plano.

RQ₀ - NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico típico álico A moderado fase Campo Sujo relevo plano e suave-ondulado.

AR – Afloramento de rocha.

Os Plintossolos aparecem em associação com solos hidromórficos indiscriminados ambos com vegetação de campo higrófilo surgente e com latossolo vermelho-amarelo plíntico em fase campo cerrado, todos em relevo plano e suave ondulado. São os solos encontrados nas nascentes do rio Jardim, nos quais os teores de argila são em média de 25% e que apresentam drenagem imperfeita (Reatto *et al.* 2000).

Ressalta-se que como o comportamento hidrogeológico dos aquíferos porosos é diretamente condicionado pelos solos, Lousada (2005) realizou um reagrupamento das principais classes de Reatto *et al.* (2000), as quais são adotadas nesse estudo como já descrito anteriormente. A Figura 11 apresenta o mapa de solos reclassificado por Lousada (2005) e a Tabela 3 apresenta a síntese de comparação entre o mapa de solos.

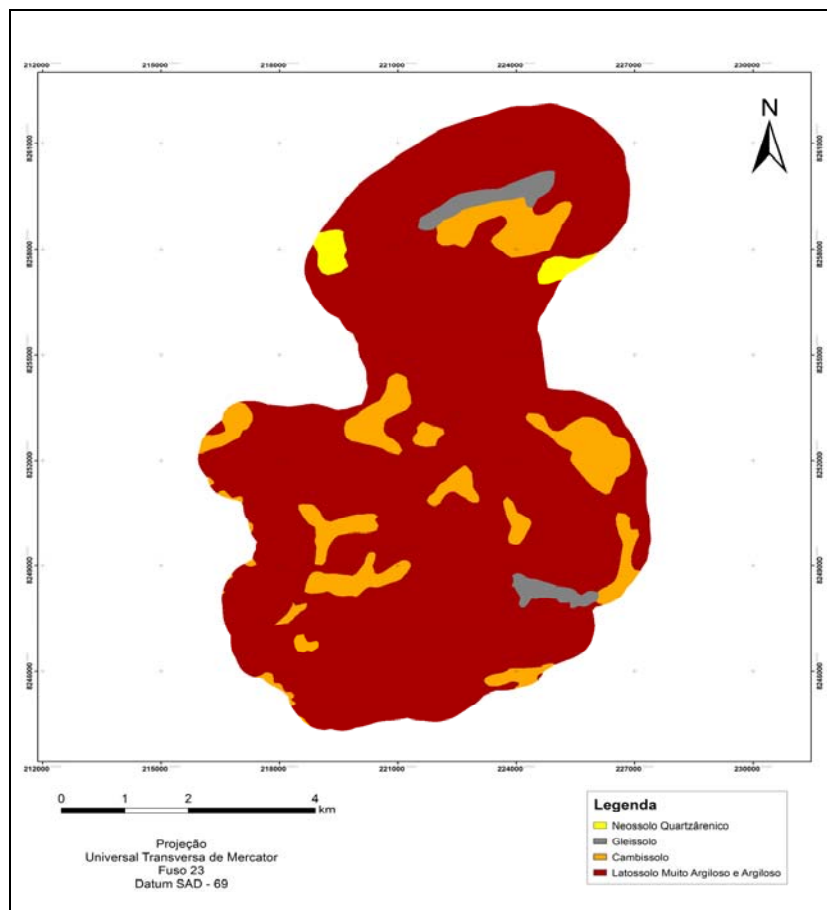


Figura 11 – Mapa de solos reclassificado por Lousada (2005). Modificado de Reatto *et al* (2000).

Reatto <i>et al</i> (2000)	Lousada (2005)
LVd ₁ - Latossolo Vermelho	Latossolo Muito Argiloso e Argiloso
LVAd ₁ – Latossolo Vermelho-Amarelo	
LVAd ₂ - Latossolo Vermelho-Amarelo	
LVAw ₁ - Latossolo Vermelho-Amarelo	
LVAw ₂ - Latossolo Vermelho-Amarelo	
LAW ₂ – Latossolo Amarelo	
CXbd ₄ – Cambissolo Háplico	Cambissolo
CXbd ₆ – Cambissolo Háplico	
FXd ₁ – Plintossolo Háplico	Gleissolo
FXd ₂ – Plintossolo Háplico	
GXbd ₁ – Gleissolo Háplico	
RQ ₀ – Neossolo Quartzarênico	Neossolo Quartzarênico
AR – Afloramento de rocha	-

Tabela 3 – Reclassificação dos solos da área. Lousada (2005).

5.4. Geomorfologia

O Distrito Federal situa-se numa das porções mais elevadas do Planalto Central que segundo King (1956) e Braun (1971) pertencem aos remanescentes dos ciclos erosivos sul-americano e das velhas, os quais se desenvolveram no Paleógeno e no Neogeno, respectivamente.

Estudos específicos da região foram inicialmente desenvolvidos Belcher (1954), seguidos por estudos de EMBRAPA (1978), CODEPLAN (1984), RADAMBRASIL (1984), Novaes Pinto (1987, 1988 e 1994), Martins & Baptista (1998), Martins (2000), Martins *et al.* (2004).

A geomorfologia do Distrito Federal foi descrita pela CODEPLAN (1984) como um compartimento separado por dois pediplanos, sendo os residuais de superfície de aplainamento encontrados em cotas mais elevadas e depressões interplanálticas e planícies. As chapadas, chapadões e interflúvios tabulares encontrados em altitudes mais elevadas, entre 1200 e 1400 metros, são representados pelo Pediplano Contagem-Rodeador, sendo considerado como uma superfície de aplainamento gerada no ciclo erosional do Cretáceo Médio.

O outro pediplano é o de Brasília, o qual se encontra inserido no Pediplano Contagem-Rodeador, sendo essa feição observada através de uma ruptura nítida que aparece na paisagem em forma de degraus com cotas entre 950 a 1200 metros. As formas de relevos constituem, como no Pediplano Contagem-Rodeador, as chapadas, chapadões e interflúvios tabulares cobertos com materiais oriundos de áreas mais altas.

As regiões que compõem esse compartimento representam os divisores dos rios São Bartolomeu e Preto os quais são sustentados por quartzitos, onde as águas de chuva infiltram facilmente e se distribuem para as três grandes bacias: Amazônica, Platina e São Francisco (CODEPLAN 1984).

A terceira superfície, com cotas inferiores a 1000 m, forma os relevos acidentados das bacias dos rios Maranhão, Descoberto e São Bartolomeu, sendo os mais suaves na bacia do rio Preto (CODEPLAN 1984).

RADAMBRASIL (1984) designa os residuais de aplainamento como Chapadas do Distrito Federal. Essas se caracterizam por modelados constituídos principalmente de uma superfície de aplainamento degradada e retocada pela dissecação incipiente produzida pelos rios São Bartolomeu e Preto. Nos interflúvios as vertentes são convexo-côncavas, apresentando desníveis de 28 a 69 m e declividades mais frequentes entre 5 e 15%. A dissecação é diferencial nos vales, com índices de aprofundamento de drenagem entre 50 e 112 m.

Novaes Pinto (1987) classifica a paisagem do Distrito Federal em treze unidades geomorfológicas, as quais constituem geossistemas inter-relacionados e hierarquizados e que em função de suas similaridades morfológicas e genéticas, as unidades geomorfológicas podem ser

agrupadas em três tipos de paisagem (macrounidades) típicos da região de cerrados (Novaes Pinto 1994).

A Macrounidade Região de Chapadas caracteriza-se por relevos planos a suave-ondulados, com cotas superiores a 1.000 m, com destaque para a Chapada da Contagem que, praticamente, contorna a cidade de Brasília. As litologias que sustentam essas chapadas constituem os quartzitos (Chapadas da Contagem, Brasília e Pípiripau), as ardósias, filitos e micaxistos (Chapada Divisora do São Bartolomeu - Preto e a Chapada Descoberto-Alagado), além das coberturas formadas, principalmente, por couraças vesiculares/psolíticas e latossolos.

A Área de Dissecação Intermediária é caracterizada por relevos fracamente dissecados, drenados por pequenos córregos, modelados sobre ardósias, filitos e quartzitos (Depressão do Vale do Paranoá e Vale do Rio Preto), sendo que nos interflúvios estão presentes couraças, latossolos e fragmentos de quartzo.

A Região Dissecada de Vale é caracterizada pelos principais rios da região, sendo constituída por diversas litologias.

Novaes Pinto (1987) caracteriza as formas de relevo, no Distrito Federal, como residuais de superfícies de aplainamento conhecidas como chapadas, com topografia plana a suavemente ondulada ou em lombada e com lateritas vesicular, psolítica ou nodular, além dos latossolos. Depressões periféricas e interplanálticas e serras localizam-se ao lado das chapadas, além de vales fluviais alongados com as encostas em processos alternados de dissecação e pedimentação. A paisagem do Distrito Federal é composta por chapadas, por níveis inclinados que se estendem da base das chapadas (pediplanos), dos morros residuais em direção aos vales (pedimentos) e por áreas entalhadas e dissecadas pelos rios Paranoá, Preto, São Bartolomeu, Descoberto e por tributários dos rios Maranhão e Alagado. A Figura 12 apresenta o mapa geomorfológico do Distrito Federal.

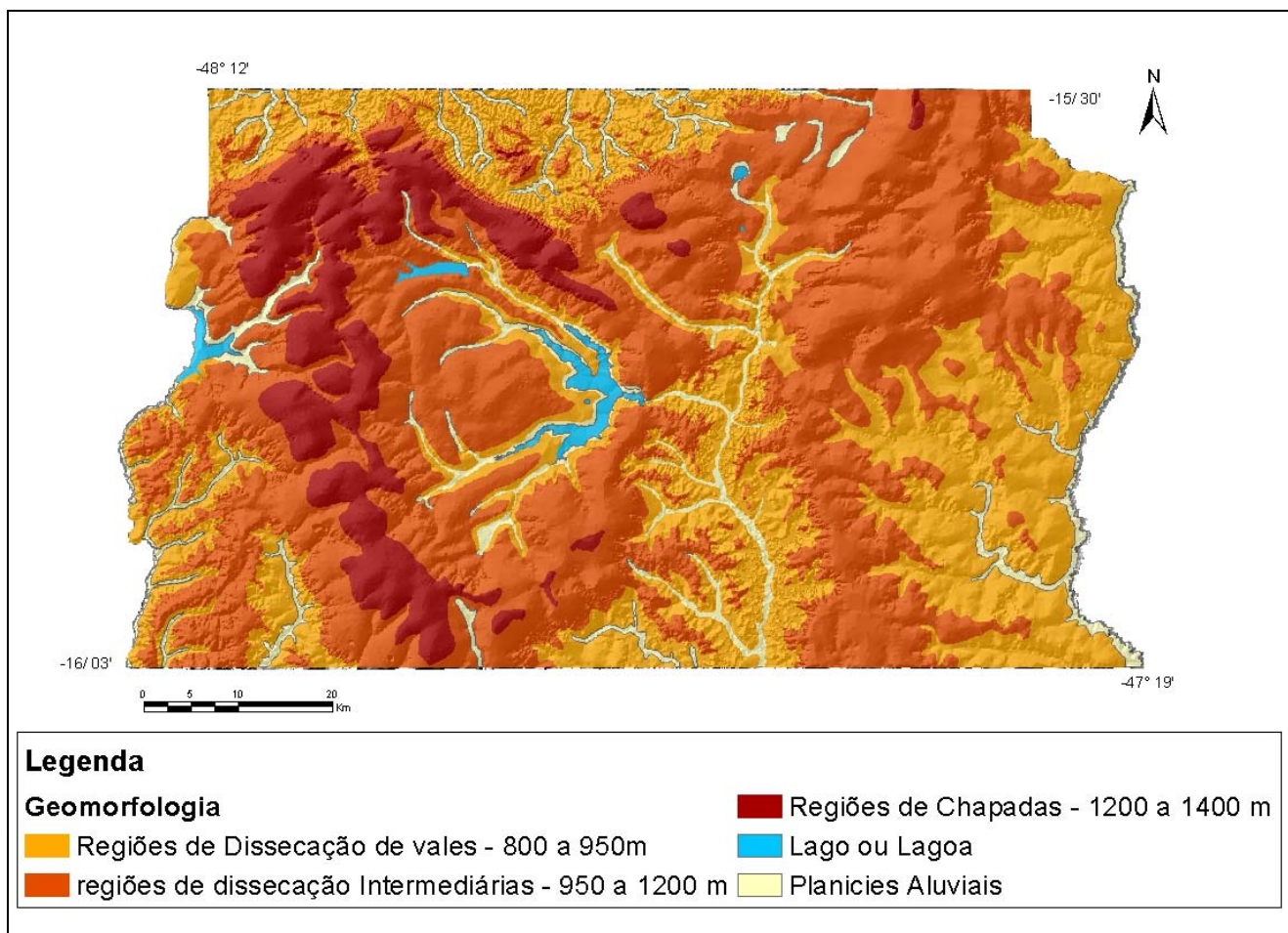


Figura 12 - Mapa geomorfológico do Distrito Federal. Fonte: Novaes-Pinto (1994).

Segundo Motta *et al.* (2002) a gênese da evolução da paisagem do Distrito Federal está vinculada à superfície de aplainamento do ciclo erosional sul-americano (King 1956), em ambiente de extrema aridez, o qual permaneceu por tempo suficiente para moldar quase toda a paisagem brasileira. Posteriormente, condições mais úmidas propiciaram o aprofundamento do manto de intemperismo e num processo de ciclos alternados de oxidação e redução, em áreas deprimidas, pode ter determinado a segregação do ferro e a formação da plintita em subsuperfície, precursora das concreções ferruginosas, as quais são observadas nas bordas das chapadas. No Terciário Médio, devido aos soerguimentos, houve o rebaixamento do nível e base de erosão, fato que propiciou a dissecção da paisagem com a abertura de vales.

Martins & Baptista (1998) e Martins (2000) propuseram, para o Distrito Federal, uma compartimentação geomorfológica baseada na altimetria e na declividade dos terrenos da região, para vários compartimentos: Planaltos (20%), Rebordos (11%), Escarpas (3%), Planos Intermediários (43%) e Planícies (19%).

Os Planaltos compreendem a região das Chapadas Elevadas, onde as cotas topográficas são as mais altas do Distrito Federal.

Os Rebordos são feições sutis na paisagem e individualizam as porções de Planaltos e Planos Intermediários acima e de Escarpas e Planícies abaixo no contexto geomorfológico da área, sendo que sua gênese pode estar associada ao controle lito-estrutural, pedológico e hidrodinâmico. As Escarpas são feições bem marcadas e contínuas na paisagem como todas as porções de contato entre o semidomo de Brasília, bem como as áreas dissecadas das bacias mais importantes do Distrito Federal, ressaltando a porção norte.

Os Planos Intermediários, correspondentes à região dissecada de vales descrita por Novaes Pinto (1993), se caracterizam por porções extensivamente planas que ocorrem como feições intermediárias aos Planaltos e Planícies e limitadas por Rebordos e Escarpas.

As Planícies constituem feições limitadas aos canais dos principais rios da região e os Planos Intermediários.

Em relação à história geomorfológica do Distrito Federal, Martins (2000) e Martins *et al.* (2004) propuseram seis estágios de evolução.

No Cretáceo Médio-Superior ocorreu a formação das superfícies desniveladas, associada ao soerguimento regional, em ambiente árido, o qual propiciou o intemperismo físico diferencial. Nesse cenário, os materiais derivados dos quartzitos e metarritmitos foram preservados em cotas mais elevadas e os materiais provenientes das ardósias e filitos em altitudes menores.

No Paleoceno ao Mioceno Inferior, houve a formação de rególitos lateríticos complexos (Superfície Sul-Americana) em condições mais úmidas e quentes, favorecendo o intemperismo químico. Nas porções medianas dos rególitos, couraças maciças se formaram por acumulação da hematita.

No Mioceno Inferior ocorreu o aprofundamento do nível de base e a dissecação da Superfície Sul-Americana em função do soerguimento e mudança para um clima mais seco, o qual contribuiu para o intemperismo físico diferencial.

Nova formação de fácies lateríticas no Mioceno Médio-Plioceno. Condições climáticas mais úmidas e quentes favorecendo o aprofundamento do saprolito, a degradação das couraças maciças no interior das chapadas, bem como a formação de vários tipos morfológicos de couraças e solum.

A dissecação das superfícies residuais, bem como a formação de calhas por erosão linear e sedimentação das mesmas por chuvas torrenciais, ocorreu no Plioceno Superior, onde o ambiente era mais seco.

No Quaternário ocorreram várias oscilações climáticas curtas entre os climas seco e úmido, sendo que no período seco ocorreu maior atividade erosiva, bem como o aumento do recuo das vertentes mais inclinadas e nos períodos mais úmidos houve o favorecimento da atividade química e pedogênese. Segundo o autor, atualmente as seqüências de solos estão em equilíbrio com as

condições climáticas, sendo que os cambissolos cascalhentos pode ser um indicativo do limite entre a primeira e a segunda superfície e nas porções mais dissecadas.

Em relação à declividade dos terrenos na bacia do rio Jardim, as regiões mais planas situam-se na parte oeste da bacia onde se localiza a chapada divisora das bacias do rio Preto e São Bartolomeu e nas áreas de interflúvios (entre os ribeirões Cariru e Lamarão), formações típicas da geomorfologia regional. Na margem esquerda do rio Jardim predomina relevos mais ondulados, associados em grande parte aos cambissolos (Lousada 2005). A Tabela 4 traz a classificação das classes de declividade, sendo que, aproximadamente, 53% e 43% da área apresentam relevo de padrão plano a suave ondulado, respectivamente, os quais são propícios à agricultura (Lousada 2005).

Relevo	Classes de declividade (%)	Área (Km²)	%
Plano	0 a 3	286,91	53,33
Suave ondulado	3 a 8	231,60	43,05
Ondulado	8 a 20	19,16	3,60
Forte ondulado	20 a 45	0,29	0,05

Tabela 4 - Classes de declividade na bacia do rio Jardim. Fonte: Lousada (2005).

As chapadas elevadas ou planaltos se localizam nas porções norte e oeste da bacia do alto rio Jardim e corresponde à região de chapadas descrita por Novaes Pinto (1993). Este compartimento tem suas cotas elevadas sustentadas pelos quartzitos do Grupo Paranoá a norte e pelos filitos do Grupo Canastra a oeste. São áreas planas ou suavemente onduladas características, que associadas ao tipo de solo e à litologia, favorecem a percolação de água, gerando intemperismo químico intenso e profundo. Nessas áreas a pedogênese predomina sobre a erosão e deposição (Martins & Baptista 1998), já que ocorre o predomínio de latossolos com textura média a arenosa com baixo risco erosivo, sendo o mesmo apropriado à agricultura e pecuária (Reatto *et al.* 2000).

Os rebordos se localizam nas bordas das chapadas as separam dos planos intermediários. Suas vertentes são suaves com baixo poder erosivo. A gênese é por forte controle litoestrutural e pedológico, considerando que nessas áreas ocorrem latossolos vermelho-amarelo associados às couraças lateríticas (Martins & Baptista 1998, Martins 2000, Martins *et al.* 2004) e cambissolos. A resistência à erosão da borda é favorecida pela presença das couraças lateríticas, bem como a retenção parcial de componentes químicos das soluções intempéricas, uma vez que as mesmas agem como uma barreira física (Martins & Baptista 1998, Martins *et al.* 2004). Dessa forma os rebordos são áreas em que os processos de pedogênese, erosão e deposição ainda se encontram ativos, pois são o receptáculo químico da chapada e impedem os processos denudacionais físicos.

Na área de do alto rio Jardim esse relevo é caracterizado por cotas inferiores a 950 m, padrão de relevo ondulado a fortemente ondulado, com predomínio de cambissolos, além do elevado potencial erosivo. Sua ocorrência se restringe à nascente do rio Jardim, norte da área, bem como porções a leste e oeste. Nesse cenário, a recarga dos sistemas aquíferos recebe contribuição da pluviometria advinda das chapadas elevadas, podendo ser classificada, de acordo com Freitas-Silva & Campos (1998), como recarga local/intermediária.

Na bacia do rio Jardim a região dissecada de vale pode ser dividida em duas superfícies com processos morfodinâmicos distintos: a região a norte do córrego Mato Grande, onde o relevo é movimentado e os solos são rasos (cambissolos) com predomínio de erosão sobre a pedogênese; região a sul do córrego Mato Grande, onde predomina a pedogênese (espessamento do manto de intemperismo) e deposição de materiais provenientes das áreas de relevo mais movimentado (Reatto *et al.* 2000).

Na área de estudo, o compartimento de dissecção intermediária (Cdi) é caracterizado por cotas topográficas entre 950 e 1050 m, com padrão de relevo suave ondulado e predomínio de latossolos com textura argilosa e risco erosivo moderado (Reatto *et al.* 2000, Lousada 2005).

5.5. Hidrogeologia

Segundo Barros (1990), no Distrito Federal o manto de cobertura de idade cenozóica é areno-argiloso a argilo-arenoso, associado a diferentes graus de intemperismo, espessura média de 20 m e normalmente poroso e permeável. Ainda de acordo com autor, as águas rasas situam-se neste manto e as águas subterrâneas, pertencentes à zona saturada, se distribuem nas rochas através de falhas e/ou fraturas e cavidades de dissolução.

Barros (1990) identificou dois domínios aquíferos no Distrito Federal: o poroso e o fissural. O Domínio Poroso abrange os Aquíferos em materiais do Quaternário, representado pelos aluviões e colúvios e os aquífero no manto de cobertura tido como do Terciário-Quaternário, representado pelas lateritas e latossolos.

A água infiltrada se distribui de acordo com algumas frações onde se armazena no manto Cenozóico, percola com o fluxo sub-horizontal para os exutórios de encostas (formando as fontes e alimentando as drenagens) e infiltra-se através do sistema de fendas para as rochas sotopostas (Barros 1990).

O trabalho de Campos & Freitas-Silva (1998) contribuiu de maneira significativa para o detalhamento hidrogeológico do Distrito Federal.

Campos & Freitas-Silva (1998), no caso do Distrito Federal, onde ocorre grande variabilidade dos tipos litológicos dentro das várias unidades litoestratigráficas, caracterizaram os domínios em sistemas e subsistemas descritos a seguir.

Sistemas Aquíferos do Domínio Poroso ou Intergranular: esse domínio é caracterizado por meios onde os espaços vazios, entre os minerais do arcabouço geológico, estão preenchidos por água. No caso do Distrito Federal, não existem rochas sedimentares com espaços intersticiais, sendo o domínio representado por solos, saprolitos e aluviões.

No Distrito Federal, os aquíferos pertencentes ao domínio intergranular caracterizam-se por serem não consolidados, com espessura variável desde centímetros até 80 metros, sendo que mais de 60% das espessuras variam entre 15 a 25 metros com grande extensão e continuidade lateral e, de certa forma, homogêneos. São aquíferos livres e/ou suspensos que caracterizam o sistema de águas subterrâneas rasas (Campos & Freitas-Silva 1998). Em função dos parâmetros condutividade hidráulica e espessura o domínio aquífero poroso foi dividido, pelos autores, em quatro sistemas, denominados de **P₁**, **P₂**, **P₃** e **P₄**. Na bacia do alto rio Jardim ocorre os sistemas aquíferos o **P₁**, **P₂** e **P₄** (Figura 13) os quais serão descritos a seguir.

O sistema **P₁** é classificado pedologicamente como latossolos de textura arenosa e, em alguns locais, como areias quartzosas (Campos & Freitas-Silva 1998). Esses latossolos são considerados produtos de alteração intempérica dos quartzitos **Q₃**, parte dos metarritmitos **R₃** e das porções mais ricas em quartzitos do topo da Unidade **S**, todos pertencentes ao Grupo Paranoá.

O Sistema **P₁** se distribui em áreas onde as formas de relevo predominantes são as chapadas elevadas, suavemente onduladas, sendo que neste sistema se encontram as mais importantes áreas de recarga regionais dos aquíferos fraturados (Freitas-Silva & Campos 1998, Barreto 2006). Os aquíferos deste domínio são do tipo intergranulares contínuos, livres, de grande extensão lateral e com importância hidrogeológica local relativamente elevada (Campos & Freitas-Silva 1998).

O Sistema **P₂** é pedologicamente classificado como latossolos vermelhos arenosos a argilosos. Em relação à permeabilidade, esse material apresenta uma característica interessante, devido à presença de textura granular que confere ao material porosidade e condutividade hidráulica moderada (Campos & Freitas-Silva 1998, Lousada 2005).

A condutividade hidráulica, em latossolos, varia muito em função do conteúdo de argila, e com o decréscimo de estruturação com a profundidade, e com o aumento da estrutura granular muito fina Reatto, *et al.* (2007). As espessuras dos solos e dos saprolitos são, geralmente, superiores ao Sistema **P₁** devido ao fato de serem materiais pelíticos e, conseqüentemente, estarem mais susceptíveis aos processos químicos de intemperismo, além da posição morfológica sobre as chapadas intermediárias. São aquíferos intergranulares, contínuos, livres de grande distribuição lateral, com importância hidrogeológica local mediana (Campos & Freitas-Silva 1998).

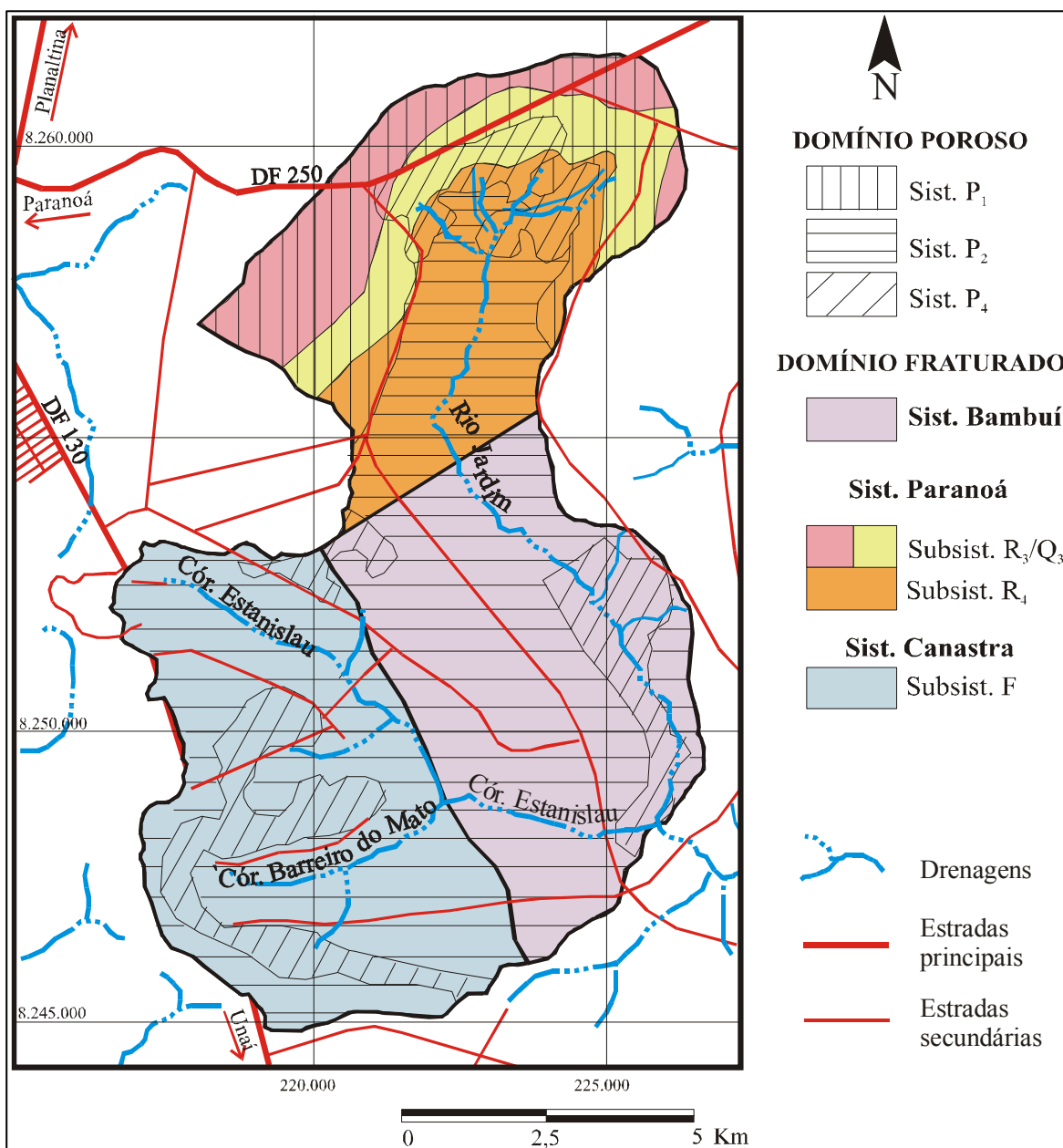


Figura 13 - Mapa hidrogeológico da bacia do alto rio Jardim. Fonte: Lousada (2005).

Modelos hidrogeológicos foram propostos por Campos & Freitas-Silva (1998) e posteriormente esses modelos foram abordados em estudos de Lousada (1999), Campos & Troger (2000), Cadamuro *et al.* (2002) e Lousada (2005) para o Distrito Federal. Esses modelos foram embasados, sobretudo, em trabalhos de campo e em informações provenientes de poços tubulares distribuídos no Distrito Federal. No caso serão descritos somente os modelos que ocorrem na área de estudo.

Para os sistemas aquíferos porosos P_1 e P_2 o modelo aplicável é o das Duas Superfícies Potenciométricas, onde o mesmo ocorre no interior das chapadas elevadas, as quais são caracterizadas pela presença de solos bem desenvolvidos (latossolos), com regolitos que atingem profundidades de até 50 metros sobre rochas intensamente fraturadas com elevado grau de

interconexão entre as fraturas. Nesse modelo existe uma zona não saturada entre a base do domínio poroso e o topo da zona representada pelas fraturas saturadas (Campos & Freitas-Silva 1998, Lousada 2005, Lousada & Campos 2006). O domínio poroso é constituído pelos solos e pela porção alterada da rocha e sua superfície potenciométrica varia de 8 a 20 metros de profundidade com respostas rápidas aos efeitos da precipitação. Os dois sistemas aquíferos são diretamente associados, no entanto, não são permanentemente conectados ao longo do ano. No período de seca, quando ocorre a descarga de base do aquífero poroso, os mesmos se isolam, sendo verificado as porções não saturada e saturada do meio fraturado.

No limite entre a rocha fraturada e o saprolito há estreitamento da abertura das fraturas em função do acúmulo de argilas que migram por iluviação. No período em que a carga hidráulica no aquífero poroso não é suficiente para quebrar a barreira hidráulica estabelecida, o topo do meio fraturado permanece não saturado. As fraturas podem permanecer secas ou parcialmente saturadas até a profundidade que varia entre 50 e 75 metros (superfície potenciométrica do domínio fraturado). A partir deste patamar as fraturas são permanentemente saturadas por água.

A barreira hidráulica presente na interface dos dois aquíferos não permite o fluxo contínuo por gotejamento entre estes. Essa barreira é constituída por material fino (argila e silte) que limita a abertura das fraturas, por forças capilares e pela presença de ar na porosidade planar secundária.

A recarga do meio fraturado se dá após uma elevação da carga hidráulica no meio poroso que permita a ruptura da barreira hidráulica e a passagem de água do meio superior para as fraturas na rocha fresca. Nos meses mais chuvosos do ano, quando o nível freático alcança a máxima elevação, pode haver a junção das zonas saturadas dos domínios poroso e fraturado, entretanto, na maior parte do ano, ocorre a separação por uma zona de fraturas não saturada. Nestas condições dois níveis potenciométricos livres podem ser medidos (Lousada 2005, Lousada & Campos 2006).

O Sistema **P₄** é caracterizado por cambissolos e neossolo litólicos. São sistemas aquíferos intergranulares, descontínuos, livres e muito restritos lateralmente com pequena importância hidrogeológica local e se situam em relevos movimentados, escavados em vales dissecados com forma de relevos côncavos e convexos e desníveis significativos (Campos & Freitas-Silva 1998).

Para esse sistema aquífero o modelo aplicável é Superfície Potenciométrica Única com Confinamento (Freitas-Silva 1998, Lousada 2005, Lousada & Campos 2006) sendo que no armazenamento e na circulação de água subterrânea, nesse sistema, também se considera a presença de dois meios de comportamentos distintos: aquíferos porosos recobrimo sistemas fraturados. O meio intergranular superficial é representado por solos rasos (cambissolos e neossolos litólicos) e saprolitos relativamente espessos (até 20 metros), comumente desenvolvidos de rochas pelíticas.

O aquífero superior é classificado como Sistema **P₄** e para o caso específico não apresenta zona de saturação, funcionando como camada confinante do tipo aquítarde. O aquífero inferior tem comportamento de fluxo laminar em porosidade secundária planar onde as águas armazenadas apresentam diferentes graus de confinamento. A recarga da água que alimenta as fraturas se dá pelo gotejamento a partir do aquítarde (Sistema **P₄**) e ainda do fluxo lateral de águas infiltradas nas áreas planas e elevadas que se distribuem nas adjacências. Esse modelo de circulação mostra a importância das áreas de chapadas, planas com solos espessos para a regularização dos aquíferos fraturados da região dos cerrados.

O Modelo de Superfície Única sem Confinamento representa a forma de circulação mais simples e que ocorre na maior parte das áreas onde aquíferos anisotrópicos de natureza fissural são recobertos por espessos solos. Nesse caso todo o conjunto de porosidade intergranular e secundária planar permanece saturado de água na faixa compreendida entre a base do aquífero e o nível freático. A única superfície potenciométrica pode ocorrer permanentemente no domínio poroso superior ou migrar no período de recessão da precipitação pluvial para o domínio fraturado. Na maior parte dos casos a superfície potenciométrica oscila dentro do aquífero poroso superior. Nas situações próximas a quebras de relevo (principalmente onde solos arenosos recobrem quartzitos intensamente fraturados), a superfície potenciométrica oscila entre o solo e a rocha em função da distribuição temporal das chuvas.

A recarga se dá principalmente por fluxo vertical de águas de precipitação e a descarga em nascentes de contato e depressão que alimentam diretamente a drenagem superficial. Essas áreas de exutórios comumente são associadas à gleissolos e outros solos hidromórficos encontrados nas cabeceiras dos córregos.

Em relação à recarga dos sistemas aquíferos intergranulares, dentre os fatores que a controlam destacam-se a hipsometria, geomorfologia, a condutividade hidráulica na zona vadosa e a distribuição das curvas pluviométricas (Campos & Freitas-Silva 1998). Segundo os autores, o cruzamento desses fatores permitiu elencar em ordem decrescente de importância áreas de recarga regional (chapadas elevadas, Sistema **P₁**), local intermediária (áreas com cotas intermediárias, sistemas **P₂** e **P₃**) e áreas de recarga reduzida (relevos movimentados, Sistema **P₄**).

Os aquíferos fraturados que ocorrem na área de estudo pertencem aos sistemas Paranoá (subsistemas **R₃/Q₃** e **R₄**), Canastra (**F**) e Bambuí (Campos & Freitas-Silva 1998).

O Subsistema **R₃/Q₃** engloba tipos petrográficos, predominantemente, psamíticos, os quais são caracterizados pelos metarritmitos arenosos e quartzitos, respectivamente. Devido à grande presença de quartzitos, as discontinuidades ocorrem por todo maciço rochoso, uma vez que o conjunto de rochas apresenta comportamento rúptil o que favorece a manutenção da abertura do fraturamento.

Esse subsistema apresenta importância hidrogeológica relativa local muito alta, com vazões médias da ordem de 12 m³/h e com baixa incidência de poços secos e alta ocorrência de poços com vazões acima de 20 m³/h. Um fator relevante é a área de ocupação desse subsistema no Distrito Federal, de aproximadamente 25%.

O Subsistema **R₄** é caracterizado pelos metarritmitos argilosos do Grupo Paranoá, onde a fração argilosa representa 40% e a fração psamítica (quartzito) 60% da rocha, sendo a vazão média em torno de 6,5 m³/h. Esse subsistema é caracterizado por aquíferos livres, descontínuos e restritos lateralmente, condutividade hidráulica baixa e com importância hidrogeológica relativa local mediana.

O aquífero do Sistema Canastra é representado pelo Subsistema **F** que é caracterizado, litologicamente, pelos filitos das formações Serra do Landim e Paracatu. O fraturamento e a atitude da foliação principal, que apresenta alto ângulo (>60%), favorecem a infiltração da água fazendo com que esse aquífero desempenhe um bom papel de armazenador e transmissor de águas, pois onde ocorrem os saprolitos ocorre também um aumento significativo da porosidade. Todavia, o relevo acidentado inserido nesse subsistema contribui negativamente em relação à hidrogeologia, uma vez que declividades moderadas a elevadas, bem como a presença de solos espessos, favorecem ao escoamento superficial em detrimento da infiltração.

O Sistema Bambuí é composto, basicamente, por rochas pelíticas, entretanto, são os metassiltitos mais maciços de comportamento rúptil responsáveis pela atividade hídrica nesse sistema aquífero. Nessa região, tanto a foliação e o acamamento das rochas, ambos com alto ângulo, como o relevo, caracterizado por chapadas rebaixadas, favorecem a infiltração das águas e a recarga dos aquíferos. Os aquíferos são livres, descontínuos lateralmente, anisotrópicos e com condutividade hidráulica média a baixa.

6. SIG Aplicado aos Recursos Hídricos

Os SIGs como instrumentos computacionais em técnicas de geoprocessamento permitem a realização de análises complexas ao integrar dados de diversas fontes e ao criar bancos de dados georreferenciados (Assad & Sano 1998), já que um SIG é um sistema auxiliado por computador para aquisição, armazenamento, análise e visualização de dados geográficos (Eastman 1998).

A razão de ser de um SIG é prover um instrumento para a análise geográfica (Eastman 1998).

Segundo Câmara & Medeiros (1998) o nome SIG refere-se àqueles sistemas que efetuam tratamento computacional de dados geográficos, sendo que os dados tratados em técnicas de geoprocessamento se caracterizam pela diversidade de fontes geradoras e de formatos apresentados.

Burrough (1986) descreve um SIG como um conjunto poderoso de ferramentas para coletar, armazenar e manipular dados georreferenciados.

O geoprocessamento visa ao fornecimento de ferramentas computacionais para que os diferentes analistas determinem as evoluções espacial e temporal de um fenômeno e as inter-relações entre diferentes fenômenos (Câmara & Medeiros 1998).

Nesse sentido, o cerne deste trabalho foi utilizar técnicas de geoprocessamento para análises geoestatísticas utilizando o software IDRISI 3.2 for Windows.

O IDRISI é um sistema de informação geográfica e um software para processamento de imagens desenvolvido pela Graduate School of Geography da Clark University. Para análises estatísticas, o IDRISI oferece procedimentos estatísticos tradicionais como também rotinas específicas para a descrição de dados espaciais.

O IDRISI é líder na funcionalidade raster, cobrindo todo o espectro de necessidades de SIG e de sensoriamento remoto, desde consulta a banco de dados e modelagem espacial até realce e classificação de imagens. Facilidades especiais estão incluídas para o monitoramento ambiental e gerenciamento de recursos naturais, incluindo análise de série temporais/mudanças, apoio à decisão por critérios e objetivos múltiplos, análise de incertezas e modelagem de simulação. Apesar de sua natureza altamente sofisticada o sistema é muito fácil de manipular (Eastman 1998).

Em ciências naturais o mais comum é a observação de dados discretos, em função disso torna-se necessária uma malha de amostragem, a qual passará por um processo de interpolação, ou por vezes por extrapolação para a geração de uma imagem contínua da variável.

Inúmeros são os trabalhos e em diversas áreas que utilizam SIG para diversos propósitos, dentre os quais, vale destacar alguns aplicados aos recursos hídricos (Landim 1998, Monteiro 2003, Neves 2005, Ketchum Jr. Jr. *et al* 2000, Vepraskas *et al.* 2006, Reis *et al.* 2005, Archer & Fowler 2004, Tanco & Kruse 2001, Lyon *et al.* 2006, Alberto & Kiang 2003, Hoffman & Sander 2007, Güntner *et al.* 2007, Manzione *et al.* 2007).

Em hidrogeologia, cada vez mais a análise espacial desenvolvida em SIG vem sendo utilizada como ferramenta para o conhecimento mais preciso das variáveis que atuam num sistema aquífero.

Winter *et al.* (2000) usaram a técnica de análise de série temporal para definir padrões dos níveis d'água em quatro pequenas bacias hidrográficas numa região dos Estados Unidos. O estudo indicou que a análise de série temporal é muito útil para otimizar grandes séries de dados, além de otimizar programas de monitoramento de poços em longo prazo, reduzindo extremamente seu custo.

Tanco & Kruse (2001) ao estudarem a predição do comportamento da variação do nível d'água em função da sazonalidade climática, em uma planície situada em Buenos Aires, utilizaram

a regressão espacial e concluíram que esta apresentou bons resultados para os períodos de verão e outono, todavia, no inverno as estimativas da variação do nível da água não foram tão satisfatórias.

Maia *et al.* (2001) utilizaram a regressão múltipla linear para verificar o peso das variáveis independentes (concentrações de cátions e ânions) em relação à variável dependente (condutividade elétrica) em águas de irrigação. Pelos modelos de regressão linear propostos foi possível identificar diferentes tipos de água quanto à sua composição iônica para lugares distintos, assim a metodologia não levou em consideração os teores dos íons da análise química da água de irrigação, mas a interação provável entre eles.

Monteiro (2003) estudando o comportamento hidrogeológico na cidade de Ribeirão Preto (SP) utilizou a geoestatística para estimar o rebaixamento da superfície potenciométrica, ao longo dos anos, no Sistema Aquífero Guarani. Para correlacionar as cotas topográficas com as cotas potenciométricas, o autor recorreu à análise de superfícies de tendência, krigagem e cokrigagem, sendo que para a caracterização do rebaixamento ao longo dos anos da superfície potenciométrica, o autor utilizou a técnica máxima entropia baysiana.

Leite & Landim (2003) aplicaram a análise de regressão múltipla em dados provenientes da represa de Três Irmãos, no Rio Tietê, no município de Pereira Barreto/SP, para quantificar a influência de diversas variáveis no comportamento da superfície potenciométrica de um aquífero livre, escolhida como variável dependente. As variáveis consideradas independentes foram cota do terreno, base da formação aquífera ou cota do topo do basalto espessura da formação aquífera, e as coordenadas X e Y. Nesse caso, a variável cota topográfica foi responsável por, aproximadamente, 81% pelo comportamento da superfície potenciométrica.

Moon *et al.* (2004) usaram da técnica de análise de componentes principais (PCA) para espacializar os dados dos níveis d'água provenientes de bacias hidrográficas distintas na Coréia do Sul. No entanto, o objetivo do trabalho foi classificar os sistemas aquíferos em tipos diferentes, cada qual proveniente de bacias hidrográficas distintas, visando o entendimento da variabilidade espacial da recarga em função dos tipos de aquíferos classificados. Nesse caso, a recarga de cada sistema aquífero foi avaliada através do método WTF (Water-table Fluctuations).

Neves (2005) estudando a caracterização estrutural do maciço rochoso da bacia do rio Jundiá, bem como o papel das estruturas geológicas no controle da produtividade dos poços tubulares profundos, utilizou a técnica geoestatística análise de superfícies de tendência para mostrar a variação dos níveis d'água através do tempo e para a construção dos mapas de resíduos da capacidade específica dos sistemas aquíferos.

Barreto (2006) ao estudar a recarga do Sistema Aquífero Guarani numa área representativa de uma bacia, utilizou técnicas geoestatísticas para estimar a recarga e a variação no armazenamento do sistema aquífero. O autor elucidou que a boa correlação entre o nível d'água

em um poço de monitoramento é dependente de alguns fatores, dentre os principais, a espessura da camada não-saturada e a cultura no entorno do poço. No entanto, os resultados mostraram uma boa correlação entre os níveis d'água e as culturas no entorno dos poços.

7. Métodos aplicados à quantificação de reservas hídricas subterrâneas

Neste item foram abordados e discutidos alguns métodos aplicados à quantificação de reservas hídricas subterrâneas. A intenção foi apresentar alguns métodos existentes, bem como as dificuldades encontradas em suas aplicações.

As águas subterrâneas constituem uma porcentagem significativa no sistema hídrico global e nos últimos anos, tornou-se um recurso cada vez mais utilizado como fonte de vida. Com o elevado aumento do uso das águas subterrâneas, globalmente, torna-se uma prática comum a super exploração dos mananciais e reservatórios sem levar em consideração a sua forma de recarga, sendo o resultado uma redução das disponibilidades superficiais e subterrâneas. Portanto, é de fundamental importância a quantificação de reservas hídricas subterrâneas. Para quantificar os recursos exploráveis de um sistema aquífero, é necessário um conhecimento avançado sobre as características deste sistema, dentre os quais os valores das reservas renováveis ou reguladoras e das reservas permanentes ou seculares. Como já enfatizado, o cerne deste tópico consiste em enumerar as metodologias aplicadas à quantificação das reservas hídricas subterrâneas, associando uma breve discussão desse tema tão importante para a gestão, manejo e sustentabilidade dos recursos hídricos subterrâneos.

7.1. Introdução

As reservas hídricas subterrâneas ao longo da história vem sendo um tema bastante questionado e discutido e atualmente esse tema se tornou prioritário para os gestores de recursos hídricos, uma vez que a demanda por esses recursos vem aumentando consideravelmente.

Cerca de 2 bilhões de pessoas, aproximadamente um terço da população mundial, dependem do armazenamento de águas subterrâneas e extraem em torno de 20% da água do planeta (600-700 km³) anualmente, em grande parte de aquíferos superficiais. Muitos habitantes de áreas rurais dependem totalmente de águas subterrâneas. Até pouco tempo, as questões referentes ao uso e à qualidade das águas subterrâneas ganhavam menos atenção do que àquelas relativas às águas superficiais, particularmente em algumas regiões em desenvolvimento, e os dados sobre as reservas e a circulação de águas subterrâneas são ainda menos confiáveis.

Em países como a Arábia Saudita, a Dinamarca e Malta, as águas subterrâneas são o único recurso hídrico disponível. Em outros, como a Áustria, Alemanha, Bélgica, França, Hungria, Itália,

Holanda Marrocos, Rússia e Suíça, mais de 70% da demanda são atendidos pelo manancial subterrâneo.

Em muitos países o uso excessivo de águas subterrâneas resultou em quedas súbitas dos níveis de águas subterrâneas e deterioração de sua qualidade devido à intrusão da água do mar. Na Arábia Saudita, os níveis de água diminuíram em mais de 70 metros no aquífero de Umm Er Radhuma durante o período de 1978 a 1984, e tal declínio foi acompanhado por um aumento da salinidade de mais de 1.000 mg/litro. Nos Emirados Árabes Unidos, o bombeamento excessivo de águas subterrâneas criou cones de depressão de 50-100 km de diâmetro em diversas áreas. Esses cones causaram a queda dos níveis de águas subterrâneas e a intrusão de água salgada. O grau de salinidade das águas subterrâneas na maioria das áreas de estepe da Síria e da Jordânia aumentou para vários milhares de miligramas por litro. A exploração excessiva dos aquíferos costeiros na área da costa do Líbano provocou a intrusão de água salgada, cujos níveis aumentaram subseqüentemente de 340 para 22.000 mg/litro em alguns poços próximos a Beirute.

Em partes da Índia, da China, da Ásia Ocidental, da antiga União Soviética, do oeste dos Estados Unidos e da Península Arábica, os lençóis freáticos estão diminuindo, limitando a quantidade que pode ser usada e aumentando os custos de bombeamento para os agricultores (UNEP 1999).

A preocupação com os crescentes problemas relativos aos recursos de água subterrânea impulsionou a comunidade internacional, os governos e outros grupos de interesse a começar a abordá-los. O Segundo Fórum Mundial da Água, realizado em março de 2000, organizou um *workshop* especial sobre águas subterrâneas. Algumas das recomendações surgidas desse *workshop* incluíram a necessidade de conscientizar a população e melhorar a disponibilidade, qualidade e acessibilidade de informações aos grupos de interesse, especialistas técnicos e formuladores de políticas (World Water Forum 2000).

Na África as águas subterrâneas são as principais fontes de água na região, contribuindo com 15% dos recursos africanos (Lake & Souré 1997). Os principais aquíferos encontram-se nas bacias do norte do Saara, Núbia, Sahel e Chad, assim como em Kgalagadi (Kalahari). As águas subterrâneas são usadas para fins domésticos e agrícolas em diversas áreas, particularmente nas sub-regiões mais áridas, em que os recursos de águas superficiais são limitados. No entanto, as áreas com forte dependência de reservas de águas subterrâneas também podem correr o risco de enfrentar escassez de água, considerando que sua extração ocorre a um ritmo muito mais rápido do que o de sua reposição.

Na maior parte dos pequenos estados insulares do Caribe, as precipitações são as únicas fontes de água doce (Antígua e Barbuda, as Bahamas e Barbados usam água dessalinizada). Na

América do Sul, as reservas de águas subterrâneas são de grande importância, e calcula-se que cheguem a 3 milhões de km³ (GWP, 2000).

Nesse sentido, o conhecimento sobre o comportamento dos aquíferos é fundamental para uma gestão adequada. Os exemplos citados anteriormente refletem a realidade do não conhecimento sobre a complexidade de sistemas aquíferos e, conseqüentemente, suas reservas disponíveis. A quantidade de água subterrânea possível de ser retirada de um aquífero é de difícil exatidão, tornando-se uma questão subjetiva e, portanto, polêmica, dentro de limites a serem estabelecidos como um limite máximo determinado pelas propriedades físicas e características hidrodinâmicas dos mesmos. Os limites estabelecidos estão relacionados, essencialmente, com a reserva reguladora, a qual é o volume de água infiltrado no aquífero a partir da precipitação pluviométrica. Dessa maneira, são evidentes as várias limitações que se impõem às reservas exploráveis a partir dos sistemas aquíferos. Atualmente, a quantificação de reservas hídricas subterrâneas é uma questão crucial no âmbito social e econômico, que passa, fundamentalmente, por questões técnicas, ou seja, é imprescindível que sistemas aquíferos sejam detalhadamente estudados por profissionais especializados, a fim de se conhecer e quantificar de maneira mais precisa os recursos passíveis de ser explorados visando uma gestão apropriada à realidade socioeconômica em diversos locais.

7.2. Conceitos e Terminologias

Existem três tipos de reservas hídricas subterrâneas, as chamadas reservas reguladoras ou renováveis, as reservas permanentes ou seculares e as reservas exploráveis ou disponibilidades. Entretanto, inicialmente, é importante conceituar o termo reserva.

De acordo com Castany (1968) as reservas representam o volume água de gravidade, armazenado durante um período determinado, numa camada aquífera. As reservas são condicionadas em primeiro lugar pela estrutura e dimensão do aquífero seguido pela porosidade eficaz.

Para ANA (2005) reserva é a quantidade de água existente no sistema. Reserva é o volume de água acumulada e mobilizável num aquífero no decurso de um determinado período de tempo, cuja exploração pode ser viável com a tecnologia disponível sob determinadas condições políticas e econômicas.

Em relação às reservas reguladoras ou renováveis, o Projeto RESUB LAGOS (2001) considera que as reservas reguladoras representam a quantidade de água livre armazenada pelo terreno aquífero resultante da recarga por infiltração de águas de chuva ou interação com as águas superficiais.

Segundo Castany (1968) as reservas reguladoras são ligadas às flutuações da superfície piezométrica e também alimentam e regularizam o escoamento das águas subterrâneas. A Figura 14 esboça as reservas reguladoras e permanentes.

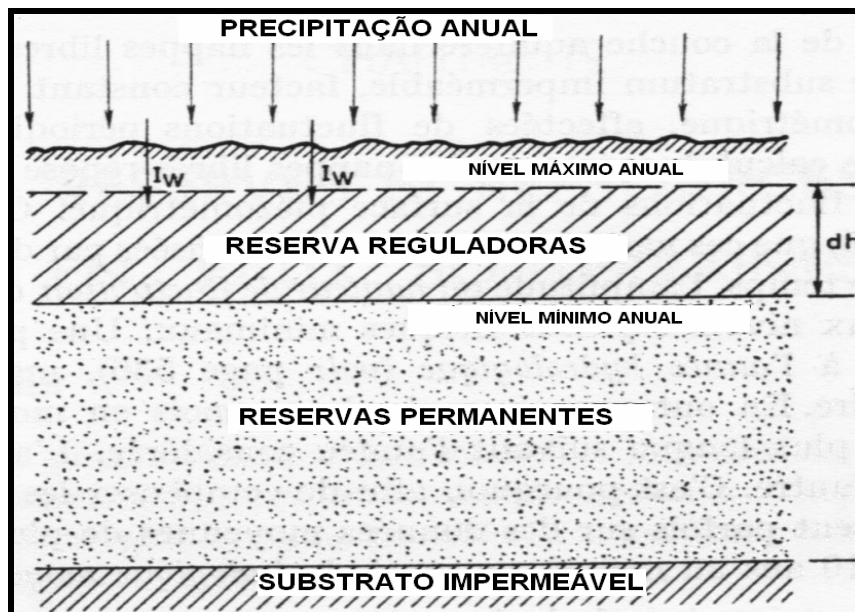


Figura 14 - Reservas reguladoras e permanentes. Fonte: Adaptado de Castany (1968).

Para Rebouças (2001) o escoamento básico dos rios é uma boa medida das reservas reguladoras subterrâneas, ou seja, da taxa de infiltração nos terrenos onde foi esculpida a bacia hidrográfica em apreço. Desta forma, ao se medir o escoamento básico, ou seja, a descarga dos rios durante o período de estiagem ou sem chuvas numa bacia hidrográfica, se tem uma indicação da importância da recarga da água subterrânea ou dos seus aquíferos na área em apreço. Este é o caso, por exemplo, dos rios que drenam os quatro milhões km^2 de embasamento geológico de terrenos cristalinos/metamórficos do Brasil com espesso manto de alteração das rochas e os $3,5 \times 10^6 \text{ km}^2$ de terrenos sedimentares.

Para Ramos (2004) as reservas reguladoras ou renováveis são aquelas relacionadas à precipitação anual ou taxas de recarga dos diversos sistemas. Estas reservas definem os recursos exploráveis dos aquíferos, os quais são considerados como a quantidade máxima de água que pode ser explorada através de poços, sem comprometer as chamadas reservas permanentes ou acumuladas.

Segundo Feitosa & Filho (2001) as reservas reguladoras representam a quantidade de água livre armazenada pelo aquífero durante uma recarga importante por alimentação natural.

De maneira geral, as reservas reguladoras ou renováveis correspondem à quantidade de água que alimenta o aquífero anualmente e representa o escoamento de base dos rios, ou seja, a contribuição do aquífero para os rios ao longo de um ano. No caso dos aquíferos livres, as reservas reguladoras correspondem ao volume de água livre armazenada na porção do aquífero delimitada

pelos dois níveis freáticos extremos médios do ano hidrológico. No caso dos aquíferos confinados e semiconfinados as reservas reguladoras correspondem ao volume de água contido entre o topo do aquífero e o nível piezométrico médio.

As reservas reguladoras estão intimamente ligadas à variação climática, uma vez que para a sua estimativa são necessários os valores da variação do nível d'água em épocas de máxima e mínima precipitação. Entretanto, existem condicionantes que atuam nesse processo (tipo de solo, retenção hidráulica, capilaridade, porosidade, permeabilidade, entre outros) o que implica que somente algum percentual consista na recarga efetiva do aquífero.

Pedrosa & Caetano (2002) consideram que as reservas temporárias são iguais às reservas reguladoras, as quais correspondem ao escoamento de base dos rios. A relação entre o volume do escoamento natural e as reservas permanentes constitui o coeficiente de realimentação, importante na definição das condições de exploração.

Em relação às reservas permanentes, ANA (2005) considera que são aquelas que se situam abaixo da variação anual do nível freático.

Em relação à reserva permanente, Boscardim (2004), descreve como a quantidade de água armazenada no aquífero. De maneira geral, as reservas permanentes é uma parcela das reservas totais. No caso dos aquíferos livres, as reservas permanentes correspondem ao volume de água subterrânea localizada abaixo da posição mínima do nível de oscilação sazonal.

As reservas permanentes, seculares ou profundas, segundo Feitosa & Filho (2001), constituem as águas acumuladas que não variam em função das precipitações anuais e permitem uma exploração mais importante, regularizada por vários anos.

De forma geral, considera-se que as reservas exploráveis de um aquífero são constituídas por uma parte das reservas reguladoras e uma pequena fração das reservas permanentes. A porcentagem a ser adotada da reserva permanente para cálculo da reserva explorável dos aquíferos é controversa. Um valor razoável poderia ser considerado de 0 a 20% das reservas reguladoras, em função das condições de circulação dos aquíferos. Esse percentual pode ser considerado um valor conservador, entretanto, pode ser considerado satisfatório para uma estimativa regional de aquíferos e permite certa margem de confiança ao não considerar o uso das reservas permanentes.

Sabe-se que nas áreas de recarga dos aquíferos, uma parte da água que infiltra no solo, através de sistemas de fluxos locais a intermediários, participa do escoamento básico, enquanto que uma outra parte, que integra o sistema de fluxo intermediário a regional, vai para as porções mais profundas dos aquíferos ou para as porções confinadas, a chamada recarga profunda. Os dados de literatura mencionam a recarga profunda com valores entre 5 e 10% da recarga total (DAEE 1974).

A determinação da disponibilidade hídrica subterrânea depende das propriedades hidráulicas do aquífero que definem a capacidade de produção dos poços e da definição das reservas exploráveis, que correspondem ao volume anual passível de ser explorado sem causar efeitos indesejáveis tais como diminuição da vazão de rios, abandono de poços e etc. Um fator relevante a ser considerado na quantificação de reservas subterrâneas é que os parâmetros hidráulicos, como vazão máxima explorável, são parâmetros que apontam à capacidade de extração de água dos poços profundos e não uma quantidade efetivamente disponível para uma exploração contínua e sustentável. Por isso, o reconhecimento das potencialidades de produção dos aquíferos não pode ser obtido, apenas, através das indicações destes parâmetros.

Segundo Feitosa & Filho (2001) as reservas de exploração ou recursos representam a quantidade máxima de água que poderia ser explorada de um aquífero, sem riscos ao manancial.

Um fator relevante deve ser considerado em relação às reservas de exploração. Essas reservas correspondem à vazão de segurança (*safe yield*), ou seja, é a vazão que pode ser extraída por longo período de tempo sem causar danos ao aquífero. Todd (1967) considera que a vazão segura é a quantidade de água que pode ser retirada anualmente de um aquífero sem produzir um resultado inconveniente.

Alguns autores consideram que os valores entendidos e adotados como reservas exploráveis não poderiam nunca exceder os valores efetivos das reservas renováveis ou reguladoras. Outros consideram que as reservas exploráveis seriam constituídas pelas reservas reguladoras e uma parcela das reservas permanentes. Nesse caso, haveria uma redução contínua das reservas permanentes, podendo chegar à sua depleção. A determinação das reservas exploráveis de um aquífero deve levar em consideração a sua realidade única, dentro de um contexto não apenas físico, mas também sócio-econômico e ambiental.

As reservas totais representam o volume de água livre armazenada na totalidade do aquífero ou sistema aquífero. As reservas totais correspondem ao valor da soma das reservas reguladoras e das reservas permanentes, ou seja, o volume de água armazenada no aquífero ou sistema aquífero, delimitado na base pelo substrato impermeável e no topo pela superfície piezométrica máxima média do ano hidrológico médio. Feitosa & Filho (2001) consideram que as reservas totais ou naturais são representadas pelo conjunto das reservas permanentes com as reservas reguladoras.

7.3. Estado da Arte

Estudos realizados para a quantificação de reservas renováveis vêm sendo utilizados com maior frequência, uma vez que se torna urgente e necessário a gestão de recursos hídricos.

Entretanto, a maioria dos trabalhos utiliza a metodologia de hidrogramas para a quantificação dessas reservas.

Gonçalves *et al.* (2005), realizaram um estudo nas bacias hidrográficas dos rios Pomba e Muriaé, tributários do rio Paraíba do Sul, considerando a correlação quantitativa entre as águas superficiais e subterrâneas. Para tanto, utilizaram análises de hidrogramas, os quais foram construídos com dados das descargas médias diárias em sete estações fluviométricas. Neste caso, um fato importante a ser considerado é a boa correlação nos aspectos geométricos e territoriais entre as bacias hidrográficas e hidrogeológicas. A hidrogeologia da área é representada por dois tipos de aquíferos, um do tipo granular, constituído por aquíferos superficiais (manto de alteração das rochas) e por um tipo fissural representado por xistos, gnaisses, migmatitos, granito e granulitos.

O estudo da capacidade de armazenamento subterrâneo numa bacia hidrográfica é feito com base no deflúvio do período de esgotamento ou recessão hidrológica. O esgotamento significa um período sem recarga significativa dos aquíferos e a conseqüente diminuição da descarga natural de restituição dos aquíferos aos rios (rios efluentes) que se verifica ao longo do período de estiagem, caracterizando o regime dos cursos de água em período de déficit pluviométrico.

Todd (1967) considera que em aquíferos grandes e altamente permeáveis, contidos em uma área de drenagem, o fluxo básico pode ser mantido, mesmo durante períodos de estiagem, mas se os aquíferos forem pequenos e pouco permeáveis, o fluxo básico poderá até cessar. Métodos empíricos foram desenvolvidos para estimar o fluxo básico em hidrogramas, entretanto, a maioria deles tem por finalidade a separação do escoamento superficial do total o que reflete estimativas grosseiras da contribuição das águas subterrâneas.

Em bacias drenadas por rios efluentes, a recarga de aquíferos pode ser estimada a partir da separação de vazões em hidrogramas fluviais com extensos registros, onde o volume (V) corresponde à vazão básica (Q_b) e este está relacionado diretamente à recarga (R) (Meyboom 1961 *apud* Rutledge & Daniel 1994).

De acordo com Tucci (2000) através de análise de hidrogramas, podem ser definidos os valores distintos de vazões finais (Q_f), que correspondem àquelas do final do período de estiagem, e as vazões iniciais (Q₀), correspondendo às do final do período da cheia. Através da equação (1), obtém-se o volume de restituição correspondente às descargas de contribuição subterrânea no período de recessão, que é igual ao volume de armazenamento anual renovável ou também chamado reserva reguladora ou renovável.

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-at}(1), \text{ onde:}$$

Q_t = vazão no instante t, em m³/s;

Q₀ = vazão no instante t₀, início do esgotamento, em m³/s;

α = coeficiente de esgotamento

t = período desde o início do esgotamento, em dias;

e = base dos logaritmos neperianos.

Um fato importante deve ser considerado quando hidrogramas são utilizados para a quantificação de reservas reguladoras é que essa técnica não pode ser usada em áreas onde não existem rios perenes (condições de efluência), uma vez que o fluxo dos rios é garantido pelo escoamento de base dos aquíferos em épocas de estiagem.

Outro fato é que este método é aceitável em bacias menores que 1300 Km², as quais geram hidrogramas simples com índice de recessão menor que trezentos dias (Rutledge & Daniel 1994; Mau & Winter 1997; Arnold *et al.* 2000; Scanlon *et al.* 2002). Além disso, as análises em hidrogramas devem ser realizadas diariamente em aquíferos bem conhecidos (Halford & Mayer 2000; Ketchum Jr. *et al.* 2000) e em certos casos, onde o curso d'água superficial é alimentado por dois aquíferos com características distintas, os hidrogramas gerados são compostos, onde o cálculo de vazões requer complexas técnicas de separação gráfica da curva de recessão para cada aquífero (Linsley *et al.* 1982 *apud* Carrica & Lexow, 2004).

As reservas reguladoras em aquíferos livres são ligadas aos fatores principais do balanço mais particularmente a precipitação, evapotranspiração e a infiltração eficaz. As reservas reguladoras podem ser calculadas por estudos da variação do nível piezométrico nos aquíferos livres e por estudo entre a relação da variação do nível piezométrico e o déficit de escoamento ou pela análise de hidrogramas, Castany (1963). Outra maneira de se calcular as reservas renováveis de um aquífero é através da precipitação anual média em uma bacia, calculada através do polígono de Thiessen, e utiliza-se o valor médio de infiltração. O valor médio de infiltração pode ser escolhido através de valores disponíveis na literatura (Tucci 2000).

Albuquerque (1970), numa região do Nordeste do Brasil, quantificou as reservas de escoamento natural nos aluviões através da seguinte equação (2):

$q = TiL$ (2), onde:

T - transmissividade;

i - gradiente hidráulico;

l - frente de escoamento.

Freitas-Silva & Campos (1998), em estudos hidrogeológicos no Distrito Federal, quantificaram as reservas renováveis dos aquíferos porosos através da equação (3):

$Rr = A.\Delta h.\eta e$ (3), onde:

A - área do aquífero;

Δh - variação do nível freático máximo e mínimo e;

ηe - porosidade eficaz

Segundo Feitosa & Filho (2001), as reservas reguladoras podem ser calculadas através da vazão de escoamento natural do aquífero (equação 4), adquirida em função do coeficiente de transmissividade, do gradiente hidráulico de escoamento e do comprimento da frente de escoamento considerada.

VEN = TiL (4), onde:

T - transmissividade do aquífero

i - gradiente hidráulico

L - comprimento da frente de escoamento

Outra metodologia utilizada, principalmente em aquíferos livres, é a medição das variações dos níveis potenciométricos (mínimo e máximo) como mostra a equação (5).

VEN = AΔhn_e (5), onde:

A - área de ocorrência do aquífero

Δh - variação do nível d'água

n_e - porosidade efetiva

No caso de não serem conhecidos os valores de Δh e n_e o cálculo da reserva reguladora pode ser realizado a partir do conhecimento do índice de armazenamento, equação (6).

ΔR = ΔhS (6), onde:

S - coeficiente de armazenamento

Sendo Δh a variação dos níveis d'água, o volume da rocha drenada será (equação 7):

V_s = ΔhA (7)

A reserva reguladora será (equação 8), onde:

R_r = ΔhAS (8)

Quando são desconhecidos os valores de Δh e S a reserva reguladora pode ser calculada através do valor do índice de armazenamento (ΔR). Esse valor pode ser estimado através dos métodos de balanço hídrico e de hidrogramas de escoamento.

Em relação aos aquíferos fraturados, os mesmos apresentam características peculiares dificultando, de maneira geral, a aplicação de metodologias com o intuito de precisar sobre o comportamento desse meio. Uma peculiaridade é a anisotropia, formada principalmente pelas fraturas e que exerce grande influência no comportamento nesse tipo de aquífero, além da abertura e interconexão das mesmas.

Para a quantificação de reservas reguladoras em aquíferos fraturados, metodologias vêm sendo aplicadas, sendo a mais conhecida e utilizada a análise de hidrogramas, aplicada também aos aquíferos livres.

Chang *et al.* (2003) em pesquisa hidrogeológica no meio fraturado, ressaltam que a quantificação de reservas hídricas para aquíferos fraturados é, praticamente, impossível de ser

efetuada, uma vez que o único modo de infiltração, armazenamento e escoamento são através das fraturas ou fissuras.

Albuquerque (1970) em estudos hidrogeológicos, na região nordeste do Brasil, quantificou os volume infiltrado ou o volume passível de exploração anual, em aquíferos fraturados, através da relação espessura, área e coeficiente de armazenamento.

A equação (9) pode ser aplicada para estimar a reserva reguladora num aquífero fraturado (Freitas-Silva & Campos 1998).

$R_{r1} = A \cdot \Delta h \cdot I_{fi}$ (9), onde:

R_{r1} - reserva reguladora aquífero fraturado

A - área de ocorrência do aquífero

Δh - variação do nível d'água máximo e mínimo

I_{fi} - índice de fraturas interconectadas

Scott *et al.* (1983) *apud* Flint *et al.* (2003) estudaram o fluxo na zona não-saturada da região das Montanhas Yucca (EUA). A região consiste numa área de 45 Km², onde 5 Km² são áreas de recarga, clima árido a semi-árido, baixa precipitação e, geologicamente, a região é composta por rochas intensamente fraturadas. Nesse estudo, apesar dos autores expressarem suas incertezas, foi estimado que da média anual da precipitação, em torno de 200 mm, 3% desse valor entra no ciclo hidrogeológico, ou seja, 6mm/ano de infiltração, a qual se faz através das fraturas das rochas. Dessa maneira, a reserva renovável ou reguladora, em aquíferos fraturados, pode ser estimada pela relação do percentual de infiltração pela área de ocorrência do aquífero.

Projeto RESUB LAGOS (2001) em estudo sobre o levantamento dos recursos hídricos em vários municípios, na região de Cabo Frio, quantificou as reservas renováveis dos aquíferos fissurais relacionados às rochas pré-cambrianas, e dos aquíferos intergranulares, relacionados às seqüências quaternárias. Para a avaliação das reservas renováveis de cada município, foram utilizados cálculos específicos (equação 10), além da ferramenta do módulo temático do programa SPRING para cálculo de áreas disponível, onde foi possível calcular a área de cada unidade aquífera para cada município.

$V_{rr} = A \cdot h \cdot n = S \cdot P_m \cdot I_i \cdot A_i$ (10), onde:

V_{rr} é o volume da reserva renovável anualmente;

A é a área total do aquífero;

h é a variação anual do nível d'água;

n a porosidade média do aquífero;

P_m é a precipitação média anual na área;

I_i é um fator de infiltração, geralmente entre 5 e 30% dependendo da textura e porosidade da unidade aquífera e;

Ai é a área de cada unidade aquífera.

Além dos aquíferos fraturados, os aquíferos cársticos e fissuro-cársticos também apresentam características peculiares no tocante às fraturas e fissuras. Segundo Castany (1968) os maciços fissuro-cársticos constituem as reservas mais importantes nestes tipos de aquíferos. Para a determinação de reservas é necessário um estudo geológico detalhado, principalmente no aspecto estrutural.

Em estudo sobre as disponibilidades hídricas superficiais e subterrâneas, ANA (2005) caracterizou os principais sistemas aquíferos do país, baseado no potencial hídrico, em termos de reserva e produtividade, extensão e importância no abastecimento regional. Considerando estes critérios, o estudo concentrou-se principalmente nos aquíferos porosos situados nas bacias sedimentares. A base cartográfica digital utilizada foi o mapa geológico do Brasil, na escala 1:2.500.000. As informações sobre produtividade dos aquíferos foram adquiridas através de dados de poços. Foi realizada uma estimativa das reservas exploráveis ou disponibilidades hídricas dos principais aquíferos do país. Para tanto, a área de recarga dos aquíferos foi calculada através do mapa geológico, e a precipitação média sobre estas áreas, utilizando o mapa de isoietas do Brasil, contendo as Normais 1961-1990.

Lopes *et al.* (2005) utilizaram o modelamento matemático para prever as reservas exploráveis dos sistemas aquíferos sedimentares na região de Alvarge em Portugal. Para tanto, foram utilizados diversos parâmetros e consideradas diversas situações como anos de baixas e altas pluviosidade, além de períodos com intensa atividade turística, na qual a demanda por recursos hídricos subterrâneos aumenta consideravelmente.

De acordo com Castany (1968) as reservas permanentes podem ser calculadas através das seguintes equações (11 e 12):

$$W = V \cdot n_e \quad (11)$$

$$W = V \cdot S \quad (12), \text{ onde:}$$

W é o volume da reserva (m³);

V o volume do aquífero (m³);

n_e é a porosidade efetiva e;

S é o coeficiente de armazenamento

Segundo Feitosa & Filho (2001) as reservas permanentes são constituídas do volume armazenado sob pressão (equação 13) e do volume de saturação (equação 14).

$$V_p = A_p h S \quad (13)$$

$$V_s = A b n_e \quad (14), \text{ onde:}$$

V_p - volume de água sob pressão;

S - coeficiente de armazenamento;

A_p - área de confinamento do aquífero;

h - carga hidráulica média acima da base da camada confinante;

A - área de ocorrência do aquífero;

b - espessura média saturada;

n_e - porosidade efetiva.

Dessa maneira, as reservas permanentes, em aquíferos livres, podem ser calculadas através da equação (15):

$$R_p = V_s \quad (15)$$

E em aquíferos confinados através da equação (16):

$$R_p = V_s + V_p \quad (16)$$

Freitas-Silva & Campos (1998) estimaram as reservas permanentes nos aquíferos fraturados do Distrito Federal através da seguinte equação (17):

$$R_{pf} = A \cdot b \cdot I_{fi} \quad (17), \text{ onde:}$$

R_{pf} – reserva permanente aquífero fraturado;

A – área de ocorrência do aquífero;

b – espessura média saturada;

I_{fi} – índice de fraturas interconectadas.

Para aquíferos livres no domínio poroso, Freitas-Silva & Campos (1998) quantificaram as reservas permanentes utilizando a seguinte equação (18):

$$R_{pl} = A \cdot b \cdot \eta_e \quad (18), \text{ onde:}$$

R_{pl} – reserva permanente aquífero livre;

A – área do aquífero;

b – espessura do aquífero e;

η_e – porosidade eficaz.

Para as reservas permanentes em aquíferos confinados porosos, os autores usaram o seguinte cálculo (equação 19):

$$R_{pc} = A \cdot h \cdot S \quad (19), \text{ onde:}$$

R_{pc} - reserva permanente aquífero confinado;

h - carga hidráulica acima da base da camada confinante e;

S - coeficiente de armazenamento.

As reservas totais ou globais representam o volume da água livre estocada e são iguais à soma das reservas reguladoras e permanentes, Castany (1968).

Castany (1968) considera que as reservas exploráveis, num primeiro momento, podem ser iguais às reservas reguladoras. As reservas exploráveis dependem das estruturas geológicas, da profundidade do aquífero e do nível piezométrico, da relação entre as águas superficiais e

subterrâneas, dos parâmetros hidrodinâmicos, das características físico-químicas das águas subterrâneas, das características das técnicas e econômicas das obras de captação e da renovação das reservas hídricas.

Oliveira (2002) considera que as reservas exploráveis correspondem à vazão ecológica de um aquífero de modo a garantir a sustentabilidade do aquífero. No trabalho realizado pelo autor, na região de Araguari (MG), a reserva explorável foi considerada como sendo a reserva renovável acrescida de 10% da reserva permanente em função das condições da natureza e recarga do aquífero (equação 20):

$$R_e = R_r + 10\% (R_p) \quad (20), \text{ onde:}$$

R_e - reserva explorável;

R_r - reserva renovável e;

R_p - reserva permanente.

Alguns autores utilizam um percentual de 20% da reserva permanente ao longo de 50 anos, sendo anualmente esse percentual de 0,4% (equação 21).

$$R_e = R_r + (R_p \cdot 0,04) \quad (20), \text{ onde:}$$

R_e - reserva explorável;

R_r - reserva renovável e;

R_p - reserva permanente.

A seguir é ilustrada a Tabela 5, onde estão resumidos os métodos utilizados por alguns autores, bem como algumas observações sobre sua aplicação.

Autor	Método	Sistema Aquífero	Observações
Castany (1968); Feitosa & Filho (2001)	Equações hidrogramas	Intergranular e/ou fraturado	Por utilizar parâmetros hidrodinâmicos do aquífero sua aplicação, às vezes, torna-se restrita uma vez que estes dados nem sempre estão disponíveis.
Campos & Freitas-Silva (1998)	Equações	Intergranular fraturado	Utiliza parâmetros hidrodinâmicos do aquífero, entretanto, é a única equação que estima, nos aquíferos fraturados, a interconexão das fraturas. Necessário um refinado trabalho de mapeamento de falhas e fraturas.
Meyboom(1961), Gonçalves <i>et al.</i> (2005)	Hidrogramas	Intergranular fraturado	Metodologia aplicada às regiões onde existem rios perenes, ou seja, em condições de efluência. Aplicados em bacias menores que 1300 Km ² , além de restringir o uso em rios alimentados por dois ou mais aquíferos distintos.

Tabela 5 - Síntese dos métodos utilizados para a quantificação de reservas hídricas subterrâneas.

8. RESULTADOS

8.1. Da Estatística Exploratória

8.1.1. Da Distribuição da Pluviometria

A Tabela 6 apresenta os valores mensais da pluviometria na área de estudo. Para fins de análise da piezometria em relação à pluviometria foram selecionados dois pontos de medição da pluviometria, os quais possuem a série de dados coincidente com o período de monitoramento dos piezômetros (outubro/2003 a março/2007).

Chácara 71					Barreiro DF-15			
	Out/03- set/04	out/04- set/05	out/05- set/06	out/06- mar/07	out/03- set/04	out/04- set/05	out/05- set/06	out/06- mar/07
Out	56	166	8	572	33,2	181,2	45.6	395.8
Nov	217	129	370	220	146	98	220.6	122.7
Dez	201	195	355	288	223,2	218,2	333.8	225.2
Jan	522	291	206	238	440,6	180,4	161.2	166.7
Fev	514	239	204	266	379,6	309,3	208.4	294.5
Mar	323	304	356	47	263,6	359,4	239.3	*
Abr	166	136	141	*	95,8	64	195.4	*
Mai	28	14	62	*	6	15	29.8	*
Jun	0	0	6	*	0	4.2	52	*
Jul	10	0	0	*	0	0	0	*
Ago	93	65	45	*	0	35	19.6	*
Set	0	22	37	*	0	75,6	28.6	*
TOTAL	2130	1561	1790	1631	1588	1540.3	1534.3	1204.9

Tabela 6 - Pluviometria mensal. Fonte: Chácara 71 e CAESB. *sem medida.

Ao observar os valores da tabela nota-se que a soma anual da pluviometria foi maior no ano de outubro de 2003 a setembro de 2004, seguida do ano de outubro de 2005 a setembro de 2006. Ressalta-se que no ano de outubro de 2006 a março de 2007 os totais pluviométricos, nos dois pontos atingiram valores apreciáveis, uma vez que foi considerado, praticamente, seis meses de medida. A Tabela 7 apresenta os valores médios anuais, onde a média geral foi, aproximadamente, 1.690 mm, excluindo o ano de outubro de 2006 a março de 2007.

Média Pluviométrica Anual				
	Out/03 - set/04	Out/04 - set/05	out/05 - set/06	out/06 - mar/07
Chácara 71	2130	1561	1790	1631
Barreiro	1588	1540.3	1534.3	1204.9
Média	1859	1550.65	1662.15	1417.95

Tabela 7 - Pluviometria média anual. Fontes: Chácara 71 e CAESB.

As Figuras 15 e 16 apresentam os gráficos de distribuição da pluviometria mensal e anual na Chácara 71 e estação Barreiro, respectivamente, para o período de outubro de 2003 a março de 2007.

Tanto na Chácara 71 como na estação Barreiro, a distribuição das chuvas ocorreu de maneira semelhante durante os anos considerados, ou seja, com a época de estiagem bem marcada, entre maio e setembro. Todavia, os meses de junho e julho apresentaram seus índices pluviométricos com valores zero, praticamente, em todos os anos e, por vezes essa ausência de chuva foi registrada no mês de agosto, exceto no ponto da Chácara 71, onde choveu 93 mm nesse mês.

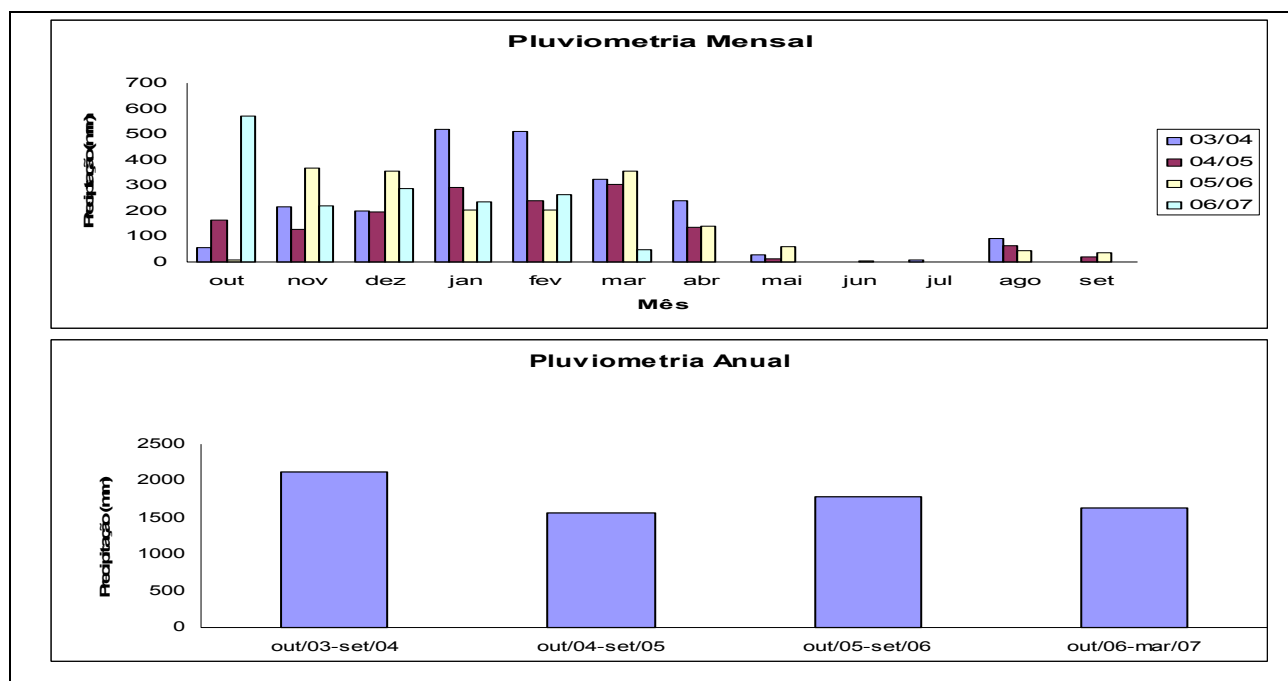


Figura 15 - Pluviometria mensal e anual na Chácara 71. Fonte: Sr. Guido Kirst.

Com a finalidade de conhecer melhor a ocorrência e distribuição da chuva na área de estudo, foram analisados dados referentes ao período de outubro de 1999 a setembro de 2003, considerando os locais de medição chácara 71 e 76/77, COOPERBRÁS e Barreiro. As Tabelas 6 e 7 apresentam a pluviometria mensal e a média pluviométrica anual, respectivamente.

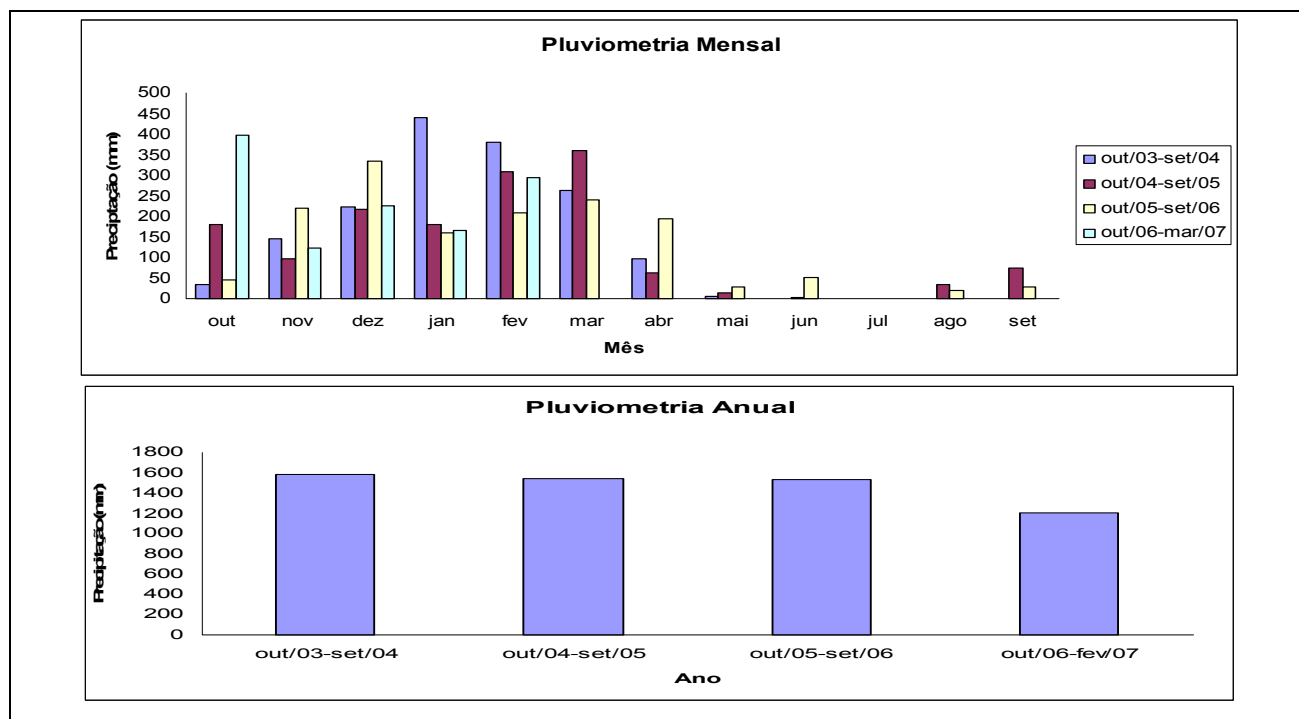


Figura 16 - Pluviometria mensal e anual na Estação Barreiro. Fonte: CAESB.

Ao analisar as Tabelas 7 e 9, nos anos de outubro de 1999 a setembro de 2000 a média pluviométrica anual foi, no mínimo, 10% maior em relação aos dois anos sucessivos. Em outubro de 2003 a setembro de 2004, a média pluviométrica atingiu o maior valor dentre toda a série analisada, sendo que esse ano é seguido por outros com médias pluviométricas anuais altas, com destaque para o último período (outubro de 2006 a março de 2007) onde a média pluviométrica atingiu 1458 mm, considerando, somente, o período chuvoso.

Apesar de a precipitação local apresentar um padrão bem marcado em relação à sazonalidade, é necessário conhecer a variação da sua distribuição entre os pontos considerados. Para tanto, optou-se por fazer o cálculo do coeficiente de variação para descrever o desvio padrão em relação à média (Triola 1999). Esse coeficiente permite comparar a variação de conjuntos de dados, no caso, as precipitações pluviométricas provenientes de diferentes pontos de medição. Por ser um valor adimensional esse coeficiente é uma medida que facilita a comparação dentro de uma variável e/ou variáveis com ordem de magnitude distinta. Como exemplo, é possível notar que no mês de janeiro do ano de outubro de 2000 a setembro de 2001 (Tabela 10) o coeficiente de variação foi menor dentre os anos analisados, revelando que neste ano a distribuição das chuvas foi mais uniforme nos pontos analisados dentro da área de estudo. A Tabela 10 mostra os coeficientes de variação entre quatro estações consideradas (Chácara 71 e 76/77, COOPERBRÁS e Barreiro DF-15) no período de outubro de 1999 a setembro de 2003. Também foram encontrados os coeficientes de variação entre dois pontos (Chácara 71 e Barreiro) para o período de outubro de 2003 a março de 2007 (Tabela 11).

PLUVIOMETRIA MENSAL																
	Chácara 71				Chácara 76/77				COOPERBRÁS				Barreiro			
	out/99- set/00	out/00- set/01	out/01- set/02	out/02- set/03	out/99- set/00	out/00- set/01	out/01- set/02	out/02- set/03	out/99- set/00	Out/00- set/01	out/01- set/02	out/02- set/03	out/99- set/00	out/00- set/01	out/01- set/02	out/02- set/03
out	213	99	129	176	146.5	124.5	182.5	143	204	90	165	63.5	170.4	77.2	118.2	44.4
nov	307	260	255	141	366	304	191	336.5	280	249	221	152	238.2	242.8	182.4	141.2
dez	331	271	220	463	258	356	345.5	342	327.5	216	278	333	281.8	247.6	191.4	227.6
jan	256	71	71	240	142.5	67.5	185.5	227	193.5	78	172	232.5	218.6	73.6	211.6	166
fev	208	59	59	138	240.5	46	260.5	125.5	161	101	277	135.5	208	148	86.2	147.6
mar	226	247	247	316	232	248	99.5	279.6	155.5	226	86.5	387.5	163.2	275.4	83.4	215.8
abr	83	0	8	30	39	0	136	17.5	53	0	34	0	33	14.8	59.4	20.8
mai	0	0	0	56	0	23	21	20	0	44	30	27.5	0	22.4	14	53
jun	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
jul	0	0	0	0	0	18	0	0	2.5	0	0	0	4	2	2.6	0
ago	46	38	17	52	45	37	10	34	46	48	0	0	37	19.6	7.2	35.6
set	148	18	107	83	154.5	48	56	28	141	38	17	0	110.6	33.6	48.2	18.8
TOTAL	1818	1063	1113	1695	1624	1272	1487.5	1553.1	1564	1090	1280.5	1331.5	1464.8	1157	1004.6	1070.8

Tabela 8 - Pluviometria mensal referente ao período de outubro/99 a setembro/03.

Média Pluviométrica Anual				
	out/99-set/00	out/00-set/01	Out/01-set/02	out/02-set/03
Chácara 71	1818	1063	1113	1695
Chácara 76/77	1624	1272	1487.5	1553.1
COOPERBRÁS	1564	1090	1280.5	1331.5
Barreiro	1464.8	1157	1004.6	1070.8
Média	1617.7	1145.5	1221.4	1412.6

Tabela 9 – Média pluviométrica anual.

COEFICIENTE DE VARIAÇÃO (%) ENTRE AS ESTAÇÕES PLUVIOMÉTRICAS (Out/99-Set/03)				
Mês	Coef.Var. (out/99- set/00)	Coef.Var.(out/00- set/01)	Coef.Var. (out/01- set/02)	Coef.Var.(out/02- set/03)
Out	16.74	20.47	20.27	58.93
Nov	17.98	10.46	15.49	49.83
Dez	11.93	21.99	26.34	28.20
Jan	23.49	6.09	38.48	15.71
Fev	16.01	52.07	66.78	6.64
Mar	20.81	8.13	61.12	23.91
Abr	42.88	200	93.07	73.51
Mai	0	80.39	77.90	46.15
Jun	0	0	0	0
Jul	121.46	174.35	200	0
Ago	10.02	33.08	82.26	71.83
Set	14.01	36.28	65.41	109.88

Tabela 10 - Coeficiente de variação entre quatro pontos (Chácara 71 e 76/77, COOPERBRÁS e Barreiro).

COEFICIENTE DE VARIAÇÃO (%) ENTRE AS ESTAÇÕES PLUVIOMÉTRICAS (Out/03-Mar/07)				
Mês	Coef.Var.(out/03- set/04)	Coef.Var.(out/04- set/05)	Coef. Var. (out/05- set/06)	Coef.Var. (out/06- mar/07)
Out	36.14	6.19	99.20	25.74
Nov	27.66	19.31	35.77	40.15
Dez	7.40	7.94	4.35	17.30
Jan	11.95	33.18	17.25	24.91
Fev	21.27	18.13	1.508	7.19
Mar	14.32	11.80	27.72	
Abr	60.48	50.91	22.86	
Mai	91.50	4.87	49.60	
Jun	0	141.42	10.10	
Jul	141.42	0	0	
Ago	141.42	42.42	55.60	
Set	0	77.66	18.10	

Tabela 11 - Coeficiente de variação entre dois pontos (Chácara 71 e Barreiro).

Se for adotado um valor acima de 15% para ser considerado alto em relação ao coeficiente de variação (Gomes 1990) no período de outubro de 1999 a setembro de 2003 esse índice atinge 70% dos valores e no período de outubro de 2003 a março de 2007 representa 60% dos valores calculados. Ressalta-se que, no período de outubro de 1999 a setembro de 2003 foram considerados quatro pontos de medição e no período de outubro de 2003 a março de 2007 dois pontos.

Depois de calculados os coeficientes de variação e observado que grande parte dos resultados apresentou valores altos, indicando a alta variação da pluviometria local, o procedimento usado para a distribuição temporal/espacial da pluviometria foi a análise de série temporal (AST), onde as componentes resultantes são abstrações estatísticas da variabilidade inerente ao conjunto original de dados (Eastman 1998), além da eliminação da dependência entre as variáveis (Lins 1985). Os resultados da análise da série temporal da pluviometria são apresentados no tópico 8.3.

8.1.2. Da Distribuição da Piezometria

Em relação aos níveis piezométricos, a Tabela 12 apresenta as estatísticas dos mesmos. A amplitude e a média foram 23,38 e 6,39 metros, respectivamente, com coeficiente de variação a cerca de 70%.

A Figura 15 apresenta o histograma, onde a maior frequência dos níveis piezométricos ocorreu entre, aproximadamente, 0 e 10 metros com distribuição assimétrica negativa.

Estatísticas	Out/03-Mar/07
Casos	1871
Mínimo	0.000
Máximo	23.380
Amplitude	23.380
Soma	1.1964.9
Mediana	6.010
Média	6.395
95% IC Superior	6.598
95% IC Inferior	6.192
Erro Padrão	0.103
Desvio Padrão	4.471
Variância	19.988
Coeficiente de Variação	0.699
Assimetria (G1)	0.554
Erro Padrão Assimetria	0.057
Curtose (G2)	0.357
Erro Padrão Curtose	0.113

Tabela 12 - Estatísticas dos níveis piezométricos.

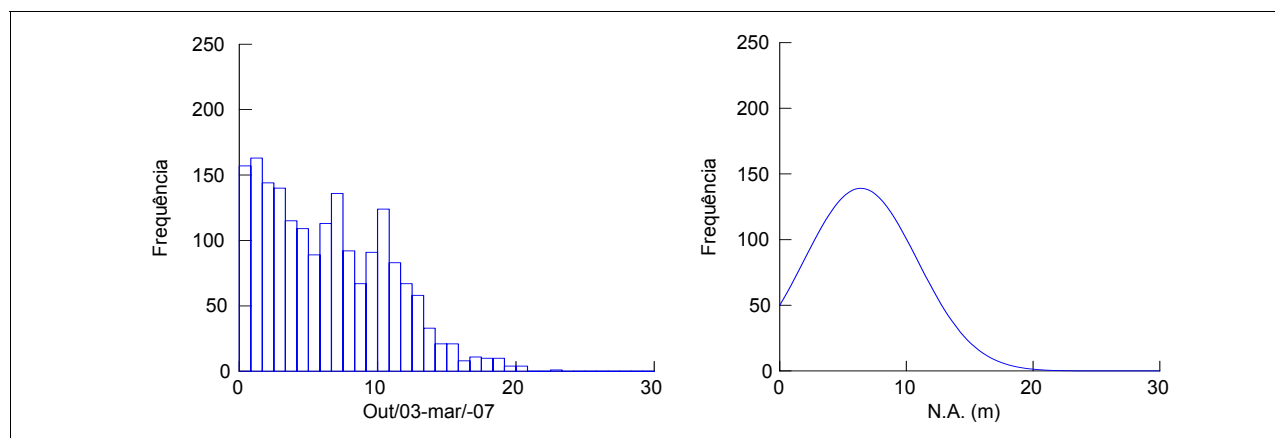


Figura 17 - Histograma e curva de distribuição dos níveis piezométricos (Out/03-Mar/07).

A seguir são apresentados os resultados estatísticos dos níveis piezométricos para cada tipo de solo. A Tabela 13 apresenta as estatísticas da piezometria dos latossolos muito argilosos.

PARÂMETROS	OUT/03- SE/T04	OUT/04- SE/T05	OUT/05- SE/T06	OUT/06- MAR/07	OUT03- MAR07
Casos	185	206	192	96	679
Mínimo	0.96	0.75	0.62	0.85	0.62
Máximo	20.68	23.14	19.64	18.44	23.14
Amplitude	19.72	22.39	19.02	17.59	22.52
Soma	1739.60	1890.57	1764.24	837.61	6232.02
Mediana	9.88	10.09	10.23	9.66	10.08
Média	9.40	9.17	9.18	8.72	9.17
95% IC Superior	10.10	9.83	9.82	9.62	9.52
95% IC Inferior	8.70	8.52	8.55	7.82	8.82
Erro Padrão	0.35	0.33	0.32	0.45	0.17
Desvio Padrão	4.83	4.76	4.47	4.44	4.65
Variância	23.40	22.74	20.03	19.75	21.68
Coeficiente de variação	0.51	0.52	0.48	0.50	0.50
Assimetria (G1)	0.08	0.04	-0.26	-0.23	-0.04
SE Assimetria	0.17	0.16	0.17	0.24	0.09
Curtose (G2)	-0.79	-0.59	-0.67	-0.88	-0.68
SE Curtose	0.35	0.33	0.34	0.48	0.18

Tabela 13 - Estatísticas da piezometria dos latossolos muito argilosos.

No período de outubro de 2003 a março de 2007, os níveis piezométricos apresentaram amplitude, média e coeficiente de variação de 22,52 metros, 9,18 metros e 50%, respectivamente.

A maior amplitude (22,39 m) ocorreu no ano de outubro de 2004 a setembro de 2005, seguido dos anos de outubro de 2003 a setembro de 2004 e outubro de 2005 a setembro de 2006 com, respectivamente, 19,73 m e 19,00 m. Ressalta-se que no período de outubro de 2006 a março de 2007, o qual corresponde ao intervalo sazonal de chuva, a amplitude foi de 17,59 m.

Analisando os anos considerados a média variou entre 8,7 e 9,4 metros e o desvio padrão entre 4,44 e 4,83 metros.

Em relação às medidas de forma, assimetria e curtose, o teste de probabilidade aos níveis de significância 0,05% e 0,01% demonstrou que os dados, nos anos de outubro de 2003 a setembro de 2004 e outubro de 2004 a setembro de 2005, apresentaram valores próximos à distribuição normal. A Figura 18 apresenta os histogramas e as curvas de distribuições da piezometria dos latossolos muito argilosos para os períodos de outubro de 2003 a março de 2007, outubro de 2003 a setembro de 2004, outubro de 2004 a setembro de 2005, outubro de 2005 a setembro de 2006 e outubro de 2006 a março de 2007, respectivamente.

De maneira geral, os histogramas demonstraram que os níveis piezométricos apresentaram comportamento bimodal, ou seja, com dois picos, sendo um entre 0 e 5 metros e o outro entre 10 e 15 metros.

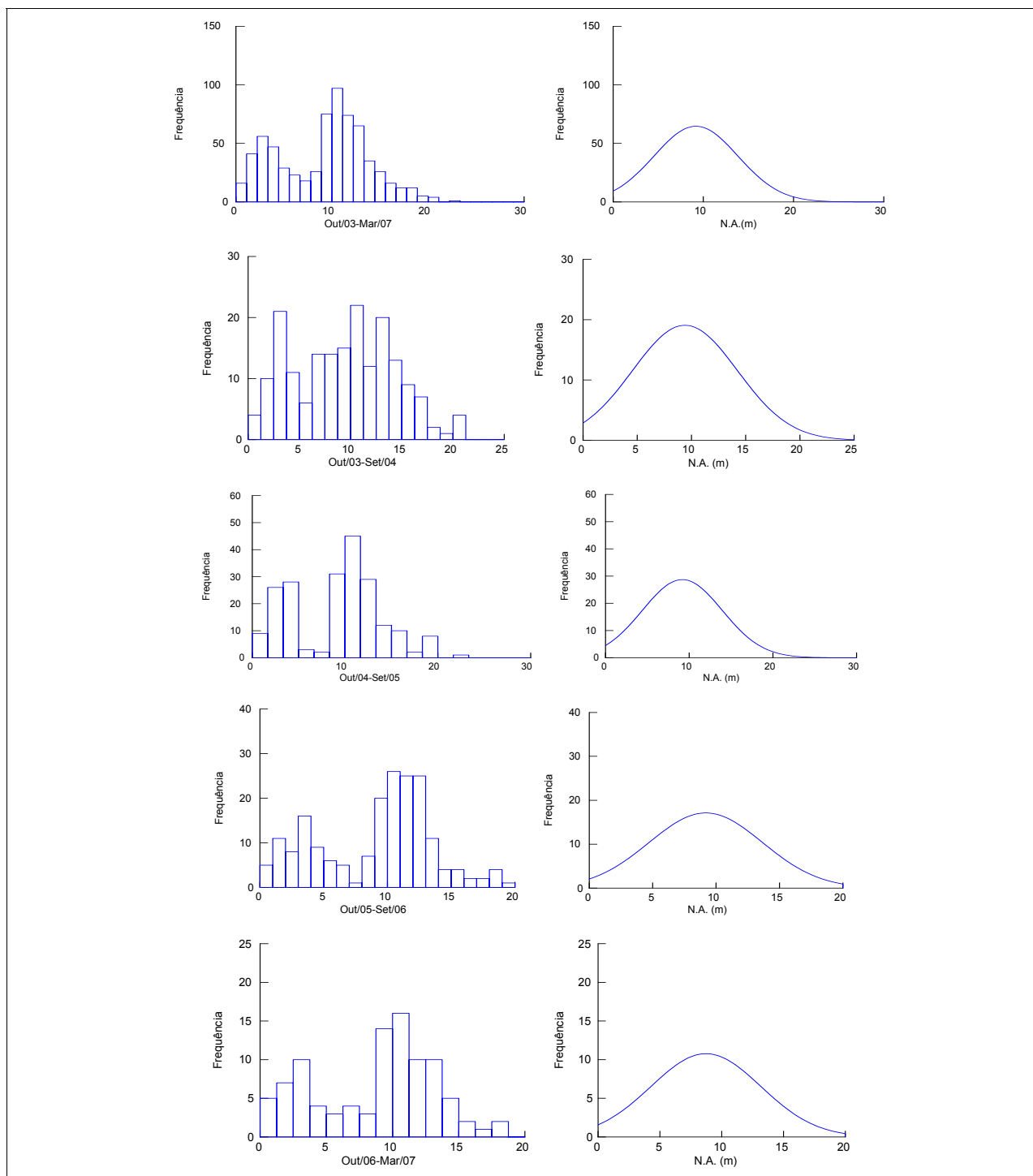


Figura 18 - Histogramas e curvas de distribuições dos níveis piezométricos nos latossolos muito argilosos.

A Tabela 14 apresenta os resultados estatísticos da piezometria nos latossolos argilosos.

PARÂMETRO	OUT03- SET04	OUT04- SET05	OUT05- SET06	OUT06- MAR07	OUT03- MAR07
Casos	141	156	142	66	505
Mínimo	1.780	1.800	1.490	1.150	1.150
Máximo	18.360	14.380	13.270	13.500	18.360
Amplitude	16.580	12.580	11.780	12.350	17.210
Soma	957.080	1045.840	903.010	384.270	3290.200
Mediana	6.340	6.955	6.430	6.160	6.550
Média	6.788	6.704	6.359	5.822	6.515
95% IC Superior	7.406	7.184	6.836	6.576	6.796
95% IC Inferior	6.170	6.224	5.882	5.069	6.235
Erro Padrão	0.312	0.243	0.241	0.377	0.143
Desvio Padrão	3.710	3.037	2.876	3.065	3.207
Variância	13.765	9.223	8.270	9.393	10.287
Coefficiente de variação	0.547	0.453	0.452	0.526	0.492
Assimetria (G1)	1.145	0.248	0.432	0.686	0.746
SE Assimetria	0.204	0.194	0.203	0.295	0.109
Curtose (G2)	1.518	-0.410	-0.309	0.291	0.813
SE Curtose	0.406	0.386	0.404	0.582	0.217

Tabela 14 - Estatísticas da piezometria dos latossolos argilosos.

Nos latossolos argilosos a amplitude dos níveis piezométricos variou 16,5 m, 12,58 m e 11,78 m, nos anos de: outubro de 2003 a setembro de 2004; outubro de 2004 a setembro de 2005 e outubro de 2005 a setembro de 2006, respectivamente.

A mediana dos níveis piezométricos variou entre 6,16 a 6,95 metros e a média entre 5,82 e 6,79 metros. O desvio padrão e a variância variaram entre 3,05 a 3,61 e 8,27 a 13,76 metros, respectivamente. O coeficiente de variação oscilou entre 0,45 a 0,57. Já as medidas de assimetria e curtose variaram entre 0,24 a 1,14 e -0,30 a 1,51, respectivamente.

Foi aplicado o teste a 0,01% e 0,05% de probabilidades para a assimetria (G1) e curtose (G2) para verificar se ocorre a distribuição normal dos dados.

Os resultados demonstraram que em todos os anos as curvas de distribuições ocorreram de forma assimétrica, ou seja, não ocorreu um padrão de distribuição normal para os dados da área e isso pode ser verificado na Figura 19, através das curvas de distribuições.

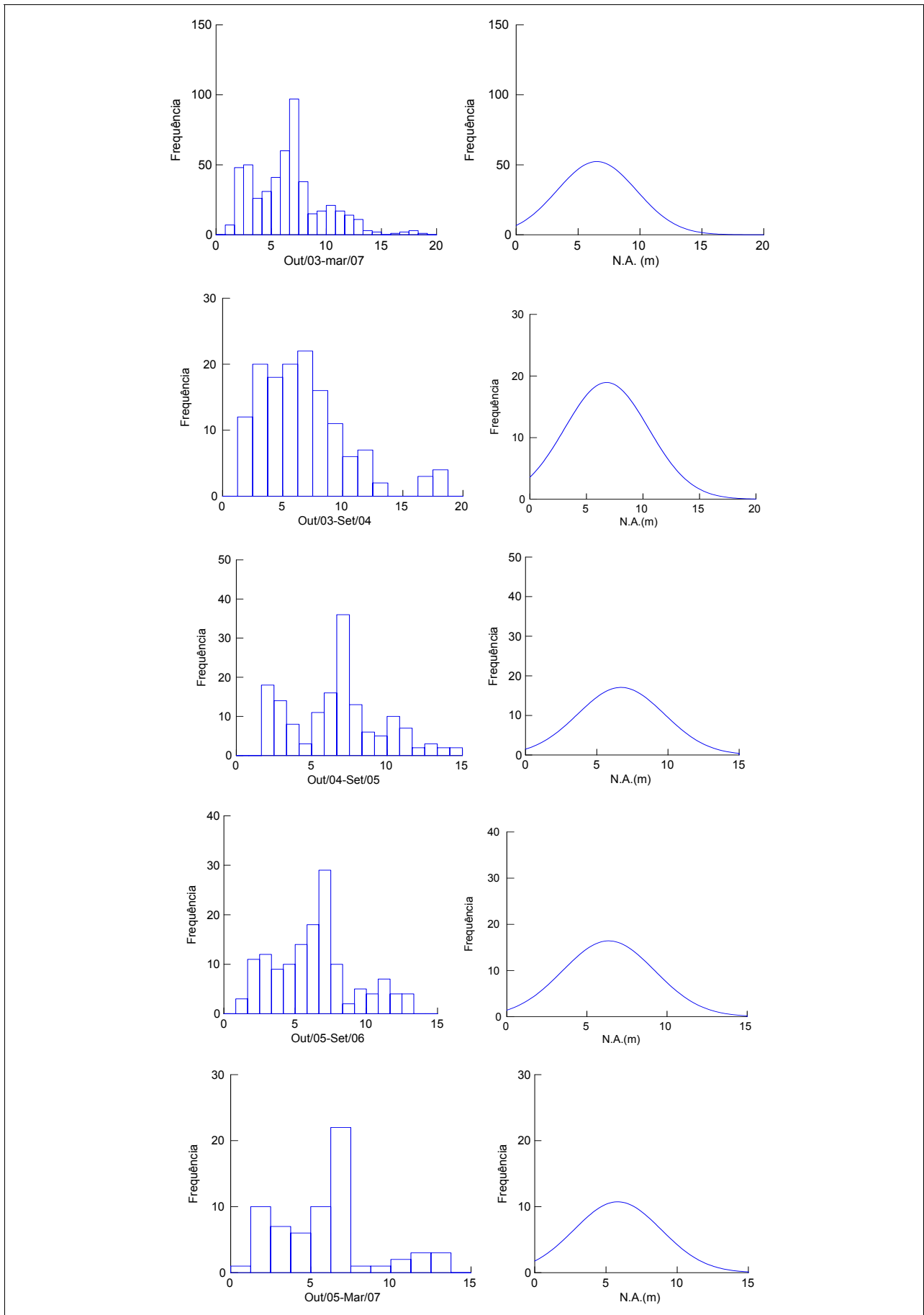


Figura 19 - Histogramas e curvas de distribuições dos latossolos argilosos.

De maneira geral, os histogramas apresentaram comportamento bimodal, sendo os picos concentrados entre, aproximadamente, 2 a 3 metros e 6 a 8 metros.

A Tabela 15 apresenta as estatísticas da piezometria nos cambissolos. A amplitude nos cambissolos variou entre 7 a 10,49 metros, considerando o ano de outubro de 2006 a março de 2007.

PARÂMETRO	OUT03- SET04	OUT04- SET05	OUT05- SET06	OUT06- MAR07	OUT03- MAR07
Casos	103	140	120	70	433
Mínimo	0.930	1.330	0.950	1.040	0.930
Máximo	11.420	11.250	10.600	8.080	11.420
Amplitude	10.490	9.920	9.650	7.040	10.490
Soma	542.030	839.570	608.645	262.390	2252.635
Mediana	4.500	5.700	4.730	3.555	4.780
Média	5.262	5.997	5.072	3.748	5.202
95% IC Superior	5.851	6.459	5.586	4.194	5.469
95% IC Inferior	4.674	5.535	4.558	3.303	4.936
Erro Padrão	0.297	0.234	0.259	0.224	0.135
Desvio Padrão	3.012	2.766	2.842	1.870	2.818
Variância	9.074	7.652	8.077	3.497	7.941
Coefficiente de variação	0.572	0.461	0.560	0.499	0.542
Assimetria (G1)	0.549	0.199	0.261	0.392	0.424
Erro Padrão Assimetria	0.238	0.205	0.221	0.287	0.117
Curtose (G2)	-0.870	-1.038	-1.157	-0.885	-0.872
Erro Padrão Curtose	0.472	0.407	0.438	0.566	0.234

Tabela 15 - Estatísticas da piezometria dos cambissolos.

Excluindo o ano de outubro de 2006 a março de 2007, o qual representa somente o período chuvoso, a média variou entre 5 e 5,99 metros. Já o desvio padrão oscilou entre 1,87 e 3 metros.

Em relação às medidas de forma, assimetria e curtose, o teste aplicado com os níveis de significância 0,01% e 0,05% revelou altos coeficientes de assimetria e curtose. A Figura 20 apresenta os histogramas e as curvas de distribuições da piezometria nos cambissolos.

No período de outubro/03 a março/07 o histograma mostrou que a maior frequência dos níveis piezométricos ocorreu entre 0,5 a 6 metros. Os histogramas mostraram que no ano de outubro de 2003 a setembro de 2004 os níveis piezométricos ocorreram com maior frequência

entre o intervalo de 2 a 5 metros. No ano de outubro de 2004 a setembro de 2005, apesar de ocorrer uma distribuição mais homogênea, os níveis d'água apresentaram maior frequência entre 3 a 6 metros, todavia ocorreu um pico de frequência em 8 metros.

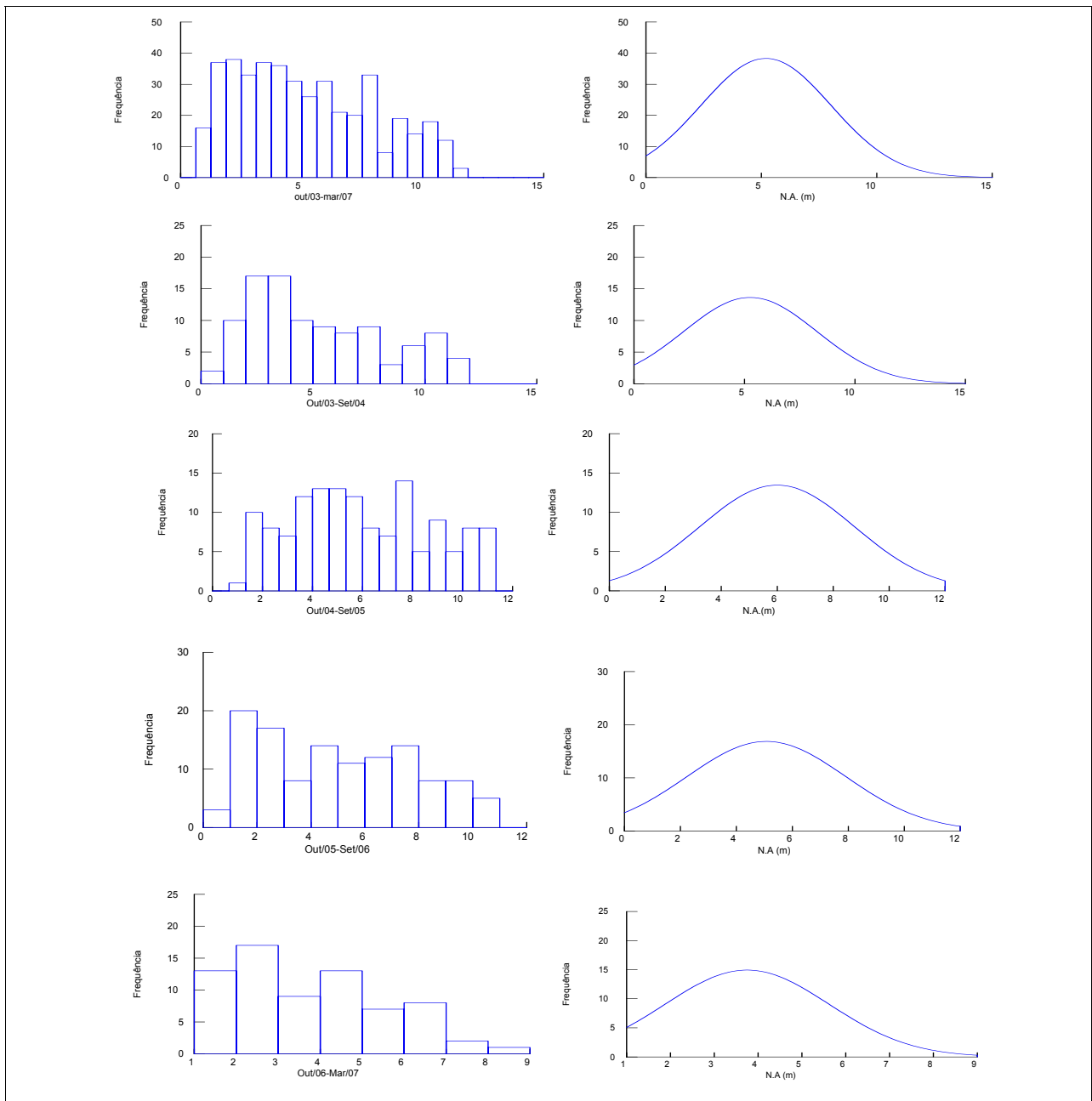


Figura 20 – Histogramas e curvas de distribuições da piezometria dos cambissolos.

O ano de outubro de 2005 a setembro de 2006 a frequência maior entre 1 e 3 metros e entre 4 e 8 metros e no ano de outubro de 2006 a março de 2007 os níveis piezométricos apresentaram maior frequência entre 1 a 5 metros. As curvas de distribuições se mostraram pouco assimétricas negativas, com exceção do ano de outubro de 2004 a setembro de 2005, onde a assimetria foi levemente positiva.

A Tabela 16 apresenta os resultados estatísticos da piezometria nos gleissolos. A amplitude nos gleissolos oscilou entre 1,14 e 4,36 metros, sendo que no ano de outubro de 2005 a setembro de 2006 esse valor foi maior, seguido do ano de outubro de 2003 a setembro de 2004.

A média variou entre 0,38 a 1,1 metros e o desvio padrão entre 0,29 e 0,64 metro. De maneira geral, os dados apresentaram altos coeficientes de assimetria após a aplicação do teste de probabilidade com níveis de significância a 0,01% e 0,05%. A Figura 21 apresenta os histogramas da piezometria nos gleissolos.

Em relação aos histogramas, no período de outubro de 2003 a março de 2007, a maior frequência ocorreu no intervalo de 0 a 1 metro. No ano de outubro de 2003 a setembro de 2004 os níveis piezométricos entre 0,3 a 1 m ocorreram com maior frequência. No ano de outubro de 2004 a setembro de 2005 a frequência maior dos níveis d'água ocorreu entre, aproximadamente, 0,5 a 1,2 metros e nos anos de outubro de 2005 a setembro de 2006 e outubro de 2006 a março de 2007 a frequência maior ocorreu entre 0 a 1 metro e entre 0 a 0,5 metro, respectivamente. As curvas de distribuições ocorreram de forma assimétrica negativa.

PARÂMETROS	OUT03SET04	OUT04SET05	OUT05SET06	OUT06MAR07	OUT03-MAR07
Casos	69	77	72	36	254
Mínimo	0.200	0.100	0.010	0.000	0.000
Máximo	3.590	1.550	4.370	1.140	4.370
Amplitude	3.390	1.450	4.360	1.140	4.370
Soma	76.220	64.195	35.880	13.810	190.105
Mediana	0.940	0.850	0.340	0.260	0.710
Média	1.105	0.834	0.498	0.384	0.748
95% IC Superior	1.259	0.900	0.632	0.492	0.818
95% IC Inferior	0.950	0.768	0.365	0.275	0.679
Erro Padrão	0.078	0.033	0.067	0.054	0.035
Desvio Padrão	0.644	0.291	0.569	0.321	0.562
Variância	0.415	0.084	0.324	0.103	0.315
Coeficiente de variação	0.583	0.349	1.142	0.837	0.750
Assimetria (G1)	2.040	-0.243	4.725	0.767	2.412
SE Assimetria	0.289	0.274	0.283	0.393	0.153
Curtose (G2)	4.271	-0.020	30.226	-0.709	10.582
SE Curtose	0.570	0.541	0.559	0.768	0.304

Tabela 16 - Estatísticas da piezometria dos gleissolos.

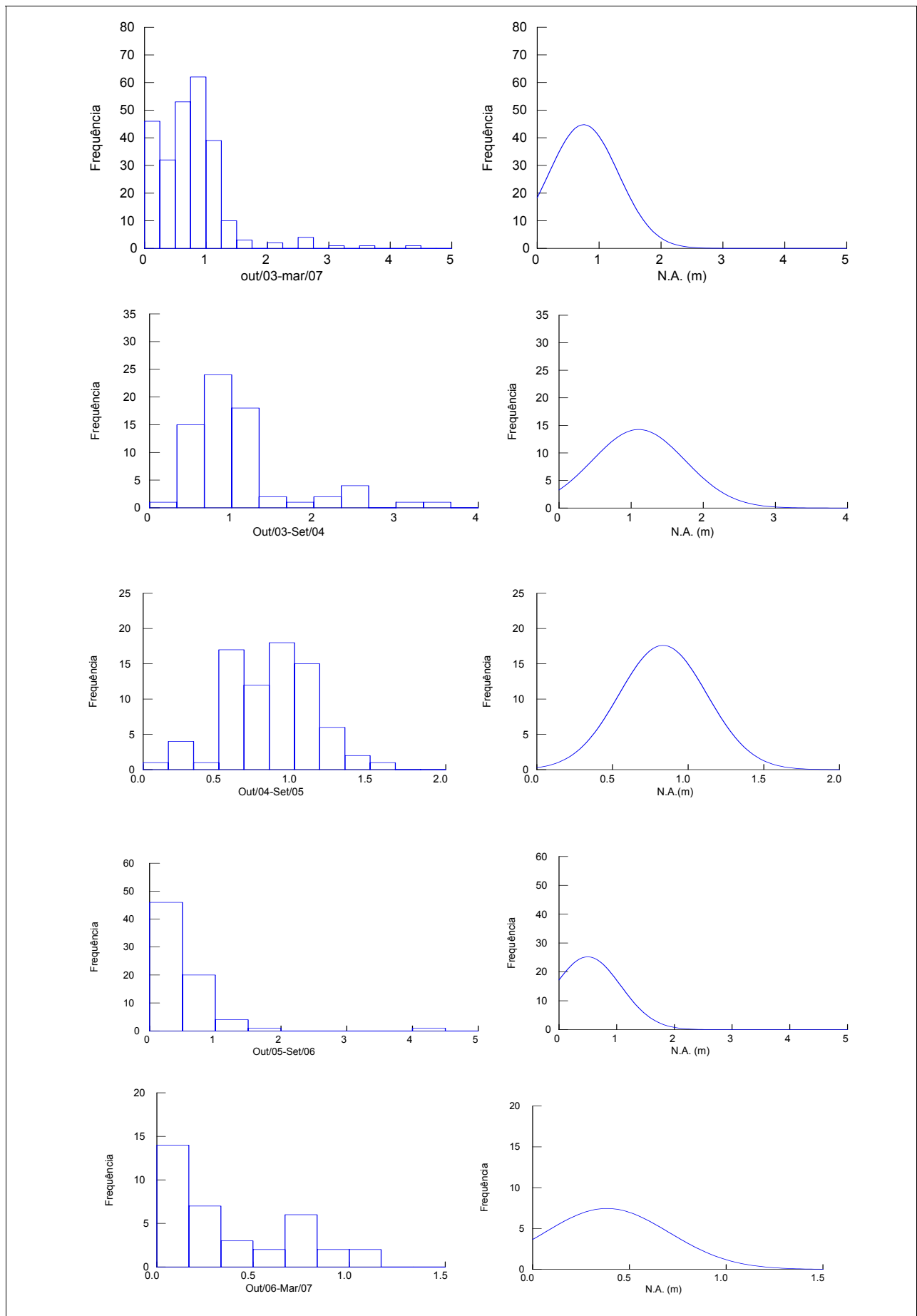


Figura 21 - Histogramas da piezometria dos gleissolos.

A Tabela 17 apresenta as estatísticas da piezometria dos neossolos Quartzarênicos. A amplitude foi de 9,2 metros, a média e o desvio-padrão foram 12, 25 metros e 3,2 metros, respectivamente. A Figura 22 apresenta o histograma e a curva de distribuição dos níveis d'água. O histograma apresentou comportamento bimodal, com o primeiro pico entre 8 e 10 metros e o segundo pico entre 14 e 18 metros. A curva de distribuição apresentou assimetria negativa. Ressalta-se que o período considerado para as análises estatísticas foi entre setembro de 2005 a março de 2007, em função da série histórica de dados.

PARÂMETROS	Set05Mar07
Casos	20
Mínimo	6.800
Máximo	16.000
Amplitude	9.200
Soma	245.090
Mediana	13.225
Média	12.254
95% IC Superior	13.754
95% IC Inferior	10.755
Erro Padrão	0.716
Desvio Padrão	3.204
Variância	10.263
Coefficiente de Variação	0.261
Assimetria (G1)	-0.383
Erro Padrão Assimetria	0.512
Curtose (G2)	-1.402
Erro Padrão Curtose	0.992

Tabela 17 - Estatísticas da piezometria dos neossolos quartzarênicos

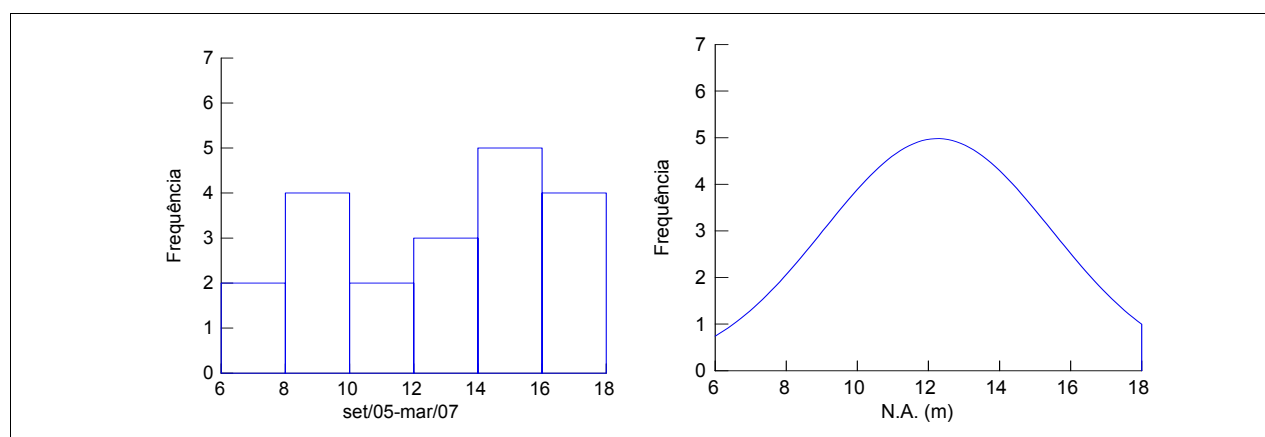


Figura 22 – Histograma e curva de distribuição da piezometria dos neossolos Quartzarênicos.

8.2. Da variabilidade da piezometria em relação ao meio físico

8.2.1. Latossolos Muito Argilosos e Argilosos

Neste tópico, os resultados da variabilidade da piezometria em relação ao meio físico serão descritos em função do reagrupamento das classes de solos proposto por Lousada (2005).

No domínio dos latossolos muito argilosos estão instalados os piezômetros 6, 8, 10, 11, 12, 13, 16, 17, 22, 25, 30, 33, 46, 50, 54 e 56. Nos latossolos argilosos estão localizados os PZT's 5, 18, 24, 26, 31, 38, 47, 49, 52, 55, 57 e 59.

Os gráficos (Figuras 23 e 24) mostram a variabilidade da piezometria durante um ano hidrológico (períodos de chuva e estiagem). No ano de outubro de 2003 a setembro de 2004 os níveis piezométricos começaram a elevar-se em meados de janeiro e declinam, suavemente, em meados de junho. Em janeiro de 2005 os níveis piezométricos começaram a elevar-se, sutilmente, mantendo esse comportamento até março, sendo que em meados de maio os níveis começaram a rebaixar e voltaram a subir em dezembro de 2005. A partir de maio os níveis piezométricos começaram a rebaixar, com exceção do PZT-17 que continuou a subir até julho, sendo que nos demais piezômetros todos os níveis começaram a subir no início de dezembro. A partir do início de março de 2007, os níveis piezométricos nos PZT's 10, 11, 12, 17, 22, 25, 30, 33, 46 e 54 começaram a cair, suavemente, sendo que nos demais PZT's os níveis ainda estavam ascendendo.

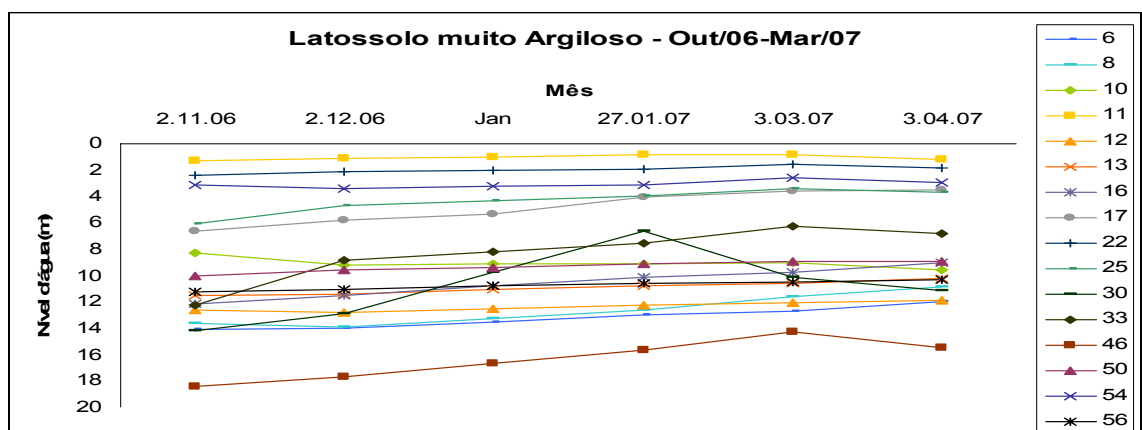
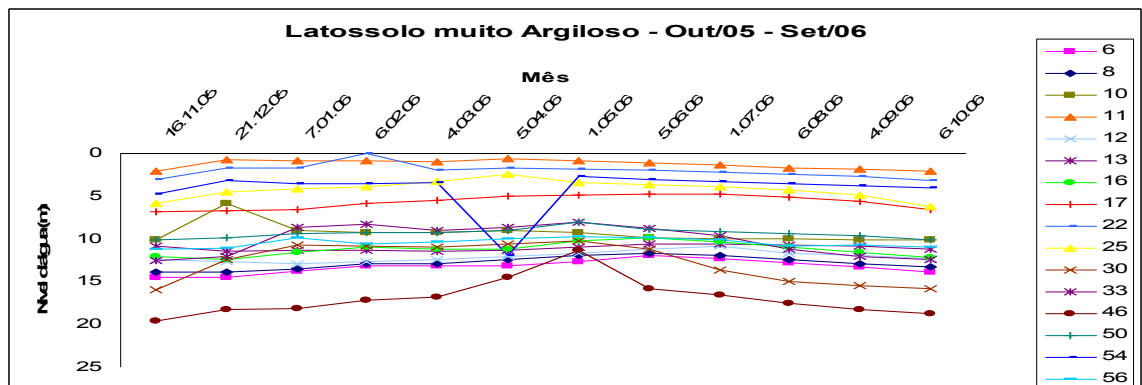
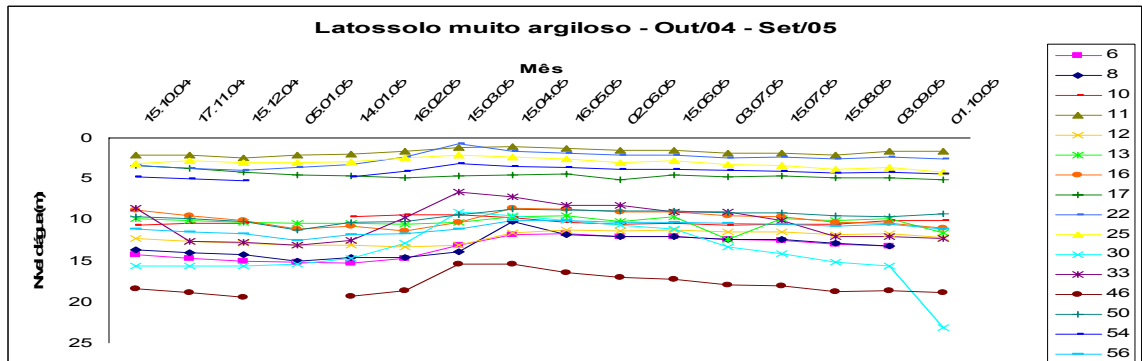
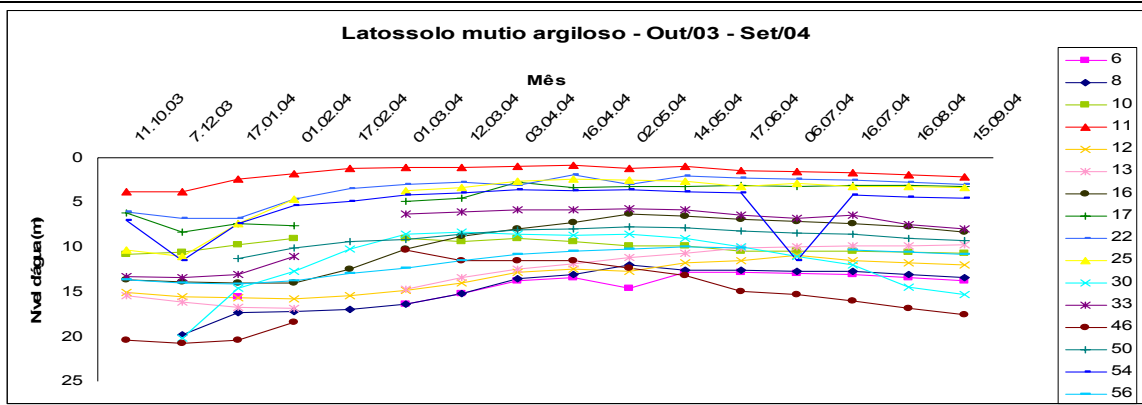


Figura 23 - Variabilidade da piezometria nos latossolos muito argilosos.

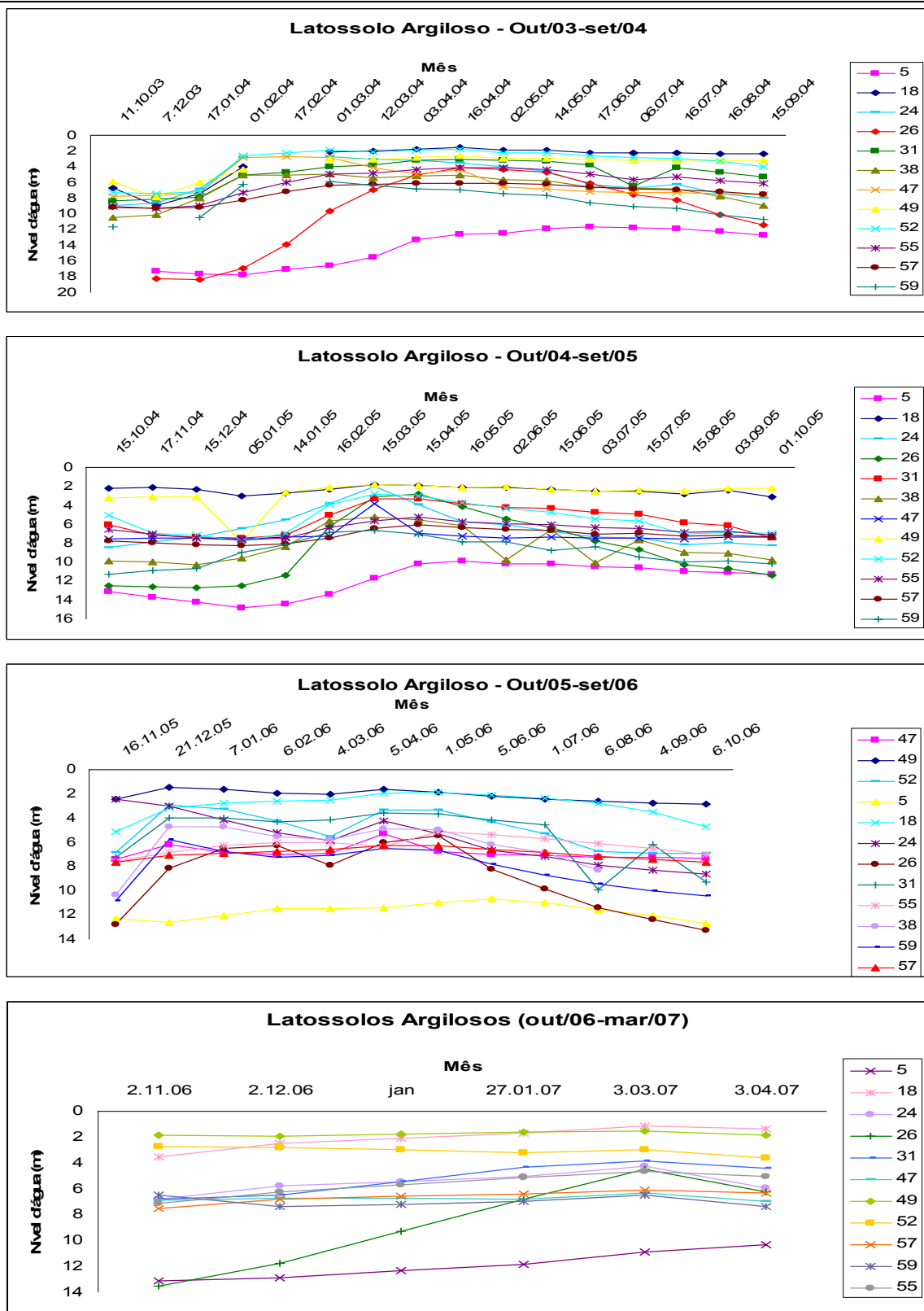


Figura 24 - Variabilidade da piezometria nos latossolos argilosos.

No ano de outubro de 2003 a setembro de 2004 os níveis piezométricos dos latossolos argilosos começaram a subir no início de dezembro, quando em fevereiro ocorreu a maior elevação da maioria dos níveis e rebaixaram no início de maio. Exceção ocorreu com os PZTs 5

e 26, onde o primeiro começou a elevar-se, somente, em fevereiro e o segundo começou a se elevar em dezembro e permaneceu ascendendo até meados de abril e começou a rebaixar depois desse mês.

Em outubro de 2004 a setembro de 2005 a maioria dos níveis piezométricos começou a elevar-se no início de janeiro, sendo que ocorreu um pico de elevação em meados de março e no início de abril começaram a rebaixar. Exceção ocorreu, novamente, para os PZTs 5 e 26, onde os níveis piezométricos elevaram-se até metade de abril e começaram a declinar em meados de maio.

No ano seguinte, outubro de 2005 a setembro de 2006, os níveis piezométricos começaram a elevar entre meados de novembro e início de dezembro, sendo que a maioria continuou subindo, sutilmente, até o início de abril e começaram a rebaixar em maio.

Novamente, os PZTs 5 e 26 apresentaram um comportamento um pouco distinto dos demais piezômetros. O nível piezométrico no PZT-05 elevou-se até o início de junho e no PZT-26 o nível piezométrico subiu até o início de maio.

Finalmente, em outubro de 2006 a março de 2007, os níveis piezométricos começaram a subir, suavemente, em dezembro, com exceção do PZT-52 que se elevou em fevereiro, sendo que em março os níveis piezométricos começaram a rebaixar. No PZT-5, novamente, o nível piezométrico ascendeu até o início de abril.

8.2.2.Cambissolos

Nesses solos estão instalados os piezômetros 4, 36, 37, 40, 41, 001, 002, 003, 004 e 005.

Nos anos de outubro de 2003 a setembro de 2005, os níveis piezométricos começaram a se elevar em dezembro e começaram a descer, sutilmente, a partir de meados de março, sendo essa queda mais acentuada a partir de abril (Figura 25).

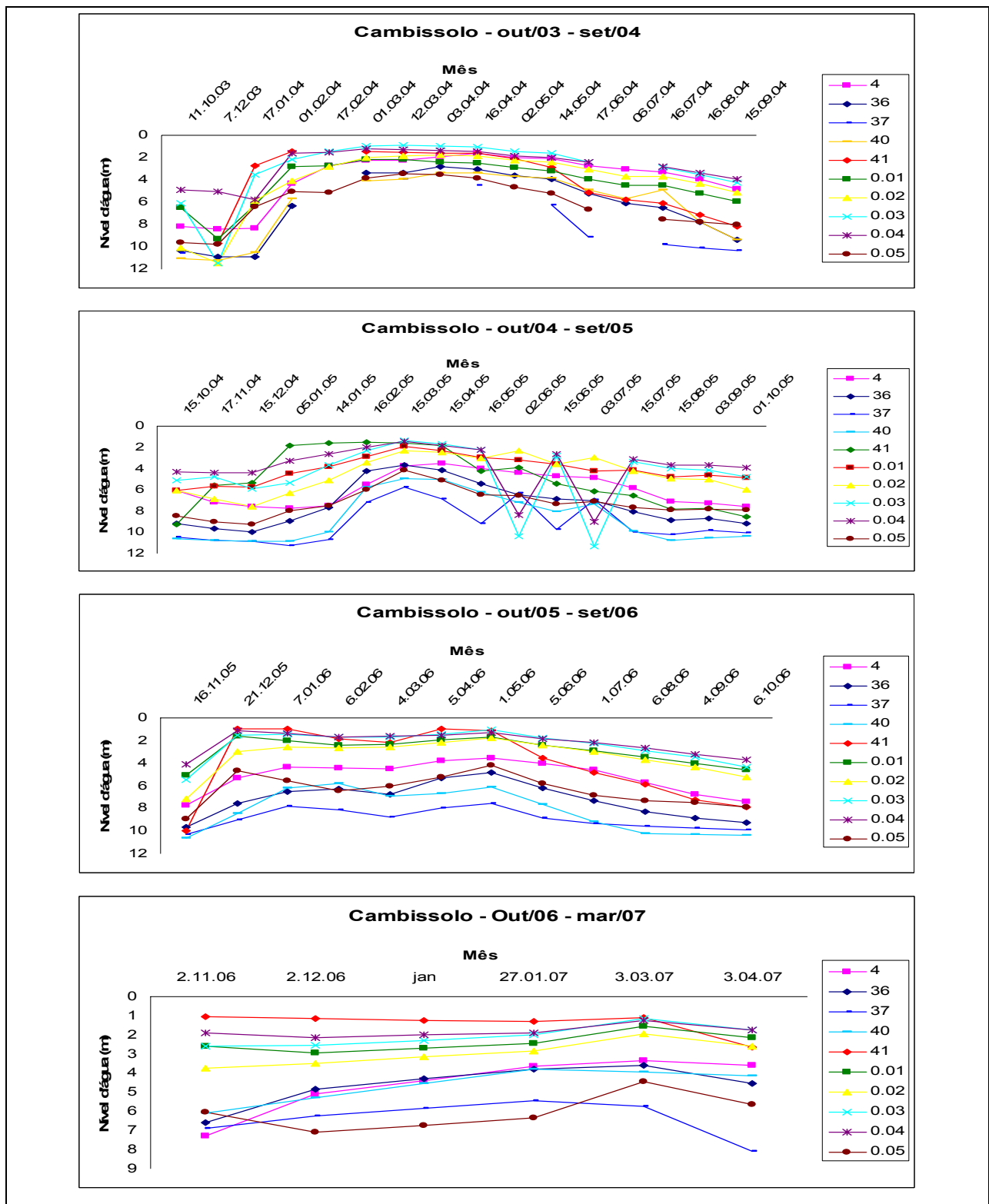


Figura 25 - Variabilidade da piezometria nos cambissolos.

Em outubro de 2005 a setembro de 2006, os níveis piezométricos elevaram em meados de novembro, sendo que em fevereiro ocorreu um leve declínio na maioria dos níveis com a retomada da elevação em março e em maio os níveis começaram a responder ao período de estiagem iniciado no mês anterior.

No período de outubro de 2006 a março de 2007, os níveis d'água começaram a elevar-se em novembro, sendo que em março começaram a rebaixar.

8.2.3. Gleissolos

No período analisado, de maneira geral, os níveis piezométricos começaram a ascender em novembro/dezembro e começaram a descender em maio. Entretanto, no período de outubro de 2004 a setembro de 2005 a maioria dos níveis piezométricos começou a subir em meados de dezembro e rebaixaram a partir de meados de março (Figura 26).

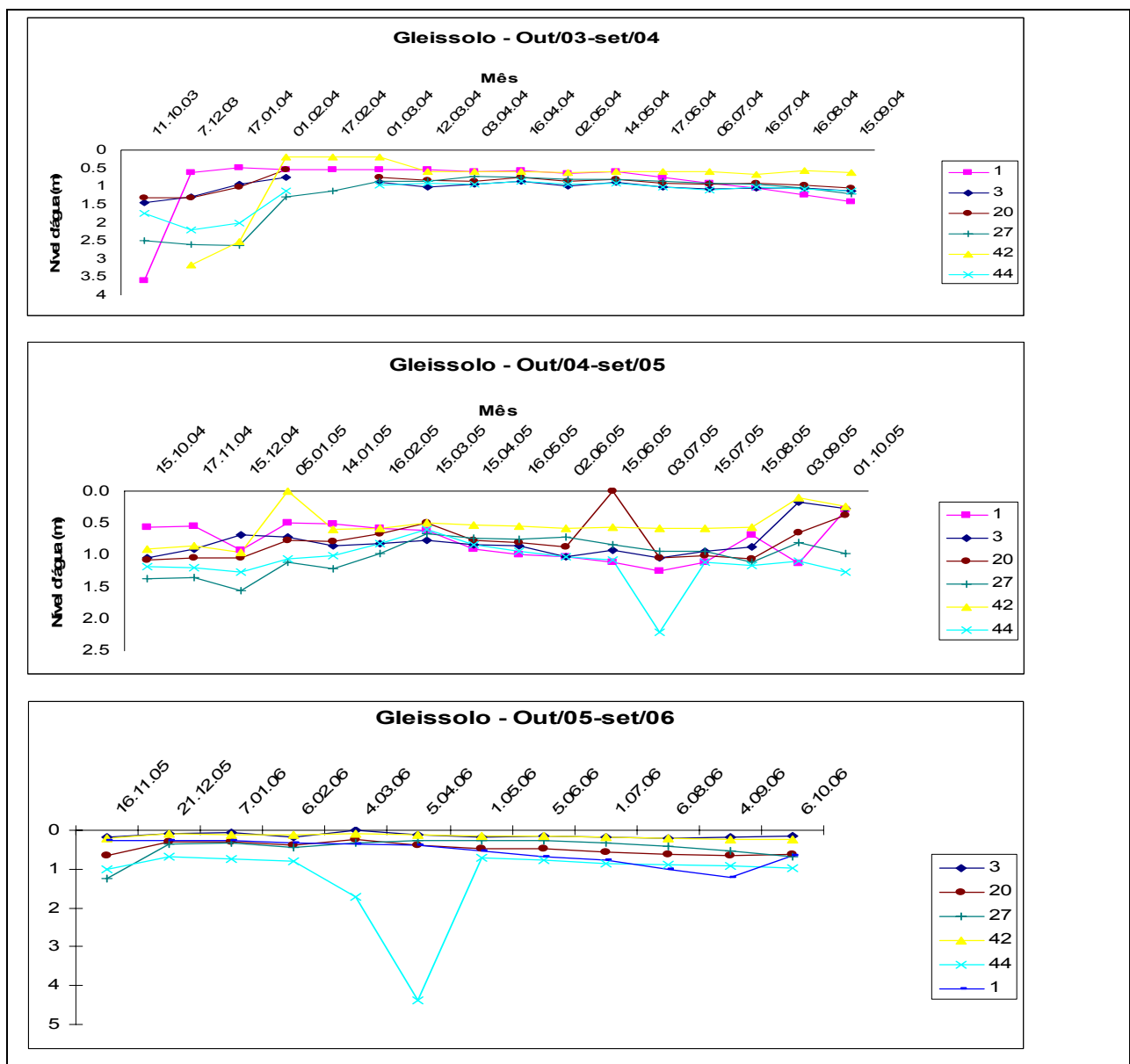


Figura 26 - Variabilidade da piezometria nos gleissolos.

8.2.4. Neossolo Quartzarênico

O único piezômetro instalado neste tipo de solo é o PZT-60. Esse piezômetro foi instalado posteriormente aos demais, portanto, não existe uma série histórica de dados consistente.

Os dados existentes revelaram que o nível piezométrico atingiu seu valor mais raso em maio de 2004 e seus níveis mais profundos entre outubro de 2005 a janeiro de 2006 (Figura 27). Os níveis profundos podem atingir valores superiores a 16 metros, ou seja, níveis abaixo da profundidade do piezômetro e, nesse caso, o mesmo permanece seco como aconteceu nos meses de janeiro dos anos de 2005 e 2006 e em novembro de 2005.

De maneira geral, os níveis piezométricos elevaram-se em fevereiro e começaram a declinar dois meses após o início do período de estiagem.

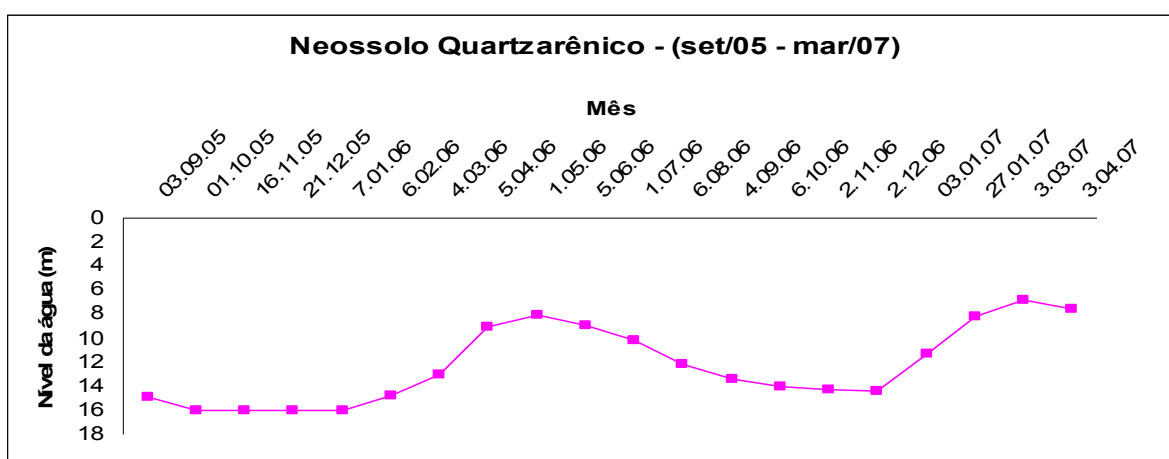


Figura 27 - Variabilidade da piezometria no neossolo quartzarênico.

Em relação aos níveis piezométricos mais rasos, esses apresentaram uma tendência, sutilmente, decrescente, ou por vezes constante (Figura 28). Exceção ocorreu com os latossolos muito argilosos e com os gleissolos, onde houve tanto queda como ascensão dos níveis piezométricos.

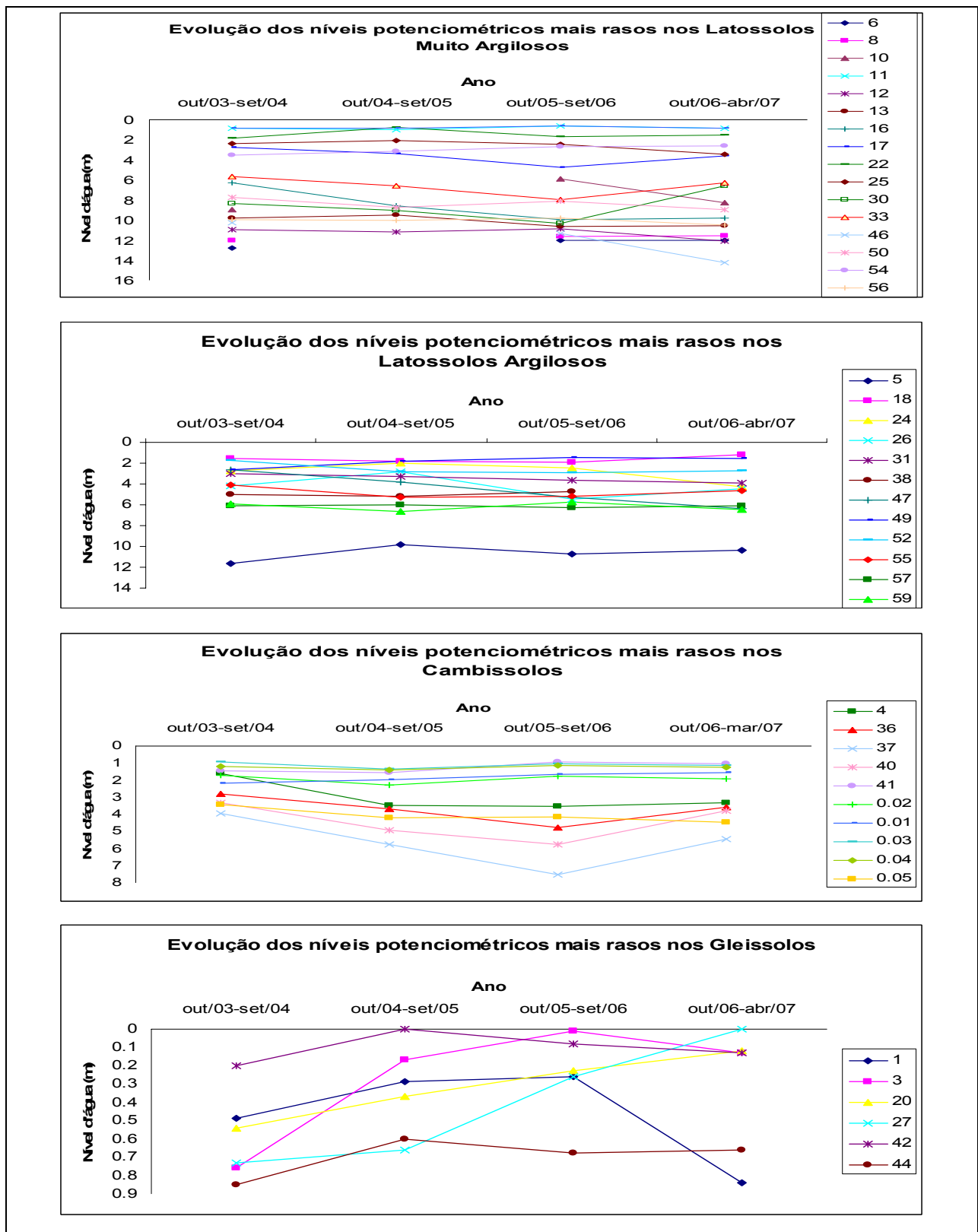


Figura 28 - Evolução dos níveis piezométricos mais rasos nos sistemas aquíferos porosos.

Os níveis piezométricos mais profundos, de maneira geral, apresentaram, sutilmente, um padrão crescente (Figura 29). Ressalta-se que para essa estimativa, o período compreendido entre outubro de 2006 a março de 2007, não foi considerado, uma vez que o mesmo se referia ao período chuvoso, ou seja, onde os níveis piezométricos estão, presumivelmente, mais rasos.

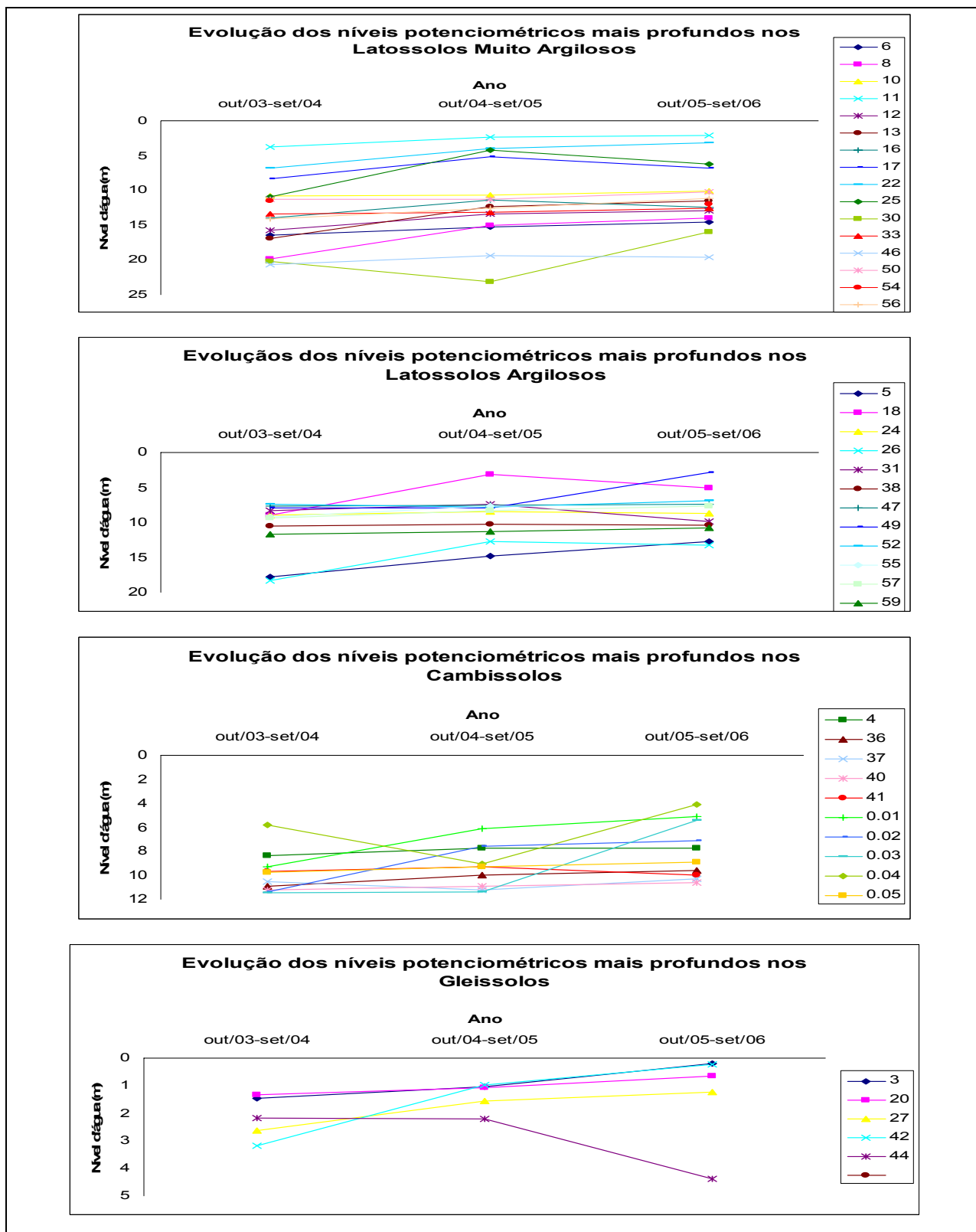


Figura 29 - Evolução dos níveis piezométricos mais profundos nos sistemas aquíferos porosos.

Em relação à variação entre os níveis piezométricos máximo e mínimo (Δh), o comportamento decrescente ao longo dos anos, praticamente, em todos os sistemas aquíferos (Figura 30).

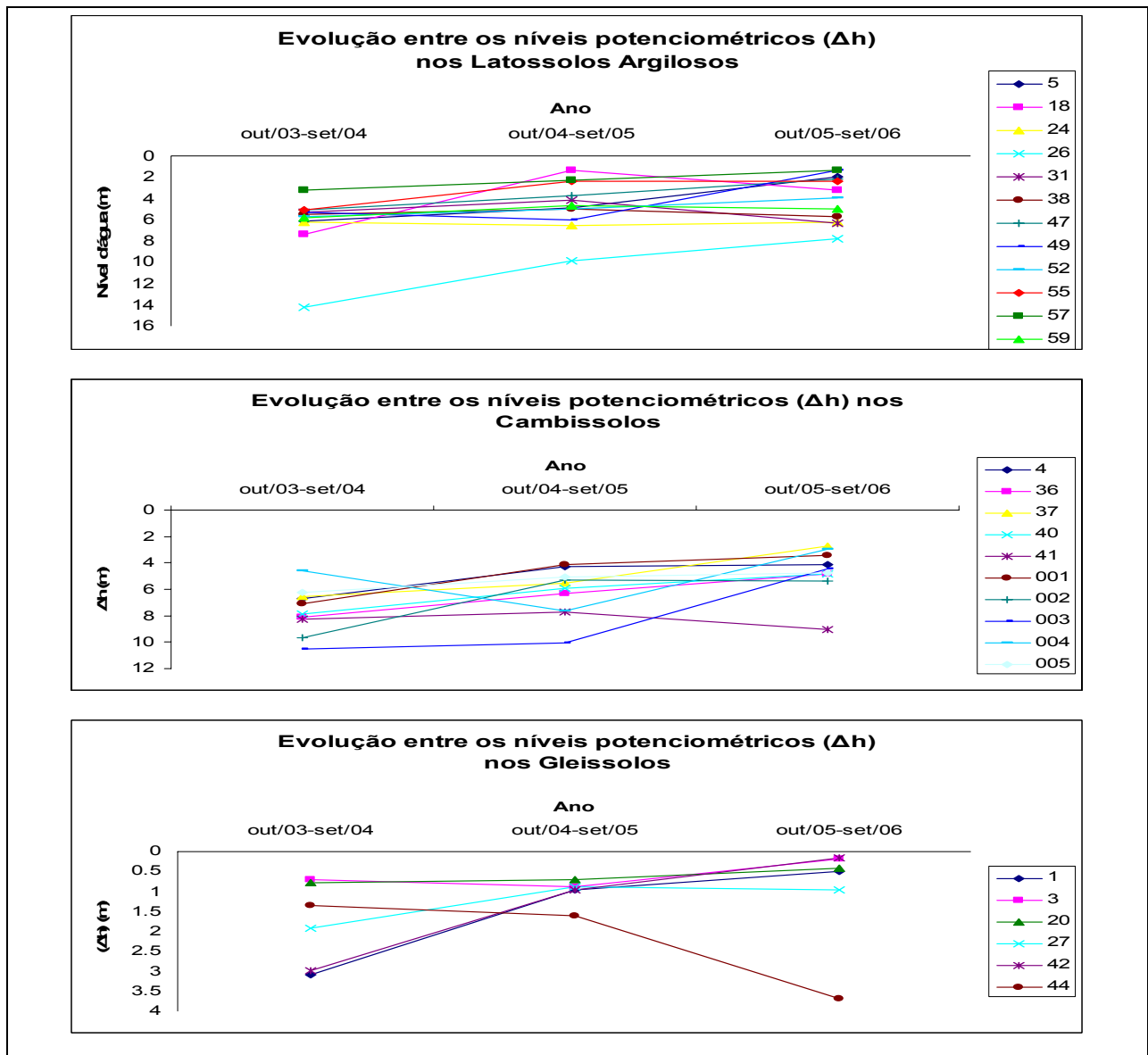


Figura 30 - Evolução dos níveis piezométricos (Δh) nos sistemas aquíferos porosos.

8.3. Da análise da série temporal (AST) da piezometria e pluviometria

A análise de série temporal revelou que a variabilidade da piezometria na área pode ser explicada, praticamente, através do primeiro eixo ortogonal onde o valor calculado foi de 79%. O segundo e o terceiro eixos explicam, aproximadamente, 13% (Tabela 18).

	CMP 1	CMP 2	CMP 3
% Var	79.64456	8.185494	4.624181
	CMP 1	CMP 2	CMP 3
Na_out_03	0.857531	-0.2783	-0.12837
Na_dez_03	0.829616	-0.35145	-0.14771
Na_jan_04	0.865352	-0.2579	-0.08927
Na_fev_04	0.87628	-0.19365	0.126326
Na_mar_04	0.863798	-0.23743	0.288496
Na_abr_04	0.887424	-0.2353	0.336538
Na_mai_04	0.88539	-0.26057	0.305202
Na_mai2_04	0.906443	-0.25843	0.240075
Na_jun_04	0.914357	-0.29103	0.103585
na_jul_04	0.910962	-0.31985	0.00176
Na_ago_04	0.895416	-0.34273	-0.15519
na_set_04	0.876509	-0.35582	-0.22008
Na_out_04	0.85587	-0.36568	-0.29241
Na_nov_04	0.884187	-0.31581	-0.28424
Na_dez_04	0.888397	-0.31229	-0.25312
Na_jan_05	0.939267	-0.1938	-0.08628
Na_fev_05	0.943907	-0.13419	0.184448
Na_mar_05	0.905041	-0.12663	0.323343
Na_abr_05	0.909933	-0.11864	0.247402
Na_mai_05	0.919077	-0.18758	0.126718
Na_jun_05	0.931605	-0.2141	-0.02205
na_jul_05	0.917425	-0.23958	-0.17013
Na_ago_05	0.892049	-0.24777	-0.29224
na_set_05	0.882061	0.325701	-0.26064
Na_out_05	0.683611	0.43158	-0.42157
Na_nov_05	0.8609	0.310068	-0.26
Na_dez_05	0.857603	0.434033	0.134645
Na_jan_06	0.857491	0.441811	0.191169
Na_fev_06	0.879704	0.415029	0.157417
Na_mar_06	0.903108	0.368729	0.09482
Na_abr_06	0.910885	0.153711	0.193411
Na_mai_06	0.92813	0.20998	0.159787
Na_jun_06	0.948783	0.219969	-0.00571
na_jul_06	0.936557	0.22651	-0.15534
Na_ago_06	0.889931	0.256539	-0.27706
na_set_06	0.896062	0.29303	-0.2777
Na_out_06	0.872533	0.285638	-0.3313
Na_nov_06	0.869531	0.376984	-0.06701
Na_dez_06	0.896931	0.347467	0.017545
Na_jan_07	0.920511	0.282965	0.129492
Na_fev_07	0.914285	0.200446	0.24828
Na_mar_07	0.925698	0.161021	0.266848
Na_abr_07	0.941099	0.175575	0.142527

Tabela 18 - Resultado da análise de série temporal da piezometria.

No primeiro eixo ortogonal todos os valores foram positivos e variaram entre 0,68 a 0,94, o qual reteve, aproximadamente, 79% da explicação sobre a variabilidade da piezometria na área. No segundo eixo ortogonal, o qual reteve 8% da explicação sobre o comportamento da piezometria, os valores positivos ocorreram após agosto de 2005 e variaram entre 0,15 a 0,44 e

os valores negativos de outubro de 2003 até agosto de 2005 e variaram entre -0,11 a -0,36. Todavia, o terceiro eixo com, aproximadamente, 4% da explicação da variação da piezometria, os valores foram positivos e negativos, com predominância dos negativos e variaram entre -0,42 a 0,33.

Apesar de o primeiro eixo reter, praticamente, 80% das informações sobre a variabilidade da piezometria na área, é possível observar que no segundo eixo existe influência dessa variabilidade na região do PZT-60. Destaca-se que apesar do PZT-60 apresentar uma série de dados menor em relação aos demais piezômetros na área, optou-se por incluí-lo na análise de série temporal e, conseqüentemente, na análise de regressão múltipla, pelo fato de ser o único piezômetro inserido no sistema aquífero do neossolo quartzarênico. A Figura 31 ilustra os mapas do primeiro e do segundo eixos da piezometria resultantes da análise de série temporal. Optou-se por colocar os mapas resultantes dos primeiro e segundo eixos, uma vez que os mesmos retêm, praticamente, 88% das informações sobre a variabilidade da piezometria na área.

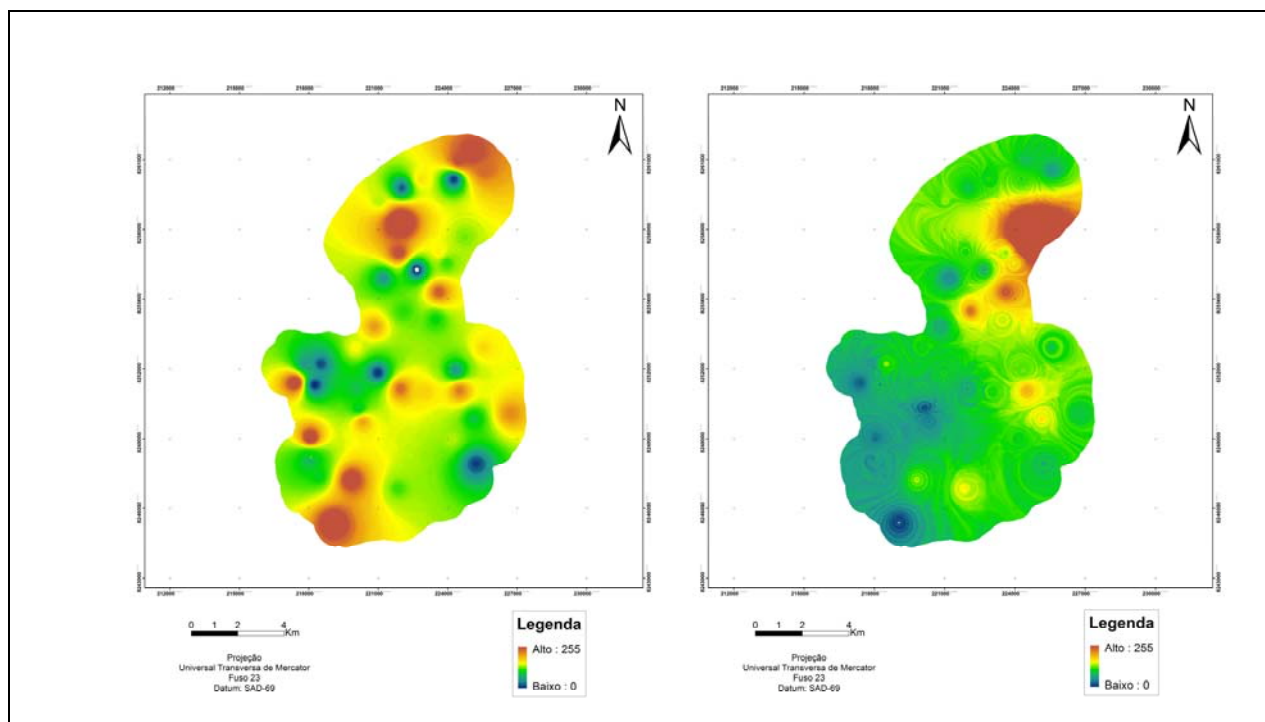


Figura 31 - Mapas da piezometria do primeiro (esquerda) e do segundo (direita) eixos resultantes da análise de série temporal.

No primeiro eixo (mapa esquerdo) as porções nas tonalidades azul e verde representam a menor variabilidade dos níveis piezométricos e a porção nas tonalidades amarela e marrom refletem a maior variabilidade da piezometria. Todavia, no segundo eixo (mapa direito) a porção que caracteriza o comportamento da piezometria localiza-se a nordeste da área, região do PZT-60 (tonalidade marrom), uma vez que esse eixo retém, aproximadamente, 8% das informações sobre a piezometria na área.

Em relação à pluviometria, a análise de série temporal (AST) demonstrou que a variação na área pode ser explicada pelos três primeiros eixos ortogonais com 41,89%, 34,6% e 22,4%, respectivamente (Tabela 19).

	CMP 1	CMP 2	CMP 3
% Var	41.88629	34.60294	22.37278
	CMP 1	CMP 2	CMP 3
prec__1	0.430154	0.775121	-0.46107
prec__2	0.81807	-0.5711	0.057913
prec__3	0.44127	0.730471	-0.51986
prec__4	0.08768	0.993058	0.071934
prec__5	0.11262	-0.5381	0.83382
prec__6	0.866425	-0.25141	0.429177
prec__7	0.805644	0.560645	-0.18251
Prec__8	-0.90025	0.178138	-0.0934
Prec__9	0.860785	-0.02199	-0.43831
Prec__10	0.939688	-0.24826	-0.22931
Prec__11	0.756882	-0.64152	0.10977
Prec__12	0.565662	-0.78544	0.246204
Prec__13	0.412649	-0.73374	0.538426
Prec__14	-0.43238	0.522644	-0.68913
Prec__15	-0.96436	0.260919	0.025844
Prec__16	-0.69872	0.026944	0.712664
Prec__17	-0.54182	-0.43337	-0.71588
Prec__18	0.169669	-0.91409	0.346153
Prec__19	0.739175	-0.01714	-0.66597
Prec__20	-0.35063	-0.92866	-0.08267
Prec__21	0.48287	-0.78266	-0.38985
Prec__22	0.780645	0.553088	-0.28893
Prec__23	0.513108	-0.82434	-0.23716
Prec__24	-0.85112	-0.51954	0.070672
Prec__25	0.168639	-0.76588	-0.61985
Prec__26	0.809829	0.569799	0.137593
Prec__27	-0.18844	-0.92566	0.326389
Prec__28	-0.3904	-0.64231	-0.65273
Prec__29	0.641425	0.274546	0.68562
Prec__30	0.703261	0.440454	0.556188
Prec__31	0.979235	0.014038	0.199169
Prec__32	0.287896	-0.92792	0.235301
Prec__33	0.95147	0.273511	-0.13846
Prec__34	0.921008	0.011782	-0.38775
Prec__35	-0.73352	0.643203	0.185769
Prec__36	0.640949	0.150499	-0.75201
Prec__37	0.313314	0.30918	0.889838
Prec__38	-0.22962	0.872973	0.424642
Prec__39	0.296893	0.239413	0.921228
Prec__40	0.774186	0.482895	0.407008

Tabela 19 - Resultado da análise de série temporal da pluviometria.

No primeiro, segundo e terceiro eixos ortogonais ocorreram valores positivos e negativos e os mesmos variaram entre -0,96 a 0, 97, -0,92 a 0,99 e -0,75 a 0, 88, respectivamente.

Nos mapas da pluviometria resultantes da análise de série temporal (Figuras 32 e 33), as porções nas tonalidades azul e verde caracterizam baixa variação de chuva na área, sendo que o contrário ocorre nas porções com tonalidade marrom. A Figura 32 apresenta os mapas dos dois primeiros eixos. No terceiro eixo (Figura 33), a porção norte apresentou baixa variação de chuva, sendo que no restante da área a variabilidade da pluviometria ocorreu de maneira mais intensa.

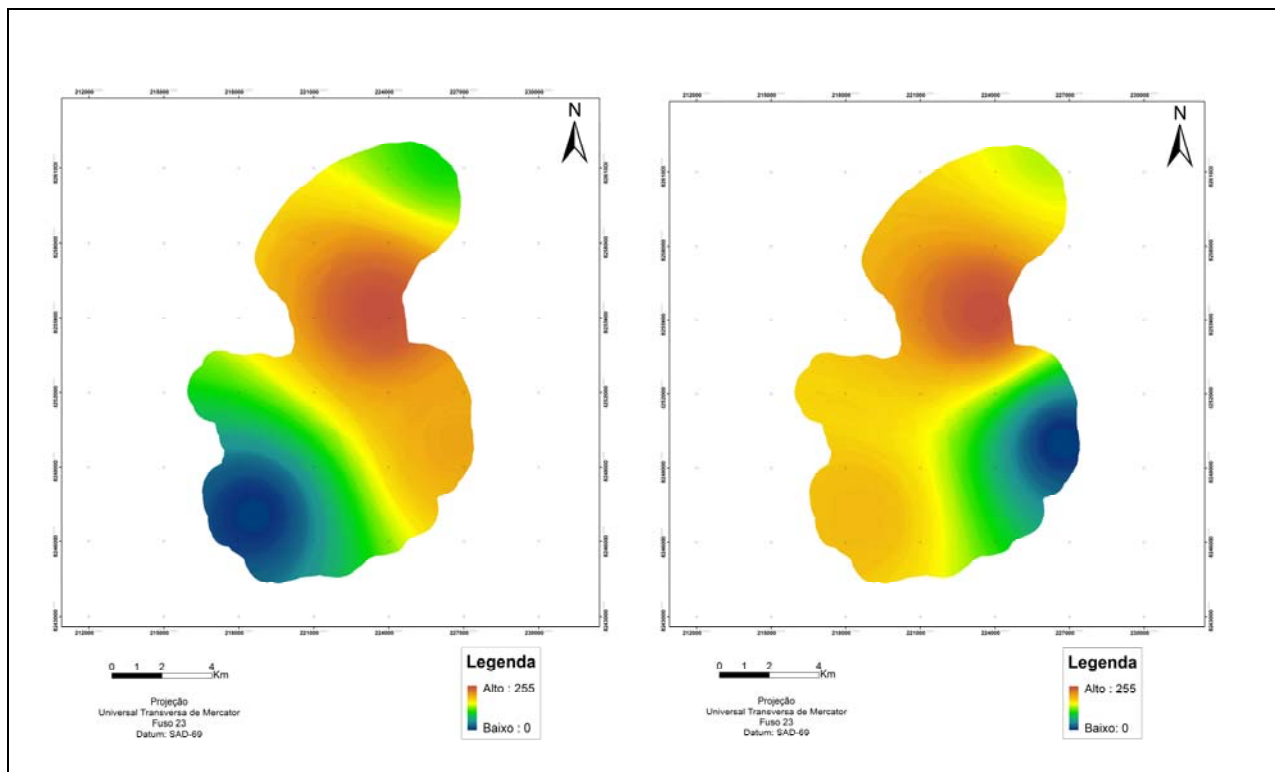


Figura 32 - Mapas da pluviometria do primeiro (esquerda) e do segundo (direita) eixos resultantes da análise de série temporal.

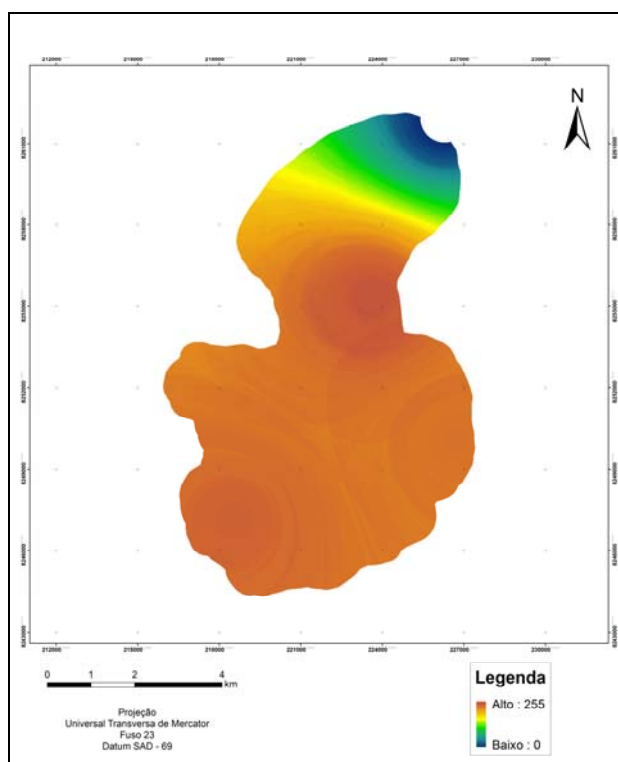


Figura 33 - Mapa da pluviometria do terceiro eixo ortogonal resultante da análise de série temporal.

8.4. Da Análise de Regressão Múltipla Espacial

Na análise de regressão múltipla espacial a variável considerada dependente foi a piezometria. As variáveis consideradas independentes foram precipitação pluviométrica, sistemas aquíferos porosos, declividade do terreno, geologia e a textura dos solos. Ressalta-se que os mapas das variáveis dependente piezometria e independente pluviometria já foram apresentados no tópico anterior.

As Figuras 34, 35 e 36 apresentam as variáveis consideradas independentes, geologia, sistemas aquíferos porosos e declividade, respectivamente.

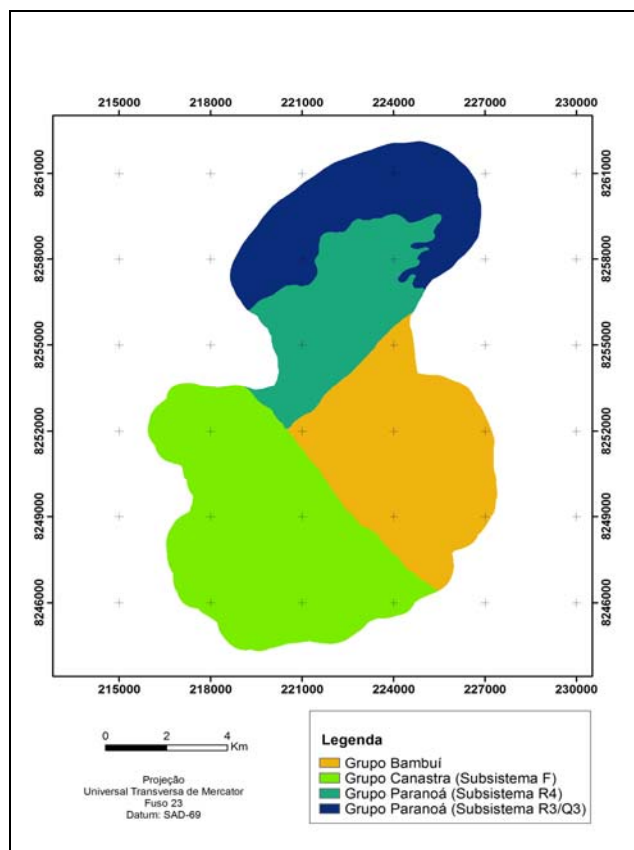


Figura 34 - Variável considerada independente geologia.

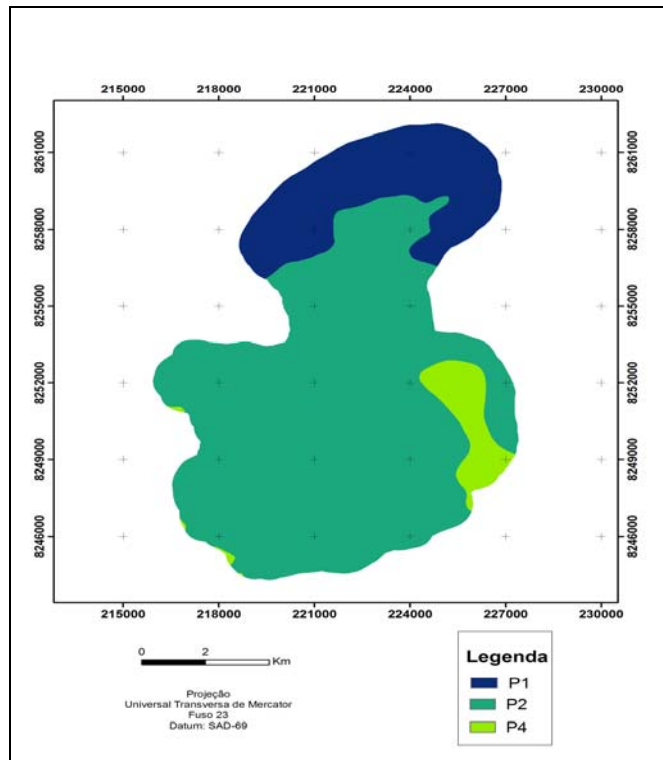


Figura 35 - Variável considerada independente hidroporoso.

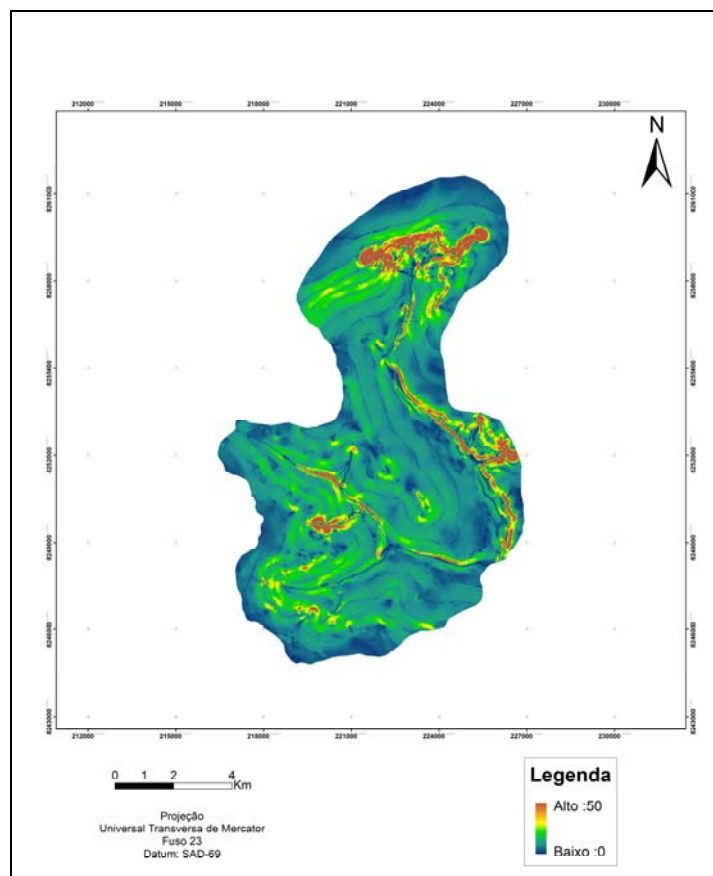


Figura 36 - Variável considerada independente declividade.

No mapa de declividade é possível observar que a área de estudo apresenta, predominantemente, baixa declividade, fato que caracteriza uma região plana a suave-ondulada. As maiores declividades ocorrem nas nascentes dos rios (Jardim e tributários) e nas porções onde ocorrem, predominantemente, os cambissolos.

A Figura 37 apresenta a variável considerada independente textura dos solos, onde os maiores valores são representados pela tonalidade marrom escura e caracterizam os latossolos e os valores menores são representados pelas demais tonalidades marrons que caracterizam os cambissolos e os gleissolos. A tonalidade amarela representa os neossolos, os quais apresentam os menores valores de porcentagem de argila. Nesse sentido, a área de estudo é caracterizada, predominantemente, por solos com teores médios de argila próximos a 60% (latossolos) e, secundariamente, por solos com teores médios de 54% representados pelos cambissolos.

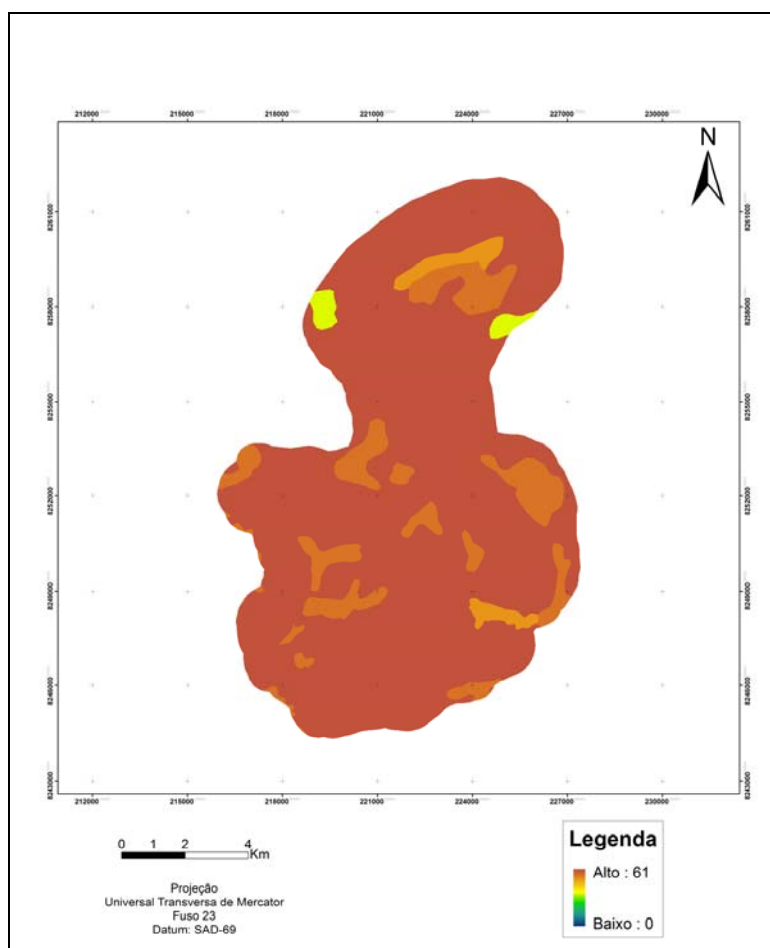


Figura 37 - Variável considerada independente textura dos solos.

A equação encontrada para a análise de regressão múltipla espacial foi:

variabilidade da piezometria = 0.3620 - 0.0586*pluviometria (1º eixo) + 0.0237*pluviometria (2º eixo) - 0.0460* pluviometria (1º eixo) + 0.2436*geologia +

0.2172*hidroporoso + 0.4595*declividade + 1.3576*textura solos, com um coeficiente de determinação R^2 igual a 0.796790, significando que as variáveis independentes explicam 79,67% do comportamento da variável dependente Y e com o valor de F igual 1144624.6250 com graus de liberdade (7, 2043432). Nesse sentido, o modelo de regressão pode ser aceito, uma vez que o valor de F calculado, 1144624.6250, é maior do que o F crítico igual a 2, 01, para graus de liberdade 7 e 2043432 e nível de significância de 0,05. A Tabela 20 apresenta os resultados da análise de variância ANOVA.

	Grau de liberdade	Soma dos quadrados	Média dos quadrados
Regressão	7	3937819376.23	562545600
Residual	2043432	1004280041.16	491.47
Total	2043439	4942099417.39	

Tabela 20 - Tabela ANOVA.

Com relação aos coeficientes individuais de regressão, confrontados com o teste “t”, os seguintes resultados foram obtidos (Tabela 21).

	Coefficiente	Teste t (2043432)
Intercepto	0.362000	13.786313
prec_pca1b	-0.058577	-214.435745
prec_pca2b	0.023683	52.113552
prec_pca3b	-0.045977	-87.647240
geologia_classe	0.243557	64.558647
hidroporoso_classe	0.217170	90.775223
declive_percent	0.459464	165.646912
pedolo_textura	1.357572	437.137299

Tabela 21 - Coeficientes individuais de regressão.

O significado do coeficiente individual de regressão é expresso segundo a estatística do teste *t*. O teste *t*. verifica a significância das variáveis a partir de 0, isto é, sem efeito (Lourenço & Landim 2004). Nesse caso, para um nível de confiança de 95%, com 2043432 graus de liberdade, o *t* crítico tabelado é igual a 1, 645, portanto, todas as variáveis mostraram-se significantes, sendo que a variável independente textura dos solos apresentou maior contribuição individual, seguida pelas variáveis declividade, hidrogeologia, geologia, precipitação segundo eixo, precipitação terceiro eixo e precipitação primeiro eixo. Nesse caso, pode-se dividir a contribuição das variáveis independentes em positivas e negativas, onde as variáveis pluviometria primeiro e terceiro eixos representam os valores negativos.

As Figuras 38 e 39 apresentam os mapas preditivo e resíduos, respectivamente, resultantes da regressão múltipla espacial.

O mapa preditivo é o resultado da variabilidade do nível piezométrico pelo modelo da regressão. O mapa preditivo apresentou valores que variaram entre 0.362000 a 132.775497, onde as tonalidades mais escuras caracterizam os valores menores e as tonalidades mais claras os valores maiores.

Os valores mais altos ocorrem ao norte da área, onde se localizam os níveis piezométricos mais profundos, bem como as cotas topográficas mais elevadas.

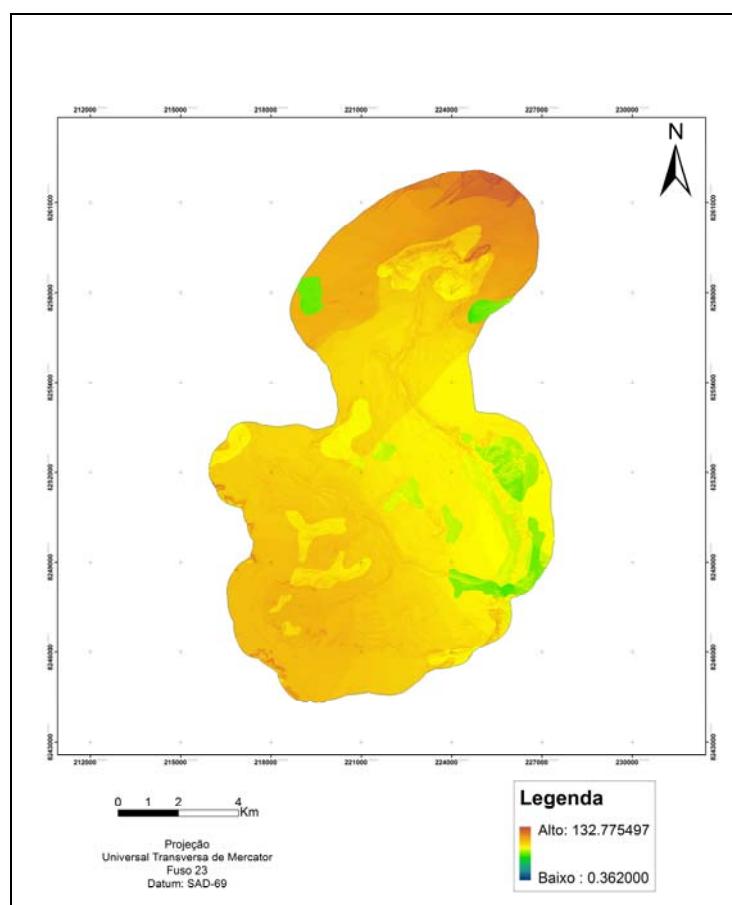


Figura 38 - Mapa preditivo resultante da variabilidade da piezometria.

De acordo com Landim (2000), no mapa de resíduos os valores positivos apresentam valores superestimados e os valores negativos os subestimados. No mapa de resíduos, resultante da regressão múltipla espacial, os valores variaram entre -106.831062 a 174.502594, onde os valores negativos são representados pela tonalidade azul e os valores positivos pela tonalidade marrom.

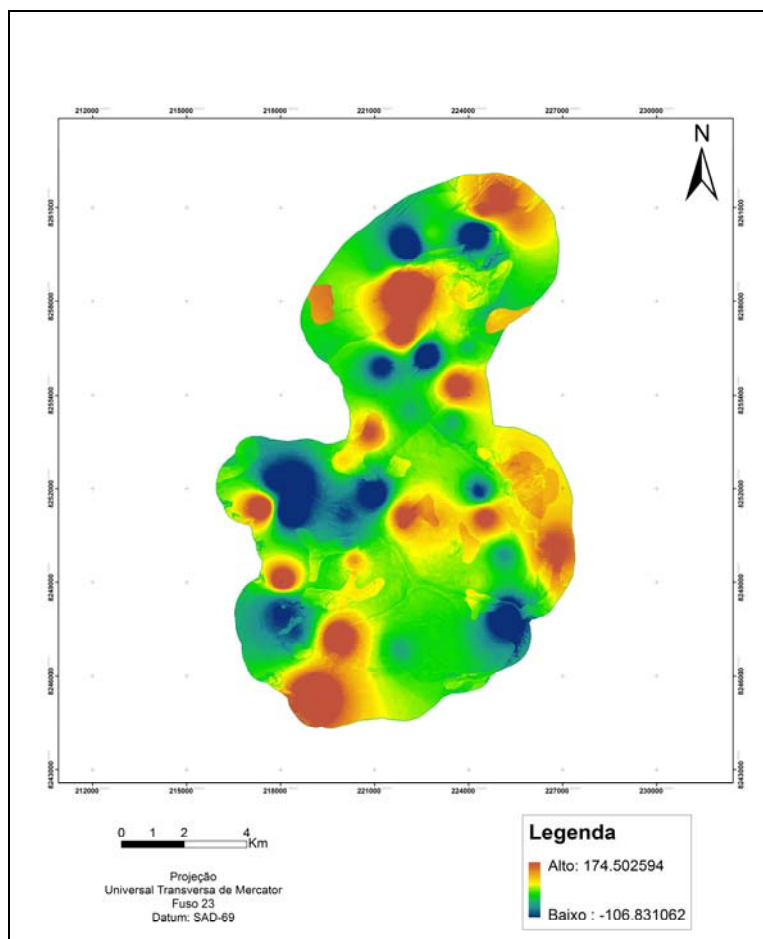


Figura 39 - Mapa de resíduos resultante da variabilidade da piezometria.

8.6. Da Quantificação das Reservas Hídricas Subterrâneas

As Tabelas 22, 23, 24 e 25 apresentam os cálculos das reservas hídricas dos sistemas aquíferos inseridos nos latossolos, cambissolos, gleissolos e neossolos, respectivamente.

Área (m ²)	Ano	Δh (m)	n _e (%)	B (m)	% de Rp/ano	Reserva Reguladora (m ³ /ano)	Reserva Permanente (m ³ /ano)	Reserva Explotável (m ³ /ano)
87546650	03/04	6,70	10	45	0,5	58.656.255	393.959.925	60.626.054
	04/05	4,00				35.018.660		36.988.459
	05/06	3,65				31.954.527		33.564.326
	06/07	3,12				27.314.554		29.284.353

Tabela 22 – Estimativa da disponibilidade hídrica no sistema aquífero poroso – Latossolo.

Área (m ²)	Ano	Δh (m)	n _e (%)	b (m)	% de Rp/ano	Reserva Reguladora (m ³ /ano)	Reserva Permanente (m ³ /ano)	Reserva Explotável (m ³ /ano)
10121000	03/04	7,57	5	25	0,2	3.830.798	12.651.250	4.083.823
	04/05	6,19				3.132.449		3.385.474
	05/06	4,65				2.353.132		2.606.157
	06/07	4,88				2.469.524		2.722.549

Tabela 23 – Estimativa da disponibilidade hídrica no sistema aquífero poroso – Cambissolo.

Área (m ²)	Ano	Δh (m)	n _e (%)	b (m)	Reserva Reguladora (m ³ /ano)	Reserva Permanente (m ³ /ano)
2883645	03/04	1,80	5	5	259.528	720.911
	04/05	1,00			144.182	
	05/06	0,98			141.298	
	06/07	0,55			79.300	

Tabela 24 – Estimativa da disponibilidade hídrica no sistema aquífero poroso – Gleissolo.

Área (m ²)	Ano	Δh (m)	n _e (%)	B (m)	% de Rp/ano	Reserva Reguladora (m ³ /ano)	Reserva Permanente (m ³ /ano)	Reserva Explotável (m ³ /ano)
1496900	05/06	7,90	15	10	0,7	1.741.831	2.245.350	1.757.548
	06/07	9,20				2.065.722		2.081.439

Tabela 25 – Estimativa da disponibilidade hídrica no sistema aquífero poroso – Neossolo.

A Tabela 26 apresenta os cálculos das reservas hídricas de todos os sistemas aquíferos, considerando valores médios para a variação dos níveis piezométricos (Δh).

Sistema Aquífero	Área (m ²)	Δh médio (m)	n _e (%)	b (m)	% de Rp ao ano	Reserva Reguladora (m ³ /ano)	Reserva Permanente (m ³ /ano)	Reserva Explotável (m ³ /ano)
Latossolo	87546650	4,38	10	45	5	38.345.432	393.959.925	40.315.232
Cambissolo	10121000	5,82	5	25	2	2.945.211	12.651.250	3.008.467
Gleissolo	2883645	1,08	5	5	0	155.716	720.911	191.762
Neossolo	1496900	8,60	15	10	10	1.931.001	2.245.350	1.942.227

Tabela 26 - Estimativa da disponibilidade hídrica nos sistemas aquíferos porosos.

9. DISCUSSÃO

9.1. Condições de Contorno

Esse item procura definir as condições e aproximações necessárias para que os dados apresentados no capítulo anterior sejam adequadamente tratados, isto é, as condições em que os dados foram avaliados.

Apesar do conhecimento de que existem diferentes modelos aquíferos conceituais para a região em questão (Lousada 2005), neste estudo foi considerado que todos os sistemas respondem a um sistema aquífero do tipo livre, intergranular, homogêneo e isotrópico. Essa condição é necessária para um enquadramento genérico dos aquíferos de forma que, em princípio, respondem ao modelo de fluxo tipo “*piston flow model*”. Este modelo pressupõe a elevação e rebaixamento dos níveis freáticos em função da sazonalidade climática, com descargas para reservatórios mais profundos e para as drenagens superficiais.

Essa mesma condição considera que os aquíferos freáticos são homogêneos e isotrópicos, enquanto na prática, esses sistemas apresentam anisotropia e diferentes graus de heterogeneidades.

Outro importante fator de contorno, favorável ao estudo em questão, é que se considera que não há exploração dos aquíferos a partir de poços tubulares e poços escavados. Neste caso, essa aproximação é possível, pois a irrigação na região utiliza, essencialmente, água de drenagens superficiais. O bombeamento dos aquíferos é muito reduzido e pode ser considerado nulo. Destaca-se que a irrigação não foi considerada como recarga artificial, ou seja, a mesma não altera os níveis d’água na área de estudo.

A espessura dos solos, *a priori*, não influencia na condição de elevação / rebaixamento dos níveis freáticos, uma vez que, a espessura não saturada apresenta um comportamento passivo no contexto do fenômeno em estudo. Na média os latossolos são mais espessos que neossolos quartzarênicos, que são mais espessos que cambissolos, os quais são mais espessos que os gleissolos. As espessuras consideradas são médias e incluem não apenas o manto de intemperismo mais todo o regolito em cada uma das classes de solos consideradas.

Outro fator relevante é o número de dados em cada população de dados considerados no estudo. Para compor o estudo o número de observações referentes à piezometria somou 1871, sendo distribuído em 1184 nos latossolos, 433 nos cambissolos, 254 nos gleissolos e 36 nos neossolos quartzarênicos. Já para a pluviometria o número de observações foi de 83, as quais se referem a dois pontos de medição da pluviometria no período de outubro de 2003 a março de 2007. Essa condição mostra a fragilidade do volume de dados pluviométricos em contraste com o grande volume de dados de potenciometria (temporal e espacial).

9.2. Da análise exploratória

9.2.1. Da distribuição da pluviometria

A distribuição das chuvas ocorreu de maneira semelhante durante os anos considerados, ou seja, com a época de estiagem bem marcada, entre abril e setembro. Todavia, os meses de junho e julho apresentaram seus índices pluviométricos com valores zero, praticamente, em todos os anos e, por vezes essa ausência de chuva foi registrada no mês de agosto. O total pluviométrico, no período considerado, começou a cessar em abril e nos meses de maio, junho, julho e agosto a pluviometria, praticamente, atinge valores mínimos, sendo que em setembro o índice pluviométrico começou a aumentar.

Esses dados corroboram com Barros (2002), que ao caracterizar o regime pluviométrico do Distrito Federal, concluiu que, entre os anos de 1979 a 1997, as chuvas se distribuíram da seguinte maneira: tanto na estação Barreiro DF-15 como na EMBRAPA CPAC (Planaltina/DF) os meses mais secos foram maio, junho, julho, agosto e setembro e os meses mais chuvosos foram outubro, novembro, dezembro, janeiro, fevereiro e março, sendo ainda, caracterizados dois meses de transição: chuvoso-seco: abril e seco-chuvoso: outubro.

Independente dos locais de medição na área de estudo, no período compreendido entre outubro de 1999 a setembro de 2003, a pluviometria apresentou maior valor no ano de outubro de 1999 a setembro de 2000, seguido do ano de outubro de 2002 a setembro de 2003. Entretanto, de maneira geral, no período entre outubro de 2003 a março de 2007 a média pluviométrica foi maior quando comparada ao período de outubro de 1999 a setembro de 2003, com destaque para o ano de outubro de 2003 a setembro de 2004 quando o montante médio foi, aproximadamente, 15% maior (1859 mm) que a média do ano anterior (1412 mm). Esse valor também foi superior à média considerada para o Distrito Federal de 1600 mm (CODEPLAN, 1984) e para a média de 1400 mm que incidiu sobre a bacia do rio Jardim no período de 1979 a 1996 (Dollabela 1995). Após o montante médio pluviométrico do ano de outubro de 2003 a setembro de 2004, as médias anuais nos anos seguintes também foram superiores às médias citadas pelos referidos autores. Nesse sentido, é plausível afirmar que a entrada de água na bacia, via precipitação, pode ter sido, a partir de outubro de 2003, no mínimo 15% maior em relação aos anos anteriores.

Em alusão aos coeficientes de variação a maior parte apresentou alta variabilidade, independente dos anos considerados, refletindo a alta variação da pluviometria local. Além da variabilidade espacial, confirmada pela análise de série temporal (AST), a distribuição anual da pluviometria em todos os anos considerados, exceto outubro de 2006 a março 2007, concentrou, no mínimo, 73% do índice pluviométrico anual no período chuvoso, entretanto, Lousada (2005) estimou esse valor em 47%.

9.2.2. Da distribuição da piezometria

Na análise exploratória dos dados piezométricos a amplitude variou desde a superfície até dezenas de metros.

A maior amplitude ocorreu nos latossolos muito argilosos, seguida, em ordem decrescente, pelos latossolos argilosos, cambissolos e gleissolos. Essa amplitude se deve aos valores discrepantes dos níveis piezométricos e os mesmos são resultantes do arcabouço dos sistemas aquíferos. Nos latossolos muito argilosos e argilosos os níveis piezométricos variaram desde centímetros até dezenas de metros, sendo a média em torno de 10 metros, refletindo as características desses solos profundos. Nos cambissolos a amplitude e a média dos níveis piezométricos foram menores quando comparadas aos latossolos, ou seja, níveis piezométricos mais rasos, o que condiz com as características desses solos, mais rasos e com menores espessuras, além de estarem situados, predominantemente, em locais com altas declividades.

A menor amplitude dos níveis piezométricos ocorreu nos gleissolos, uma vez que esses solos são os mais rasos que ocorrem na bacia. Entretanto, os níveis piezométricos desse sistema aquífero apresentaram maior coeficiente de variação quando comparado aos demais tipos de aquíferos. Esse fato pode ser explicado pela alta variação dos níveis piezométricos, mesmo com baixa amplitude, onde os mesmos podem ter respondido mais rapidamente aos eventos da sazonalidade.

A questão da bimodalidade, evidenciada nos histogramas, pode estar mais relacionada à textura dos solos e aos compartimentos geomorfológicos do que aos períodos de sazonalidade, visto que nos sistemas aquíferos dos latossolos muito argilosos o comportamento bimodal é mais evidente do que nos outros tipos de sistemas aquíferos. Nos sistemas aquíferos dos latossolos argilosos a bimodalidade é presente, porém, mais discreta quando comparada aos aquíferos dos latossolos muito argilosos.

As curvas de distribuições apresentaram assimetria negativa. Além do teste de normalidade aplicado as curvas de distribuição ratificam que os dados dos níveis piezométricos apresentaram, praticamente, distribuição assimétrica negativa. Esse resultado corrobora, em parte, com Manzione *et al.* (2007) que ao analisarem os dados dos níveis freáticos da bacia do alto rio Jardim, concluíram que as distribuições dos dados de acréscimos ou decréscimos de altura dos níveis freáticos apresentaram altos coeficientes de curtose e forte assimetria negativa para os dados relativos ao período de maio a setembro de 2004. O fato dos dados de Manzione *et al.* (2007) apresentarem forte assimetria em contrapartida à média/baixa assimetria observada neste estudo, pode estar relacionado ao tamanho da amostra, ou seja, quanto maior o tamanho da mesma, mais próximo à normalidade (Triola 1999).

9.3. Da variabilidade da piezometria em relação ao meio físico

9.3.1. Latossolo muito argiloso

De maneira geral, a piezometria nos latossolos muito argilosos, no período analisado, respondeu aproximadamente, dois meses e meio após o início das chuvas e começaram a rebaixar, aproximadamente, trinta dias após o início do período de seca, corroborando com Lousada (2005). Todavia, tanto a elevação como o rebaixamento da piezometria ocorre de maneira regular refletindo as características desse sistema aquífero. Nesse caso, os sistemas aquíferos porosos são o P_1 e P_2 os quais são produtos de intemperismo das litologias R_3/Q_3 do Grupo Paranoá e de litologias pelíticas, respectivamente, estando distribuídos em áreas com baixas declividades como as chapadas elevadas, no caso do Sistema P_1 , e em chapadas intermediárias para o sistema P_2 (Campos & Freitas-Silva 1998).

Nesse sentido, Moon *et al.* (2004) ao analisarem gráficos da flutuação dos níveis d'água em diferentes sistemas aquíferos, concluíram que os poços instalados numa mesma bacia hidrográfica refletiram a espessura da zona não saturada, da zona alterada e a porcentagem de argila, sendo que alta porcentagem de argila na zona vadosa retarda a infiltração vertical da água, resultando numa curva suave.

Alguns níveis piezométricos demoraram um pouco mais a responder aos eventos da pluviometria. De acordo com Lousada (2005), o PZT-13 está inserido no compartimento de dissecação intermediária, o qual possui extensa camada de composição muito argilosa o que diminui substancialmente a dinâmica do fluxo, causando respostas mais lentas aos efeitos da precipitação, fato que foi confirmado neste estudo, onde o PZT-56 apresentou comportamento similar.

Nesse sentido, a resposta mais lenta da piezometria em alguns pontos, provavelmente, ocorreu em função de alguns piezômetros estarem instalados numa porção mais argilosa de materiais resultantes do intemperismo de diferentes litologias. Dessa maneira, a resposta da piezometria aos eventos de precipitação pode ocorrer devido à junção de vários fatores, dos quais a textura dos solos parece atuar de maneira mais incisiva, além da pluviometria.

No contexto geomorfológico, os piezômetros se distribuem nos compartimentos chapada elevada e dissecação intermediária (Martins & Baptista 1998, Lousada 2005) com altitudes que variam entre 950 e 1150 m. Todavia, a recarga é favorecida no compartimento chapada elevada, principalmente no Sistema R_3/Q_3 , pelo fato de serem áreas topograficamente elevadas e planas a suave-onduladas (Freitas-Silva & Campos 1998) e por apresentarem grandes espessuras, uma vez que a espessura do manto de alteração é um dos fatores mais importantes que mantém a disponibilidade de água subterrânea por longos períodos em terrenos fraturados (Lachassagne *et al.* 2001).

Em relação à recarga dos sistemas aquíferos esses compartimentos caracterizam sistemas regionais e locais/intermediários (Campos & Freitas-Silva 1998). As recargas regionais ocorrem nas chapadas elevadas e no Sistema Poroso P_1 , onde o percentual de chuva infiltrado é elevado e responsável tanto pela recarga dos aquíferos subjacentes como por áreas, topograficamente, mais baixas. Já as recargas locais/intermediárias estão associadas ao Sistema Poroso P_2 e ao compartimento dissecação intermediária, onde a recarga tem a contribuição da recarga regional, porém, a infiltração local representa o maior volume de recarga do aquífero poroso.

Nos latossolos argilosos a variabilidade dos níveis piezométricos ocorre de forma homogênea, porém, com maior variabilidade entre os piezômetros quando comparados aos latossolos muito argilosos.

De maneira geral, os níveis piezométricos nos latossolos argilosos começaram a se elevar em dezembro, ou seja, dois meses após o início do período chuvoso, concordando com Lousada (2005). O rebaixamento dos níveis piezométricos ocorreu em maio, um mês após, teoricamente, ao início do período de estiagem. Geomorfologicamente, os piezômetros estão distribuídos tanto nos compartimentos chapadas elevadas como nos de dissecação intermediária, situação semelhante aos piezômetros instalados nos latossolos muito argilosos, portanto, a recarga dos aquíferos ocorre de maneira análoga.

A diferença do comportamento da piezometria nos latossolos muito argiloso e argiloso pode ser explicada pela composição textural desses solos, sendo que nos latossolos argilosos o teor de argila é menor.

9.3.2. Cambissolos

Na área de estudo, esses solos ocorrem em relevos movimentados, nas cabeceiras das drenagens (alto rio Jardim) e próximos aos limites da bacia. Os níveis piezométricos responderam, de maneira geral, entre trinta a sessenta dias aos eventos de precipitação, sendo que nos períodos de estiagem essa resposta aconteceu mais rapidamente, um mês após esse período. Lousada (2005) observou que os níveis d'água demoraram de trinta a setenta dias para responder os eventos de chuva. Esse comportamento pode ser atribuído ao fato dos cambissolos estarem instalados, predominantemente, sobre relevo mais movimentado e por apresentarem textura muito argilosa e horizonte C saprolítico muito espesso.

Geomorfologicamente, esses solos ocorrem sobre os compartimentos Rebordo e Dissecação Intermediária. A altitude varia entre 1150 e 950 metros, ou seja, um desnível de 200 metros, onde a topografia é mais acentuada em relação aos demais compartimentos onde estão inseridos os outros tipos de solos. Isso significa, em relação à recarga da área, que o escoamento superficial é favorecido, além do fato desses solos serem rasos e pouco permeáveis (Campos &

Freitas-Silva, 1998; Reatto *et al.* 2000) dificultando a infiltração. Na região do PZT- 41, a recarga ocorre através dos latossolos e se infiltra nos saprolitos dos filitos do Grupo Canastra alcançando as fraturas e, dessa maneira, resulta em recarga lateral, a qual percola para as áreas mais baixas. Nesses solos, a variabilidade da piezometria ocorreu de maneira semelhante nos pontos analisados, indicando que as características físicas dos solos controlam diretamente essa dinâmica.

9.3.3. Gleissolos

De maneira geral, a piezometria respondeu aos eventos de chuva e seca num período de trinta a quarenta dias. Esses solos responderam mais rápido à sazonalidade por serem solos rasos, entretanto, podem apresentar restrições à infiltração das águas de chuva por serem solos próximos ao nível freático.

De acordo com Lousada (2005), texturalmente, são solos muito argilosos a franco argilo-arenosos e estão distribuídos, geomorfologicamente, nos três compartimentos, chapada elevada (PZT-01), dissecação intermediária (PZTs 27, 42 e 44) e rebordo (PZTs 03 e 41). Hidrogeologicamente, todos os piezômetros estão inseridos no sistema poroso P_2 , com exceção do PZT-01, que está instalado no Sistema P_1 (Campos & Freitas-Silva 1998). As cotas altimétricas variam entre 1100 a 950 metros, sendo que a porção norte (PZT-01) apresenta as chapadas elevadas em altitudes maiores em relação às chapadas da borda sudoeste.

A recarga nesse domínio ocorre através da água de chuva, bem como através do fluxo de base que é proveniente de recargas locais e intermediárias (Freitas-Silva & Campos 1998).

9.3.4. Neossolo

Os níveis potenciométricos elevaram-se em fevereiro e começaram a declinar dois meses após o início do período de estiagem. Os dados existentes revelaram que o nível potenciométrico atingiu seu valor mais raso em maio/04 e seus níveis mais profundos, algumas vezes secos, entre outubro de 2005 a janeiro de 2006.

Segundo Manzione *et al.* (2007) os neossolos presentes na área apresentaram sempre grandes decréscimos dos níveis freáticos, devido a sua textura de solo mais grosseira e maior presença de macroporos, que resultam em uma percolação de água mais rápida no perfil, menor retenção de água por capilaridade e secamento mais rápido durante períodos de estiagem prolongados. Entretanto, esse piezômetro se mostrou seco algumas vezes, inclusive em épocas de chuva e esse fato não se deve, somente, à textura do solo como descrito pelos autores. Esse comportamento está relacionado ao tipo de substrato rochoso sobre o qual se assenta o neossolo quartzarênico. No caso, o substrato é caracterizado pelos quartzitos intensamente fraturados do Grupo Paranoá, onde as fraturas propiciam a conexão entre os meios poroso e fraturado,

refletindo o modelo do aquífero (Superfície Potenciométrica Única sem Confinamento) proposto por Freitas-Silva & Campos (1998), refletindo um comportamento semelhante a um carste pouco desenvolvido.

Analisando a variabilidade da piezometria em função da recarga, é possível tecer algumas considerações uma vez que, análise da flutuação do nível da água pode, de qualquer maneira, ser útil para determinar a magnitude, em longo prazo, nas mudanças causadas na recarga, talvez, por mudanças no clima ou uso da terra (Healy & Cook 2002).

Os níveis piezométricos mais profundos, de maneira geral, apresentaram um padrão crescente. Esse fato, possivelmente, pode estar associado à pluviometria, visto que no ano de outubro de 2003 a setembro de 2004 a média pluviométrica foi de 1859 mm, superior aos anos anteriores, corroborando com Steinke (2004) que descreveu que as médias pluviométricas observadas no período de 1993 a 2003, de certa forma, acumularam um grande déficit hídrico que acabou refletindo em todo sistema hídrico do Distrito Federal. Todavia, nos anos consecutivos, as taxas pluviométricas foram um pouco menores, porém, superiores quando comparadas às taxas anteriores ao ano de outubro de 2003 a setembro de 2004. Em suma, a partir da maior taxa de precipitação, ocorrida a partir outubro de 2003 até setembro de 2004, os níveis piezométricos profundos se elevaram em todos os sistemas aquíferos porosos da área. Essa elevação foi mantida em função das taxas pluviométricas, as quais aumentaram significativamente, nos anos consecutivos ao ano de maior precipitação. No aspecto hidrogeológico, isso significa que o escoamento dos sistemas aquíferos porosos pode estar em equilíbrio em função do aumento da vazão dos exutórios, os quais, no caso, são as drenagens e os aquíferos subjacentes. Independente da elevação mais evidente dos níveis piezométricos mais profundos e mais discretos dos níveis mais rasos, a variabilidade da piezometria, no sistema como um todo, seguiu um ciclo, ao longo dos anos, de elevação e rebaixamento, condizente com o ciclo sazonal, ou seja, a princípio, a pluviometria guia o comportamento da variabilidade dos níveis piezométricos, corroborando com Steinke (2004) que descreve que o potencial hídrico do Distrito Federal acompanha a sazonalidade.

A ascensão dos níveis piezométricos profundos foi mais evidente nos cambissolos e mais discreta nos latossolos muito argilosos. A média de elevação dos níveis piezométricos profundos foi maior nos latossolos muito argilosos, seguido dos cambissolos, latossolos argilosos e gleissolos.

Em relação à variação entre os níveis piezométricos máximo e mínimo (Δh), houve declínio ao longo dos anos em todos os sistemas aquíferos. Isso já era previsível, uma vez que os níveis potenciométricos mais profundos, como descrito anteriormente, apresentaram uma tendência crescente ao longo dos anos analisados. Em termos de reservas reguladoras isso

significa que as mesmas estão, aparentemente, diminuindo, visto que o montante dessa reserva é diretamente proporcional ao Δh .

9.4. Da análise de série temporal (AST)

Na AST os níveis piezométricos nos sistemas aquíferos variaram menos nos meses de março, abril e maio. Nesses meses a piezometria pareceu mais estável e mais elevada, possivelmente, devido à recarga dos sistemas aquíferos após o período de chuvas. A variabilidade da piezometria intensificou no mês de junho, podendo caracterizar esse mês como o de transição entre a estabilidade e a variabilidade da piezometria entre os períodos sazonais. A variabilidade dos níveis piezométricos aumentou nos meses de agosto e setembro e em outubro e novembro a piezometria ficou mais estável. Em dezembro a variabilidade da piezometria aumentou e esse mês pareceu ter a mesma característica do mês de junho, de transição, só que em sazonalidade distintas, ou seja, o mês de junho o de transição entre a recarga e o escoamento dos sistemas aquíferos e o mês de dezembro a transição entre o escoamento e a recarga dos sistemas aquíferos.

Em relação aos eixos ortogonais, no primeiro eixo só ocorreram cargas (*loadings*) positivas. Entretanto, os valores mais altos (> 0.9) parecem estar associados aos períodos onde a variabilidade da piezometria é menor. No mapa do primeiro eixo a variabilidade da piezometria foi alta na maior parte da área, predominantemente, nas chapadas elevadas, onde os solos tendem ser mais espessos e com níveis piezométricos extremos. A menor variabilidade ocorreu nas porções, predominantemente, coincidentes com os gleissolos. Nas demais porções da área, a variabilidade foi intermediária e ocorreu, principalmente, no compartimento dissecação intermediária, onde a textura dos solos e a declividade do terreno são mais diversificadas. No segundo eixo ortogonal, o qual reteve, aproximadamente, 8% da explicação do comportamento da piezometria, as cargas positivas ocorreram após agosto de 2005. Essas cargas parecem estar associadas às medições do PZT-60, pois o mapa do segundo eixo, apesar de reter pouca informação, mostrou alta variabilidade da piezometria na região desse piezômetro, sendo que no remanescente da área não foi registrada variação.

Em relação à variabilidade da pluviometria, a mesma foi alta nas porções central e sudeste, intermediária na porção norte e baixa na porção sudoeste da área. As cargas (*loadings*) positivas e negativas se associaram tanto com altos como baixos índices pluviométricos, não indicando um padrão preferencial espaço-temporal a exemplo da piezometria, onde as maiores cargas parecem estar associadas aos períodos de menor variabilidade dos níveis piezométricos. As cargas positivas e negativas ocorreram nos três eixos analisados e podem estar associadas a dois episódios. O primeiro pode ser o fato do mapa final dessa variável ter sido padronizado

(valores de 0 a 255), corroborando com Pellegrino *et al.* (1996) onde os autores sugerem que a padronização pode comprometer os resultados com vistas à realidade local. Outro fator que pode ter influenciado sobremaneira o comportamento da pluviometria foi o uso de poucos pontos de medições, influenciando no processo de interpolação dos dados.

Apesar de a AST revelar que a variabilidade da pluviometria na área de estudo foi mais alta nas porções central e intermediária na porção norte, não é possível afirmar que existe um controle orográfico devido à existência das chapadas elevadas (Chapada do Piripipau ao norte da área).

Estudos realizados por IEMA/SEMATEC (1998), Steinke (2001) e Barros (2003) confirmaram, ao contrário da CODEPLAN (1984), que existem variações significativas da precipitação pluviométrica dentro da área do Distrito Federal, onde a parte oeste, em geral, recebe maior quantidade de precipitações do que a parte leste. De acordo com Diniz (2004) este fato ocorre devido a grande parte da umidade causadora de chuva no Distrito Federal ser proveniente de um sistema meteorológico da Amazônia; as frentes frias, quando interagem com a umidade da Amazônia, sustentam as chuvas e a convecção térmica ocorre de maneira mais intensa na parte oeste, pois esta representa a parte mais urbanizada do território.

Apesar dessas observações, não é possível definir, para a área de estudo, um padrão de ocorrência e distribuição da precipitação pluviométrica, devido a dois fatores: o primeiro, como descrito anteriormente, é o baixo número de pontos analisados e o segundo é que esses pontos encontram-se concentrados, principalmente, na porção leste da área, o que pode estar influenciando os resultados. Ao fazer uma analogia com o clima do Distrito Federal, esse fato corrobora com Barros (2003), que descreve que o fato de a parte oeste do Distrito Federal ser apontada como a de maior pluviosidade pode estar sofrendo a interferência da rede de estações meteorológicas, já que as mesmas se localizam predominantemente nessa porção do território.

Assim, para a área de estudo, a confirmação da variabilidade das chuvas só poderá ser avaliada, de maneira mais precisa, quando existir uma rede de estações pluviométricas mais densa, bem como mais distribuída.

9.5. Da análise da regressão múltipla espacial

O resultado da análise da regressão múltipla espacial mostrou que a variável independente textura dos solos apresentou maior contribuição na variabilidade da piezometria na área de estudo, seguida, em ordem crescente, das variáveis declividade, geologia, hidroporoso, precipitação segundo eixo, precipitação terceiro eixo e precipitação primeiro eixo.

Esse resultado corrobora com Lousada (2005) onde o autor enfatiza que o comportamento hidrogeológico dos aquíferos porosos é diretamente condicionado pelos solos e

com Moon *et al.* (2004) que concluíram que poços instalados numa mesma bacia hidrográfica refletiram a espessura da zona não saturada, da zona alterada e a porcentagem de argila, sendo que alta porcentagem de argila na zona vadosa retarda a infiltração vertical da água.

Nesse sentido, a resposta mais lenta da piezometria em alguns pontos, provavelmente, ocorreu em função de alguns piezômetros estarem instalados numa porção mais argilosa resultante do intemperismo de diferentes litologias. Dessa maneira, a resposta da piezometria aos eventos de precipitação pode ocorrer devido à junção de vários fatores, dos quais a textura dos solos parece atuar de maneira mais incisiva.

Em relação à declividade, segunda variável com maior contribuição no comportamento da piezometria, a mesma pode ser explicada devido à área de estudo apresentar, quase na sua totalidade, um relevo plano a suave-ondulado onde a recarga é favorecida, principalmente no Sistema R_3/Q_3 , pelo fato de serem áreas topograficamente elevadas e planas a suave-onduladas (Freitas-Silva & Campos 1998).

A variável geologia, a qual apresentou terceira maior contribuição na variabilidade da piezometria pode ser atribuída pelo fato do arcabouço litológico ser fraturado e isso pode influenciar no comportamento dos níveis piezométricos, como no caso do PZT-60 onde a rocha subjacente ao sistema aquífero poroso é muito fraturada (quartzitos do Grupo Paranoá) propiciando o secamento desse piezômetro em alguns períodos do ano, devido à direta conectividade entre os sistemas aquíferos. A variável hidrogeologia foi a quarta maior contribuição na explicação da variável dependente.

Finalmente, a variável pluviometria apresentou a menor contribuição na explicação da variabilidade da piezometria. O fato de essa variável ter contribuído menos no comportamento da piezometria precisa ser visto com cautela. De maneira geral, ao analisar a variabilidade da piezometria em relação ao meio físico, foi possível observar que a variável pluviometria interfere diretamente nesse comportamento, visto que nos anos analisados a oscilação dos níveis piezométricos ocorreu de maneira distinta numa mesma classe de solo.

Todavia, todas as variáveis independentes consideradas apresentaram influência em maior ou menor grau de porcentagem no comportamento da piezometria, ou seja, através da análise de regressão foi possível identificar quais das variáveis mantêm maior relacionamento de causa e efeito entre si. Assim, na explicação da variabilidade da piezometria, no caso de priorizar apenas uma variável no modelo, a melhor escolha como estimador seria a textura dos solos, com duas variáveis a declividade seria acrescida e assim por diante. Essas sete variáveis em conjunto contribuíram com, aproximadamente, 79% da explicação da variabilidade da piezometria na área, sendo que a variável textura dos solos apresentou maior contribuição nesse comportamento.

9.6. Da estimativa das reservas hídricas subterrâneas

Uma correta avaliação dos recursos hídricos subterrâneos renováveis é fundamental na gestão dos recursos disponíveis para abastecimento público e/ou agricultura, numa situação de conflito de interesses durante o período de estiagem ou em anos consecutivos de seca. A variabilidade da piezometria funciona como indicador da recarga efetiva, ou seja, sempre que há variações positivas do nível piezométrico tem-se um episódio de recarga possível de quantificar, desde que se conheçam alguns parâmetros básicos do sistema hidrogeológico, como o coeficiente de armazenamento (S), o coeficiente de recessão CR (período de tempo entre o episódio de precipitação e a resposta do aquífero), a condutividade hidráulica (K), etc.

Em relação aos percentuais adotados para os parâmetros envolvidos nos cálculos das reservas, os mesmos foram adotados de forma conservadora. Para a variação da piezometria (Δh) foi adotado o valor médio referente aos anos considerados. Nesse caso, o valor foi subestimado, uma vez que o Δh foi decrescente nos anos considerados. Essa redução está relacionada à elevação dos níveis piezométricos profundos nos sistemas aquíferos ao longo dos anos analisados.

Em relação à porosidade efetiva (n_e) os valores adotados também foram conservadores, uma vez que as porosidades totais dos solos da área são bem superiores aos valores adotados, bem como para os valores adotados para as espessuras dos solos, os quais englobam tanto o manto de intemperismo como o regolito.

O percentual adotado da reserva permanente no cálculo das reservas exploráveis foram diferentes para cada tipo desse solo, portanto, o maior percentual foi atribuído ao neossolo, seguido do latossolo e cambissolo. Para o gleissolo optou-se por não comprometer algum percentual das reservas permanentes, uma vez que os mesmos encontram-se, preferencialmente, em áreas de exutórios.

Em 1998 a demanda hídrica necessária para atender toda a bacia do alto rio Jardim era de 414,5 L/s, sendo a vazão crítica do alto rio Jardim de 720 L/s (Soares Júnior 2002). No caso de a bacia do alto rio Jardim precisar vir a ser abastecida por recursos hídricos subterrâneos, a demanda necessária seria, aproximadamente, 17 milhões de metros cúbicos ao ano, considerando um bombeamento de 24 horas por dia. Se for considerado um acréscimo de 30% na demanda hídrica em função do tipo de agricultura, o aporte hídrico necessário seria, aproximadamente, 22 milhões de metros cúbicos por ano.

Para o sistema aquífero inserido nos latossolos, a demanda hídrica necessária seria de 13 milhões de metros cúbicos por ano para abastecer a irrigação. Isso representa, aproximadamente, 34% da reserva reguladora desse sistema aquífero.

Seguindo o raciocínio para os demais sistemas aquíferos, nos cambissolos a demanda hídrica para a irrigação seria 1.500 milhões de metros cúbicos por ano e esse percentual representa, aproximadamente, 50% da reserva reguladora. No caso dos gleissolos a demanda hídrica necessária seria de 438 mil metros cúbicos por ano, sendo que esse valor ultrapassa o montante da reserva reguladora. Nesse caso seria necessário utilizar um percentual de, aproximadamente, 3% da reserva permanente para suprir a irrigação da área.

Para os neossolos a demanda hídrica necessária seria de 254 mil metros cúbicos por ano e isso representa, aproximadamente, um percentual de 13% das reservas reguladoras.

Do exposto é plausível supor que caso haja necessidade da reserva explorável suprir um percentual da reserva permanente dos sistemas aquíferos, um valor sugerido na literatura pode ser em função da potencialidade (P_o) que representa a reserva reguladora (R_r), acrescida de um potencial da reserva permanente (R_p) que pode ser estabelecido entre 10 e 30%, distribuído ao longo de 50 anos, ou seja, 2 a 6% ao ano. Nesse trabalho optou-se de modo conservador por um percentual de 10% ao longo de 20 anos, o que representa 0,5% ao ano, ou seja, $P_o = R_r + (R_p \times 0,005)$.

Em relação aos sistemas aquíferos inseridos nos gleissolos não é recomendável que seja utilizado algum percentual da reserva permanente para atender eventuais demandas exploráveis, uma vez que são solos pouco profundos e uma possível exploração das reservas reguladoras, bem como um percentual das reservas permanentes poderia comprometer o desenvolvimento da vegetação natural e cultivos, caso o nível freático rebaixasse. Ainda para esses sistemas aquíferos é recomendável que parte das reservas reguladoras sejam preservadas, ou seja, utilizar somente uma porcentagem a fim de garantir as vazões mínimas dos cursos superficiais, uma vez que esses sistemas aquíferos se localizam, preferencialmente, nas áreas de exutórios onde a fragilidade ambiental é maior.

Salienta-se que esse percentual determinado e utilizado para a reserva permanente na bacia do alto rio Jardim não deve ser tomado como absoluto ou definitivo, mas reconhecido como um valor sugestivo dentro de uma estimativa do potencial de água subterrânea.

10. CONCLUSÕES

- ✓ No tocante às reservas reguladoras ou renováveis a metodologia mais utilizada é a análise de hidrogramas e a utilização de parâmetros hidrodinâmicos de aquíferos. O método de hidrogramas apresenta algumas restrições, como o tamanho da bacia e se o rio em questão é alimentado por dois ou mais aquíferos distintos, além desse método ser aplicado somente a rios efluentes. Quanto à quantificação de reservas em aquíferos fraturados, cársticos e fissuro-

cársticos, não existem métodos precisos, devido à dificuldade de estimativas dos parâmetros nesses meios.

- ✓ Nos latossolos muito argilosos e argilosos a elevação dos níveis freáticos respondeu entre dois e dois meses e meio após o início das chuvas e o rebaixamento iniciou mais de um mês após a entrada do período de estiagem.
- ✓ Nos cambissolos os níveis piezométricos responderam entre trinta a quarenta e cinco dias após os eventos de precipitação e na seca essa resposta aconteceu um mês após o início da recessão das chuvas.
- ✓ Nos gleissolos os níveis piezométricos responderam um mês após os períodos sazonais.
- ✓ Em relação aos níveis piezométricos mais rasos, os mesmos apresentaram uma tendência, sutilmente, decrescente.
- ✓ Os níveis piezométricos mais profundos apresentaram um padrão crescente no período estudado fato que pode estar relacionado ao superávit pluviométrico, onde a partir de outubro de 2003 pode ter ocorrido um aumento do índice médio pluviométrico, no mínimo, em 15% em relação aos anos anteriores. Nesse sentido, o escoamento dos sistemas aquíferos porosos pode estar em equilíbrio em função do aumento da vazão dos exutórios.
- ✓ A variação entre os níveis piezométricos máximo e mínimo (Δh) decresceu ao longo dos anos em todos os sistemas aquíferos.
- ✓ A análise exploratória dos dados apontou que a amplitude e a média, em ordem decrescente, dos níveis piezométricos ocorreu nos latossolos muito argilosos, latossolos argilosos, cambissolos e gleissolos. A curva de distribuição da piezometria em todos os tipos de sistemas aquíferos foi assimétrica negativa, por vezes próxima à normalidade. Esse fato pode estar relacionado ao grande número de dados analisados, onde quanto maior o número dos mesmos, maior a tendência à normalidade.
- ✓ O resultado da análise de série temporal (AST) dos dados da pluviometria deve ser visto com cautela, uma vez que o número de pontos usados no processo de interpolação foi baixo.
- ✓ A regressão múltipla espacial realizada apontou a textura dos solos como a principal variável independente na explicação da variabilidade da piezometria na área, seguida das variáveis: declividade, geologia, hidrogeologia e pluviometria.

É importante ressaltar que o resultado que mostra a relação de variáveis no controle da variação dos níveis freáticos: Textura dos Solos > Declividade > Geologia > Hidrogeologia > Precipitação é uma avaliação geral onde tais parâmetros são considerados como os mais importantes no controle das variações da superfície das águas freáticas.

Muito provavelmente se o objetivo fosse se estudar quando há o início da elevação ou do rebaixamento dos níveis piezométricos, as variáveis temporais, espaciais, de intensidade e valores

incrementais da precipitação deveriam apresentar maior peso na avaliação da variabilidade dos níveis d'água subterrânea.

Como o presente trabalho indicou a grande importância dos latossolos no controle da recarga dos sistemas aquíferos freáticos e por consequência da recarga dos sistemas aquíferos fraturados sotopostos é importante que parte das reservas legais das propriedades rurais e demais áreas de proteção (áreas de proteção permanentes e unidades de conservação) sejam posicionadas sobre estes tipos de solos. Os latossolos são sistemas aquíferos de recarga regional, além da alta importância hidrogeológica, tanto no aspecto de recarga e manutenção de aquíferos sotopostos, como no aspecto socioeconômico da região. Provavelmente, se no futuro a área necessitar de irrigação por recursos hídricos subterrâneos, esses sistemas aquíferos serão explorados, uma vez que a maior parte da agricultura está inserida nos mesmos.

11. RECOMENDAÇÕES

Em relação à gestão dos recursos hídricos, priorizando o conhecimento das reservas hídricas subterrâneas na área de estudo, é possível tecer algumas recomendações em função do resultado da análise de regressão:

Variável textura dos solos: os usos de técnicas agrícolas que resultam na compactação dos solos não são recomendados, uma vez que essas práticas reduzem a porosidade dos solos e, conseqüentemente, a capacidade de infiltração das águas de chuva. Essa recomendação é válida para a variável hidrogeologia, uma vez que as características dos sistemas aquíferos porosos na área estão diretamente relacionadas à variável textura dos solos. Dessa maneira, as reservas hídricas exploráveis tendem a diminuir com o tempo em áreas de pastagem ou onde técnicas de agricultura resultam na compactação.

Variável declividade: nesse caso, esta variável, ao que tudo indica, não sofrerá grandes intervenções antrópicas, uma vez que na área considerada a atividade predominante é a agricultura e não a ocupação por habitações como acontece em áreas urbanas, onde é comum a ocupação de locais com declividades elevadas, como por exemplo, em encostas, propiciando grandes deslizamentos de terra, modificando a paisagem natural. Também, não se recomenda a captação de água em sítios com altas declividades, as quais, praticamente, coincidem com as nascentes da rede de drenagem na área e onde a vazão disponível é reduzida e a fragilidade ambiental é elevada.

Variável geologia: nesse caso, não é necessária nenhuma recomendação, uma vez que a intervenção antrópica nessa variável é nula ou pouco provável.

Variável pluviometria: mesmo considerando que essa variável apresenta menor contribuição na explicação da variabilidade geral da piezometria, recomenda-se a instalação de

sistemas de medição eficientes (altura pluvial, intensidade das chuvas e distribuição espacial). Nesse caso, esses dados poderão ser utilizados para a definição e modelagem previsional do início e término dos períodos de elevação ou redução dos níveis freáticos, de forma a ser ampliar as garantias da agricultura de sequeiro ou irrigada (em épocas de estiagem).

Para a continuidade dos estudos hidrogeológicos na bacia é recomendável que:

- Sejam instalados pelo menos dois medidores de níveis d'água automáticos em cada um dos diferentes tipos de sistemas aquíferos;
- Um estudo geofísico e/ou de sondagens para o mapeamento detalhado do topo rochoso;
- Instalação de estações fluviométricas a montante e a jusante, pelo menos, nas principais drenagens;
- Trabalhos de campo com a finalidade de recolher informações sobre as características do fraturamento das rochas (direção, mergulho, abertura, espaçamento, etc) visando conhecer, em detalhe, o comportamento dos sistemas aquíferos fraturados, bem como a instalação de poços tubulares para a realização de ensaios hidrogeológicos.

12. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alberto, M.R.; Kiang, C.H. 2003. Fluxo da água subterrâneo em sistema de encosta-rio, município de Paulínia (SP): caracterização e simulação numérica. São Paulo, UNESP, Geociências, v. 22, N. Especial, p. 117-128, 2003.
- Albuquerque, J.P.T. 1970. Inventário Hidrogeológico Básico do Nordeste. Folha 15: Jaguaribe – SE. Ministério do Interior. Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste. 187p.
- Almeida, F.F.M. & Hasui, Y. 1984. O Pré-Cambriano do Brasil, Ed. Edgard Blucher Ltda., São Paulo, 501p.
- Alvarenga, C.J.S. & Dardenne M.A. 1978. Geologia dos Grupos Bambuí e Paranoá, na Serra de São Domingos, MG. In: 30º Congresso Brasileiro de Geologia, Recife - PE. Anais. 2,546-556.
- ANA. 2005. Disponibilidade e Demanda de Recursos Hídricos no Brasil. Brasília. Cadernos de Recursos Hídricos. Brasília, 215 pp.
- Archer, D.R. & Fowler, H.J. 2004. Spatial and temporal variations in precipitation in the Upper Indus Basin, global teleconnections and hydrological implications. *Hydrology and Earth System Sciences*, 8(1):47-61.
- Arnold, J.G., Muttiah, R.S., Srinivasan, R. and Allen, P.M., 2000. Regional estimation of baseflow and groundwater recharge in the Upper Mississippi river basin. *Journal of Hydrology*, 227: 21-40.
- Assad, E. D; Sano, E.E; Masutomo, R. 1998. Sistemas de Informações Geográficas. Aplicações na Agricultura. 2 ed., ver. e ampl. – Brasília: Embrapa – SPI/Embrapa – CPAC. p. 251-272.
- Barreto, C.E.A.G. 2006. Balanço hídrico em zona de afloramento do Sistema Aqüífero Guarani a partir de monitoramento hidrogeológico em bacia representativa. Dissertação de Mestrado. Escola de Engenharia de São Carlos. Universidade de São Paulo. São Carlos/SP. 271 p.
- Barros, J.G. do C. 1990. Caracterização Geológica e Hidrogeológica. In: Cerrado: Caracterização, Ocupação e Perspectiva. NOVAES-PINTO, M. (Org.) SEMATEC - Secretaria do Meio Ambiente, Ciência e Tecnologia. Brasília. Edit. UnB. p. 257-276.
- Barros, J.R. 2002. As chuvas no Distrito Federal: O Regime e as Excepcionalidades do Ritmo. 216p. Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Universidade Estadual Paulista. UNESP. Rio Claro, SP.
- Belcher, D.J. & Associates. 1954. Relatório técnico sobre a nova capital da República. Brasília. CODEPLAN. 4ª ed. (1995). 316p.
- Boscardim Borghetti, N. R., Borghetti, J.R., Rosa Filho, E.F. 2004. Aqüífero Guarani. A verdadeira integração dos países do mercosul. Curitiba, 214 p.
- Braun, O.P.G. 1971. Contribuição à geomorfologia do Brasil Central. *Rev.Bras.Geogr.*32(3),3-39.
- Burrough, P.A. 1986. Principles of Geographical Information System for Land Resources Assessment, Claredon Press, Oxford. 186p.
- Cadamuro, A. L. Campos, J. E. G.; Tröger, U. 2002. Artificial recharge in fractured rocks – an example from the Federal District of Brazil for the sustainability of the system. In: Dillon, P,

Management of Aquifer Recharge for Sustainability, Proc. Of 4th International Symposium on Aquifer Recharge, Balkema, 523-526.

Câmara, G.; Souza, R.C.M.; Freitas, U.M.; Garrido, J.C.P. 1996. "SPRING: Integrating Remote Sensing and GIS with Object-Oriented Data Modelling". Computers and Graphics, vol.15 , n.6, July, pp.13-22.

Câmara, G.; Medeiros, J.S. 1998. "Princípios Básicos do Geoprocessamento". In: Assad, E.; Sano, E.E. (eds.), Sistema de Informações Geográficas. Aplicações na Agricultura. Brasília, DF, EMBRAPA.(2a. edição, rev. e ampl.).

Campos, J.E.G. & Tröger, U. 2000. Groundwater occurrence in hard rocks in the Federal District of Brasília: A Sustainable Supply?. In: Sililo, Groundwater: Past Achievements and Future Challenges, Proc. of XXX I.A.H. Congress. Cape Town, South Africa, Balkema, 109-113.

Campos, J.E.G. & Freitas-Silva, F.H. 1998. Hidrogeologia do Distrito Federal. In: Inventário hidrogeológico e dos recursos hídricos superficiais do Distrito Federal. Brasília. IEMA / SEMATEC / UnB. Parte IV. 85p.

Campos, J.E.G. 2004. Hidrogeologia do Distrito Federal: Bases para a gestão dos recursos hídricos subterrâneos. Revista Brasileira de Geociências 34(1): 41-48. Março.

Carrica, J.C.; Lexow, C. 2004. Evaluación de la recarga natural al acuífero de la cuenca superior del arroyo Napostá Grande, provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 59 (2): 281-290.

Castany, G. 1963. *Traité Pretique Dês Eaux Souterranies*. Paris, 652 pp.

Castany, G. 1968. *Prospection et exploitation des eaux souterranies*. Paris, 717 pp.

Chang, H. K., Teixeira, A. J., Vidal, A. C. 2003. Aspectos Hidrogeológicos e Hidroquímicos das Regiões dos Municípios de Mogi Mirim, Mogi Guaçu e Itapira no Estado de São Paulo. Geociências, 22: 63-73.

CODEPLAN. Companhia do Desenvolvimento do Planalto Central. 1984. Diagnóstico do Espaço Natural do Distrito Federal. Brasília, 388p.

Costa, M. T. & Branco, J. J. R. 1961. Roteiro da excursão Belo Horizonte - Brasília - Belo Horizonte. Instituto de Pesquisas Radioativas - UFMG. Contribuição ao XIV Congresso Brasileiro de Geologia. Publicação 5, 126p.

Costa, W.D.1986. Análise dos fatores que atuam no Aqüífero Fissural – Área Piloto dos Estados da Paraíba e Rio Grande do Norte. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 206p.

Dardenne, M. A. 1978. Geologia da região de Morro Agudo (Minas Gerais). Bol. Inform. SBG/Centro Oeste, V. 7-8, 68 – 84.

Departamento de Águas e Energia Elétrica (DAEE). 1974. Estudo de Águas Subterrâneas, Região Administrativa 5 (Campinas), SP. São Paulo. SP. DAEE. 2v. Disponível: http://www.ana.gov.br/pnrh_novo/documentos/01%20Disponibilidade%20e%20Demandas/VF%20DisponibilidadeDemanda.pdf

DINIZ, F. de A. O clima de Brasília. 2004. Arquivo; disquete. Power Point. Palestra apresentada na Semana Meteorológica. Brasília – INMET.

Dolabella, R.H.C. 1995. Caracterização agroambiental e avaliação da demanda e da disponibilidade dos recursos hídricos para a agricultura irrigada na bacia hidrográfica do Rio Jardim (DF). Brasília. Dissertação de Mestrado - Área de Concentração de Solos. Universidade de Brasília 106p.

Eastman, J.R. 1998. IDRISI for Windows: Introdução e Exercícios Tutoriais. Editores da Versão em português, Heinrich Hasenack e Eliseu Weber. Porto Alegre. UFRGS Centro de Recursos Idrisi.

EMBRAPA. 1978. Serviço nacional de levantamento e conservação dos solos. Levantamento de reconhecimento dos solos do Distrito Federal. Escala 1:100.000. Rio de Janeiro. EMBRAPA. SNLCS. Boletim Técnico. 455p.

EMBRAPA. 1999. Sistema brasileiro de classificação de solos. Rio de Janeiro : EMBRAPA-SPI. xxvi, 412p. : il. –ISBN 85-85864-04-4.

Faria, A. 1995. Estratigrafia e sistemas deposicionais do Grupo Paranoá nas áreas de Cristalina, Distrito Federal e São João D'Aliança-Alto Paraíso de Goiás. Brasília. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. 199p.

Feitosa, F. A. C., Filho, J. M. 2001. Hidrogeologia - Conceitos e Aplicações. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais do Serviço Geológico do Brasil.

Flint, A. L.; Flint, L.E.; Bodvarsson, G.S.; Kwicklis, E.M.; Fabryka-Martin, J. Development of the Conceptual Model of Unsaturated Zone Hydrology at Yucca Mountain, Nevada. In: Hsieh, P. A.; *et al.* (eds), Conceptual Models of Flow and Transport in the Fractured Vadose Zone. National Academy Press. Washington, 957 pp. <http://www.nap.edu>

Gomes, F.P. 1990. Curso de Estatística Experimental. Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz. Universidade de São. Piracicaba. 13^o Edição. 468p.

Gonçalves, J.A.C., Scudino, P.C.B., Sobreira, F.G. 2005. Reservas Renováveis e Caracterização dos Aquíferos Fissurais do Leste da Zona da Mata de Minas Gerais e Adjacências. Revista do Instituto de Geociências – USP, 5:19-27.

Global Water Partnership (2000). Southern African Vision for Water, Life and the Environment in the 21st Century and Strategic Framework for Action Statement. Global Water Partnership Southern Africa Technical Advisory Committee <http://www.gwpsatac.org.zw/vision/chapter10.html> [Geo-2-101].

Güntner, A.; Schmidt, R. Döll, P. 2007. Supporting large-scale hydrogeological monitoring and modeling by time-variable gravity data. Hydrogeology Journal, 15: 167–170 DOI 10.1007/s10040-006-0089-1.

Halford, K.J. y Mayer, G.C., 2000. Problems associated with estimating ground water discharge and recharge from steams-discharge records. Ground Water, 38: 331-342.

Haridasan, M. 1990. Solos. In: Cerrado: Caracterização, Ocupação e Perspectiva. NOVAES-PINTO, M. (Org.) SEMATEC - Secretaria do Meio Ambiente, Ciência e Tecnologia. Brasília. Edit. UnB. p. 309-330.

- Healy, R.W.; Cook, P.G. 2002. Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal*, 10:91–109 DOI 10.1007/s10040-001-0178-0.
- Hoffmann, J. & Sander, P. 2007. Remote sensing and GIS in hydrogeology. *Hydrogeology Journal*. 15: 1–3 DOI 10.1007/s10040-006-0140-2.
- IEMA/SEMATEC/UnB. 1998. Inventário hidrogeológico e dos recursos hídricos superficiais do Distrito Federal. Brasília: IEMA/SEMATEC/UnB. Vol.1, parte II.
- Ketchum Jr. Jr, J. N.; Donovan, J. J.; Avery, W. H. 2000. Recharge characteristic of a phreatic aquifer as determined by storage accumulation. *Hydrogeology Journal*, v.8, p.579-593.
- King, L.C.A. 1956. Geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, Rio de Janeiro, v.18. n.2, p.147-265.
- Lachassagne, P.; Wyns, R.; Berard, P. 2001. Exploitation of high-yields in hardrock aquifers: Downscaling methodology combining GIS and multicriteria analysis to delineate field prospecting zones. *Ground Water*, Westerville, EUA, v. 39, n. 4, p. 568- 581.
- Lafleur, R.G. 1999. Geomorphic aspects of groundwater flow. *Hydrogeology Journal*, 7:78–93.
- Lake, W. B. and Souré, M. (1997). Water and Development in Africa. International Development Information Centre <http://www.acdi-cida.gc.ca/xpress/dex/dex9709.htm> [Geo-2-103].
- Landim, P. M. B. 1998. *Análise Estatística de Dados Geológicos*. São Paulo. Fundação Editora da UNESP. 226p.
- Landim, P.M.B. 2000. *Análise estatística de dados geológicos multivariados*. Lab. Geomatématica, DGA, IGCE, UNESP/Rio Claro, Texto Didático 03. 128pp. Disponível em: <<http://www.rc.unesp.br/igce/aplicada/textodi.html>>
- Leite, C. B. B. & Landim, P. M. B. 2003. Relação entre mapas temáticos por meio a análise de regressão múltipla: Solos e Rochas, v. 26, no. 3, p. 195-203.
- Lins, H.F. 1985. Interannual streamflow variability in the United States based on principal components. *Water Resources Research*, 21(5): 691-701.
- Lopes, A.R.; Rodrigues, R.; Orlando. M. 2005. O aproveitamento sustentável dos recursos hídricos subterrâneos do sistema aquífero Querença – Silves na seca de 2004/2005. Ministério do Ambiente, do Ordenamento do Território e do Desenvolvimento Regional. Instituto da Água. Direção de Serviços de Recursos Hídricos. Portugal. 28p. http://snirh.inag.pt/snirh/download/relatorios/saquifero_m5_mar05.pdf
- Lourenço, R. W. & Landim, P.M.B. 2004. *Análise de regressão múltipla espacial*. UNESP/Rio Claro, IGCE, DGA, Lab. Geomatématica, Texto Didático 13, 34 pp. Disponível em <http://www.rc.unesp.br/igce/aplicada/textodi.html>
- Lousada, E. O. ; Campos, J. E. G. 2006. Proposta de Modelos Hidrogeológicos Conceituais Aplicados aos Aquíferos da Região do Distrito Federal. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 35, p. 407-414.

Lousada, E. O. 1999. Estudos geológicos e geofísicos aplicados à locação de poços tubulares profundos em aquíferos fraturados na região do Distrito Federal. Universidade de Brasília. Instituto de Geociências, Dissertação de Mestrado, 107p.

Lousada, E.O. 2005. Estudos Hidrogeológicos e Isotópicos no Distrito Federal: Modelos Conceituais de Fluxo. Tese de Doutorado – Instituto de Geociências – Universidade de Brasília.

Lyon, S.W.; Seibert, J.; Lembo, A.J.; Walter, M.T.; Teenhuis, T.S.S. 2006. Geostatistical investigation into the temporal evolution of spatial structure in a shallow water table. *Hydrology and Earth System Sciences*, 10, 113–125. Disponível em: www.copernicus.org/EGU/hess/hess/10/113/ SRef-ID: 1607 7938/hess/2006-10-113. European Geosciences Union.

Maia, C.E.; Morais, E.R.C.; Oliveira, M. 2001. Classificação da composição iônica da água de irrigação usando regressão linear múltipla. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.5, n.1, p.55-59. Campina Grande, PB, DEAg/UFPB.

Manly, B. J. 1986. *Multivariate Statistical Methods: A Primer*. London, Chapman & Hall.

Manziona, R.L.; Druck, S.; Câmara, G.; Monteiro, A.M.V. Modelagem de incertezas na análise espaço-temporal dos níveis freáticos em uma bacia hidrográfica *Pesq. agropec. bras.*, Brasília, v.42, n.1, p.25-34, jan. 2007

Martins, E. S. & Baptista, G. M. M. 1998. Compartimentação geomorfológica e sistemas morfodinâmicos do Distrito Federal. In: Inventário hidrogeológico e dos recursos hídricos superficiais do Distrito Federal. Brasília. IEMA/SEMATEC/UnB. Parte II. 53p.

Martins, E.S. 2000. Petrografia, Mineralogia e Geomorfologia dos Regolitos Lateríticos no Distrito Federal. 196p. Tese (Doutorado). Universidade de Brasília. Distrito Federal.

Martins, E. S.; Reatto, A.; Carvalho Jr., O.A.; Guimarães, R.F. 2004. Evolução Geomorfológica do Distrito Federal. Documentos 122. EMBRAPA. Planaltina, DF. Julho. 56p. ISSN 1517 - 5111. Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento.

Mau, D.P. and Winter, T.C., 1997. Estimating ground water recharge from streamflow hydrographs for a small mountain watershed in a temperate humid climate, New Hampshire, USA. *Ground Water*, 35 (2): 291-304.

Monteiro, R.C. 2003. Estimativa espaço-temporal da superfície potenciométrica do Sistema Aquífero Guarani na cidade de Ribeirão Preto (SP). 212 f. Tese (Doutorado). UNESP. Rio Claro. Instituto de Geociências e Ciências Exatas.

Moon, S.; Woo, N.C.; Lee, S.K. 2004. Statistical analysis of hydrographs and water-table fluctuation to estimate groundwater recharge *Journal of Hydrology* 292 198–209 www.elsevier.com/locate/jhydrol doi:10.1016/j.jhydrol.2003.12.030.

Motta, P.E.F.; Filho, A.C.; Ker, J.C.; Pereira, N.R. 2002. Relações solo-superfície geomórfica e evolução da paisagem em uma área do Planalto Central. Brasília. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, v.37, n.6, p.869-878.

Neves, M.A. 2005. Análise integrada aplicada à exploração de água subterrânea na bacia do rio Jundiá (SP). Tese de Doutorado. UNESP. Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Rio Claro.

- Novaes Pinto, M. 1987. Superfícies de aplainamento do Distrito Federal. *Rev. Bras. Geogr.* 49(2), 9-26.
- Novaes Pinto, M. 1993. Caracterização geomorfológica do Distrito Federal. In: Cerrado, Caracterização, Ocupação e Perspectiva. Pinto, M. N. (org.). Brasília. Editora UnB / SEMATEC. 2ª ed. 285-320.
- Novaes Pinto, M. 1994a. Caracterização geomorfológica do Distrito Federal. In: Novaes Pinto, M. (org). Cerrado: caracterização, ocupação e perspectivas. Brasília. Editora UnB. 2ª ed. 285-320.
- Novaes Pinto, M. 1998. Aplainamento nos trópicos - uma revisão conceitual. *Rev. Bras. Geogr.* 13(26), 119-129.
- Oliveira, L.A. 2002. O sistema aquífero Bauru na região de Araguari/MG: parâmetros dimensionais e propostas de gestão. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 120p.
- Pedrosa, A. C., Caetano, F.A. 2002. Águas Subterrâneas. Superintendência de Informações Hidrológicas – SIH. Agência Nacional de Águas. Agosto. Brasília. 85p.
- Pellegrino, G.Q.; Moraes, J.M.; Victória, R.L. 1996. Análise de Séries Temporais de Dados Meteorológicos no SGI-IDRISI: Avaliação do Módulo TSA. Anais VIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Salvador, Brasil, 14-19 abril, INPE, p. 727-728.
- Projeto ReSub Lagos 2001. Rede de Geotecnologia em Águas Subterrâneas. Caracterização Hidrogeológica Básica do Município de Cabo Frio. Rio de Janeiro. Disponível: http://www.civil.uff.br/resub/produtos/Manual_ReSub_01.PDF
- RADAMBRASIL. 1984. Levantamentos de recursos naturais. Folha SD, vol.23. Ministério das Minas e Energia – Secretaria Geral, Brasília. 19, 654p.
- Ramos, M.L., Matos Paixão, M.M.O. 2004. Plano Diretor de Recursos Hídricos da Bacia do Rio São Francisco. Disponibilidade Hídrica de Águas Subterrâneas – Produtividade de Poços e Reservas Explotáveis dos Principais Sistemas Aquíferos. Disponível: <http://www.ana.gov.br/PRHBHSF/SPR/Plano%20de%20Recursos%20Hidricos%20>.
- Reatto, A. 1999. Variabilidade Mineralógica de Latossolos na Bacia do Rio Jardim, DF. Planaltina: Embrapa Cerrados. 24p.
- Reatto, A., Correia, J. R., Spera, S. T., Chagas, C. S., Martins, E. S., Andahur, J. P., Godoy, M. J. S., Assad, M. L. C. L. 2000. Levantamento semidetalhado dos solos da Bacia do Rio Jardim-DF, escala 1:50.000. Boletim de pesquisa-EMBRAPA Cerrados. (18) 66p.
- Reatto, A.; Bruand, A.; Silva, E.M.; Martins, E.S.; Brossard, M. 2007. Hydraulic properties of the diagnostic horizon of Latosols of original toposequence across the Brazilian Central Plateau. *Geoderma*, doi: 10.1016/j.geoderma.2007.01.003.
- Reatto, A.; Martins, E.S.; Farias, M.F.R.; Silva, A.V.; Carvalho Jr., O.A. 2000. Mapa Pedológico Digital – SIG Atualizado do Distrito Federal. Escala 1:100.000 e uma síntese do texto explicativo. EMBRAPA. Planaltina. Documentos 120.
- Rebouças, A.C. 2002. A Política Nacional de Recursos Hídricos e as Águas Subterrâneas. *Rev. Águas Subterrâneas* no 16.

Reis, M.H. Griebeler, N.P.; Sarmiento, P.H.L.; Oliveira, L.F.C.; Oliveira, J.M. 2005. Espacialização de dados de precipitação e avaliação de interpoladores para projetos de drenagem agrícola no estado de Goiás e Distrito Federal. Anais XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Goiânia, Brasil, INPE, p. 229-236.

Rutledge, A.; Daniel. C. 1994. Testing an automated method to estimate ground-water recharge from streamflow records. *Ground Water*, 32 (2): 180-189.

Scanlon, B.R., Healy, R.W.; Cook, P.G., 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, 10: 18-39.

Signoretto, M.J.G. 1998. Aptidão Agrícola das Terras para a Cultura do Milho Utilizando Levantamento de Solos e Sistema de Informações Geográficas. Brasília. Dissertação de mestrado-Faculdade de Agronomia e Medicina Veterinária. Universidade de Brasília.

Soares Júnior, P.R. 2002. Mercado de água para irrigação na bacia do rio Preto no Distrito Federal. Brasília. Dissertação de Mestrado – Faculdade de Tecnologia. Universidade de Brasília 132p.

Spera, T.; Reatto, A.; Martins, E.S.; Correia, J. R. 2002. Aptidão Agrícola das Terras da Bacia do Rio Jardim, DF. Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento 27. EMBRAPA. Planaltina, DF. 38p. ISSN 1676-918-X. Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento.

Spera, T.; Reatto, A.; Martins, E.S.; Correia, J. R. 2005. Atributos Físicos de Solos e Distribuição da Fitofisionomia do Cerrado na Bacia Hidrográfica do Rio Jardim, DF. Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento 146. EMBRAPA. Planaltina, DF. 19p. ISSN 1676-918-X. Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento.

Steinke, V. A. e Steinke, E. T. (2001). Variação espaço-temporal da pluviosidade no Distrito Federal e seus condicionantes. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE CLIMATOLOGIA GEOGRÁFICA, 4, Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro: UFRJ. 1 CD ROM.

Steinke, E. T. 2004. Considerações sobre variabilidade e mudança climática no Distrito Federal, suas repercussões nos recursos hídricos e informação ao grande público. Tese de Doutorado, (ECO/IBUnB). Universidade de Brasília. Instituto de Biologia. Departamento de Ecologia. 201 p.

Tanco, R; Kruse,E. 2001. Prediction of seasonal water-table fluctuations in La Pampa and Buenos Aires, Argentina. *Hydrogeology Journal* 9:339–347 DOI 10.1007/s100400100143.

Todd D.K. 1967. Hidrologia de Águas Subterrâneas. Rio de Janeiro, 319 pp.

Triola, M.F. Introdução à Estatística. Sétima edição. Editora Itc. 1990. 409 p. Rio de Janeiro.

Tucci, C. E. M. 2000. Hidrologia: Ciência e Aplicação. Porto Alegre, 943 pp.

UNEP (1999). GEO-2000. United Nations Environment Programme. London and New York, Earthscan.

Vepraskasa, M.J.; Huffmanb, T.R.L.; Kreiser, G.S. 2006. Hydrologic models for altered landscapes. *Geoderma*, 131, p. 287–298.

Vieira, L.S. 1988. Manual da ciência do solo: com ênfase em solos tropicais. 2 ed. São Paulo. Agronômica Ceres. 464 p.

Winter, T.C. 1999. Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems. Hydrogeology Journal, 7:28–45.

Winter, T.C., Mallory, S.E., Allen, T.R.; Rosenberry, D.O. 2000. The use of principal component analysis for interpreting ground-water hydrographs: Ground Water, v. 38, no. 2, p. 234-246.

World Water Council (2000). World Water Vision Commission Report: A Water Secure World. Vision for Water, Life and the Environment. World Water Council <http://www.worldwatercouncil.org/Vision/Documents/>

ANEXO
Perfis litológicos dos piezômetros

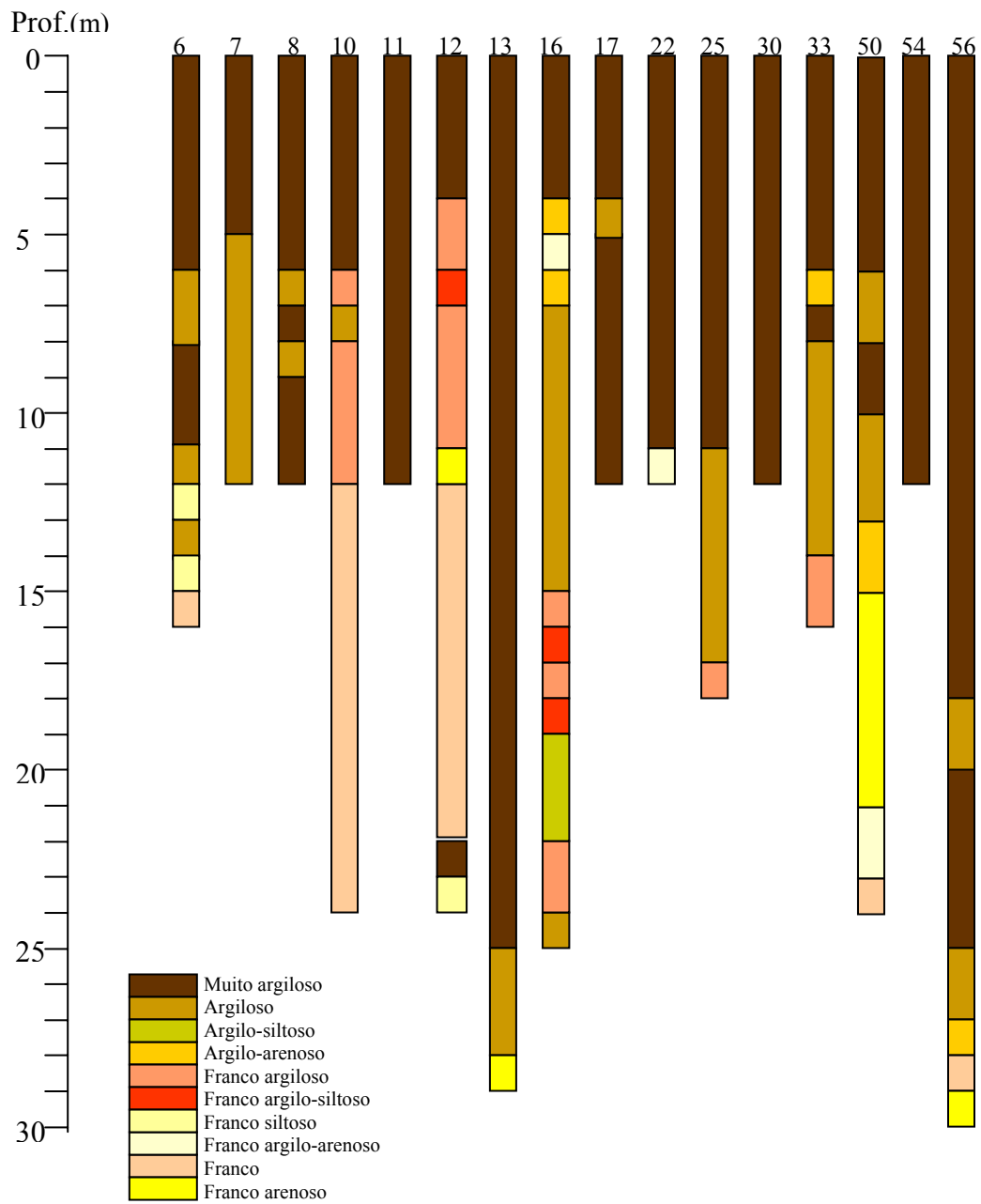


Figura 1 - Perfis litológicos dos piezômetros instalados nos sistemas aquíferos latossolos muito argilosos. Fonte: Os números acima dos perfis indicam os piezômetros correspondentes. Lousada (2005).

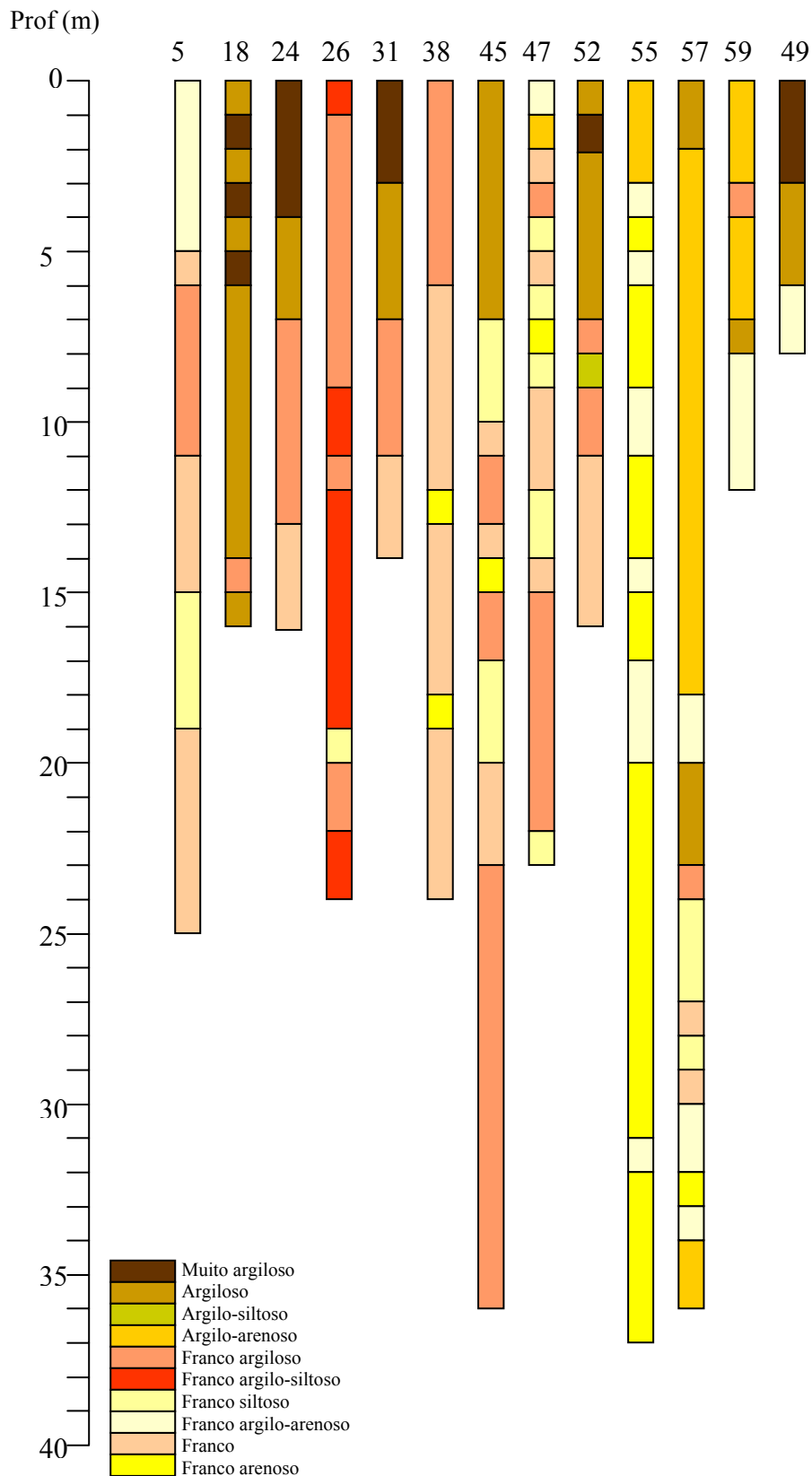


Figura 2 – Perfis litológicos dos piezômetros instalados nos sistemas aquíferos latossolos argilosos. Os números acima dos perfis indicam os piezômetros correspondentes. Fonte: Lousada (2005).

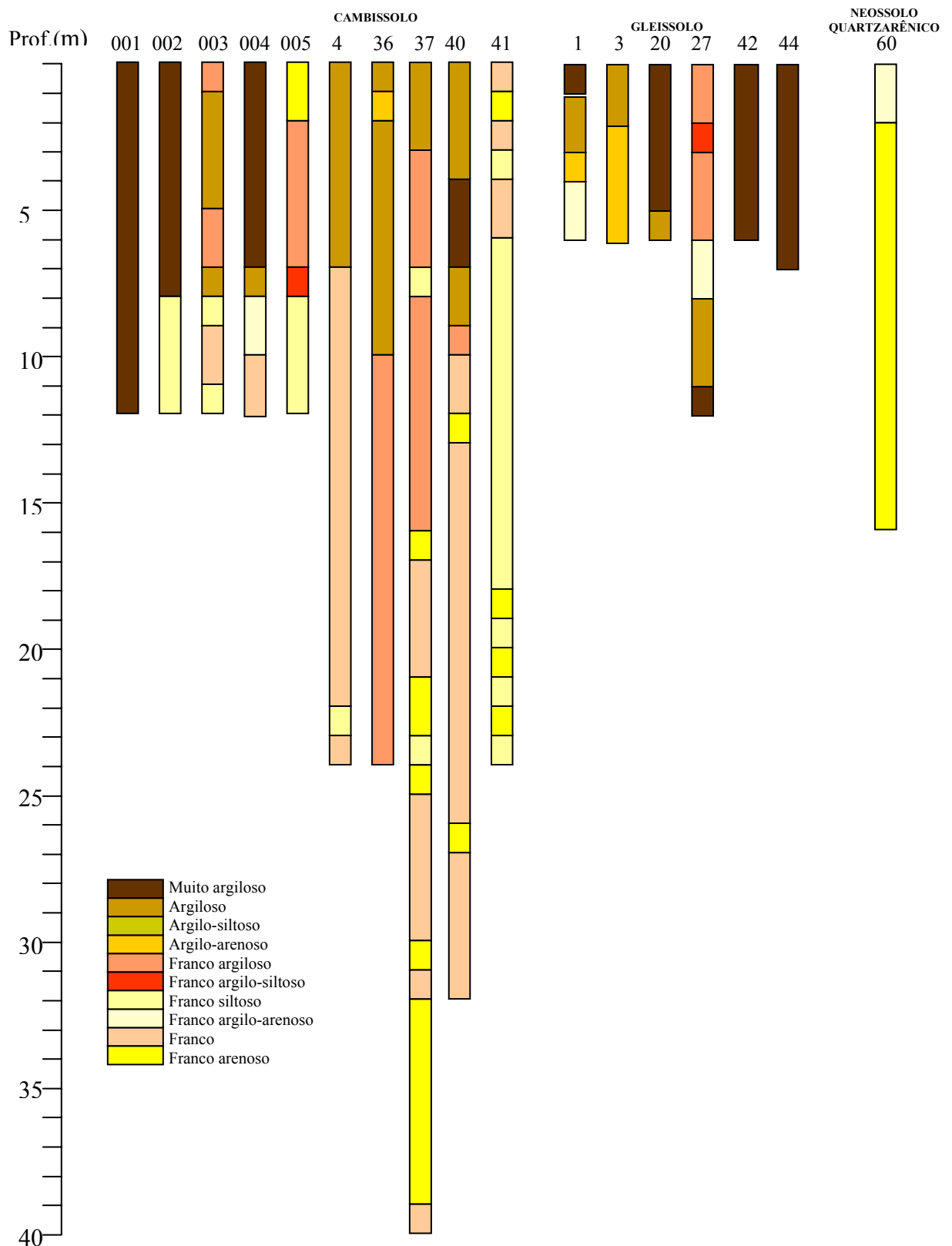


Figura 3 – Perfis litológicos dos piezômetros instalados nos sistemas aquíferos cambissolos, gleissolos e neossolos quartzarênicos. Os números acima dos perfis indicam os piezômetros correspondentes. Fonte: Lousada (2005).