

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA  
Instituto de Geociências e Ciências Exatas  
Campus de Rio Claro

**ESTUDO HIDROFACIOLÓGICO DO AQÜÍFERO RIO CLARO NO  
MUNICÍPIO DE RIO CLARO - SP**

Andresa Oliva

Orientador: Prof. Dr. Chang Hung Kiang

Tese de doutorado elaborada junto ao Curso de Pós-Graduação em Geociências - Área de Concentração em Geociências e Meio Ambiente, para obtenção do Título de Doutor em Geociências.

Rio Claro - SP  
2006

551.49 Oliva, Andresa

O48es      Estudo hidrofaciológico do aquífero Rio Claro no município de Rio Claro – SP / Andresa Oliva. – Rio Claro : [s.n.], 2006  
196 f. : il., figs., gráfs., tabs., fots., mapas

Tese (doutorado) – Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Orientador: Chang Hung Kiang

1. Águas subterrâneas. 2. Geofísica aplicada. 3. Hidrogeologia. 4. Eletrorresistividade. 5. Sondagem elétrica vertical. 6. Eletrofácies. I. Título.

COMISSÃO EXAMINADORA

---

Prof. Dr. Chang Hung Kiang (orientador)

---

Prof. Dr. Osmar Sinelli

---

Prof. Dr. Walter Malagutti Filho

---

Prof. Dr. Vagner Roberto Elis

---

Prof. Dr. Walter Eugênio de Medeiros

---

Rio Claro, 01 de novembro de 2006.

Dedico este trabalho aos meus pais, JOSÉ e OLGA,  
as minhas irmãs ADRIANA e ANDREA  
e aos meus sobrinhos Carol e Pedro.

## AGRADECIMENTOS

Às pessoas e instituições, que de alguma forma, contribuíram com o desenvolvimento deste trabalho, desejo agradecer e, em especial:

Ao Professor Dr. Chang Hung Kiang, pela dedicação e contribuição como orientador e, principalmente, pela paciência e constante apoio nos momentos mais difíceis.

À Capes, pela concessão de bolsa de doutorado.

À Professora Dra. Maria Rita Caetano Chang, pelas sugestões e análise da minuta desta tese.

Aos geólogos do Departamento de Geologia Aplicada, Antonio Celso de Oliveira Braga e Walter Malagutti Filho, pelas sugestões.

Ao Departamento de Geologia Aplicada, do IGCE - UNESP, e ao LEBAC (Laboratório de Estudo de Bacias), pelo apoio nos trabalhos de campo, cedendo o equipamento geofísico e os acessórios necessários.

Aos amigos e funcionários do Departamento de Geologia Aplicada, do IGCE - UNESP, Francisco Manuel Garcia Barrera e Cláudio Ribeiro da Silva, pelo apoio e incentivo nos trabalhos de campo.

Ao administrador da Fazenda São José, Sr. Adalberto Irineu Borges, que disponibilizou a área da fazenda para realização dos ensaios.

Ao geólogo Nilton Jorge Miyashiro da empresa Engessolos.

Aos amigos e colegas do Lebac, Cristiane Wiechmann, Eduardo de Mio, Marco Aurélio Zequim Pede, Didier Gastmans, Juliana Bogio Basso, Márcio Alberto Costa, Fernando Santos Correa, Márcia Regina Stradioto, Dagmar Carrier Neto, Flávio de Paula e Silva, Bruno Catto, Wilhelm Sauerbronn, Eliana Martins Alfaro Soto, Miguel Alfaro Soto, Joseli Tinen, e Elias Hideo Teramoto pelas sugestões e pela amizade.

Ao Professor Dr. Armando Zaupa e ao Doutorando Sérgio Sacani, da Unicamp, pelo auxílio na análise geoestatística.

Aos estagiários Daniela Schievaro de Campos e Davi Romualdo Betanho.

Ao geólogo e companheiro Ivandro Garcia, pelo incentivo na realização deste trabalho.

## SUMÁRIO

ÍNDICE.....	II
ÍNDICE DE FIGURAS.....	IV
ÍNDICE DE FOTOS .....	IX
ÍNDICE DE TABELAS .....	IX
RESUMO .....	X
ABSTRACT.....	XI
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO .....	9
3. CONCEITOS FUNDAMENTAIS E METODOLOGIA .....	29
4. HIDROFACIOLOGIA DO AQUÍFERO RIO CLARO .....	73
5. CONCLUSÕES.....	178
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	186
ANEXO A – CURVAS E DADOS OBTIDOS NAS SONDAGENS ELÉTRICAS VERTICAIS – SEV.....	A-1
ANEXO B – HISTOGRAMAS - ESCALA DE MUNICÍPIO E ESCALA DE DETALHE.....	B-1
ANEXO C – MAPAS VARIOGRÁFICOS – ESCALA DE MUNICÍPIO E ESCALA DE DETALHE.....	C-1
ANEXO D – DESCRIÇÃO DE LÂMINAS DELGADAS.....	D-1

## ÍNDICE

1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Generalidades .....	1
1.2. Objetivos.....	3
1.3. Conceituação Teórica - Eletrofácies.....	4
1.4. Contexto Hidrológico Subterrâneo do Município de Rio Claro .....	4
1.4.1. Generalidades.....	4
1.4.2. Arcabouço Mineralógico do Aquífero Rio Claro.....	6
1.4.3. Potenciometria do Aquífero Rio Claro .....	6
1.4.4. Aspectos Hidroquímicos do Aquífero Rio Claro.....	7
1.4.5. Parâmetros Hidrodinâmicos do Aquífero Rio Claro .....	8
2. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	9
2.1. Localização.....	9
2.2. Aspectos Climáticos .....	10
2.3. Hidrografia .....	12
2.4. Contexto Geomorfológico.....	13
2.5. Contexto Pedológico.....	15
2.6. Traços Tectônicos Regionais .....	16
2.7. Contexto Geológico Regional.....	17
2.7.1. Subgrupo Itararé.....	19
2.7.2. Formação Aquidauana.....	19
2.7.3. Formação Tatuí.....	20
2.7.4. Formação Irati.....	20
2.7.5. Formação Corumbataí.....	21
2.7.6. Formação Pirambóia.....	21
2.7.7. Formação Botucatu.....	22
2.7.8. Formação Serra Geral .....	22
2.7.9. Depósitos Cenozóicos .....	23
2.7.9.1. Formação Itaqueri.....	23
2.7.9.2. Formação Rio Claro .....	24
3. CONCEITOS FUNDAMENTAIS E METODOLOGIA.....	29
3.1. Considerações Gerais .....	29
3.2. Ensaio Geofísicos .....	30
3.2.1. Método da Eletrorresistividade .....	30
3.2.1.1. Porosidade e Textura das Rochas X Resistividade.....	32

3.2.2. Sondagem Elétrica Vertical.....	33
3.2.3. Imageamento Elétrico 2D e 3D.....	37
3.2.4. Interpretação de Dados Geofísicos .....	42
3.3. Levantamento Topográfico.....	46
3.4. Poços de Monitoramento.....	50
3.5. Ensaio de Permeabilidade.....	52
3.5.1. Método <i>Guelph</i> .....	53
3.5.2. Teste de Slug.....	56
3.5.3. Análise Granulométrica.....	61
3.6. Difração de Raio – X e Petrografia .....	64
3.7. Testes de Bombeamento.....	65
3.8. Cálculo de Reservas.....	66
3.9. Análise Geoestatística .....	68
4. HIDROFACIOLOGIA DO AQUÍFERO RIO CLARO .....	73
4.1. Ensaio Geofísico.....	74
4.1.1. Eletrofácies da Formação Rio Claro.....	80
4.1.2. Calibração dos Ensaio Geofísico .....	82
4.1.3. Análise Geoestatística dos Dados Obtidos nas SEVs.....	86
4.1.3.1. Resultados da Krigagem.....	107
4.1.4. Imageamento Elétrico 2D e 3D.....	136
4.2. Cálculo de Reservas.....	159
4.3. Ensaio de Permeabilidade.....	159
4.4. Arcabouço Mineralógico do Aquífero Rio Claro.....	170
4.5. Testes de Produção.....	174
5. CONCLUSÕES.....	178
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	186



## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo.....	10
Figura 2 – Dados pluviométricos dos anos de 2002, 2003, 2004 e 2005.....	11
Figura 3 – Mapa hidrográfico do Município de Rio Claro. ....	13
Figura 4 – Superfícies aplainadas e níveis planálticos (modif. de Melo, 1995).....	14
Figura 5 – Mapa geológico da bacia hidrográfica do Rio Corumbataí (modificado de CPRM, 1986; Zaine, 1994; Sousa, 1997).....	18
Figura 6 – Litofácies da Formação Rio Claro constituída por conglomerados com matriz silto-arenosa a argilosa, areia predominantemente fina com delgados leitos de argila, e seu contato com a Formação Corumbataí.....	28
Figura 7 – Definição da resistividade dos materiais. ....	31
Figura 8 – Disposição dos circuitos de emissão e recepção da técnica da SEV - Arranjo <i>Schlumberger</i> .....	36
Figura 9 – Distribuição dos eletrodos no imageamento 3D.....	39
Figura 10 – Utilização da técnica <i>roll along</i> no imageamento 2D e 3D, para ampliar a área de cobertura da pesquisa. ....	40
Figura 11 – Plotagem dos dados de campo (Arranjo Dp-Dp).....	44
Figura 12 – Princípio do posicionamento diferencial com GPS e distorções causadas pela ionosfera e troposfera (Gomes et al., 2001). ....	47
Figura 13 – Desenho esquemático do permeâmetro <i>Guelph</i> .....	54
Figura 14 – Funcionamento do permeâmetro <i>Guelph</i> (A) e o bulbo de saturação de água no solo (B). ....	55
Figura 15 – (A) <i>Slug Test</i> e (B) <i>Bail Test</i> , modificado de Sanders (1998).....	57
Figura 16 – Desenho esquemático ilustrando o teste de <i>slug</i> com os parâmetros geométricos, necessários para estimar a condutividade hidráulica pelo método de Hvorslev (1951). ....	59
Figura 17 – Desenho esquemático ilustrando o teste de <i>slug</i> , com os parâmetros geométricos necessários para estimar a condutividade hidráulica pelo método de Bouwer e Rice (1976).....	60
Figura 18 – Gráfico mostrando a relação da condutividade hidráulica com o diâmetro dos grãos de sedimentos texturalmente diferentes (Fetter, 1988). ....	63
Figura 19 – Representação gráfica da equação característica do poço. ....	66
Figura 20 – Representação gráfica dos três modelos variográficos mais utilizados (Isaaks e Srivastava, 1989). ....	71
Figura 21 – Mapa de localização das SEVs, escala de município. ....	75

Figura 22 – Mapa de localização das SEVs e dos poços de monitoramento no Campus Bela Vista da Unesp de Rio Claro, escala de detalhe.....	76
Figura 23 – Perfis descritivos do poço de monitoramento PM – 01 e da SEV – 106, da Fazenda São José.....	83
Figura 24 – Perfis descritivos do poço de monitoramento PM – 06 e da SEV – 72, do Campus da UNESP.....	84
Figura 25 – Perfis descritivos do poço de monitoramento PM – 05 e da SEV – 141, do Campus da UNESP.....	85
Figura 26 – Histograma representando assimetria positiva na escala de município....	89
Figura 27 – Histogramas representando distribuição simétrica na escala de município.....	90
Figura 28 – Histograma representando distribuição simétrica na escala de detalhe. ..	90
Figura 29 – Dois exemplos de distribuição dos pontos, onde o coeficiente de correlação é menor que 1, nas duas escalas de estudo. ....	91
Figura 30a – <i>Scatter Plots</i> das variáveis que apresentam significativa correlação, escala de município.....	92
Figura 30b – <i>Scatter Plots</i> das variáveis que apresentam significativa correlação, escala de município.....	93
Figura 30c – <i>Scatter Plot</i> das variáveis que apresentam significativa correlação, escala de município. ....	94
Figura 31a – <i>Scatter Plots</i> das variáveis que apresentam significativa correlação, escala de detalhe.....	95
Figura 31b – <i>Scatter Plot</i> das variáveis que apresentam significativa correlação, escala de detalhe.....	96
Figura 32 – <i>Scatter Plot</i> das variáveis da “soma das espessuras saturadas das diferentes eletrofácies” e a “espessura saturada da Formação Rio Claro”, escala de detalhe.....	98
Figura 33 – Mapa variográfico da variável “Cota do NA” (escala – município). ....	99
Figura 34 – Mapa variográfico da variável “Cota Topográfica” (escala – município). ..	99
Figura 35 – Mapa variográfico da variável “Cota do topo da Formação Corumbataí” (escala – município).....	100
Figura 36 – Mapa variográfico da variável “Cota do NA” (escala – detalhe). ....	101
Figura 37 – Mapa variográfico da variável “Espessura total da Formação Rio Claro” (escala – detalhe). ....	101
Figura 38 – Exemplo de ajuste com a primeira bissetriz, após escolha da vizinhança.....	102
Figura 39a – Modelos variográficos (escala – município). ....	103

Figura 39b – Modelos variográficos (escala – município). .....	104
Figura 40a – Modelos variográficos bidirecionais (escala – detalhe). .....	104
Figura 40b – Modelos variográficos (escala – detalhe). .....	105
Figura 40c – Modelos variográficos (escala – detalhe). .....	106
Figura 41 – Mapa de iso-espessuras da Formação Rio Claro. ....	108
Figura 42 – Mapa de iso-valores de cota do topo da Formação Corumbataí e sua superfície 3D. ....	110
Figura 43 – Mapa de iso-espessuras da zona saturada da Formação Rio Claro. ....	112
Figura 44 – Mapa de iso-espessuras do primeiro nível geolétrico saturado da Formação Rio Claro. ....	113
Figura 45 – Mapa de iso-resistividades do primeiro nível geolétrico saturado, correlacionado às possíveis eletrofácies. ....	114
Figura 46 – Sondagem elétrica e correspondente modelo geolétrico para a SEV 72. ....	115
Figura 47 – Sondagens elétricas e correspondentes modelos geolétricos para as SEVs 32 e 70. ....	115
Figura 48 – Mapa de valores de resistência transversal do primeiro nível geolétrico saturado. ....	117
Figura 49 – Mapa mostrando a superposição das variáveis resistência transversal do primeiro nível geolétrico saturado e espessura do primeiro nível geolétrico saturado. ....	118
Figura 50 – Mapa de iso-espessuras da zona não-saturada da Formação Rio Claro. ....	119
Figura 51 – Mapa potenciométrico do Aquífero Rio Claro. ....	121
Figura 52 – Bloco diagrama da superfície topográfica e da potenciométrica. ....	122
Figura 53 – Mapa de iso-espessuras da Formação Rio Claro – escala de detalhe. ...	123
Figura 54 – Mapa de iso-valores de cota do topo da Formação Corumbataí e sua superfície 3D – escala de detalhe. ....	125
Figura 55 – Mapa de iso-espessuras da zona saturada da Formação Rio Claro – escala de detalhe. ....	127
Figura 56 – Mapa de iso-espessuras do primeiro nível geolétrico saturado da Formação Rio Claro – escala de detalhe. ....	128
Figura 57 – Mapa de iso-resistividades do primeiro nível geolétrico saturado, correlacionado às possíveis eletrofácies – escala de detalhe. ....	129
Figura 58 – Mapa de valores de iso-resistência transversal do primeiro nível geolétrico saturado – escala de detalhe. ....	132

Figura 59 – Mapa mostrando a superposição das variáveis resistência transversal do primeiro nível geométrico saturado e espessura do primeiro nível geométrico saturado – escala de detalhe.....	133
Figura 60 – Mapa de iso-espessuras da zona não-saturada da Formação Rio Claro – escala de detalhe.....	134
Figura 61 – Mapa potenciométrico do Aquífero Rio Claro – escala de detalhe. ....	135
Figura 62 – Bloco diagrama da superfície topográfica e da potenciométrica – escala de detalhe.....	136
Figura 63 – Mapa de localização dos ensaios de imageamento elétrico 2D e 3D....	137
Figura 64 – Linhas de imageamento elétrico 2D executadas com Arranjo <i>Wenner</i> ...	139
Figura 65 – Linhas de imageamento elétrico 2D executadas com Arranjo <i>Schlumberger</i> . ....	140
Figura 66 – Ilustração de Loke (2001), mostrando a pouca convergência dos dados.....	141
Figura 67 – Resultado do imageamento elétrico 2D – Campo de Futebol.....	142
Figura 68 – Resultado do imageamento elétrico 3D – Campo de Futebol, imagem frontal, posterior e de baixo. ....	143
Figura 69 – Resultado do imageamento elétrico 3D – Campo de Futebol, representando a eletrofácies silto-arenosa (A), areno-siltosa (B) e arenosa (C) da Formação Rio Claro.....	144
Figura 70 – Imagens em <i>slice</i> na direção Z e <i>slice</i> dinâmico – Campo de Futebol. ..	145
Figura 71 – Resultado do imageamento elétrico 2D – Quadras de Esporte. ....	147
Figura 72 – Resultado do imageamento elétrico 3D – Quadras de Esporte, imagem frontal e posterior.....	148
Figura 73 – Resultado do imageamento elétrico 3D – Quadras de Esporte, representando a eletrofácies silto-argilosa (A), silto-arenosa (B), areno-siltosa (C) e arenosa (D) da Formação Rio Claro e o siltito e argilito da Formação Corumbataí... ..	149
Figura 74 – Imagens em <i>slice</i> na direção Z e <i>slice</i> dinâmico – Quadras de Esporte. 150	
Figura 75a – Resultado do imageamento elétrico 2D – Prédios dos Departamentos de Geologia. ....	152
Figura 75b – Resultado do imageamento elétrico 2D – Prédios dos Departamentos de Geologia. ....	153
Figura 76 – Resultado do imageamento elétrico 3D – Prédios dos Departamentos de Geologia, imagem frontal e posterior.....	154
Figura 77 – Resultado do imageamento elétrico 3D – Prédios dos Departamentos de Geologia, representando a eletrofácies silto-argilosa (A), silto-arenosa (B), areno-siltosa (C) e arenosa (D e E) da Formação Rio Claro.....	155

Figura 78 – Imagens em <i>slice</i> na direção Z e <i>slice</i> dinâmico – Prédios dos Departamentos de Geologia.....	156
Figura 79 – Mapa de localização dos poços de monitoramento e seus respectivos perfis.....	158
Figura 80 – Análises granulométricas das amostras do poço de monitoramento PM – 06.....	161
Figura 81 – Gráfico referente ao teste de <i>Slug</i> , realizado no poço de monitoramento PM – 01 (Fazenda São José).....	163
Figura 82 – Gráfico referente ao teste de <i>Slug</i> , realizado no poço de monitoramento PM – 03 (Fazenda São José).....	163
Figura 83 – Gráfico referente ao teste de <i>Slug</i> , realizado no poço de monitoramento PM – 05 (Campus da UNESP).....	164
Figura 84 – Gráfico referente ao teste de <i>Slug</i> , realizado no poço de monitoramento PM – 07 (Campus da UNESP).....	164
Figura 85 – Gráfico de barras comparando os valores de condutividade hidráulica obtidos por meio dos métodos de <i>Hvorslev</i> e <i>Bouwer &amp; Rice</i> nos poços de monitoramento.....	166
Figura 86 – Mapa de localização dos ensaios de permeabilidade pelo método <i>Guelph</i> .....	168
Figura 87 – Difrátogramas – Fração Total das amostras coletadas do poço de monitoramento PM – 06, Campus da UNESP (intervalo de 0,5 a 15,5 m).....	171
Figura 88 – Difrátogramas – Fração Argila das amostras coletadas do poço de monitoramento PM – 06, Campus da UNESP (intervalo de 0,5 a 15,5 m).....	172
Figura 89 – Composição dos arenitos da Formação Rio Claro em Diagrama de Folk (1968).....	174
Figura 90 – Gráfico de rebaixamento por tempo do poço PM – 05.....	176
Figura 91 – Gráfico de rebaixamento por vazão, mostrando a curva característica do poço PM – 05.....	176
Figura 92 – Gráfico de rebaixamento por tempo do poço PM – 08.....	177
Figura 93 – Gráfico de rebaixamento por vazão, mostrando a curva característica do poço PM – 08.....	177

## ÍNDICE DE FOTOS

Foto 1 – Conjuntos transmissor e receptor (aparelho da marca <i>Bison</i> ), bobinas, cabos e eletrodos utilizados na realização dos ensaios geofísicos. ....	34
Foto 2 – Cabo multi-eletrodo. ....	38
Foto 3 – Resistivímetro Super Sting R8 IP. ....	42
Foto 4 – Detalhe do DGPS, com antena e receptor. ....	49
Foto 5 – Detalhe das conexões a serem realizadas antes da utilização do DGPS. ....	49
Foto 6 – Detalhe da sonda roto-percussora ( <i>hollow stem auger</i> ) sobre o caminhão, em operação no Campus da UNESP. ....	50
Foto 7 – Acabamento do poço de monitoramento. ....	52
Foto 8 – Foto em frente ao Lebac ilustrando o acúmulo de água de chuva mantido pela eletrofácies silto-argilosa, presente nesta porção. ....	130

## ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 – Identificação dos ensaios geofísicos executados em escala de município. ....	77
Tabela 2a – Identificação dos ensaios geofísicos executados em escala de detalhe. ....	78
Tabela 2b – Identificação dos ensaios geofísicos executados em escala de detalhe. ....	79
Tabela 3 – Modelo geoeletrico final. ....	81
Tabela 4a – Estatística básica das variáveis obtidas nas SEVs em escala de município. ....	87
Tabela 4b – Estatística básica das variáveis obtidas nas SEVs em escala de município. ....	87
Tabela 5a – Estatística básica das variáveis obtidas nas SEVs em escala de detalhe. ....	88
Tabela 5b – Estatística básica das variáveis obtidas nas SEVs em escala de detalhe. ....	88
Tabela 6 – Valores de condutividade hidráulica obtidos pelo método de <i>Shepherd</i> , para amostras coletadas do poço de monitoramento PM – 06 no Campus da UNESP. ....	160
Tabela 7 – Profundidade do nível d’água (NA) e dados construtivos dos poços de monitoramento. ....	165
Tabela 8 – Valores de condutividade hidráulica obtidos por meio de testes de <i>Slug</i> , utilizando métodos de <i>Hvorslev</i> e de <i>Bouwer &amp; Rice</i> . ....	165
Tabela 9 – Valores de condutividade hidráulica obtidos por meio do método <i>Guelph</i> . ....	169
Tabela 10 – Dados das análises modais das amostras da Formação Rio Claro. ....	173
Tabela 11 – Dados do teste de bombeamento realizado no poço PM – 05. ....	175
Tabela 12 – Dados do teste de bombeamento realizado no poço PM – 08. ....	175

## RESUMO

São aqui apresentados os resultados de pesquisa desenvolvida no Aquífero Rio Claro, constituído pelos sedimentos cenozóicos da Formação Rio Claro, que recobre extensa área do município homônimo no estado de São Paulo. O objetivo central desta pesquisa é a caracterização hidrofaciológica do Aquífero Rio Claro, no Município de Rio Claro, por meio da utilização de métodos geofísicos. Para tanto, foi aplicado o método geoeletrico da eletroresistividade, utilizando as técnicas de sondagem elétrica vertical e imageamento elétrico 2D e 3D, em escala de município e de detalhe (Campus Bela Vista da Unesp de Rio Claro). Por meio de levantamento geofísico foi possível identificar e delimitar as litofácies que constituem o aquífero, de maneira a estabelecer uma subdivisão das unidades geoeletricas. Com base nesta subdivisão, foram elaborados mapas de resistividade em escalas de município e de detalhe, com intuito de verificar a distribuição espacial das eletrofácies presentes no Aquífero Rio Claro, na zona saturada. Foram elaborados ainda mapas de iso-espessuras do Aquífero Rio Claro e de cota do topo da Formação Corumbataí. Os dados obtidos com as SEVs passaram por tratamento geoestatístico, que possibilitou o aprofundamento de análises interpretativas quanto aos modelos de distribuição e correlações. A partir de dados extraídos de poços de monitoramento, foram definidas as propriedades hidráulicas do aquífero, por meio de testes de *Slug*, análise granulométrica e testes de produção; condutividade hidráulica na zona não-saturada foi obtida por meio do método *Guelph*. Os dados geofísicos revelam que a eletrofácies arenosa da Formação Rio Claro abrange grande parte da área; a silto-arenosa e a silto-argilosa estão distribuídas aleatoriamente, e que existe ampla variação na espessura da Formação Rio Claro, caracterizando um substrato bastante irregular.

## **ABSTRACT**

Results are presented for research carried out in the Rio Claro Aquifer constituted by Cenozoic sediments of the Rio Claro Formation that recovers extensive area of the homonym city in the state of São Paulo. The main objective of this research is hydrofacies characterization of the Rio Claro Aquifer, using geophysical methods. Electrical resistivity method was applied using vertical electric sounding (VES) and 2D and 3D imaging techniques, in municipal scale and detail scale (Campus of Unesp). Using geophysical survey was possible to identify and to delimit lithofacies that constitute the aquifer, in order to establish a subdivision of the geoelectrics units. This subdivision was used to construct maps of resistivity in detail and municipal scales, aiming to verify the spatial distribution of the electrofacies in saturated zone of the Rio Claro Aquifer. Maps of iso-thicknesses of the Rio Claro Aquifer and of the elevation of the top of the Corumbataí Formation were made. The VES data underwent geoestatistical analysis that made possible a careful study of interpretative analysis and statistical correlations. Using data extracted from the monitoring wells, the hydraulic properties of the aquifer were obtained, through slug tests, granulometric analysis and production tests; hydraulic conductivity in non-saturated zone was determined using Guelph permeameter. The geophysical data show that arenaceous electrofacies of the Rio Claro Formation covers large part of the area; the silt-arenaceous and silt-argillaceous electrofacies have random distribution, and there is a broad variation in the thickness of the Rio Claro Formation, characterizing an irregular substratum.



## 1. INTRODUÇÃO

### 1.1. Generalidades

A hidrogeologia é uma área de estudo que trata das águas da Terra: sua ocorrência, circulação e distribuição, suas propriedades físicas e químicas, e suas interações com o meio ambiente, incluindo suas relações com os seres vivos.

A disponibilidade, o uso e o controle dos recursos hídricos se tornaram uma preocupação constante ao longo da história, acentuando-se com a intensa urbanização e industrialização dos processos de produção a partir do século XX. O crescimento econômico, acompanhado de forte explosão demográfica, fez com que muitas regiões no mundo se defrontassem com disponibilidades hídricas insuficientes.

Segundo dados da Organização das Nações Unidas (ONU), atualmente cerca de 1,2 bilhão de pessoas continuam excluídas da cota mínima de água e, em 20 anos, a quantidade média de água disponível para cada indivíduo será reduzida a um terço.

Focalizando o caso do Brasil, dados da Agência Nacional de Águas (ANA) apontam que este país possui 18% de todos os recursos hídricos superficiais do planeta. Calcula-se que existam 112 bilhões de m<sup>3</sup> de água subterrânea, sendo 35% a 40% da população brasileira usuários deste recurso.

Tendo em vista este quadro, torna-se necessária a realização de estudos mais detalhados sobre aquíferos exploráveis, visando principalmente melhorar seu uso.

A Bacia do Paraná encontra-se na parte meridional do território brasileiro, com área de cerca de 1,1 milhões de km<sup>2</sup>. Com formato alongado na direção NNE-SSW, tem aproximadamente 1750 km de comprimento e largura média de 900 km. Os valores máximos de espessura de rochas sedimentares e vulcânicas, se somados, ultrapassam 6000 m (ZALÁN et al., 1990). Esta bacia sedimentar possui aquíferos de grande importância econômica, como por exemplo, os sistemas aquíferos Guarani (formações Botucatu e Pirambóia), Bauru, Itararé e Serra Geral.

Localizado na porção Sudeste do Brasil, o Município de Rio Claro (SP) tem a exploração de águas subterrâneas implementada principalmente em rochas do Subgrupo Itararé. Na região, esta unidade litoestratigráfica encontra-se relativamente profunda (de 200 a 500 m) e se caracteriza por apresentar baixa produtividade. Além disso, em porções mais profundas, apresenta alta salinidade (aproximadamente 1000 ppm), comprometendo sua qualidade.

Esses fatores, somados ao incremento na demanda do abastecimento doméstico, industrial e agropecuário na região de Rio Claro, conduziram várias

empresas do município a utilizarem água subterrânea extraída de arenitos da Formação Rio Claro, assentados sobre os siltitos e lamitos da Formação Corumbataí.

Os arenitos da Formação Rio Claro, intercalados com finas camadas argilosas, constituem um aquífero raso pouco espesso (aproximadamente 30 m), ou seja, suas características hidráulicas (variáveis físicas, distribuição espacial, hidrogeoquímica, etc) estão íntima e diretamente subordinadas às condições pluviométricas (águas pluviais) na zona de recarga.

O Aquífero Rio Claro atende de maneira satisfatória à demanda atual, mas um incremento muito elevado na exploração deste aquífero, no entanto, pode gerar problemas no suprimento de água. Por este motivo, faz-se necessária a realização de estudo mais detalhado deste aquífero, com vistas a possibilitar a gestão adequada desta reserva de água subterrânea, minimizando a exploração predatória e ampliando o uso sustentável ou mais racional de seu potencial. Para tanto, é necessária a elaboração de inventário especializado que permita determinar as características hidrofaciológicas e os fatores de fluxo de águas subterrâneas, tais como mapas potenciométrico, de resistividade (que possibilitarão a identificação de fácies arenosas e argilosas) e de espessuras das fácies que constituem este aquífero.

A qualidade precária das informações extraídas dos relatórios de poços e, principalmente, a insuficiência de dados, devido à carência de poços cadastrados no Aquífero Rio Claro, dificultam a execução de um inventário que estabeleça uma correlação entre os aspectos litológicos e o potencial hídrico do aquífero.

Com vistas a solucionar este problema, procedeu-se ao levantamento geofísico, utilizando o método geoeletrico, por meio das técnicas de sondagem elétrica vertical e de imageamento elétrico bidimensional (2D) e tridimensional (3D).

Os métodos geofísicos são amplamente utilizados em estudos relacionados ao mapeamento geológico e à prospecção mineral. Desde a década de 70, vêm sendo também utilizados em estudos voltados à prevenção e ao monitoramento de aspectos relativos à poluição ambiental. Nas últimas décadas, com a evolução tecnológica dos equipamentos geoeletricos, esta ferramenta vem aumentando seu espectro de aplicação por se tratar de técnica de baixo custo, versátil e com procedimentos de interpretações bem estabelecidos, por meio de programas computacionais, e que possibilitam interpretações quantitativas.

No Brasil, um grande número de trabalhos científicos foi publicado em diversas áreas, tais como geologia básica e geotecnia (DAVINO, 1970; MALAGUTTI, 1991; BRAGA, 1997; IRITAMI, 1993; SILVA 1999), geologia ambiental (ELIS, 1998, SHIRAIWA et al., 2001) e hidrogeologia (CUTRIM et al., 2001).

A eletrorresistividade é um método geométrico utilizado no mundo inteiro, nas mais variadas áreas de conhecimento. Baseado na determinação da resistividade elétrica de diferentes tipos de materiais geológicos, este método tem origem no século XVIII com a descoberta da resistividade das rochas por Gray e Wheeler (1720 apud ORELLANA, 1972), e da condutividade do solo por Watson, em 1971 (apud ORELLANA, 1972).

Dentre as técnicas estabelecidas no método da eletrorresistividade, as de sondagem elétrica vertical e imageamento elétrico 2D e 3D foram escolhidas para este trabalho, principalmente devido ao detalhamento que se deseja alcançar, uma vez que seria inviável economicamente perfurar um número elevado de poços de monitoramento para obtenção dos dados necessários a este estudo.

Inicialmente, este trabalho englobou o estudo de eletrofácies da Formação Rio Claro em escala do município homônimo, obtendo resultados satisfatórios, mas sem o detalhamento indispensável para precisar certas características da unidade, como, por exemplo, suas variações litofaciológicas. Considerando este aspecto, o estudo passou a uma escala de maior detalhe. A área escolhida para essa escala de detalhe foi o Campus Bela Vista da UNESP de Rio Claro, por possuir uma área livre bem ampla, possibilitando a distribuição de sondagens elétricas verticais (SEVs) em malhas de 20 x 20 m.

Desta maneira, este trabalho permitiu reunir um grande número de dados de SEVs, que possibilitou a identificação das litofácies presentes na Formação Rio Claro e, também, a determinação do potencial hídrico do Aquífero Rio Claro, visando subsidiar propostas para o uso adequado deste recurso hídrico.

## **1.2. Objetivos**

O objetivo principal deste estudo é a caracterização hidrofaciológica do Aquífero Rio Claro, no Município de Rio Claro – SP, por meio da utilização de métodos geofísicos.

Para tanto, foi aplicado o método geométrico da eletrorresistividade, utilizando as técnicas de sondagem elétrica vertical e imageamento elétrico 2D e 3D, no estudo do Aquífero Rio Claro.

Por meio de extenso levantamento geofísico foi possível a identificação e a delimitação de litofácies que constituem o aquífero, de maneira a estabelecer uma subdivisão das unidades geométricas. Com base nesta subdivisão, foram elaborados mapas de resistividade em escalas de município e de detalhe, com intuito de verificar

a distribuição espacial das eletrofácies presentes no Aquífero Rio Claro, na zona saturada.

Além destas informações, foram elaborados ainda mapas de iso-espessuras do Aquífero Rio Claro e de cota do topo da Formação Corumbataí. Vale ressaltar que estes mapas foram elaborados após tratamento geoestatístico dos dados, visando maior fidelidade à realidade.

As SEVs foram calibradas com dados de investigação direta, obtidos de poços de monitoramento. A partir de dados extraídos desses poços, foram definidas as propriedades hidráulicas do aquífero. Os dados geofísicos, juntamente com os obtidos por meio da determinação das propriedades hidráulicas do aquífero, possibilitaram a determinação do potencial hídrico do Aquífero Rio Claro.

### **1.3. Conceituação Teórica - Eletrofácies**

O termo fácies foi introduzido por Gressly (1838, apud READING, 1986) para referir-se a um corpo rochoso com características específicas. Atualmente é empregado com conotações distintas: quando baseado em características litológicas – litofácies; com base na identificação de processos e ambientes formadores das rochas – fácies genéticas; ou relacionado a fatores genéticos tectônicos – tectonofácies.

A partir do momento que se introduz uma corrente elétrica conhecida no subsolo, por meio de um conjunto transmissor, e se obtém valores de resistividade para diferentes tipos rochosos, diferenciados pela natureza (processos e ambientes deposicionais) e pelo estado de saturação de água do material, pode-se distinguir diferentes eletrofácies, cujas especificações permitem identificar litofácies correspondentes, com certa margem de segurança.

## **1.4. Contexto Hidrológico Subterrâneo do Município de Rio Claro**

### **1.4.1. Generalidades**

Com base no esboço da distribuição espacial dos sistemas aquíferos definidos pelo DAEE (1981), a cidade de Rio Claro está assentada sobre os grupos Passa Dois e Tubarão, rochas intrusivas básicas e sedimentos da Formação Rio Claro.

As zonas aquíferas que ocorrem no Grupo Passa Dois armazenam água tanto em porosidade de interstícios como em fissuras, dependendo da litologia e situação estrutural local. Segundo o Relatório de Situação dos Recursos Hídricos das Bacias Hidrográficas dos Rios Piracicaba, Capivari e Jundiaí – UGRHI-5, a espessura das zonas aquíferas do Grupo Passa Dois é de aproximadamente 220 m. A capacidade

específica varia de 0,01 a 1,00 m<sup>3</sup>/h/m, a transmissividade está abaixo de 10 m<sup>2</sup>/dia, a permeabilidade aparente altera entre 0,001 a 0,2 m/dia e a vazão é de 10 m<sup>3</sup>/h.

O contexto hidrológico do Município de Rio Claro é representado por dois sistemas principais de águas subterrâneas. O primeiro consiste em um aquífero livre, pouco profundo, com vazão entre 5 m<sup>3</sup>/h e 25 m<sup>3</sup>/h, constituído pelos materiais pouco consolidados da Formação Rio Claro, tema do presente trabalho. Dados obtidos também no Relatório de Situação dos Recursos Hídricos das Bacias Hidrográficas dos Rios Piracicaba, Capivari e Jundiá – UGRHI-5 mostram que a espessura deste aquífero é de aproximadamente 30 m, a transmissividade varia de 2 a 50 m<sup>2</sup>/dia, a permeabilidade aparente é menor que 2 m/dia e a capacidade específica altera entre 0,1 a 5 m<sup>3</sup>/h/m. O segundo sistema é composto por sedimentos do Grupo Tubarão, mais especificamente da Formação Tatuí e do Subgrupo Itararé. Os sedimentos do Subgrupo Itararé constituem um aquífero confinado, com profundidades que variam em torno de 200 m, com vazão entre 20 m<sup>3</sup>/h e 37 m<sup>3</sup>/h, transmissividade entre 0,3 e 40 m<sup>2</sup>/dia, permeabilidade aparente variando entre 0,002 e 0,7 m/dia e capacidade específica entre 0,03 e 6 m<sup>3</sup>/h/m.

Além desses sistemas aquíferos, ocorre também uma ampla distribuição, na região, de rochas intrusivas básicas de diversas formas (mais comumente diques e sills), que compõem o Aquífero Serra Geral. Corpos profundos de diabásio contêm água em suas fraturas, com vazão entre 5 m<sup>3</sup>/h e 30 m<sup>3</sup>/h.

As águas subterrâneas de todos esses aquíferos apresentam em geral boa qualidade, permitindo sua utilização, normalmente sem restrições, para o abastecimento público, usos industriais, criação de animais e irrigação.

À exceção das zonas restritas mais profundas do Aquífero Tubarão ou Itararé e de áreas localizadas do Aquífero Passa Dois, a mineralização da água subterrânea é baixa, possivelmente devido às altas taxas pluviométricas regionais, aos tipos litológicos pouco solúveis predominantes nos aquíferos e ao rápido escoamento da água pela zona saturada.

Com relação à classificação química das águas subterrâneas, o elemento químico predominante no Aquífero Tubarão ou Itararé é o sódio. Secundariamente, ocorre o íon magnésio e ocorrências localizadas de águas sulfatadas cálcicas e cloretadas cálcicas. O Aquífero Passa Dois apresenta uma classificação variada entre todos os diferentes tipos hidroquímicos citados (RELATÓRIO “0 – CBH - PCJ”, 1999).

#### **1.4.2. Arcabouço Mineralógico do Aquífero Rio Claro**

O Aquífero Rio Claro é constituído por arenitos da Formação Rio Claro, intercalados com finas camadas argilosas, responsáveis por aquíferos suspensos localizados. Esse aquífero, na área de estudo, é sotoposto pelos siltitos e argilitos da Formação Corumbataí, subjacente à Formação Rio Claro.

Dados obtidos de descrição de amostras de afloramentos e análise granulométrica indicam que os arenitos da Formação Rio Claro possuem granulometria que variam de areia fina à média. Alguns desses arenitos apresentam alto teor de argilas, outros são conglomeráticos, coerentes com sua sedimentação em ambiente fluvial, no qual os níveis mais argilosos correspondem a planícies de inundação e os níveis conglomeráticos aos canais (OLIVA, 2002).

Análises de microscopia ótica de lâminas delgadas e de difratometria de raio-X realizadas em amostras da Formação Rio Claro mostram que o principal constituinte detrítico do arcabouço dos arenitos da Formação Rio Claro é quartzo (OLIVA, 2002). Os feldspatos, ausentes nas amostras descritas, provavelmente sofreram diagênese, lixiviação e transformação para argilo-minerais, juntando-se à matriz argilosa e compondo uma pseudo-matriz; o mineral acessório mais abundante identificado é a ilmenita; a matriz é constituída por cutículas de argila, de composição caulínica, que envolvem os cristais de quartzo e preenchem os poros (OLIVA, 2002).

Segundo Ferreira (2005), os solos da Formação Rio Claro são constituídos de material areno-argiloso e cascalhos, sendo que a classe textural predominante é a de areia fina, com classificação textural franco arenosa e franco argilo-arenosa. Também são encontrados fragmentos de laterita laminares retrabalhadas. Pela fluorescência de raio-X, realizada em 43 amostras de solo da Formação Rio Claro, Ferreira (2005) identificou a presença de mais de 60% de sílica e valores representativos de alumínio e ferro.

#### **1.4.3. Potenciometria do Aquífero Rio Claro**

Com a realização do cadastramento prévio dos poços existentes no Aquífero Rio Claro, observou-se escassez de poços e de dados confiáveis sobre os existentes. Além disto, a maioria dos poços perfurados está localizada no distrito industrial do Município de Rio Claro, nas proximidades da Avenida Brasil, e distanciam entre si em média 1,5 km.

Dessa forma, não seria plausível elaborar o mapa potenciométrico do Aquífero Rio Claro (Município de Rio Claro) segundo os procedimentos clássicos descritos por

Castany (1975), que utilizam dados de nível d'água medidos em poços com uma melhor distribuição em área.

Devido a esses fatores, Oliva (2002) optou pela elaboração do mapa potenciométrico do Aquífero Rio Claro apenas utilizando sondagens elétricas verticais (SEVs), que permitiu delimitar zonas de recarga e descarga das águas subterrâneas locais e as direções preferenciais de fluxo d'água subterrâneo. Toda porção central da Formação Rio Claro no município homônimo foi considerada globalmente como uma área de recarga, onde as águas pluviais infiltram no solo e se deslocam em subsuperfície, declive abaixo, seguindo, grosso modo, a topografia, ocorrendo áreas de descarga somente próximo ao contato basal da formação.

A realização de novas SEVs em períodos semelhantes às realizadas por Oliva (2002), juntamente com o tratamento geoestatístico desses dados ajudaram a refinar o trabalho. Os novos resultados serão abordados em capítulos posteriores.

#### **1.4.4. Aspectos Hidroquímicos do Aquífero Rio Claro**

Estudos da composição das águas subterrâneas e de mananciais são de fundamental importância para o uso adequado destes recursos hídricos, sobretudo no Município de Rio Claro, com crescente adensamento populacional e industrial e com a exploração de água de um aquífero raso (prevalecem profundidades de nível d'água inferiores a 25 m).

Dessa forma, é aqui apresentada uma síntese das características hidroquímicas das águas subterrâneas do Aquífero Rio Claro, das águas superficiais e das águas de chuva, que infiltram em subsuperfície, interagem com o substrato sedimentológico e recarregam o aquífero em questão.

Amostras de poços e nascentes que representam o Aquífero Rio Claro apresentam pH variando de 5,16 a 7,70. A maioria apresenta pH entre 6 e 7, refletindo o caráter neutro a levemente ácido das águas. A análise físico-química destas águas permitiu sua classificação como bicarbonatadas cálcicas magnesianas e bicarbonatadas sódicas (OLIVA, 2002). Segundo Bonotto e Mancini (1992), estas águas são classificadas como bicarbonatadas cálcicas magnesianas.

Segundo Oliva (2002) o Aquífero Rio Claro já mostra sinais de contaminação por esgoto doméstico (teores altos de nitrato e cloreto) e contaminação industrial (presença de sulfato).

O pH das águas superficiais varia de 9,5 a 5, porém a média situa-se em torno de 6,3. As águas de chuva possuem um pH moderadamente ácido (5,7), devido à incorporação de dióxido de carbono da atmosfera (STRADIOTO, 2004). As águas de chuvas, no Município de Rio Claro, são classificadas predominantemente como

bicarbonatadas cálcicas magnesianas; algumas amostras foram classificadas como cloretadas sódicas e bicarbonatadas sódicas. As amostras de águas superficiais, no Município de Rio Claro, apresentam as mesmas classificações das amostras de águas de chuva (STRADIOTO, 2004).

Com base nos trabalhos de Oliva (2002) e Stradioto (2004), conclui-se que os corpos de água (nascentes e lagoas) e o Aquífero Rio Claro (água subterrânea), são abastecidos por águas pluviais, o que é condizente com um modelo geoquímico de intensa lixiviação, associado à alta pluviosidade.

#### **1.4.5. Parâmetros Hidrodinâmicos do Aquífero Rio Claro**

Não existem trabalhos anteriores que tratem dos parâmetros hidrodinâmicos do Aquífero Rio Claro no âmbito do município homônimo.

Por este motivo, é intuito desta pesquisa realizar testes de aquífero em alguns poços perfurados durante o desenvolvimento da pesquisa, para determinação da vazão e do rebaixamento específico do aquífero em questão, além de ensaios de permeabilidade por meio dos métodos *Guelph* (permeâmetro *Guelph*), *Hazen*, *Shepherd* (análise granulométrica) e *Slug*, para determinar a condutividade hidráulica.

Estes dados, juntamente com os obtidos por meio das SEVs, permitiram uma avaliação preliminar das reservas permanentes, reguladoras e totais, segundo as metodologias usuais e de cunho geral, ou seja, buscando tão somente a ordem de grandeza destas reservas, no que se refere à porção central do Aquífero Rio Claro.



## **2. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO**

### **2.1. Localização**

A área da presente pesquisa compreende cerca de 95,7 km<sup>2</sup> e está localizada no centro-leste do Estado de São Paulo, na Depressão Periférica Paulista (unidade geomorfológica representada por área rebaixada, com altitudes de 500 a 700 m).

O Município de Rio Claro é circundado, num raio aproximadamente de 30 km, pelos municípios de Corumbataí e Leme, a Norte, Piracicaba e Iracemápolis, a Sul, Araras e Santa Gertrudes, a Leste, Ipeúna e Itirapina, a Oeste. Inclui ainda os distritos Assistência e Ajapi e os bairros rurais Batovi e Ferraz.

A cidade de Rio Claro dista 173 km da capital paulista, com ligação pelo sistema Anhanguera-Bandeirantes e rodovia Washington Luiz.

A Figura 1 mostra a localização da área estudada no contexto geográfico da América do Sul, da Bacia do Paraná e do Estado de São Paulo.

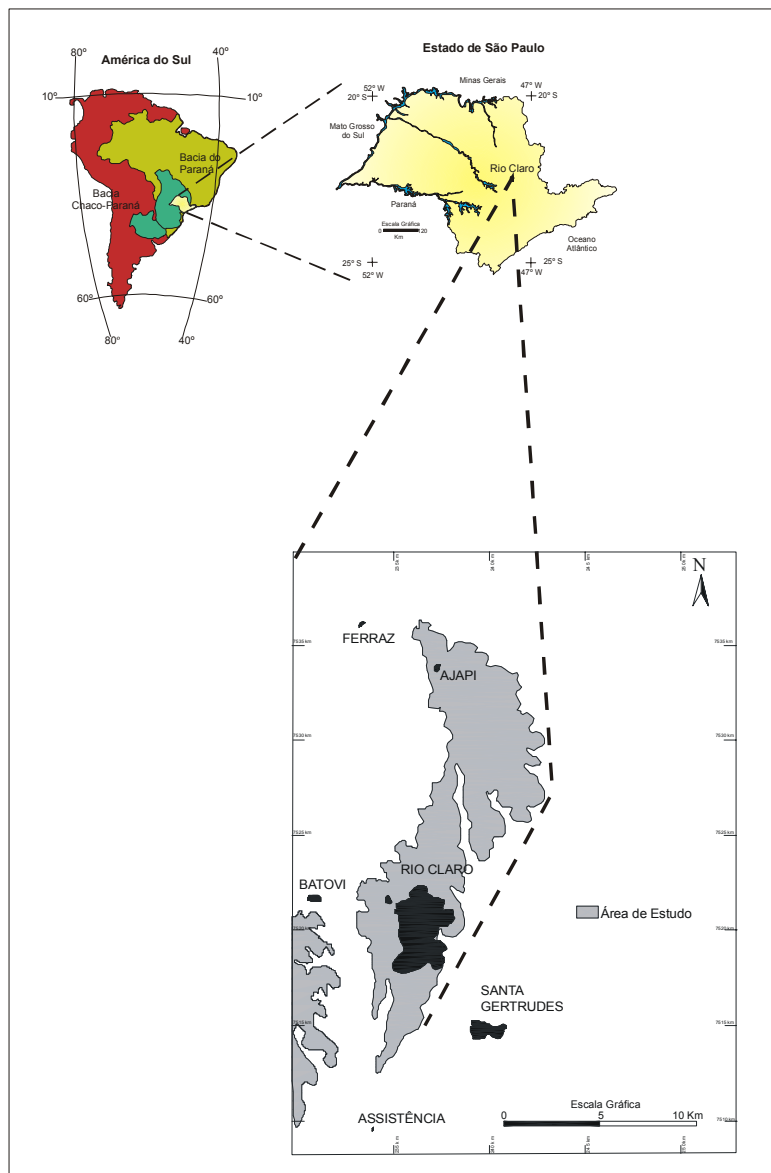


Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo.

## 2.2. Aspectos Climáticos

Do ponto de vista climático, Rio Claro apresenta aspectos de transição, pois verifica-se a alternância de avanços e recuos de massas polares tropicais.

Desta maneira, o clima da região de Rio Claro pode ser considerado como tropical, com duas estações definidas (TROPMAIR, 1992):

- de abril a setembro é o período seco, com ocorrência de 15 a 20 dias de chuva, total de 180 a 200 mm de chuva, e temperatura média de 17°C;

- de outubro a março é o período chuvoso, com 55 a 60 dias de chuva, totalizando 1200 mm, e temperatura média de 22°C.

Estas informações são confirmadas por meio de dados climatológicos (pluviometria) obtidos na Estação Meteorológica de Rio Claro (CEAPLA) (Figura 2). Considerando o ano de 2005, a precipitação máxima ocorreu no mês de janeiro (482,2 mm) e a mínima em julho (3,6 mm); a precipitação total anual foi de 1398,3 mm.

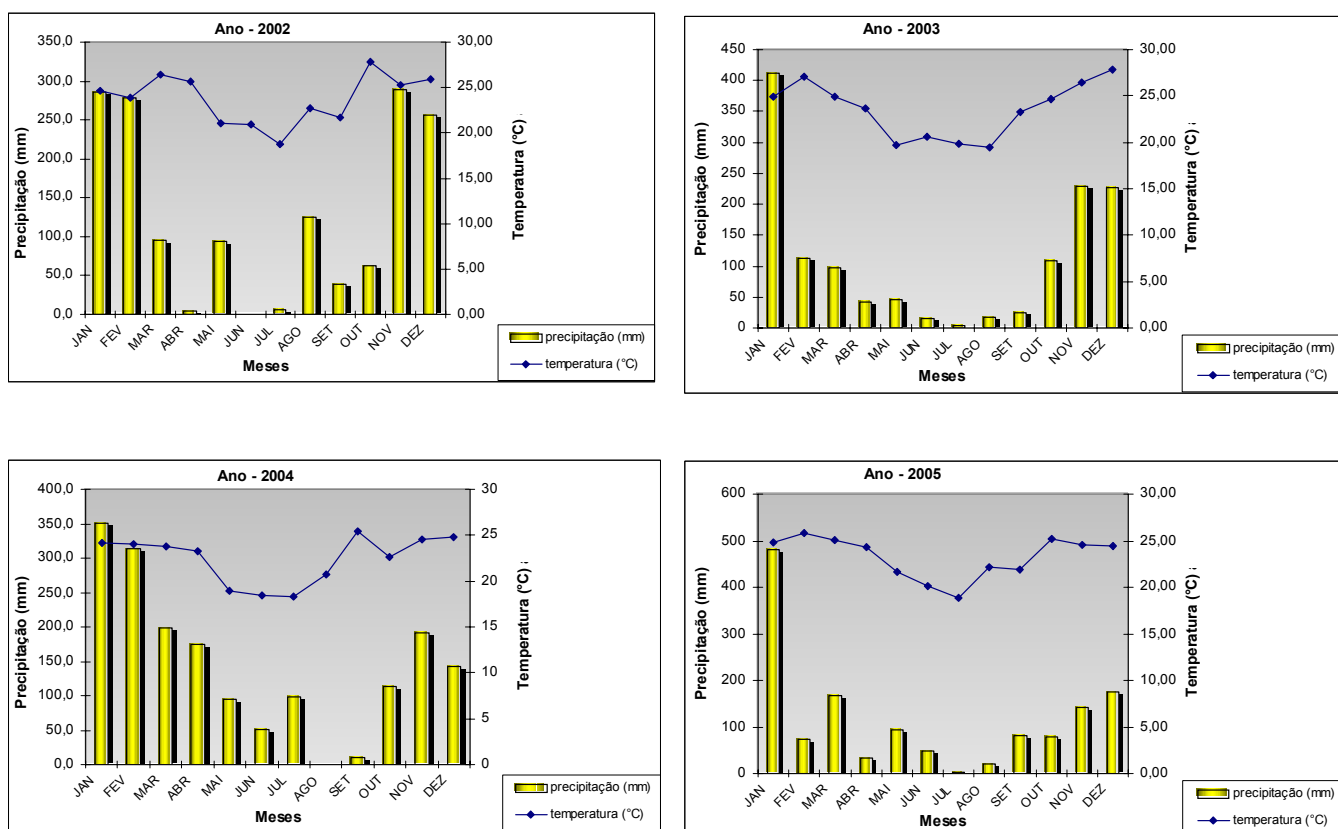


Figura 2 – Dados pluviométricos dos anos de 2002, 2003, 2004 e 2005.

Segundo a classificação de Koeppen, o clima de Rio Claro possui a classificação “Cwa”, onde C é a média do mês mais frio (3°C a 18°C); w corresponde à precipitação total média anual (seca no inverno) e a ao mês mais quente com temperatura média superior a 22°C (TROPMAIR, 1992).

Santos (1986, 1987) já havia observado a existência de ciclicidade em termos de anos secos e chuvosos no município de Rio Claro, em que o ano mais seco foi o de 1921, com 655 mm de chuva, e o mais chuvoso foi 1976, com 2144 mm de chuva.

Os ventos dominantes são oriundos dos quadrantes Sul e Sudeste, justificando a localização do Distrito Industrial na porção Norte do município, evitando a poluição do ar.

### **2.3. Hidrografia**

O município de Rio Claro está inserido na bacia hidrográfica do Rio Corumbataí (Figura 3). A bacia ocupa uma área de 171.050 ha e abrange ainda parte dos municípios de Analândia, Itirapina, Corumbataí, Santa Gertrudes, Ipeúna e Charqueada, além de Piracicaba, onde o Rio Corumbataí deságua no Rio Piracicaba.

O Rio Corumbataí, afluente do Rio Piracicaba, tem uma extensão de aproximadamente 120 km e nasce na Serra de Santana, a 800 m de altitude. No alto curso, o Rio Corumbataí é encachoeirado e corre em vales estreitos e profundos (TROPMAIR, 1992). Ao cortar o município de Rio Claro, o declive é pequeno, com média de 2 m por quilômetro; os vales são abertos e o rio descreve muitas curvas e meandros.

O afluente principal da margem esquerda do Rio Corumbataí é o Ribeirão Claro, que abastece a cidade de Rio Claro. À margem direita do Rio Corumbataí, encontram-se o Rio Passa Cinco e seu afluente Cabeça.

Penteado (1976) admite que a orientação do Rio Corumbataí tem forte condicionante tectônico, ou seja, falhamentos pós-cretáceos que afetaram a região. Isso porque o traçado do Rio Corumbataí e de seus afluentes maiores, especialmente o Rio Passa Cinco, possuem direções nitidamente orientadas e se correlacionam com as linhas de relevo regional.

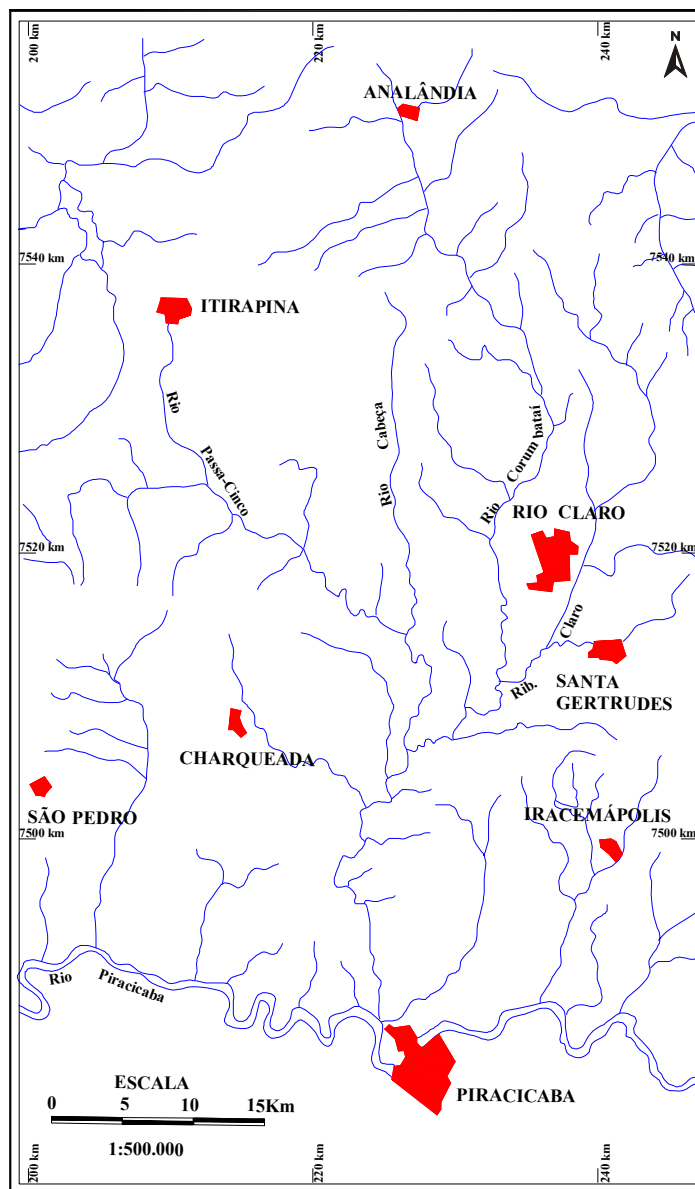


Figura 3 – Mapa hidrográfico do Município de Rio Claro.

#### 2.4. Contexto Geomorfológico

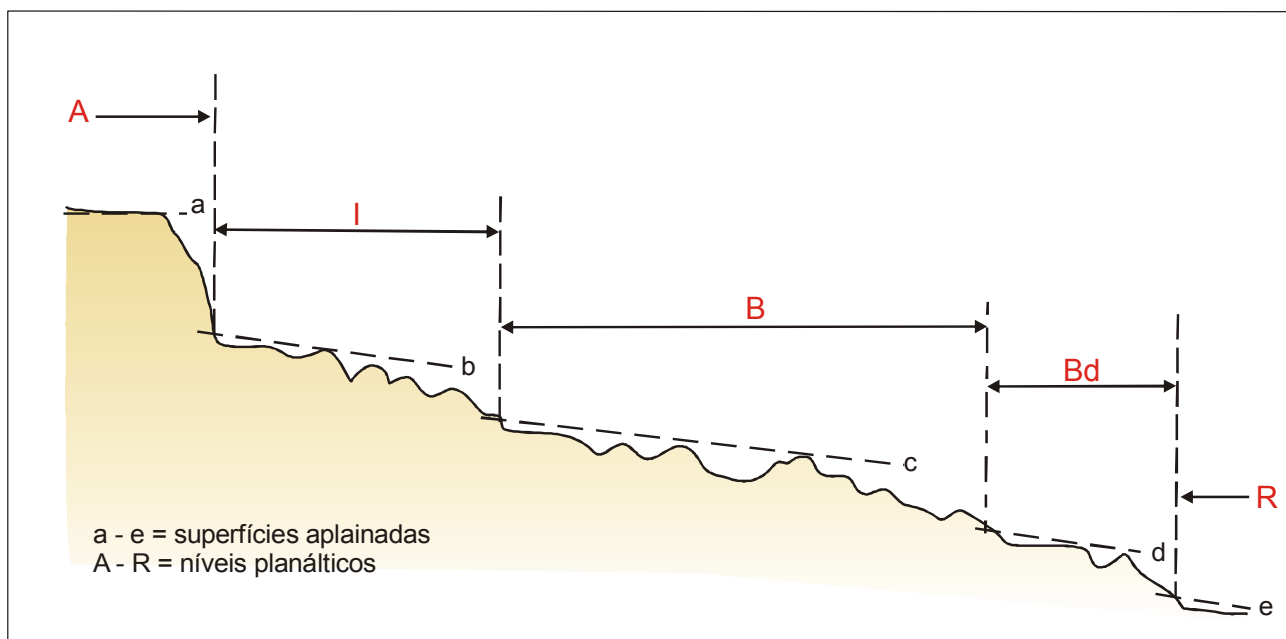
Segundo Almeida (1964), o município de Rio Claro abrange predominantemente as seguintes províncias geomorfológicas: Depressão Periférica, zona do Médio Tietê e Cuestas Basálticas.

No caso da Depressão Periférica e Cuestas Basálticas dentro da área de enfoque, vários autores organizaram o relevo em níveis planálticos e sua provável relação com a acumulação dos sedimentos cenozóicos (ALMEIDA, 1964; BJORNBERG e LANDIM, 1966; PENTEADO, 1976; SOARES e LANDIM, 1976; OKAFIORI, 1987; ZAINÉ 1994).

Nestes e em outros trabalhos que serão citados, a delimitação dos níveis planálticos foi feita a partir do reconhecimento de rupturas de declive, por meio de análises de imagens de satélite e cartas topográficas, e foram definidos como:

- planaltos nivelados pela superfície cimeira (A), correspondente à superfície Paleogênica (MARTONNE, 1940), Japi (ALMEIDA, 1964) ou pediplano Pd3 (BIGARELLA et al., 1965);
- planaltos subnivelados por superfície intermediária (I), correspondente à superfície intermediária (MARTONNE, 1940) ou ao pediplano Pd2 (BIGARELLA et al., 1965);
- primeiro nível de planaltos rebaixados (B);
- segundo nível de planaltos rebaixados (Bd) que, juntamente com o nível B, situa-se na posição da superfície Neogênica de Martonne (1940) ou pediplano Pd1 de Bigarella et al. (1965).

Estes níveis e suas relações com as superfícies aplainadas são apresentados na Figura 4.



**Figura 4 – Superfícies aplainadas e níveis planálticos (modif. de MELO, 1995).**

A Formação Rio Claro ocorre no nível planáltico, denominado Bd pelo IPT (1992a e 1992b; apud MELLO, 1995), constituindo o segundo nível de planaltos rebaixados, com nítido controle erosivo, relacionado às calhas de drenagem. No vale do Rio Corumbataí, o nível planáltico Bd apresenta um desenvolvimento notável (580

a 670 m). Este fato pode ser explicado principalmente pela facilidade da ocorrência de erosões em áreas com rochas sedimentares, cercadas por ocorrência de derrames de soleira de rochas básicas.

O sistema de relevo dominante na região de Rio Claro é o de colinas tabuliformes de vertentes suavemente convexas e patamares de fraca inclinação, dispostos entre 550 a 650 m (PENTEADO, 1976).

Além desse sistema, o Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo (IPT, 1981) registra, no contexto da região de Rio Claro, a ocorrência de relevos do tipo colinas médias e morrotes alongados paralelos. Essas colinas se desdobram em patamares que descem em direção aos vales principais, constituindo níveis erosivos quaternários.

Relevos sustentados por maciços básicos, representados por morros testemunhos isolados, também estão presentes na região de Rio Claro.

A declividade do Município de Rio Claro apresenta sentido Norte-Sul. As maiores altitudes estão entre 800 e 900 m (extremo Norte do município) e as menores entre 400 e 500 m (extremo Sul do município).

## **2.5. Contexto Pedológico**

No Município de Rio Claro, predominam rochas areníticas e, como conseqüência, têm-se solos de textura arenosa. A infiltração da água de chuva é rápida e, ao percolar os horizontes, há lixiviação, tornando os solos pobres e ácidos. São predominantemente ocupados por pastagem e reflorestamento de eucaliptos (TROPMAIR, 1992).

O mapeamento pedológico, na escala de 1:100.000, realizado por Prado et al. (1981), mostra que no município de Rio Claro ocorrem basicamente três tipos de solos:

- Podzólico Vermelho-Amarelo de textura média/ argilosa – presente nos baixos topográficos, ou seja, nos vales do Rio Corumbataí e Ribeirão Claro, esse tipo de solo é formado a partir dos sedimentos finos dos grupos Passa Dois e Tubarão, sendo que no município de Rio Claro as rochas originais são principalmente os siltitos da Formação Corumbataí (COTTAS, 1983);
- Latossolo Vermelho-Amarelo – atinge profundidades máximas de 10 a 12 m, correspondendo ao solo de alteração da Formação Rio Claro;
- Latossolo Roxo de textura argilosa a muito argilosa.

Outro tipo de solo encontrado na região, mas de pequena expressão em área, são os solos litólicos, cuja principal característica é sua pequena espessura (inferior a 30 cm). Esses solos geralmente estão associados, na área NE da região, com os siltitos e argilitos da Formação Corumbataí e, no Sul, com a Formação Irati e as intrusões de diabásio.

Restrito aos vales do Rio Corumbataí e Ribeirão Claro, ocorrem solos hidromórficos relacionados aos sedimentos aluvionares.

## 2.6. Traços Tectônicos Regionais

Das várias observações realizadas por Melo (1995), destacam-se:

- a relação dos sedimentos da Formação Rio Claro com o nível planáltico Bd;
- paleocorrentes de depósitos da Formação Rio Claro, indicando paleodrenagem com sentido predominante de NNE para SSW;
- localização dos sedimentos à montante da estrutura de Pitanga (estrutura dômica alongada, com eixo encurvado de sudoeste para noroeste), localizada a norte de Piracicaba;
- localização de sedimentos à montante de barramentos litológicos, representados por soleiras de diabásio, sendo as principais aquelas situadas junto às confluências Rio Corumbataí/Ribeirão Claro e rios Passa Cinco/Cabeça;
- existência de áreas soerguidas do nível planáltico Bd, à margem esquerda do Rio Corumbataí e direita do Rio Passa Cinco;
- localização de sedimentos em bloco rebaixado à montante de prováveis falhas, com movimentação vertical reativada no Neocenozóico, situadas aproximadamente ao longo do vale dos rios Corumbataí (direção NE-SW) e Passa Cinco (direção NW-SE).

Tais observações sugerem que o fator determinante para a acumulação de sedimentos neocenozóicos na região de Rio Claro foi à atividade de falhas com movimentação vertical na área da estrutura de Pitanga, sendo as principais aquelas dos rios Passa Cinco (NW – SE) e Corumbataí (NE – SW).

A falha do Rio Passa Cinco, mapeada por diversos autores (ANDRADE e SOARES, 1971; BRANDT-NETO et al., 1981; SOUZA-FILHO, 1993), constitui estrutura com atividade intensa no Mesozóico, mas cuja reativação neocenozóica é responsável pela acumulação dos depósitos da Formação Rio Claro e o soergimento



do nível planáltico Bd. Este soerguimento pode corresponder à espessura da Formação Rio Claro, que varia de 20 a 30 m.

## **2.7. Contexto Geológico Regional**

A área de estudo situa-se, geologicamente, no setor paulista do flanco NE da Bacia Sedimentar do Paraná, representada por rochas sedimentares e vulcânicas das eras Paleozóica (Subgrupo Itararé; formações Tatuí, Irati e Corumbataí), Mesozóica (formações Pirambóia, Botucatu e Serra Geral) e Cenozóica (formações Rio Claro e Itaqueri e depósitos recentes) (Figura 5).

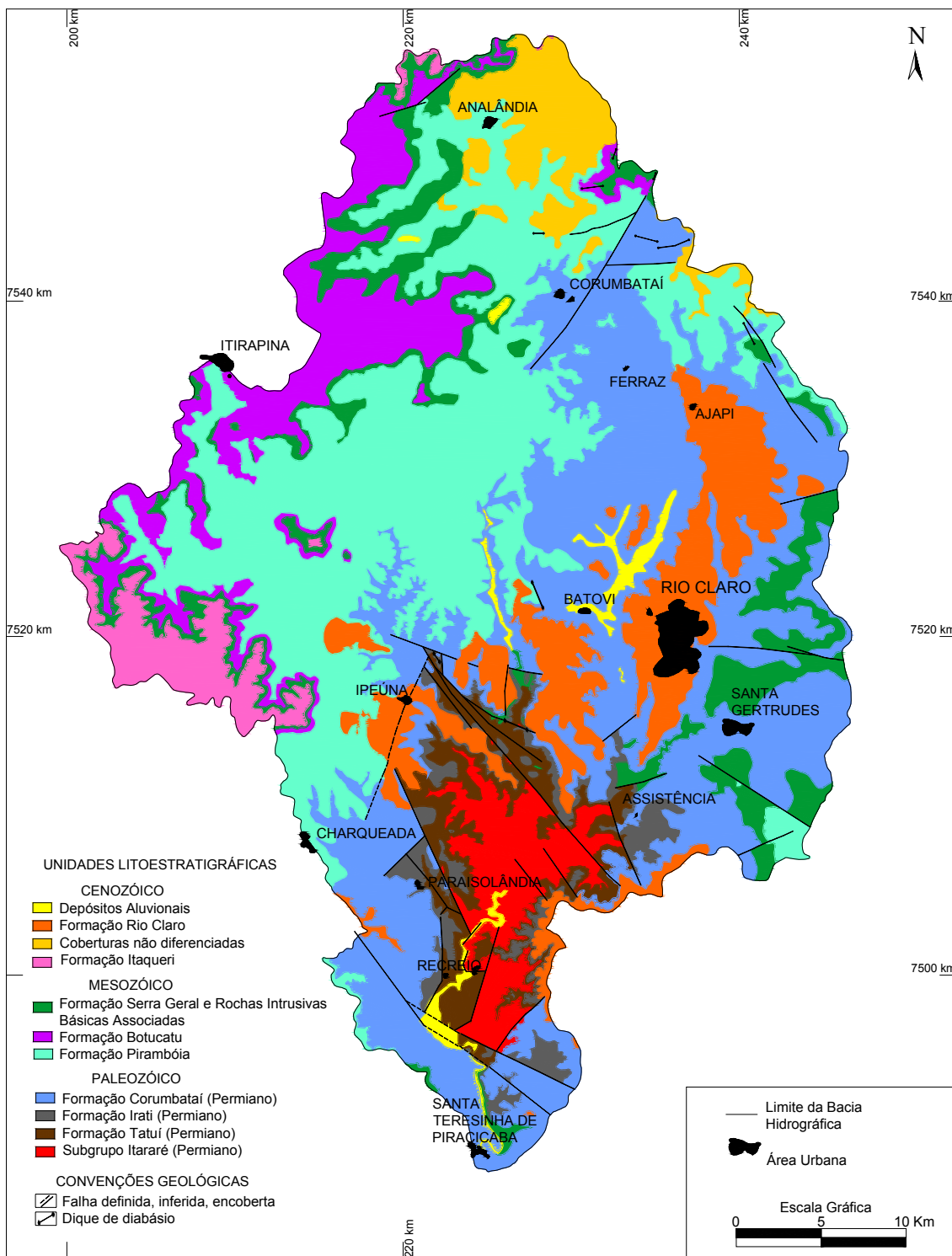


Figura 5 – Mapa geológico da bacia hidrográfica do Rio Corumbataí (modificado de CPRM, 1986; ZAINÉ, 1994; SOUSA, 1997).

### **2.7.1. Subgrupo Itararé**

Encontram-se no Subgrupo Itararé vários tipos de rochas sedimentares, como ritmitos, arenitos de várias granulometrias (em lentes e camadas que caracterizam os aquíferos subterrâneos, alvos de poços profundos para água nessa região), conglomerados, siltitos, argilitos e diamictitos.

As estruturas singenéticas que ocorrem nestes litotipos são representadas por: marcas onduladas, marcas de sola (moldes e turboglifos), estratificações cruzadas de porte e tipo variados, estratificação gradacional e estruturas deformacionais plásticas, contemporâneas à deposição.

A origem dos sedimentos do Subgrupo Itararé está associada a ambientes flúvio-glacial, fluvial, marinho raso e leques aluviais (LANDIM et al., 1980). Sua espessura na região varia de 600 a 1.200 m (DAEE, 1981).

Esta unidade assenta-se discordantemente sobre o embasamento cristalino pré-cambriano e sobre a Formação Furnas, na região Sul do Estado. Seu contato superior com a Formação Tatuí é discordante, localmente transicional (PETRI, 1964).

### **2.7.2. Formação Aquidauana**

O IPT (1980) considerou a Formação Aquidauana como fácies marginal do Subgrupo Itararé. Estas unidades afloram em toda faixa Leste da Bacia do Paraná, estendendo-se sobre o embasamento pré-cambriano.

A Formação Aquidauana inclui depósitos continentais, predominantemente arenitos vermelho-arroxeados, caracterizados em sua porção inferior pela predominância de arenitos médio a grossos, com estratificação cruzada acanalada e, secundariamente, diamictitos, clásticos finos e presença de um delgado conglomerado basal (MELO, 1995).

A porção média é constituída por grande quantidade de siltitos, folhelhos e arenitos finos, finamente estratificados. Na porção inferior da formação predominam, novamente, os sedimentos arenosos (CAETANO, 1978).

Segundo Cottas (1983), a Formação Aquidauana, na borda NE da Bacia do Paraná, é representada por dois membros distintos:

1. Membro Rio Capetinga, caracterizado por arenitos com intercalações de lamitos, cuja origem estaria ligada a progradação de leques aluviais em lagos periglaciais;
2. Membro Rio Tambaú, representado por lamitos com raros corpos arenosos, cuja origem estaria ligada à deposição lacustre.

Os sedimentos da Formação Aquidauana, na região, possuem espessura máxima de 90 m (DAEE, 1981).

As relações de contato entre o Subgrupo Itararé e a Formação Aquidauana, embora pouco conhecidas, são consideradas como interdigitadas (SOARES e LANDIM, 1973 apud CAETANO, 1978).

### **2.7.3. Formação Tatuí**

Considerada a primeira unidade pós-glacial no Estado de São Paulo, a Formação Tatuí é constituída por siltitos creme a esverdeados, com freqüentes bioturbações, arenitos finos e camadas conglomeráticas, com seixos de silixitos.

Os siltitos apresentam-se finamente laminados, exibindo, por vezes, laminação cruzada. Já os siltitos arenosos apresentam níveis argilosos e laminação plano-paralela (COTTAS, 1983).

Segundo Gimenez (1996), a deposição destes sedimentos está associada a ambiente costeiro e de mar raso, como barras litorâneas e plataformais, em sistemas flúvio-deltaicos e, localmente, em cunhas clásticas do tipo *fan deltas*.

A espessura da Formação Tatuí varia em torno de 70 m (DAEE, 1981).

Segundo Gimenez (1996), a relação de contato entre as unidades Tatuí e Itararé corresponde a uma discordância generalizada, caracterizada pela presença de superfície de erosão, marcada por um conglomerado basal.

### **2.7.4. Formação Irati**

A Formação Irati foi subdividida por Barbosa e Gomes (1958 apud HACHIRO, 1991) em dois membros: Taquaral, inferior, e Assistência, superior.

Segundo Hachiro (1991), o Membro Taquaral consiste principalmente de folhelhos siltosos cinza-escuro. Esses folhelhos são, por vezes, físseis ou apresentam laminação paralela como única estrutura sedimentar. Já o Membro Assistência compreende a seção de folhelhos cinza-escuros e folhelhos pretos pirobetuminosos, associados a carbonatos.

A principal estrutura sedimentar encontrada nos leitos pirobetuminosos é a laminação plano-paralela e, nos leitos carbonáticos, observam-se marcas onduladas, laminação cruzada, brechas intraformacionais, estruturas do tipo *tepee*, estilólitos e laminação plano-paralela. Quanto ao ambiente deposicional, os sedimentos da Formação Irati mostram evidências de deposição em mares rasos, segundo a maioria dos autores.

A Formação Irati apresenta na região espessura constante, em torno de 40 m, sendo 30 m do Membro Assistência e 10 m do Taquaral (ANDRADE e SOARES, 1971).

As relações de contato inferior da Formação Irati (Membro Taquaral) com a Formação Tatuí é, em geral, concordante. O contato entre os membros Taquaral e Assistência é concordante, marcado pelo aparecimento de folhelhos betuminosos (HACHIRO, 1991).

#### **2.7.5. Formação Corumbataí**

A Formação Corumbataí, inicialmente definida como “série” (SILVA e ANDRADA, 1827 apud BAPTISTA et al., 1984), ocorre em extensa faixa da Depressão Periférica na área de estudo e constitui a principal unidade subjacente à Formação Rio Claro, como mostra a Figura 5.

Na área de estudo, a unidade é constituída predominantemente por siltitos e lamitos arroxeados, subordinadamente arenitos muito finos, e ocasionais leitos de calcários/coquinas silicificados.

As estruturas mais freqüentes são representadas por laminações plano-paralelas, microestratificações *flaser*, diques clásticos, gretas de ressecamento, laminação cruzada, marcas onduladas e laminação cruzada descontínua (SOARES, 1972 apud COTTAS, 1983).

A Formação Corumbataí foi depositada em ambiente marinho costeiro. Sua espessura na região oscila em torno de 60 a 180 m e o contato entre as formações Corumbataí e Irati é gradacional (ANDRADE e SOARES, 1971 apud COTTAS, 1983).

#### **2.7.6. Formação Pirambóia**

Originalmente definida por Pacheco (1927 apud BAPTISTA et al., 1984), foi redefinida por Soares (1973) que distinguiu um membro basal mais argiloso, composto por arenitos intercalados por freqüentes camadas de argilito, folhelhos arenosos e sílticos, apresentando predominantemente estratificações plano-paralelas de pequeno porte, e por um membro superior, composto por bancos de arenitos pouco argilosos, com estratificações cruzadas planares tangenciais, de pequeno e médio portes.

Segundo Caetano-Chang (1997), dominam na unidade arenitos finos com estratificações cruzadas de pequeno a grande portes, resultantes da deposição por dunas eólicas, intercalados por corpos tabulares de siltitos arenosos, exibindo incipiente estratificação plano-paralela, desenvolvida pela migração de ôndulas eólicas em interdunas e lençóis de areia. Lamitos são raros, geralmente constituindo

depósitos de interdunas de *overbank*, resultantes da interação do sistema eólico, dominante, com sistema fluvial, cujo registro é esparso, permeando a unidade em toda sua extensão. Da base para o topo, entretanto, é marcante o recrudescimento da aridez, à exceção das áreas de borda da bacia, onde um sistema de leques marginais se instalou, já na fase final de sedimentação da unidade.

A espessura da Formação Pirambóia é variável, chegando a atingir 270 m (CAETANO-CHANG, 1997).

O contato inferior com a Formação Corumbataí é marcado por discordância. O contato superior com a Formação Botucatu é considerado, pela maioria dos autores, como concordante (SCHNEIDER et al., 1974).

### **2.7.7. Formação Botucatu**

Definida por Gonzaga de Campos (1889 apud BAPTISTA et al., 1984), a Formação Botucatu é constituída por arenitos avermelhados, finos a médios, exibindo estratificações cruzadas de grande e médio portes, em grande parte silicificados. Estes arenitos foram interpretados como monótonas sucessões de depósitos de dunas eólicas, em ambiente desértico (SCHNEIDER et al., 1974).

A espessura média da Formação Botucatu é de 60 m (SOARES, 1973).

O contato com a Formação Pirambóia é concordante e com a Formação Serra Geral é discordante (SCHNEIDER et al., 1974).

### **2.7.8. Formação Serra Geral**

A Formação Serra Geral é resultado de intenso vulcanismo de fissura, iniciado quando ainda existiam as condições desérticas de sedimentação da Formação Botucatu. Este fato é atestado pela presença de inúmeros corpos arenosos de origem eólica na parte basal da formação (SCHNEIDER et al., 1974).

Esta formação é constituída por derrames basálticos, predominantemente toleíticos, com variações na composição química. Ocorrem principalmente na província geomorfológica das Cuestas Basálticas (serras do Itaqueri, São Pedro e platô de São Carlos) (MELO, 1995).

A maior espessura observada dessa formação na Bacia do Paraná é de 1529 m (MELO, 1995).

O contato inferior com os arenitos da Formação Botucatu é discordante e com as unidades mais antigas marca-se por discordância erosiva (SCHNEIDER et al., 1974).

### **2.7.9. Depósitos Cenozóicos**

As coberturas de idade cenozóica podem ser classificadas em dois grupos:

1º Grupo - depósitos terciários parcialmente consolidados e localmente silicificados que capeiam os basaltos sobre as serras de Itaqueri e São Pedro (COTTAS e BARCELOS, 1981);

2º Grupo- depósitos de baixas altitudes, posteriores à implantação da Depressão Periférica, assentados sobre as rochas do Grupo Passa Dois e Tubarão.

Estes últimos foram denominados Formação Rio Claro, na região do Município de Rio Claro e adjacências, por Bjorberg e Landim (1966).

#### **2.7.9.1. Formação Itaqueri**

Inicialmente considerada por Almeida e Barbosa (1953) como unidade basal da “série” Bauru, a Formação Itaqueri é representada por depósitos rudáceos (conglomerados com clastos derivados predominantemente de rochas básicas do magmatismo Serra Geral), arenitos e lamitos atribuídos a leques aluviais.

Melo e Ponçano (1983), por meio do estudo de seções nas nascentes do Ribeirão Araquá, nas Serras de São Pedro e Itaqueri, corroboram a definição de Almeida e Barbosa (1953).

A determinação do posicionamento estratigráfico destes materiais sempre foi alvo de discussão e é fundamental para a datação relativa dos sedimentos. A dificuldade de posicionamento reside na ausência de continuidade espacial destes sedimentos com outros materiais do Grupo Bauru (LADEIRA, 2001).

Fúlfaro e Perinoto (1996) afirmam que não existem evidências seguras para determinar o término da deposição do Grupo Bauru no final do Cretáceo, sugerindo que a deposição do Grupo Bauru tenha ultrapassado este limite cronológico, com a Formação Itaqueri, pós-cretácica, fechando a deposição do Grupo Bauru.

Fúlfaro et al. (1983) admitem que a deposição da Formação Itaqueri ocorreu na forma de leques aluviais, com presença de canais anastomosados, associados a depósitos de corrida de lama e depósitos grossos de fluxo de detritos, sob um clima árido a semi-árido.

A espessura máxima observada dessa formação é de 125 m.

### **2.7.9.2. Formação Rio Claro**

Os depósitos neocenozóicos constituem, no Estado de São Paulo, extensas áreas de ocorrências. Esses depósitos correspondem a níveis escalonados na paisagem, vinculados a fases de aplainamento; suas espessuras em geral são pequenas, não ultrapassando a 30 m (FREITAS et al., 1979).

Identificam-se três níveis topográficos principais capeados por sedimentos neocenozóicos na área da Depressão Periférica e Cuestas Basálticas, próximos a Rio Claro (BJORNBERG e LANDIM, 1966):

- mais alto (entre 900 e 1000 m), situa-se no Município de São Carlos;
- intermediário (entre 800 e 900 m), corresponde a Serra de Santana e à área da cidade de Itirapina;
- inferior (entre 600 e 800 m), sobre o qual se encontra a cidade de Rio Claro.

Para os sedimentos neocenozóicos, com espessura máxima de 30 m, situados no patamar inferior, atribuiu a denominação de Formação Rio Claro.

Os depósitos sedimentares desta unidade ocorrem mais extensamente no platô do Município de Rio Claro, sobre substrato de sedimentos paleozóicos (Formação Corumbataí), que apresentam pequenas irregularidades topográficas, responsáveis pelas variações de espessura da Formação Rio Claro. Ocorrem também de forma mais descontínua, nas proximidades do limite Leste da Depressão Periférica, junto ao Planalto Atlântico (ALMEIDA e BARBOSA, 1953).

Segundo Fernandes e Souza (1994), existem outros dois tipos de depósitos que ocorrem no extremo oriente da Depressão Periférica, em uma pequena área pertencente ao Planalto Atlântico, que podem ser contemporâneos à Formação Rio Claro, uma vez que a superfície que os nivela (600 a 650 m) é correlacionável a esta. Um deles corresponde a um depósito de sistema fluvial meandrante, onde se intercalam siltitos/arenitos com laminação plano-paralela horizontal, argilitos siltosos incipientemente laminados (planícies de inundação), e camadas lenticulares de arenitos grossos com estratificação cruzada tabular (depósitos de canais). O outro depósito é constituído basicamente de lamitos maciços com grânulos e seixos, que correspondem a depósitos de leques aluviais.

Fúlfaro e Suguio (1968) identificaram na Formação Rio Claro duas seqüências principais:

1. a basal, com 20 m de espessura máxima apresenta sucessão de estratos arenosos com intercalações subordinadas de leitos argilosos, tendo sido interpretada como depósitos de paleocanal fluvial;



2. a superior, constituída predominantemente por sedimentos argilosos, com brechas intraformacionais e lentes arenosas subordinadas, foi interpretada como depósitos de acreção vertical, em planície de inundação.

Com base nos tipos de sedimento e estruturas sedimentares presentes, Fúlfaro e Suguio (1968) interpretaram que a sedimentação se deu ao longo de “um paleocanal fluvial, correspondente a um pretérito Rio Corumbataí”, barrado à jusante pela reativação das falhas da área de estrutura de Pitanga.

Segundo Penteado (1976), a acumulação da Formação Rio Claro seria o resultado de fatores climáticos e tectônicos.

Vários autores admitem causas tectônicas para a sedimentação, sejam basculamentos regionais (SOARES e LANDIM, 1976), seja tectônica rúptil, com formação de falhas e geração de barramentos da drenagem ou depressões (FÚLFARO e SUGUIO, 1968; FREITAS et al., 1979; ZAINÉ, 1994). Essas falhas possuem movimento vertical na área da estrutura de Pitanga, onde as principais são aquelas delimitadas pelos rios Passa Cinco (direção NW - SE) e Corumbataí (direção NE- SW).

Já segundo Bjornberg e Landim (1966), a deposição da Formação Rio Claro se deve somente a fatores climáticos. Assim, a seqüência de depósitos e degraus morfológicos indicam ciclos de erosão e deposição.

Segundo Campos (1979), as origens aventadas para a Formação Rio Claro são corroboradas e complementadas por fatos vinculados à formação da Depressão Periférica e pela existência de depressões escavadas pelos rios Paranapanema, Tietê, Piracicaba, Mogi-Guaçu, Pardo e seus afluentes. Os vales desses rios, em seu rebaixamento, encontraram barreiras de difícil transposição no início da acumulação de pacotes basálticos: o entalhe só foi possível onde a espessura das efusivas já havia sido significativamente reduzida pela erosão eo-cretácica.

A Formação Rio Claro possui quatro litofácies principais, segundo Melo et al. (1997).

- Lamitos de processos gravitacionais, que ocorrem principalmente próximo aos relevos mais acidentados do limite Leste da Depressão Periférica, junto ao Planalto Atlântico. Correspondem a depósitos texturalmente e mineralogicamente imaturos, muitas vezes sem estratificação, contendo grande proporção de matriz fina e clastos, dispersos na matriz lamítica. Na região do platô de Rio Claro, esses lamitos são sempre delgados e estão situados na base dos sedimentos, correspondendo a paleo-colúvios.
- Cascalhos com clastos arredondados de quartzo e areias, com textura variável e estratificação cruzada acanalada e tabular. Esses depósitos são

interpretados como sendo de fundo de canal fluvial (cascalhos) e barras de pontal (areias) em sistema fluvial meandrante.

- Areias finas com estratificação planoparalela e cruzada acanalada e às vezes laminações cavalgantes, com delgadas intercalações de argila, interpretadas como depósitos de rompimento de diques marginais.
- Argilas e siltes argilosos com estratificação e laminação distinta a indistinta, contendo impressões de folhas e caules, pistas fósseis e deformações de sobrecarga; são interpretados como depósitos de transbordamento em planícies de inundação.

Além dessas quatro litofácies principais, a Formação Rio Claro apresenta um horizonte delgado de conglomerados basal, cuja constituição reflete a contribuição das rochas sedimentares do substrato. Para os autores, essas litofácies indicam sedimentação em ambiente fluvial meandrante, no qual se admite baixos gradientes e clima úmido.

Segundo Melo (1995), o conteúdo paleontológico da Formação Rio Claro não é escasso, mas ainda não permite avançar muito com relação a interpretações cronológicas e paleoambientais, necessitando de estudos específicos. Para Bjornberg et al. (1964b), os fósseis vegetais encontrados na Formação Rio Claro são interpretados como indicadores de situações variando de áreas alagadas a cerradão, com umidade menor que mata pluvial tropical (Mata Atlântica).

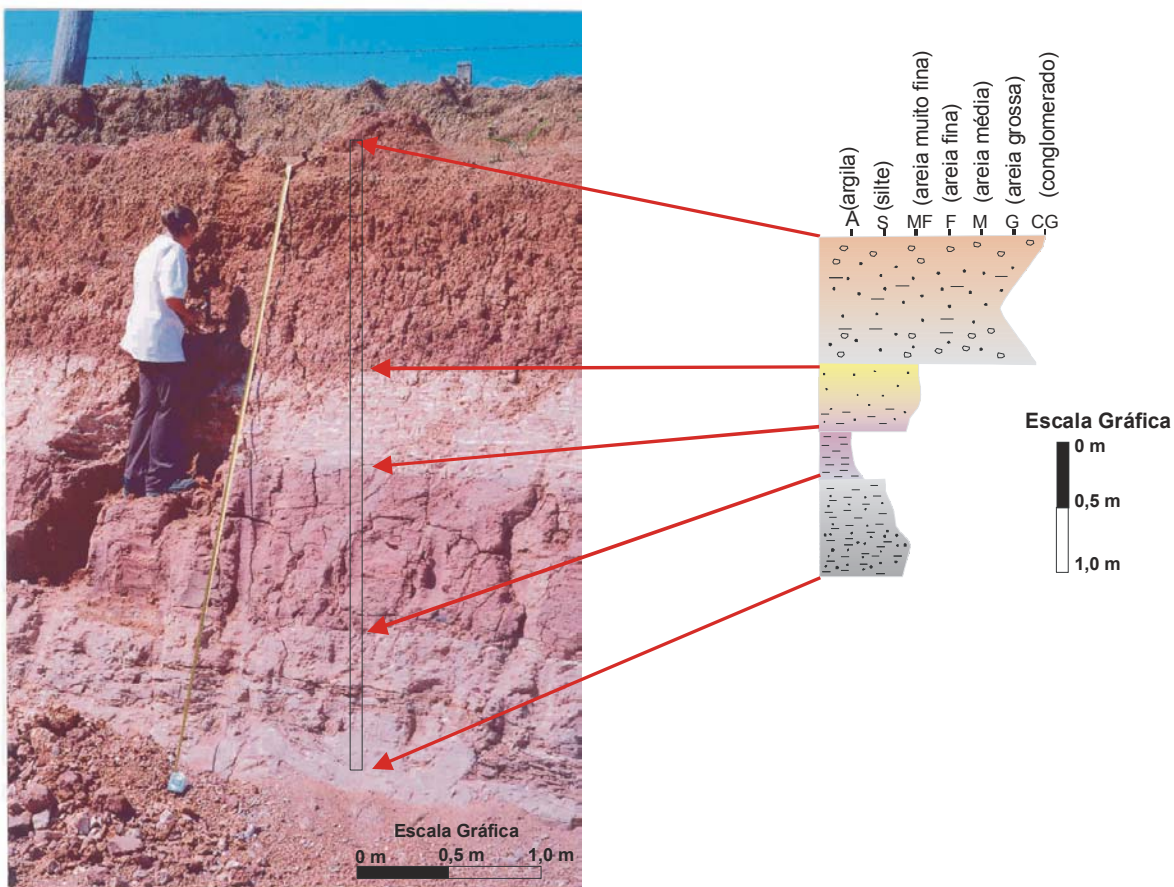
A idade da Formação Rio Claro tem sido alvo de ampla discussão na literatura. Bjornberg et al. (1964b) admitiram idade recente. Bjornberg e Landim (1966), assim como Fúlfaro e Suguio (1968), atribuíram idade neocenozóica. Penteado (1976) considerou Pliocênica a fase de pediplanação que formou o assoalho da sedimentação Rio Claro, e Pleistocênica Inferior a acumulação de sedimentos em alvéolos escalonados pela reativação de falhas. Martins-Neto (1989), baseando-se num inseto (Homóptero cercopídeo) encontrado em Vargem Grande do Sul e suas diferenças anatômicas em relação aos cercopídeos (cigarrinhas saltadoras) recentes, sugeriu idade a partir do Mioceno. Zaine (1994) admitiu que a idade da Formação Rio Claro seria mais antiga, devendo remontar pelo menos ao Mioceno, baseando-se na constatação que os depósitos estão truncados por estruturas atribuídas à fase tectônica distensiva, supostamente ocorrida no Mesozóico/Paleógeno. Mas Melo (1995) considera este argumento questionável, pois Zaine (1994) também admitiu que a deposição da Formação Rio Claro marcaria o fecho deposicional do ciclo que elaborou a superfície Neogênica de Martonne (1943 apud MELO, 1995).

Ferreira (2005) posicionou a Formação Rio Claro no Pleistoceno, com retrabalhamento coluvionar na passagem para o Holoceno. Esta datação foi





conseguida por meio da técnica de Termoluminescência. Esta técnica vem sendo aplicada com êxito em sedimentos quaternários, principalmente em climas subtropicais (alta temperatura e umidade) que favorecem a destruição da matéria carbonada, tornando impraticável a utilização do método  $^{14}\text{C}$ .

Quanto às relações estratigráficas, a Formação Rio Claro aparece principalmente sobreposta à Formação Corumbataí. Na borda Leste da Depressão Periférica, os sedimentos estão sobrepostos ao Subgrupo Itararé e à Formação Aquidauana e, em Vargem Grande do Sul, aparece diretamente sobre o embasamento pré-cambriano (MELO, 1995).

Segundo Oliva (2002), os dados obtidos da descrição de amostras, tanto de afloramentos (Figura 6) como de poços de monitoramento perfurados, juntamente com os dados de análise granulométrica, indicam que os arenitos da Formação Rio Claro possuem uma granulometria que varia de areia fina à média. Alguns desses arenitos apresentam alto teor de argilas e outros são conglomeráticos (Figura 6), indicando que a sedimentação se deu em ambiente fluvial meandrante, no qual os níveis mais argilosos correspondem a planícies de inundação, e os níveis conglomeráticos, aos canais.



**LEGENDA**

- 
 Conglomerados (centimétricos e bem arredondados) com matriz silto-arenosa gradando para uma matriz mais argilosa.
- 
 Arenito muito fino, com delgados leitos de argila.
- 
 Siltito de cor lilás (Formação Corumbataí).
- 
 Arenito muito fino, micáceo (Formação Corumbataí).

**Figura 6 – Litofácies da Formação Rio Claro constituída por conglomerados com matriz silto-arenosa a argilosa, areia predominantemente fina com delgados leitos de argila, e seu contato com a Formação Corumbataí.**

### 3. CONCEITOS FUNDAMENTAIS E METODOLOGIA

#### 3.1. Considerações Gerais

Esta pesquisa objetiva principalmente o estudo hidrofaciológico do Aquífero Rio Claro. Para este estudo, inicialmente foram identificadas as eletrofácies da Formação Rio Claro, em escala de município, e em uma escala de maior detalhe, no Campus Bela Vista da UNESP de Rio Claro, por meio de ensaios geofísicos de eletrorresistividade.

O método da eletrorresistividade, por meio da técnica de sondagem elétrica vertical (SEV), foi muito útil neste trabalho, com grande número de ensaios realizados, capazes de gerar muitas informações. Paralelamente, a análise geoestatística dos dados coletados possibilitou a geração, de forma mais adequada e segura, de mapas de espessuras da Formação Rio Claro e de resistência transversal do primeiro nível geoeletrico saturado, além de um mapa do topo rochoso da Formação Corumbataí.

No município, os ensaios foram distribuídos aleatoriamente de forma a cobrir a maior área possível, sempre obedecendo à topografia local e à urbanização, evitando terrenos com alta declividade e adensamento urbano. No Campus da UNESP, a malha escolhida para o mapeamento das eletrofácies foi de aproximadamente 20 x 20 m: a inexistência de trabalhos publicados com indicativos do número limite de ensaios para este tipo de estudo e a maneira satisfatória que o objetivo almejado foi atingido, definiram a malha nestas dimensões.

No Campus da UNESP, também foram realizados ensaios multi-eletrodo, conhecidos como imageamento elétrico 2D e 3D.

Os dados obtidos pelas SEVs foram calibrados com alguns poços de monitoramento perfurados durante o desenvolvimento da pesquisa. A perfuração desses poços também propiciou um estudo detalhado das litofácies da Formação Rio Claro, com testemunhagem contínua executada em um dos poços.

Após serem fotografados, os testemunhos foram amostrados para análise granulométrica, análise de difração de raio – X e confecção de lâminas delgadas para análise petrográfica.

Esses poços propiciaram também a realização de testes de produção e testes de *Slug*, responsáveis por determinar as características hidráulicas e corroborar a potencialidade do Aquífero Rio Claro.

## **3.2. Ensaios Geofísicos**

### **3.2.1. Método da Eletrorresistividade**

O método da eletrorresistividade (ER) faz parte dos métodos geoeletricos utilizados na medição dos parâmetros relacionados ao fluxo de corrente elétrica, que podem utilizar tanto fontes naturais de corrente (por exemplo, processos eletroquímicos), como fontes artificiais de corrente de baterias e geradores que alimentam uma unidade transmissora de corrente.

A propriedade elétrica mais significativa dos materiais constituintes do subsolo é a resistividade, inversamente proporcional à condutividade elétrica. Outras propriedades também importantes, mas de menor relevância, são: permeabilidade magnética, que é um fator de influência indireta, e constante dielétrica das rochas e minerais (TELFORD et al., 1990).

Fisicamente, o mecanismo de propagação da corrente elétrica nas rochas pode ocorrer através de conduções eletrônica (ôhmica), eletrolítica (iônica) e dielétrica.

A condução eletrônica se verifica em materiais que possuem elétrons livres na matriz da rocha, governada pelo modo de agregação dos minerais e do grau de impurezas na rede cristalina, o que se dá principalmente nos condutores, como é o caso dos metais ou dos sulfetos metálicos. Também ocorre nos materiais semicondutores, normalmente maus condutores ou até mesmo isolantes, que possuem poucos ou nenhum caminho que possibilite a passagem de corrente.

Na condução iônica, o fluxo de corrente refere-se ao deslocamento de íons dissolvidos nos eletrólitos, contidos em poros e fissuras das rochas. Ocorre principalmente em materiais geológicos de baixa condutividade ou dielétricos, ou seja, os elétrons estão fortemente ligados aos núcleos dos átomos ou da rede cristalina. Este modo de propagação da corrente elétrica certamente é a maneira de condução elétrica de maior importância nos estudos de levantamentos geofísicos e de eletrorresistividade.

A condução dielétrica pode ser eletrônica, iônica ou molecular (mais comum em materiais que contêm água ou hidrocarboneto).

O parâmetro físico resistividade elétrica ( $\rho$ ) é responsável tanto pela condução eletrônica quanto pela eletrolítica. Definida como a resistência dos materiais em conduzir corrente elétrica, depende da natureza e do estado físico do material.

Considerando um cilindro sólido de comprimento  $L$  e seção  $A$ , de resistência  $R$ , a resistividade elétrica  $\rho$  é dada por (Figura 7):

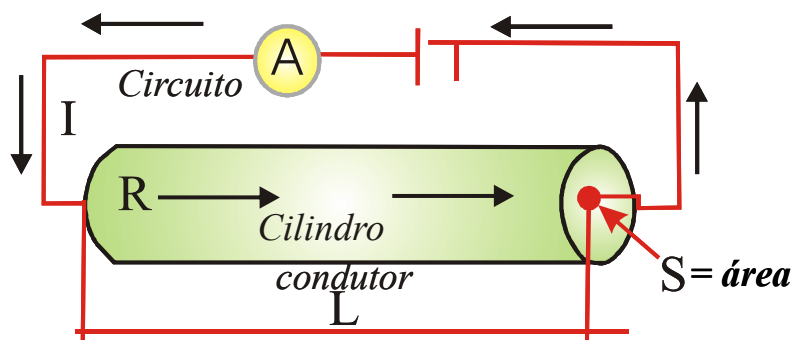


Figura 7 – Definição da resistividade dos materiais.

$$\rho = \frac{RA}{L}, \text{ onde:}$$

- $\rho$  - resistividade (ohm.m);
- $R$  - resistência ( $\Omega$ );
- $A$  - área ( $m^2$ );
- $L$  - comprimento do sólido (m).

A resistência  $R$  pode ser medida por meio da voltagem  $V$ , aplicada entre os extremos do cilindro, e da corrente resultante  $I$ , que flui através dele, valendo-se da Lei de Ohm,

$$R = \frac{V}{I}, \text{ onde:}$$

- $R$  - resistência ( $\Omega$ );
- $V$  - voltagem (V);
- $I$  - corrente (A - ampère).

O inverso da resistividade é a condutividade elétrica ( $\sigma$ ), cuja unidade é Siemens por metro (S/m).

$$\text{Então, } \sigma = \frac{1}{\rho} = \frac{L}{RA} = \frac{\left(\frac{I}{A}\right)}{\left(\frac{V}{L}\right)} = \frac{\bar{J}_{\text{médio}}}{\bar{E}_{\text{médio}}}, \text{ onde:}$$

**J** – densidade da corrente (A/m<sup>2</sup>);

**E** – campo elétrico (V/m).

### 3.2.1.1. Porosidade e Textura das Rochas X Resistividade

As condições físicas macroscópicas e microscópicas das rochas encontradas na superfície terrestre podem influenciar grandemente as variações na resistividade das rochas.

Em geral, minerais condutores como a magnetita, hematita especular, grafita, pirita e pirrotita, em quantidades elevadas podem causar quedas significativas na resistividade.

Fatores de grande importância na variação da resistividade, além da forma e do hábito dos minerais contidos na rocha, são a porosidade e a tortuosidade dos poros, pois estes usualmente estão preenchidos por fluidos, principalmente água.

Assim, a maioria das litologias encontradas na natureza apresenta condução iônica, onde o meio condutor é uma solução de água e sais distribuída nos poros da rocha. Dessa forma, a resistividade dependerá da quantidade de eletrólito presente (água + sais), da salinidade e da maneira como esses eletrólitos se distribuem nos poros.

Entretanto, a presença de argila, que tem grande capacidade de troca iônica, proporciona um caminho adicional de condução de corrente, fazendo com que diminua a resistividade.

É comum relacionar a resistividade elétrica com a porosidade em rochas sedimentares, livres de argila, ou seja, arenitos limpos em que todos espaços vazios estão hidraulicamente interconectados, e todo fluido intersticial está livre para fluir. Esta relação é dada pelas equações de Archie e Kozeny – Carmans (CROFT, 1971; KELLY, 1977):



$$k = \alpha F^{-q}, \text{ onde:}$$

$\alpha$  e  $q$  – constantes empíricas, sendo  $\alpha$  inversamente proporcional ao quadrado da superfície específica para um grão que tenha dimensão  $L^2$ ;

$F$  – fator de resistividade da formação, que é dado pela fórmula:

$$F = \frac{\sigma_w}{\sigma_o}, \text{ onde:}$$

$\sigma_o$  e  $\sigma_w$  – condutividades de rochas completamente saturadas e do eletrólito que as preenche, respectivamente.

Heygold et al. (1980) combinou a equação de Darcy (1856) com a de Archie (1950), de permeabilidade e porosidade das rochas, definindo uma equação semelhante à anterior:

$$k = a_1 \phi^{b_1}, \text{ onde:}$$

$k$  – permeabilidade intrínseca ( $m^2$ );

$\phi$  – porosidade expressa como uma fração por unidade de volume;

$a_1$  e  $b_1$  – constantes características do tipo de rocha.

A constante  $b_1$  é usualmente referida como fator de cimentação, enquanto  $a_1$  está relacionada à porosidade da rocha. Os valores numéricos de  $a_1$  e  $b_1$  variam, segundo Ward e Harr (1990):  $0,6 \leq a_1 \leq 1,0$  e  $1,4 \leq b_1 \leq 2,20$  (sedimentos fracamente consolidados a rochas com grãos bem cimentados).

### 3.2.2. Sondagem Elétrica Vertical

A determinação das eletrofácies e do nível d'água subterrâneo da Formação Rio Claro foi realizada utilizando-se o método geoeletrico de eletrorresistividade, por meio da técnica de sondagem elétrica vertical e arranjo *Schlumberger*. Foram realizadas 366 SEVs, considerando duas escalas de estudo (município e campus).

Para que o método de eletrorresistividade seja aplicado, são necessários alguns componentes, tais como: conjunto transmissor de corrente elétrica contínua ou

alternada, conjunto receptor responsável pela medida de diferença de potencial, eletrodos, bobinas e cabos (Foto 1).



**Foto 1 – Conjuntos transmissor e receptor (aparelho da marca *Bison*), bobinas, cabos e eletrodos utilizados na realização dos ensaios geofísicos.**

Conhecendo-se a intensidade da corrente elétrica transmitida, a diferença de potencial medida e a geometria de distribuição dos eletrodos, é possível calcular a resistividade aparente ( $\rho_a$ ).

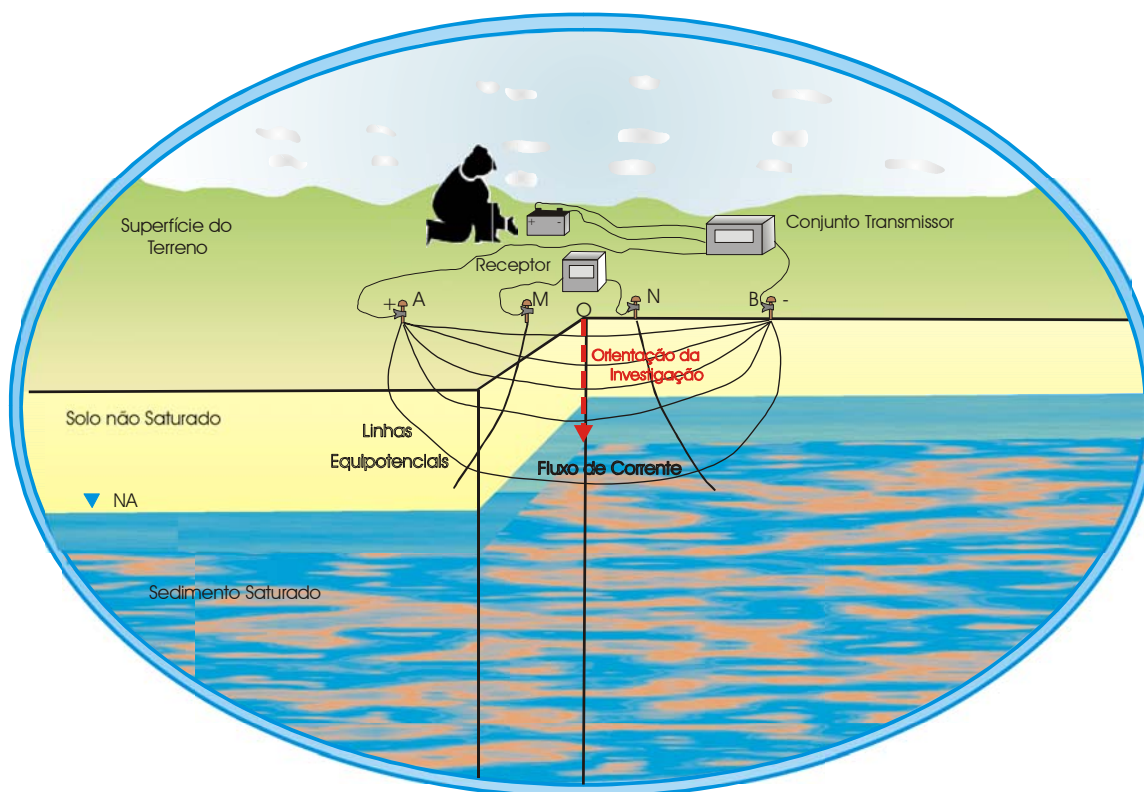
A técnica de sondagem elétrica vertical (SEV) foi utilizada com o objetivo de investigar, em profundidade, os diferentes tipos e situações geológicas no subsolo, determinando suas espessuras e resistividades. Esta técnica fundamenta-se na análise e interpretação das respostas do campo elétrico gerado no subsolo, por meio de eletrodos colocados na superfície do terreno, aos quais é aplicada uma corrente elétrica.

Nos levantamentos de campo foi utilizado o resistivímetro digital da marca *Bison*, composto de um conjunto transmissor e um conjunto receptor (Foto 1). Este equipamento possui a capacidade de discriminar ruídos indesejáveis, medindo somente o potencial relativo à corrente transmitida. Todo processo de filtragem de ruídos e cálculo dos resultados é executado por um microprocessador, cujos parâmetros são controlados pelo operador. Os acessórios utilizados para os circuitos de emissão de corrente e recepção de potencial, tais como bobinas de AB, eletrodos, cabos de MN, etc, além do equipamento, foram cedidos pelo Departamento de Geologia Aplicada- IGCE/UNESP-Rio Claro.

A configuração eletródica escolhida para este estudo foi a *Schlumberger*, que consiste basicamente de quatro eletrodos cravados na superfície do terreno: dois

destes eletrodos têm a função de gerar corrente elétrica no terreno (eletrodos A e B), enquanto o outro par é utilizado para medir a diferença de potencial que se estabelece entre eles (eletrodos M e N) (Figura 8). Para aumentar a profundidade de investigação, separam-se os eletrodos A e B progressivamente e simetricamente ao centro O. Este arranjo foi escolhido levando-se em consideração dois aspectos: a praticidade em campo, pelo deslocamento de apenas dois eletrodos, e a boa resolução nas heterogeneidades verticais.

Vale lembrar que no desenvolvimento de uma SEV, ao aumentar o espaçamento entre os eletrodos AB com MN fixo, o valor da diferença de potencial diminui com rapidez, atingindo valores imprecisos. Uma das formas de manter a integridade dos valores é aumentar a intensidade da corrente, o que muitas vezes não é possível devido às limitações do equipamento. Outra forma de solução do problema é por meio da operação conhecida por “embreagem”. Esta operação consiste em aumentar o valor da diferença de potencial por meio da separação dos dois eletrodos de potencial (MN), mantendo fixos os eletrodos de corrente (AB). Com isto, realizam-se duas leituras de diferença de potencial, com espaçamento dos eletrodos de corrente fixo. A embreagem deve ser efetuada até o final do ensaio, pois além de manter as leituras de diferença de potencial dentro de um intervalo aceitável, pode-se controlar a qualidade dos resultados obtidos.



**Figura 8 – Disposição dos circuitos de emissão e recepção da técnica da SEV - Arranjo Schlumberger.**

Os espaçamentos entre os eletrodos de emissão de corrente (AB) das sondagens elétricas, os quais condicionam as profundidades de investigação, foram fixados em função do grau de detalhe exigido na pesquisa, obedecendo à relação:

$$\frac{AB}{5} \geq MN$$

Nas sondagens elétricas de um modo geral, os espaçamentos utilizados entre os eletrodos de emissão de corrente (AB) e os eletrodos de recepção de potencial (MN) foram os seguintes:

- AB/2: 1,5-2,0-3,0-4,0-5,0-6,0-8,0-10,0-12,0-14,0-16,0-20,0-25,0-30,0-40,0-50,0-60,0-80,0 e 100,0 m.
- MN/2: 0,30-2,0-5,0 e 10,0 m.

Estes espaçamentos atenderam de maneira satisfatória ao mapeamento das eletrofácies, tendo sido determinados a partir de alguns testes com espaçamentos menores e maiores. Espaçamentos menores para as espessuras de eletrofácies encontradas não modificaram em nada o modelo, e ainda tornaram o ensaio mais demorado. Já com espaçamentos maiores, houve perda na resolução.

Por meio da técnica de SEV, arranjo de campo *Schlumberger*, a resistividade aparente ( $\rho_a$ ), foi obtida pela equação:

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad (\text{ohm.m}),$$

sendo :

$$K = \pi \frac{\overline{AM} \cdot \overline{AN}}{\overline{MN}}, \text{ onde :}$$

$\rho_a$  - resistividade aparente (ohm.m);

**K** - coeficiente geométrico;

**AB** - espaçamento entre os eletrodos de emissão de corrente (m);

**MN** - espaçamento entre os eletrodos de recepção de potencial (m).

### 3.2.3. Imageamento Elétrico 2D e 3D

No presente estudo, foram também utilizadas as técnicas de imageamento elétrico 2D e 3D, de forma a complementar a técnica de SEV (1D).

O modelo de variações de resistividade da subsuperfície em duas dimensões (2D) é considerado mais preciso que o modelo unidirecional, pois caracteriza mudanças de resistividade tanto na direção horizontal como na vertical, ao longo de uma seção. Já o modelo 3D é considerado sempre o mais preciso, uma vez que todas estruturas geológicas podem ser identificadas tridimensionalmente.

No entanto, os modelos 2D compreendem o meio termo em relação à precisão e à economia, com resultados mais rápidos e execuções menos onerosas.

Segundo Loke (2001), a técnica de SEV produz de 10 a 20 leituras, enquanto que o imageamento 2D produz de 100 a 1000 leituras, e o 3D produz em média milhares de leitura por levantamento.

Em muitas situações, o imageamento (2D e/ou 3D) pode fornecer resultados complementares às informações obtidas por outras técnicas, ou até mesmo as obtidas por outros métodos geofísicos, eliminando ambigüidades geradas em modelos geoeletricos definidos por meio de uma única técnica.

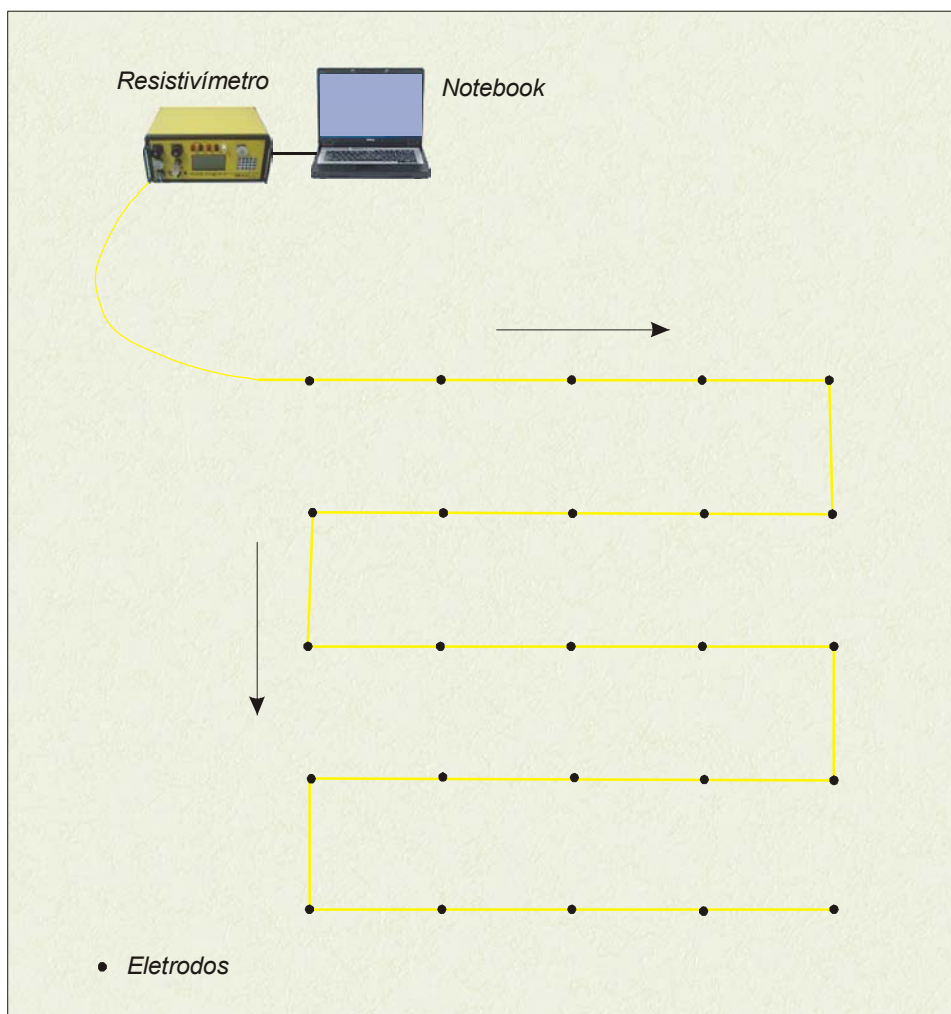
Normalmente, as pesquisas que utilizam a técnica do imageamento elétrico 2D são executadas com um grande número de eletrodos, 25 ou mais, conectados a um cabo multi-eletrodo (Foto 2). Neste estudo foram utilizados 28 eletrodos.



**Foto 2 – Cabo multi-eletrodo.**

O espaço entre os eletrodos é constante e determinado a partir do objetivo almejado pela pesquisa. O cabo multi-eletrodo é conectado diretamente ao equipamento ou a uma unidade eletrônica conhecida como *switch box*.

A distribuição dos eletrodos no imageamento 3D normalmente segue uma malha regular, com espaçamento constante como mostra a Figura 9. No entanto, existem programas de inversão dos dados de resistividade que permitem a utilização de uma malha irregular entre as linhas ou colunas da disposição dos eletrodos.

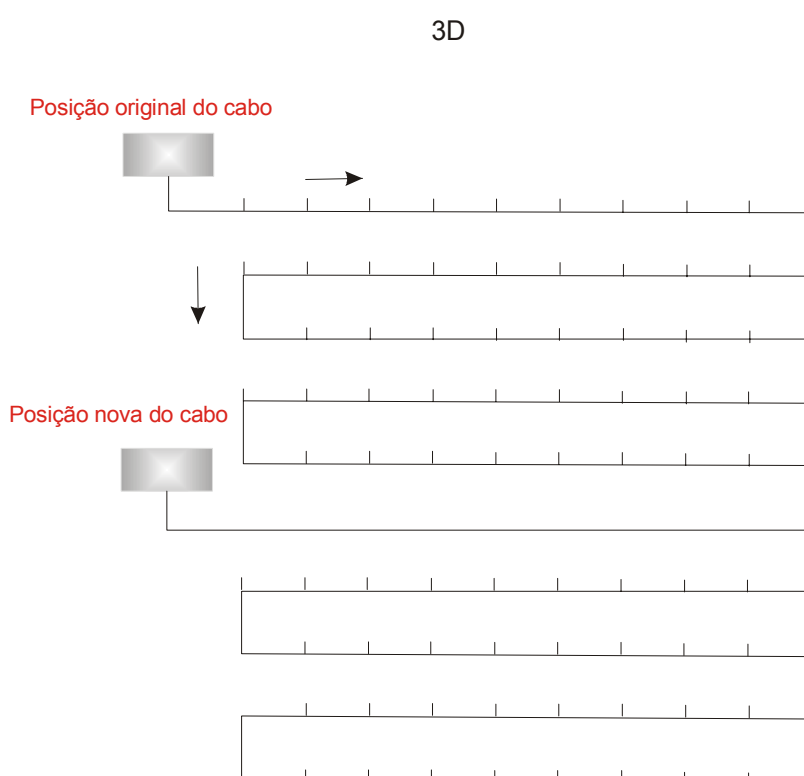
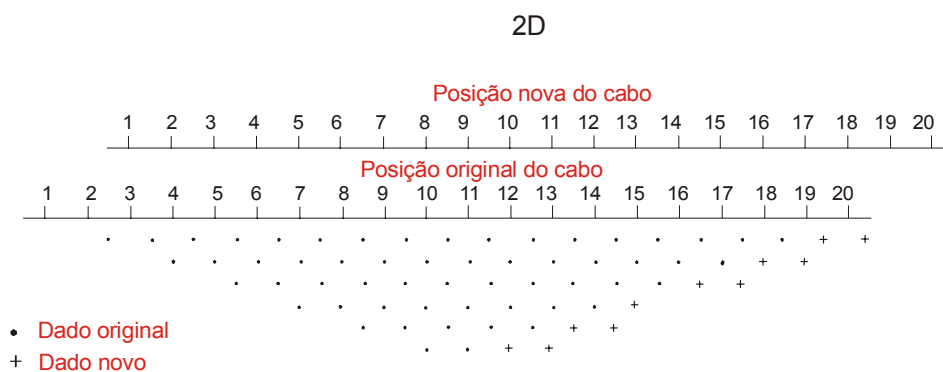


**Figura 9 – Distribuição dos eletrodos no imageamento 3D.**

A seqüência de medidas, o tipo de arranjo utilizado e outros parâmetros, normalmente são definidos em um programa apropriado, que gera um arquivo que, posteriormente, é enviado ao resistivímetro.

Com este arquivo, o equipamento se torna apto a selecionar os eletrodos adequados para cada medida. As medidas são armazenadas no resistivímetro também em forma de arquivo que, por sua vez, retorna ao computador para que possam ser realizadas as interpretações cabíveis. Estes procedimentos são realizados tanto para o imageamento 2D como para o 3D.

Quando o sistema utilizado para a obtenção das medidas apresenta um número limitado de eletrodos, é comum a utilização da técnica *roll-along*, que permite estender a área de estudo (Figura 10).



**Figura 10 – Utilização da técnica *roll along* no imageamento 2D e 3D, para ampliar a área de cobertura da pesquisa.**

O tipo de arranjo escolhido na pesquisa de imageamento 2D e 3D dependerá essencialmente da área a ser analisada. Se a pesquisa for realizada em um local com bastante ruído (cercas elétricas, fios de alta tensão, etc) e necessitar de uma boa resolução vertical, além de possuir um tempo limitado para sua execução, o arranjo mais adequado será o *Wenner*.

O arranjo *Wenner* é um arranjo robusto que foi popularizado por um grupo de pesquisadores da Universidade de Birmingham (GRIFFITHS e TURNBULL, 1985).



Comparados a outros arranjos, atinge profundidade moderada de investigação. A desvantagem desse arranjo é a pouca convergência das medidas, quando o espaço entre os eletrodos aumenta.

Se o intuito da pesquisa é obter tanto uma boa resolução horizontal como uma boa convergência, o arranjo escolhido deverá ser o Dipolo-Dipolo (Dp-Dp).

Em geral, este arranjo atinge uma profundidade mais profunda quando comparado ao arranjo *Wenner* (EDWARDS, 1977).

Se a pesquisa necessita de uma boa resolução vertical e horizontal deve-se optar pelo arranjo *Schlumberger*. Este arranjo é o mais utilizado nas sondagens elétricas verticais, mas uma modificação realizada na forma deste arranjo fez com que ele pudesse ser usado em um sistema onde os eletrodos estão dispostos com espaçamento constante. A profundidade média deste arranjo é 10% menor que o arranjo *Wenner* (LOKE, 2001).

Existem outros tipos de arranjos, tais como *Wenner* alfa (beta e gama), Pólo-polo, Pólo-dipolo, etc, mas neste trabalho empregaram-se os arranjos *Wenner*, Dp-Dp e *Schlumberger*.

Atualmente as técnicas de campo e os equipamentos utilizados no imageamento 2D e 3D são bastante sofisticados, sendo produzidos por companhias internacionais, com custos que chegam a mais de US\$ 40,000.

O equipamento utilizado nesta pesquisa foi o **Super Sting R8/IP+28**, cedido pelo Lebac (Laboratório de Estudo de Bacias). Este equipamento possui o sistema multi-eletrodo, com 28 eletrodos (Foto 3).



Foto 3 – Resistímetro Super Sting R8 IP.

### 3.2.4. Interpretação de Dados Geofísicos

Os dados de resistividade aparente, obtidos em cada SEV, foram representados por meio de uma curva bilogarítmica, em função das distâncias entre os eletrodos correspondentes ( $AB/2$ ). Este sistema de plotagem de dados é adotado, uma vez que o mais importante é a relação entre as resistividades, e não a diferença entre elas (GALLAS, 2000), considerando que o número obtido nas medições de resistividades acompanhe a década logarítmica da abertura de AB.

Após a etapa de campo, realizou-se a suavização e a análise qualitativa da morfologia das curvas de campo. Esta análise consta basicamente de um exame visual minucioso, pelo intérprete, das curvas obtidas em campo. É neste momento que o intérprete tem a possibilidade de separar as curvas em grupos, gerar modelos

geoeletricos e apresentar uma primeira idéia ou aproximação da estrutura do subsolo estudado.

Este modelo geoeletrico inicial foi refinado pelo *software Resix/IP*, versão 2,00 (1993), produzido pela *INTERPEX LIMITED* (USA), que resultou em novos modelos geoeletricos, com a inversão dos dados de resistividade obtidos nos ensaios de campo. O algoritmo do programa calcula a curva teórica de resistividade aparente, baseado na inversão linearizada, sendo conhecido também como método inverso.

Inman (1975) define que o algoritmo utilizado no programa Resix/IP baseia-se no método dos mínimos quadrados simples:

$$\Delta p = (A^t A)^{-1} A^t \Delta \rho_a, \text{ onde:}$$

$\Delta p$  - vetor de variação entre os vetores  $p$  e  $p_0$ ;

$A^t$  - matriz transposta;

$(A^t A)^{-1}$  - inversa da matriz  $A^t A$ ;

$\Delta \rho_a$  - vetor de variação entre as resistividades aparentes observadas e calculadas pelo método direto, gerada pelo modelo geoeletrico inicial.

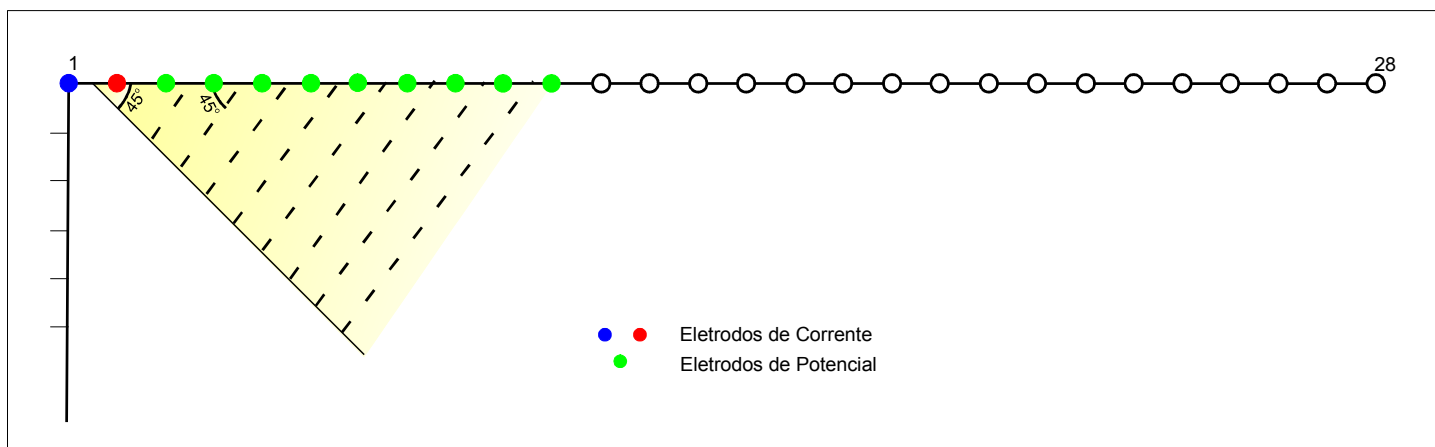
Segundo Monteiro (1999), este método consiste em encontrar um modelo que, por meio da equação teórica utilizada no cálculo das resistividades, melhor descreva as resistividades aparentes observadas em campo. Sinteticamente, busca a convergência da curva teórica à curva de campo, até que o ajuste seja alcançado.

Esse ajuste deve ser estabelecido fixando-se alguns parâmetros da curva de campo, tais como profundidade do nível d'água do aquífero, espessura da camada e profundidade de alguma camada geológica conhecida.

É importante ressaltar que os modelos de inversão 1D dos dados elétricos ajustados não são únicos, podendo variar de acordo com o intérprete. No entanto, alguns modelos de inversão apresentados neste trabalho foram elaborados com base em dados geológicos de poços de monitoramento, com intuito de diminuir a ambigüidade dos resultados.

Com relação ao imageamento 2D, a pseudoseção é o método normalmente utilizado para representar a distribuição dos valores de resistividade. Vale lembrar que a pseudoseção é um guia inicial para estabelecer interpretações quantitativas e não uma imagem final da resistividade verdadeira de subsuperfície.

No arranjo Dp-Dp, o método de plotagem mais comum é o de interseção de duas linhas (ponto médio: C1-C2 - corrente e P1 P2 - potencial) em um ângulo de  $45^\circ$  (Figura 11). É importante enfatizar que esta plotagem é meramente uma convenção, e não implica que a profundidade de investigação seja dada pelo ponto de interseção das duas linhas, com ângulo de  $45^\circ$ .



**Figura 11 – Plotagem dos dados de campo (Arranjo Dp-Dp).**

Outro método de plotagem é o de pseudoprodifundidade (EDWARDS, 1977). Este valor de pseudoprodifundidade está baseado nos valores da derivada de Frechet, para meios homogêneos. A partir de bases matemáticas, este método de pseudoprodifundidade também é utilizado para plotagem dos dados de resistividade obtidos no campo.

Após aquisição de campo, as medidas de resistência são reduzidas a valores de resistividade aparente. Praticamente todos sistemas comerciais multi-eletrodo são acompanhados por um *software* para realizar a conversão e a inversão dos dados de resistividade aparente, gerando seções 2D ou blocos 3D que serão utilizados em interpretações geológicas.

Os programas utilizados nesta pesquisa para inversão dos dados foram: **Earthmager 2D** e **Earthmager 3D**, produzidos pela AGI (USA).

Em essência, todos métodos de inversão tentam reproduzir, ao máximo, a realidade de subsuperfície onde os dados foram adquiridos.

Um bom e conhecido método de inversão é o *smoothness constrained* (GROOT-HEDLIN e CONTABLE, 1990), que é definido pela seguinte fórmula matemática:

$$(J^T J + uF)d = J^T g - uFr, \text{ onde:}$$

**F** – matriz de suavização;

**J** - matriz de Jacob de derivadas parciais;

**r** – vetor contendo o logaritmo dos valores do modelo de resistividade;

**u** – fator de amortecimento;

**d** – modelo do vetor de perturbação;

**g** – vetor de discrepância.

O vetor de discrepância (**g**) é a diferença entre a resistividade medida e os valores de resistividade aparente calculados. A magnitude deste vetor é representada pelos valores de RMS (média da raiz quadrada), que o método de inversão procura reduzir para produzir um modelo aperfeiçoado. Com a equação acima, tenta-se ainda minimizar a diferença entre os valores de resistividade aparente, medidos e calculados, e também minimizar os valores anômalos de resistividade do modelo. O fator de amortecimento (**u**) controla o peso que é dado ao modelo de suavização no processo de inversão. Assim, quanto maior o fator de amortecimento, maior a suavização do modelo, mas o RMS apresentará um erro maior. Os elementos da matriz (**F**) podem ser modificados tanto na vertical como na horizontal, enfatizando mudanças significativas no modelo final. Na equação utilizada dá-se os mesmos pesos para todos pontos de dados; somente em alguns casos, devido à presença de dados anômalos que originam resultados insatisfatórios na inversão, deve-se utilizar matriz de dados suplementares, que reduzirão os dados anômalos.

A escolha do método de inversão depende da geologia da área e do objetivo almejado na pesquisa. Nesta pesquisa, optou-se pelo método de inversão *smoothness constrained*, pois foi o método que mais se aproximou dos resultados obtidos nas SEVs interpretadas.

A integração dos dados obtidos nos modelos de inversão 1D, 2D e 3D possibilitaram determinar o nível d'água subterrâneo (NA) e a distribuição espacial da resistividade no subsolo, com vistas a gerar mapas potenciométrico, de resistência transversal saturada da Formação Rio Claro, de espessuras da zona não-saturada e saturada e do topo da Formação Corumbataí.

A resistência transversal da zona saturada, mais precisamente do primeiro nível geoeletrico saturado, foi obtida por meio da multiplicação da espessura pela resistividade deste nível, retiradas do modelo geoeletrico.

Em trabalho de Raimond Mailet de 1947, adotado por Orellana (1972), a combinação das resistividades e das espessuras das camadas geoeletricas, resultaram nos parâmetros e curvas de *Dar Zarrouk*.

Considerando uma seção geoeletrica na qual o fluxo de corrente se dá perpendicularmente aos estratos, as diferentes camadas geoeletricas se comportarão como condutores em série, cujas resistências se somam. Portanto, a resistência de uma camada *i*, com comprimento *l*, espessura *E* e seção transversal *S*, será dada por:

$$R_i = \rho_i \frac{l}{S} = \rho_i \frac{E_i}{1 \times 1} = \rho_i E_i$$

Este produto é denominado resistência transversal “T”, resultando, portanto em:

$$T_i = \rho_i E_i$$

Os parâmetros de *Dar Zarrouk* auxiliam tanto na definição do modelo geoeletrico final, como em estudos hidrogeológicos, conforme demonstrado por Henriet (1975). Estes parâmetros podem ser empregados em estudos de proteção de aquíferos e na avaliação das propriedades hidrogeológicas dos aquíferos, pois a resistência transversal correlaciona-se com a transmissividade de aquíferos. Em aquíferos a transmissividade é o produto da condutividade hidráulica pela espessura saturada do aquífero.

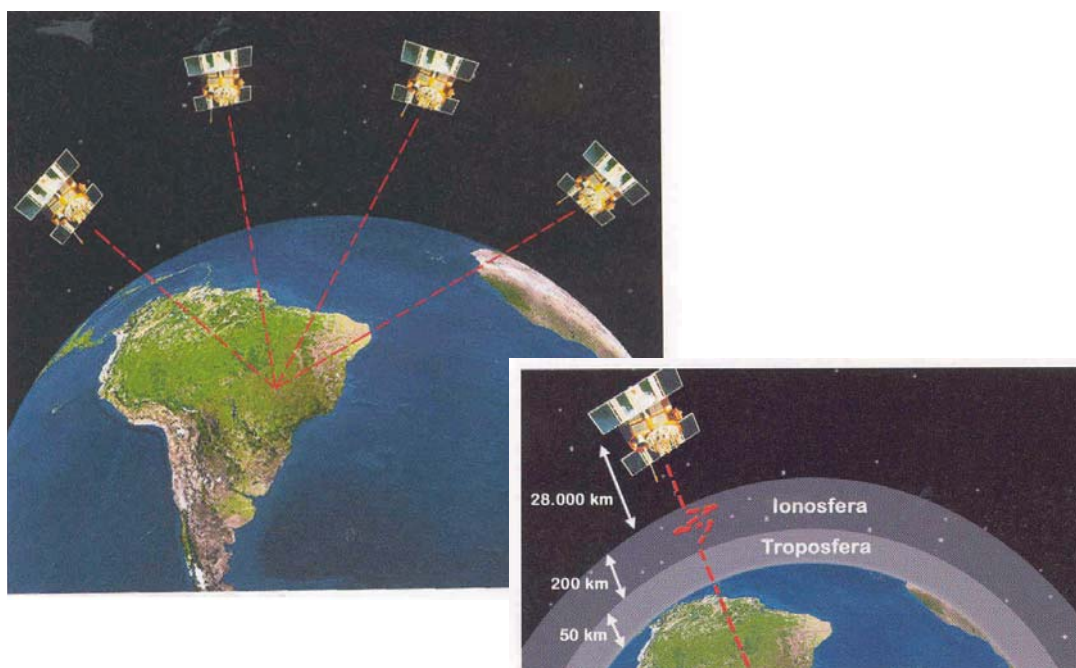
### 3.3. Levantamento Topográfico

Considerado um dos grandes avanços tecnológicos do fim do século XX, o sistema de posicionamento global (GPS) baseado em satélites tem revolucionado as técnicas de engenharia de mapeamento, transporte, navegação, cartografia, agrimensura e um número crescente de atividades.

O GPS foi declarado totalmente operacional em janeiro de 1994, pois nesta ocasião foi atingida a constelação de 24 satélites em órbita. Sua constelação atual é de 28 satélites que orbitam a uma altura de aproximadamente 28.000 km acima da superfície terrestre e transmitem continuamente sinais que possibilitam a determinação da posição de um receptor na Terra (GOMES et al., 2001). Todos satélites são monitorados permanentemente e têm a sua posição no espaço conhecida. Essas posições no espaço (órbitas) são transmitidas da Terra aos satélites

e estes, por sua vez, as retransmitem em forma de sinal. Sendo assim, qualquer usuário pode recebê-lo em seus receptores GPS. Um receptor GPS, além de receber os sinais transmitidos pelos satélites, é capaz de calcular a distância entre sua antena e cada um dos satélites. Vale lembrar, que nem sempre os mesmos satélites encontram-se acima do horizonte, variando esta constelação ao longo do dia.

Para determinar as coordenadas da antena, é necessário calcular a distância entre o receptor e pelo menos quatro satélites, em um mesmo instante. A velocidade do sinal gerado no satélite é afetada ao atravessar as diversas camadas da atmosfera (Figura 12). Isso implica em erros nas coordenadas obtidas pelo receptor e em incerteza na ordem de metros na posição dos satélites em cada uma das órbitas. Esse erro é, em 95% das determinações das coordenadas X (latitude) e Y (longitude), inferior a 22,5 m (GOMES et al., 2001).



**Figura 12 – Princípio do posicionamento diferencial com GPS e distorções causadas pela ionosfera e troposfera (GOMES et al., 2001).**

Com o avanço do sistema de posicionamento global (GPS), surgiu o sistema de posicionamento global diferencial (DGPS), capaz de promover precisões métricas, que não eram atingidas com a utilização do GPS. O sistema DGPS utiliza um segundo receptor (base ou estação de referência), estacionado sobre um ponto de coordenadas conhecidas, que opera simultaneamente com o utilizado na determinação das coordenadas do usuário (móvel ou *rover*).

Este procedimento permite calcular, no receptor base, o erro que está sendo cometido na determinação das coordenadas da unidade móvel. A aplicação deste erro às coordenadas permite corrigir a posição e melhorar substancialmente os resultados, que passam de 22 m para aproximadamente 1 m, considerando que o usuário esteja num raio de aproximadamente 370 km de distância da estação base.

Nos US e Canadá, esses sistemas comumente usam ondas de frequência de rádio entre 285 KHz e 325 KHz, para correção simultânea ao levantamento. No Brasil, as correções podem ser realizadas por redes públicas (RIBAC – Rede Inkra de Bases Comunitárias e RBMC – Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo) e/ou privadas (Hyper CBS da Santiago e Cintra e Trimbase), por meio de aquisição de arquivos bases.

O levantamento das coordenadas e altitudes das SEVs e dos contatos da Formação Rio Claro foram obtidos por meio do sistema DGPS.

Este levantamento utilizou antena e coletor de dados da marca *Trimble*, modelos *PRO-XR12* e *TDC1*, respectivamente (Fotos 4 e 5). A correção diferencial dos dados obtidos, por meio da unidade móvel, foi efetuada pelo programa *Pathfinder Office*, utilizando dados base registrados pela antena localizada no escritório da Santiago & Cintra, à rua Vieira de Morais, São Paulo. Após a correção, o erro obtido em Z (altimetria) foi reduzido para valores compreendidos entre 0,48 m e 0,87 m.





Foto 4 – Detalhe do DGPS, com antena e receptor.



Foto 5 – Detalhe das conexões a serem realizadas antes da utilização do DGPS.

### 3.4. Poços de Monitoramento

Os locais e as profundidades dos poços de monitoramento dentro da área de estudo foram definidos obedecendo-se aos interesses investigativos e principalmente à disponibilidade do terreno.

Os poços de monitoramento existentes no Campus Bela Vista da UNESP de Rio Claro e na Fazenda São José, foram perfurados utilizando o equipamento mecanizado *hollow stem auger*. Este equipamento consiste em uma sonda roto-percussora montada sobre um chassi de caminhão. A máquina crava o amostrador (com diâmetro de 4” ou 6”, dependendo da finalidade do poço) no solo, por percussão, sem rotação do material perfurado para permitir o avanço da ferramenta de amostragem.

Dessa maneira, o amostrador é cravado diretamente no solo, forçando a entrada do material da formação para dentro do cilindro. Após a retirada da amostra no intervalo desejado, o equipamento faz o alargamento do furo, até a profundidade já amostrada, por meio da rotação de hastes ocas em espiral (*augers*) (Foto 6).



Foto 6 – Detalhe da sonda roto-percussora (*hollow stem auger*) sobre o caminhão, em operação no Campus da UNESP.

Atingida a nova profundidade a ser amostrada, o sistema percussor, trabalhando internamente ao *auger*, entra novamente em operação para coleta da amostra no próximo intervalo de profundidade. Este processo garante uma amostra com pouca interferência no material amostrado em porções de metragens superiores, que possam estar na base do furo antes da nova amostragem, já que o amostrador desce livre internamente à haste em espiral, sem contato com a formação já atravessada.

O equipamento pode, ainda, fazer uma amostragem contínua de toda profundidade perfurada. Neste caso, crava-se um amostrador com 1,5 m de comprimento em todo avanço do equipamento, o que permite a retirada de toda seção sondada. Este procedimento foi utilizado no poço de monitoramento do Campus da UNESP (PM - 06), para observação de todas fácies presentes na Formação Rio Claro e para calibração de uma SEV realizada ao lado deste poço.

Ao término de cada perfuração, o poço de monitoramento foi revestido com tubo liso e filtros de PVC, tendo os filtros ranhuras de 0,5 a 0,7 mm. O espaço anelar substrato – tubos foi preenchido por pré-filtro em areia graduada (tipo pérola), essencialmente quartzosa, de 1,2 a 2,4 mm de granulometria, no trecho com seção filtrante, e com selo de bentonita *pellets*, sobreposto por calda de bentonita e cimento, no trecho com tubo liso, a fim de isolar hidráulica e fisicamente, o restante do espaço anelar, impedindo que o mesmo sirva de conduto ou vetor preferencial para eventuais contaminações próximas à boca do poço, oriundas da superfície. Na extremidade superior do tubo liso, foi colocada tampa plástica com vedação em borracha e cadeado. O acabamento externo é constituído por tampa metálica (câmara de calçada) em base de concreto (Foto 7).

A disposição dos tubos, filtros e pré-filtros dependem essencialmente da profundidade do nível d'água (NA) e da finalidade de cada poço.

O monitoramento dos níveis d'água dos poços perfurados na UNESP estão sendo realizados quinzenalmente, com o uso de um medidor de nível eletro-eletrônico, da marca *Hidrosuprimentos*, modelo *HSNA – 30*.

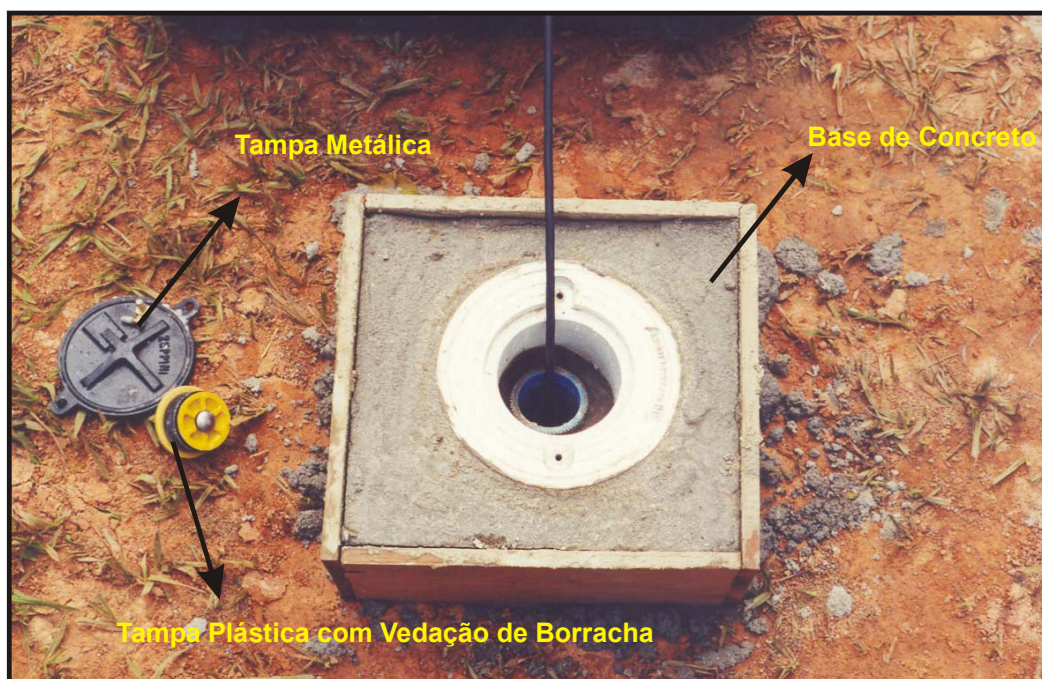


Foto 7 – Acabamento do poço de monitoramento.

### 3.5. Ensaios de Permeabilidade

Ensaios de permeabilidade são freqüentemente realizados com a finalidade de se determinar a condutividade hidráulica de aquíferos, responsável pelo movimento da água nos solos/sedimentos.

Alguns ensaios são executados em furos de sondagens, onde são conhecidos, de forma genérica, como "ensaios de infiltração". Com menor freqüência, têm sido também aplicados em poços de inspeção e cavas abertas em solos. Estes ensaios não utilizam sistema de observação da variação das cargas piezométricas nas imediações do furo onde se realiza o ensaio. Por esta razão, são conhecidos como "ensaios pontuais".

Os ensaios de permeabilidade em solos/sedimentos podem ser classificados conforme a maneira de realização: em nível constante ou variável.

Ensaios em nível constante são realizados por meio da manutenção do nível d'água numa posição constante ao longo de toda duração do ensaio, possibilitando sua execução com a introdução (ensaios de infiltração) ou retirada de água (ensaio de bombeamento). Nos ensaios de infiltração, é aplicada uma carga (constante), medindo-se a vazão injetada necessária para manter tal nível constante. Nos ensaios de bombeamento, o aquífero é descarregado, medindo-se a vazão bombeada necessária para manter constante o nível rebaixado.

Nos ensaios em nível variável, o nível d'água natural é deslocado para uma posição denominada nível inicial do ensaio. A tendência do nível d'água voltar à posição original é acompanhada ao longo do tempo de ensaio.

Deve-se considerar que os ensaios realizados nas porções não-saturadas dos solos (acima do lençol freático) admitem obviamente apenas sua realização por injeção de água (ensaios de "carga").

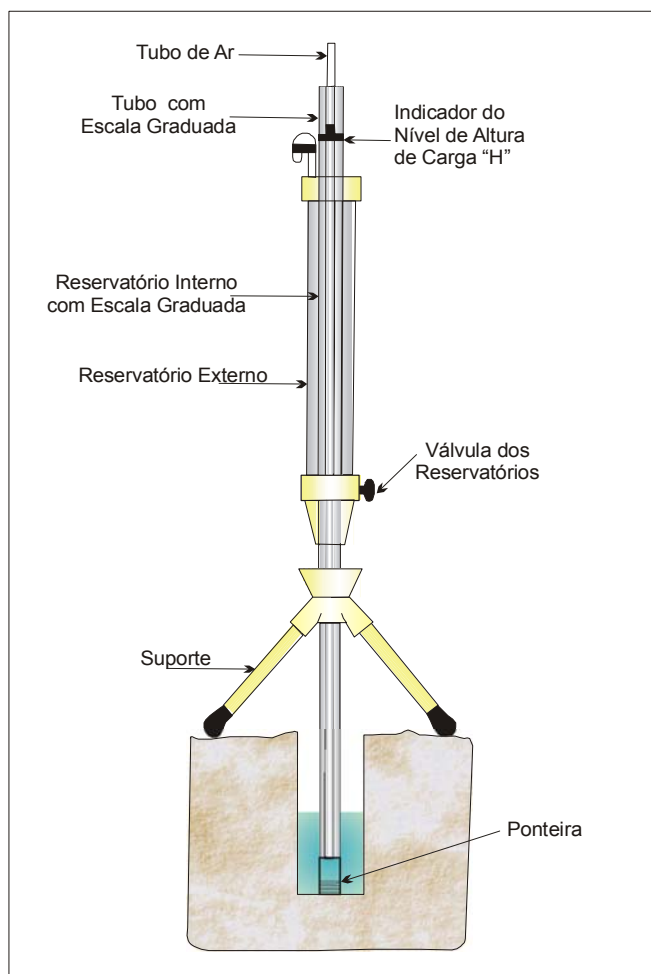
Neste estudo, serão realizados três tipos de ensaios de permeabilidade, utilizando diferentes métodos descritos a seguir.

### **3.5.1. Método *Guelph***

O permeâmetro *Guelph*, modelo 2800, foi utilizado na determinação expedita *in situ* da condutividade hidráulica da zona não-saturada da Formação Rio Claro. Este aparelho foi desenvolvido por Reynolds e Elrick em 1983, sendo aperfeiçoado pelos mesmos autores na Universidade de *Guelph*, no Canadá, em 1985 (SOTO, 1999).

O equipamento consiste em um permeâmetro de carga constante, que funciona segundo o Princípio do Sifão de Mariotte. Este princípio permite escoamento à velocidade constante (com a diminuição do nível d'água no aparelho), por meio do equilíbrio entre a pressão externa (pressão atmosférica) e a interna do permeâmetro.

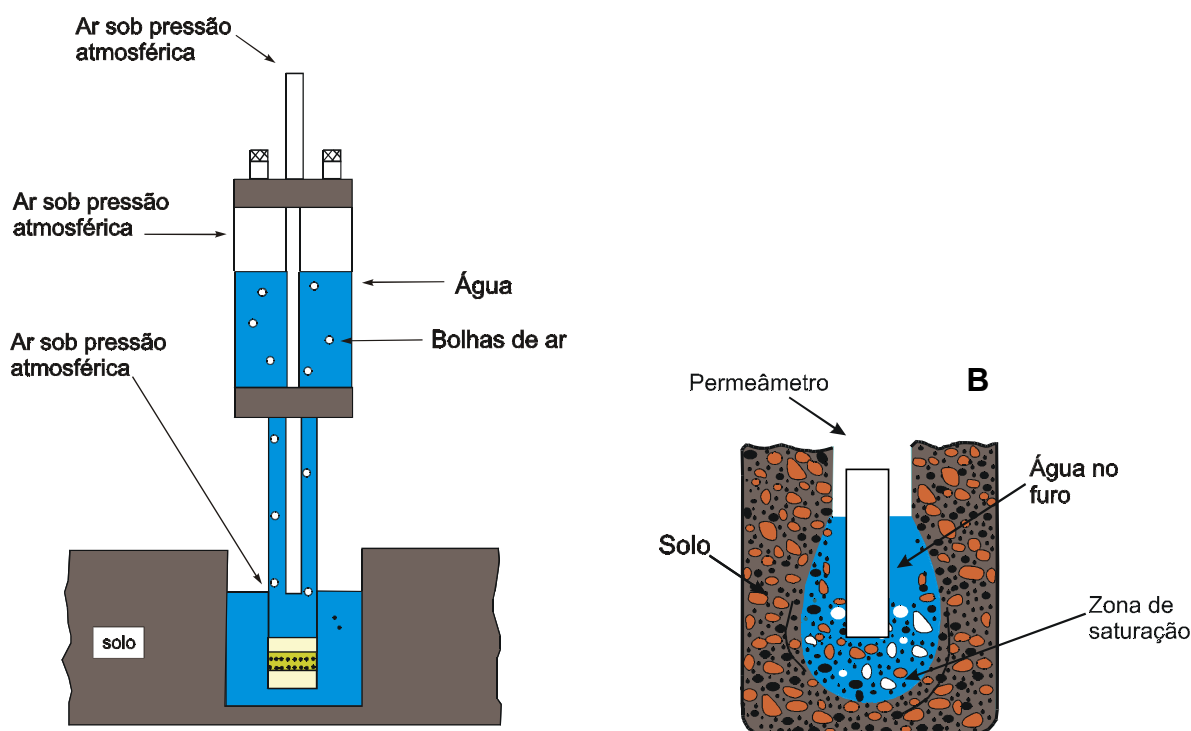
O permeâmetro é constituído basicamente por: tubo de ar, indicador do nível de água a ser mantido no furo (H), tubo e reservatório interno com escala graduada, reservatório externo, suporte, válvula do reservatório e ponteira (Figura 13).



**Figura 13 – Desenho esquemático do permeâmetro *Guelph*.**

O procedimento do ensaio requer, após seleção dos locais a serem ensaiados, a realização de furos a trado com fundo horizontal plano.

Quando se estabelece um nível d'água (carga hidráulica) constante no interior do furo de trado, origina-se um "bulbo" de saturação d'água a partir de sua base. O volume d'água, que se infiltra no solo por unidade de tempo (taxa de infiltração), torna-se constante após determinado tempo de estabilização. As características e dimensões deste "bulbo" de saturação d'água, uma vez atingida a condição de estabilidade, variam com as características do solo ensaiado (Figura 14).



**Figura 14 – Funcionamento do permeâmetro *Guelph* (A) e o bulbo de saturação de água no solo (B).**

O conhecimento do valor da taxa de infiltração, associado às dimensões do furo e da altura da coluna d'água no seu interior, permite o cálculo da condutividade hidráulica *in situ*, através da seguinte expressão, segundo Soil Moisture Corp.(1991):

$$K = [(0,0041)(X)(R_2) - (0,0054)(X)(R_1)]$$

ou

$$K = [(0,0041)(Y)(R_2) - (0,0054)(Y)(R_1)] , \text{ onde:}$$

**K** - condutividade hidráulica, em cm/s;

**R<sub>1</sub>; R<sub>2</sub>** - taxas de infiltração estabilizadas correspondentes a H1 e H2 respectivamente, em cm/s;

**X; Y** - constantes correspondentes à área do tubo (reservatório d' água) utilizado, em cm<sup>2</sup>;

**0,0041 e 0,0054** - valores adimensionais que podem ser obtidos através da fórmula:

$$G_2 = \frac{H_1 C_2}{\pi [2H_1 H_2 (H_2 - H_1) + a^2 (H_1 C_2 - H_2 C_1)]}$$

sendo,

$$G_1 = G_2 \frac{[H_2 C_1]}{[H_1 C_2]}, \text{ onde:}$$

**H1 e H2** - altura d'água no furo para a primeira (5 cm) e a segunda (10 cm) medidas, respectivamente;

**a** - raio do furo (cm);

**C** - fator que depende da relação H/a.

Estes ensaios foram distribuídos aleatoriamente na área de estudo, com intuito de determinar a condutividade hidráulica na zona não-saturada, para posterior classificação dos solos/sedimentos presentes nesta zona.

### 3.5.2. Teste de Slug

Neste ensaio de permeabilidade realizado em nível variável (zona saturada), aplica-se uma carga ou descarga com a introdução ou remoção súbita de um volume (sólido cilíndrico de volume conhecido) dentro do poço, de forma que o nível d'água (NA) seja elevado ou rebaixado instantaneamente. Quando o volume é removido, o teste é conhecido como *bail test* e, quando adicionado, *slug test* (Figura 15). O volume deslocado é igual à adição ou à remoção de água do aquífero.



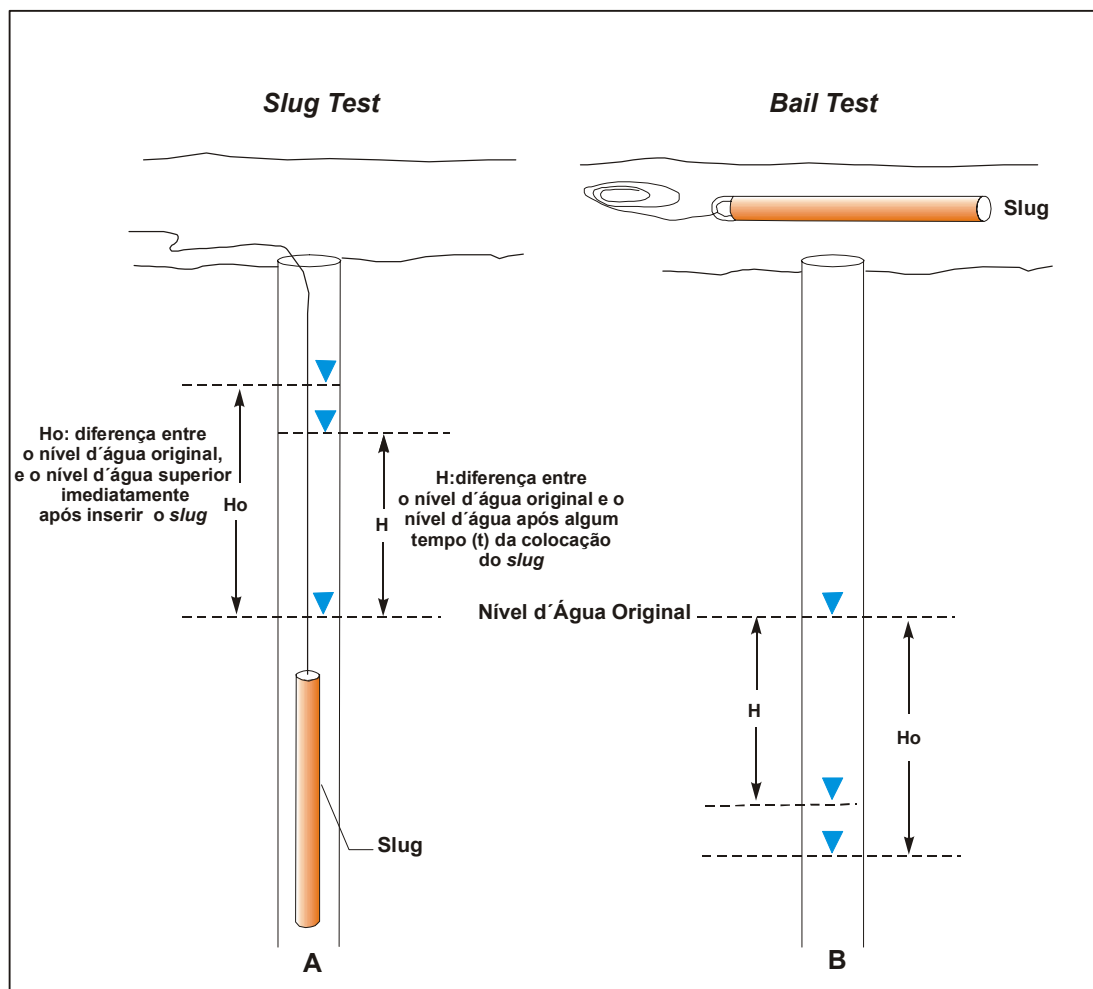


Figura 15 – (A) Slug Test e (B) Bail Test, modificado de Sanders (1998).

A estabilização do nível d'água, quando lenta, pode ser medida manualmente, utilizando-se de medidores de nível eletro-eletrônicos, dotados de fita métrica. Contudo, quando esta estabilização leva poucos segundos, é necessária a utilização de transdutores de pressão que tenham capacidade de medir a variação do NA a cada segundo. Este tipo de transdutor transforma a coluna d'água (pressão) em sinal elétrico, que por sua vez é convertido em sinal digital por um aparelho receptor. Este sinal pode ser armazenado em *data logger* externo ou computador. Existem no mercado alguns modelos de transdutores que apresentam memória embutida, permitindo o armazenamento dos dados.

O resultado do monitoramento da posição do nível d'água é uma curva de rebaixamento ou recuperação do NA, com o tempo. Desta curva, são extraídos os parâmetros que, juntamente com as características geométricas do poço, fornecem o valor de condutividade hidráulica (DAWSON e JONATHAN, 1991).

O método de interpretação do nível d'água x tempo, para o *bail test* e o *slug test*, pode ser obtido pelos métodos de Hvorslev (1951; Figura 16) e Bouwer e Rice (1976; Figura 17).

Segundo Pede (2004), os dois métodos são baseados na equação de Thiem (1906), em que o regime de fluxo é estacionário, o aquífero e a água são incompressíveis e a variação do armazenamento é nula. Qualquer modificação na carga hidráulica é dissipada através do aquífero.

### **Método de Hvorslev**

A determinação da condutividade hidráulica pelo método de Hvorslev (1951), Figura 5, é efetuada pelo uso da seguinte fórmula:

$$K = \frac{r^2 \ln(L_e / R)}{2L_e T_0}, \text{ onde:}$$

**K** - condutividade hidráulica (cm/s);

**r** - raio do revestimento (cm);

**R** - raio do poço (cm);

**L<sub>e</sub>** - comprimento do filtro (cm);

**T<sub>0</sub>** - tempo que leva para o nível d'água cair a 37% da posição inicial (s).

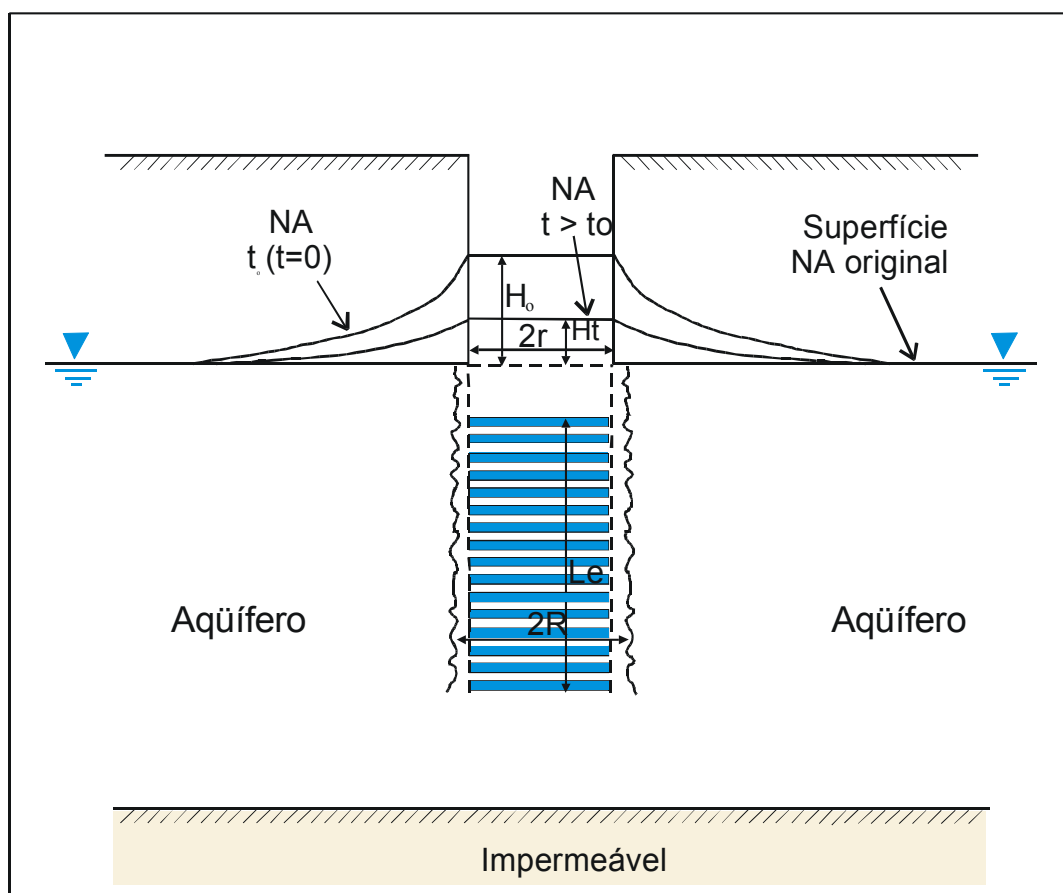


Figura 16 – Desenho esquemático ilustrando o teste de *slug* com os parâmetros geométricos, necessários para estimar a condutividade hidráulica pelo método de Hvorslev (1951).

#### Método de *Bouwer e Rice*

A determinação da condutividade hidráulica pelo método de Bouwer e Rice (1976; Figura 16) utiliza as seguintes equações:

$$K = \frac{r_c^2 \ln(R_e / R)}{2Le} \frac{1}{t} \ln\left(\frac{H_0}{H_t}\right) \quad e$$

$$\ln \frac{R_e}{R} = \left[ \frac{1.1}{\ln(L_w / R)} + \frac{A + B \ln[(h - L_w) / R]}{L_e / R} \right]^{-1};$$

quando  $L_w$  for igual a  $h$ ,

$$\ln \frac{R_e}{R} = \left[ \frac{1.1}{\ln(L_w / R)} + \frac{C}{L_e / R} \right]^{-1}, \quad \text{onde:}$$

- K** - condutividade hidráulica (cm/s);
- $r_c$**  - raio do revestimento (cm);
- R** - raio do poço (cm);
- $R_e$**  - distância radial efetiva em que a carga é dissipada (cm);
- $L_e$**  - comprimento do filtro ou intervalo por onde a água se infiltra (cm);
- $L_w$**  - distância da superfície d'água à base do filtro (cm);
- $H_0$**  - rebaixamento no tempo  $t = 0$  (cm);
- $H_t$**  - rebaixamento no tempo  $t = t$  (cm);
- T** - tempo decorrido após  $H = 0$  (s);
- A, B e C** - são valores adimensionais, obtidos por meio da relação  $L_e/R$ .

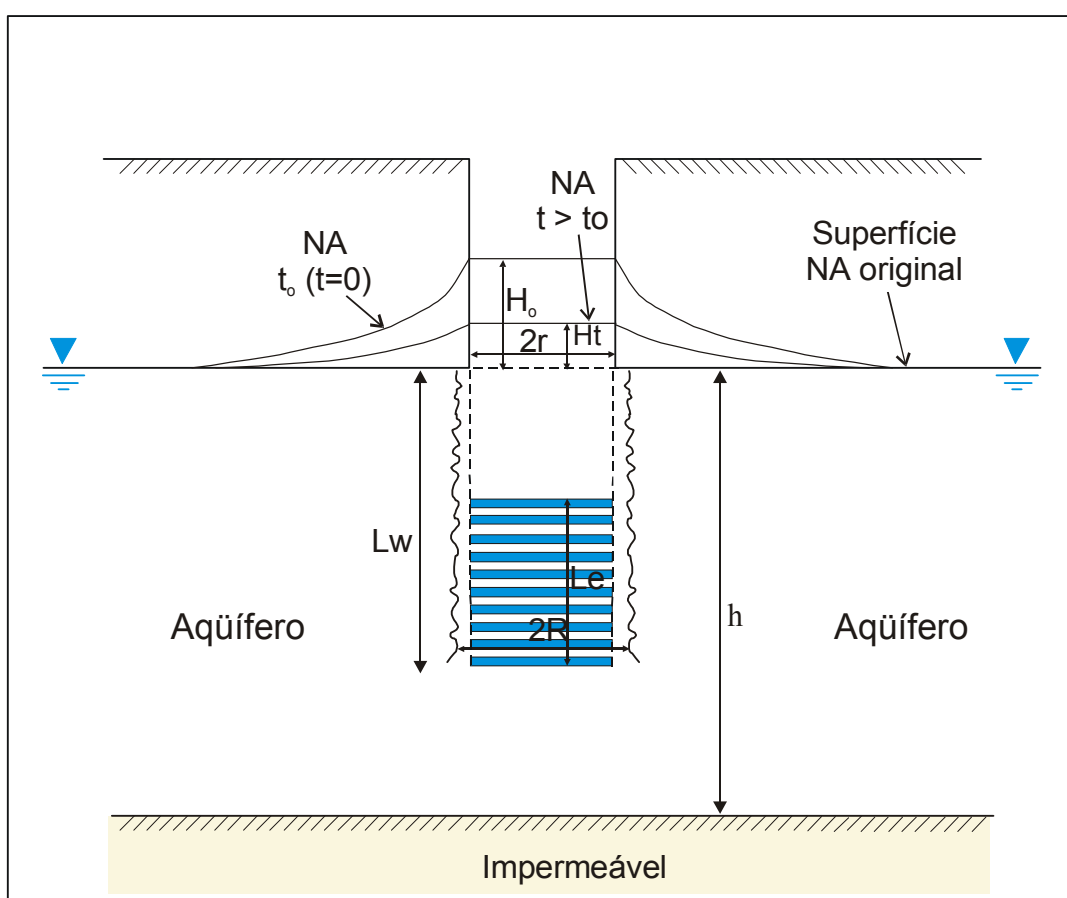


Figura 17 – Desenho esquemático ilustrando o teste de *slug*, com os parâmetros geométricos necessários para estimar a condutividade hidráulica pelo método de Bouwer e Rice (1976).

O valor do raio do revestimento  $r_c$  ainda passa por uma correção devido à porosidade do pré-filtro, utilizando a fórmula (BOUWER, 1989):

$$r'_c = \sqrt{(1-n)r_c^2 + nR} \text{ , onde:}$$

$r'_c$  - raio do revestimento já corrigido (cm);

$r_c$  - raio do revestimento original (cm);

$n$  - porosidade do pré-filtro (entre 0 e 1);

$R$  - raio do poço (cm).

Os testes de *slug* foram realizados após desenvolvimento prévio dos poços de monitoramento, ou seja, retirada de água dos poços, com objetivo de eliminar as partículas finas geradas durante a perfuração. Nesta etapa, foram utilizados *bailers* descartáveis (amostradores de polietileno) e, em alguns casos onde havia energia elétrica, fez-se uso de compressor.

Esses testes foram realizados em dois poços de monitoramento PM – 01 e PM – 03, localizados na Fazenda São José (Norte da área de estudo), e nos poços PM – 05 e PM – 07, localizados no Campus Bela Vista da UNESP.

As leituras, o armazenamento, assim como a interpretação dos dados obtidos durante os testes, foram efetuados automaticamente por meio do *software Winslug*<sup>®</sup> (CHANG e CARRIER-NETO, 2000), desenvolvido nos laboratórios da UNESP, Campus de Rio Claro.

### 3.5.3. Análise Granulométrica

Além desses ensaios, a condutividade hidráulica também foi determinada por meio da distribuição na curva granulométrica dos sedimentos arenosos da Formação Rio Claro, utilizando-se os métodos de Hazen (1911; apud FETTER, 1988) e Shepherd (1989).

O método de *Hazen* é aplicado a areias em que o diâmetro efetivo do grão ( $d_{10}$ ) situa-se aproximadamente entre 0,1 e 3,0 mm. A fórmula aplicada ao método de *Hazen* é:

$$K = C(d_{10})^2, \text{ onde,}$$

**K** - condutividade hidráulica (cm/s);

**d<sub>10</sub>** - diâmetro efetivo do grão (cm);

**C** - valor adimensional que pode ser obtido experimentalmente; areias finas, como as da Formação Rio Claro, possuem um valor aproximado de 60.

O método de *Shepherd* considera que a condutividade hidráulica está relacionada ao diâmetro e à maturidade dos grãos, sendo estabelecida pela seguinte fórmula:

$$K = Cd_{50}^j, \text{ onde:}$$

**C** - fator de ajuste, obtido experimentalmente;

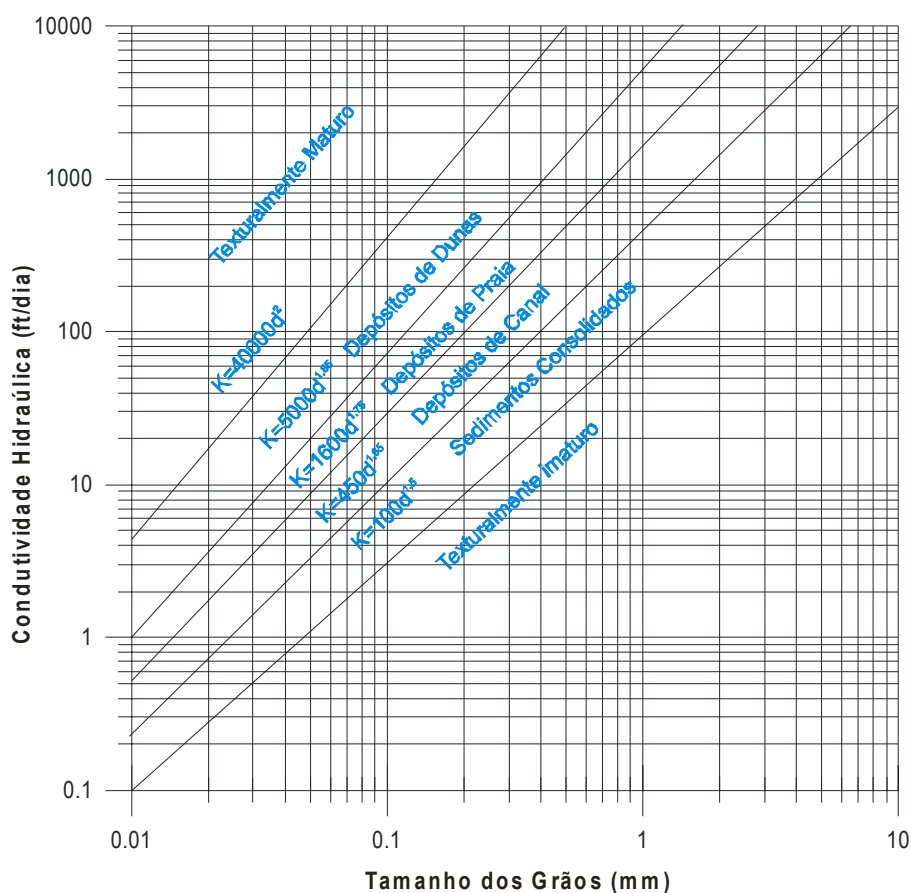
**d<sub>50</sub>** - diâmetro efetivo do grão (mm);

**j** - expoente obtido experimentalmente, que leva em consideração a textura dos sedimentos.

O fator de ajuste **C** e o expoente **j** possuem valores altos para sedimentos maduros, e decaem para sedimentos imaturos.

*Shepherd* (1989) utilizou vários dados para desenvolver e produzir um gráfico que permite determinar a condutividade hidráulica para grãos de diâmetros intermediários, de diferentes tipos de sedimentos (Figura 18).

No caso da Formação Rio Claro, para o cálculo de condutividade hidráulica segundo o método de *Shepherd*, utilizou-se valor **C=100** e expoente **j=1,5**, correspondendo a sedimentos parcialmente consolidados.



**Figura 18 – Gráfico mostrando a relação da condutividade hidráulica com o diâmetro dos grãos de sedimentos texturalmente diferentes (FETTER, 1988).**

O ensaio de granulometria foi realizado de acordo com o tamanho das partículas que compõem cada amostra, utilizando peneiramento para partículas maiores que 0,075 mm (# 200) e sedimentação para partículas menores que 0,075 mm. Os procedimentos dos ensaios seguiram a padronização da ABNT, por meio da MB-32: Solo - Análise Granulométrica.

As amostras destinadas para este tipo de ensaio foram as recuperadas durante a perfuração de poço de monitoramento com amostragem contínua (PM – 06, Campus da UNESP), em intervalos de 0,5 m (descartando os níveis argilosos e os que não foram recuperados durante a perfuração, pela presença de água), até a profundidade de 20 m.

### 3.6. Difração de Raio – X e Petrografia

Para difração de raio – X, foram selecionadas também amostras recuperadas durante a perfuração do poço de monitoramento PM – 06, mas em intervalo de 1m, até atingir a profundidade de 15,5 m. O intuito desta análise é determinar os minerais constituintes da fração argila e total da amostra.

Os procedimentos adotados neste trabalho, para determinação dos minerais presentes nos sedimentos da Formação Rio Claro, foram os descritos por Alves (1987).

A extração dos argilominerais (fração argila) iniciou-se com a dissociação dos minerais contidos na amostra, por meio de tratamento químico. O tratamento químico com hexametáfosfato de sódio propiciou a defloculação de cimento caulínico presente no sedimento. Posteriormente, foram colocadas em provetas de 2 L, permanecendo em repouso absoluto por aproximadamente 24 horas.

Após este período, com o auxílio de uma pipeta, recolheu-se o líquido situado na posição intermediária das provetas, despejando-os em copos descartáveis, juntamente com a adição de 5 ml de ácido acético glacial. Tais copos permaneceram em repouso por tempo indeterminado, até que o material sólido (antes em suspensão) se encontrasse totalmente decantado. Por fim, com auxílio de um conta gotas, parte desses sedimentos foi espalhada homoganeamente sobre lâminas para serem analisados por difratometria de raio – X.

Na fração total, as amostras foram secas em estufa a temperatura de aproximadamente 50° C, por aproximadamente 24 horas. Após a secagem, foram encaminhadas para o equipamento de moagem. Este material moído foi utilizado na confecção de pastilhas, posteriormente enviadas ao difratômetro de raio – X.

As amostras foram preparadas e analisadas no Laboratório de Espectrometria de Difração de Raios X (espectrômetro marca *Siemens* modelo *D5000*), do IGCE/UNESP - Rio Claro.

Os dados (fração argila e total) foram interpretados no *software EVA*<sup>®</sup>, que possui dicionário de minerais e elementos químicos que possibilita o ajuste com os picos gerados pelo difratômetro.

Amostras também recuperadas durante a perfuração do poço de monitoramento PM – 06, em intervalo aleatório, mas representativo dos sedimentos descritos neste poço, foram impregnadas por resina epoxi para confecção de lâminas delgadas utilizadas na análise petrográfica. A análise petrográfica foi realizada em microscópio óptico marca **Olympus Bx40**, de laboratório do IGCE/UNESP.



### 3.7. Testes de Bombeamento

Os testes de bombeamento são divididos em dois grupos, abaixo especificados.

- **Testes de Aquíferos** – responsáveis pela determinação de parâmetros hidrodinâmicos do meio poroso (condutividade hidráulica, transmissividade e coeficiente de armazenamento). Sua realização baseia-se no bombeamento de um poço com descarga constante, no qual o acompanhamento e a evolução do rebaixamento são observados em outros poços de monitoramento circunvizinhos (poços de observação).
- **Testes de Produção** – têm a finalidade de determinar perdas de carga totais que ocorrem num poço de bombeamento e a vazão máxima de exploração. Sua execução consiste no acompanhamento da evolução do rebaixamento no próprio poço bombeado. Na maioria das vezes, são realizados em três etapas, com vazões constantes por um determinado tempo. Este tempo deverá ser igual em todas etapas, para evitar correções posteriores, e as vazões deverão ser crescentes de uma etapa para outra ( $Q_1 < Q_2 < Q_3$ ).

Existem duas metodologias adotadas para a realização de um teste de produção. Uma delas consiste na recuperação dos níveis d'água em cada etapa, ou seja, após um período de bombeamento com monitoramento dos níveis, a bomba é desligada até que retorne ao nível do início do teste. A outra resume-se no bombeamento contínuo do poço, passando-se de uma etapa para outra por meio de um aumento brusco de vazão, sem que haja recuperação entre as etapas. Estas metodologias também são conhecidas, respectivamente, como testes de produção sucessivo e escalonado.

O teste adotado para os dois poços no Campus da UNESP (PM – 05 e PM – 08) foi o escalonado. Os testes foram feitos com a utilização de uma bomba submersa, da marca *Ebara* de 1hp, e um hidrômetro.

Esses testes possibilitaram identificar os rebaixamentos para diferentes vazões, estabelecer uma fórmula geral relacionando o rebaixamento com a vazão, traçar as curvas características, úteis para determinar a vazão máxima de exploração e a eficiência hidráulica dos poços.

Os dados de rebaixamento em função do tempo foram plotados em gráfico monolog, com escala de tempo logarítmica, e os rebaixamentos em escala normal.

Com base nos resultados dos testes, obteve-se um outro gráfico (rebaixamento x vazão), dando origem às curvas características dos poços, a partir das quais foi possível identificar o ponto crítico (a inclinação da curva aumenta rapidamente com o incremento da vazão).

Uma vez conhecidas às perdas de carga e a vazão máxima de exploração, foi possível calcular o rebaixamento correspondente à vazão de extração desejada, de acordo com a equação característica dos poços (Figura 19):

$$\frac{s}{Q} = B + C.Q, \text{ onde:}$$

$s/Q$  - rebaixamento específico;

$B$  - ponto de interseção do eixo Y na origem;

$C$  - coeficiente angular da reta.

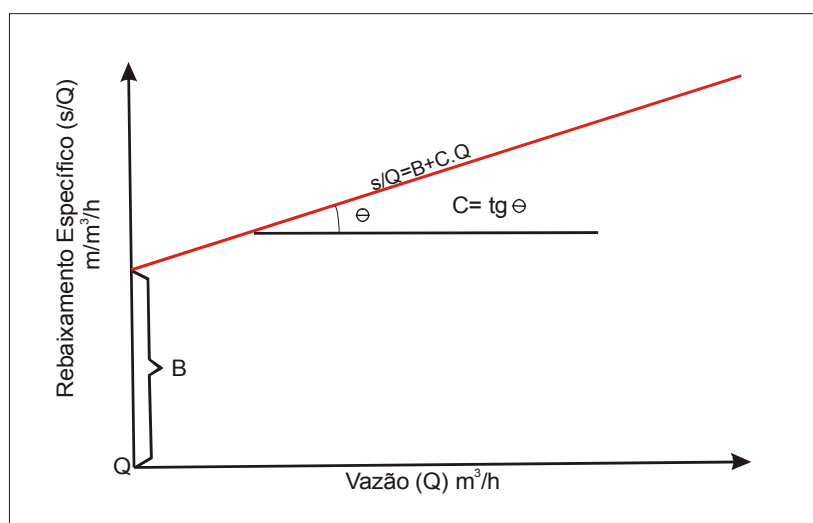


Figura 19 – Representação gráfica da equação característica do poço.

### 3.8. Cálculo de Reservas

A avaliação de reservas de um aquífero sedimentar, particularmente um aquífero livre, envolve muitas discussões, seja pelas metodologias adotadas ou pelos próprios valores encontrados, principalmente em relação à disponibilidade explorável. Dentre essas discussões, um aspecto relevante diz respeito ao parâmetro espessura saturada. Para a espessura saturada normalmente adota-se um valor médio representativo do aquífero em toda área explorada.

Neste trabalho foram calculadas as reservas permanentes, reguladoras e totais do Aquífero Rio Claro.

As reservas permanentes correspondem ao volume de água subterrânea situada na porção saturada, abaixo da posição mínima da variação sazonal do aquífero. Considerando que o comportamento do Aquífero Rio Claro no município homônimo como sendo de caráter livre, o cálculo da reserva permanente é dado pelo volume de saturação ( $V_s$ ), sendo este definido por:

$$V_s = A.b.\eta_e, \text{ onde:}$$

**A** – área de ocorrência do aquífero ( $m^2$ );

**b** – espessura média saturada do aquífero (m);

**$\eta_e$**  – porosidade efetiva.

Vale lembrar que a espessura média saturada foi calculada com base nas SEVs, devido à pequena quantidade de poços perfurados no município.

As reservas reguladoras correspondem ao volume d'água infiltrado, ou seja, a recarga anual do sistema. A metodologia adotada para esta reserva foi a da Vazão de Escoamento Natural (VEN). Este parâmetro é calculado a partir do coeficiente de porosidade da área de ocorrência do aquífero e da variação do nível da superfície potenciométrica. A variação do nível da superfície potenciométrica foi adotada com base nos poços de monitoramento perfurados no Campus Bela Vista da Unesp de Rio Claro, pois estes poços vem sendo monitorados acerca de 5 anos por transdutores de pressão. Diante do exposto, têm-se o VEN como sendo:

$$VEN = A.\Delta h.\eta_e, \text{ onde:}$$

**A** – área de ocorrência do aquífero ( $m^2$ );

**$\Delta h$**  – variação média da superfície potenciométrica (m);

**$\eta_e$**  – porosidade efetiva.

As reservas totais são obtidas pela soma das reservas permanentes e reguladoras.

### **3.9. Análise Geoestatística**

A análise preliminar dos dados por meio de métodos estatísticos constitui uma etapa muito importante, principalmente quando se trabalha com aquisição e processamento de uma quantidade significativa de dados e variáveis. Esses métodos possibilitam também análises interpretativas quanto aos modelos de distribuição de probabilidades e correlações.

Segundo Sturaro (1994), a Geoestatística tem por objetivo a aplicação da teoria das variáveis regionalizadas, para efetuarem estimativas dentro de um contexto regido por um fenômeno natural com distribuição no espaço e no tempo.

Em Geociências, a maioria das variáveis estudadas são consideradas como regionalizadas, como por exemplo: espessura de camadas geológicas, profundidade do nível d'água subterrâneo, espessuras resistivas de camadas geoeletricas, etc.

A teoria das variáveis regionalizadas, formalizada por Mathernon (1963), considera as características estruturais e aleatórias de uma variável espacialmente distribuída, de forma a descrevê-la adequadamente. Esta teoria é baseada em modelos probabilísticos, que usualmente são utilizados onde os fenômenos naturais não são conhecidos suficientemente para permitir um enfoque determinístico. Ou seja, os modelos probabilísticos propiciam uma avaliação da variável juntamente com a inevitável incerteza (ISAACS e SRIVASTAVA, 1989).

Uma característica muito freqüente também em fenômenos naturais é a anisotropia, isto é, a variabilidade ou a distribuição espacial de tais elementos que ocorrem mais intensamente numa direção e menos intensamente em outra.

Quando se observa anisotropia, é necessário que o modelo proposto represente bem a variabilidade espacial da propriedade em estudo. Procedimentos determinísticos para este caso são limitados, pois não consideram a estrutura de autocorrelação espacial, bem como a anisotropia presente.

Por isso, a utilização de procedimentos geoestatísticos requer um estudo cuidadoso de como a variabilidade espacial da propriedade em estudo depende da orientação relativa das localizações dos dados observados. Se a dependência espacial entre observações em duas localizações quaisquer é função somente da distância entre essas localizações, então a variabilidade espacial é isotrópica, caso contrário é anisotrópica (CAMARGO et al., 2001).

Dessa forma, a análise geoestatística foi aplicada aos dados obtidos pelos ensaios geofísicos (SEVs), cujas coordenadas são conhecidas, possibilitando a obtenção da estrutura da variância.

Uma vez quantificada a dependência espacial das propriedades obtidas pelas SEVs (espessuras e resistividades das camadas geolétricas, cota do nível d' água, cota do topo da Formação Corumbataí, etc), pôde-se mapear essas propriedades dentro da área de interesse, por meio da krigagem ordinária.

Esta técnica considera a média flutuante ou móvel por toda área, sendo necessária à estimativa de valores em locais onde não foram feitos pontos de coleta de dados (LANDIM, 1998). A fase de estimação constitui passo importante, já que a malha de pontos estimada será responsável pela qualidade dos mapas a serem gerados.

Dentre os métodos de estimativa, o método geoestatístico da krigagem ordinária pode ser considerado como o melhor **estimador linear sem viés**, devido às seguintes proposições (AJUB, 2002):

- as estimativas são realizadas por meio de uma combinação linear dos dados (linearidade);
- o método objetiva que o erro residual médio seja igual a zero (sem viés),
- o método objetiva minimizar a variância dos erros (melhor estimador).

As duas últimas proposições, do ponto de vista prático, são difíceis de serem realizadas, pois não se conhecem valores reais dos pontos estimados para se avaliar o erro e a variância verdadeiros.

Mas a krigagem ordinária supera estes aspectos, pois é baseada em um modelo probabilístico, cujo erro residual médio, assim como a variância dos erros, pode ser estimada. Assim, pode-se atribuir pesos às amostras usadas nas estimativas, de tal forma que o erro médio seja zero e a variância seja mínima.

A estimativa de um ponto não amostrado é realizada por meio de uma combinação linear dos pesos de amostras, situados em uma vizinhança definida ao redor deste ponto.

Para a utilização do método de krigagem ordinária adotado neste estudo, inicialmente foi necessária a elaboração de variogramas experimentais, seguido da etapa que consiste em ajustar um modelo matemático que represente, da melhor forma possível, a configuração das curvas do variograma. Por sua vez, o variograma foi utilizado para calcular valores de semivariância, para uma dada distância, os quais são necessários para a organização do sistema de equações de krigagem.

O sistema estruturado a partir das funções teóricas, usadas para modelar variogramas, deverá possuir uma solução única e estável para o sistema de equações de krigagem. Dada essa condição, o conjunto de funções básicas para modelar variogramas é limitado. No entanto, a combinação dessas funções produzirá um conjunto de modelos variográficos que atenderá, de forma suficiente, às necessidades requeridas para se avaliarem os fenômenos regionalizados (AJUB, 2002).

Os modelos variográficos podem ser divididos em modelos com patamar e sem patamar. Nos modelos com patamar, a função variograma aumenta à medida que incrementa a distância, até atingir um patamar (“sill”) onde a função se estabiliza. Esse patamar, teoricamente, deve ser igual à variância da população.

Já os modelos sem patamar apresentam um aumento constante da variabilidade, à medida em que a distância é incrementada. Esses modelos são conhecidos como modelos lineares ou potência, cuja expressão matemática é:

$$\gamma(h) = \alpha h^\theta, \text{ onde:}$$

$\theta$  – varia de 0 a 2;

$\alpha$  – representa a inclinação da reta.

Os principais modelos variográficos dentre os modelos com patamar são os esférico, exponencial e gaussiano (Figura 20), cujas expressões matemáticas são as seguintes (ISAAKS e SRIVASTAVA, 1989):

#### *Modelo Esférico*

$$\gamma(h) = \begin{cases} 1,5h/a - 0,5(h/a)^3 & \text{para } h \leq a \text{ e } h > a, \text{ onde:} \\ 1 & \end{cases}$$

$a$  – representa a amplitude variográfica.

Quando dos ajustes desse modelo, aplica-se à regra de que a tangente, na origem, atinge o patamar a uma distância de 2/3 da amplitude ( $a$ ).

### Modelo Exponencial

$$\gamma(h) = 1 - \exp\left(-\frac{3h}{a}\right)$$

Neste modelo, o patamar (“sill”) é a assíntota dessa função, enquanto a amplitude (**a**) corresponde a 5 vezes à distância, onde a tangente, na origem, atinge o patamar.

### Modelo Gaussiano

$$\gamma(h) = 1 - \exp\left(-\frac{3h^2}{a^2}\right)$$

Esse modelo, cuja função tem comportamento parabólico na origem, apresenta larga amplitude variográfica (**a**) e patamar semelhante aos modelos exponenciais. Ele representa fenômenos naturais com elevada continuidade espacial.

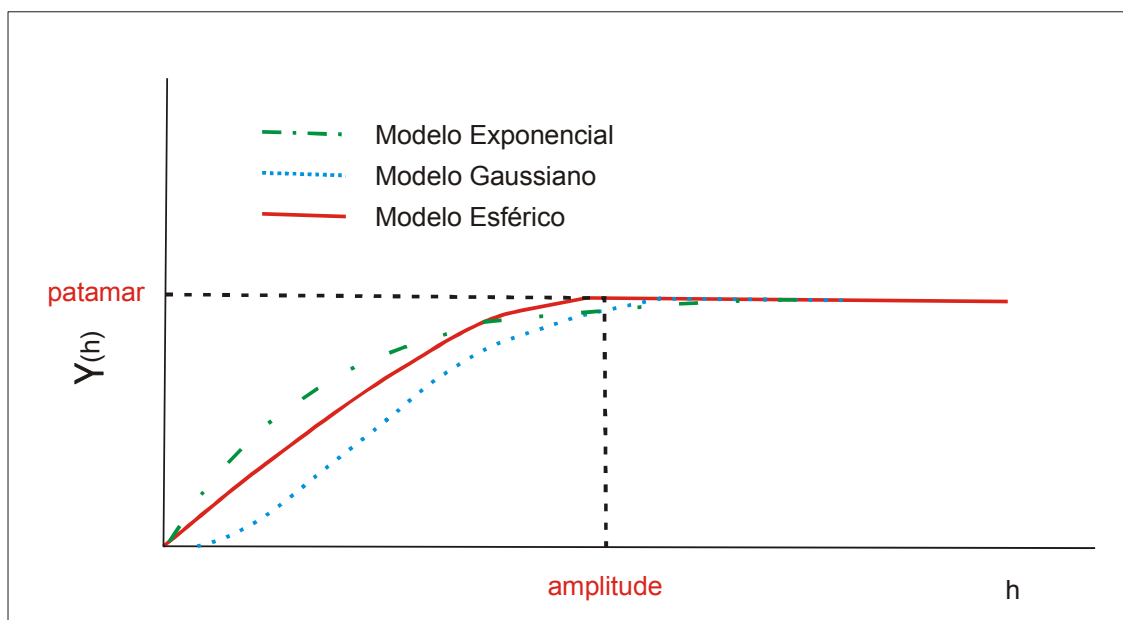


Figura 20 – Representação gráfica dos três modelos variográficos mais utilizados (ISAACS e SRIVASTAVA, 1989).

Destaca-se neste grupo, o modelo que se caracteriza pelo efeito pepita puro, no qual a expressão matemática é assim definida:

$$\gamma(h) = \begin{cases} 0 \\ 1 \end{cases}$$

para  $h = 0$  e  $h > 0$

Esse modelo, ao contrário do gaussiano, é representativo de fenômenos naturais de elevada aleatoriedade.

Via de regra, o efeito pepita é somado aos demais modelos variográficos como uma constante **Co**.

Nos casos onde se observou anisotropia das variáveis no mapa de semivariograma (gráfico 2D em que se tem uma visão geral da variabilidade espacial das variáveis em estudo) e também forte correlação com as direções X ou Y (deriva externa), aplicou-se os métodos de modelagem não-estacionária. A modelagem com variogramas bidirecionais que combina dois modelos variográficos direcionais num único modelo consistente para todas as direções, foi aplicada as variáveis que não possuem correlação com X e Y, mas apresentam forte anisotropia.

Os resultados obtidos pelo método de modelagem não-estacionária deste estudo apresentam-se mais satisfatórios quando comparados à modelagem anisotrópica para as mesmas variáveis.

A análise geoestatística deste estudo foi efetuada pelo programa **Isatis V.4.1.3**.



#### 4. HIDROFACIOLOGIA DO AQUÍFERO RIO CLARO

Os dados e os resultados presentes neste item aparecem na ordem no qual foram obtidos e utilizados, almejando o estudo hidrofaciológico do Aquífero Rio Claro.

Os dados obtidos por meio do método geofísico de eletrorresistividade inicialmente forneceram dados suficientes para uma pré-classificação das eletrofácies presentes na Formação Rio Claro. Com base nessas SEVs, alguns poços de monitoramento foram locados e perfurados. Esses poços propiciaram a realização dos ensaios geofísicos de calibração.

Os ensaios geofísicos de calibração foram executados ao lado dos poços de monitoramento perfurados no Campus Bela Vista da Unesp de Rio Claro e na Fazenda São José (Norte da área de estudo), com intuito de averiguar as diferenças litológicas em extremidades da área de estudo.

Posteriormente, estes ensaios de calibração, junto com as demais SEVs, forneceram um modelo geoeletrico final da Formação Rio Claro.

Todos dados obtidos das SEVs passaram por análise geoestatística para posterior confecção de mapas de espessura e de resistência transversal da Formação Rio Claro, além de mapas potenciométrico e do topo da Formação Corumbataí, em escala de município e de detalhe.

Em escala de detalhe foram executados ainda ensaios de imageamento elétrico 2D e 3D, que também auxiliaram na calibração das SEVs realizadas nesta malha.

A segunda etapa constou de ensaios de permeabilidade nos poços de monitoramento perfurados, com o objetivo de determinar a condutividade hidráulica, por meio de testes de *Slug* e por análises granulométricas realizadas nos sedimentos recuperados durante a perfuração do poço de monitoramento com amostragem contínua. No poço onde foi executada a amostragem contínua, também foram recuperadas amostras para análise petrográfica.

Testes de produção foram realizados em dois poços de monitoramento perfurados na UNESP.

A integração de todos dados, mas principalmente dos resultados obtidos com as SEVs e com imageamento (2D e 3D), submetidos a tratamento geoestatístico apropriado, identificou com clareza as áreas onde a resistência transversal saturada do Aquífero Rio Claro é maior. Essas áreas constituem grandes potenciais na exploração de água subterrânea do aquífero.

#### 4.1. Ensaios Geofísicos

Os ensaios geofísicos foram executados em 366 pontos, empregando-se o método de Eletrorresistividade, por meio da técnica de Sondagem Elétrica Vertical (SEV) e arranjo *Schlumberger*, visando obter a caracterização preliminar da geologia em subsuperfície e a distribuição espacial do lençol freático (NA).

Os locais de execução das SEVs, na escala de município, foram escolhidos de maneira a distribuí-las uniformemente em toda área a ser estudada (áreas de ocorrência da Formação Rio Claro no município homônimo), respeitando as limitações topográficas e a urbanização. Na escala de detalhe, os ensaios foram distribuídos em uma malha de 20 x 20 m no Campus Bela Vista da Unesp de Rio Claro. Os mapas de localização (Figuras 21 e 22) apresentam a distribuição das SEVs executadas.

As SEVs tiveram um espaçamento máximo  $AB/2$  de 100, o que permitiu investigar uma profundidade teórica máxima de 50 m. Na prática, esta profundidade dependerá do contraste entre as resistividades das camadas geoeletricas.



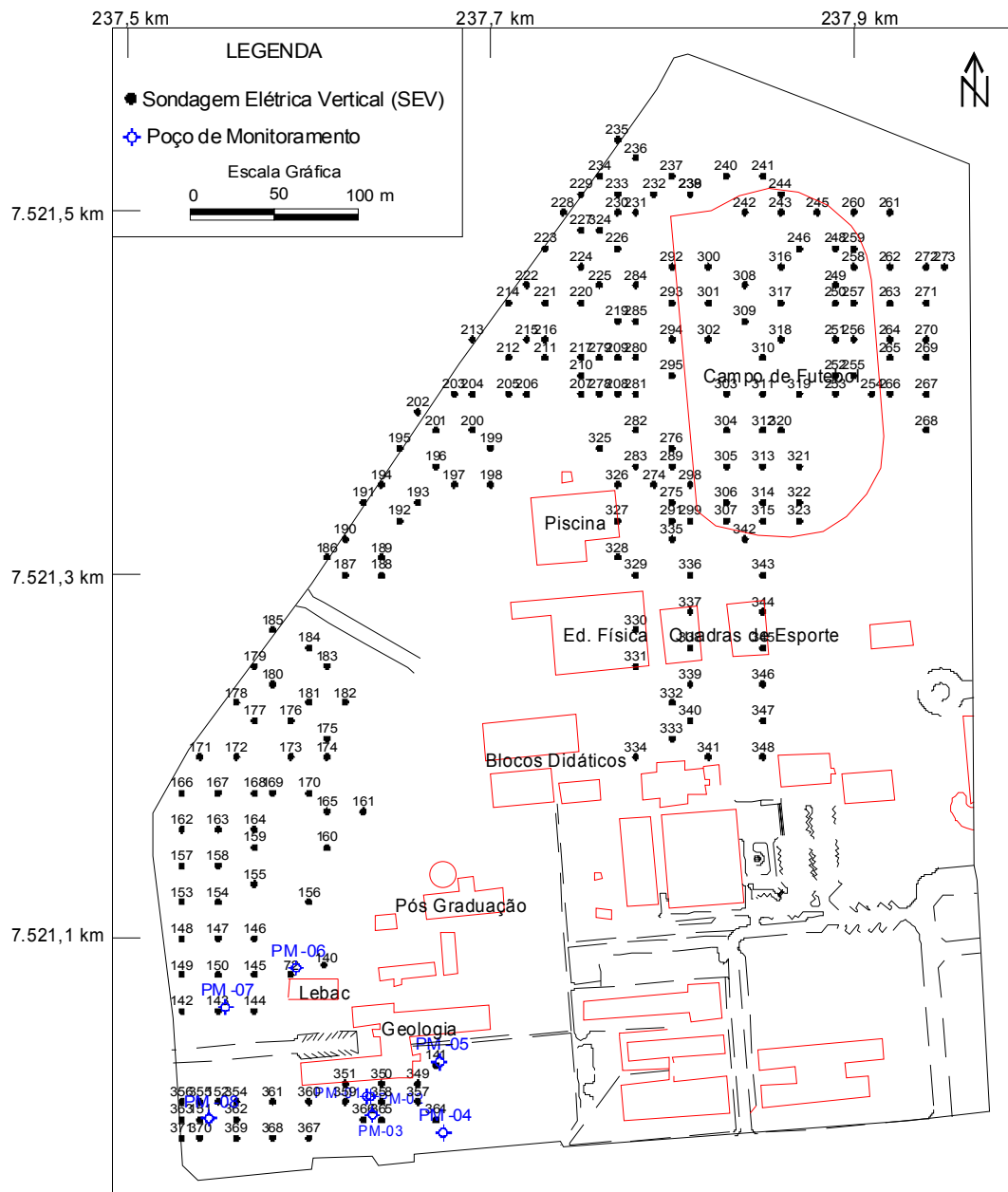


Figura 22 – Mapa de localização das SEVs e dos poços de monitoramento no Campus Bela Vista da Unesp de Rio Claro, escala de detalhe.

As Tabelas 1 e 2 relacionam as SEVs executadas e suas coordenadas.

**Tabela 1 – Identificação dos ensaios geofísicos executados em escala de município.**

SEV	Leste (km)	Norte (km)	SEV	Leste (km)	Norte (km)
SEV-3	237,800	7522,900	SEV-73	237,400	7519,100
SEV-4	236,900	7523,600	SEV-74	237,100	7518,900
SEV-5	237,300	7525,800	SEV-75	237,200	7518,600
SEV-6	235,700	7522,100	SEV-76	237,100	7520,400
SEV-7	235,900	7517,300	SEV-77	240,000	7525,900
SEV-8	234,800	7514,400	SEV-78	240,000	7526,300
SEV-9	235,200	7514,000	SEV-79	237,200	7519,300
SEV-10	236,500	7516,800	SEV-80	239,600	7525,900
SEV-11	236,700	7517,100	SEV-81	239,500	7525,500
SEV-13	237,500	7525,500	SEV-82	240,300	7525,400
SEV-15	237,800	7522,100	SEV-83	239,800	7526,700
SEV-16	236,300	7521,400	SEV-84	239,200	7526,600
SEV-17	236,400	7522,600	SEV-85	239,200	7526,100
SEV-18	237,000	7517,300	SEV-86	239,200	7525,100
SEV-19	234,300	7517,300	SEV-87	238,100	7525,500
SEV-20	234,400	7519,800	SEV-88	236,500	7518,300
SEV-21	233,300	7520,100	SEV-89	234,600	7521,100
SEV-22	230,500	7519,400	SEV-90	237,700	7524,700
SEV-23	231,200	7519,200	SEV-91	238,100	7524,100
SEV-24	230,400	7517,000	SEV-92	237,100	7525,600
SEV-25	229,700	7516,800	SEV-93	237,500	7534,200
SEV-26	230,300	7516,500	SEV-94	238,000	7534,500
SEV-27	230,000	7516,000	SEV-95	237,900	7528,400
SEV-28	229,900	7515,600	SEV-96	238,000	7530,800
SEV-29	230,100	7515,700	SEV-97	237,400	7532,900
SEV-30	231,000	7517,300	SEV-98	237,600	7531,100
SEV-31	231,400	7517,600	SEV-99	237,600	7531,900
SEV-32	235,200	7519,000	SEV-100	238,000	7529,300
SEV-33	237,500	7522,600	SEV-101	236,870	7519,150
SEV-34	237,000	7522,300	SEV-102	240,739	7530,574
SEV-36	237,600	7526,900	SEV-103	240,657	7531,442
SEV-37	237,600	7527,200	SEV-104	240,225	7532,485
SEV-38	235,800	7523,500	SEV-105	239,458	7532,471
SEV-39	234,000	7522,000	SEV-106	238,596	7532,507
SEV-40	234,400	7519,200	SEV-107	239,117	7531,962
SEV-41	236,200	7518,100	SEV-108	239,589	7531,473
SEV-42	232,300	7523,900	SEV-109	240,563	7530,225
SEV-43	231,900	7523,900	SEV-110	241,188	7530,313
SEV-44	230,100	7524,500	SEV-111	241,558	7530,799
SEV-45	235,600	7523,000	SEV-112	242,011	7530,171
SEV-46	239,600	7524,600	SEV-113	241,818	7529,823
SEV-47	240,300	7525,000	SEV-114	241,330	7529,398
SEV-48	240,200	7524,800	SEV-115	242,133	7529,012
SEV-49	240,600	7525,100	SEV-116	239,396	7529,485
SEV-50	236,900	7521,700	SEV-117	240,017	7528,758
SEV-51	237,600	7521,400	SEV-118	239,358	7527,272
SEV-52	234,800	7519,800	SEV-119	241,893	7527,826
SEV-53	233,390	7519,040	SEV-120	240,974	7527,140
SEV-54	233,100	7520,400	SEV-121	241,421	7526,938
SEV-55	233,900	7521,000	SEV-122	241,249	7528,147
SEV-56	234,400	7518,700	SEV-123	241,615	7527,199
SEV-57	234,800	7517,800	SEV-124	240,104	7530,295
SEV-58	235,200	7517,200	SEV-125	238,388	7529,239
SEV-59	235,900	7515,900	SEV-126	238,100	7532,373
SEV-60	236,200	7515,500	SEV-127	238,525	7530,970
SEV-61	236,300	7516,100	SEV-128	239,071	7528,339
SEV-62	236,200	7516,600	SEV-129	239,915	7527,726
SEV-63	235,400	7517,100	SEV-130	242,605	7527,637
SEV-64	235,100	7517,500	SEV-131	237,861	7533,108
SEV-65	235,000	7514,500	SEV-132	239,736	7533,272
SEV-66	235,300	7515,600	SEV-133	237,566	7533,708
SEV-67	235,500	7514,500	SEV-134	238,055	7533,903
SEV-68	234,100	7515,900	SEV-135	236,655	7535,028
SEV-69	233,900	7514,900	SEV-136	238,218	7533,109
SEV-70	236,600	7519,800	SEV-137	239,056	7533,160
SEV-71	236,400	7521,000	SEV-138	240,153	7533,038
SEV-72	237,300	7521,000	SEV-139	240,621	7532,976

**Tabela 2a – Identificação dos ensaios geofísicos executados em escala de detalhe.**

SEV	Leste (km)	Norte (Km)
SEV-140	237,590	7521,080
SEV-141	237,670	7521,030
SEV-142	237,530	7521,060
SEV-143	237,550	7521,060
SEV-144	237,570	7521,060
SEV-145	237,570	7521,080
SEV-146	237,570	7521,100
SEV-147	237,550	7521,100
SEV-148	237,530	7521,100
SEV-149	237,530	7521,080
SEV-150	237,550	7521,080
SEV-151	237,540	7521,000
SEV-152	237,550	7521,010
SEV-153	237,530	7521,120
SEV-154	237,550	7521,120
SEV-155	237,570	7521,130
SEV-156	237,600	7521,120
SEV-157	237,530	7521,140
SEV-158	237,550	7521,140
SEV-159	237,570	7521,150
SEV-160	237,610	7521,150
SEV-161	237,630	7521,170
SEV-162	237,530	7521,160
SEV-163	237,550	7521,160
SEV-164	237,570	7521,160
SEV-165	237,610	7521,170
SEV-166	237,530	7521,180
SEV-167	237,550	7521,180
SEV-168	237,570	7521,180
SEV-169	237,580	7521,180
SEV-170	237,600	7521,180
SEV-171	237,540	7521,200
SEV-172	237,560	7521,200
SEV-173	237,590	7521,200
SEV-174	237,610	7521,200
SEV-175	237,610	7521,210
SEV-176	237,590	7521,220
SEV-177	237,570	7521,220
SEV-178	237,560	7521,230
SEV-179	237,570	7521,250
SEV-180	237,580	7521,240
SEV-181	237,600	7521,230
SEV-182	237,620	7521,230
SEV-183	237,610	7521,250
SEV-184	237,600	7521,260
SEV-185	237,580	7521,270
SEV-186	237,610	7521,310
SEV-187	237,620	7521,300
SEV-188	237,640	7521,300
SEV-189	237,640	7521,310
SEV-190	237,620	7521,320
SEV-191	237,630	7521,340
SEV-192	237,650	7521,330
SEV-193	237,660	7521,340
SEV-194	237,640	7521,350
SEV-195	237,650	7521,370
SEV-196	237,670	7521,360
SEV-197	237,680	7521,350
SEV-198	237,700	7521,350
SEV-199	237,700	7521,370
SEV-200	237,690	7521,380
SEV-201	237,670	7521,380
SEV-202	237,660	7521,390
SEV-203	237,680	7521,400
SEV-204	237,690	7521,400
SEV-205	237,710	7521,400

SEV	Leste (km)	Norte (Km)
SEV-206	237,720	7521,400
SEV-207	237,750	7521,400
SEV-208	237,770	7521,400
SEV-209	237,770	7521,420
SEV-210	237,750	7521,410
SEV-211	237,730	7521,420
SEV-212	237,710	7521,420
SEV-213	237,690	7521,430
SEV-214	237,710	7521,450
SEV-215	237,720	7521,430
SEV-216	237,730	7521,430
SEV-217	237,750	7521,420
SEV-218	237,770	7521,420
SEV-219	237,770	7521,440
SEV-220	237,750	7521,450
SEV-221	237,730	7521,450
SEV-222	237,720	7521,460
SEV-223	237,730	7521,480
SEV-224	237,750	7521,470
SEV-225	237,760	7521,460
SEV-226	237,770	7521,480
SEV-227	237,750	7521,490
SEV-228	237,740	7521,500
SEV-229	237,750	7521,510
SEV-230	237,770	7521,500
SEV-231	237,780	7521,500
SEV-232	237,790	7521,510
SEV-233	237,770	7521,510
SEV-234	237,760	7521,520
SEV-235	237,770	7521,540
SEV-236	237,780	7521,530
SEV-237	237,800	7521,520
SEV-238	237,810	7521,510
SEV-239	237,810	7521,510
SEV-240	237,830	7521,520
SEV-241	237,850	7521,520
SEV-242	237,840	7521,500
SEV-243	237,860	7521,500
SEV-244	237,860	7521,510
SEV-245	237,880	7521,500
SEV-246	237,870	7521,480
SEV-247	237,900	7521,500
SEV-248	237,890	7521,480
SEV-249	237,890	7521,460
SEV-250	237,890	7521,450
SEV-251	237,890	7521,430
SEV-252	237,890	7521,410
SEV-253	237,890	7521,400
SEV-254	237,910	7521,400
SEV-255	237,900	7521,410
SEV-256	237,900	7521,430
SEV-257	237,900	7521,450
SEV-258	237,900	7521,470
SEV-259	237,900	7521,480
SEV-260	237,900	7521,500
SEV-261	237,920	7521,500
SEV-262	237,920	7521,470
SEV-263	237,920	7521,450
SEV-264	237,920	7521,430
SEV-265	237,920	7521,420
SEV-266	237,920	7521,400
SEV-267	237,940	7521,400
SEV-268	237,940	7521,380
SEV-269	237,940	7521,420
SEV-270	237,940	7521,430
SEV-271	237,940	7521,450

**Tabela 2b – Identificação dos ensaios geofísicos executados em escala de detalhe.**

SEV	Leste (km)	Norte (Km)
SEV-272	237,940	7521,470
SEV-273	237,950	7521,470
SEV-274	237,790	7521,350
SEV-275	237,800	7521,340
SEV-276	237,800	7521,370
SEV-277	237,800	7521,400
SEV-278	237,760	7521,400
SEV-279	237,760	7521,420
SEV-280	237,780	7521,420
SEV-281	237,780	7521,400
SEV-282	237,780	7521,380
SEV-283	237,780	7521,360
SEV-284	237,780	7521,460
SEV-285	237,780	7521,440
SEV-286	237,780	7521,420
SEV-287	237,780	7521,400
SEV-288	237,780	7521,380
SEV-289	237,800	7521,360
SEV-290	237,800	7521,340
SEV-291	237,800	7521,330
SEV-292	237,800	7521,470
SEV-293	237,800	7521,450
SEV-294	237,800	7521,430
SEV-295	237,800	7521,410
SEV-296	237,800	7521,400
SEV-297	237,800	7521,370
SEV-298	237,810	7521,350
SEV-299	237,810	7521,330
SEV-300	237,820	7521,470
SEV-301	237,820	7521,450
SEV-302	237,820	7521,430
SEV-303	237,830	7521,400
SEV-304	237,830	7521,380
SEV-305	237,830	7521,360
SEV-306	237,830	7521,340
SEV-307	237,830	7521,330
SEV-308	237,840	7521,460
SEV-309	237,840	7521,440
SEV-310	237,850	7521,420
SEV-311	237,850	7521,400
SEV-312	237,850	7521,380
SEV-313	237,850	7521,360
SEV-314	237,850	7521,340
SEV-315	237,850	7521,330
SEV-316	237,860	7521,470
SEV-317	237,860	7521,450
SEV-318	237,860	7521,430
SEV-319	237,870	7521,400
SEV-320	237,860	7521,380
SEV-321	237,870	7521,360
SEV-322	237,870	7521,340
SEV-323	237,870	7521,330
SEV-324	237,760	7521,490
SEV-325	237,760	7521,370
SEV-326	237,770	7521,350
SEV-327	237,770	7521,330
SEV-328	237,770	7521,310
SEV-329	237,780	7521,300
SEV-330	237,780	7521,270
SEV-331	237,780	7521,250
SEV-332	237,800	7521,230
SEV-333	237,800	7521,210
SEV-334	237,780	7521,200
SEV-335	237,800	7521,320
SEV-336	237,810	7521,300
SEV-337	237,810	7521,280

SEV	Leste (km)	Norte (Km)
SEV-338	237,810	7521,260
SEV-339	237,810	7521,240
SEV-340	237,810	7521,220
SEV-341	237,820	7521,200
SEV-342	237,840	7521,320
SEV-343	237,850	7521,300
SEV-344	237,850	7521,280
SEV-345	237,850	7521,260
SEV-346	237,850	7521,240
SEV-347	237,850	7521,220
SEV-348	237,850	7521,200
SEV-349	237,660	7521,020
SEV-350	237,640	7521,020
SEV-351	237,620	7521,020
SEV-352	237,600	7521,010
SEV-353	237,580	7521,010
SEV-354	237,560	7521,010
SEV-355	237,540	7521,010
SEV-356	237,530	7521,010
SEV-357	237,660	7521,010
SEV-358	237,640	7521,010
SEV-359	237,620	7521,010
SEV-360	237,600	7521,010
SEV-361	237,580	7521,010
SEV-362	237,560	7521,000
SEV-363	237,530	7521,000
SEV-364	237,670	7521,000
SEV-365	237,640	7521,000
SEV-366	237,630	7521,000
SEV-367	237,600	7520,990
SEV-368	237,580	7520,990
SEV-369	237,560	7520,990
SEV-370	237,540	7520,990
SEV-371	237,53	7521,0

#### 4.1.1. Eletrofácies da Formação Rio Claro

A análise morfológica das curvas das SEVs obtidas em campo, permitiu identificar duas eletrofácies principais:

- uma, com valores de resistividade altos, típicos de sedimentos predominantemente arenosos, associados à Formação Rio Claro;
- outra, com valores de resistividade baixos, associados aos siltitos e argilitos da Formação Corumbataí.

Em alguns casos, verifica-se uma terceira eletrofácies, com resistividade elevada, correspondente à soleira de diabásio, principalmente no extremo sudeste da área de estudo.

Na Formação Rio Claro, é possível identificar dois estratos principais, com ampla variação de resistividade de um local para outro.

Devido à essa variação e à grande quantidade de ensaios executados na área de estudo, esses estratos foram divididos em duas zonas:

- *não-saturada*, referindo-se à porção localizada acima do nível d'água do aquífero livre;
- *saturada*, referindo-se à porção localizada abaixo do nível d'água, em que o substrato encontra-se totalmente saturado.

A identificação destas zonas foi efetuada apenas em função da saturação, não levando-se em consideração a litologia (tipo de rocha/sedimento).

Para a zona *não-saturada* (sedimentos superficiais), os valores de resistividade obtidos apresentaram uma ampla gama de variação (53 a 34.450 ohm.m), típica de sedimentos desta porção. Estes materiais não foram caracterizados em termos litológicos.

Para a zona *saturada*, os diferentes níveis geoeletricos obtidos foram agrupados em termos de litologia, a partir da correlação dos níveis geoeletricos com a geologia local, identificaram-se as seguintes eletrofácies:

- siltitos e argilitos (Formação Corumbataí);
- predominantemente argilosas (Formação Rio Claro);
- predominantemente silto-argilosas (Formação Rio Claro);
- predominantemente silto-arenosas (Formação Rio Claro);
- predominantemente areno-siltosas (Formação Rio Claro);
- predominantemente arenosas (Formação Rio Claro);
- Diabásio (Formação Serra Geral).



Dos modelos geoeletricos, obteve-se: níveis d'água (m); resistividades dos respectivos níveis geoeletricos interpretados (ohm.m), associadas à litologia provável do local estudado (eletrofácies); espessuras das camadas (m); profundidades e cotas do topo do estrato (m). O Anexo A mostra algumas curvas de SEVs da área de estudo.

A Tabela 3 apresenta o modelo geoeletrico final, alcançado pela associação de dados de resistividade e geologia local. Esta associação foi utilizada para minimizar ambigüidades, pois diferentes modelos geoeletricos podem gerar a mesma curva teórica e ajustar os dados.

Na Tabela 3, as eletrofácies apresentam faixas de variação nos valores de resistividade consideradas típicas para a geologia local.

**Tabela 3 – Modelo geoeletrico final.**

Zona	Eletrofácies	Resistividade (ohm.m)
<i>Não Saturada</i>	<i>Sedimentos Superficiais</i>	53 a 34.450
<i>Saturada</i>	Siltito e Argilito (Formação Corumbataí)	$\rho \leq 50$
	Argilosa	$\rho \leq 50$
	Silto-Argilosa	$50 < \rho < 80$
	Silto-Arenosa	$80 < \rho < 150$
	Areno-Siltosa	$150 < \rho < 250$
	Arenosa	$250 < \rho < 500$
	Diabásio	$\rho > 500$

#### **4.1.2. Calibração dos Ensaios Geofísicos**

O procedimento adotado para minimizar a ambigüidade e determinar as eletrofácies descritas na Tabela 3 foi o de calibração. Este procedimento permitiu adicionar e fixar informações durante a inversão dos dados das SEVs, tais como profundidades de camadas com litologias distintas e profundidade do nível d' água. As informações utilizadas na calibração foram adquiridas por meio de descrição detalhada das amostras recuperadas durante a perfuração dos poços de monitoramento na Fazenda São José e no Campus Bela Vista da UNESP, de dados de relatórios de poços de produção perfurados na região e de descrição de afloramentos. Realizada essa calibração, as eletrofácies da Formação Rio Claro foram conferidas e ajustadas, resultando no modelo geoeétrico final (Tabela 3).

As Figuras 23, 24 e 25 mostram os perfis descritivos mais representativos da Formação Rio Claro, obtidos dos poços de monitoramento e das SEVs realizadas ao lado desses poços.

A eletrofácies argilosa presente na Formação Rio Claro possui valores de resistividade semelhantes aos dos siltitos e argilitos que constituem a Formação Corumbataí. A distinção dessas eletrofácies nos modelos geoeétricos foi obtida com base principalmente nas profundidades, pois a eletrofácies argilosa da Formação Rio Claro ocorre em porções menos profundas e intercaladas a eletrofácies silto-arenosas. Já os siltitos e argilitos da Formação Corumbataí ocorrem sempre subjacente à Formação Rio Claro.

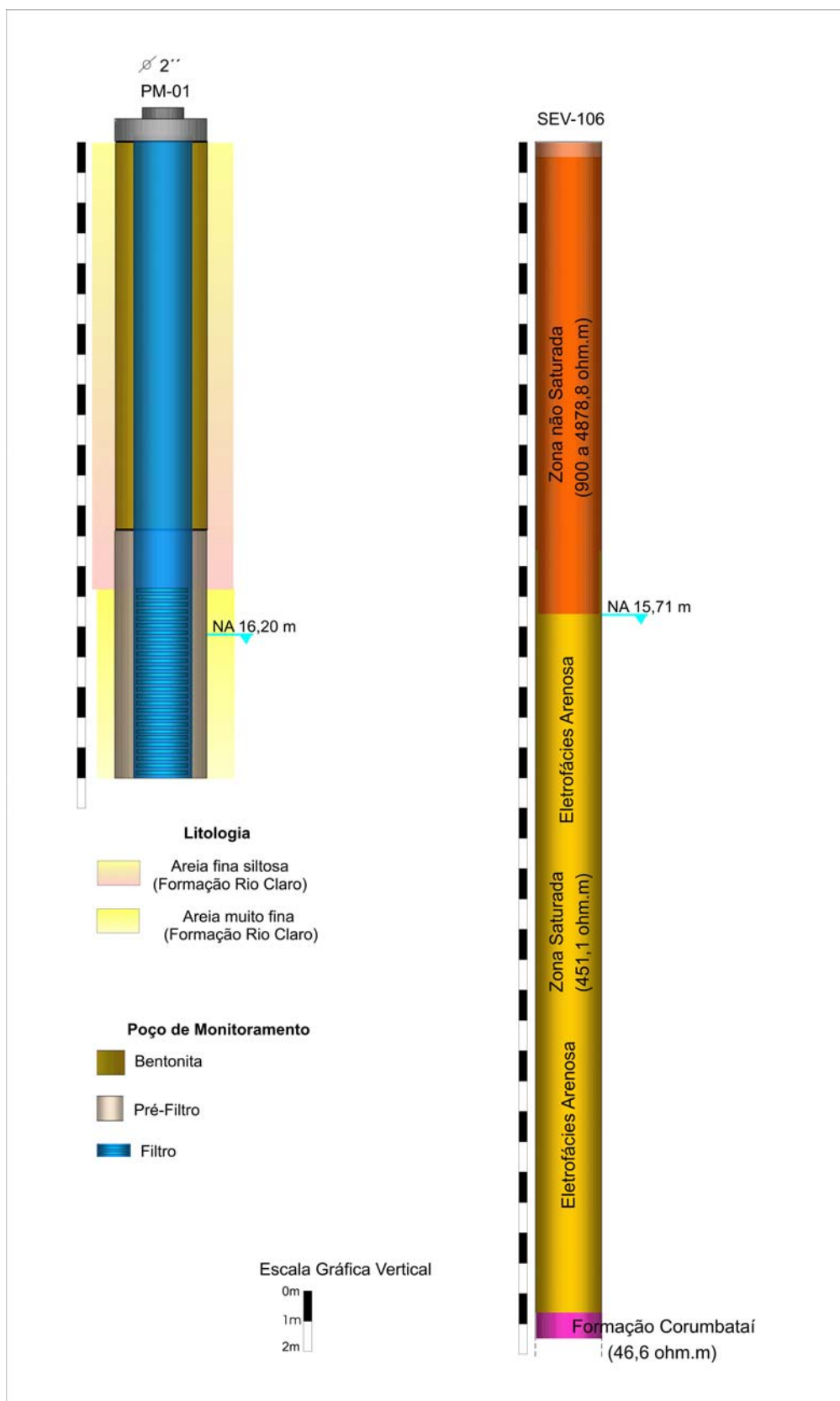


Figura 23 – Perfis descritivos do poço de monitoramento PM – 01 e da SEV – 106, da Fazenda São José.

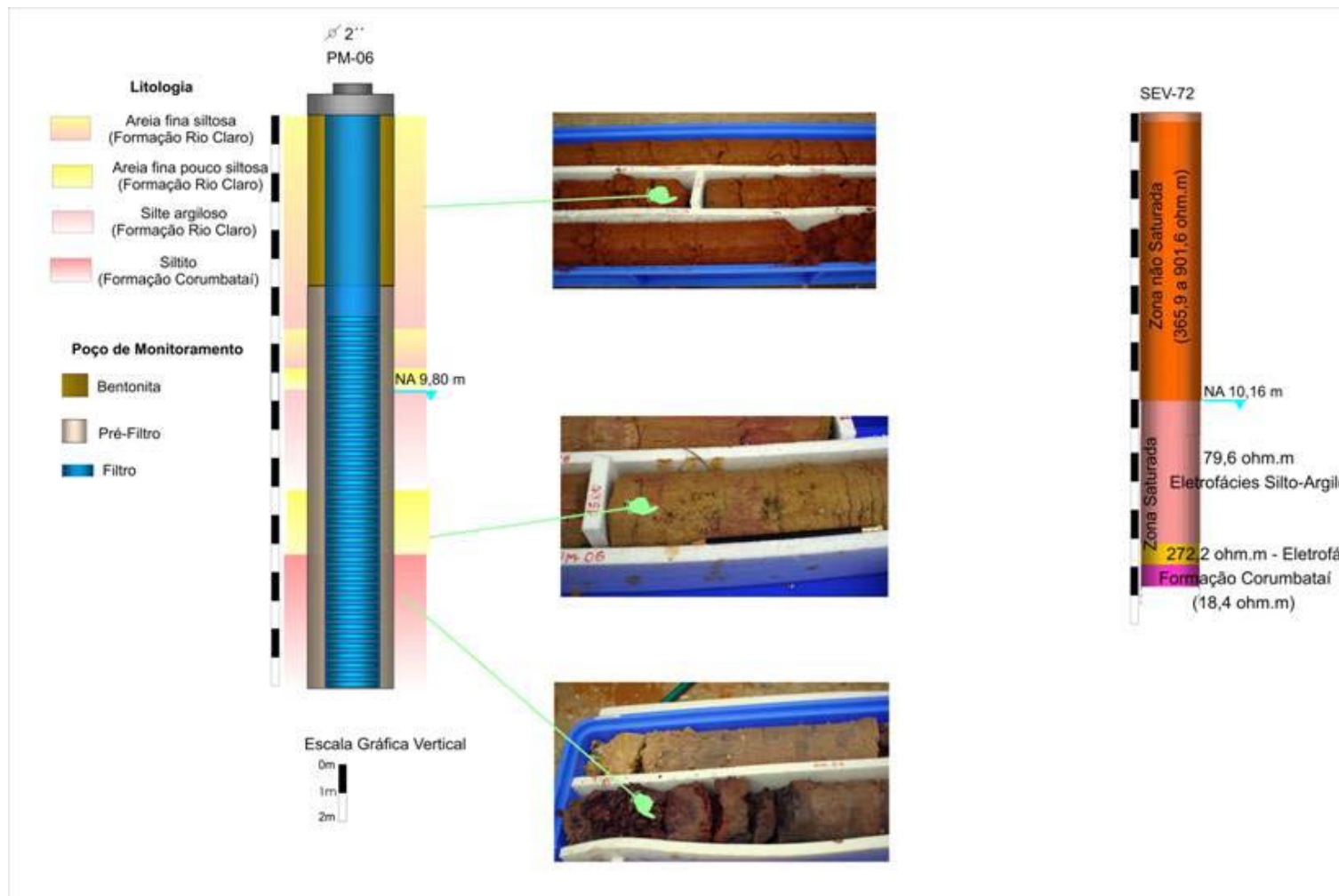


Figura 24 – Perfis descritivos do poço de monitoramento PM – 06 e da SEV – 72, do Campus da UNESP.

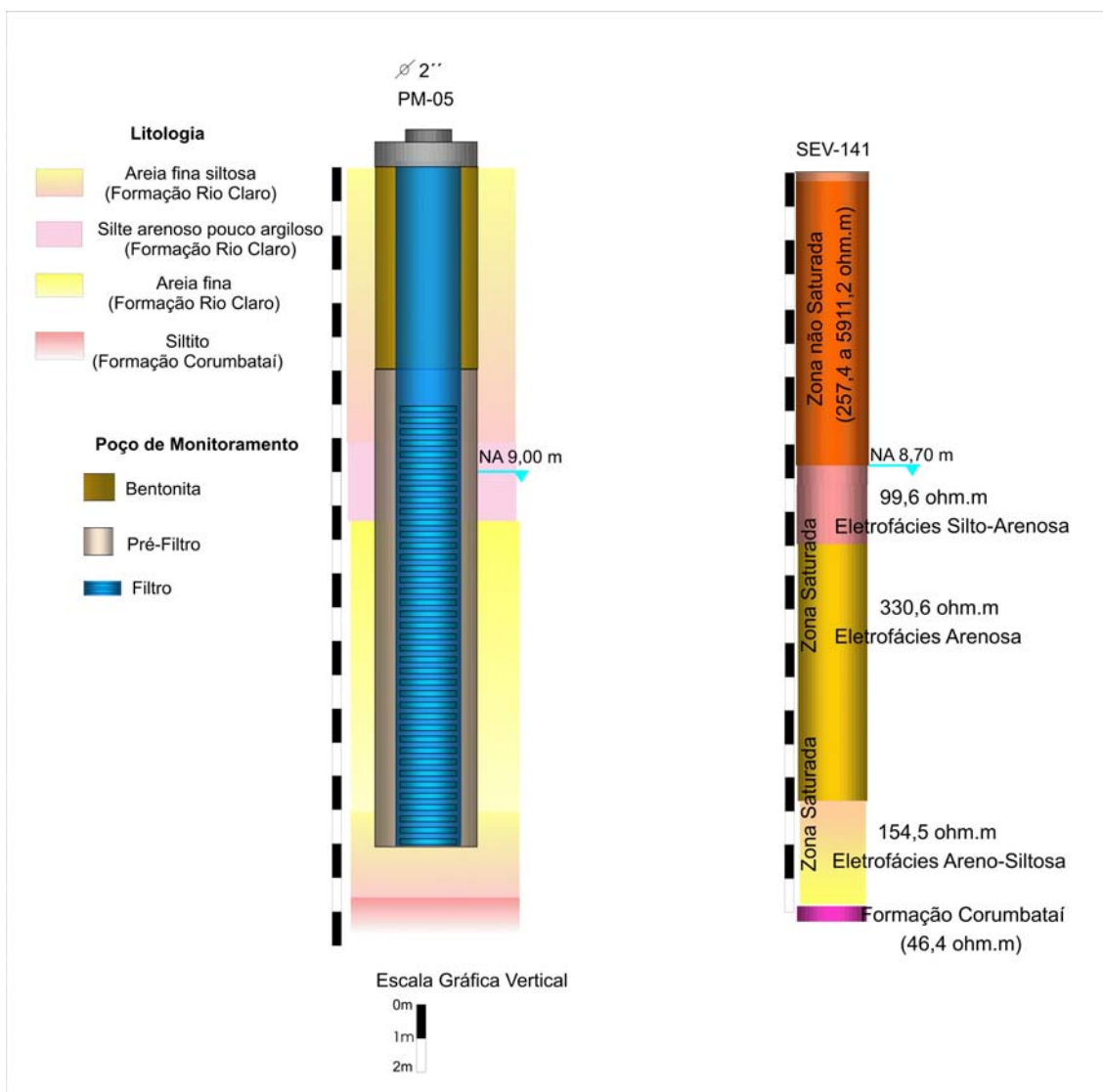


Figura 25 – Perfis descritivos do poço de monitoramento PM – 05 e da SEV – 141, do Campus da UNESP.

#### 4.1.3. Análise Geoestatística dos Dados Obtidos nas SEVs

Os dados de SEVs foram inicialmente tratados com estatística básica, em três categorias.

A primeira categoria forneceu informações sobre a distribuição das variáveis estudadas. Pertencem a essa categoria a média, mediana, e moda.

A segunda categoria incluiu informações sobre a variância e o desvio padrão. Esta categoria foi utilizada para descrever a variabilidade dos dados e sua forma de distribuição.

A terceira categoria constou de informações sobre a forma de distribuição, que é descrita pelo coeficiente de assimetria (enviesamento) e pelo coeficiente de variação. O coeficiente de assimetria traz informações sobre a simetria, e o de variação sobre a forma de distribuição. Ambos coeficientes foram analisados por meio da elaboração de histogramas.

As Tabelas 4a, 4b, 5a e 5b mostram os resultados da estatística básica calculada para todas as variáveis obtidas por meio das SEVs, em escala de município e de detalhe.

Para a análise geoestatística na área do município optou-se por descartar as SEVs realizadas na porção oeste da área, uma vez que a Formação Rio Claro se estende alguns quilômetros (porção mais a Sul aproximadamente 2 Km) em direção a Oeste. Dessa forma, a geoestatística aplicada não reproduziria os bons resultados obtidos na porção central. Isto ocasionou a redução de 134 para 121 amostras analisadas.

A análise geoestatística foi efetuada com uso do programa **Isatis V.4.1.3**.

**Tabela 4a – Estatística básica das variáveis obtidas nas SEVs em escala de município.**

Número Total de Amostras: 134

Estatística:

VARIABLE	Count	Minimum	Maximum	Mean	Std. Dev	Variance
Coord.X (Km)	121	233.10	242.60	237.77	2.26	5.11
Coord.Y (Km)	121	7514.00	7535.00	7524.62	5.80	33.63
Cota NA(m)	121	558.45	663.11	614.84	25.66	658.56
Cota do Topo da Fm.Corumbatai(m)	70	551.41	650.52	600.21	24.28	589.52
Resistênc. Transvers. do Prim.Nív.Geoel.Sat.(ohm.m2)	110	175.31	17201.46	5451.58	3890.38	*135088.59
Espessura da Fm. Rio Claro (m)	70	5.54	49.99	27.10	9.80	95.95
Espessura Sat. da Fm. Rio Claro (m)	70	2.01	36.29	17.29	7.06	49.90
Espessura do Prim. Nív. Geoel. Sat.(m)	110	2.01	36.29	16.45	7.24	52.35
Espessura Não Sat. da Fm. Rio Claro (m)	121	2.05	25.33	10.61	5.30	28.12
Prof. NA (m)	121	2.05	25.33	10.66	5.25	27.61
Cota Topográfica (m)	121	561.53	676.34	625.49	27.76	770.89
Resistividade do Prim. Nív. Geoel. (ohm.m)	121	18.30	498.60	320.94	156.41	24463.62

**Tabela 4b – Estatística básica das variáveis obtidas nas SEVs em escala de município.**

Estatística (continuação):

VARIABLE	Skewness	Kurtosis	Variat.C
Coord.X (Km)	0.03	2.22	0.01
Coord.Y (Km)	-0.04	1.83	0.00
Cota NA(m)	0.09	2.04	0.04
Cota do Topo da Fm.Corumbatai(m)	0.21	2.16	0.04
Resistênc. Transvers. do Prim.Nív.Geoel.Sat.(ohm.m2)	0.72	3.03	0.71
Espessura da Fm. Rio Claro (m)	0.06	2.58	0.36
Espessura Sat. da Fm. Rio Claro (m)	0.20	2.72	0.41
Espessura do Prim. Nív. Geoel. Sat.(m)	0.33	2.68	0.44
Espessura Não Sat. da Fm. Rio Claro (m)	0.35	2.51	0.50
Prof. NA_(m)	0.36	2.54	0.49
Cota Topográfica (m)	-0.03	1.98	0.04
Resistividade do Prim. Nív. Geoel. (ohm.m)	-0.48	1.62	0.49

**Tabela 5a – Estatística básica das variáveis obtidas nas SEVs em escala de detalhe.**

Número Total de Amostras: 232

Estatística:

VARIABLE	Count	Minimum	Maximum	Mean	Std. Dev	Variance
Coord.X (Km)	232	237.54	237.95	237.77	0.10	0.01
Coord.Y (Km)	232	7520.99	7521.54	7521.35	0.13	0.02
Cota NA(m)	232	604.37	618.20	612.79	2.29	5.26
Cota do Topo da Fm.Corumbatai(m)	141	583.19	605.15	595.81	3.06	9.39
Resistênc. Transvers. do Prim.Nív.Geoel.Sat.(ohm.m2)	184	230.60	10952.49	5356.01	2924.71	8553925.31
Espessura da Fm. Rio Claro (m)	141	20.11	35.32	27.78	2.15	4.64
Espessura Sat. da Fm. Rio Claro (m)	141	6.89	28.31	16.93	3.02	9.10
Espessura do Prim. Nív. Geoel. Sat.(m)	184	1.01	24.71	15.51	4.58	21.01
Espessura Não Sat. da Fm. Rio Claro (m)	232	6.91	15.49	10.85	1.71	2.91
Prof. NA (m)	232	6.91	15.49	10.85	1.71	2.91
Cota Topográfica (m)	232	614.64	627.48	623.69	2.25	5.08
Resistividade do Prim. Nív. Geoel. (ohm.m)	232	20.00	509.60	342.03	144.74	20950.25

**Tabela 5b – Estatística básica das variáveis obtidas nas SEVs em escala de detalhe.**

Estatística (continuação):

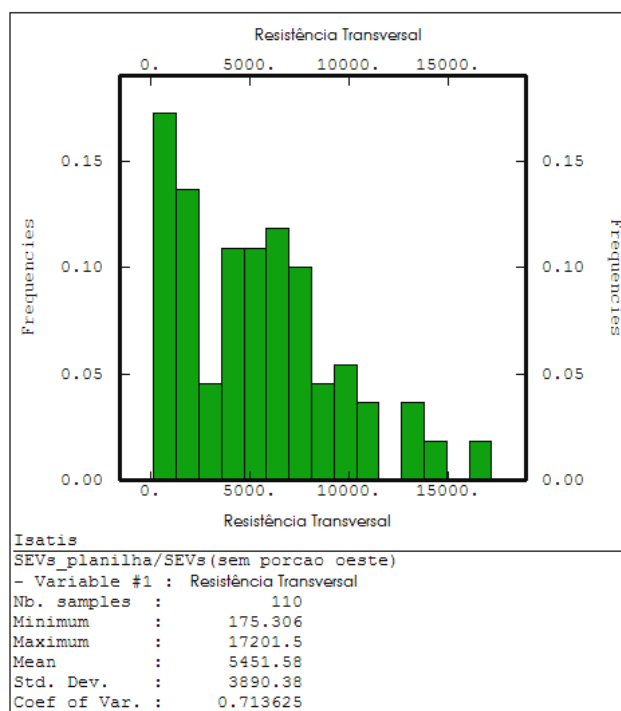
VARIABLE	Skewness	Kurtosis	Variat.C
Coord.X (Km)	-0.35	2.38	0.00
Coord.Y (Km)	-1.09	37373.29	0.00
Cota NA(m)	0.12	3.78	0.00
Cota do Topo da Fm.Corumbatai(m)	-0.50	5.59	0.01
Resistênc. Transvers. do Prim.Nív.Geoel.Sat.(ohm.m2)	-0.10	1.78	0.55
Espessura da Fm. Rio Claro (m)	-0.78	5.64	0.08
Espessura Sat. da Fm. Rio Claro (m)	0.40	5.14	0.18
Espessura do Prim. Nív. Geoel. Sat.(m)	-1.44	5.20	0.30
Espessura Não Sat. da Fm. Rio Claro (m)	0.42	3.36	0.16
Prof. NA (m)	0.42	3.36	0.16
Cota Topográfica (m)	-1.22	5.65	0.00
Resistividade do Prim. Nív. Geoel. (ohm.m)	-0.47	1.88	0.42

Por meio da análise dos resultados apresentados nas Tabelas 4a, 4b, 5a e 5b e da análise realizada nos histogramas elaborados (Anexo B), para as duas escalas de estudo, observa-se que os histogramas com assimetria positiva apresentam “cauda” longa e valores altos à direita, fazendo com que a mediana seja menor que a média.

O histograma que melhor representa assimetria positiva é o histograma da variável “Resistência Transversal do Primeiro Nível Geométrico Saturado” para a



escala de município, pois apresenta o maior valor de coeficiente de variação, 0,713 (Figura 26).



**Figura 26 – Histograma representando assimetria positiva na escala de município.**

Quando o coeficiente de enviesamento, tende a zero, ocorre a distribuição simétrica dos dados. Os histogramas que melhor representam este aspecto são os das variáveis “Coordenada X” e “Espessura da Formação Rio Claro” para a escala de município (Figura 27) e o histograma da variável “Cota do nível d’água”, para escala de detalhe (Figura 28).

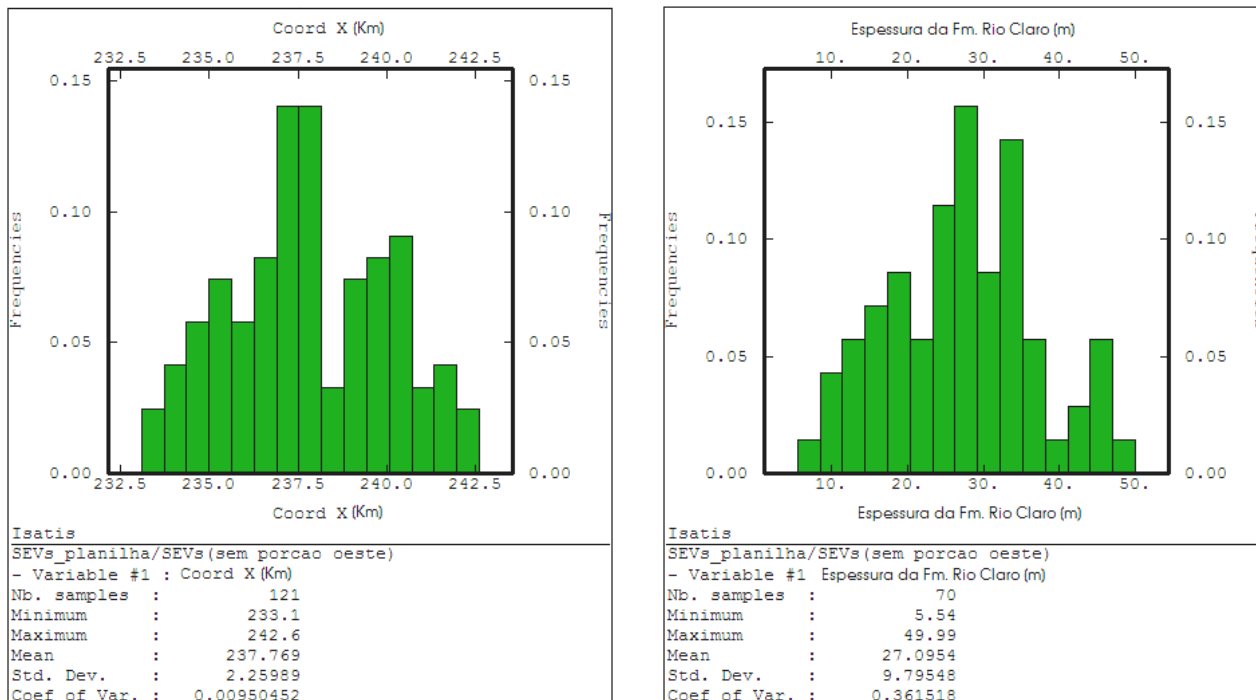


Figura 27 – Histogramas representando distribuição simétrica na escala de município.

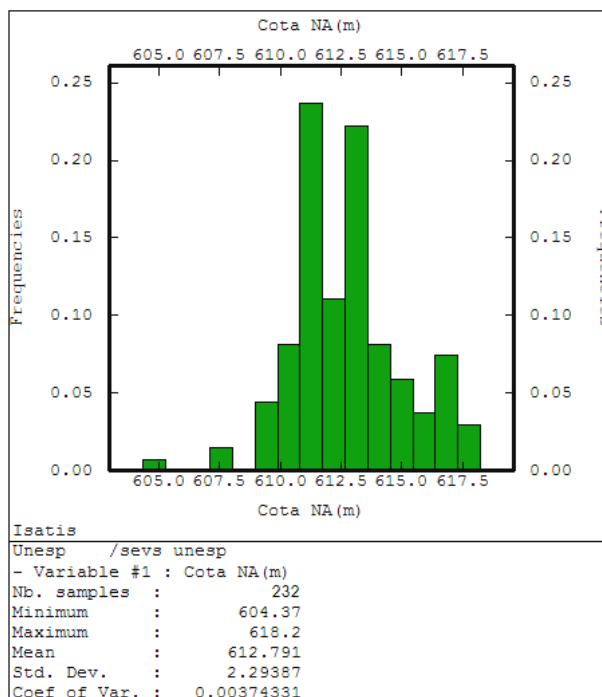
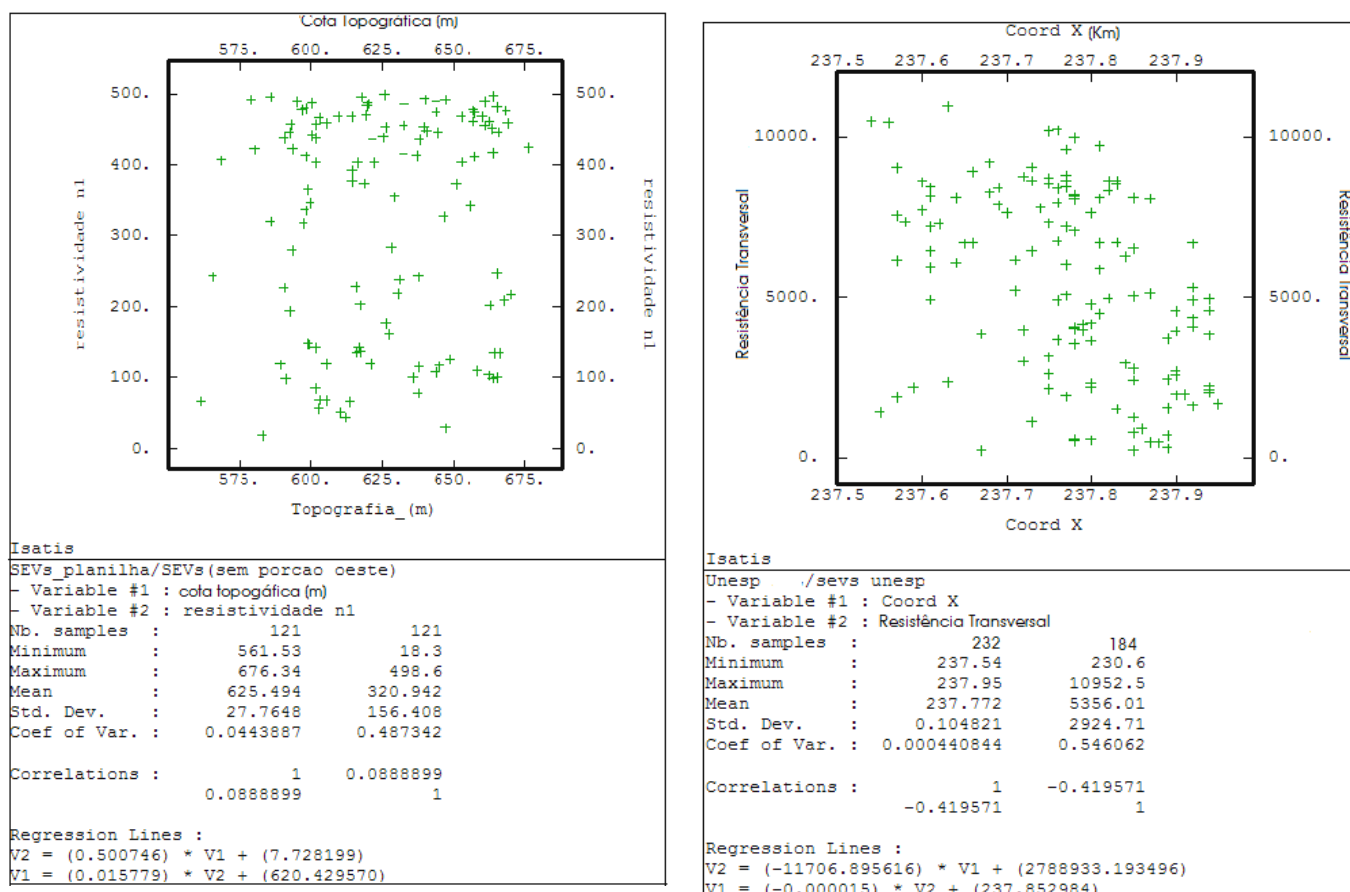


Figura 28 – Histograma representando distribuição simétrica na escala de detalhe.

Para comparação de duas variáveis aplicou-se o *scatter plot*, por meio do coeficiente de correlação ( $\rho$ ). Dividindo a covariância pelo desvio padrão garante-se que o coeficiente de correlação estará sempre entre -1 e +1. Quando  $\rho = +1$ , a distribuição dos pontos (*scatter plot*) é uma linha reta, e para  $|\rho| < 1$ , a distribuição dos pontos aparecerá como uma “nuvem” (Figura 29).



**Figura 29 – Dois exemplos de distribuição dos pontos, onde o coeficiente de correlação é menor que 1, nas duas escalas de estudo.**

Das 66 correlações efetuadas com as variáveis na escala de município, 57 delas fornecem um coeficiente de correlação  $|\rho| < 1$ . As variáveis com elevada correlação são (Figuras 30a, b e c):

- Espessura não-saturada da Formação Rio Claro e profundidade do nível d’água ( $\rho=1$ );
- Espessura saturada da Formação Rio Claro e espessura do primeiro nível geoeletrico saturado ( $\rho=0,990365$ );
- Cota do nível d’água e cota topográfica ( $\rho=0,983726$ );

- Cota do nível d'água e cota do topo da Formação Corumbataí ( $\rho=0,965987$ );
- Cota do topo da Formação Corumbataí e cota topográfica ( $\rho=0,944172$ );
- Coordenada Y e cota do nível d'água ( $\rho=0,941479$ );
- Coordenada Y e cota topográfica ( $\rho=0,935442$ );
- Coordenada Y e cota do topo da Formação Corumbataí ( $\rho=0,913265$ );
- Espessura total da Formação Rio Claro e espessura saturada da Formação Rio Claro ( $\rho=0,908332$ ).

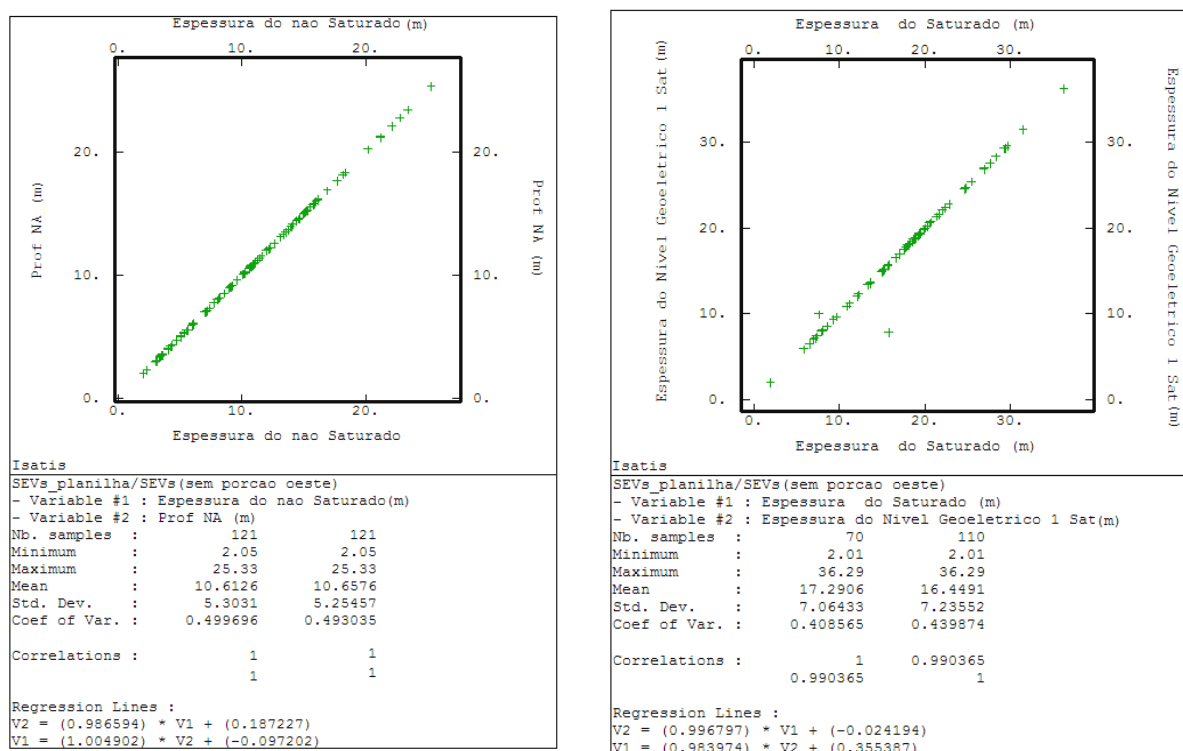


Figura 30a – Scatter Plots das variáveis que apresentam significativa correlação, escala de município.

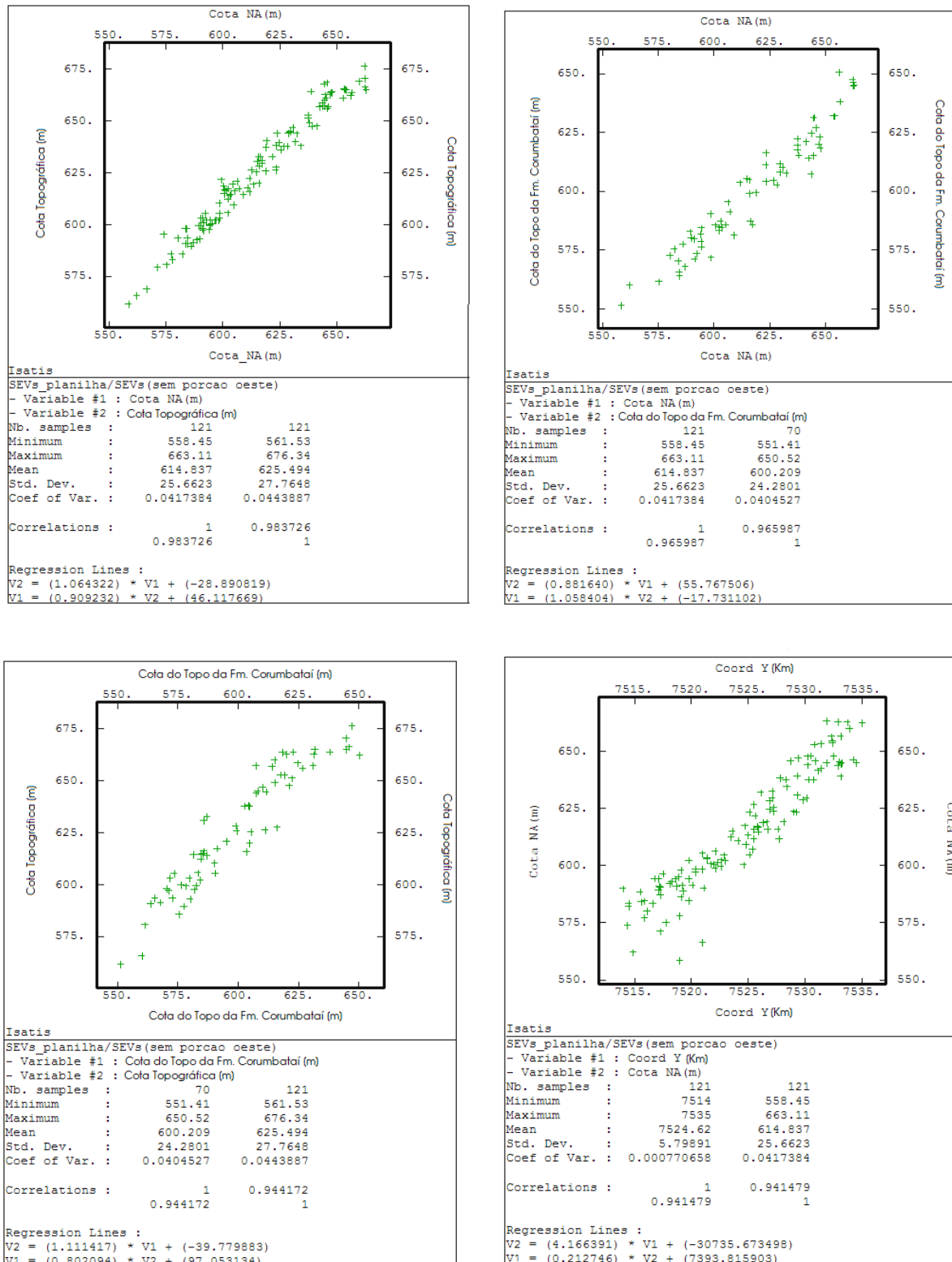


Figura 30b – Scatter Plots das variáveis que apresentam significativa correlação, escala de município.

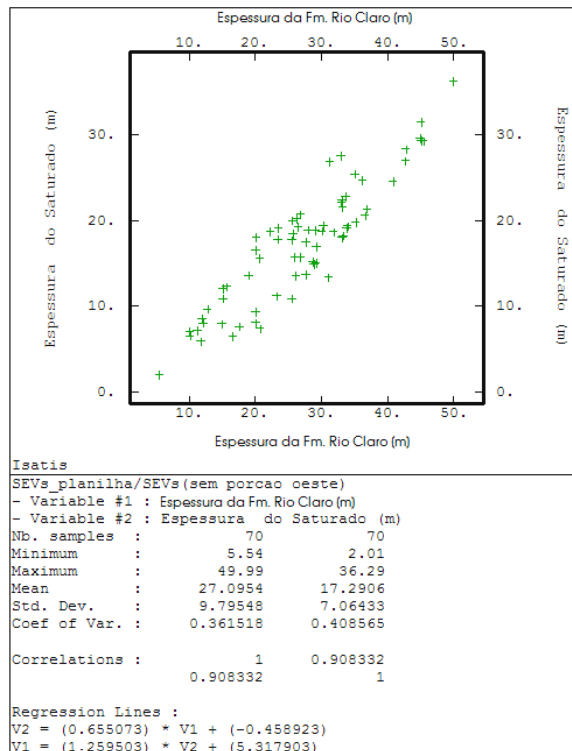
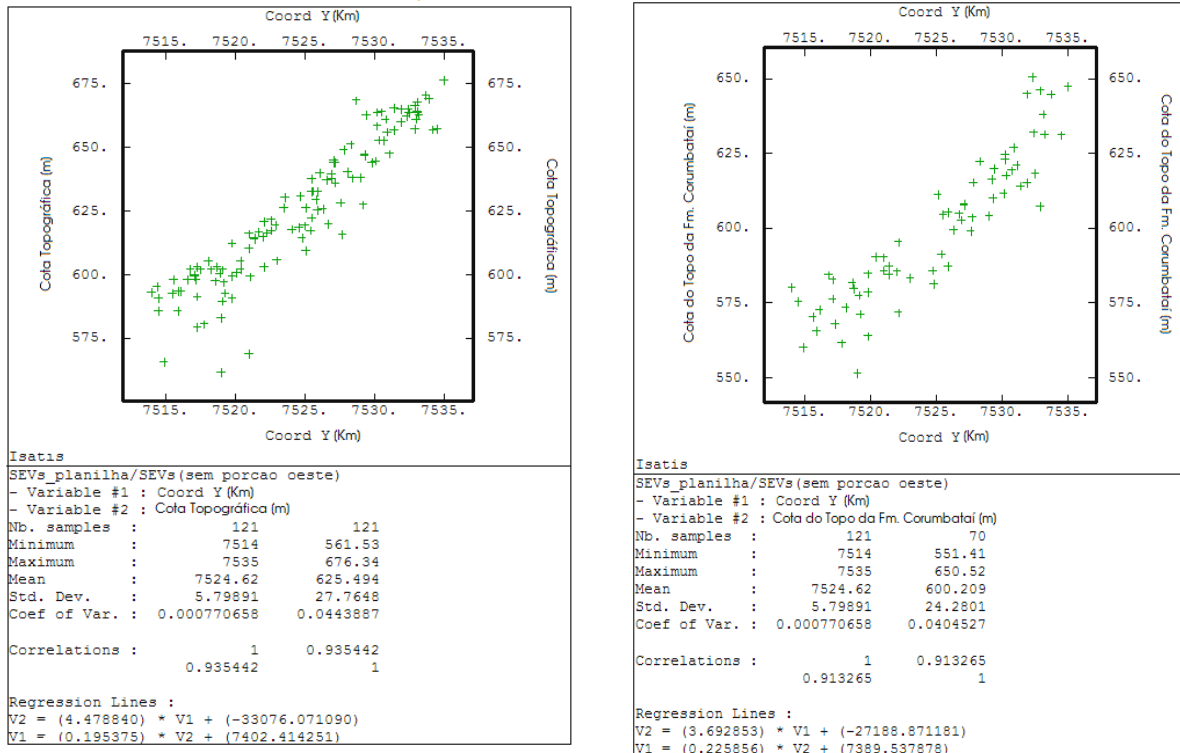
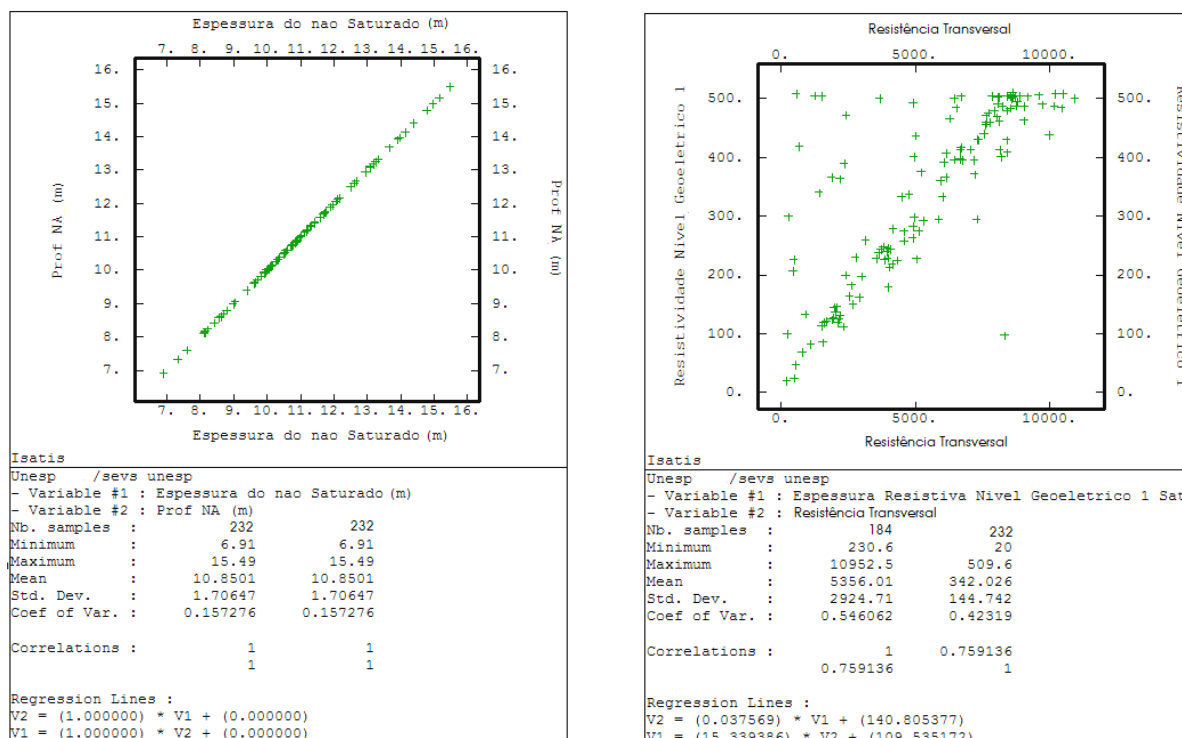


Figura 30c – Scatter Plot das variáveis que apresentam significativa correlação, escala de município.

Na escala de detalhe, dentre as mesmas 66 correlações, 61 mostraram um coeficiente de correlação  $|\rho| < 1$ , e as variáveis com correlação acentuada nesta escala são (Figuras 31a e b):

- Espessura não-saturada da Formação Rio Claro e profundidade do nível d'água ( $\rho=1$ );
- Resistência transversal do primeiro nível geoeletrico saturado e resistividade do mesmo nível ( $\rho=0,759136$ );
- Cota do nível d'água e cota topográfica ( $\rho=0,725413$ );
- Espessura total da Formação Rio Claro e espessura saturada da Formação Rio Claro ( $\rho=0,722785$ );
- Cota do topo da Formação Corumbataí e cota topográfica ( $\rho=0,6024$ ).



**Figura 31a – Scatter Plots das variáveis que apresentam significativa correlação, escala de detalhe.**

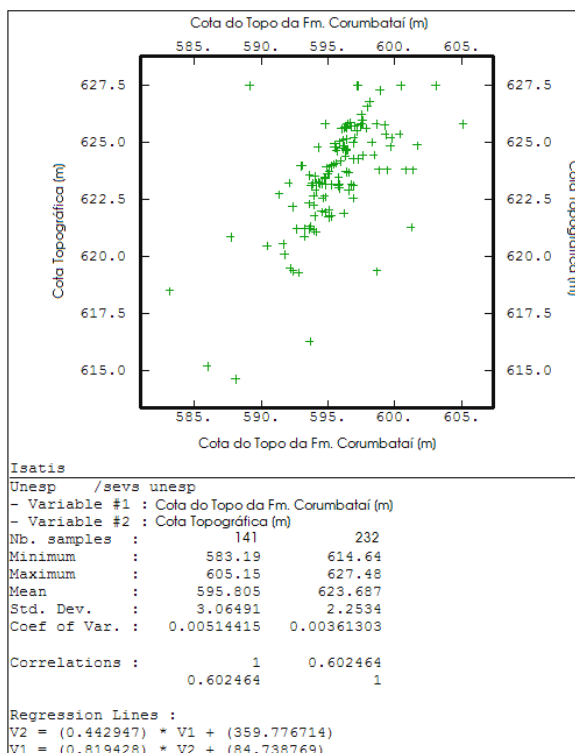
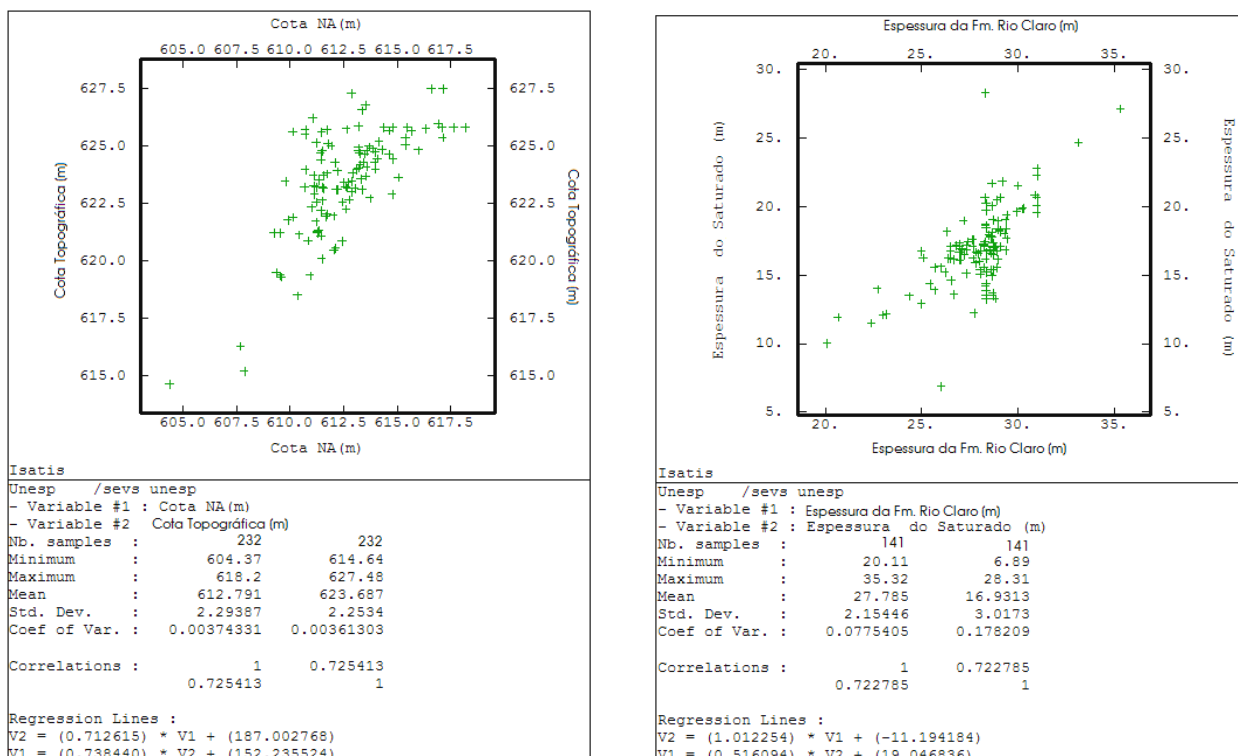


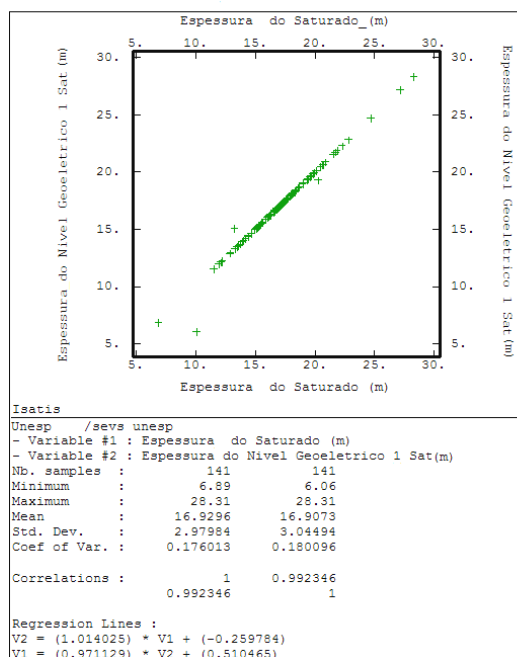
Figura 31b – Scatter Plot das variáveis que apresentam significativa correlação, escala de detalhe.



Levando em consideração as acentuadas correlações existentes nas duas escalas de detalhe, nota-se uma correlação igual a 1 entre a espessura não-saturada da Formação Rio Claro e a profundidade do nível d' água (NA). Isto já era esperado uma vez que, a profundidade do NA é determinada nas SEVs em função da saturação, separando duas zonas (*não-saturada e saturada*).

A correlação da cota do NA com a topografia corrobora que o fluxo d' água subterrâneo do Aquífero Rio Claro segue, grosso modo, a topografia local. Esta conformação é estabelecida entre a topografia e a cota do topo da Formação Corumbataí, que também mostra elevada correlação.

A hipótese provável para a correlação entre as variáveis, “espessura saturada da Formação Rio Claro” e a “espessura do primeiro nível geométrico saturado”, na escala de município e não na escala de detalhe, é a própria escala de detalhamento utilizada no estudo. Até porque, nas SEVs realizadas na escala de município predomina uma única classificação de eletrofácies (arenosa) na zona saturada. Na escala de detalhe, a presença de mais de uma eletrofácies é marcante; os níveis geométricos identificados correspondem principalmente às eletrofácies areno-siltosa, silto-arenosa e silto-argilosa, que na Formação Rio Claro, devido a seu ambiente deposicional fluvial meandrante, ocorrem individualizadas. Como as distâncias entre as SEVs na escala de município podem chegar até 2 Km, não foi possível o mapeamento localizado dessas eletrofácies. A acentuada correlação da soma das espessuras saturadas das diferentes eletrofácies identificadas, com a espessura saturada da Formação Rio Claro, na escala de detalhe, corrobora esta hipótese (Figura 32).



**Figura 32 – Scatter Plot das variáveis da “soma das espessuras saturadas das diferentes eletrofácies” e a “espessura saturada da Formação Rio Claro”, escala de detalhe.**

Por fim, a acentuada correlação entre resistência transversal do primeiro nível geoeletrico saturado e resistividade deste nível, na escala de detalhe, mostra que existe correlação maior com as resistividades das eletrofácies do que com suas espessuras.

Nota-se que as variáveis “Cota do NA”, “Cota Topográfica” e “Cota do topo da Formação Corumbataí” possuem correlação com relação à variável “Coordenada Y”, dando origem a uma forte deriva externa com esta direção, na escala de município. Esta deriva foi importante na escolha da modelagem não-estacionária para tais variáveis.

Na estatística exploratória também foram elaborados mapas variográficos (Anexo C) para identificação de anisotropia. As variáveis com anisotropia (acentuada variância em uma direção) na escala de município foram: cota do NA, cota topográfica e cota do topo da Formação Corumbataí (Figuras 33, 34 e 35). Vale ressaltar que essas variáveis, além de anisotropia, possuem acentuada deriva externa com a direção Y.

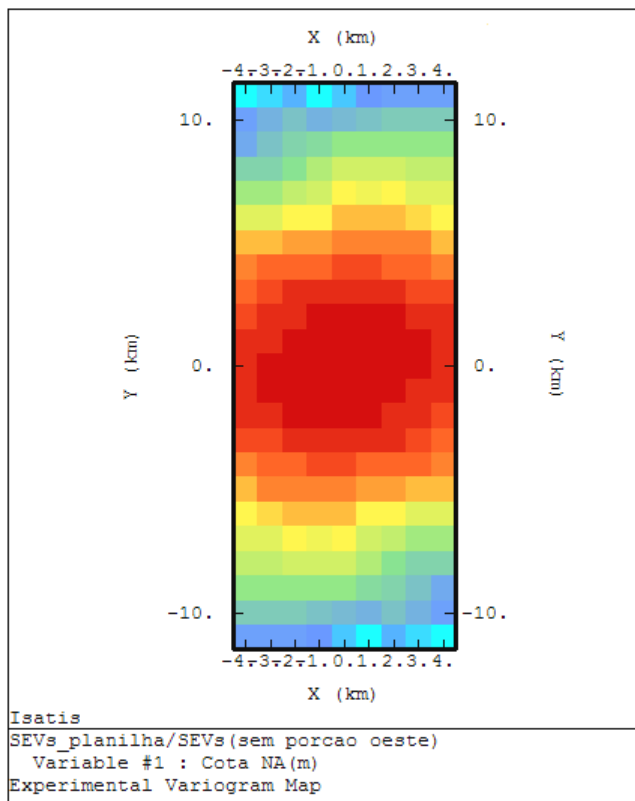


Figura 33 – Mapa variográfico da variável “Cota do NA” (escala – município).

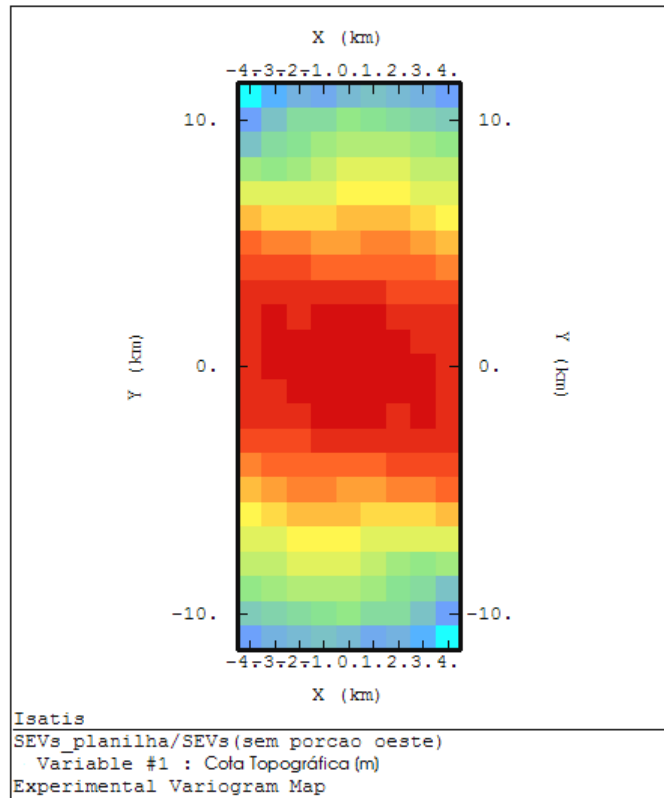


Figura 34 – Mapa variográfico da variável “Cota Topográfica” (escala – município).

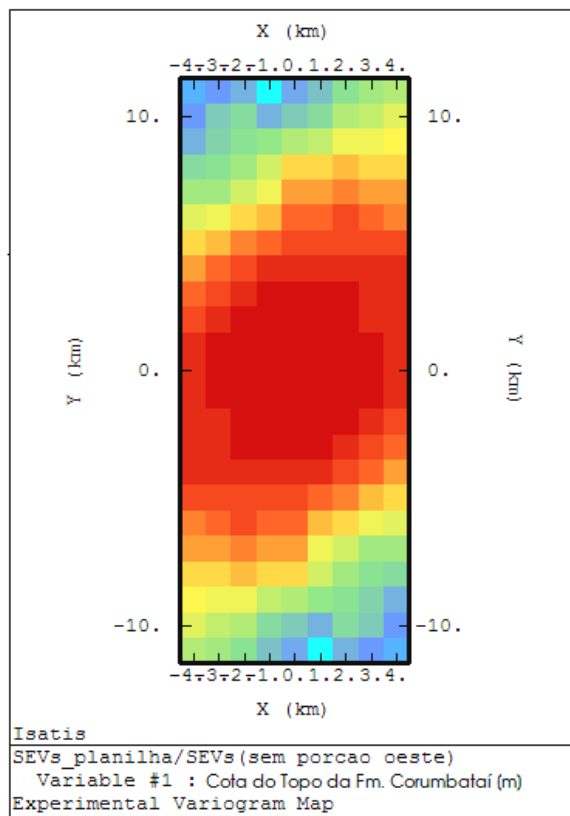


Figura 35 – Mapa variográfico da variável “Cota do topo da Formação Corumbataí” (escala – município).

As variáveis que apresentaram anisotropia na escala de detalhe foram: cota do NA e espessura total da Formação Rio Claro (Figuras 36, 37).

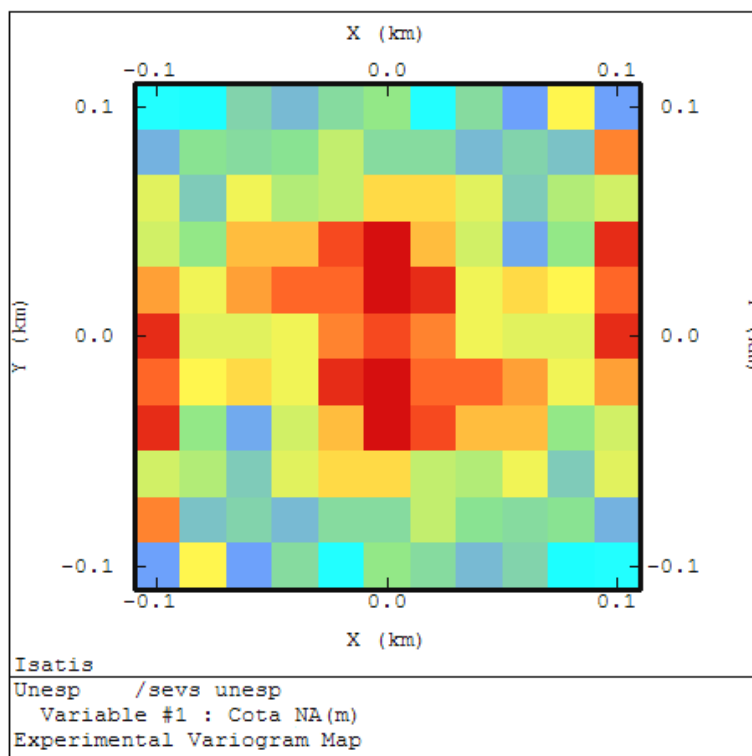


Figura 36 – Mapa variográfico da variável “Cota do NA” (escala – detalhe).

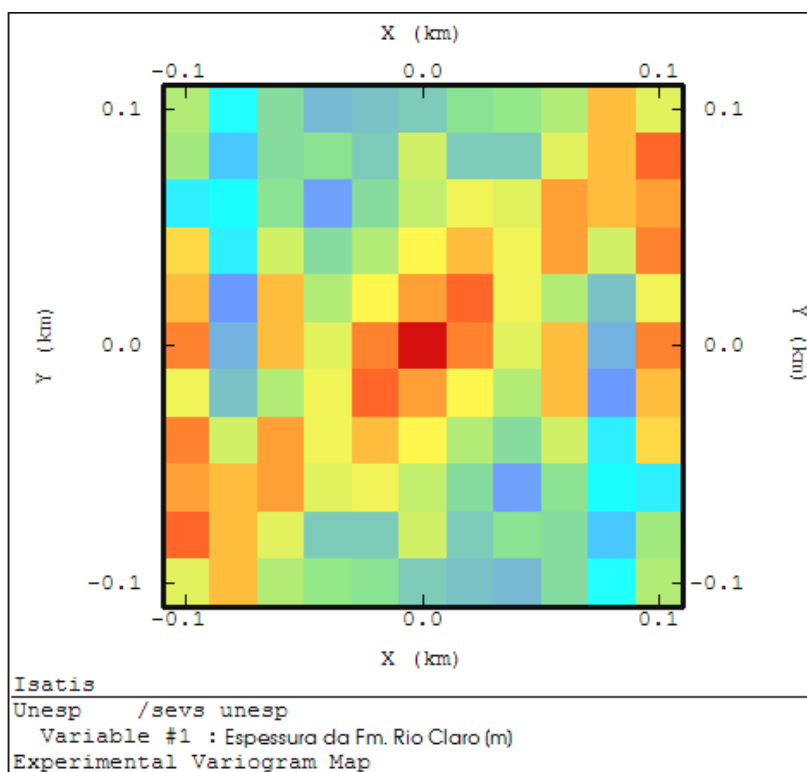


Figura 37 – Mapa variográfico da variável “Espessura total da Formação Rio Claro” (escala – detalhe).

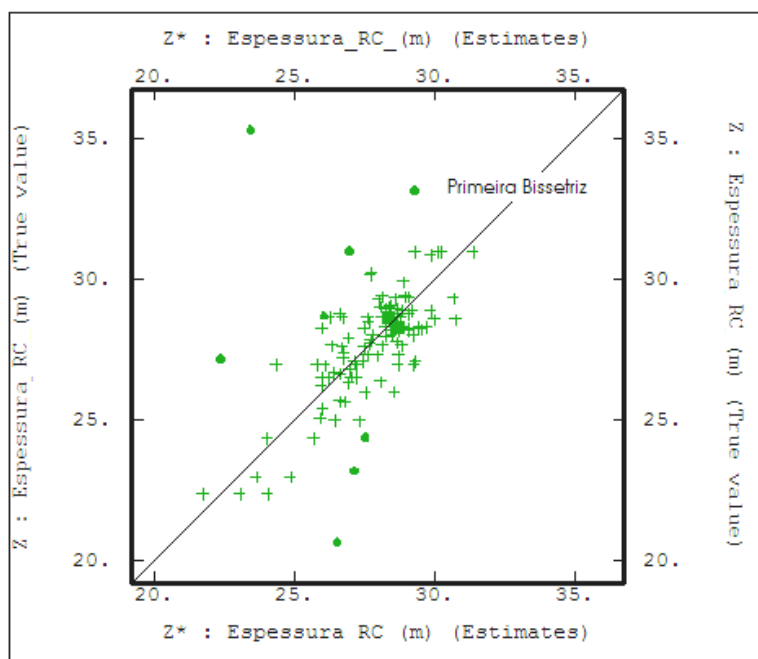
Para as variáveis com deriva externa e anisotropia empregou-se a modelagem não-estacionária, e para aquelas somente com anisotropia utilizou-se a modelagem bidirecional.

Uma vez quantificada a dependência espacial das variáveis, por meio da aplicação de geoestatística exploratória, pôde-se mapear as espessuras e resistividades das camadas geológicas, cotas do nível d' água, cotas do topo da Formação Corumbataí e cotas topográficas dentro da área de interesse, por meio da krigagem ordinária e da krigagem universal/não-estacionária.

Para a utilização do método de krigagem ordinária, inicialmente foi necessária a elaboração de variogramas experimentais, seguida de etapa que consiste em ajustar um modelo matemático que represente, da melhor forma possível, a configuração das curvas do variograma.

Com os modelos variográficos definidos, pôde-se aplicar a validação cruzada por meio da escolha de uma vizinhança, responsável por estimar valores das variáveis em locais onde não foram executadas as SEVs, ajustando-se assim, da melhor forma à primeira bisetriz (Figura 38). Este ajuste é responsável pela qualidade dos mapas a serem elaborados.

Vale lembrar que para variáveis onde emprega-se modelagem não-estacionária, não se aplica a elaboração de modelos variográficos, para posterior krigagem universal/não-estacionária.



**Figura 38 – Exemplo de ajuste com a primeira bisettriz, após escolha da vizinhança.**

As Figuras 39a, b e 40a, b e c mostram os modelos adotados para o ajuste dos variogramas experimentais e seus respectivos parâmetros.

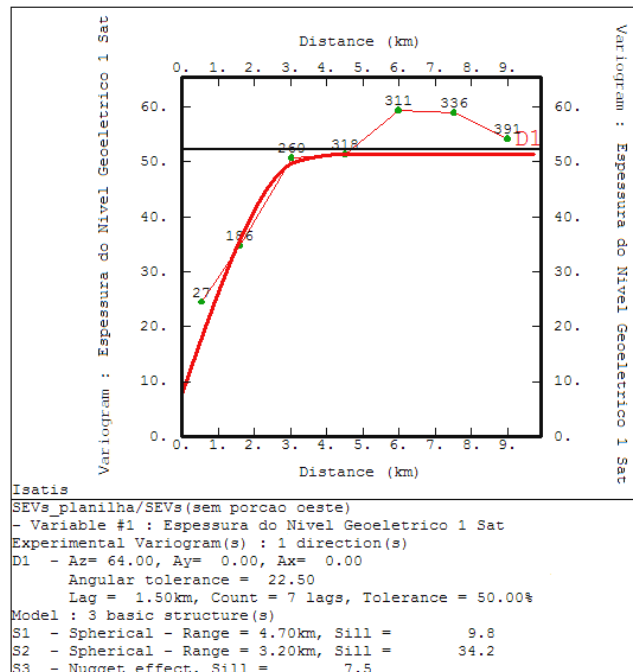
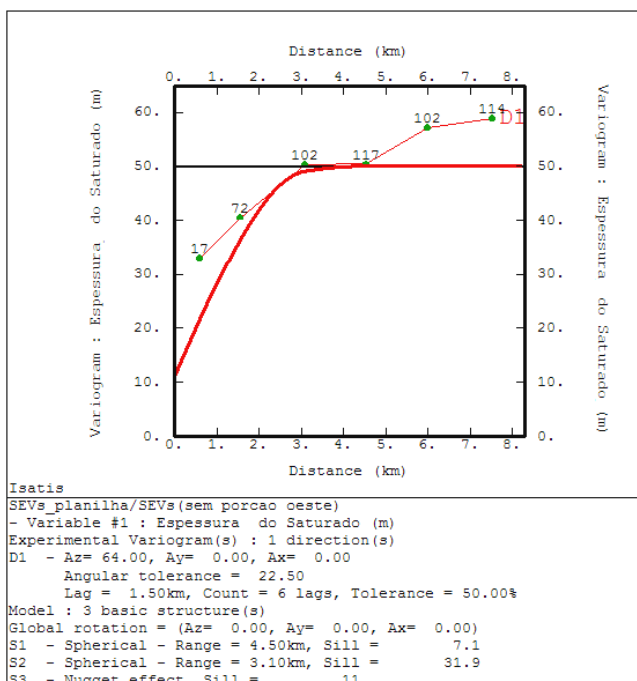
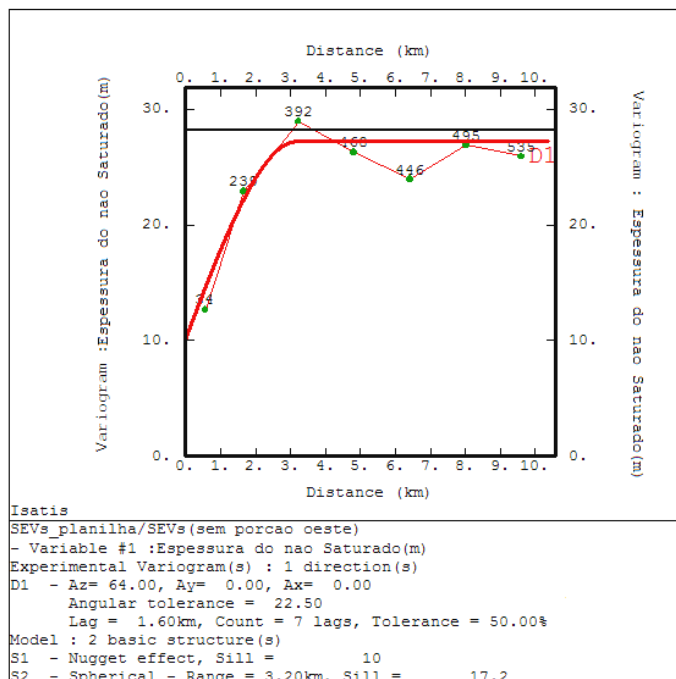
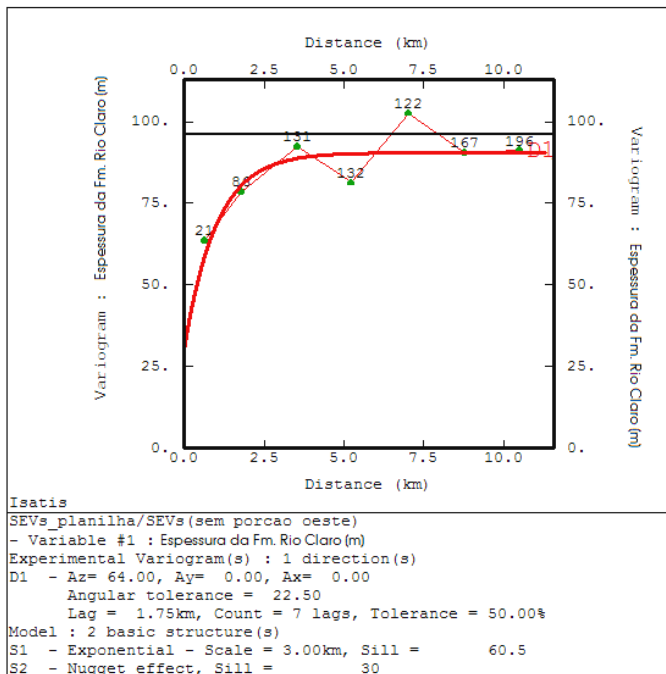


Figura 39a – Modelos variográficos (escala – município).

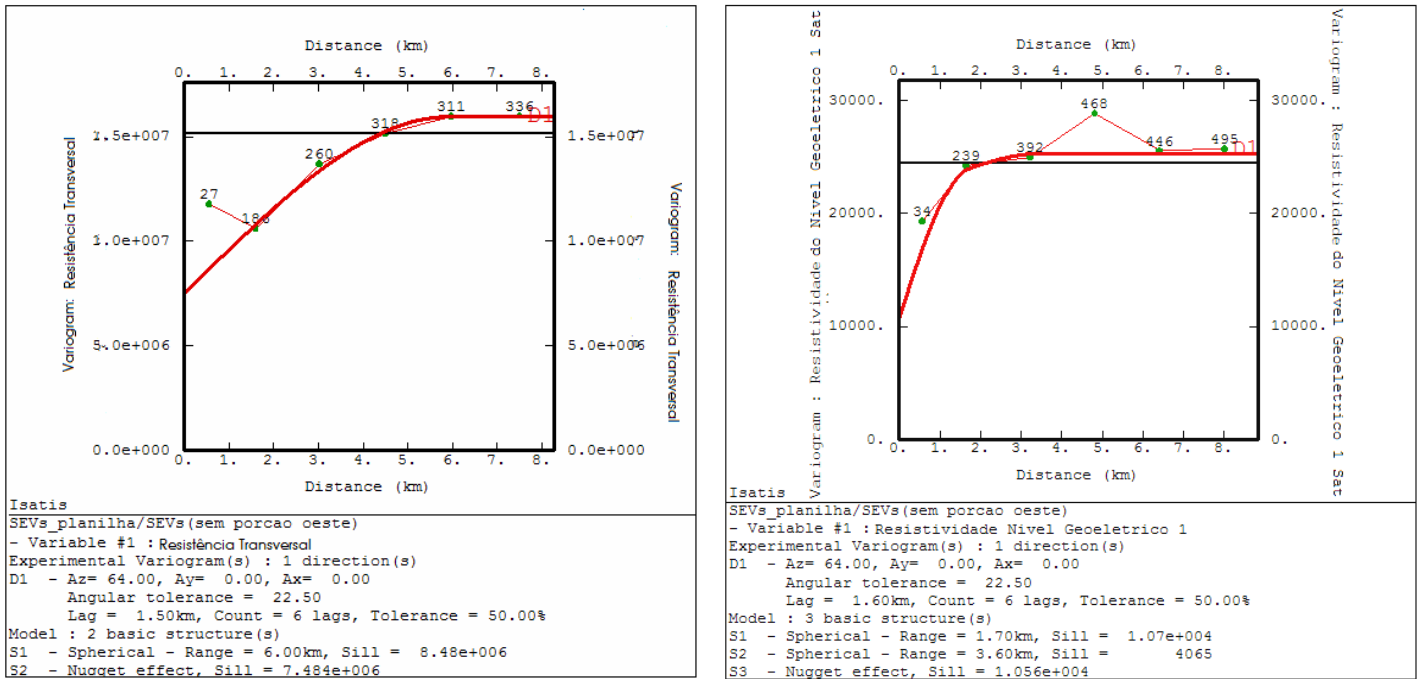


Figura 39b – Modelos variográficos (escala – município).

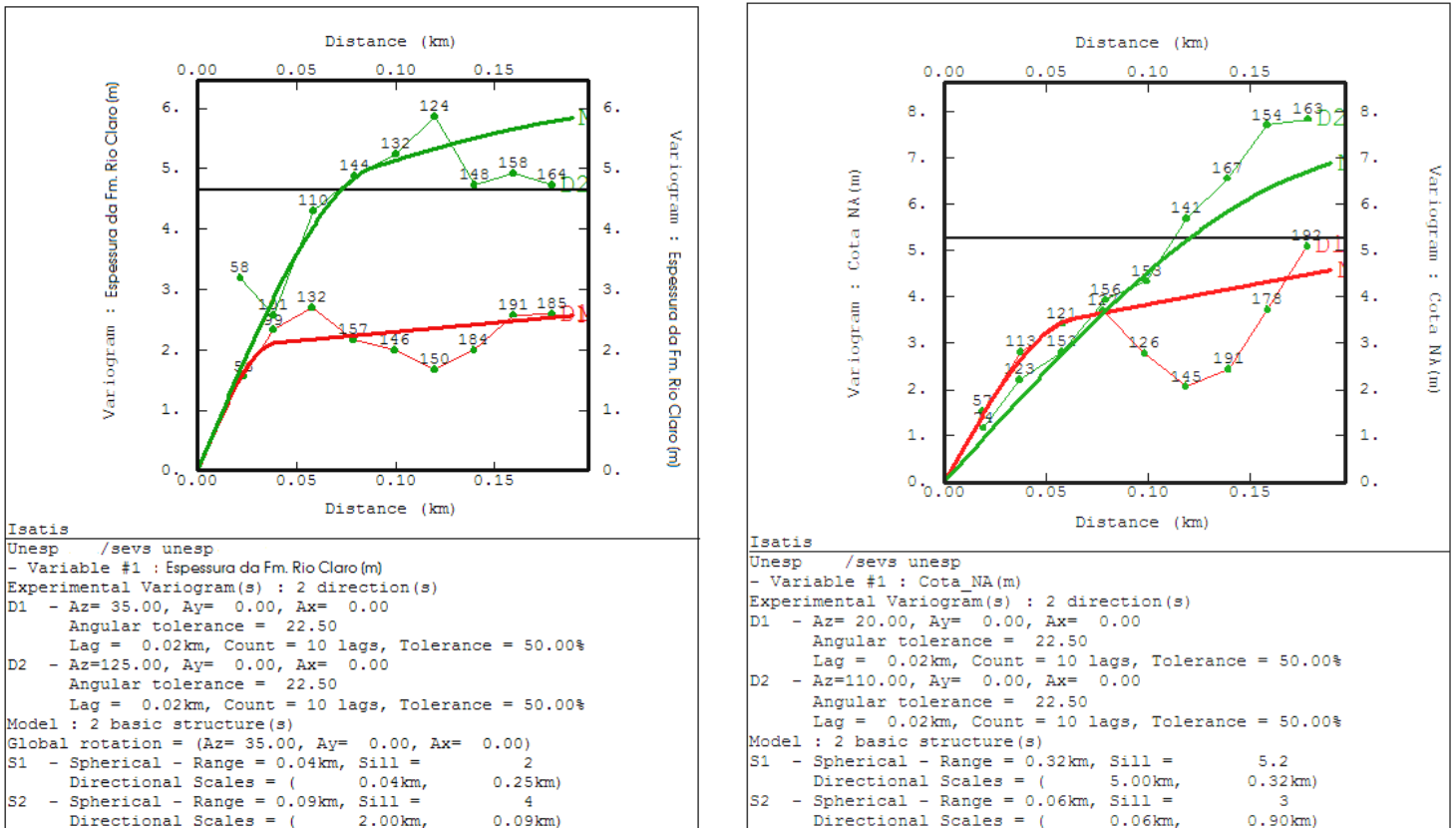


Figura 40a – Modelos variográficos bidirecionais (escala – detalhe).



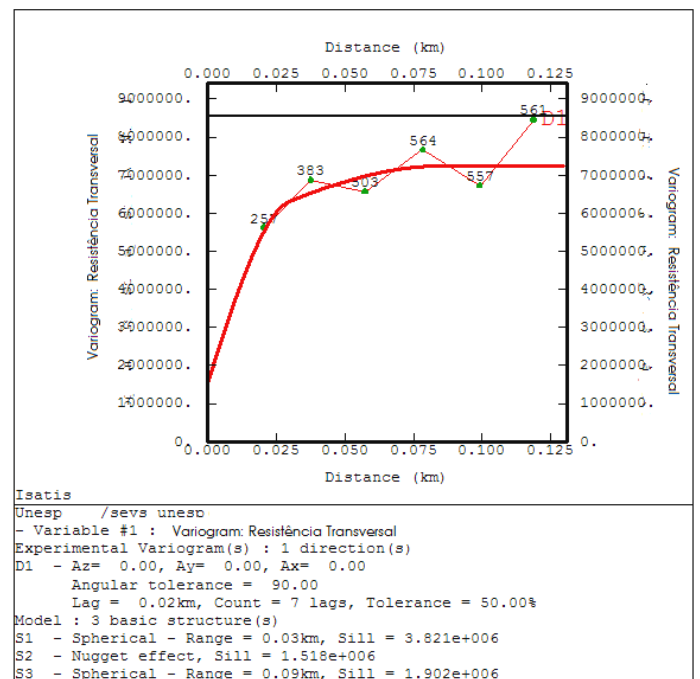
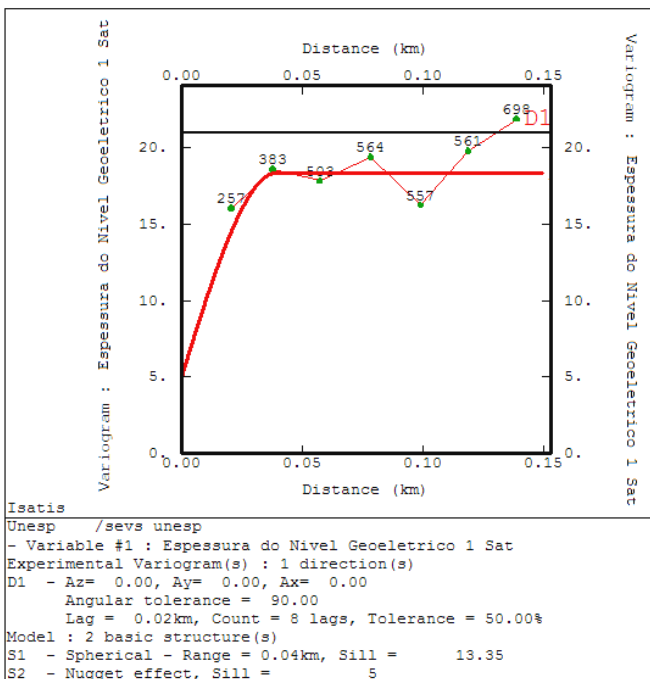
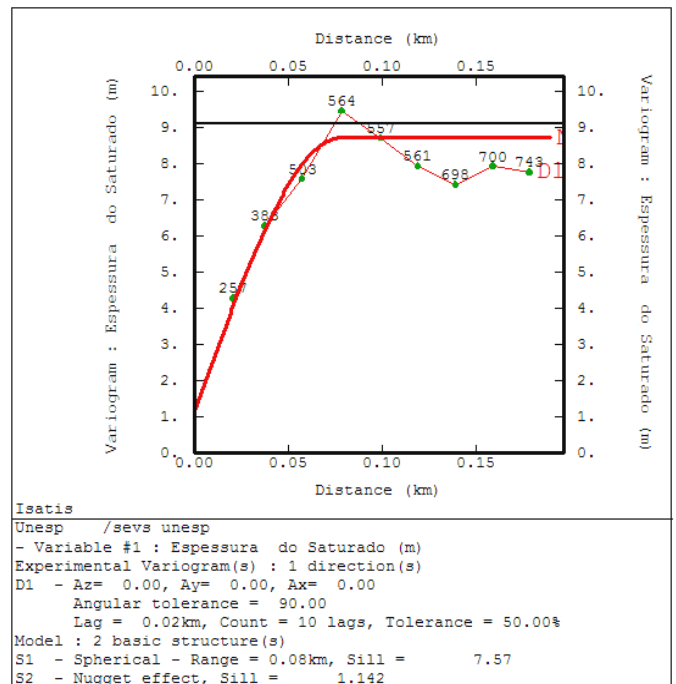
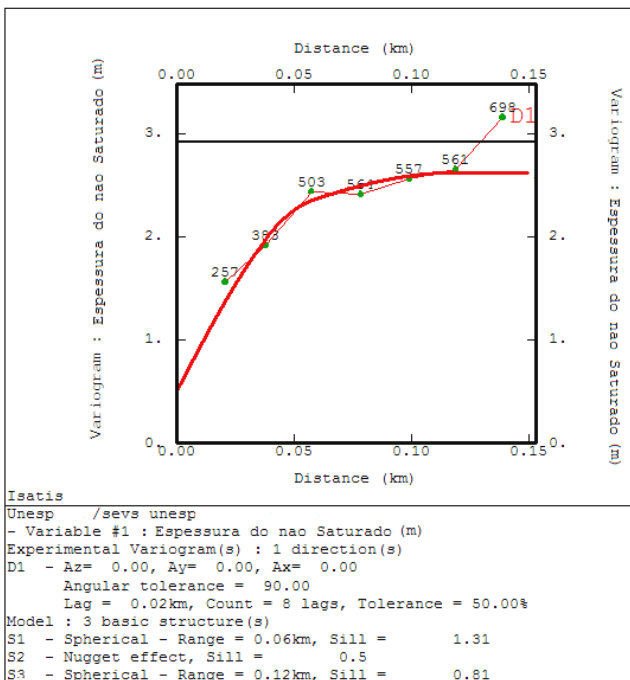


Figura 40b – Modelos variográficos (escala – detalhe).

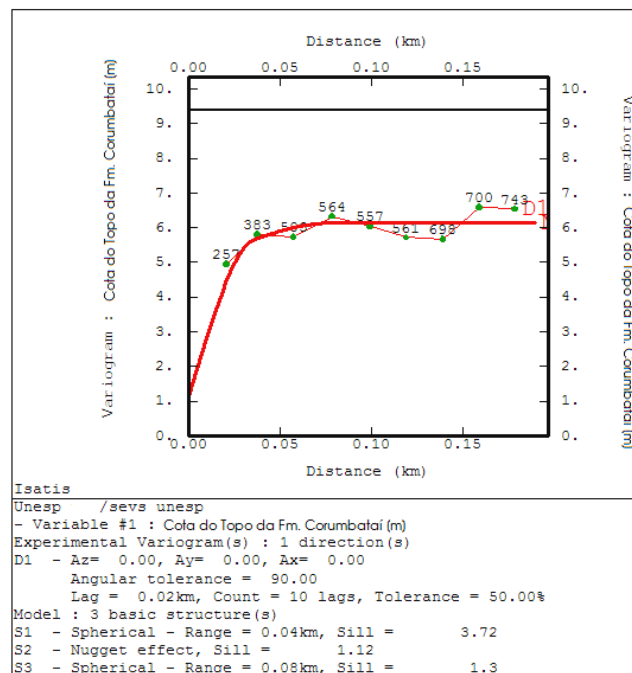
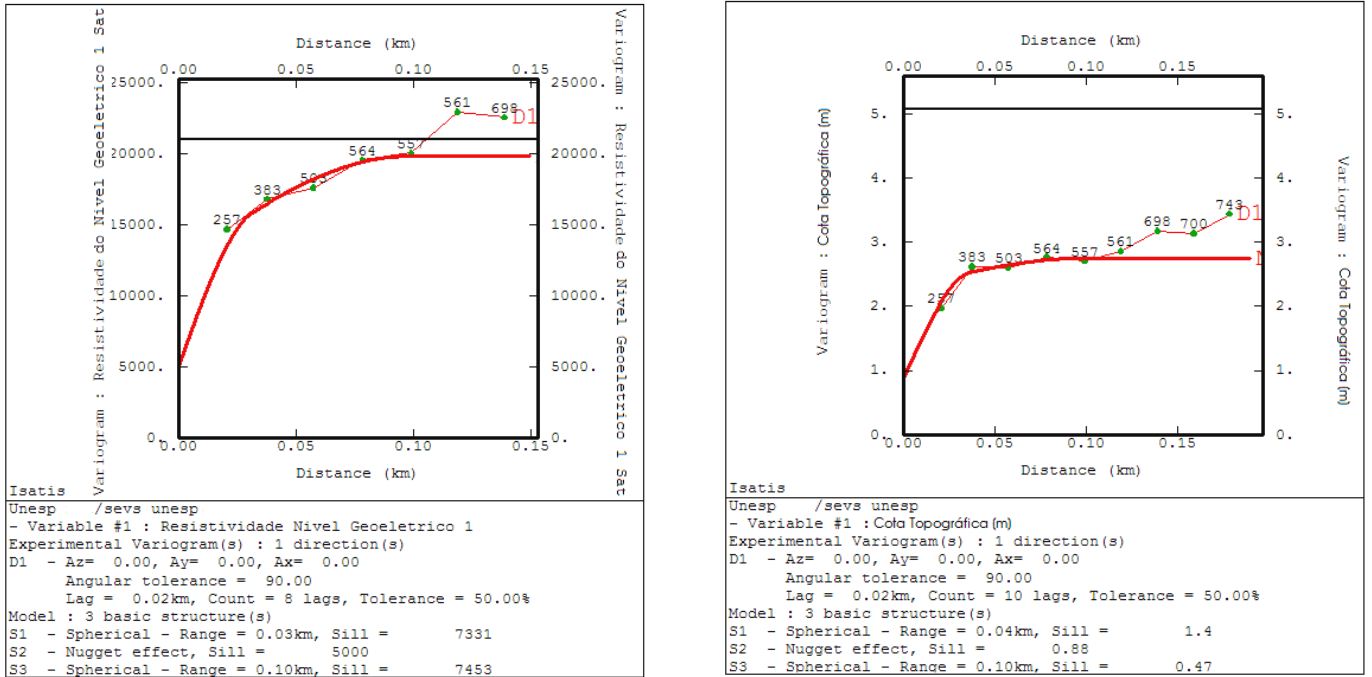


Figura 40c – Modelos variográficos (escala – detalhe).

#### **4.1.3.1. Resultados da Krigagem**

Inicialmente serão apresentados os resultados obtidos por meio da krigagem ordinária e universal para escala de município e, posteriormente, os da krigagem ordinária obtidos na escala de detalhe.

A espessura da Formação Rio Claro, identificada nos modelos geoeletricos, varia consideravelmente de um local para outro. O mapa de iso-espessuras da unidade (Figura 41), confeccionado apenas com as SEVs que atingiram o substrato da Formação Corumbataí, mostra variação de 5 m a aproximadamente 45 m de espessura. Observa-se ainda que, neste intervalo, prevalecem espessuras entre 25 m e 35 m.

De modo geral, a espessura diminui da área Norte, onde se encontra a Fazenda São José e o distrito de Ajapi, no qual várias sondagens elétricas não chegaram a atingir o topo da Formação Corumbataí, para Sul, onde sondagens elétricas atingiram não só a Formação Corumbataí, como as soleiras de diabásio.

As maiores espessuras encontram-se na Fazenda São José e nas proximidades do distrito industrial.

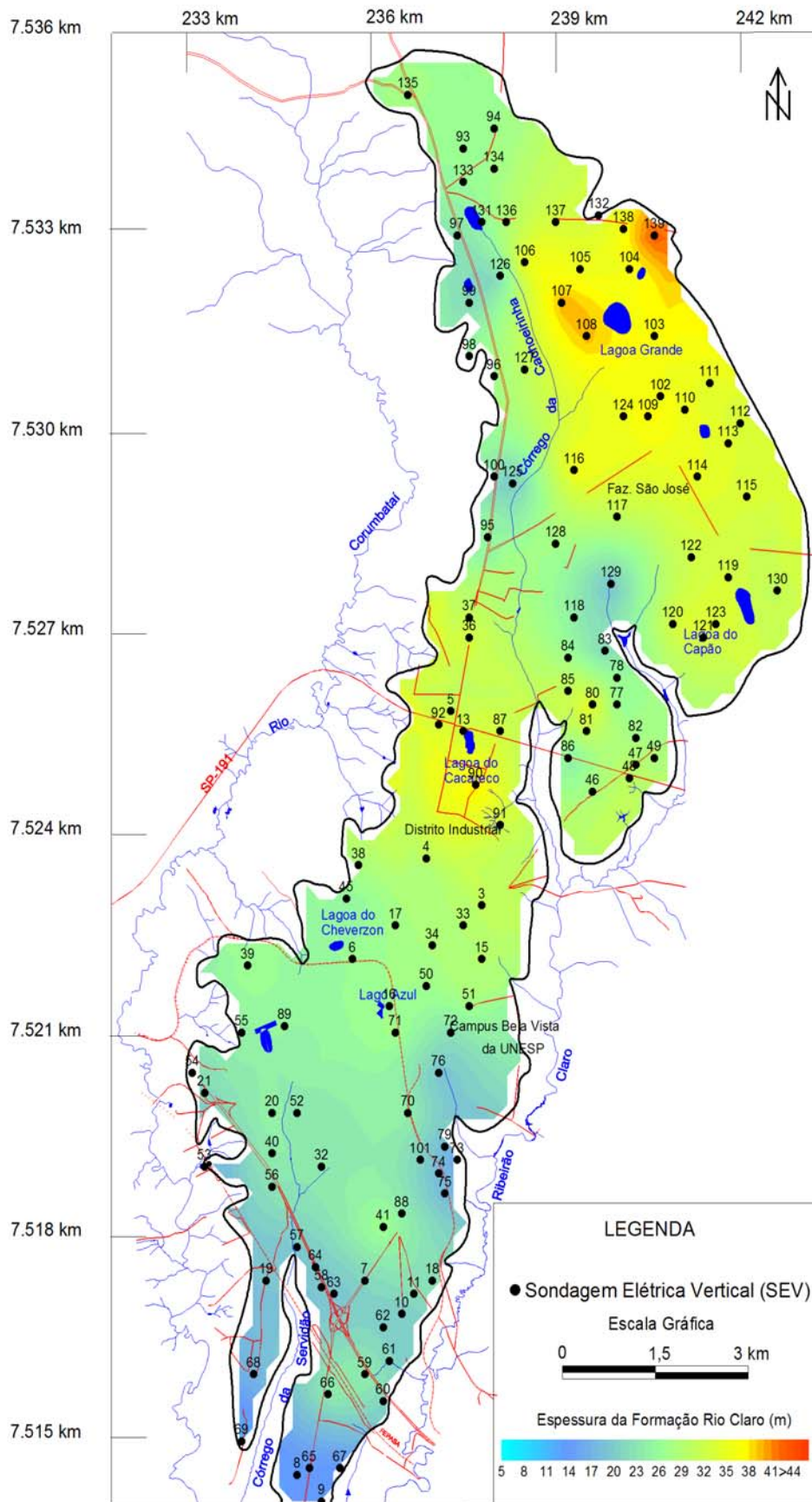


Figura 41 – Mapa de iso-espessuras da Formação Rio Claro.

Essa ampla variação na espessura da Formação Rio Claro revela um substrato bastante irregular. Este fato também pôde ser constatado por meio do mapa de isovalores de cota do topo da Formação Corumbataí (Figura 42), cujas cotas mais altas (650 m) prevalecem a Norte, e diminuem em direção a Sul e Sudoeste da área, onde variam de 580 m a 550 m.

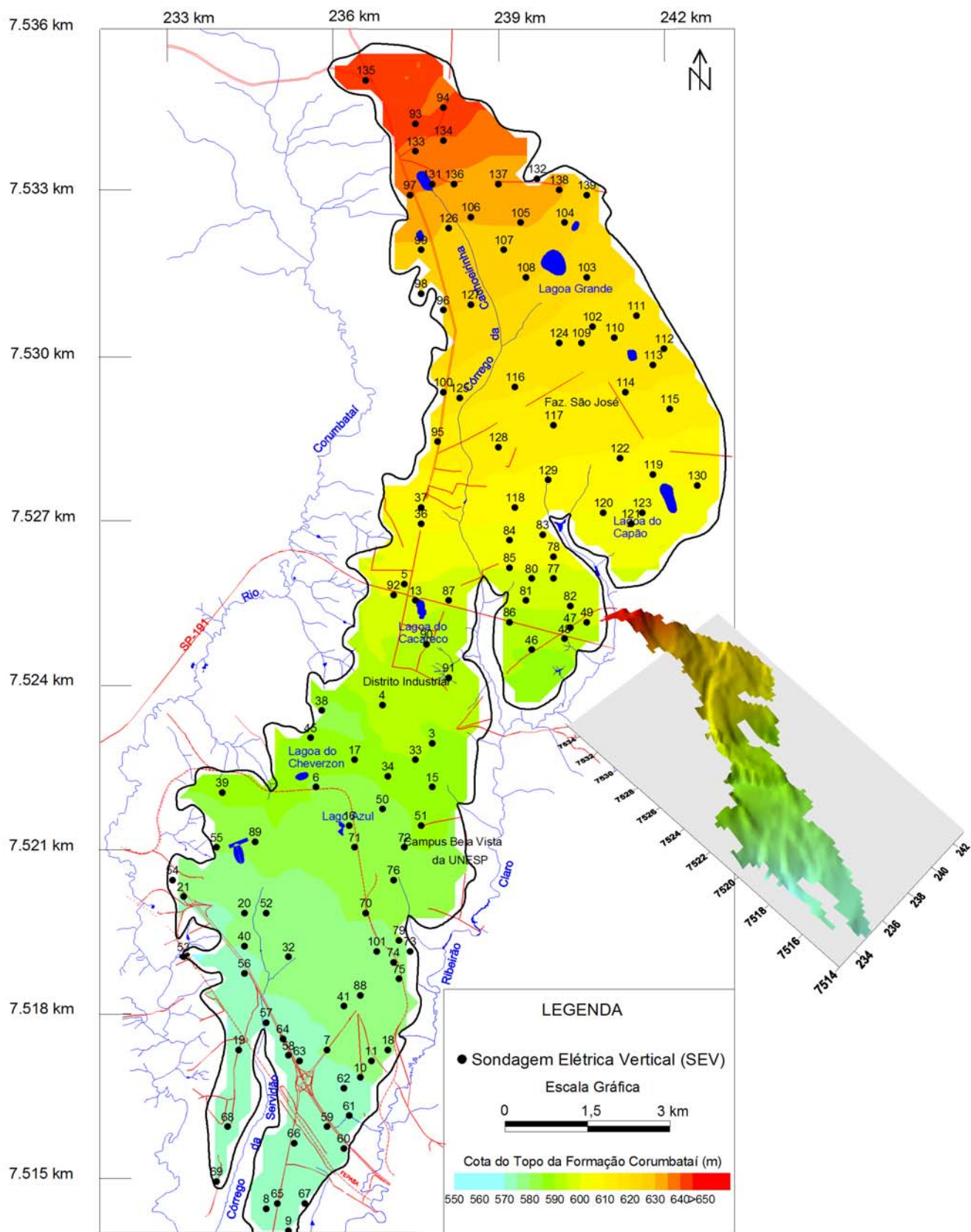


Figura 42 – Mapa de iso-valores de cota do topo da Formação Corumbataí e sua superfície 3D.

A espessura da *zona saturada* da Formação Rio Claro encontra-se entre 2 m e 36,29 m, com predomínio de espessuras entre 16 m e 20 m. As espessuras maiores localizam-se nas porções Norte e central da área de estudo, próximo ao distrito industrial (Figura 43).

Na *zona saturada* da Formação Rio Claro, é possível identificar até dois níveis geoeletricos, sendo que apenas 27,6% das SEVs possuem o segundo nível.

O mapa de iso-espessuras do primeiro nível geoeletrico (Figura 44) mostra uma variação de espessura deste nível de 2,01 m a 36,29 m, prevalecendo espessuras entre 17 m e 20 m. As maiores espessuras do primeiro nível geoeletrico saturado estão localizadas na porção Norte da área de estudo, na central e próximo à SEV – 32, semelhante à espessura saturada. Esta semelhança confirma a acentuada correlação entre ambas espessuras, que apresentaram coeficiente de correlação igual a 0,990365.

Correlacionando as eletrofácies da Formação Rio Claro (Tabela 3) com o mapa de iso-valores de resistividade do primeiro nível geoeletrico saturado (Figura 45), observa-se que a eletrofácies arenosa ( $250 < \rho < 500$  ohm.m) abrange grande parte da área de estudo.

A eletrofácies silto-arenosa e silto-argilosa estão distribuídas aleatoriamente. Na porção Sudeste, nas proximidades do Campus da UNESP (SEV – 72 – Figura 46), a concentração de eletrofácies silto-argilosa é maior.

A eletrofácies argilosa ocorre nas proximidades da SEV – 32 e 70 (Figura 47). A SEV – 32 está localizada na Avenida Rio Claro e, segundo antigos moradores, esta região teve que ser aterrada para construção de casas, já que antigamente era totalmente alagada. Este fato faz supor que a água de chuva não conseguia infiltrar no subsolo devido à elevada quantidade de argila.

A existência de eletrofácies arenosa e silto-argilosa na Formação Rio Claro pode estar relacionada ao seu ambiente deposicional fluvial meandrante, no qual a eletrofácies arenosa estaria associada aos canais, e a silto-argilosa às planícies de inundação.

A espessura da eletrofácies arenosa varia de 4,73 m (porção Sudeste da área) a 36,29 m (porção Nordeste da área). As maiores espessuras (entre 20 m e 36 m) estão situadas no extremo Norte e Nordeste da área de estudo (Fazenda São José).

Nos modelos geoeletricos que apresentaram o segundo nível saturado, as resistividades variam de 100 ohm.m a 500 ohm.m, predominando resistividades entre 200 ohm.m e 240 ohm.m, caracterizando eletrofácies areno-siltosa.

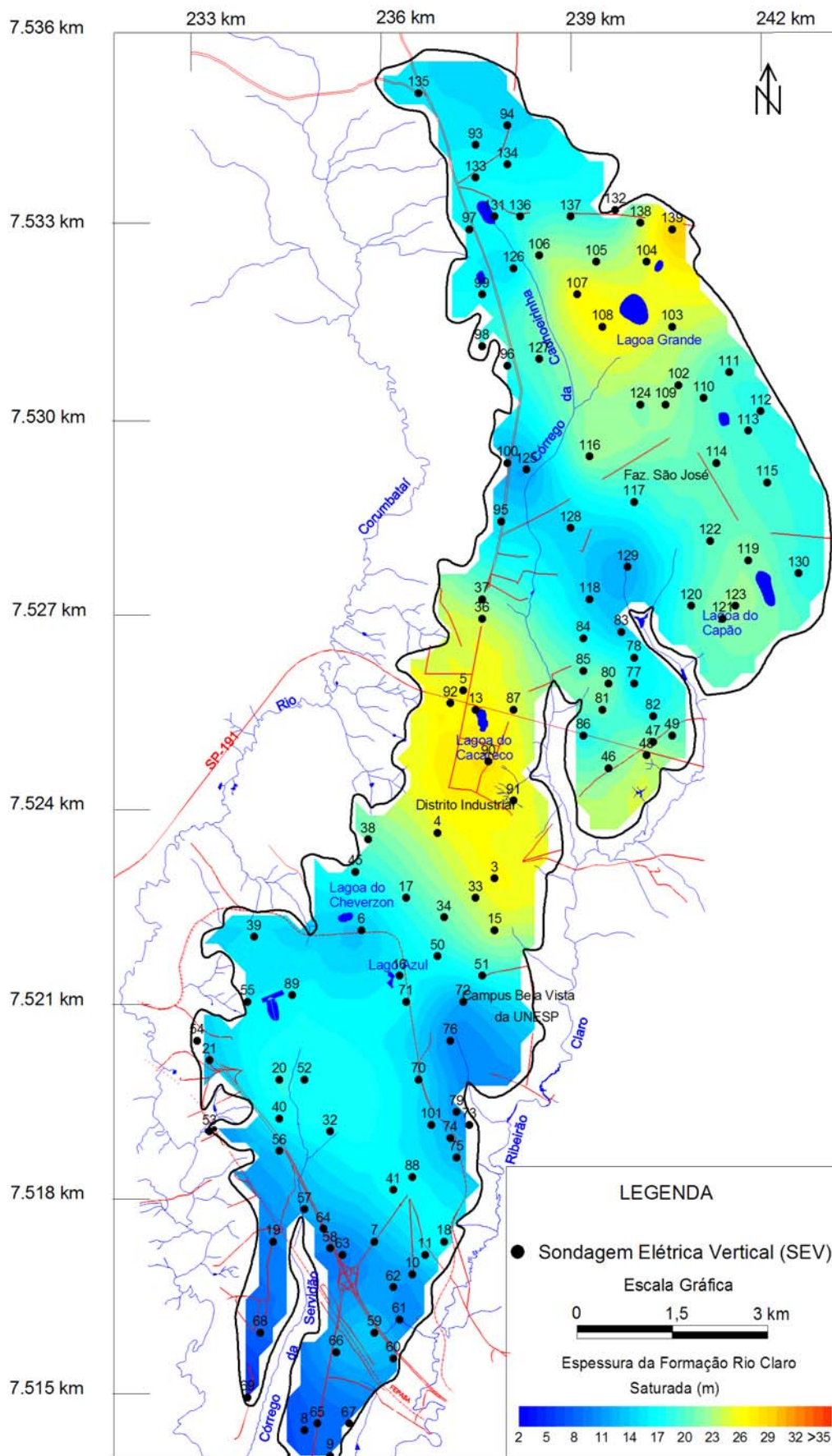


Figura 43 – Mapa de iso-espessuras da zona saturada da Formação Rio Claro.



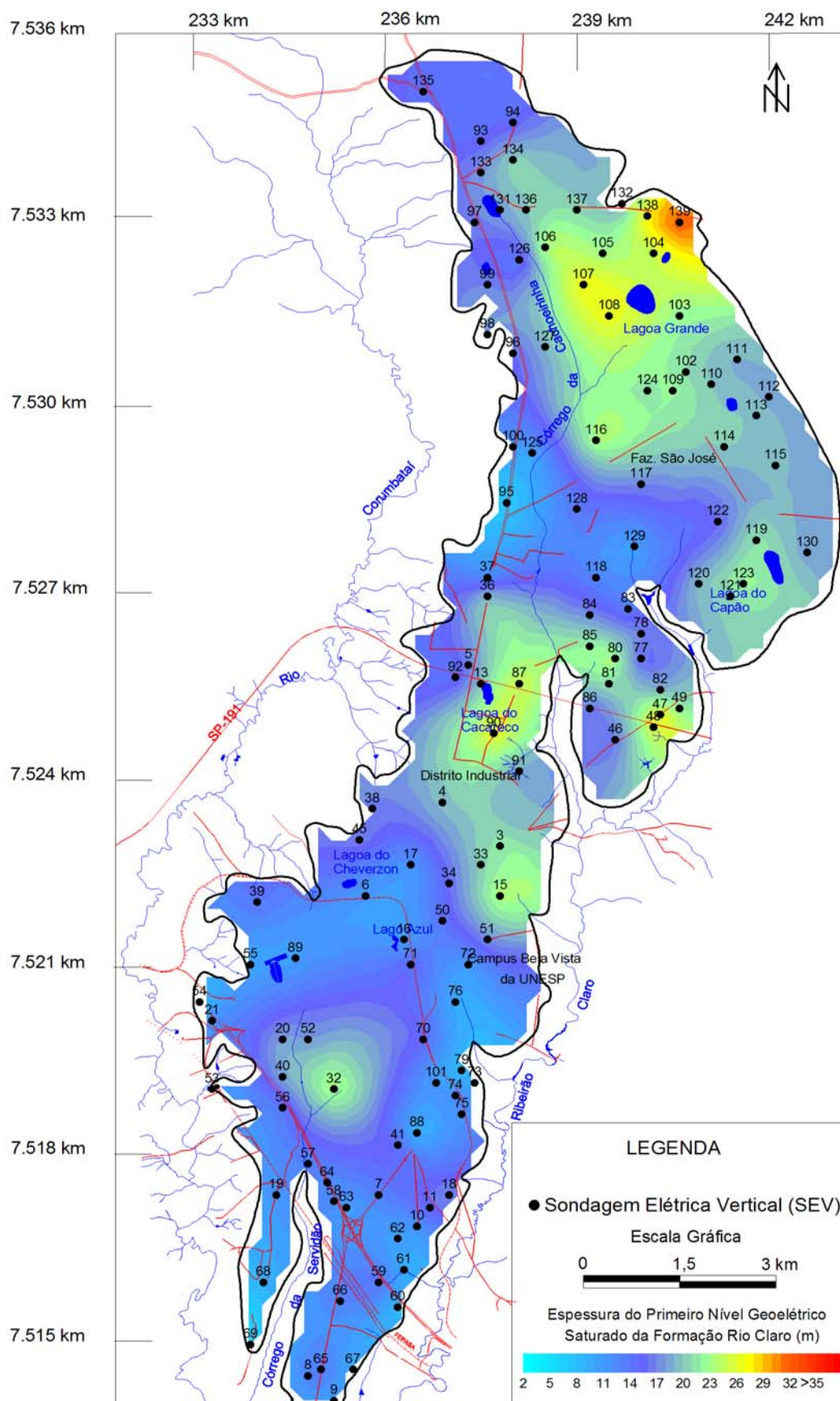


Figura 44 – Mapa de iso-espessuras do primeiro nível geolétrico saturado da Formação Rio Claro.

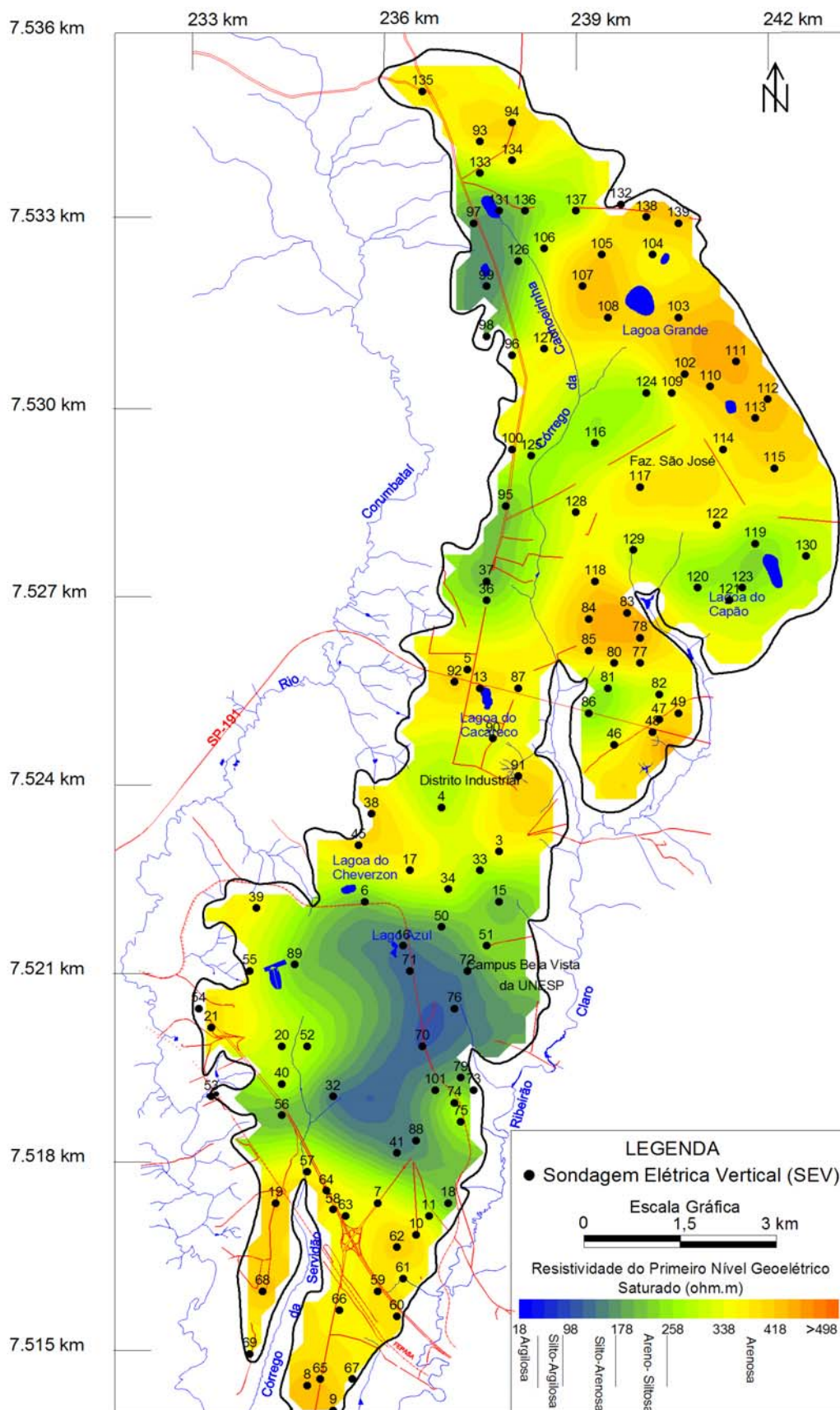


Figura 45 – Mapa de iso-resistividades do primeiro nível geométrico saturado, correlacionado às possíveis eletrofácies.

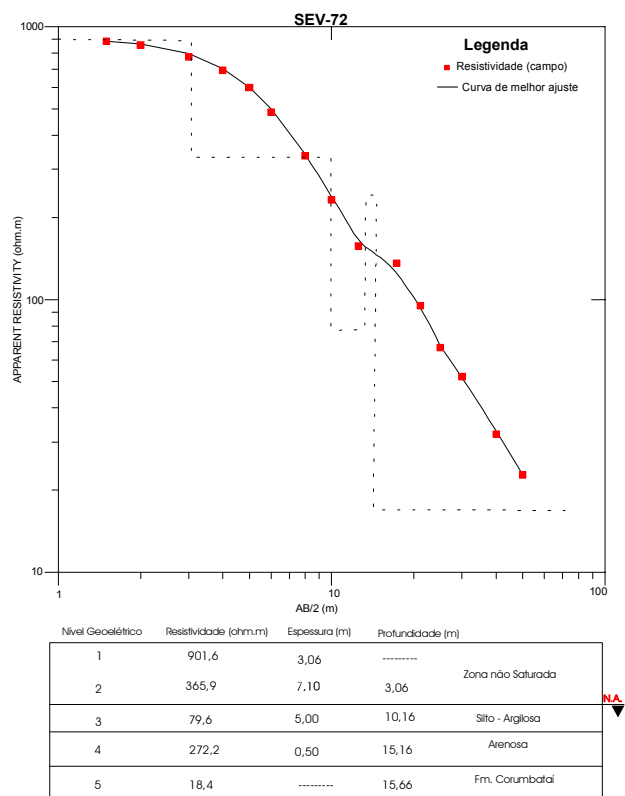


Figura 46 – Sondagem elétrica e correspondente modelo geoeletrico para a SEV 72.

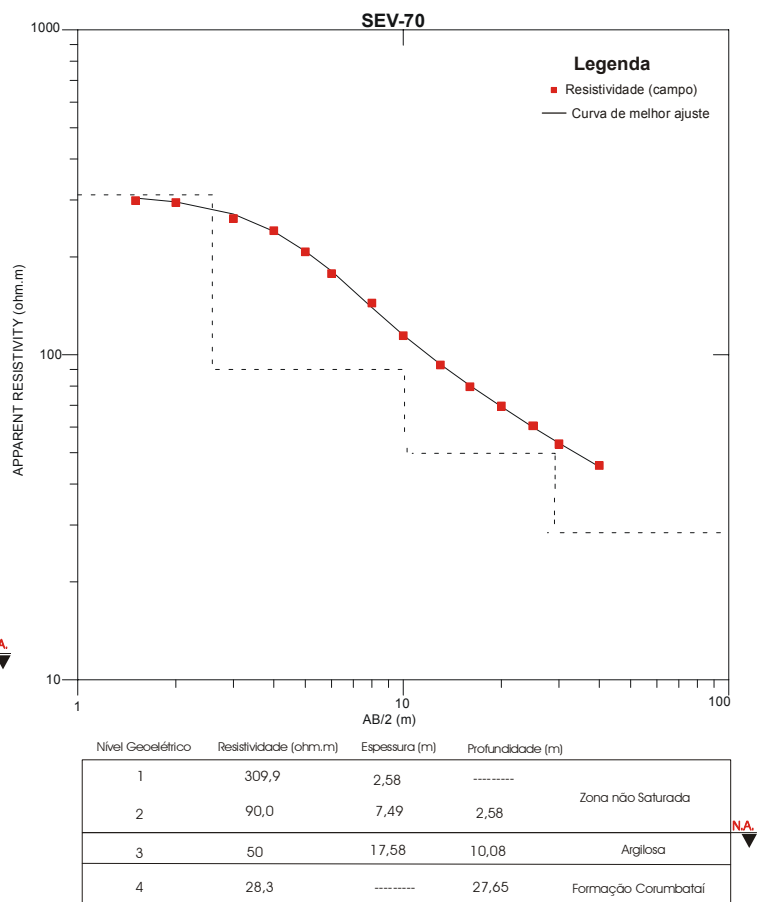
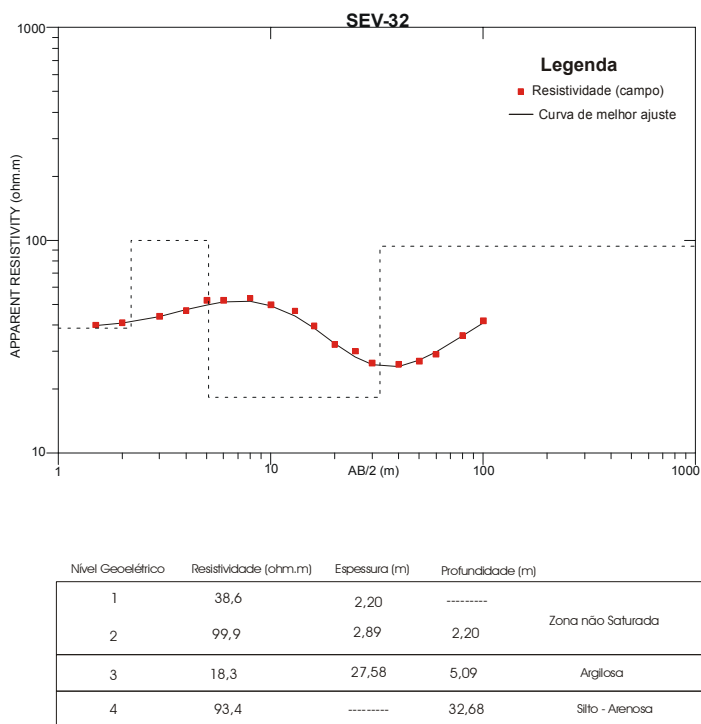


Figura 47 – Sondagens elétricas e correspondentes modelos geoeletricos para as SEVs 32 e 70.

A multiplicação da variável “espessura do primeiro nível geométrico” pela variável “resistividade” resultou na “resistência transversal” do primeiro nível geométrico saturado. A multiplicação dessas duas variáveis dá origem a um parâmetro muito utilizado na hidrodinâmica, conhecido como *Dar Zarrouk*. Por meio desse parâmetro, é possível identificar os locais mais propícios para perfuração de poços com vazões satisfatórias.

O mapa da Figura 48 apresenta valores de resistência transversal entre 175,31 ohm.m<sup>2</sup> e 17.201,46 ohm.m<sup>2</sup>. As maiores espessuras resistivas estão localizadas na porção Norte da área, próximo à Lagoa Grande localizada na Fazenda São José, no distrito industrial e próximo à SEV – 47.

A Figura 49 ilustra a superposição das variáveis resistência transversal do primeiro nível geométrico saturado e sua respectiva espessura. Esta superposição indica que a mesma espessura pode apresentar espessuras resistivas diferentes. Próximo à SEV – 33, a espessura é de 20 m e a resistência transversal é aproximadamente 4.000 ohm.m<sup>2</sup>, já na SEV – 114 a mesma espessura apresenta resistência transversal de 6.750 ohm.m<sup>2</sup>. Esta constatação mostra que não é plausível escolher o local apropriado para a perfuração de um poço apenas levando em consideração as maiores espessuras saturadas.

Com relação à espessura não-saturada da Formação Rio Claro, esta varia entre 2,05 m a 25,33 m, prevalecendo valores de 8 m e 14 m. As maiores espessuras ocorrem na porção Norte (próximo à SEV – 137), na Nordeste (próximo à SEV-117) e próximo à Lagoa do Cheverzon (Figura 50).

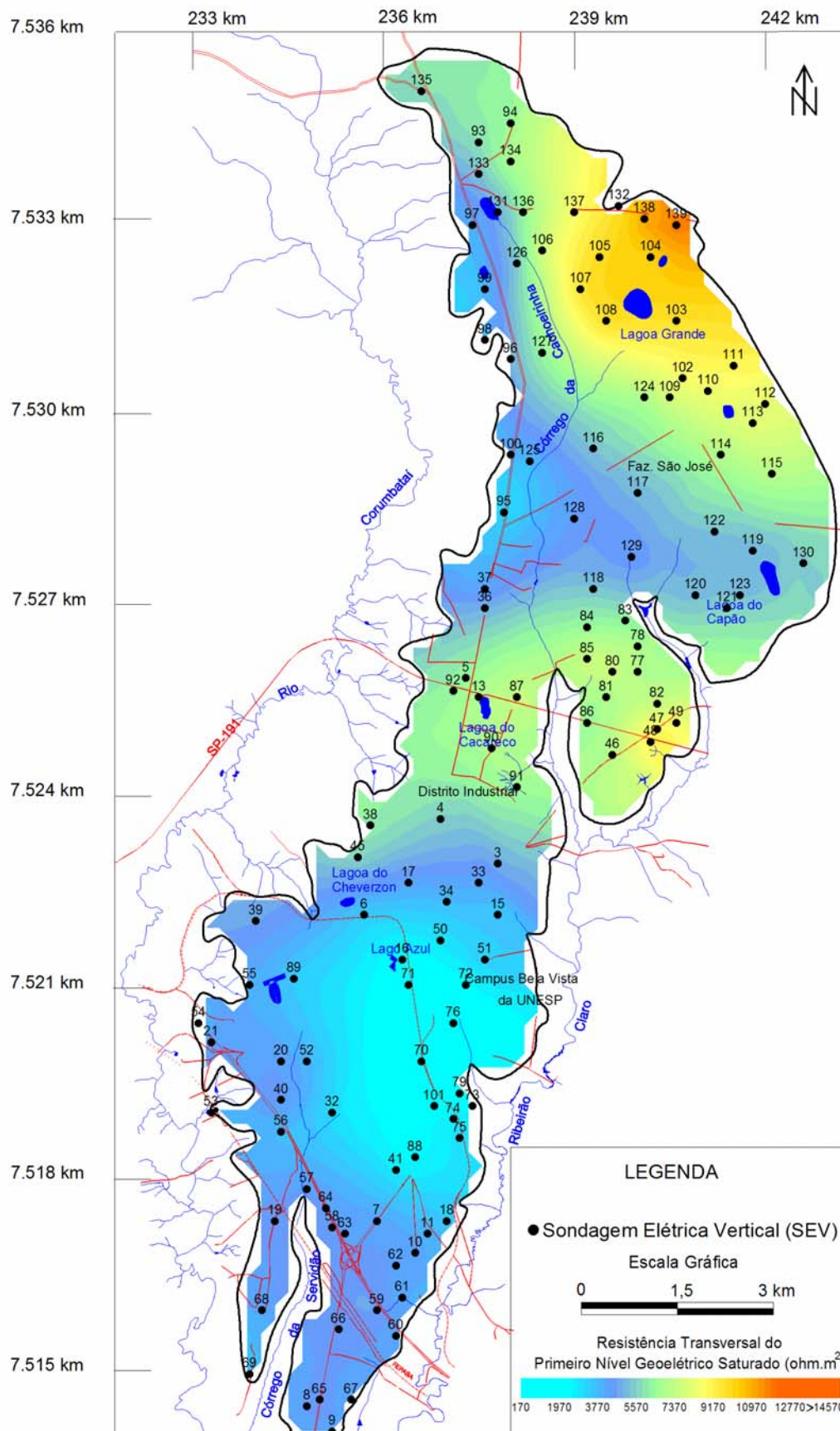


Figura 48 – Mapa de valores de resistência transversal do primeiro nível geolétrico saturado.

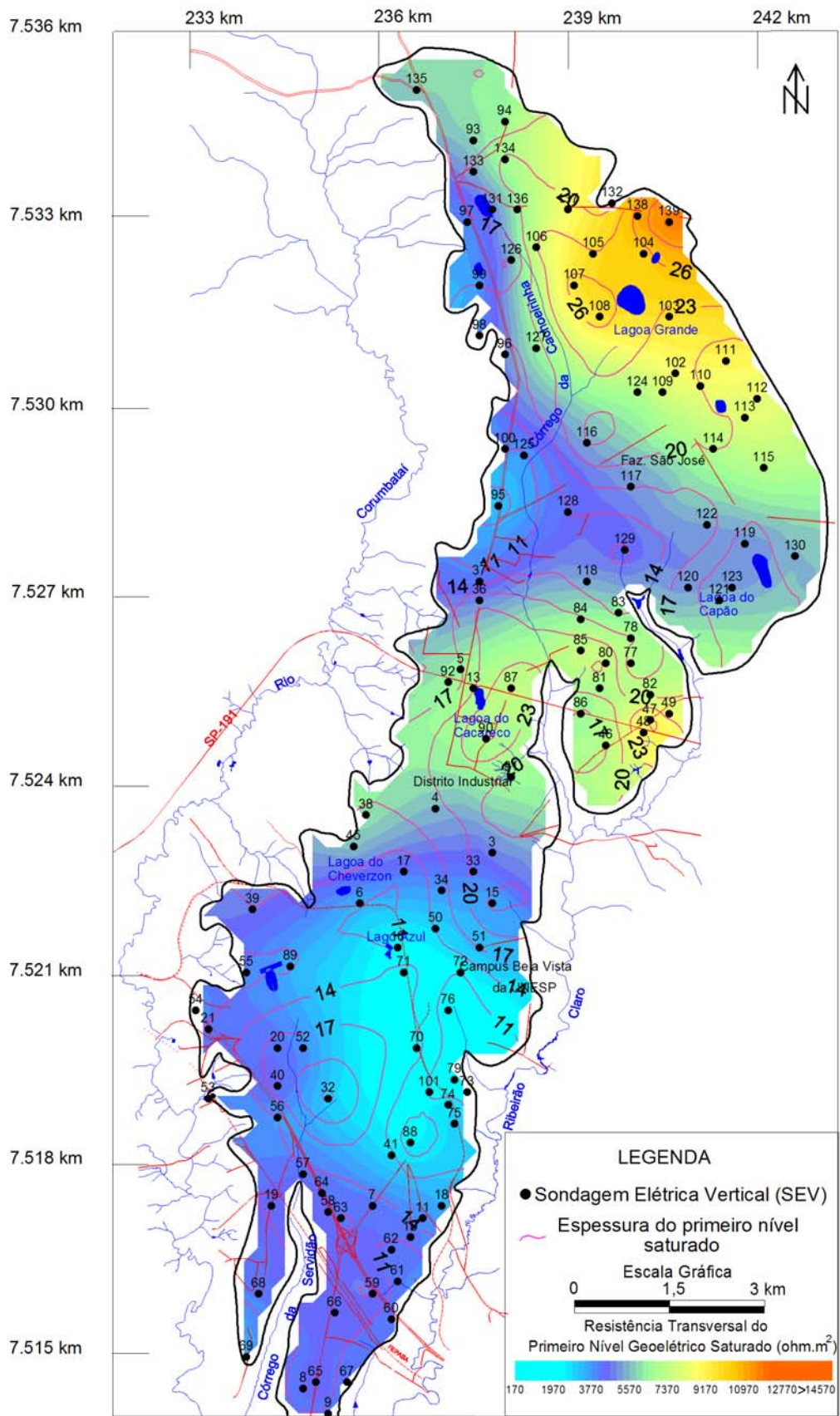


Figura 49 – Mapa mostrando a superposição das variáveis resistência transversal do primeiro nível geolétrico saturado e espessura do primeiro nível geolétrico saturado.

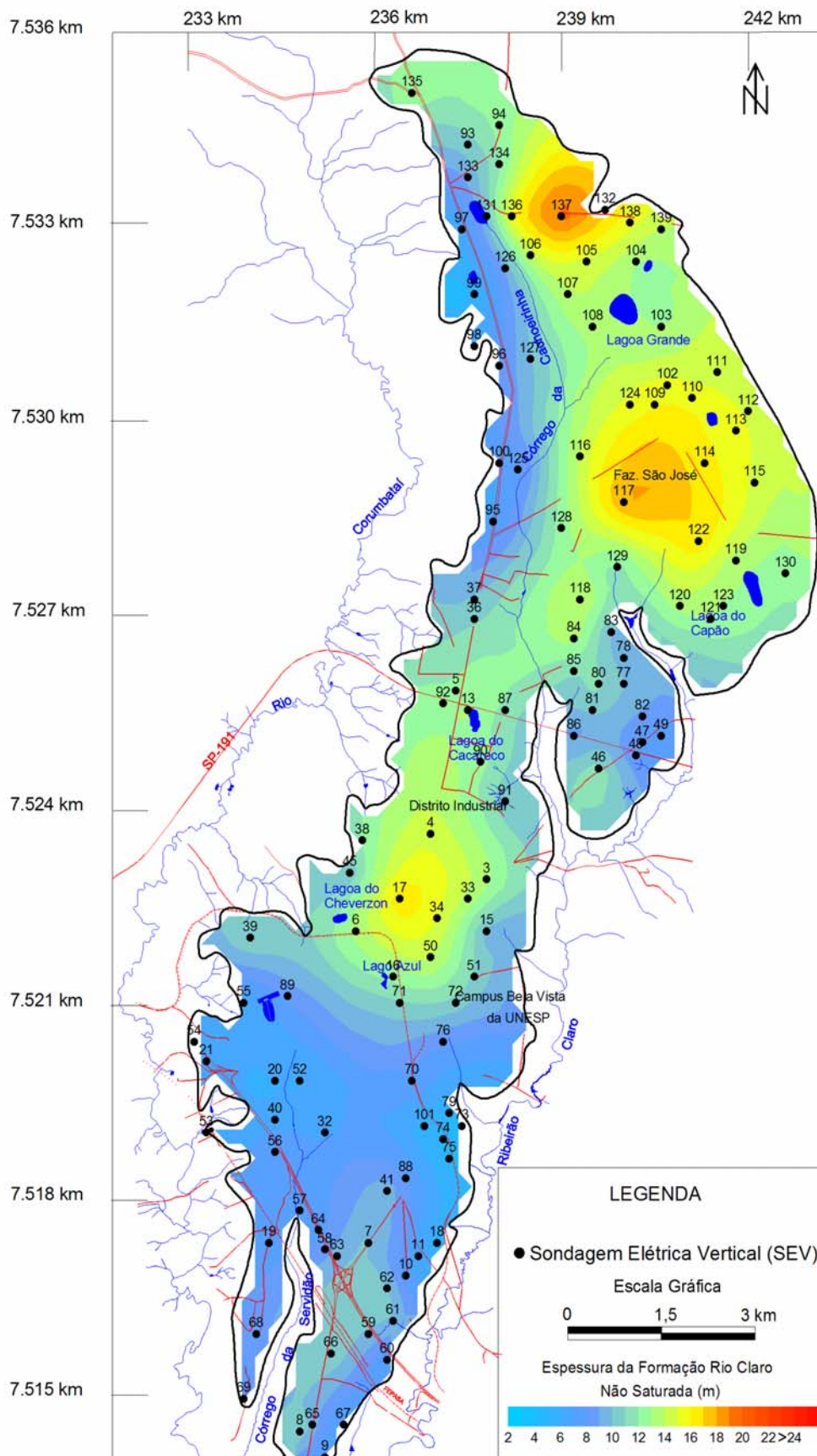


Figura 50 – Mapa de iso-espessuras da zona não-saturada da Formação Rio Claro.

Conhecendo as altitudes de cada SEV, por meio do mapeamento com GPS diferencial de alta precisão, e a profundidade do nível d'água (NA), é possível determinar a cota do lençol freático em cada sondagem, em relação ao nível do mar. Posteriormente, são traçadas as isolinhas do NA, gerando o mapa potenciométrico. As direções preferenciais do fluxo d'água subterrâneo são indicadas por setas.

Em termos de distribuição espacial, o nível d'água subterrâneo está situado entre 2,01 m (porção Sudoeste da área) e 25,33 m (porção Norte da área) de profundidade, sendo que entre esses valores existe ampla variação, prevalecendo os níveis com profundidades inferiores a 18 m.

A superfície do lençol freático (NA) está situada entre as cotas 566 m (SEV – 55) e 669 m (SEV – 135), com o fluxo das águas subterrâneas orientado a partir das cotas altas (Norte do mapa), para as cotas baixas (Sul e Sudoeste do mapa), acompanhando aproximadamente a topografia local, com deflexões para Sudeste e Sudoeste (Figura 51).

Os altos potenciométricos possuem fluxo centrífugo e estão basicamente distribuídos na porção Norte da área, coincidentes com as lagoas da Fazenda São José e a Lagoa do Cacareco. Essas lagoas representam aquíferos suspensos, com profundidades que vão de 1 m a 2 m, onde o fluxo das águas superficiais infiltradas é bloqueado por níveis de materiais com baixa permeabilidade, tais como camadas argilosas, comuns em ambiente fluvial.

Em termos de lagoas, somente o Lago Azul, localizado a Sudoeste da Lagoa do Cacareco, faz parte do aquífero livre Rio Claro.

Os altos potenciométricos funcionam como divisores de águas e estão aproximadamente paralelos aos limites da Formação Rio Claro, assim como a superfície potenciométrica, que segue a orientação preferencial do Rio Corumbataí, a Oeste da área, e do Ribeirão Claro, a Leste.

Os baixos potenciométricos estão distribuídos na porção Sul da área, onde a Formação Rio Claro apresenta pequenas espessuras e encontra-se próxima ao contato com unidades subjacentes.

Toda área central da Formação Rio Claro pode ser considerada globalmente como uma área de recarga, onde as águas pluviais infiltram no solo e se deslocam em subsuperfície, declive abaixo, seguindo, grosso modo, a topografia (Figura 52), ocorrendo áreas de descarga somente próximo ao contato basal da formação.



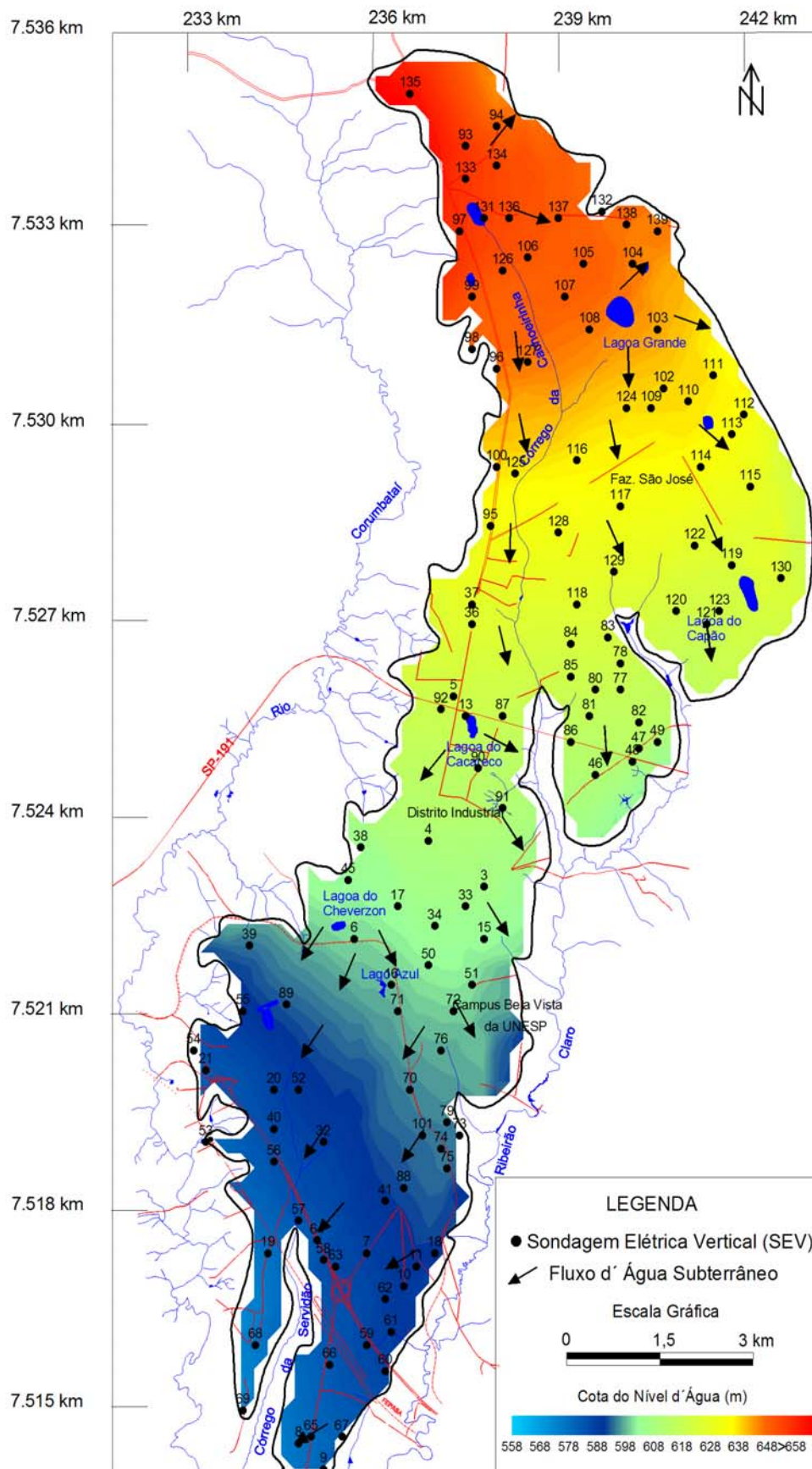
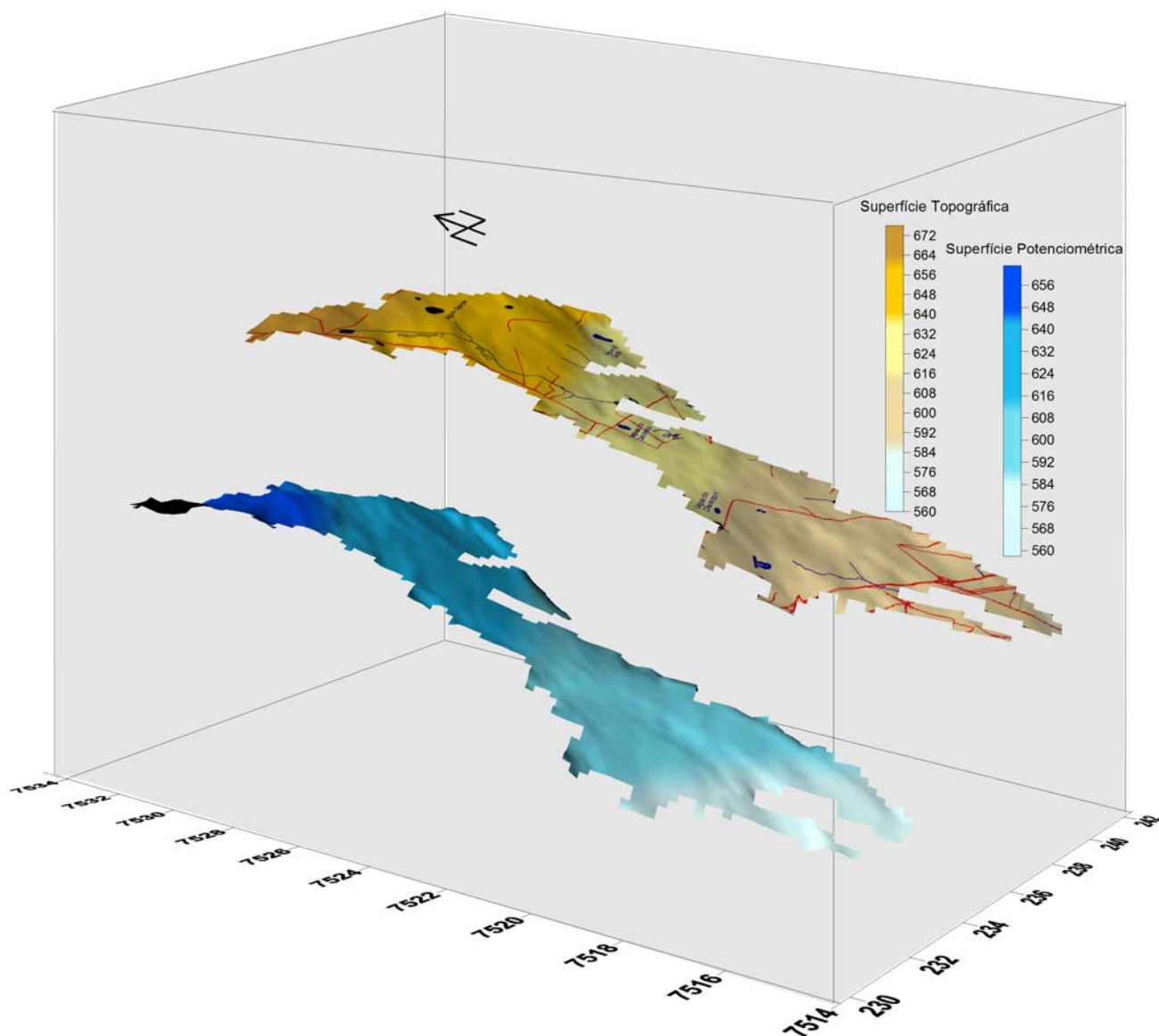


Figura 51 – Mapa potenciométrico do Aquífero Rio Claro.



**Figura 52 – Bloco diagrama da superfície topográfica e da potenciométrica.**

O mapa de iso-espessuras da Formação Rio Claro, na escala de detalhe (Figura 53), foi confeccionado apenas com as SEVs que atingiram o substrato da Formação Corumbataí. Este mapa mostra que a espessura desta unidade, na escala de detalhe, também varia consideravelmente de um local para outro. Esta variação aparece entre 20,11 m e 35,32 m de espessura, prevalecendo entre 27,5 m e 29 m.

As maiores espessuras ocorrem na porção Sudoeste da área, próximo às SEVs 146 e 359, com 35,32 m e 33,14 m de espessura, respectivamente. As menores espessuras ocorrem em pontos isolados e nas proximidades das quadras de esporte (20,33 m), próximo ao Lebac (Laboratório de Estudo de Bacias) (20,11 m) e aos prédios dos Departamentos de Geologia (22,72 m).

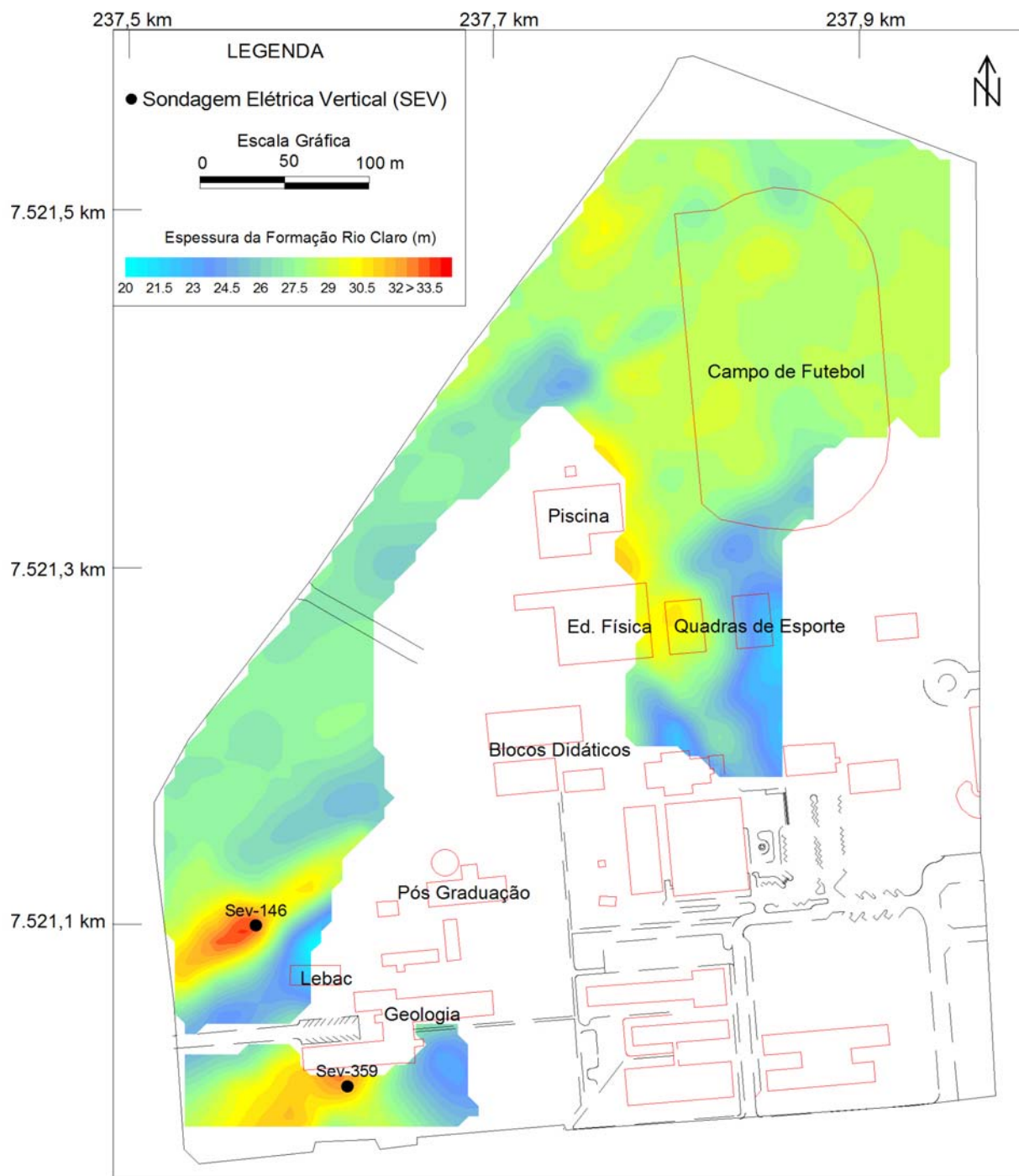


Figura 53 – Mapa de iso-espessuras da Formação Rio Claro – escala de detalhe.

Da mesma forma que na escala de município, a ampla variação na espessura da Formação Rio Claro revela um substrato bastante irregular na escala de detalhe. O mapa de iso-valores de cota do topo da Formação Corumbataí (Figura 54) corroborou esta interpretação, uma vez que as cotas mais altas (605 m) prevalecem próximo às quadras de esporte, próximo às SEVs 161, 159 e 210, e cotas de valores moderadamente altos próximos ao Lebac. As menores cotas aparecem próximo às SEVs 146 (583,19 m) e 366 (586 m).

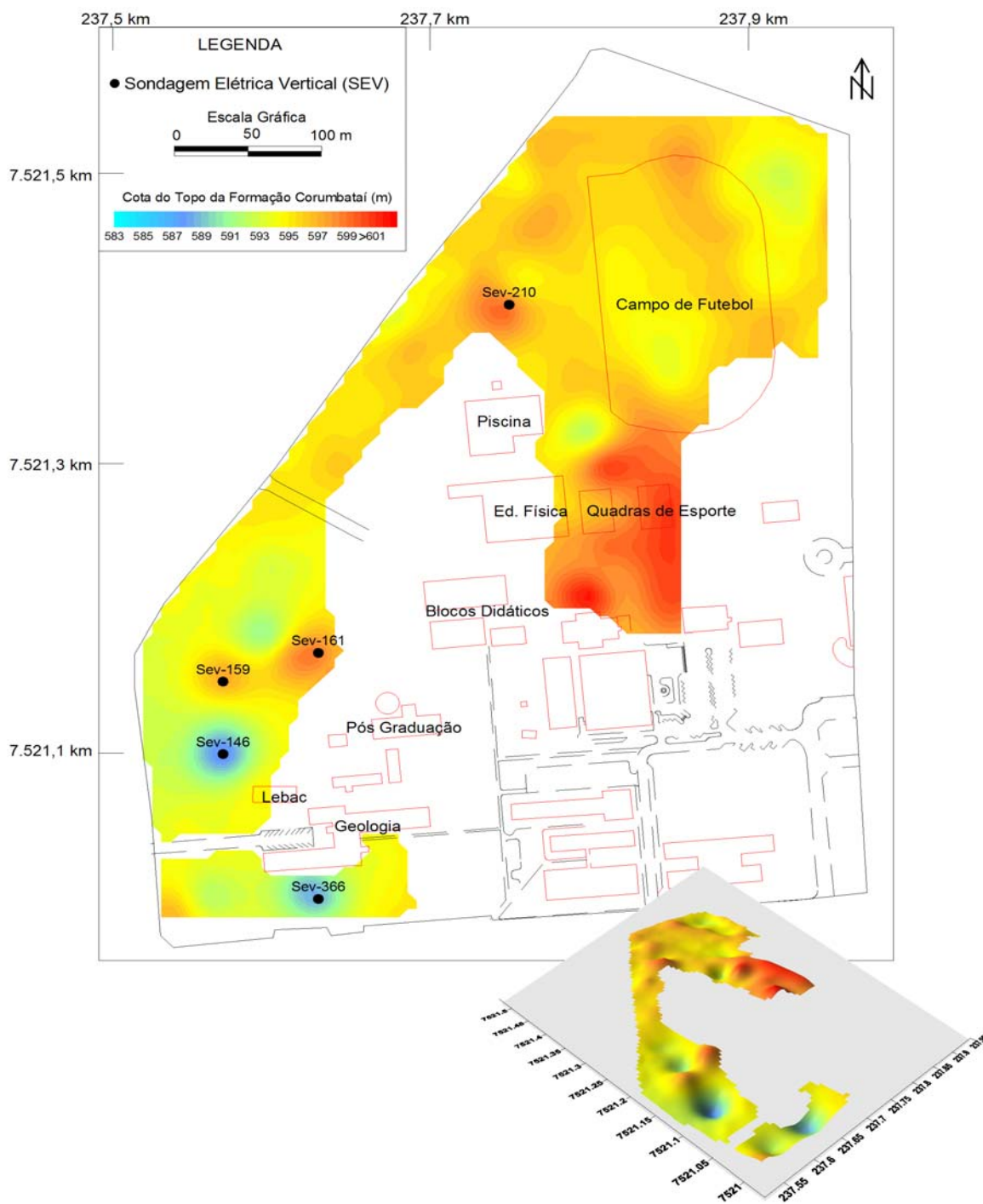


Figura 54 – Mapa de iso-valores de cota do topo da Formação Corumbataí e sua superfície 3D – escala de detalhe.

A espessura da *zona saturada* da Formação Rio Claro, nesta escala de detalhe, encontra-se entre 6,89 m e 28,31 m, com predomínio de espessuras entre 16 m e 18 m. As maiores espessuras saturadas localizam-se na porção Nordeste, próximo à SEV – 261 (28,31 m), na vizinhança das SEVs 146 (27,18 m), 359 (24,71 m) e 330 (22,83 m), e as menores próximas às SEVs 244 (6,89 m), 72 (10,06 m) e 344 (11,53 m) (Figura 55).

Nesta zona é possível identificar até três níveis geoeletricos (com eletrofácies distintas), sendo que 65,27% das SEVs apresentam apenas uma eletrofácies, (na maioria, arenosa), 32,63% apresentam duas eletrofácies, identificadas como arenosa, areno-siltosa ou silto-arenosa, e apenas 2,10% apresentam três eletrofácies, classificadas como arenosa, silto-arenosa e silto-argilosa ou argilosa.

Este fato, quando comparado à escala de município que apresentou apenas 27,6% de SEVs com dois níveis (duas eletrofácies distintas) e ausência do terceiro nível, leva a concluir que a presença de um outro nível geoeletrico e o aumento na porcentagem do segundo nível estão relacionados ao detalhamento efetuado, que permitiu um mapeamento mais preciso das eletrofácies.

O mapa de iso-espessuras do primeiro nível geoeletrico (Figura 56) mostra que existe uma variação de espessura de 1,01 m a 24,71 m, prevalecendo espessuras entre 13 m e 17 m. As maiores espessuras do primeiro nível geoeletrico saturado estão localizadas na porção Sudoeste, adjacente aos prédios dos Departamentos de Geologia (24,71 m), na porção central, próximo ao prédio do Departamento de Educação Física e às quadras de esporte (22,83 m), e na porção Norte, próximo às SEVs 258 e 227.

Correlacionando as eletrofácies da Formação Rio Claro (Tabela 3) com o mapa de iso-valores de resistividade do primeiro nível geoeletrico saturado (Figura 57), observa-se que a eletrofácies arenosa ( $250 < \rho < 500$  ohm.m) da Formação Rio Claro abrange grande parte da área detalhada, assim como na escala de município.

As eletrofácies silto-arenosa e silto-argilosa estão distribuídas aleatoriamente, em alguns pontos na porção Nordeste, a Sul das quadras de esporte e próximo aos prédios dos Departamentos de Geologia e ao Lebac, na porção Sudoeste. Na porção próxima à SEV – 72, ocorre freqüentemente acúmulo de água de chuva, devido à presença de eletrofácies silto-argilosa, como mostra a Foto 8. A eletrofácies argilosa ocorre mais precisamente nas SEVs 346, 331 e 333, com resistividades de 20 ohm.m, 25 ohm.m, 47,5 ohm.m, respectivamente.

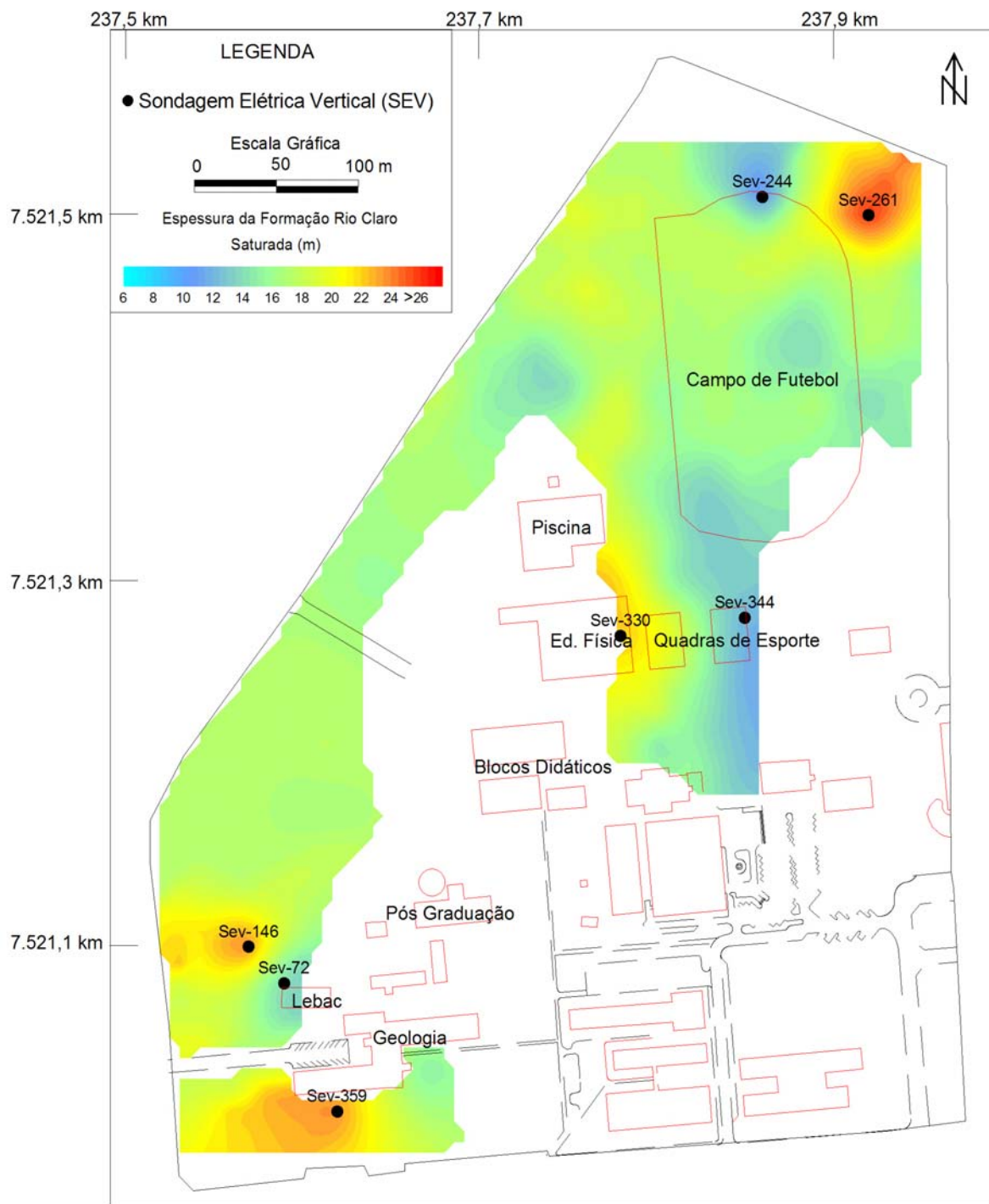
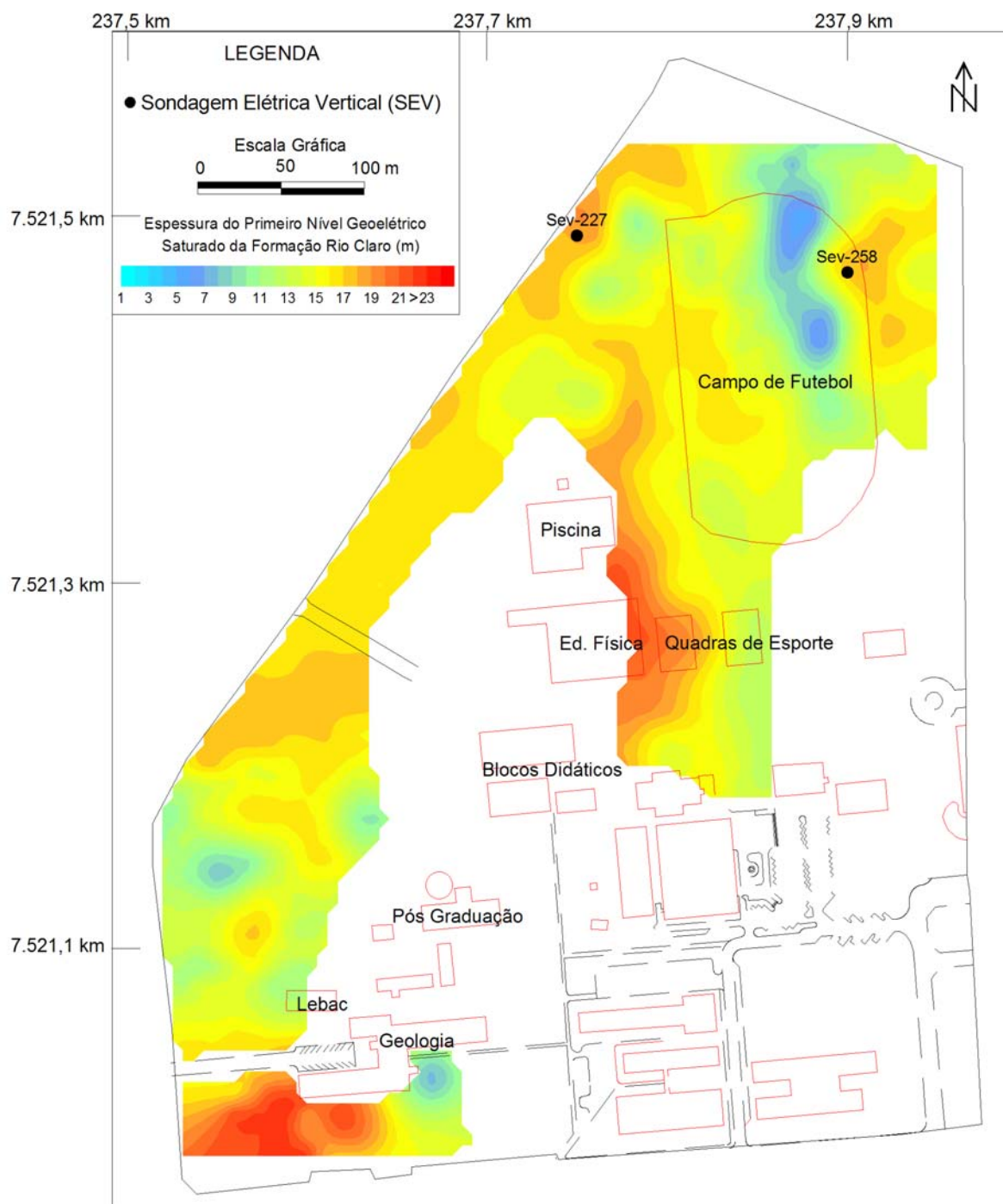


Figura 55 – Mapa de iso-espessuras da zona saturada da Formação Rio Claro – escala de detalhe.



**Figura 56 – Mapa de iso-espessuras do primeiro nível geolétrico saturado da Formação Rio Claro – escala de detalhe.**



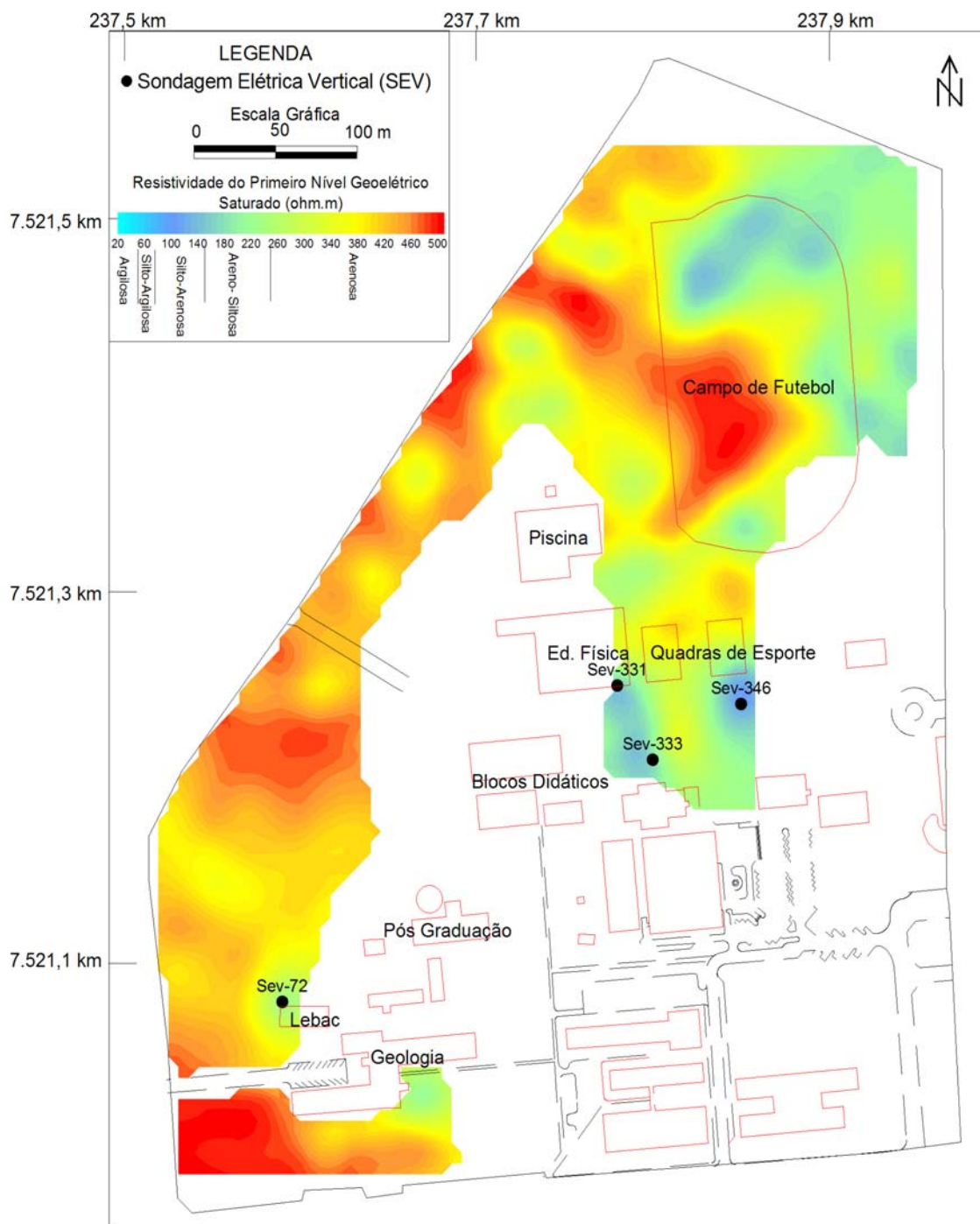


Figura 57 – Mapa de iso-resistividades do primeiro nível geométrico saturado, correlacionado às possíveis eletrofácies – escala de detalhe.



**Foto 8 – Foto em frente ao Lebac ilustrando o acúmulo de água de chuva mantido pela eletrofácies silto-argilosa, presente nesta porção.**

Na escala de detalhe, assim como na de município, observa-se um isolamento das eletrofácies siltosas e argilosas dentro das arenosas, predominantes, corroborando sua associação com o ambiente deposicional da Formação Rio Claro.

A espessura da eletrofácies arenosa varia de 1,01 m (SEV – 251) a 24,71 m (SEV – 359). As maiores espessuras estão situadas no extremo Sudoeste do Campus, mais precisamente a Oeste e Sul dos Departamentos de Geologia.

A multiplicação da variável “espessura do primeiro nível geoeétrico” pela variável “resistividade” resultou na “resistência transversal” do primeiro nível geoeétrico saturado, também foi realizada na escala de detalhe. Este mapa apresenta valores de resistência transversal entre 230,60 ohm.m<sup>2</sup> e 10.950,49 ohm.m<sup>2</sup>. As maiores espessuras resistivas estão localizadas nas proximidades das SEVs 366, 370, 362, 324 e 229 (Figura 58).

A mesma superposição entre a resistência transversal do primeiro nível geoeétrico saturado e sua respectiva espessura, realizada na escala de município, foi efetuada para a escala de detalhe, confirmando que uma mesma espessura saturada pode apresentar espessuras resistivas diferentes. Próximo à SEV – 207 a espessura é de 15 m e a resistência transversal é aproximadamente 2.600 ohm.m<sup>2</sup>; já na SEV –

160, com mesma espessura saturada, a resistência transversal é 7.207 ohm.m<sup>2</sup> (Figura 59).

Com relação à espessura *não-saturada* da Formação Rio Claro, esta varia entre 6,91 m e 15,49 m, prevalecendo valores entre 10 m e 11 m. As maiores espessuras ocorrem na porção Nordeste, próximo as SEVs 307, 306, 305, 252, 254, e 266 (Figura 60).

Em termos de distribuição espacial, o nível d'água subterrâneo, na escala de detalhe, está situado entre 6,91 m (SEV – 225) e 15,49 m (SEV – 307) de profundidade, sendo que entre esses valores prevalecem os níveis com profundidades inferiores a 11 m.

A superfície do lençol freático (NA) está situada entre as cotas 604,37 m (SEV – 170) e 618 m (SEV – 332), com o fluxo das águas subterrâneas orientado a partir das cotas altas (porções Norte e Leste do mapa), para as cotas baixas (porções Sudeste e Sudoeste do mapa), acompanhando aproximadamente a topografia local (Figuras 61 e 62).

Os altos potenciométricos possuem fluxo centrífugo e estão basicamente distribuídos nas porções Norte e Leste da área mapeada no Campus; os baixos potenciométricos estão distribuídos nas porções Sudeste e Sudoeste.

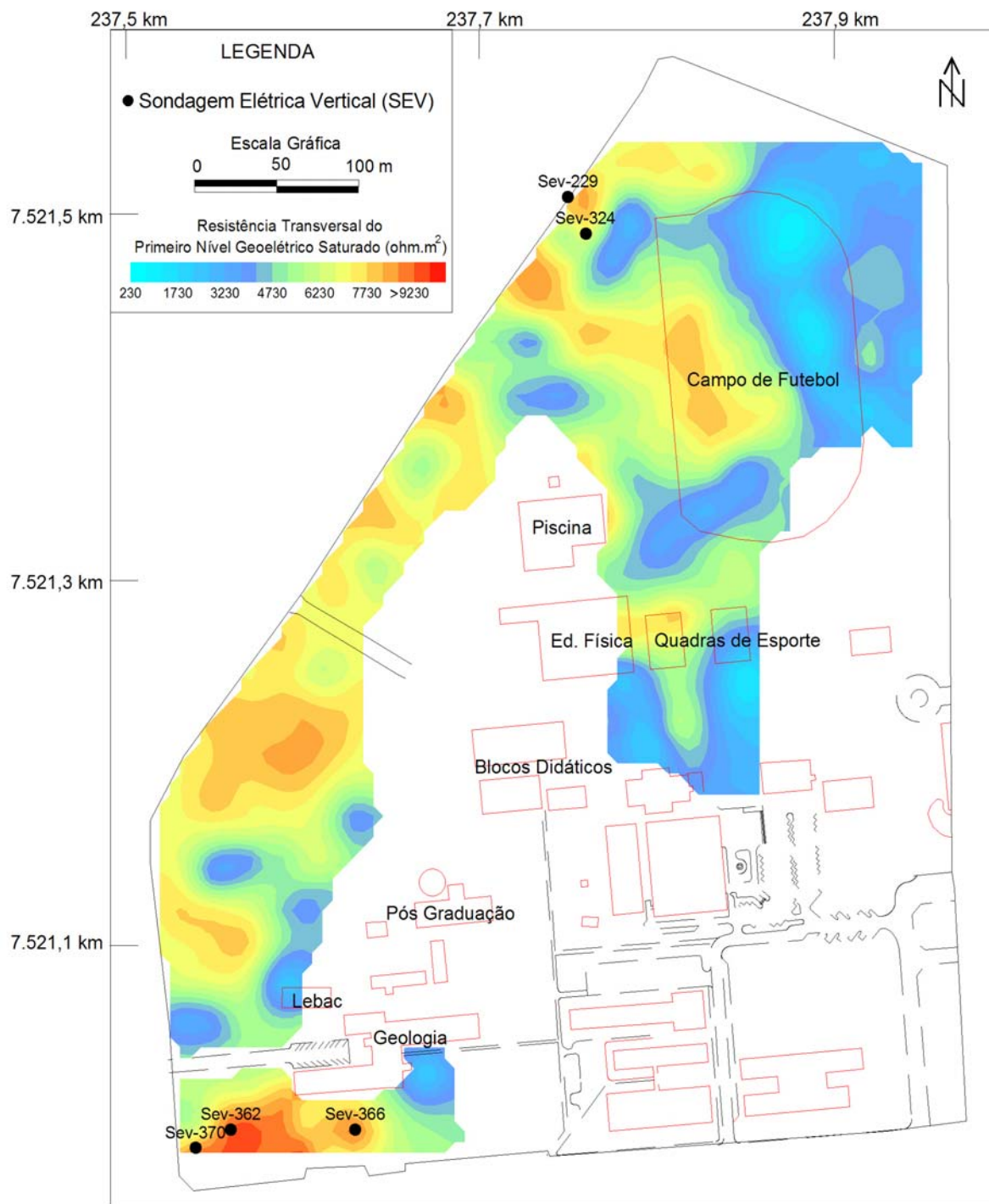


Figura 58 – Mapa de valores de iso-resistência transversal do primeiro nível geométrico saturado – escala de detalhe.

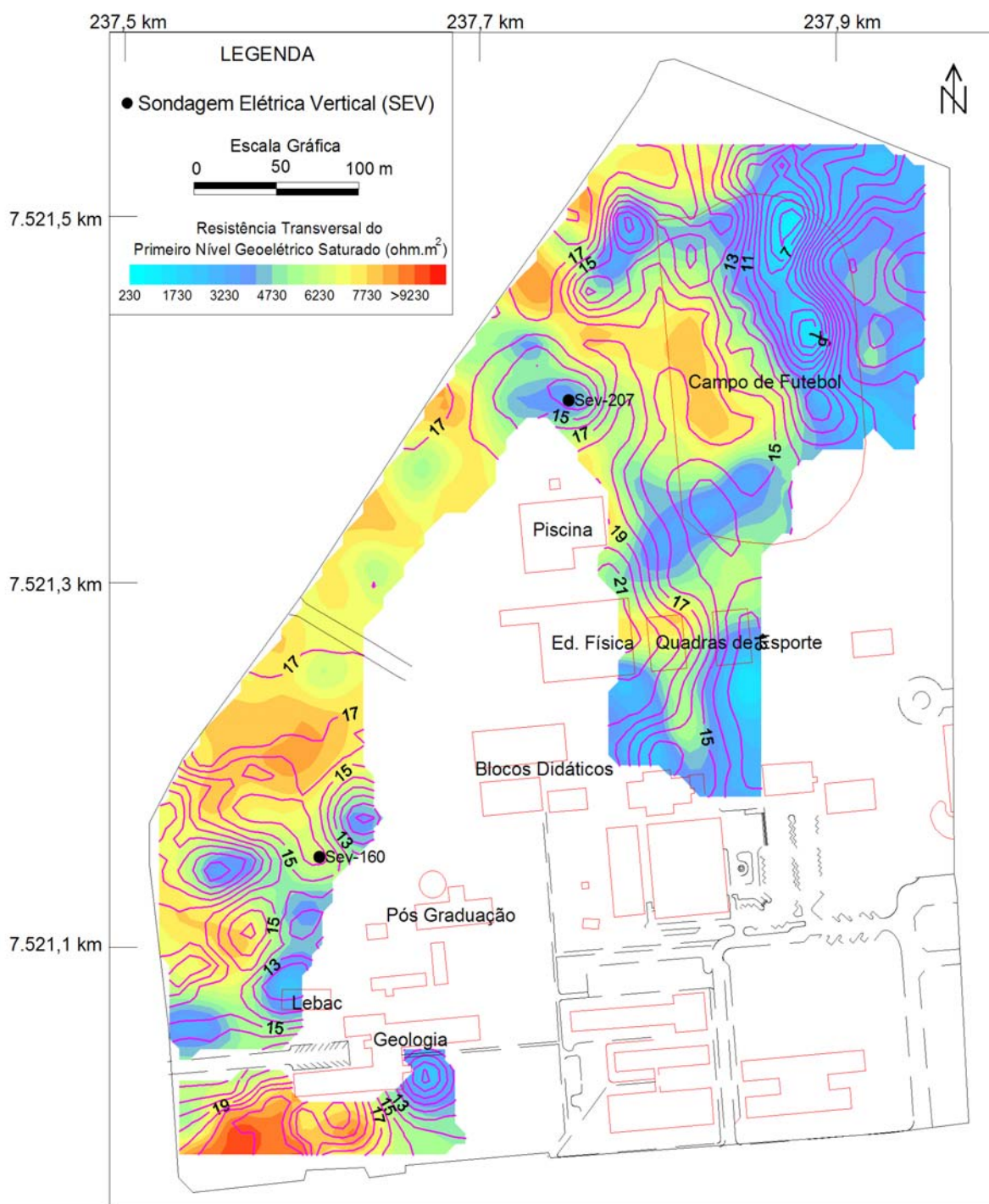


Figura 59 – Mapa mostrando a superposição das variáveis resistência transversal do primeiro nível geolétrico saturado e espessura do primeiro nível geolétrico saturado – escala de detalhe.

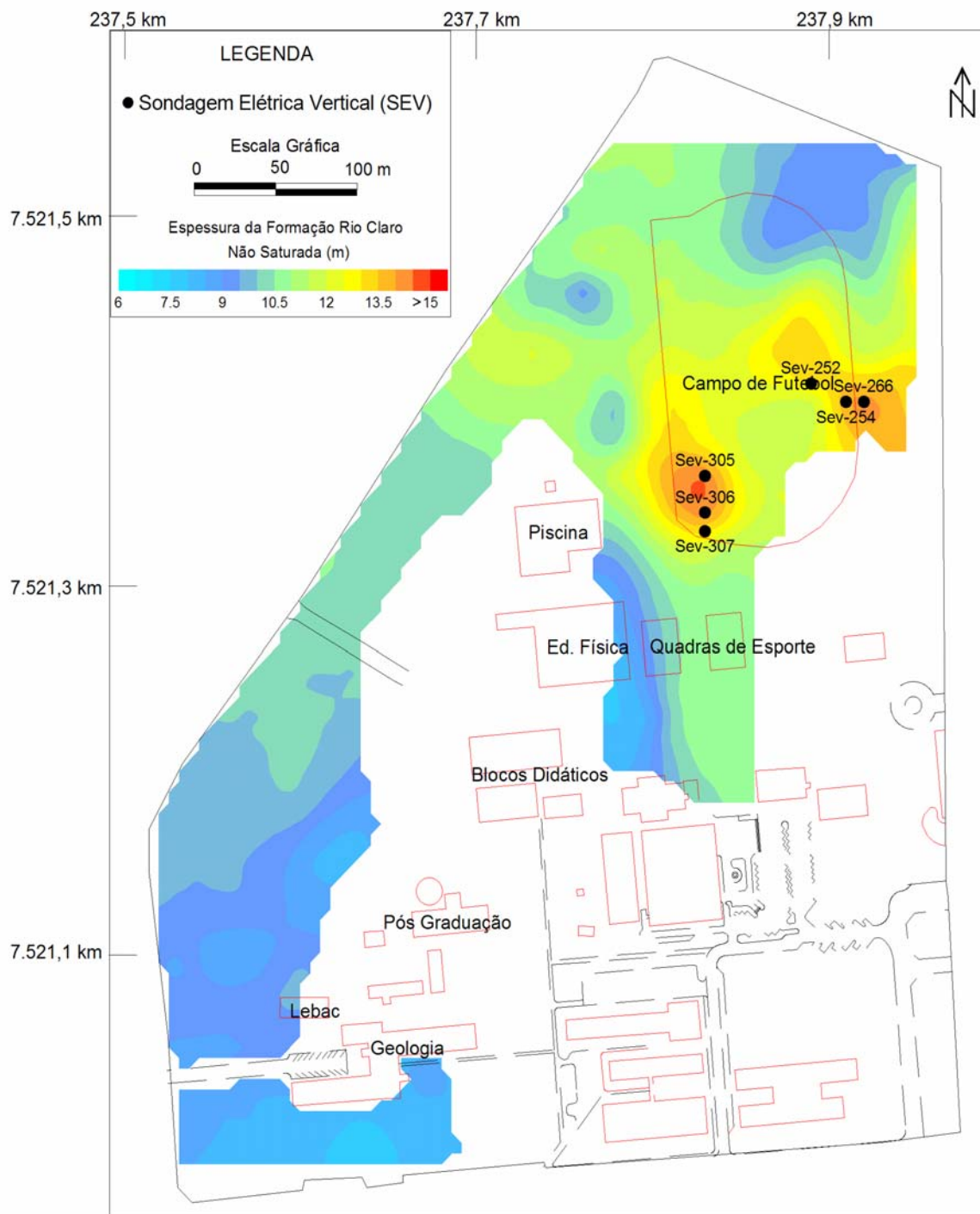


Figura 60 – Mapa de iso-espessuras da zona não-saturada da Formação Rio Claro – escala de detalhe.

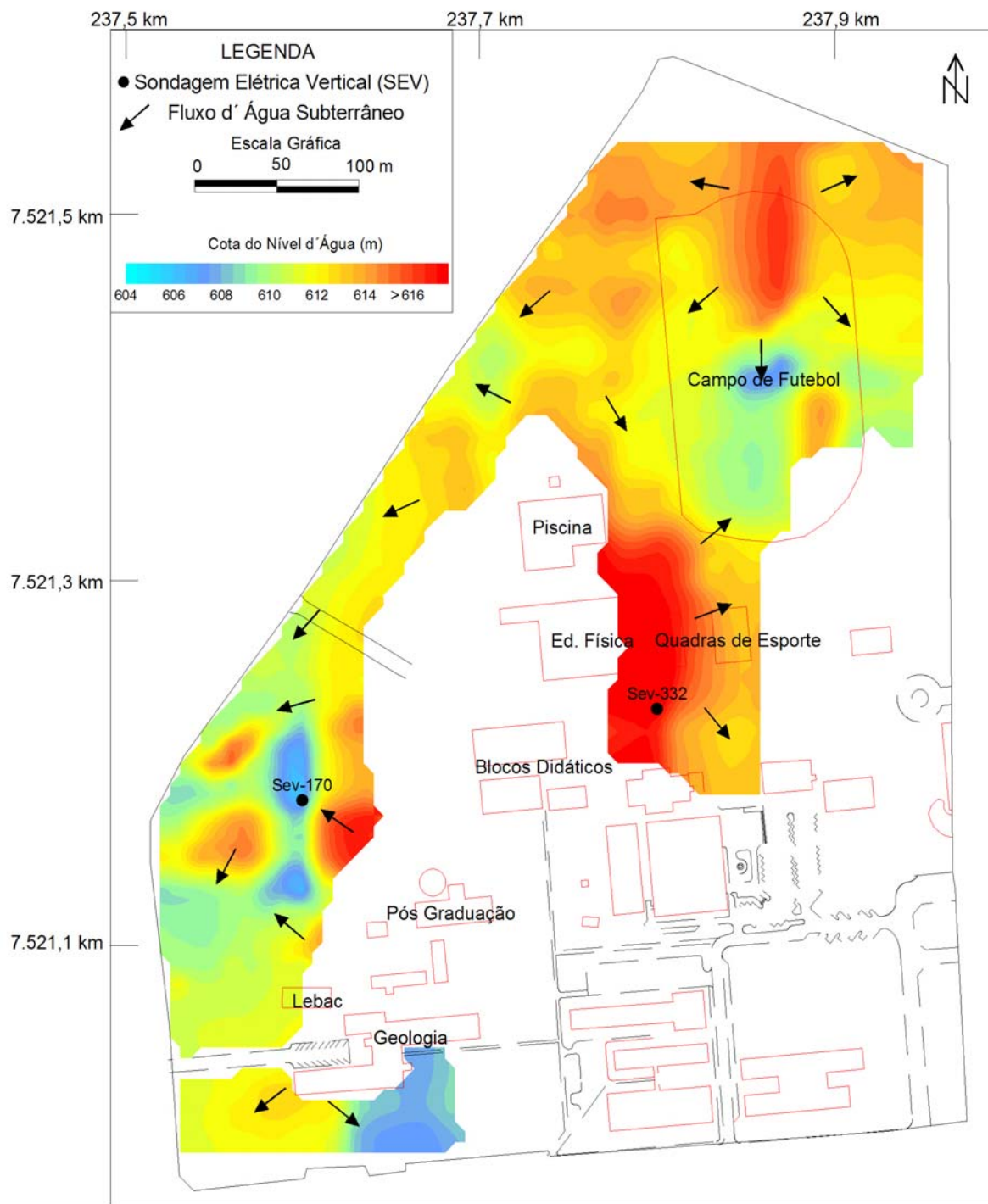


Figura 61 – Mapa potenciométrico do Aquífero Rio Claro – escala de detalhe.

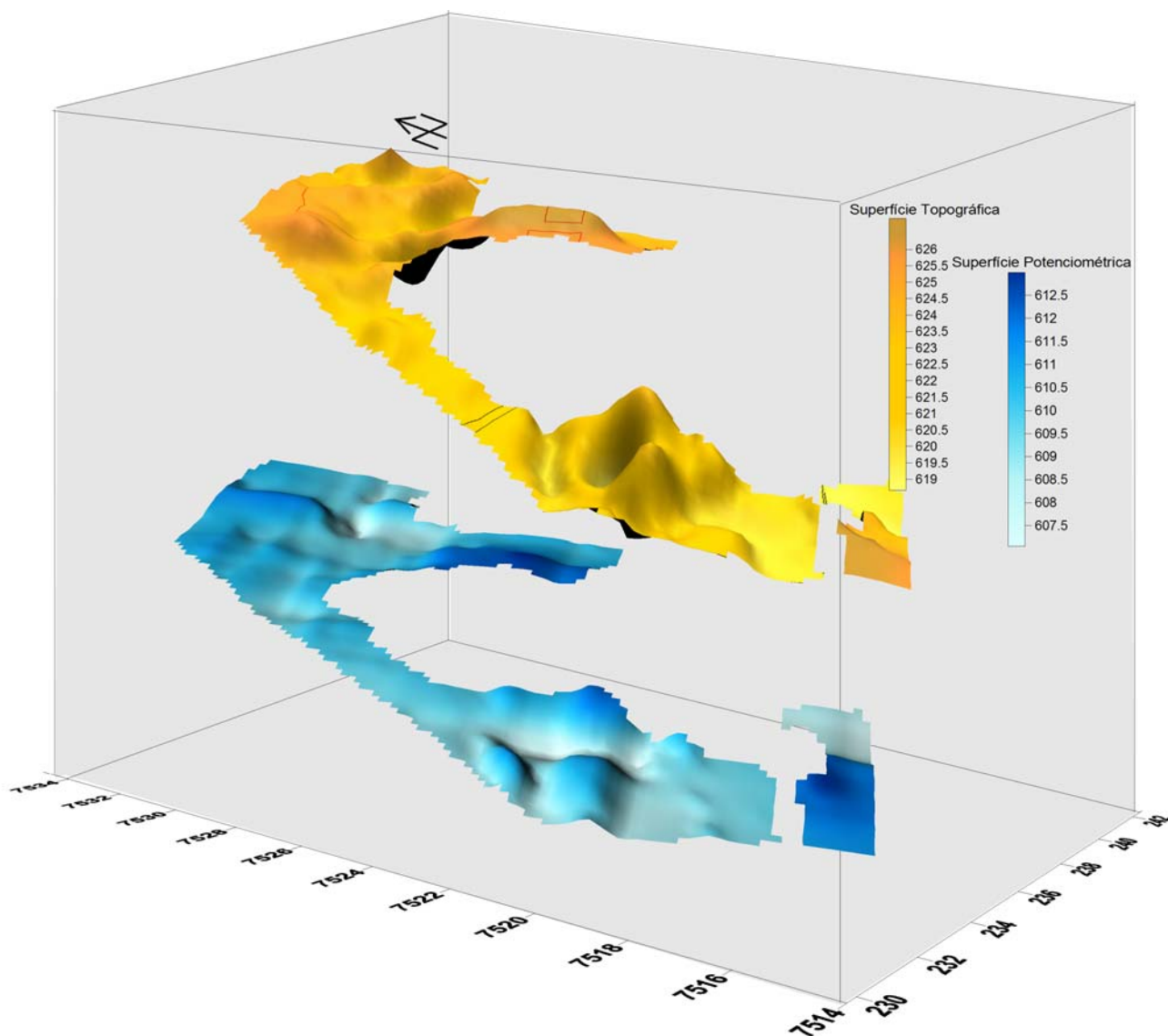


Figura 62 – Bloco diagrama da superfície topográfica e da potenciométrica – escala de detalhe.

#### 4.1.4. Imageamento Elétrico 2D e 3D

A técnica de imageamento elétrico 2D e 3D foi utilizada apenas na escala de detalhe, com intuito de comprovar sua capacidade de detalhamento das eletrofácies identificadas na Formação Rio Claro e auxiliar na calibração das SEVs (1D).

Foram executadas ao todo 14 linhas de imageamento elétrico 2D, sendo 5 delas no campo de futebol, 3 nas proximidades das quadras de esporte e 6 linhas próximas aos prédios dos Departamentos de Geologia (Figura 63). O imageamento elétrico 3D foi realizado nas mesmas áreas.



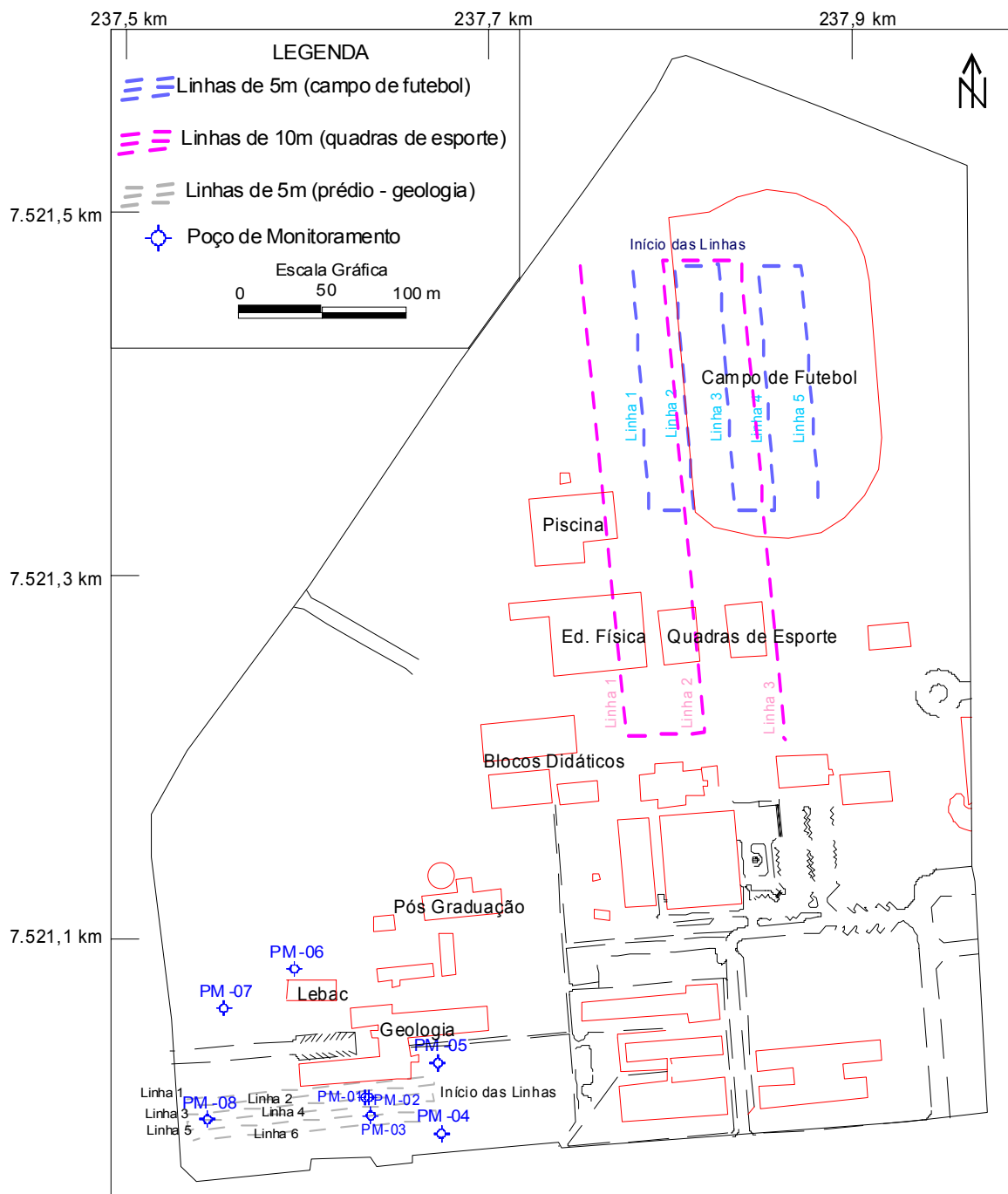


Figura 63 – Mapa de localização dos ensaios de imageamento elétrico 2D e 3D.

O espaçamento entre os eletrodos nas linhas executadas dentro do campo de futebol e na proximidade dos prédios dos Departamentos de Geologia foi de 5 m, e nas linhas próximas às quadras de esporte foi de 10 m. Para todas linhas utilizou-se os arranjos Dipolo-Dipolo (Dp-Dp), *Schlumberger* e *Wenner*. Neste trabalho, serão apresentados somente os resultados obtidos com o arranjo Dp-Dp, uma vez que apresentou boa resolução horizontal e boa convergência dos dados, e foi o que mais se aproximou dos resultados obtidos por meio das SEVs.

Na Figura 64 são ilustradas algumas linhas executadas utilizando o arranjo *Wenner* e na Figura 65, utilizando o arranjo *Schlumberger*. No arranjo *Wenner*, observa-se pouca convergência dos dados, gerando pequenos bolsões próximo à superfície (linhas tracejadas em preto nas Figuras 64 e 66) e, por conseguinte, supressão das camadas inferiores, como ilustrado na Figura 66 de Loke (2001). No arranjo *Schlumberger* observa-se pouca resolução horizontal, gerando camadas horizontalizadas e, em alguns casos, pouca convergência das camadas.

A malha utilizada no imageamento 3D realizado no campo de futebol, foi de 5 m x 20 m, nas proximidades das quadras de esporte, de 10 m x 40 m, e próximo aos prédios dos Departamentos de Geologia, de 5 m x 5 m.

A profundidade alcançada nas linhas, com espaçamento entre os eletrodos igual a 5 m, está entre 28,6 m e 33,9 m; nas linhas com espaçamento de 10 m é de aproximadamente 68 m. Com relação ao comprimento das linhas, as com espaçamento de 5 m entre os eletrodos possuem comprimento de 140 m e as com espaçamento de 10 m, comprimento de 280 m.

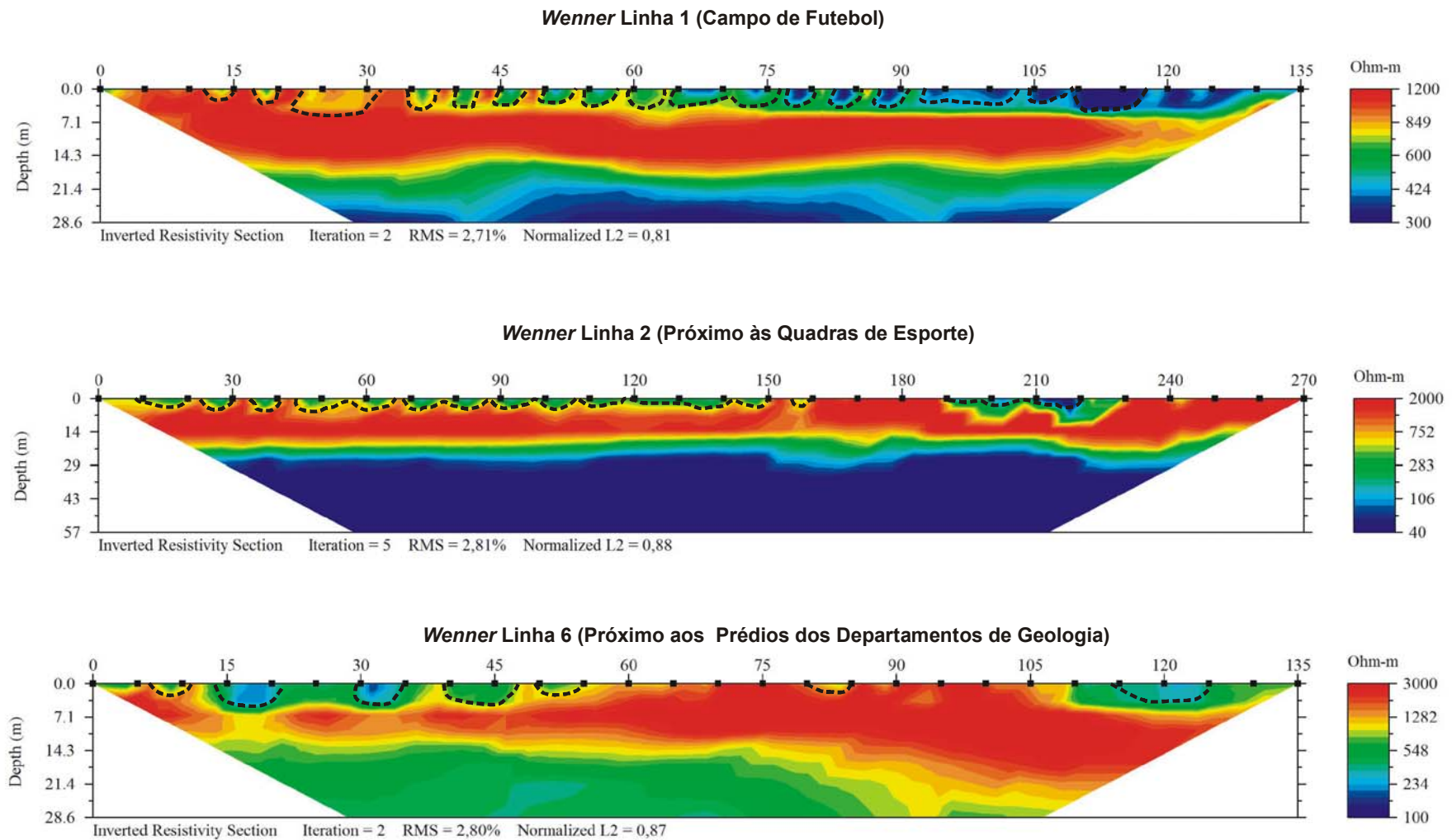


Figura 64 – Linhas de imageamento elétrico 2D executadas com Arranjo Wenner.

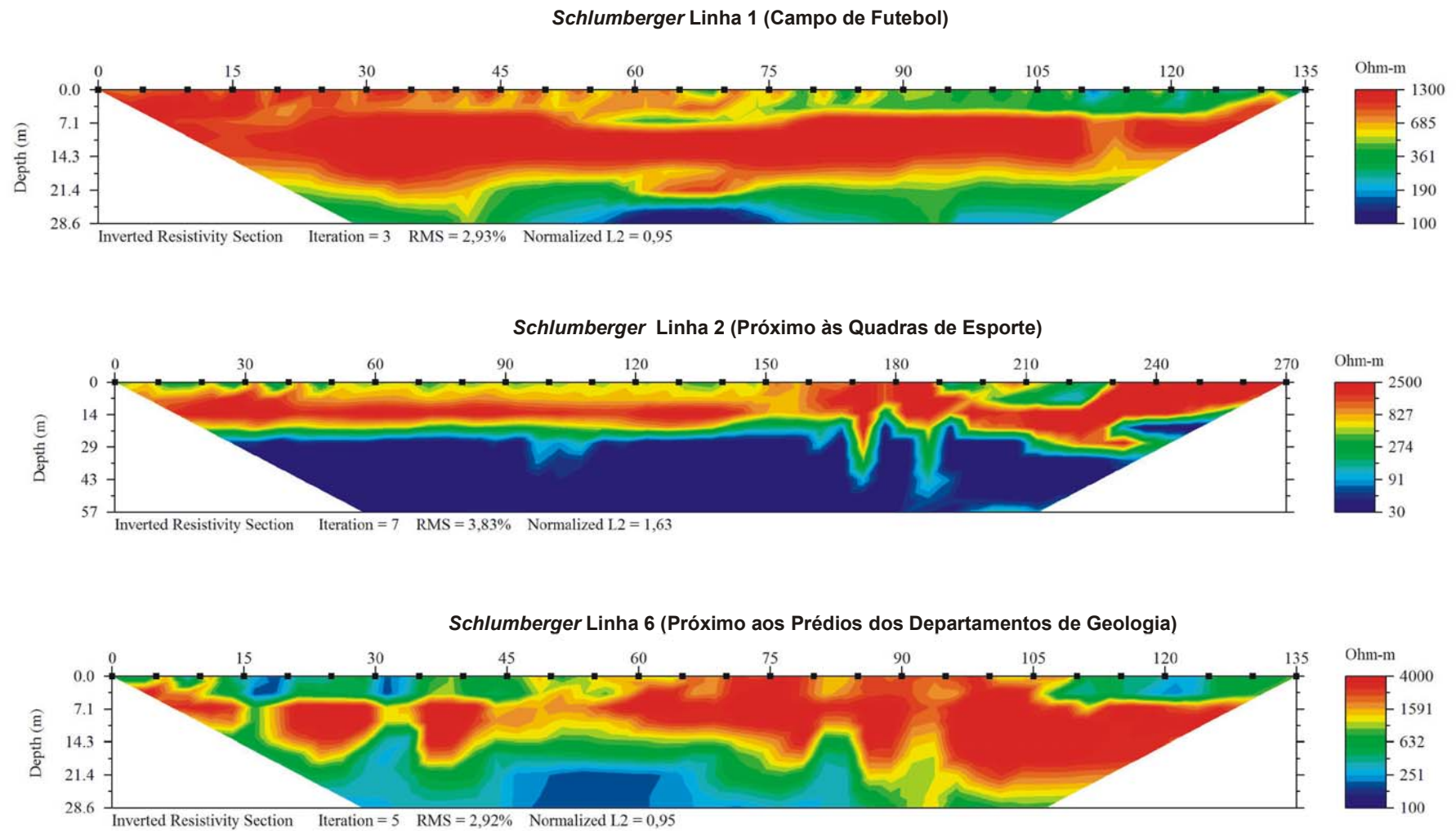
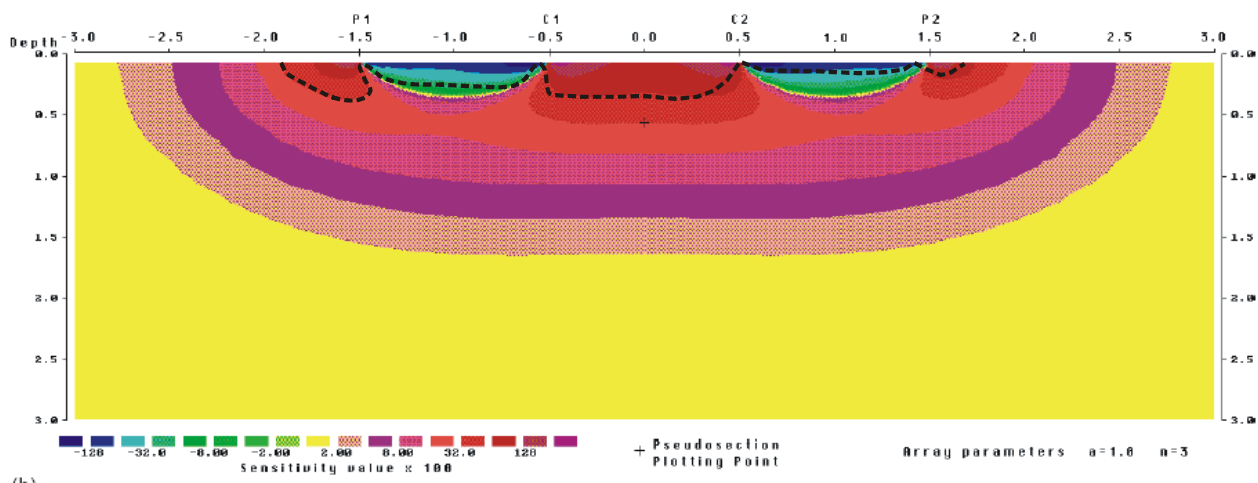


Figura 65 – Linhas de imageamento elétrico 2D executadas com Arranjo Schlumberger.



**Figura 66 – Ilustração de Loke (2001), mostrando a pouca convergência dos dados.**

Os dados obtidos no imageamento 2D e 3D, com arranjo Dp-Dp, foram processados nos softwares **Earthmager 2D** e **Earthmager 3D**, que permitiram a visualização dos valores de resistividade elétrica em seções e blocos. Esses blocos podem ainda ser seccionados em *slices* nas direções X, Y ou Z.

A profundidade precisa do nível d'água foi obtida pelas SEVs, pois modelos geoeletricos 3D, em áreas onde não existe homogeneidade dos estratos geológicos, como neste caso, apresentam dificuldade para determinar o NA com precisão, uma vez que levam em consideração as medidas de resistividade do volume (três dimensões), e não pontualmente como a SEV. Algumas vezes, essa mesma dificuldade também ocorre nas seções (2D).

As Figuras 67, 68, 69 e 70 apresentam os resultados das linhas do imageamento 2D e do levantamento do imageamento elétrico 3D, com arranjo Dp-Dp, realizados no campo de futebol.

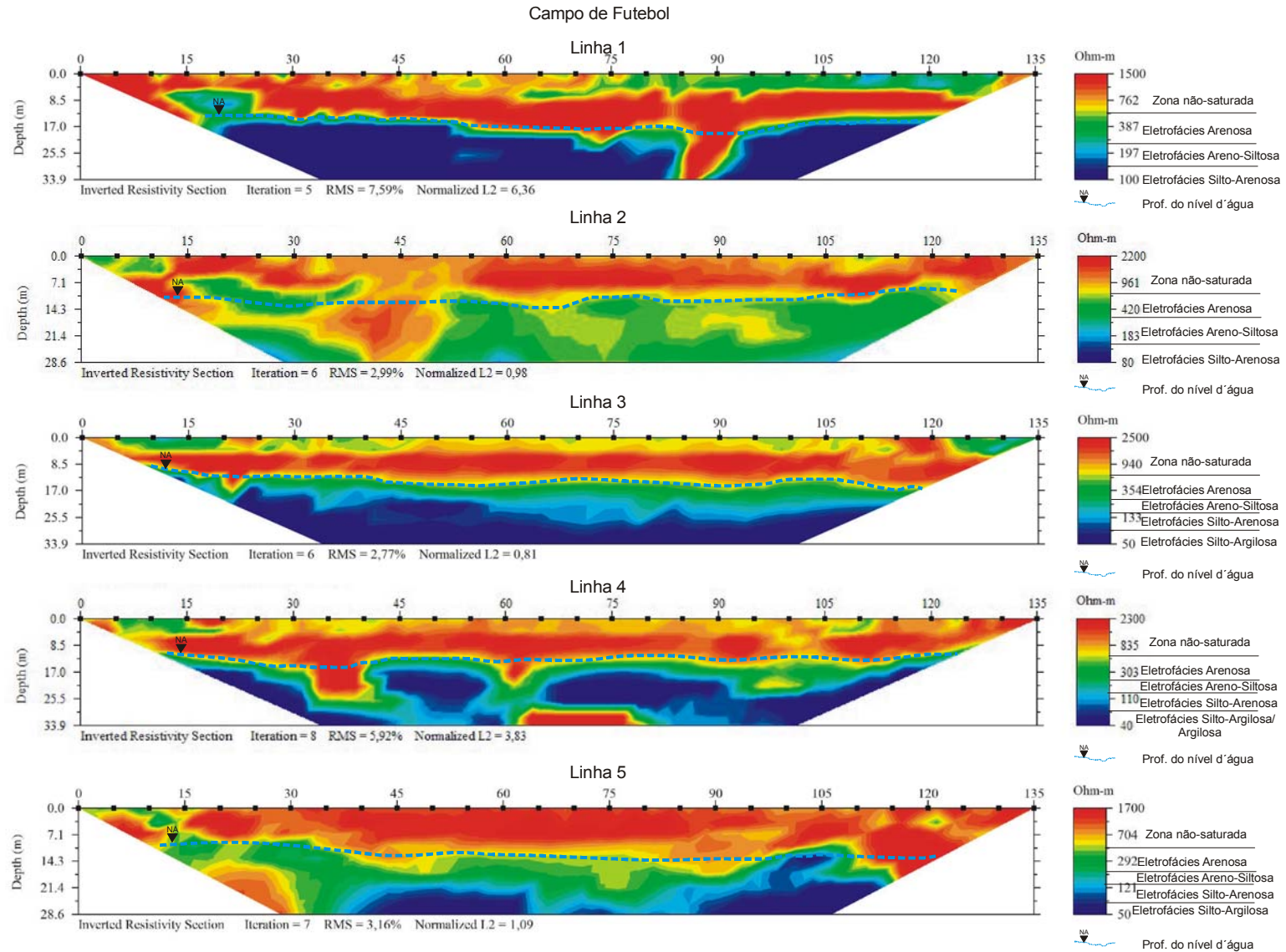


Figura 67 – Resultado do imageamento elétrico 2D – Campo de Futebol.

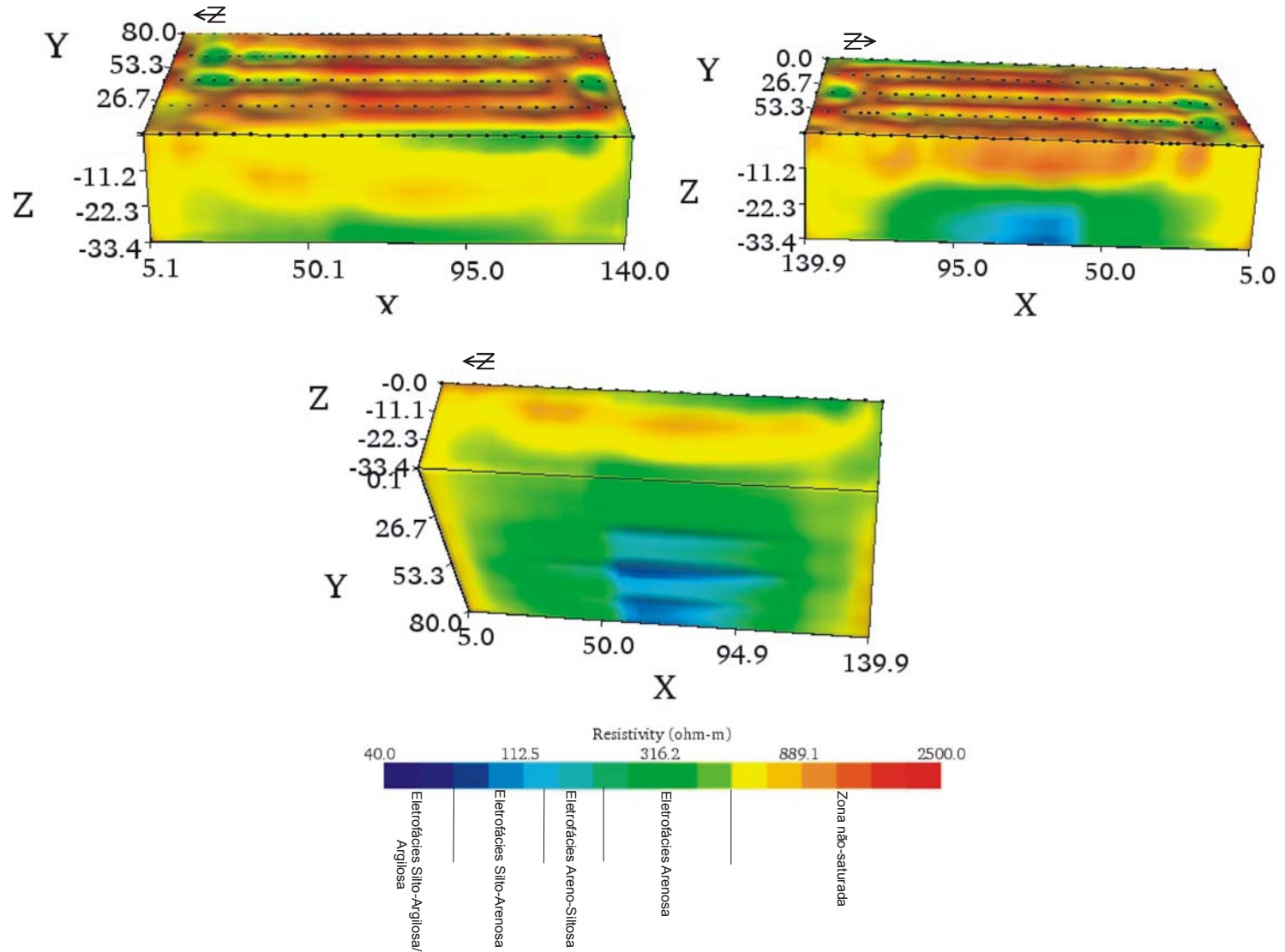


Figura 68 – Resultado do imageamento eléctrico 3D – Campo de Futebol, imagem frontal, posterior e debaixo.

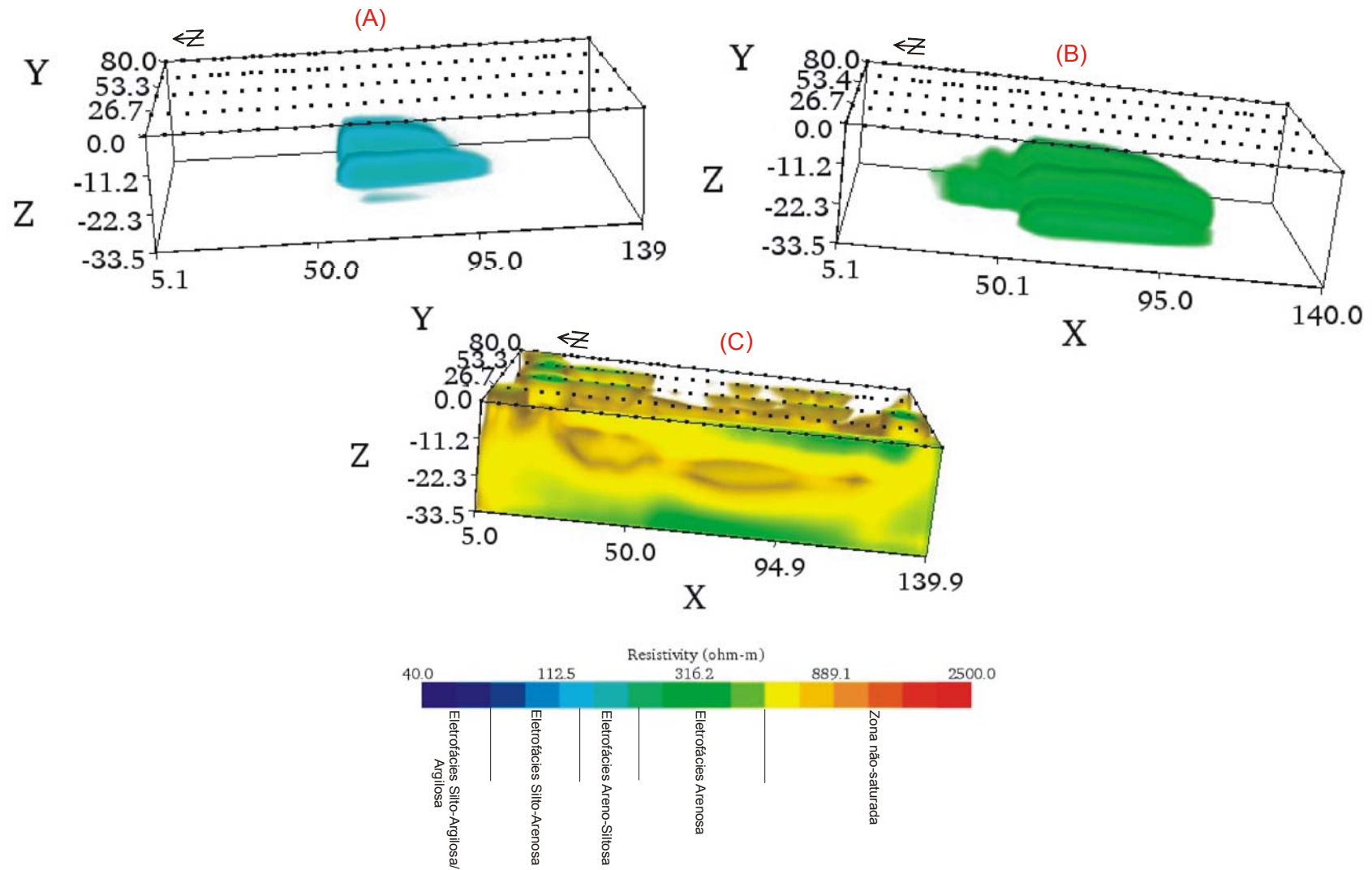


Figura 69 – Resultado do imageamento elétrico 3D – Campo de Futebol, representando a eletrofácies silto-arenosa (A), areno-siltosa (B) e arenosa (C) da Formação Rio Claro.



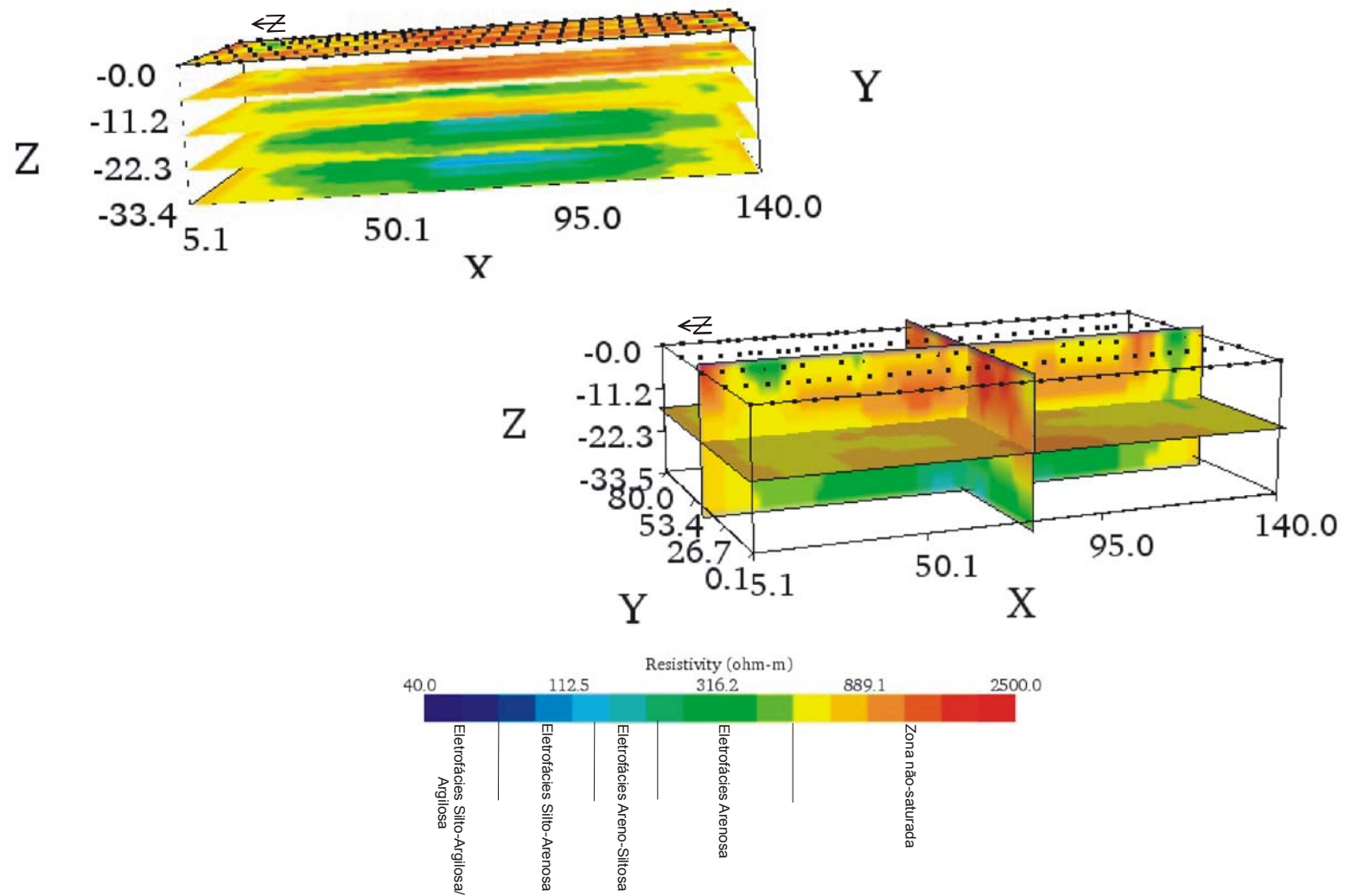


Figura 70 – Imagens em *slice* na direção Z e *slice* dinâmico – Campo de Futebol.

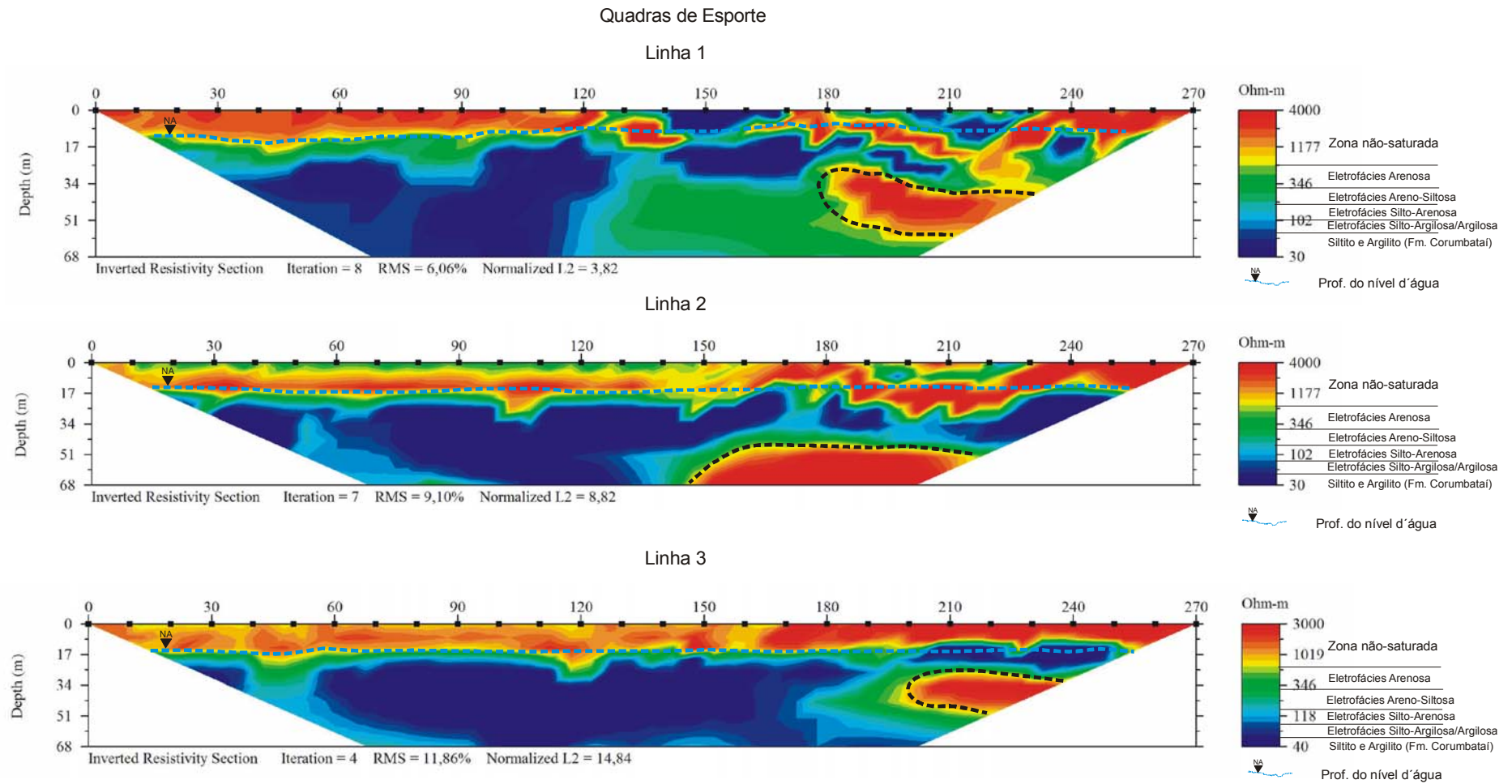
A profundidade do nível d'água inferida nas seções do imageamento elétrico 2D, obtidas na área do campo de futebol, está entre 11,5 m e 12 m.

As resistividades variam entre 2.500 ohm.m e 40 ohm.m incluindo as zonas não-saturada e saturada. Na zona saturada foram identificadas eletrofácies arenosa, areno-siltosa, silto arenosa, silto-argilosa e argilosa (Figura 67).

Na Linha 1 (Figura 67), a presença de valores altos de resistividade próximo aos 90 m foi confirmada nas SEVs, conforme mostra o mapa de iso-resistividade do primeiro nível geoeletrico saturado (Figura 57), na porção sudoeste do campo de futebol.

O volume total investigado no imageamento 3D efetuado no campo de futebol foi de 361.358,5 m<sup>3</sup>, sendo que na zona saturada, 8.872,7 m<sup>3</sup> correspondem à eletrofácies silto-arenosa, 27.720,1 m<sup>3</sup> à eletrofácies areno-siltosa e 162.621,5 m<sup>3</sup> à eletrofácies arenosa. Mostrando o predomínio na zona saturada de eletrofácies arenosa. A passagem da eletrofácies silto-arenosa para silto-argilosa ocorre na porção Leste, a partir da Linha 3, principalmente no intervalo entre 60 m e 90 m, já a passagem da areno-siltosa para arenosa ocorre desde a Linha 1, no intervalo entre 20 m e 100 m (Figuras 68, 69 e 70).

As Figuras 71, 72, 73 e 74 apresentam os resultados das linhas do imageamento 2D e do levantamento do imageamento elétrico 3D, com arranjo Dp-Dp, realizados próximo às quadras de esporte.



**Figura 71 – Resultado do imageamento elétrico 2D – Quadras de Esporte.**

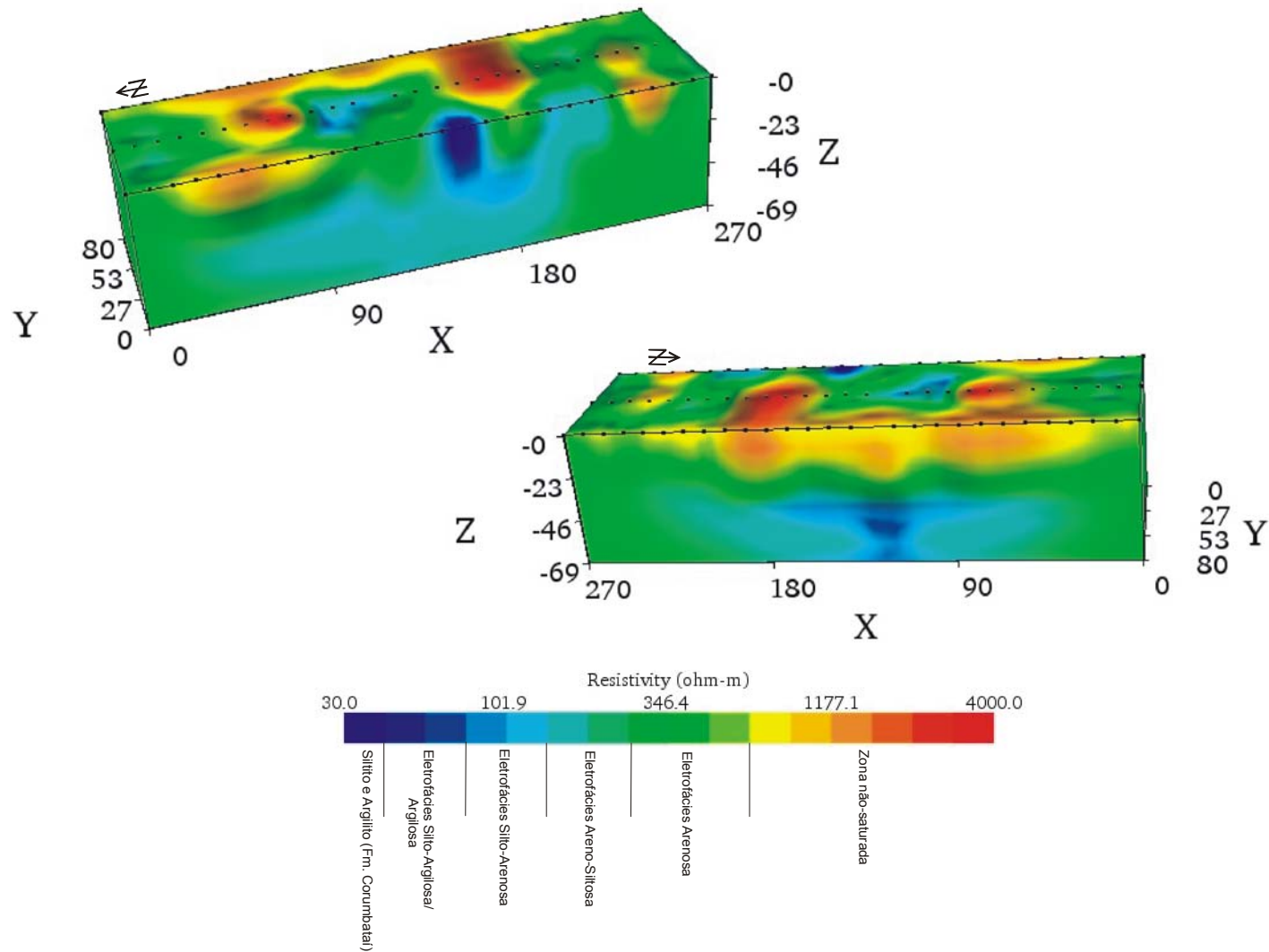


Figura 72 – Resultado do imageamento elétrico 3D – Quadras de Esporte, imagem frontal e posterior.

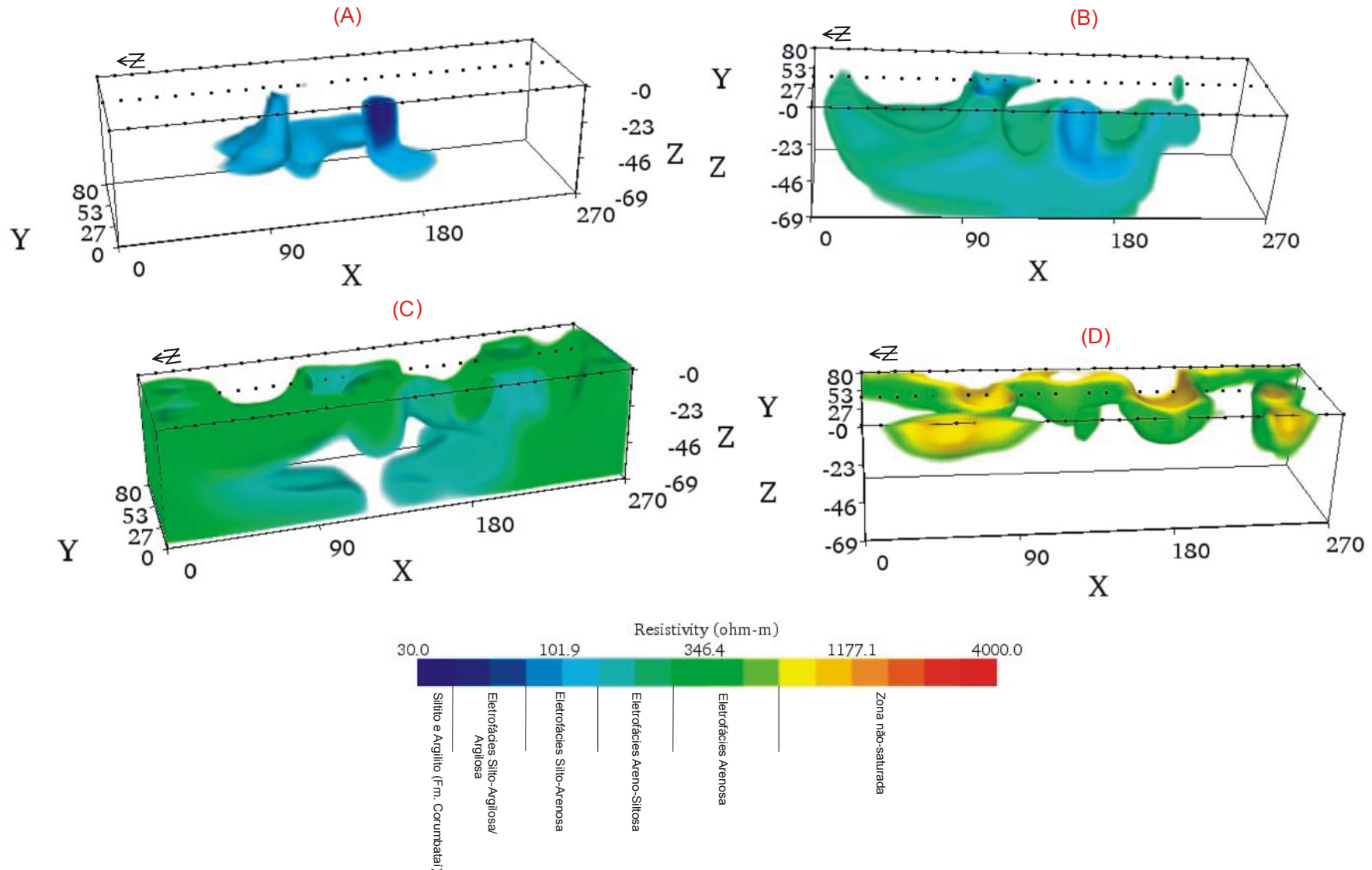


Figura 73 – Resultado do imageamento elétrico 3D – Quadras de Esporte, representando a eletrofácies silto-argilosa (A), silto-arenosa (B), areno-siltosa (C) e arenosa (D) da Formação Rio Claro e o silito e argilito da Formação Corumbataí.

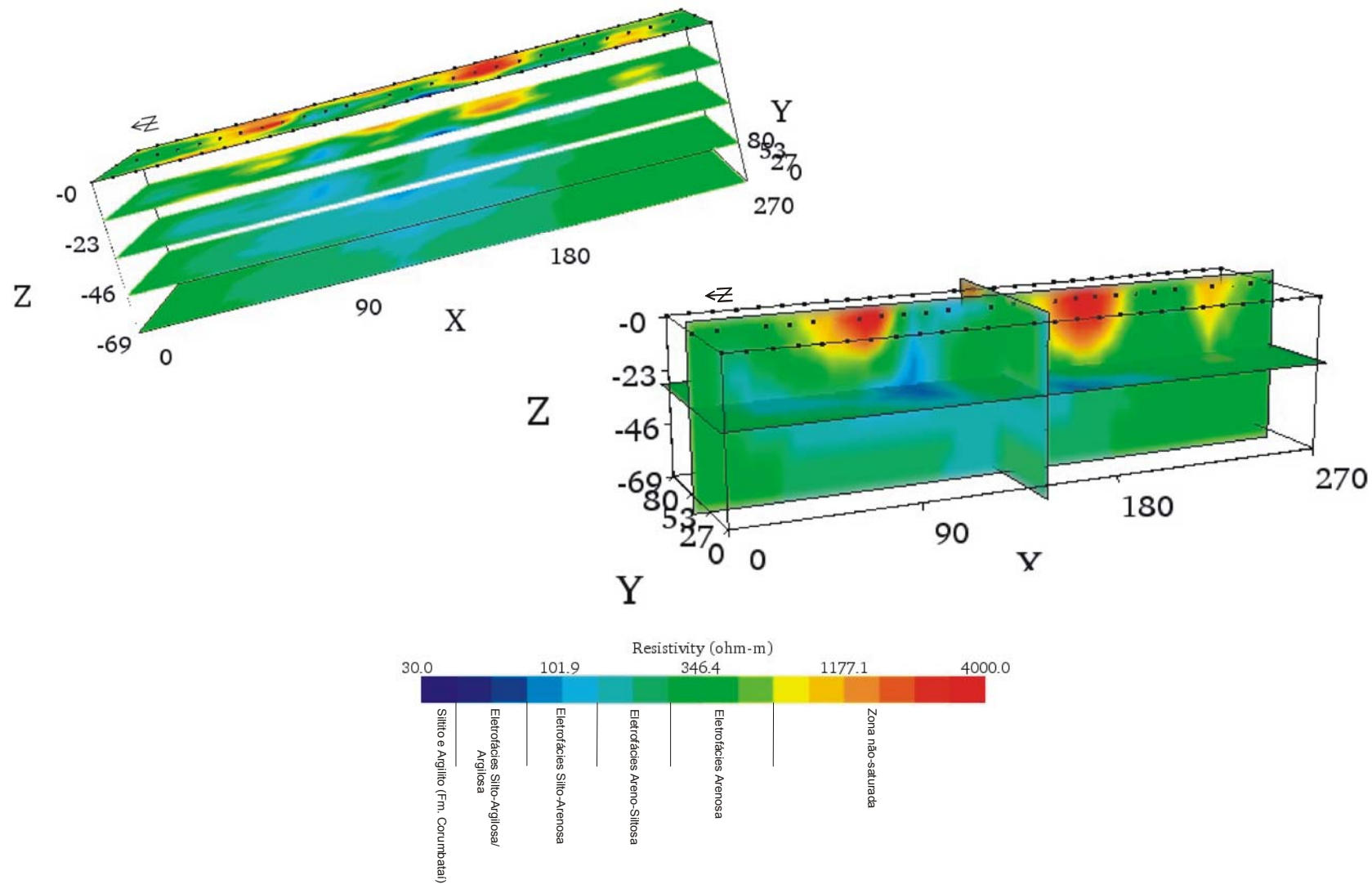


Figura 74 – Imagens em *slice* na direção Z e *slice* dinâmico – Quadras de Esporte.

A profundidade do nível d'água inferida nas seções do imageamento elétrico 2D, obtidas próximo às quadras de esporte, está entre 10,0 m e 10,5 m.

A resistividade máxima interpretada é de 4.000 ohm.m e a mínima é de 30 ohm.m. A zona saturada é representada por eletrofácies arenosa, areno-siltosa, silto arenosa, silto-argilosa/ argilosa e siltito/argilito da Formação Corumbataí (Figura 71).

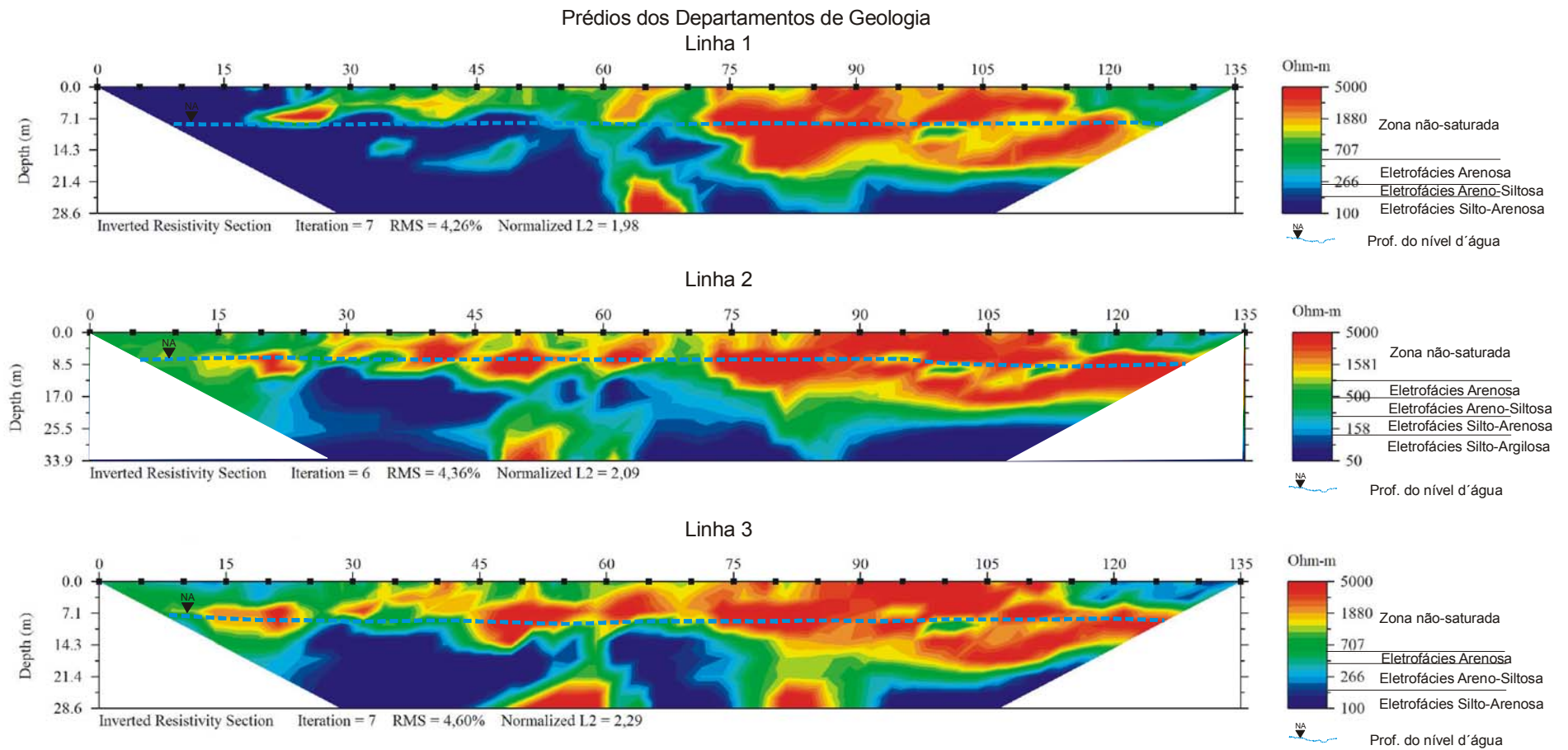
Estas seções de imageamento 2D possibilitaram o mapeamento do topo da Formação Corumbataí, devido ao espaçamento dos eletrodos de 10 m adotado. Vale ressaltar, porém, que este espaçamento prejudicou a resolução no mapeamento da Formação Rio Claro. Outro aspecto interessante que pode ser observado nessas seções é a presença de altos valores de resistividade (linha tracejada preta na Figura 71). Esta alta resistividade se deve a um *sill* de diabásio, segundo mapeamento gravimétrico realizado no Campus.

O volume total investigado no imageamento 3D efetuado próximo as quadras de esporte foi de 1.494.017,9 m<sup>3</sup>. Na zona saturada, 71.268,9 m<sup>3</sup> caracterizam a eletrofácies silto-argilosa, 384.128,2 m<sup>3</sup> correspondem à eletrofácies silto-arenosa, 844.366,6 m<sup>3</sup>, à eletrofácies areno-siltosa, e 100.483,3 m<sup>3</sup>, à eletrofácies arenosa. Nos volumes determinados para as eletrofácies siltosas (argilosa e arenosa) estão computados os das eletrofácies, que caracterizam a Formação Corumbataí e que ocorrem, nesta área a aproximadamente 34 m de profundidade, segundo dados de SEVs.

O predomínio de eletrofácies arenosa nesta área ocorre mais intensamente em sua porção centro-leste (Linhas 2 e 3) (Figuras 71, 72 e 73 D), atingindo profundidade aproximada de 20 m.

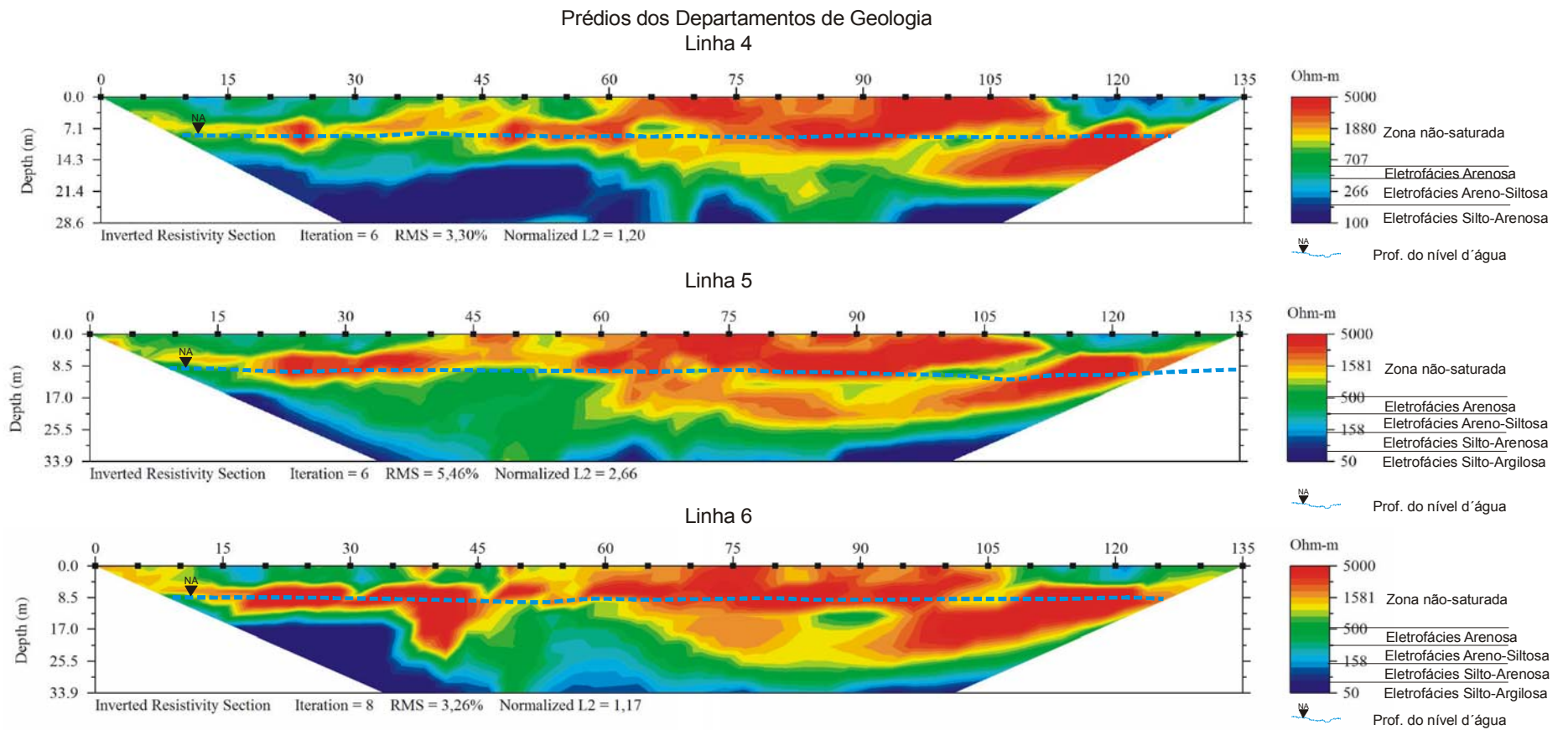
A eletrofácies silto-argilosa pertencente à Formação Rio Claro ocorre na porção Oeste, a 150 m do início da Linha 1, persistindo em profundidade como mostra o *slice* feito na direção Z (Figura 74). Já a passagem de eletrofácies silto-arenosa para areno-siltosa ocorre em quase toda área investigada (Figuras 73B e C)

As Figuras 75a e b, 76, 77 e 78 apresentam os resultados das linhas do imageamento 2D e do levantamento do imageamento elétrico 3D, com arranjo Dp-Dp, realizados na proximidade dos prédios dos Departamentos de Geologia.



**Figura 75a – Resultado do imageamento elétrico 2D – Prédios dos Departamentos de Geologia.**





**Figura 75b – Resultado do imageamento elétrico 2D – Prédios dos Departamentos de Geologia.**

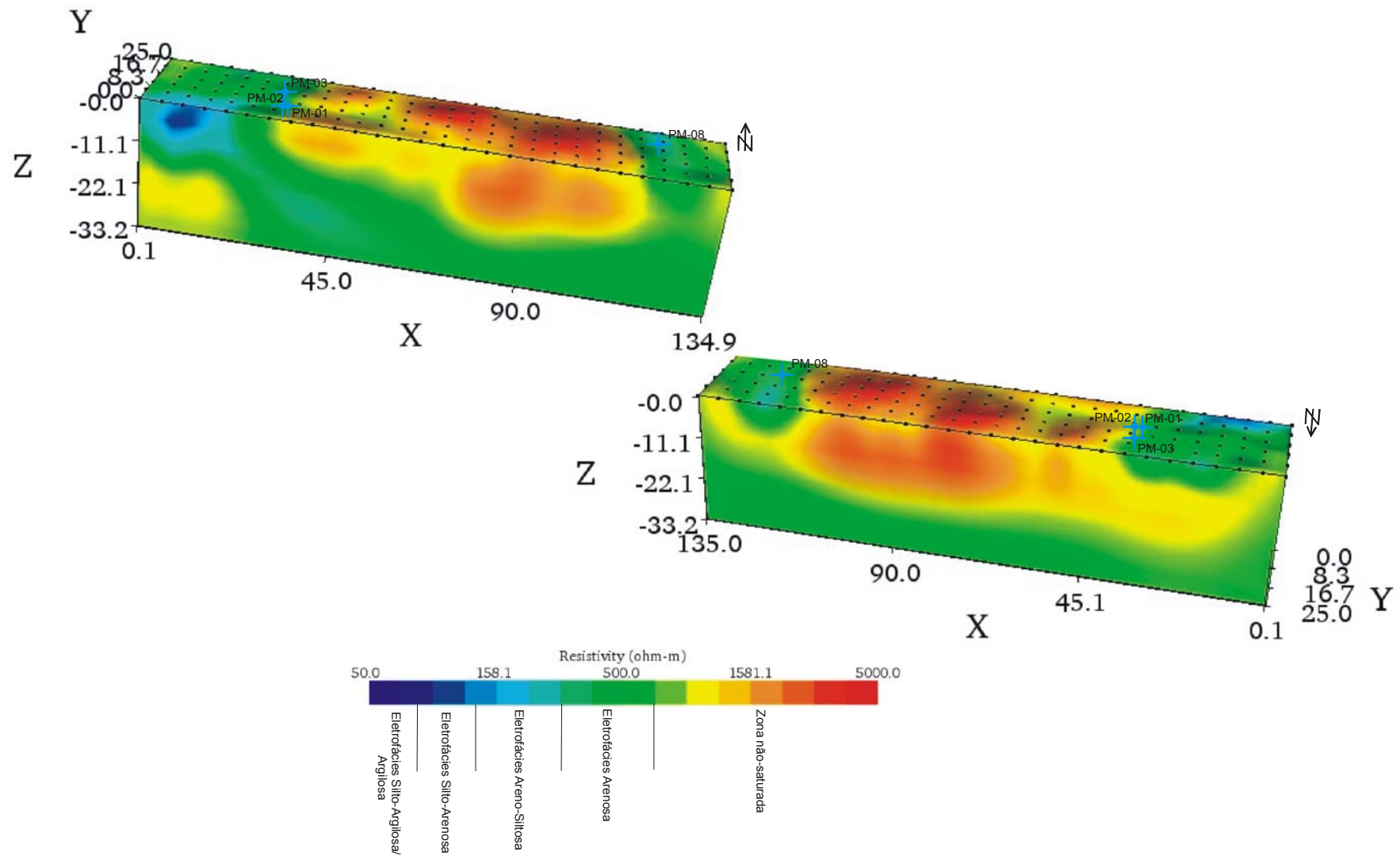


Figura 76 – Resultado do imageamento elétrico 3D – Prédios dos Departamentos de Geologia, imagem frontal e posterior.

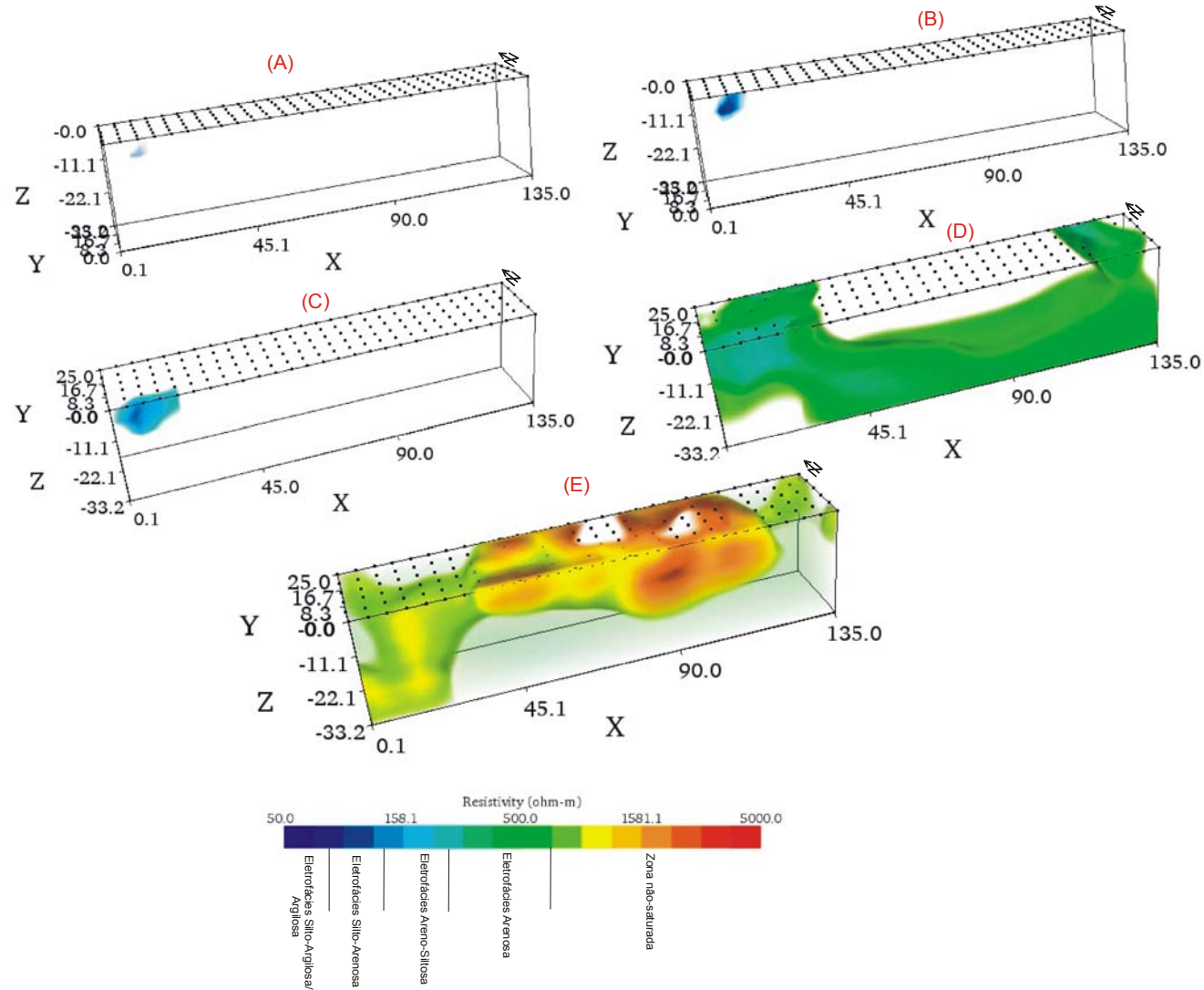


Figura 77 – Resultado do imageamento elétrico 3D – Prédios dos Departamentos de Geologia, representando a eletrofácies silto-argilosa (A), silto-arenosa (B), areno-siltosa (C) e arenosa (D e E) da Formação Rio Claro.

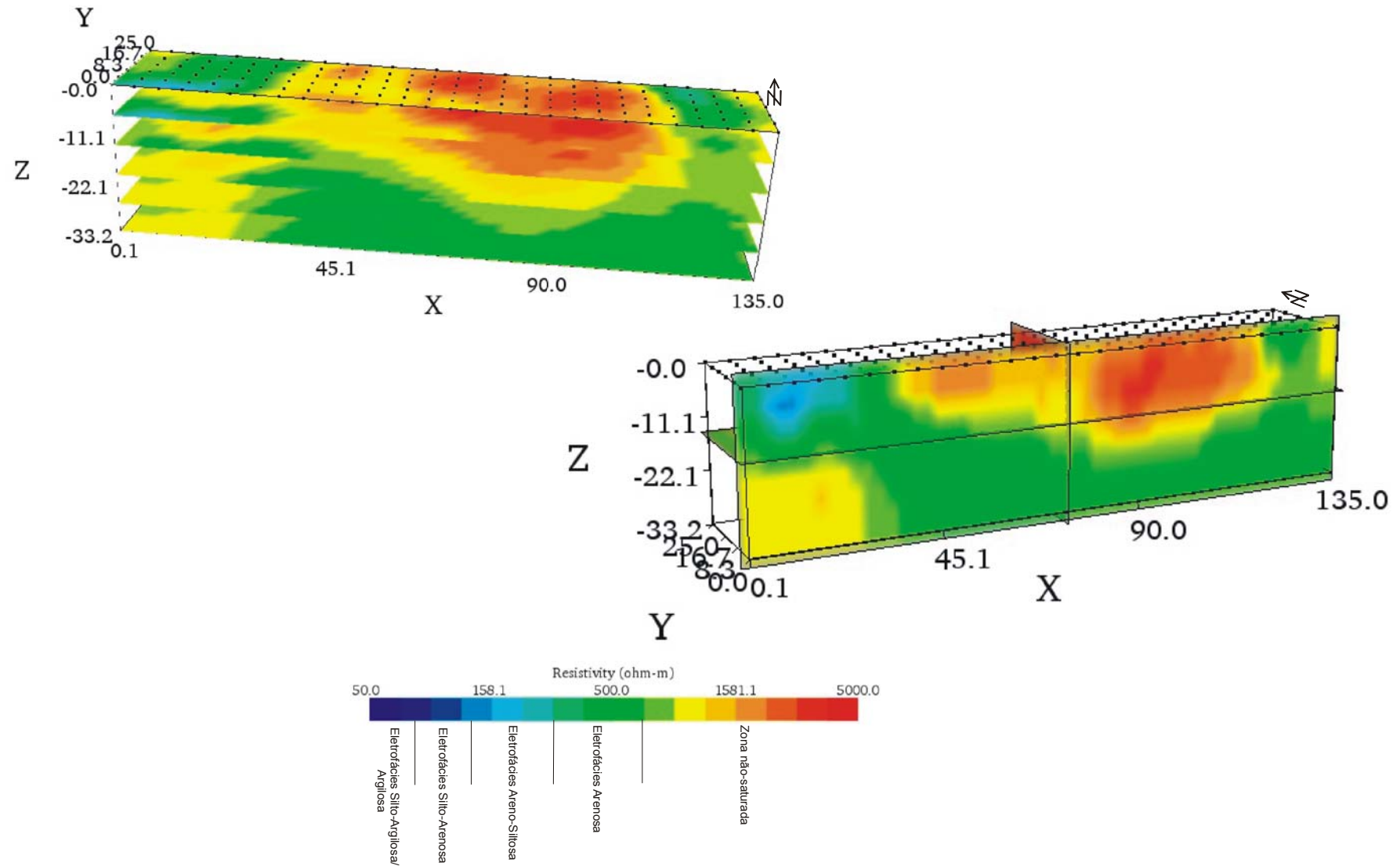


Figura 78 – Imagens em *slice* na direção Z e *slice* dinâmico – Prédios dos Departamentos de Geologia.

O nível d'água nas seções do imageamento elétrico 2D, que foi calibrado com os níveis medidos nos poços existentes na porção próxima aos prédios dos Departamentos de Geologia, varia entre 8,0 m e 8,5 m; a resistividade varia entre 5.000 ohm.m e 50 ohm.m (Figura 75a e b).

Estas seções possibilitaram o mapeamento de eletrofácies silto-argilosa, silto-arenosa, areno-siltosa e arenosa da Formação Rio Claro saturada. Um aspecto interessante identificado nessas seções são os valores de resistividade maiores que 1.000 ohm.m, na porção saturada da Formação Rio Claro.

Poços perfurados nesta área, como mostra a Figura 79, confirmam a existência de fácies arenosas. Essas fácies foram descritas macroscopicamente, durante a perfuração dos poços PM – 01, PM – 02, PM – 03 e PM – 08, como areias de granulometria fina a média com grãos de quartzo milimétricos hialinos.

O volume total investigado no imageamento 3D efetuado nesta área foi de 112.051,3 m<sup>3</sup>. Desse volume, 343,9 m<sup>3</sup> pertencem à eletrofácies silto-argilosa, 232,8 m<sup>3</sup> à eletrofácies silto-arenosa, 931,7 m<sup>3</sup> à eletrofácies areno-siltosa e 34.412,23 m<sup>3</sup> à eletrofácies arenosa.

As eletrofácies silto-argilosa, silto-arenosa e areno-siltosa aparecem em pequenas manchas na porção Sudoeste da área (Figura 77 A, B e C), nos primeiros 20 m e atingindo profundidade de cerca de 11,5 m. A eletrofácies arenosa ocorre distribuída por toda área (Figura 77 D), sendo que os bolsões arenosos com resistividades superiores 1.000 ohm.m persistem na porção central da área, até aproximadamente 16 m de profundidade; na porção extremo Oeste, surgem em torno de 8 m e permanecem em profundidade.

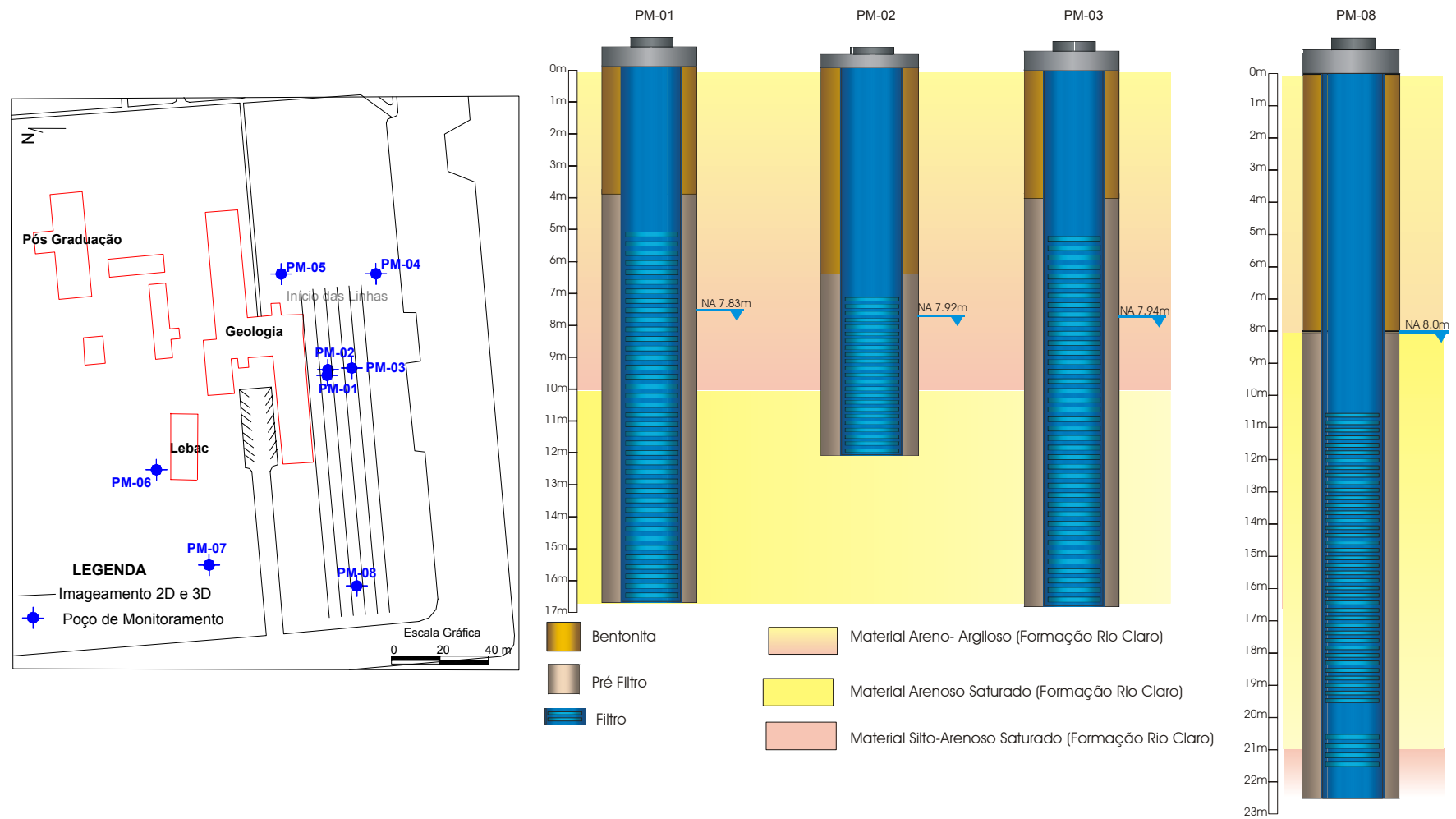


Figura 79 – Mapa de localização dos poços de monitoramento e seus respectivos perfis.

## 4.2. Cálculo de Reservas

Considerando a área de ocorrência do Aquífero Rio Claro, no município homônimo (porção central), de  $8,3 \times 10^7 \text{ m}^2$ , a espessura média saturada obtida por meio dos ensaios geofísicos (SEVs), de 17,29 m, e uma porosidade efetiva medida em amostras recuperadas durante a perfuração do poço de monitoramento PM – 06, de 17,6%, tem-se uma reserva permanente da ordem de  $252,57 \times 10^6 \text{ m}^3$ .

Levando em consideração a média da variação das medidas do nível d'água subterrâneo obtidas entre janeiro de 2002 e março de 2006, de 2,34 m, obtém-se uma reserva reguladora da ordem de  $34,18 \times 10^6 \text{ m}^3$ . Este valor pode ser tomado como base no tocante às descargas explotáveis do sistema aquífero, ou aquelas que podem ser utilizadas sem prejuízo do mesmo. As reservas totais são obtidas pela soma das reservas permanentes e reguladoras, resultando um valor da ordem de  $286,75 \times 10^6 \text{ m}^3$ .

## 4.3. Ensaio de Permeabilidade

Neste estudo, foram realizados três tipos de ensaios de permeabilidade: análise granulométrica, método *Guelph* e testes de *Slug*, para determinação da condutividade hidráulica do aquífero livre, representado pelos arenitos da Formação Rio Claro.

Serão abordados, a seguir, os resultados obtidos nestas análises.

### Análise Granulométrica

A determinação da condutividade hidráulica, utilizando a análise granulométrica, é aplicada com freqüência em sedimentos inconsolidados, no qual se obtém uma boa resposta. Os sedimentos da Formação Rio Claro não podem ser considerados totalmente inconsolidados mas, por possuírem pouco cimento, fornecem bons resultados.

As amostras da Formação Rio Claro, recuperadas a cada 0,5 m graças à amostragem contínua realizada no poço de monitoramento PM – 06, situado no Campus Bela Vista da UNESP de Rio Claro, foram utilizadas no cálculo da condutividade hidráulica somente pelo método de *Shepherd*. Este método incorpora

parâmetros sedimentológicos aos texturais, na determinação da condutividade hidráulica, considerando os sedimentos da Formação Rio Claro como parcialmente consolidados.

O método de *Hazen* não foi utilizado para essas amostras, pois os diâmetros efetivos dos grãos ( $d_{10}$ ) não estão situados entre 0,1 e 3 mm, invalidando o método.

Os resultados de condutividade hidráulica estão listados na Tabela 6; as curvas de distribuição granulométrica são apresentadas na Figura 80.

**Tabela 6 – Valores de condutividade hidráulica obtidos pelo método de *Shepherd*, para amostras coletadas do poço de monitoramento PM – 06 no Campus da UNESP.**

AMOSTRAS Profundidades (m)	Condutividade Hidráulica (cm/s)
	<i>Método Shepherd</i>
0,5	$2,82 \times 10^{-3}$
1	$2,47 \times 10^{-3}$
1,5	$2,47 \times 10^{-3}$
2	$2,12 \times 10^{-3}$
2,5	$2,47 \times 10^{-3}$
3	$1,76 \times 10^{-3}$
3,5	$2,12 \times 10^{-3}$
4	$1,76 \times 10^{-3}$
4,5	$2,12 \times 10^{-3}$
5	$1,76 \times 10^{-3}$
5,5	$1,76 \times 10^{-3}$
6	$1,76 \times 10^{-3}$
6,5	$1,76 \times 10^{-3}$
7	$1,41 \times 10^{-3}$
7,5	$1,76 \times 10^{-3}$
8	$3,18 \times 10^{-3}$
14	$5,29 \times 10^{-4}$
14,5	$1,76 \times 10^{-5}$
15	$2,12 \times 10^{-4}$
15,5	$1,41 \times 10^{-4}$
20	$2,82 \times 10^{-4}$



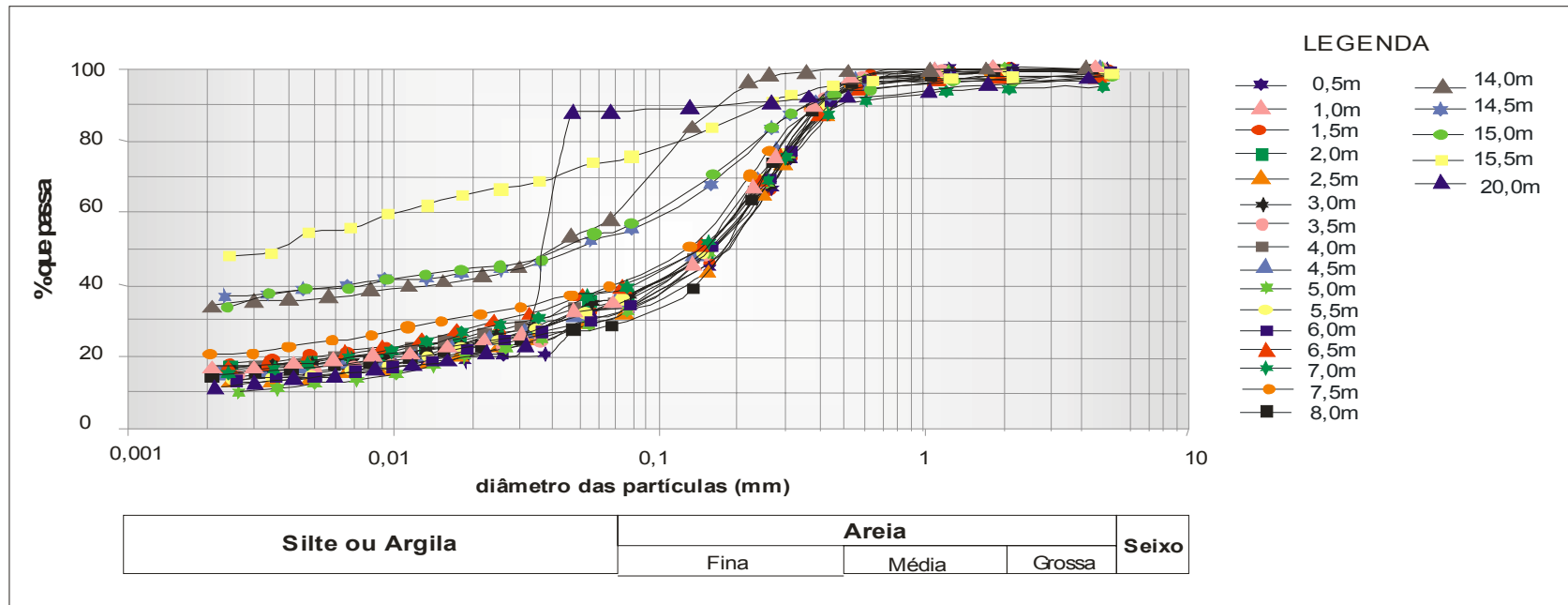


Figura 80 – Análises granulométricas das amostras do poço de monitoramento PM – 06.

Os resultados mostram que os arenitos da Formação Rio Claro, de uma maneira geral, possuem granulometria que varia de fina a média, com matriz silto-argilosa. O método de Shepherd ofereceu bons resultados para amostras que não apresentavam quantidades significativas de materiais silto-argilosos (amostras coletadas em profundidades a partir de 16 m, exceto a amostra coletada a 20 m).

Os resultados apresentados na Tabela 6 podem ser comparados aos do perfil descritivo da Figura 24. A maioria das amostras coletadas na zona não-saturada foi descrita como areia fina siltosa ( $1,41 \times 10^{-3}$  a  $2,82 \times 10^{-3}$ ), passando para fácies mais arenosas aproximadamente a 8 m de profundidade ( $3,18 \times 10^{-3}$  cm/s), intercaladas com fácies silto-argilosas da Formação Rio Claro, corroborando os valores de condutividade hidráulica encontrados na Tabela 6.

### **Testes de Slug**

Foram realizados testes de *slug* em quatro poços de monitoramento, dois deles localizados na Fazenda São José (PM – 01 e PM – 03), e dois no Campus Bela Vista da UNESP de Rio Claro (PM – 05 e PM – 07).

Para realização destes testes, utilizou-se um sólido constituído por um cilindro de PVC maciço de 1” de diâmetro e 2 m de comprimento. A medição do nível d’água (NA) foi efetuada com um transdutor de pressão marca DRUCK, acoplado a um *notebook*. A leitura e o armazenamento dos níveis foram efetuados automaticamente, utilizando o *software WinSlug*<sup>®</sup> (Figuras 81, 82, 83 e 84).

Os métodos aqui utilizados para interpretar os dados de testes de *slug* foram os de *Hvorslev* e de *Bouwer & Rice* (Figura 85). Os parâmetros construtivos e os resultados encontram-se listados nas Tabelas 7 e 8, respectivamente.

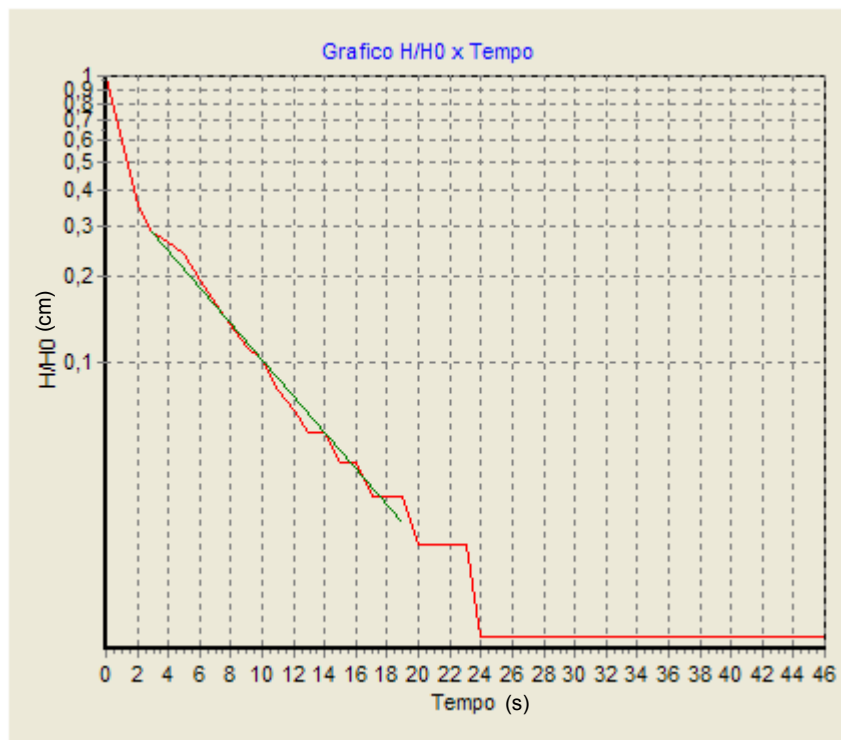


Figura 81 – Gráfico referente ao teste de *Slug*, realizado no poço de monitoramento PM – 01 (Fazenda São José).

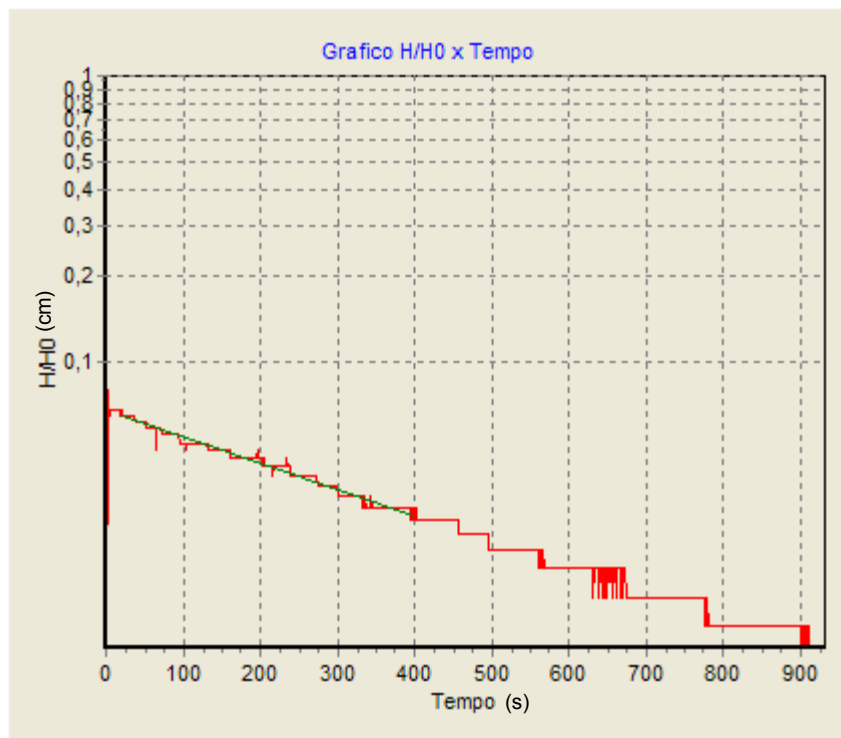


Figura 82 – Gráfico referente ao teste de *Slug*, realizado no poço de monitoramento PM – 03 (Fazenda São José).

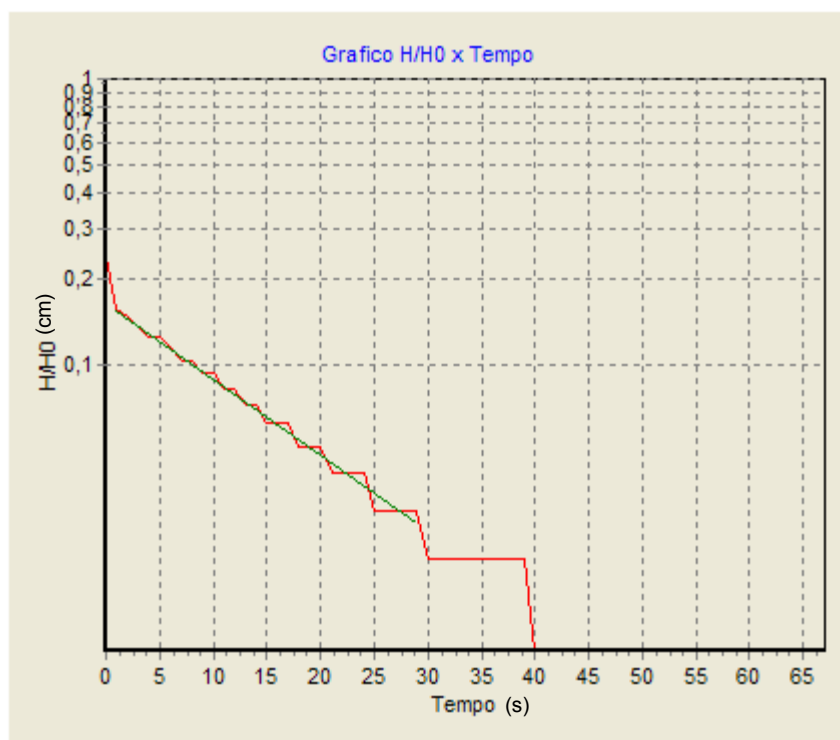


Figura 83 – Gráfico referente ao teste de *Slug*, realizado no poço de monitoramento PM – 05 (Campus da UNESP).

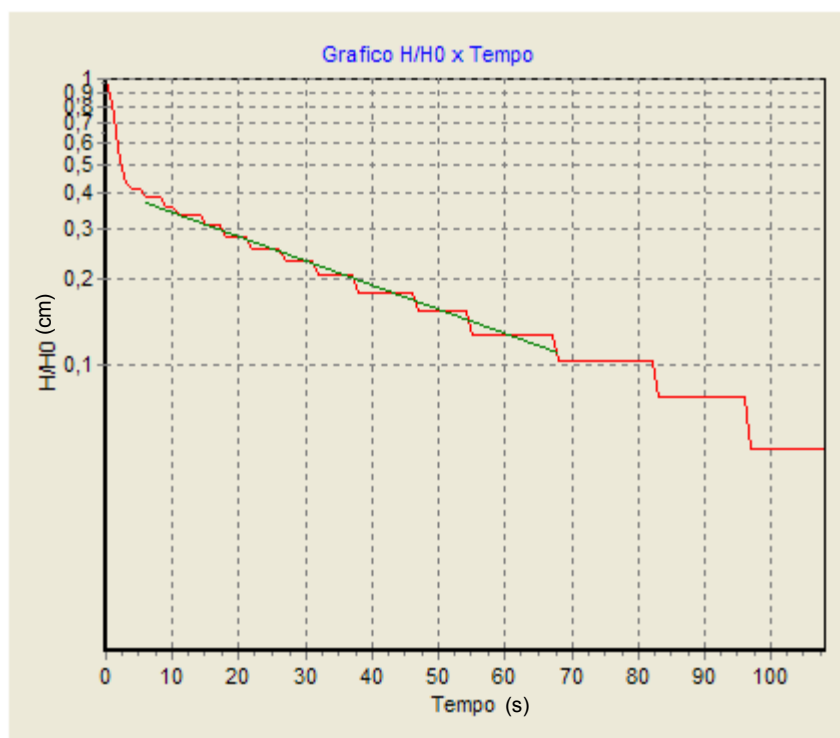


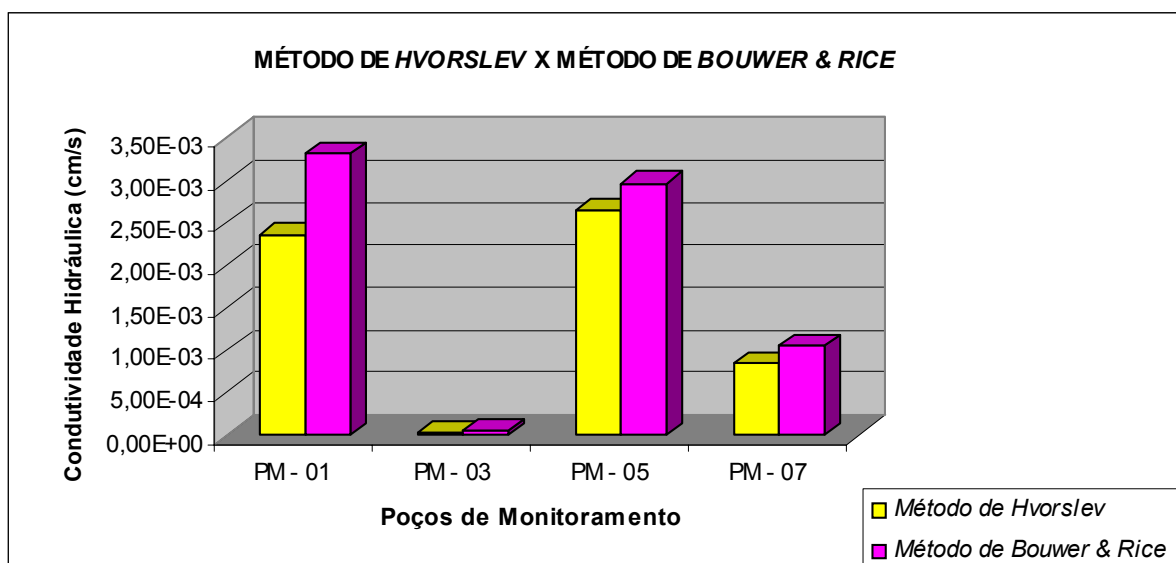
Figura 84 – Gráfico referente ao teste de *Slug*, realizado no poço de monitoramento PM – 07 (Campus da UNESP).

**Tabela 7 – Profundidade do nível d’água (NA) e dados construtivos dos poços de monitoramento.**

	<b>Profundidade do NA (cm)</b>	<b>Profundidade do Poço (cm)</b>	<b>Raio do Revestimento (cm)</b>	<b>Raio do Poço (cm)</b>	<b>Comprimento Total do Filtro (cm)</b>
<b>PM – 01</b>	1620	2200	2,54	5,08	660
<b>PM – 03</b>	875	1950	2,54	5,08	1250
<b>PM – 05</b>	800	2400	5,08	7,62	1600
<b>PM – 07</b>	600	1915	5,08	7,62	1100

**Tabela 8 – Valores de condutividade hidráulica obtidos por meio de testes de Slug, utilizando métodos de Hvorslev e de Bouwer & Rice.**

<b>ENSAIOS</b>	<b>CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA (cm/s)</b>	<b>CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA (cm/s)</b>
	<b>MÉTODO DE HVORSLEV</b>	<b>MÉTODO DE BOUWER &amp; RICE</b>
<b>PM – 01</b>	$2,36 \times 10^{-3}$	$3,31 \times 10^{-3}$
<b>PM – 03</b>	$3,39 \times 10^{-5}$	$5,28 \times 10^{-5}$
<b>PM – 05</b>	$2,66 \times 10^{-3}$	$2,97 \times 10^{-3}$
<b>PM – 07</b>	$8,48 \times 10^{-4}$	$1,05 \times 10^{-3}$



**Figura 85 – Gráfico de barras comparando os valores de condutividade hidráulica obtidos por meio dos métodos de *Hvorslev* e *Bouwer & Rice* nos poços de monitoramento.**

Considerando o método de *Hvorslev*, a diferença de condutividade observada nos poços PM – 01 e PM – 03 (de profundidades 22 e 19,5 m, respectivamente), perfurados na Fazenda São José, pode estar relacionada ao grau de desenvolvimento dos poços, realizado após perfuração e instalação, ou à variação faciológica, comum em sedimentos fluviais, como é o caso da Formação Rio Claro.

O poço de monitoramento PM – 01, perfurado ao lado da SEV – 106, está situado em área onde existe predominância de eletrofácies arenosa (vide Figura 45); foi desenvolvido com compressor de ar, por um total de 16 horas, durante 2 dias. Já o PM – 03, perfurado ao lado da SEV – 116, além de não ter sido desenvolvido, encontra-se instalado em área onde predomina eletrofácies silto-arenosa.

Os poços de monitoramento PM – 05 e PM – 07, perfurados no Campus da UNESP, cujas condutividades hidráulicas foram de  $2,66 \times 10^{-3}$  e  $8,48 \times 10^{-4}$  cm/s, respectivamente, refletem a presença de eletrofácies que variam de arenosa a areno-siltosa.

### **Método *Guelph***

Outro tipo de ensaio de permeabilidade, realizado na zona não-saturada para a determinação da condutividade hidráulica de solos/sedimentos *in situ*, foi o método *Guelph*.

Este método foi efetuado utilizando Permeâmetro *Guelph*, em 41 furos de sondagens distribuídos aleatoriamente sobre a Formação Rio Claro, no município homônimo (Figura 86). A profundidade dos furos foi de aproximadamente 0,50 m.

O objetivo destes ensaios foi caracterizar de forma rápida e segura a distribuição da condutividade hidráulica na zona não-saturada, para a escala de município.

Os resultados de condutividade hidráulica obtidos por este método forneceram valores entre  $1,23 \times 10^{-5}$  cm/s (G-23) e  $1,17 \times 10^{-2}$  cm/s (G-14), prevalecendo valores entre  $1,96 \times 10^{-3}$  cm/s e  $3,9 \times 10^{-3}$ , onde a textura dos solos/sedimentos varia de arenosa a silto-arenosa (Tabela 9).

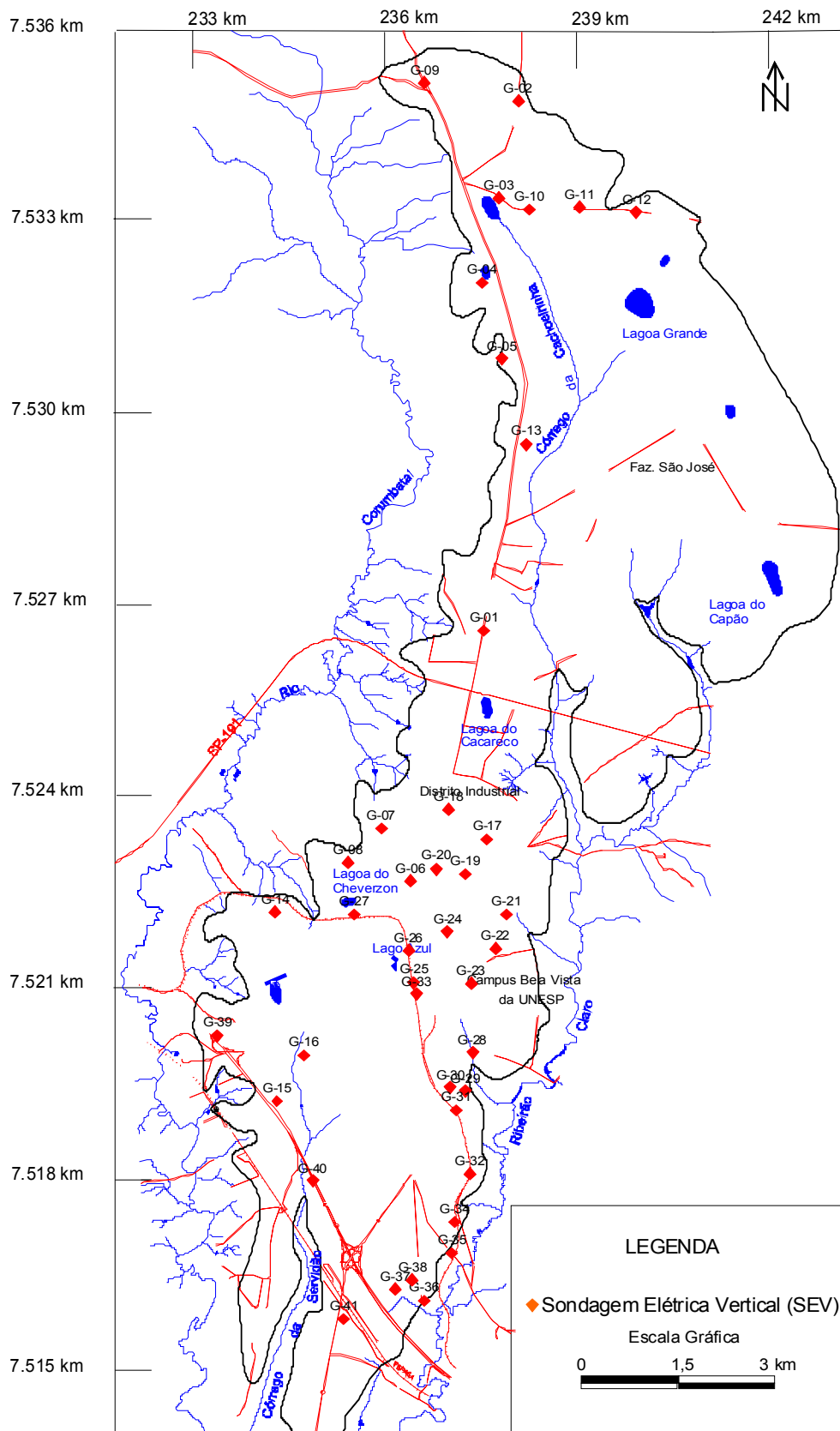


Figura 86 – Mapa de localização dos ensaios de permeabilidade pelo método Guelph.



**Tabela 9 – Valores de condutividade hidráulica obtidos por meio do método Guelph.**

ENSAIOS	LESTE (Km)	NORTE (Km)	CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA (cm/s)
G-01	237,565	7526,546	$1,63 \times 10^{-4}$
G-02	238,097	7534,832	$1,24 \times 10^{-4}$
G-03	237,793	7533,313	$2,01 \times 10^{-5}$
G-04	237,527	7531,993	$9,46 \times 10^{-4}$
G-05	237,846	7530,801	$9,60 \times 10^{-4}$
G-06	236,411	7522,625	$2,81 \times 10^{-3}$
G-07	235,947	7523,451	$1,36 \times 10^{-3}$
G-08	235,428	7522,911	$5,73 \times 10^{-4}$
G-09	236,634	7535,125	$4,68 \times 10^{-4}$
G-10	238,272	7533,131	$4,68 \times 10^{-4}$
G-11	239,054	7533,178	$4,68 \times 10^{-3}$
G-12	239,947	7533,094	$1,41 \times 10^{-3}$
G-13	238,220	7529,457	$2,87 \times 10^{-4}$
G-14	234,297	7522,135	$1,17 \times 10^{-2}$
G-15	234,324	7519,18	$7,65 \times 10^{-5}$
G-16	234,742	7519,891	$9,54 \times 10^{-5}$
G-17	237,615	7523,279	$3,38 \times 10^{-4}$
G-18	237,005	7523,748	$4,09 \times 10^{-4}$
G-19	237,264	7522,733	$7,97 \times 10^{-4}$
G-20	236,821	7522,808	$2,58 \times 10^{-5}$
G-21	237,915	7522,098	$4,13 \times 10^{-4}$
G-22	237,739	7521,564	$2,29 \times 10^{-5}$
G-23	237,355	7521,026	$1,23 \times 10^{-5}$
G-24	236,994	7521,831	$3,44 \times 10^{-4}$
G-25	236,465	7521,034	$5,73 \times 10^{-4}$
G-26	236,377	7521,541	$1,43 \times 10^{-4}$
G-27	235,531	7522,104	$1,00 \times 10^{-3}$
G-28	237,378	7519,939	$2,24 \times 10^{-3}$
G-29	237,266	7519,338	$4,80 \times 10^{-3}$
G-30	237,037	7519,396	$2,82 \times 10^{-4}$
G-31	237,120	7519,032	$3,15 \times 10^{-3}$
G-32	237,344	7518,043	$3,35 \times 10^{-3}$
G-33	236,500	7520,855	$4,22 \times 10^{-3}$
G-34	237,107	7517,285	$1,92 \times 10^{-3}$
G-35	237,067	7516,797	$5,23 \times 10^{-5}$
G-36	236,623	7516,058	$1,22 \times 10^{-3}$
G-37	236,168	7516,232	$1,04 \times 10^{-3}$
G-38	236,445	7516,381	$4,49 \times 10^{-3}$
G-39	233,392	7520,201	$9,59 \times 10^{-3}$
G-40	234,874	7521,934	$4,17 \times 10^{-4}$
G-41	235,372	7515,770	$5,23 \times 10^{-5}$

#### **4.4. Arcabouço Mineralógico do Aquífero Rio Claro**

O arcabouço mineralógico do Aquífero Rio Claro foi definido por meio da descrição de lâminas delgadas, via microscopia ótica, (Anexo D) e difratogramas de raios X.

As lâminas delgadas, assim como os difratogramas de raios X, foram obtidos de amostras coletadas no poço de monitoramento PM – 06 (Campus da UNESP). Para os ensaios de raios X, foram escolhidas amostras em intervalo de 1 m, a partir da profundidade de 0,5 m, até atingir 15,5 m; para a confecção de lâminas delgadas, as amostras foram escolhidas aleatoriamente.

A Figura 87 mostra os picos dos minerais correspondentes à análise da fração total, mostrando a presença de quartzo e caulinita em todo perfil amostrado, illita a partir de 12,5 m, esmectita até 13 m e gibsita até 6,5 m.

Com base nas descrições das de lâminas delgadas e nos difratogramas de raios X, observa-se que os sedimentos presentes na Formação Rio Claro possuem arcabouço constituído basicamente por quartzo e caulinita. Os feldspatos, que não aparecem nestas amostras, provavelmente sofreram diagênese, lixiviação e transformação para argilo-minerais, juntando-se à matriz argilosa, composta essencialmente por caulinita e illita (Figura 88).

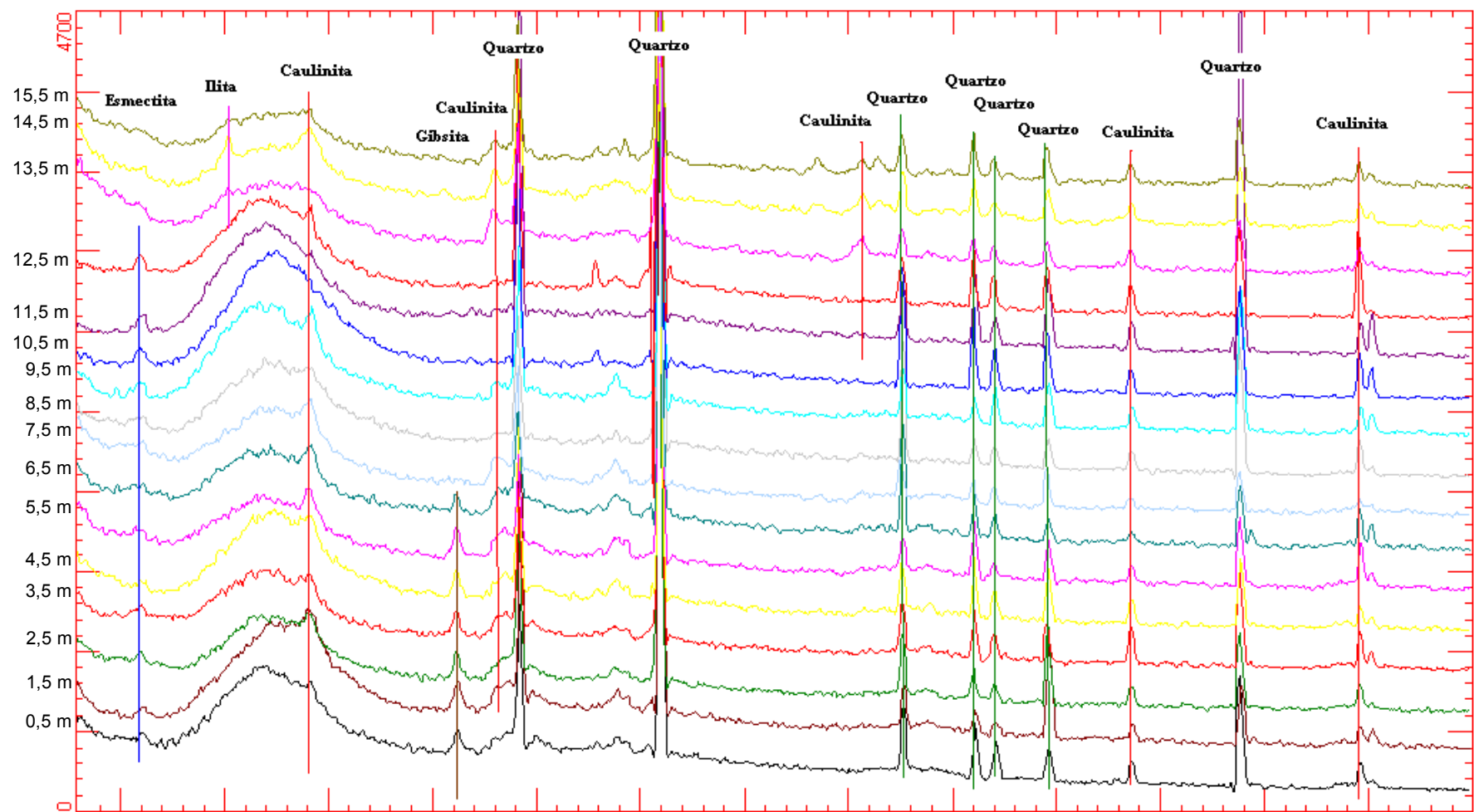
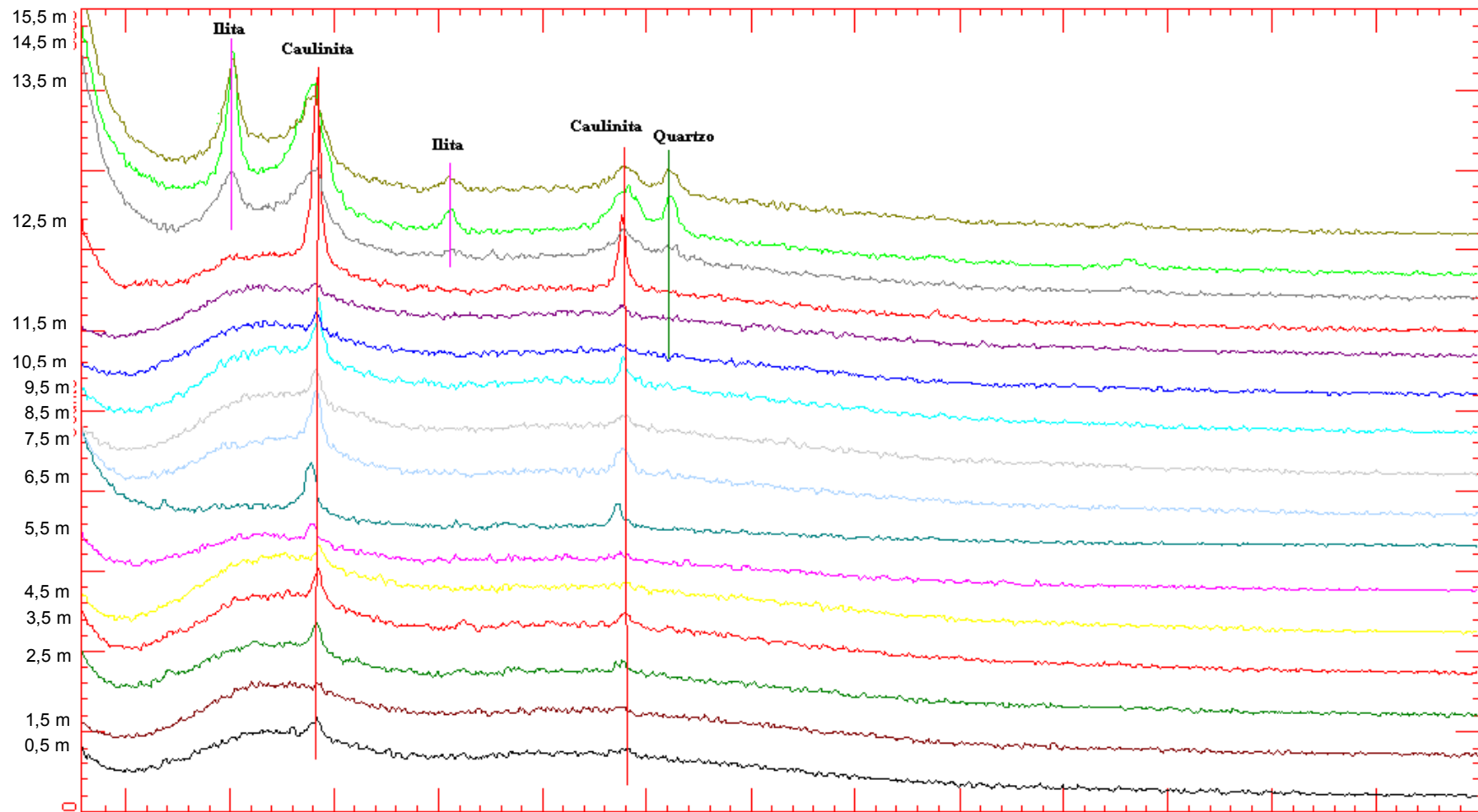


Figura 87 – Difratoformas – Fração Total das amostras coletadas do poço de monitoramento PM – 06, Campus da UNESP (intervalo de 0,5 a 15,5 m).



**Figura 88 – Difratomogramas – Fração Argila das amostras coletadas do poço de monitoramento PM – 06, Campus da UNESP (intervalo de 0,5 a 15,5 m).**

A maioria dos grãos de quartzo possuem extinção imediata e variam de arredondados a sub-arredondados, contato pontual entre os grãos e raramente reto. A porosidade efetiva é do tipo intergranular, variando entre 5% e 36 % (Anexo D).

De maneira geral, os arenitos da Formação Rio Claro possuem granulometria que varia de fina à média com matriz silto-argilosa. (Figura 80).

Segundo a classificação petrográfica proposta por Folk (1968), os arenitos da Formação Rio Claro são classificados como quartzo-arenitos (Figura 89). No entanto, devido à elevada quantidade de matriz, estes são melhor classificados como quartzo-arenitos imaturos (Tabela 10).

**Tabela 10 – Dados das análises modais das amostras da Formação Rio Claro.**

Amostra	Quartzo	Feldspato	Cimento	Matriz	Poros	Nome da Rocha
1,5 m	33%	nd	20%	15%	23%	quartzo-arenito imaturo
2,5 m	41%	nd	23%	12%	23%	quartzo-arenito imaturo
4,0 m	37%	nd	36%	10%	15%	quartzo-arenito imaturo
5,5 m	38%	nd	27%	17%	18%	quartzo-arenito imaturo
6,5 m	36%	nd	22%	21%	18%	quartzo-arenito imaturo
7,0 m	43%	nd	32%	17%	5%	quartzo-arenito imaturo
8,5 m	55%	nd	21%	9%	13%	quartzo-arenito imaturo
9,0 m	57%	nd	21%	6%	15%	quartzo-arenito imaturo
10,5 m	52%	nd	1%	1%	42%	quartzo-arenito imaturo
11,0 m	61%	nd	1%	2%	33%	quartzo-arenito imaturo
13,0 m	59%	nd	1%	1%	36%	quartzo-arenito imaturo

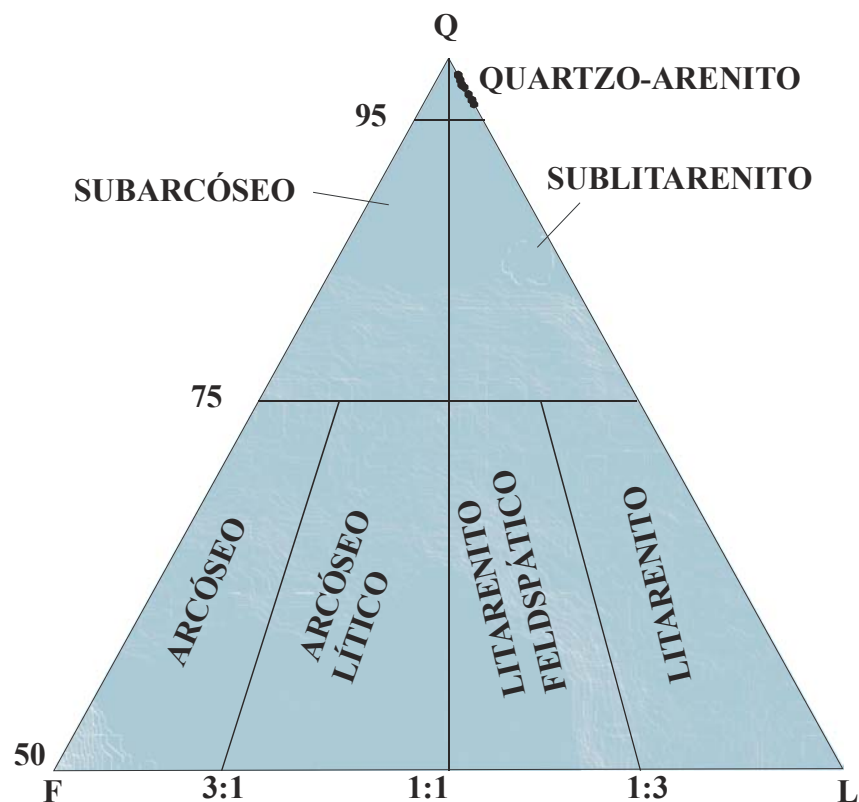


Figura 89 – Composição dos arenitos da Formação Rio Claro em Diagrama de Folk (1968).

#### 4.5. Testes de Produção

A metodologia utilizada para determinar a vazão máxima de exploração e as perdas de carga (lineares e exponenciais), envolvidas no rebaixamento dos níveis d'água dos poços PM – 05 e PM – 08, ambos situados no Campus da UNESP, foi a do bombeamento contínuo, sem que houvesse recuperação do nível d'água entre as etapas. Esta metodologia é conhecida como teste de produção escalonado.

No poço PM – 05, o teste foi realizado em 6 escalões, num tempo de aproximadamente 60 minutos para cada escalão. Já no PM – 08, o teste foi executado em 4 escalões de 60 minutos.

Nas Tabelas 11 e 12 estão listados os resultados dos testes realizados nos poços; nas Figuras 90, 91, 92 e 93 estão representados os gráficos de rebaixamento por tempo e as curvas características dos poços, com suas respectivas vazões máximas de exploração.

**Tabela 11 – Dados do teste de bombeamento realizado no poço PM – 05.**

<b>Dados do Teste - PM - 05</b>						
<b>Escalões</b>	<b>Nível Estático NE (m)</b>	<b>Nível Dinâmico ND (m)</b>	<b>Rebaixamento s (m)</b>	<b>Vazão Q (m³/h)</b>	<b>Rebaixamento Específico s/q (m/m³/h)</b>	<b>Tempo T (h)</b>
1	7,00	7,33	0,33	0,65	0,5077	1,0
2	7,00	8,06	1,06	1,50	0,7067	1,0
3	7,00	8,92	1,92	2,27	0,8458	1,0
4	7,00	10,06	3,06	3,02	1,0132	1,0
5	7,00	10,78	3,78	3,45	1,0957	1,0
6	7,00	12,49	5,49	4,02	1,3657	1,0

**Tabela 12 – Dados do teste de bombeamento realizado no poço PM – 08.**

<b>Dados do Teste - PM - 08</b>						
<b>Escalões</b>	<b>Nível Estático NE (m)</b>	<b>Nível Dinâmico ND (m)</b>	<b>Rebaixamento s (m)</b>	<b>Vazão Q (m³/h)</b>	<b>Rebaixamento Específico s/q (m/m³/h)</b>	<b>Tempo T (h)</b>
1	7,05	8,79	1,74	1,97	0,8832	1,0
2	7,05	9,93	2,88	2,98	0,9664	1,0
3	7,05	10,90	3,85	3,98	0,9673	1,0
4	7,00	12,29	5,29	5,20	1,0173	1,0

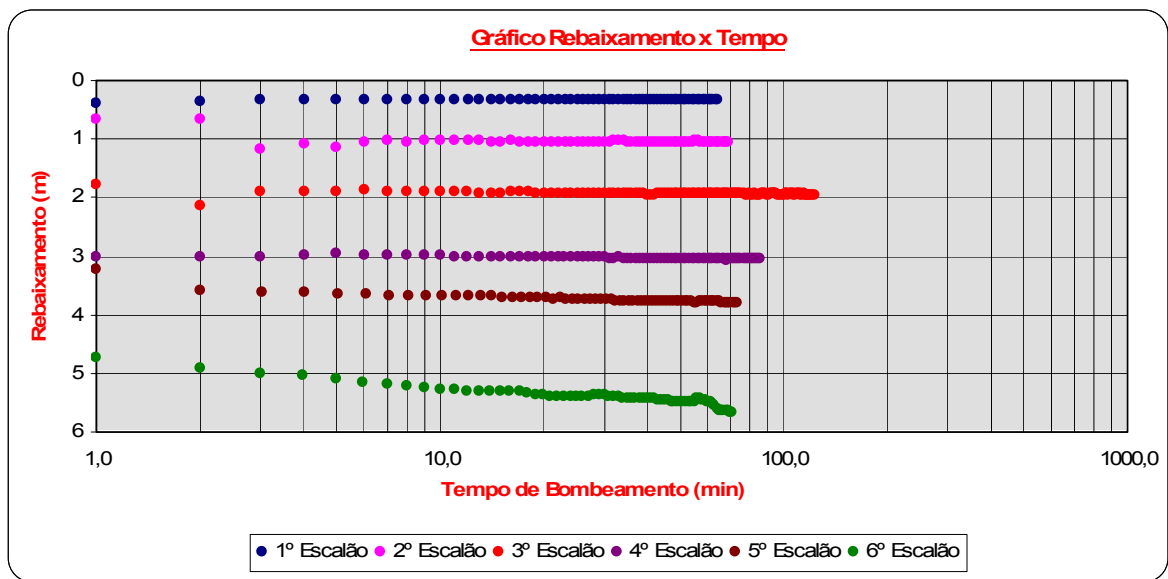


Figura 90 – Gráfico de rebaixamento por tempo do poço PM – 05.

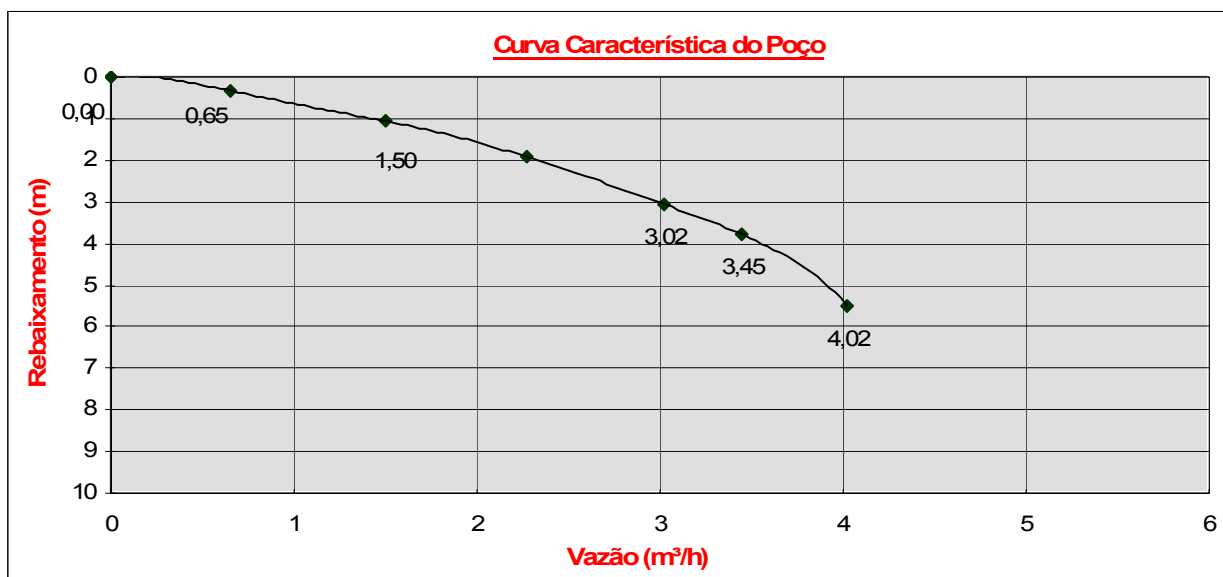


Figura 91 – Gráfico de rebaixamento por vazão, mostrando a curva característica do poço PM – 05.



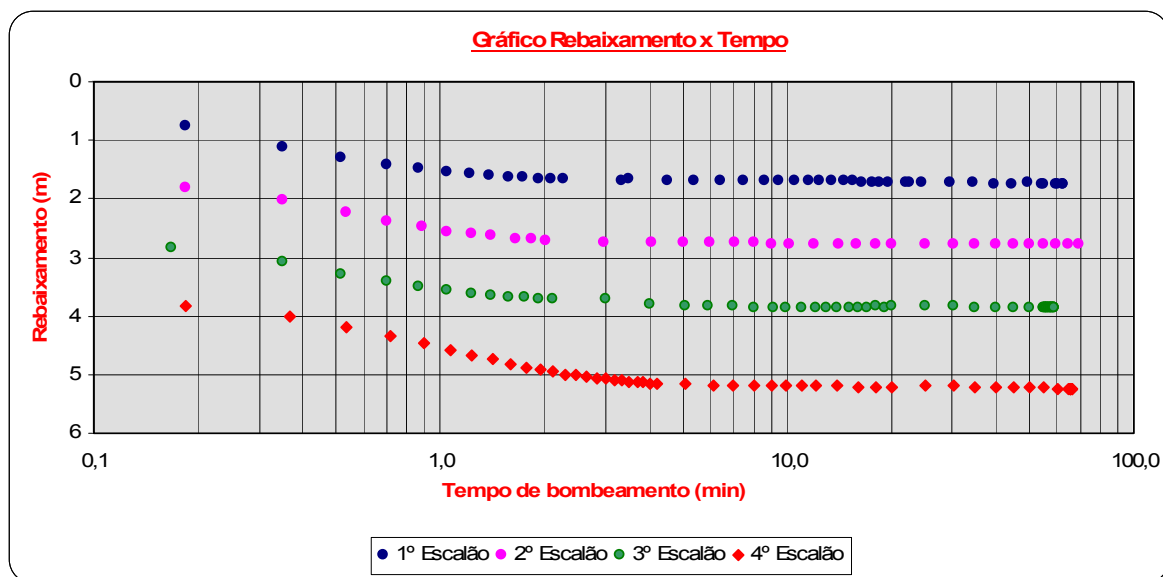


Figura 92 – Gráfico de rebaixamento por tempo do poço PM – 08.

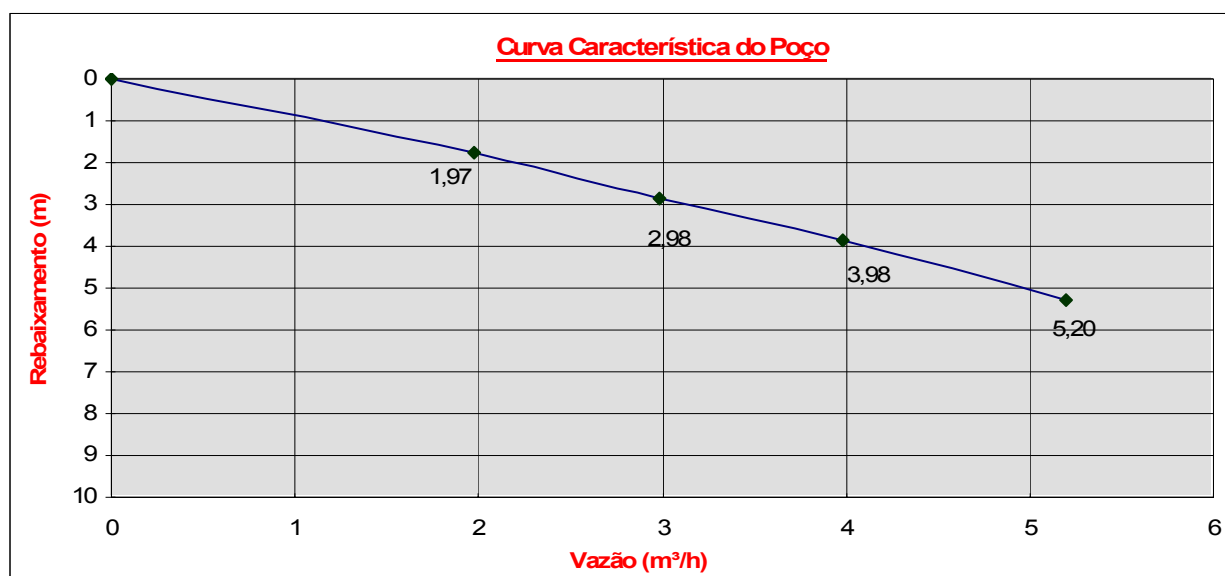


Figura 93 – Gráfico de rebaixamento por vazão, mostrando a curva característica do poço PM – 08.

As vazões máximas de exploração para os poços PM – 05 e PM – 08 são de 4,02 e 5,20 m³/h, respectivamente.

Esses resultados, quando comparados aos obtidos com a resistência transversal (Figura 58), confirmam que o parâmetro “resistência transversal” auxilia na escolha de locais mais oportunos para perfuração de um poço, pois próximo ao PM – 05, com vazão de 4,02 m³/h, a resistência transversal é menor que 1.500 ohm.m², enquanto o PM – 08, com vazão igual a 5,20 m³/h, mostra resistência transversal maior que 10.400 ohm.m².

## 5. CONCLUSÕES

A principal ferramenta utilizada para o estudo hidrofaciológico do Aquífero Rio Claro, em área do município homônimo, foi o método geofísico de eletrorresistividade, por meio das técnicas de sondagem elétrica vertical e imageamento elétrico 2D e 3D. A utilização de sistemas multi-eletrodo automatizados viabilizaram a execução dos levantamentos 2D e 3D, cobrindo áreas de grandes dimensões em um curto período de tempo.

Essas técnicas forneceram dados sobre nível d'água, resistividades dos níveis geoeletricos interpretados, associadas à litologia provável do local estudado (eletrofácies), espessuras das camadas, profundidades do topo de estratos geoeletricos e cotas de topo de estratos geoeletricos.

Optou-se pela utilização de método geofísico em razão do pequeno número de poços existentes no Aquífero Rio Claro, no município. Este fato tornaria impraticável a confecção de um inventário de dados hidrofaciológicos do aquífero, que permitisse a orientação para consumo ordenado e satisfatório desta água subterrânea.

As técnicas geofísicas de SEV e de imageamento 2D e 3D foram calibradas com alguns poços de monitoramento perfurados. Alguns desses poços também foram utilizados para determinação da condutividade hidráulica (testes de *Slug* e análise granulométrica) e para obtenção da vazão. A condutividade hidráulica na zona não-saturada foi obtida por meio do método *Guelph*.

Amostras coletadas nos poços de monitoramento foram analisadas por meio de petrografia ótica de lâminas delgadas e por difração de raio-X.

Os parâmetros obtidos a partir das SEVs (espessuras, resistividades, cotas, etc) passaram por tratamento geoestatístico para confecção de mapas que respeitassem, da melhor forma possível, à distribuição dos dados coletados.

Após a análise morfológica das 366 curvas das SEVs obtidas em campo, na escala de município e de detalhe, foi possível identificar, em relação à resistividade, duas eletrofácies principais: uma, com valores de resistividade altos, típicos de sedimentos predominantemente arenosos, associados à Formação Rio Claro, e outra, com valores de resistividade baixos, associados aos siltitos e argilitos da Formação Corumbataí. Em alguns casos, verifica-se uma terceira eletrofácies, com resistividade elevada, relativa à soleira de diabásio.

A identificação das zonas saturada e não-saturada deu-se apenas em função da saturação, não levando-se em consideração a litologia (tipo de rocha/sedimento), sendo caracterizada apenas pela determinação do nível d'água.

Para a zona não-saturada (sedimentos superficiais), os valores de resistividade obtidos apresentam ampla gama de variação (53 a 34.450 ohm.m), típica de sedimentos desta porção. Estes materiais não foram caracterizados, em termos litológicos.

Para a zona saturada, os diferentes níveis geoeletricos obtidos foram agrupados em termos de litologia. Portanto, a partir da correlação dos níveis geoeletricos com a geologia local, identificaram-se as seguintes eletrofácies:

- siltitos e argilitos da Formação Corumbataí ( $\rho \leq 50$  ohm.m);
- predominantemente argilosas da Formação Rio Claro ( $\rho \leq 50$  ohm.m);
- predominantemente silto-argilosas da Formação Rio Claro ( $50 < \rho < 80$  ohm.m);
- predominantemente silto-arenosas da Formação Rio Claro ( $80 < \rho < 150$  ohm.m);
- predominantemente areno-siltosas da Formação Rio Claro ( $150 < \rho < 250$  ohm.m);
- predominantemente arenosas da Formação Rio Claro ( $250 < \rho < 500$  ohm.m);
- Diabásio ( $\rho > 500$  ohm.m).

Por meio da análise geoestatística dos resultados, observou-se que a variável com assimetria positiva, determinada por meio da elaboração de histogramas, é “Resistência Transversal do Primeiro Nível Geoeletrico Saturado”, para a escala de município. As variáveis que apresentaram distribuição simétrica, na escala de município, são “Coordenada X”, “Espessura da Formação Rio Claro” e, na escala de detalhe é a variável “Cota do nível d'água”.

Com relação ao coeficiente de correlação, as variáveis que apresentaram elevada correlação, na escala de município, são: espessura não-saturada da Formação Rio Claro e profundidade do nível d'água; espessura saturada da Formação Rio Claro e espessura do primeiro nível geoeletrico saturado; cota do nível d'água e cota topográfica; cota do nível d'água e cota do topo da Formação Corumbataí; cota do topo da Formação Corumbataí e cota topográfica; coordenada Y e cota do nível d'água; coordenada Y e cota topográfica; coordenada Y e cota do topo da Formação

Corumbataí; e espessuras total e saturada da Formação Rio Claro. Na escala de detalhe, foram realizadas estas mesmas correlações entre variáveis e as que apresentaram acentuada correlação são: espessura não-saturada da Formação Rio Claro e profundidade do nível d'água; resistência transversal do primeiro nível geoeletrico saturado e resistividade do mesmo nível; cota do nível d'água e cota topográfica; espessura total da Formação Rio Claro e saturada da Formação Rio Claro; e cota do topo da Formação Corumbataí e cota topográfica.

Dentre esses resultados, nas duas escalas de trabalho, destaca-se a forte correlação entre a espessura não-saturada da Formação Rio Claro e a profundidade do nível d'água (NA), visto que, a profundidade do NA é determinada nas SEVs em função da saturação, separando duas zonas (não-saturada e saturada). A correlação da cota do NA com a topografia corrobora que o fluxo d'água subterrâneo do Aquífero Rio Claro segue, grosso modo, a topografia local. Esta conformação também é estabelecida entre a topografia e a cota do topo da Formação Corumbataí, que também mostra elevada correlação.

A correlação existente entre as variáveis, “espessura saturada da Formação Rio Claro” e a “espessura do primeiro nível geoeletrico saturado”, na escala de município e não na escala de detalhe, está relacionada ao detalhamento utilizado no estudo. Até porque nas SEVs realizadas na escala de município predomina uma única classificação de eletrofácies (arenosa) na zona saturada, em contato direto com a Formação Corumbataí. Na escala de detalhe, a presença de mais de uma eletrofácies é marcante; os níveis geoeletricos identificados correspondem principalmente às eletrofácies areno-siltosa, silto-arenosa e silto-argilosa, que na Formação Rio Claro, devido a seu ambiente deposicional fluvial meandrante, ocorrem individualizadas. Por fim, a acentuada correlação entre resistência transversal do primeiro nível geoeletrico saturado e resistividade deste nível, na escala de detalhe, mostra que existe correlação maior com as resistividades das eletrofácies do que com suas espessuras.

Um aspecto interessante das variáveis “Cota do NA”, “Cota Topográfica” e “Cota do topo da Formação Corumbataí” é a dependência com relação à variável “Coordenada Y”, dando origem a uma forte deriva externa com esta direção, na escala de município. Esta deriva foi responsável pela escolha de uma modelagem não-estacionária para tais variáveis.

A elaboração dos mapas variográficos possibilitou a identificação de anisotropia nas variáveis “cota do NA”, “cota topográfica” e cota do topo da Formação Corumbataí, na escala de município, e nas variáveis “cota do NA” e espessura total da Formação Rio Claro, na escala de detalhe. Para as variáveis que apresentaram somente anisotropia, empregou-se a modelagem bidirecional.

Após a quantificação da dependência espacial das variáveis, por meio da aplicação de geoestatística exploratória, pôde-se mapear as espessuras e resistividades das camadas geolétricas, cotas do nível d' água, cotas do topo da Formação Corumbataí e cotas topográficas dentro da área de interesse, por meio da krigagem ordinária e da krigagem universal. Para a utilização do método de krigagem ordinária, inicialmente foi necessária a elaboração de variogramas experimentais, seguido da etapa que consiste em ajustar um modelo matemático que represente, da melhor forma possível, a configuração das curvas do variograma.

A espessura da Formação Rio Claro, na escala de município como na de detalhe, varia consideravelmente de um local para outro. O mapa de iso-espessuras da unidade, na escala de município, mostra variação de 5 m a aproximadamente 45 m. Observa-se ainda que, neste intervalo, prevalecem espessuras entre 25 m e 35 m. De modo geral, a espessura diminui da área Norte, onde se encontra a Fazenda São José e o distrito de Ajapi, no qual várias sondagens elétricas não chegaram a atingir o topo da Formação Corumbataí, para Sul, onde sondagens elétricas atingiram não só a Formação Corumbataí, como soleiras de diabásio. As maiores espessuras encontram-se na Fazenda São José e nas proximidades do distrito industrial. Na escala de detalhe, a espessura da unidade mostra variação entre 20,11 m a 35,32 m, prevalecendo espessuras entre 27,5 m e 29 m. As maiores espessuras ocorrem na porção Sudoeste do Campus e as menores ocorrem em pontos isolados e nas proximidades das quadras de esporte, próximo ao Lebac e aos prédios dos Departamentos de Geologia.

Essa ampla variação na espessura da Formação Rio Claro, em ambas escalas, revela um substrato bastante irregular. Este fato também pôde ser constatado por meio dos mapas de iso-valores de cota do topo da Formação Corumbataí. Na escala de município as cotas mais altas (650 m) prevalecem no Norte, e diminuem em direção as porções Sul e Sudoeste da área, onde variam de 580 m a 550 m; na escala de detalhe, as cotas mais altas (605 m) prevalecem próximo às quadras de esporte, próximo às SEVs 161, 159 e 210, e cotas de valores moderadamente altos próximos ao Lebac e à entrada principal do Campus. As menores cotas aparecem próximo à SEV – 146 e nas proximidades da SEV – 366, com 583,19 m e 586 m, respectivamente.

A espessura da zona saturada da Formação Rio Claro, na escala de município, varia entre 2 m e 36,29 m, com predomínio de espessuras entre 16 m e 20 m. As espessuras maiores localizam-se na porção Norte e central da área de estudo, próximo ao distrito industrial. Na escala de detalhe, a espessura saturada varia entre

6,89 m e 28,31 m, com predomínio de espessuras entre 16 m e 18 m. As maiores espessuras localizam-se na porção Nordeste, na vizinhança das SEVs 146, 359 e 330; e as menores espessuras saturadas estão próximas às SEVs 244, 140 e 344.

Na zona saturada da Formação Rio Claro, para escala de município, foi possível identificar até dois níveis geoeletricos, sendo que apenas 27,6% das SEVs possuem o segundo nível. Já para escala de detalhe, foi possível identificar até três níveis geoeletricos (com eletrofácies distintas), sendo que 65,27% das SEVs apresentam apenas uma eletrofácies, em sua arenosa; 32,63% apresentam duas eletrofácies identificadas como arenosa, areno-siltosa ou silto-arenosa; e apenas 2,10% apresentam três eletrofácies classificadas como arenosa, silto-arenosa e silto-argilosa ou argilosa. A comparação entre esses dados permitiu concluir que a presença de um outro nível geoeletrico e o aumento na porcentagem de SEVs com um segundo nível, na escala de detalhe, está relacionada ao próprio detalhamento efetuado, que permitiu um mapeamento mais preciso das eletrofácies.

A eletrofácies arenosa da Formação Rio Claro abrange grande parte da área; a silto-arenosa e a silto-argilosa estão distribuídas aleatoriamente em ambas escalas de estudo. A eletrofácies argilosa ocorre nas proximidades da SEV – 32 e 70 (escala de município) e nas SEVs 346, 331 e 333 (escala de detalhe).

A existência de eletrofácies arenosa e siltosa na Formação Rio Claro está relacionada ao seu ambiente deposicional fluvial meandrante, em que a eletrofácies arenosa está associada a depósitos de canais, e a silto-argilosa aos de planícies de inundação.

A resistência transversal do primeiro nível geoeletrico saturado, para escala de município, mostra uma variação entre 175,31 ohm.m<sup>2</sup> e 17.201,46 ohm.m<sup>2</sup>. As maiores espessuras resistivas estão localizadas na porção Norte da área, próximo à Lagoa Grande, localizada na Fazenda São José, no distrito industrial e próximo à SEV – 47. Na escala de detalhe a resistência transversal varia entre 230,60 ohm.m<sup>2</sup> e 10.950,49 ohm.m<sup>2</sup> com os maiores valores nas proximidades das SEVs 366, 370, 362, 324 e 229. Os locais que apresentaram espessuras resistivas acentuadas são os mais adequados para perfuração de poços para captação de água, tanto na escala de município como na de detalhe.

Com relação à espessura não-saturada da Formação Rio Claro, esta varia entre 2,05 m a 25,33 m, prevalecendo valores entre 8 m e 14 m. As maiores espessuras ocorrem nas porções Norte e Nordeste e próximo à Lagoa do Cheverzon, na escala de município. Na escala de detalhe, a mesma espessura varia entre 6,91 m e 15,49 m, prevalecendo valores entre 10 m e 11 m, sendo que as maiores

espessuras ocorrem na porção Nordeste, próximo às SEVs 307, 306, 305, 252, 254, e 266.

A superfície do lençol freático (NA), na escala de município, está situada entre as cotas 566 m e 669 m, com o fluxo das águas subterrâneas orientado a partir das cotas altas (Norte do mapa), para as cotas baixas (Sul e Sudoeste do mapa). Na escala de detalhe, verifica-se comportamento similar e, como esperado para um aquífero livre, a superfície do lençol freático acompanha aproximadamente a topografia local.

A técnica de imageamento elétrico 2D e 3D foi utilizada apenas na escala de detalhe, com intuito de comprovar sua capacidade em detalhar as eletrofácies identificadas na Formação Rio Claro, bem como auxiliar na calibração das SEVs. Os resultados obtidos com as seções e os blocos nas áreas do campo de futebol, próxima às quadras de esporte e próxima aos prédios dos departamentos de Geologia corroboram os resultados obtidos com as SEVs. Tendo em vista a não homogeneidade dos estratos, a utilização da técnica da SEV foi mais precisa quando se tratou do mapeamento do nível d'água, pois os modelos geoelétricos 3D apresentaram dificuldade para determiná-lo com precisão, uma vez que levam em consideração as medidas de resistividade do volume (três dimensões), e não pontualmente como a SEV. No entanto, para o mapeamento de eletrofácies, a precisão do imageamento elétrico 3D é melhor.

Para todas linhas de imageamento, utilizou-se os arranjos Dipolo-Dipolo (Dp-Dp), *Schlumberger* e *Wenner*, sendo que o arranjo Dp-Dp foi o que apresentou melhor resolução horizontal e boa convergência dos dados, e o que mais se aproximou dos resultados das SEVs.

Com base nas seções e nos blocos obtidos por meio da técnica do imageamento elétrico 2D e 3D, efetuado em áreas do Campus Bela Vista da Unesp de Rio Claro, conclui-se mais uma vez que as eletrofácies arenosa e areno-siltosa prevalecem sobre as demais e que as eletrofácies silto-argilosa e argilosa ocorrem em pontos isolados.

Os cálculos de reserva do Aquífero Rio Claro foram baseados em dados de SEVs e de alguns poços de monitoramento. Considerando a área de ocorrência do Aquífero Rio Claro, no município homônimo, de  $8,3 \times 10^7 \text{ m}^2$ , tem-se uma reserva permanente da ordem de  $252,57 \times 10^6 \text{ m}^3$ , uma reserva reguladora responsável pelas descargas explotáveis da ordem de  $34,18 \times 10^6 \text{ m}^3$  e uma reserva total da ordem de  $286,75 \times 10^6 \text{ m}^3$ .

A determinação da condutividade hidráulica dos sedimentos da Formação Rio Claro foi realizada por meio de análise granulométrica, testes de *Slug* e método *Guelph*. A análise granulométrica realizada nas amostras coletadas no poço de monitoramento PM – 06, mostra que a maioria das amostras coletadas na zona não-saturada foi descrita como areia fina siltosa ( $1,41 \times 10^{-3}$  a  $2,82 \times 10^{-3}$  cm/s), passando para fácies mais arenosas aproximadamente a 8 m de profundidade ( $3,18 \times 10^{-3}$  cm/s), intercaladas com fácies silto-argilosas da Formação Rio Claro, corroborando os valores de condutividade hidráulica encontrados. Os testes de *Slug* realizados nos poços PM – 01 e PM – 03, na Fazenda São José, apresentaram condutividade hidráulica de  $2,36 \times 10^{-3}$  cm/s e  $3,39 \times 10^{-5}$  cm/s, respectivamente, segundo o método de *Hvorslev*. Esta diferença de condutividade pode estar relacionada ao grau de desenvolvimento dos poços, realizado após perfuração e instalação, ou à variação faciológica, comum em sedimentos fluviais, como é o caso da Formação Rio Claro. O poço de monitoramento PM – 01, perfurado ao lado da SEV – 106, está situado em área onde existe predominância de eletrofácies arenosa e foi desenvolvido com compressor de ar, por um total de 16 horas, durante 2 dias. Já o poço PM – 03, perfurado ao lado da SEV – 116, além de não ter sido desenvolvido, encontra-se instalado em área onde predomina eletrofácies silto-arenosa. Os poços de monitoramento PM – 05 e PM – 07, perfurados no Campus da UNESP, cujas condutividades hidráulicas foram de  $2,66 \times 10^{-3}$  e  $8,48 \times 10^{-4}$  cm/s, respectivamente, refletem a presença de eletrofácies que variam de arenosa a areno-siltosa. Os resultados obtidos pelo método *Guelph* forneceram valores entre  $1,23 \times 10^{-5}$  cm/s e  $1,17 \times 10^{-2}$  cm/s, prevalecendo valores entre  $1,96 \times 10^{-3}$  cm/s e  $3,9 \times 10^{-3}$ , onde a textura dos solos/sedimentos variou de arenosa a silto-arenosa, mostrando pequena variação faciológica na zona não-saturada a aproximadamente 0,50 m de profundidade, na escala de município.

O arcabouço mineralógico do Aquífero Rio Claro, constituído por sedimentos da Formação Rio Claro, definido com base em descrição petrográfica de lâminas delgadas e difratogramas de raios X, é constituído basicamente por quartzo e caulinita. Os feldspatos, que não aparecem nestas amostras, provavelmente sofreram diagênese, lixiviação e transformação para argilo-minerais, juntando-se à matriz argilosa, composta essencialmente por caulinita e illita.

Os testes de produção escalonados revelaram vazões máximas de exploração para os poços PM – 05 e PM – 08 de 4,02 e 5,20 m<sup>3</sup>/h, respectivamente. Esses resultados, quando comparados aos obtidos com a resistência transversal, em escala de detalhe, confirmaram que o parâmetro “resistência transversal” auxilia na escolha



de locais mais oportunos para perfuração de um poço, pois próximo ao PM – 05 (vazão de 4,02 m<sup>3</sup>/h), a resistência transversal é menor que 1.500 ohm.m<sup>2</sup>, e o PM – 08 (vazão de 5,20 m<sup>3</sup>/h), a resistência transversal é maior que 10.400 ohm.m<sup>2</sup>. No entanto, recomenda-se um maior número de poços, para a realização de uma correlação segura entre vazão e resistência transversal.

O método geofísico aqui adotado revelou-se como uma importante ferramenta para o estudo de aquíferos, pois com um número considerável de ensaios, a custo relativamente baixo, possibilita o levantamento de todos principais parâmetros necessários à sua caracterização hidrofaciológica.

## 6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AJUB, E. R. R. **Aplicação de técnicas estatísticas e geoestatísticas para a comparação e avaliação da regionalização dos teores de ouro no depósito São Francisco**. 105 f. (Dissertação de Mestrado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas/Unesp - Rio Claro, 2002.
- ALMEIDA, F. F. M.; BARBOSA, O. Geologia das quadrículas de Piracicaba e Rio Claro, Estado de São Paulo. **Bol. Div. Geol. Min. DNPM**, n. 143, p. 1-96, 1953.
- ALMEIDA, F. F. M. - 1964. Fundamentos geológicos do relevo paulista. **Bol. Instituto Geográfico e Geológico**, n. 41, p. 169-263, 1964.
- ALVES, D. B. Desenvolvimento da metodologia de preparação de amostras para análise difratométrica de argilominerais no centro de pesquisa da Petrobrás, Rio de Janeiro. **Bol. Geociências, Petrobrás**, v. 2, n. 1, p. 157-175, 1987.
- ANDRADE, S. M.; SOARES, P. C. Geologia de semi detalhe do centro- leste de São Paulo. Petrobrás. **Relatório Interno, DESUL**, 407 f, 1971.
- ARCHIE, G. E. Introduction to petrophysics of reservoir rocks. **Bull. AAPG**, n. 34, p. 943-961, 1950.
- BAPTISTA, M. B.; BRAUN, O. P. G.; CAMPOS, D. A. Léxico estratigráfico do Brasil. **DNPM-CPRM**, Brasília, 560 f, 1984.
- BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R; SILVA, J. X. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. **Bol. Paranaense de Geografia, Curitiba**, n. 16/17, p. 117-151, 1965.
- BJORNBERG, A.; MACIEL, A. C.; GANDOLFI, N. Nota sobre depósitos modernos na região de Rio Claro, São Paulo. **Pub. Esc. Eng. São Carlos**, n.106, p. 21-36, 1964 b.
- BJORNBERG, A.; LANDIM, P. M. B. Contribuição ao estudo da Formação Rio Claro (neoceno-zóico). **Bol. Sociedade Brasileira Geologia**, v. 4, n.15, p. 43-67, 1966.

- BONOTTO, D. M.; MANCINI, L. H. Estudo hidroquímico e isotópico dos aquíferos de Rio Claro (SP). **Geochim. Brasil**, v. 2, n. 6, p. 153-167, 1992.
- BOUWER, H.; RICE, R. C. A slug test for determining hydraulic conductivity of unconfined aquifers with completely or partially penetrating wells. **Water Resources Research**. Washington (DC), n. 12, p. 423-28, 1976.
- BOUWER, H. The Bouwer and Rice slug test. **Ground Water**, n. 3, p. 304-309, 1989.
- BRAGA, A. C. O. **Métodos geoeletricos aplicados na caracterização geológica e geotécnica- formações Rio Claro e Corumbataí no município de Rio Claro - SP**. 169 f. (Tese de Doutorado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas/Unesp - Rio Claro, 1997.
- BRANDT-NETO, M.; COIMBRA, A. M.; BARELLI, N.; SPILLER, L. R. Sedimentos da serra de Itaqueri. In: **Mesa Redonda a Formação Bauru no Estado de São Paulo e Regiões Adjacentes, São Paulo**. SBG, n.7, p. 63-80, 1981.
- CAETANO, M. R. **Aplicação de métodos quantitativos ao estudo comparado de seções litológicas do paleozóico superior da Bacia Sedimentar do Paraná (Grupo Tubarão e Passa- Dois)** p.9-13. (Dissertação de Mestrado) - Instituto de Geociências/ USP – São Paulo, 1978.
- CAETANO-CHANG, M. R. **A Formação Pirambóia no centro –leste do estado de São Paulo** p.20-40 (Livre Docência- Instituto de Geociências e Ciências Exatas/Unesp- Rio Claro), 1997.
- CAMARGO, G. C. E.; FELGUEIRAS, A. C.; MONTEIRO, V. M. A. A importância da modelagem da anisotropia na distribuição espacial de variáveis ambientais utilizando procedimentos geoestatísticos. **Anais X SBSR**, Foz do Iguaçu, p. 395-402, 2001.
- CAMPOS, J. O. Formação Rio Claro- aspectos geotécnicos In: **Simpósio Regional de Geologia, Rio Claro. Atas...**São Paulo: SBG, v. 2, p. 35-49, 1979.

- CASTANY, G. **Prospección y explotación de las águas subterráneas**. Barcelona, Ed. Omega, 670 f, 1975.
- CHANG, H. K.; CARRIER, N. D. Winslug **Programa de Aquisição e Tratamento Automatizado de Testes de Slug**. Unesp – Fundunesp,. Registro INPI # 000332760, 2000.
- COTTAS, L. R.; BARCELOS, J. H. Novas considerações sobre a geologia da região de Itaqueri da Serra, SP. **In: Simpósio Regional de Geologia**, Curitiba - PR, p. 70-76, 1981.
- COTTAS, L. R. **Estudos geológico- geotécnicos aplicados ao planejamento urbano de Rio Claro- SP. São Paulo, SP**. 171 f., 2V. (Tese de Doutorado) – Instituto de Geociências/ USP – São Paulo, 1983.
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – CPRM **Projeto Borda Leste da Bacia do Paraná: Integração Geológica e Avaliação Econômica**. Relatório Final, São Paulo, SP, 1986.
- CROFT, M. G. Method of calculating permeability from electric logs. **US Geol. Surv., Prof. Paper**, n. 750, p. 265-279, 1971.
- CUTRIM, A. O.; SHIRAIWA, S.; NASCIMENTO, A. Contribuição da sondagem elétrica vertical à hidrogeologia da Bacia do Paraná no município de Juscimeira – MT. **In: 7º Internacional Congress of the Brazilian Geophysical Society. Salvador – Bahia**. Resumos Expandidos, p. 372-375, 2001.
- DAEE **Estudo de Águas Subterráneas, Região Administrativa 5 (Campinas)**, SP. São Paulo, 2V, 1981.
- DARCY, H. **Lês fontaines publiques de la viele de Dijon**, Paris. Victor Dalmont, 1856.
- DAVINO, A. Importância do método de eletrorresistividade na determinação da natureza do manto de decomposição de rochas cristalinas. **In: Bol. da Sociedade Brasileira de Geologia – SBG**, São Paulo, v. 19, p. 933-935, 1970.

- DAWSON, K. J.; JONATHAN, I. D. **Aquifer Testing: Design and Analysis of Pumping and Slug Tests**. Chelsea, MI: Lewis, 350 f, 1991.
- EDWARDS, L. S. A modified pseudosection for resistivity and induced-polarization. **Geophysics**, n. 42, p. 1020-1036, 1977.
- ELIS, V. R. **Avaliação da aplicabilidade de métodos elétricos de prospecção de geofísica no estudo de áreas utilizadas para deposição de resíduos**. 264 f. (Tese de Doutorado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas/Unesp - Rio Claro, 1998.
- FERNANDES, A. J.; SOUZA, C. R. G. Evidências geológicas e geomorfológicas de atividade tectônica cenozóica na porção média da bacia do rio Piracicaba. In: **Congresso Brasileiro de Geologia**, 38, Balneário Camburiú, SBG, v.1, n. 38, p. 568-569, 1994.
- FERREIRA, S. R. **Análise pedoestratigráfica das formações Rio Claro e Piraçununga no centro-leste do estado de São Paulo**. 157 f. (Tese de Doutorado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas/Unesp - Rio Claro, 2005.
- FETTER, C. W. **Applied Hydrogeology**, 3ª edição, New Jersey, Prentice Hall, 691 f, 1988.
- FOLK, R. L. **Petrology of sedimentary rocks**. Austin: Hemphill's, 182p, 1968.
- FREITAS, R. O.; MEZZALIRA, S.; ODA, G. H.; VIEIRA, P. C.; TORRES, C. C.; HACHIRO, J.; TOMINAGA, L. K.; DEHIRA, L. K.; MASSOLI, M.; AZEVEDO, A. A. B.; PRESSINOTI, M. M. N. Projeto levantamento geológico de formações superficiais. In: **Simpósio Regional de Geologia. SBG**, v. 2, p. 263-277, 1979.
- FÚLFARO, V. J.; SUGUIO, K. A Formação Rio Claro, (Neo-cenozóico), e seu ambiente de deposição. **Bol. Instituto Geográfico e Geológico**, n. 20, p. 45-60, 1968.

- FÚLFARO, V. J.; ANGELI, N.; BARCELOS, J. H. Os depósitos de cascalhos na bacia hidrográfica do alto Paraná. **In: Simpósio Regional de Geologia. SBG**, n. 11, p. 267-273, 1983.
- FÚLFARO, V. J.; PERINOTO, J. A. J. A Bacia Bauru: estado da arte. **In: Simpósio Sobre o Cretáceo no Brasil**, v. 4, p. 297-303, 1996.
- GALLAS, J. D. F. **Principais métodos geoeletricos e suas aplicações em prospecção mineral, hidrogeologia, geologia de engenharia e geologia ambiental**. 174 f. (Tese de Doutorado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas/Unesp- Rio Claro, 2000.
- GIMENEZ, N. B. **Estudo Petrológico dos Arenitos da Formação Tatuí no Estado de São Paulo**. São Paulo, 174 f. (Dissertação de Mestrado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Unesp, Campus de Rio Claro, 1996.
- GOMES, E; PESSOA, C. M. L.; JÚNIOR, S. B. L. **Medindo imóveis rurais com GPS**. 136 f, 2001.
- GRIFFITS, D. H.; TURNBULL, J. A multi-electrode array for resistivity surveying. **First Break**, v. 3, n. 7, p. 16-20, 1985.
- GROOT-HEDLIN, C.; CONSTABLE, S. Occam's inversion to generate smooth two-dimensional models from magnetotelluric data. **Geophysics**, n. 55, p. 1613-1624, 1990.
- HACHIRO, J. **Litotipos, associações faciológicas e sistemas deposicionais da Formação Irati no estado de São Paulo**, 175 f. (Dissertação de Mestrado) - Instituto de Geociências/USP – São Paulo, 1991.
- HEIGOLD, P. C.; GILKESON, R. H.; CASTWRIGHT, K.; REED, P. C. Aquifer transmissivity from superficial electrical measurements. **Groundwater**, n. 17, p. 330-345, 1980.
- HENRIET, J. P. Direct applications of the Dar Zarrouk parameters in ground water surveys. **Geophysical Prospecting**, n. 24, p. 344-353, 1975.

- HVORSLEV, M. J. Time lag and soil permeability in ground water observations. **Bul. Army Corps of Engineers Waterway Experimentation Station**, U. S. n. 36, 1951.
- INMAN, R. J. Resistivity inversion with ridge regression. **Geophysics**, v. 40, n.5, p. 798-817, 1975.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO- IPT  
**Tectônica da bacia do Paraná. São Paulo.** (IPT. Relatório, 14091), 1980.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO- IPT  
**Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo-** escala 1:1000.000. São Paulo. (IPT. Série Monografias), 1981.
- IRITAMI, M. A. **Potencial hidrogeológico da cidade universitária de São Paulo.** 63 f. (Dissertação de Mestrado) - Instituto de Geociências/ USP – São Paulo, 1993.
- ISAAKS, H. E.; SRIVASTAVA, M. R. **An introduction to geostatistics.** 561 f, 1989.
- ISATIS SOFTWARE. **Manual 4<sup>th</sup> Edition**, Geovariences Ecole Des Mines Paris, 645 f, 2002.
- KELLY, W. E. Geoelectric sounding for estimating hydraulic conductivity. **Ground Water**, n. 15, p. 420-425, 1977.
- LADEIRA, B. S. F. **Paleossolos silicificados na Serra de Itaqueri – Itirapina/SP: subsídios para a reconstituição paleoambiental**, 228 f. (Tese de Doutorado) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas – Departamento de Geografia, 2001.
- LANDIM, P. M. B.; SOARES, P. C.; GAMA, J. R. E. **Estratigrafia do noroeste da bacia sedimentar do Paraná**, 45 f (Curso de Especialização: Convênio IPT.- UNESP - Rio Claro), 1980.
- LANDIM, P. M. B. **Análise estatística de dados geológicos.** Fundação Editora da UNESP. São Paulo - SP, 225 f, 1998.

- LOKE, M. H. Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies. **A practical guide to 2D and 3D surveys**. 62 f, 2001.
- MALAGUTTI-FILHO, W. **Utilização de técnicas geofísicas na caracterização de solos e rochas com aplicações na geologia de planejamento urbano**. 2V. (Tese de Doutorado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas/Unesp- Rio Claro, 1991.
- MARTINS-NETO R. G. Novos insetos terciários do Estado de São Paulo. **Rev. Bras. Geoc.** v. 19, n. 3, p. 375 – 386, 1989.
- MARTONE, E. Problemes morphologiques du Brasil tropical atlantique. **Analisis de Geographie**, v. 49, n. 277, p. 106-129, 1940.
- MATHERNON, G. Principles of geostatistics. **Economic Geology**, v. 58, p. 1246-1266, 1963.
- MELO, S. M; PONÇANO W. L. **Gênese, distribuição e estratigrafia dos depósitos cenozóicos no Estado de São Paulo**, 74 f, (IPT Monografias 9), 1983.
- MELO, S. M. **A Formação Rio Claro e Depósitos Associados: Sedimentação Neocenozóica na Depressão Periférica Paulista**. São Paulo, 144 f. (Tese de Doutorado) - Instituto de Geociências/USP – São Paulo, 1995.
- MELO, S. M.; COIMBRA, M.A.; CUCHIERATO, G. Fácies Sedimentares da Formação Rio Claro, Neocenozóico da Depressão Periférica Paulista. **Revista IG São Paulo**, v. 1/2, n. 18, p. 49-63, 1997.
- MONTEIRO, A. C. –. **Eletrorresistividade aplicada na avaliação do potencial aquífero da região de Porto Seguro**, 103 f. (Dissertação de Mestrado) - UFBA, Bahia, 1999.
- OKA-FIORI, C. Mapeamento das formações superficiais entre Piracicaba e São Carlos (SP). **Bol. Paranaense Geociências**, n. 37, p. 53-64, 1987.



- OLIVA, A. **Estudo hidrogeológico da Formação Rio Claro no município de Rio Claro – SP**. 71 f. (Dissertação de Mestrado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Unesp, Campus de Rio Claro, 2002.
- ORELLANA, E. **Prospection geoelectrica en corriente contínua**. Madrid, Ed. Paraninfo, Biblioteca Técnica Philips, 523 f, 1972.
- PEDE, M. A. Z. **Caracterização da condutividade hidráulica do embasamento cristalino alterado saturado na região metropolitana de São Paulo**, 95 f. (Dissertação de Mestrado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Unesp, Campus de Rio Claro, 2004.
- PENTEADO, M. M. **Geomorfologia do setor centro-ocidental da depressão periférica paulista**. Instituto de Geografia - USP. Série Teses e Monografias, n.22, 86 f, 1976.
- PETRI, S. Grupo Tubarão. **Bol. IGG**, n. 41, p. 56-63, 1964.
- PONÇANO, W.L. As coberturas cenozóicas. In: **Mapa Geológico do Estado de São Paulo**, 1: 500.000. (Publicação IPT n. 1184), p. 82-96, 1981.
- PRADO, H.; OLIVEIRA, J. B.; ALMEIDA, C. L. F. **Levantamento pedológico semidetalhado do Estado de São Paulo. Quadrícula de São Carlos**. Escala 1:100.000. Instituto Agrônomo de Campinas, 1981.
- READING, H. G. **Fáceis. Sedimentary environments and facies**. Oxford, Blakwell, p. 4-19, 1986.
- RELATÓRIO “0” – CBH –PCJ. **Comitê das bacias hidrográficas dos rios Piracicaba e Jundiaí**. Relatório de situação dos recursos hídricos da UGRHI5, 501 f, 1999.
- RESIX-IP **DC Resistivity and Induced Polarization Data Interpretation Software**. USA . Manual, Interpex Limited , paginação irregular, 1993.
- SANDERS, L. L. **A manual of field hydrogeology**. New Jersey, Prentice Hall, 380 f, 1998.

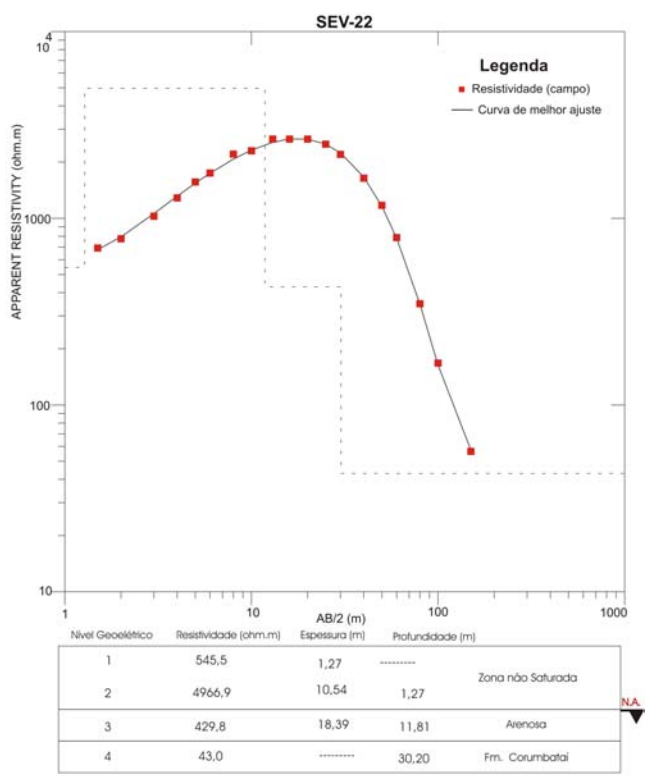
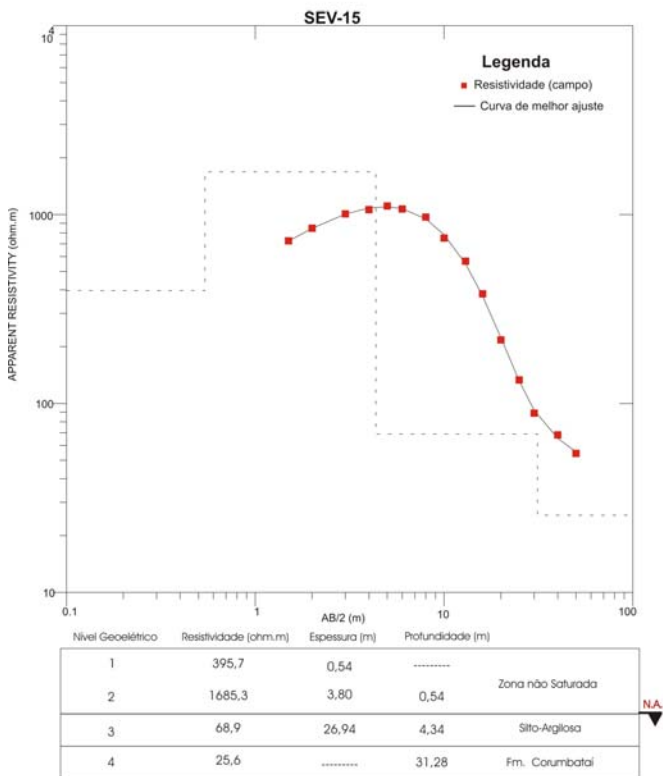
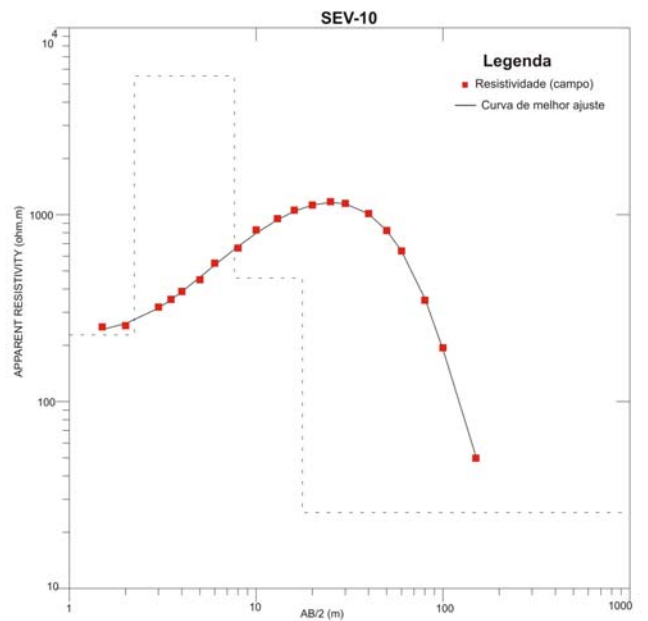
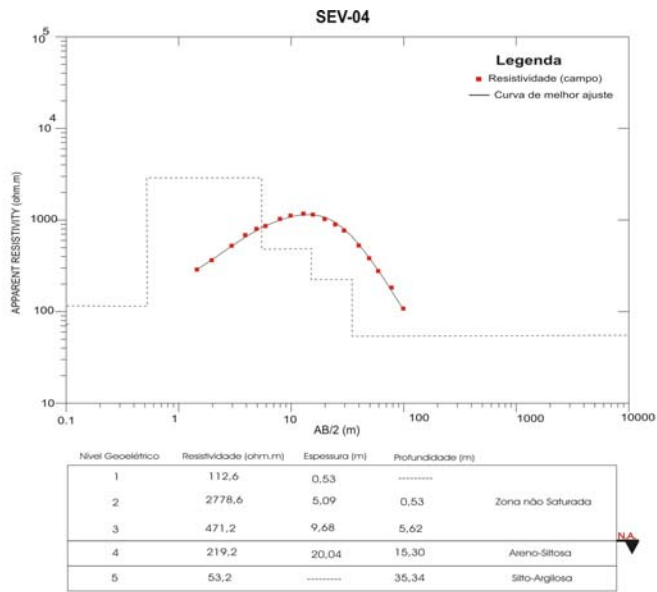
- SANTOS, M. J. Z. Análise da variabilidade anual das precipitações em Rio Claro (SP). **Revista de Geografia**, São Paulo, n. 5/6, p. 29-53, 1986/1987.
- SCHENEIDER, R. L.; MUHLMANN, H., TOMMASI, E., MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A. A. Revisão estratigráfica da bacia do Paraná. **In: Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre SBG**, v. 1, n. 28, p.41-65, 1974.
- SHEPHERD, R.G. **Correlations of Permeability and Grain Size. Groundwater**, v. 5, n. 27, p. 633-638, 1989.
- SHIRAIWA, S.; LISOVSKY, S. P.; ELIS, V. R.; PORSANI, J. L.; BORGES, W. R. Estudos geofísicos integrados no lixão de Cuiabá, MT, Brasil. Resultados Preliminares. **In: 7<sup>th</sup> Internacional Congress of the Brazilian Geophysical Society**. Resumos Expandidos, Salvador, BA, SBGf, CD, 2001.
- SILVA, A. Evolução geológica da Bacia de São Paulo: contribuição da aquisição geofísica. 102 f. (Tese de Doutorado) – Instituto Astronômico e Geofísico/ USP – São Paulo, 1999.
- SOARES, P. C. **O Mesozóico Gondwânico no Estado de São Paulo**. 153 f., (Tese de Doutorado) – Faculdade de Filosofia e Letras de Rio Claro, SP, 1973.
- SOARES, P. C.; LANDIM, P. M. B. Depósitos cenozóicos na região centro sul do Brasil. **Notícia Geomorfológica**, v. 16, n. 31, p. 17-39, 1976.
- SOARES, P. C.; LANDIM, P. M. B. Comparison between the tectonic evolution of the intracratonic and marginal basins in south Brazil. **An. Acad. Brás.**, CL, 48, p. 313-324, 1976.
- SOIL MOISTURE CORP. **Model 2800K1 Guelph Permeameter: Operating Instructions. Santa Bárbara**, CA 93105, 28 f, 1991.
- SOTO, M. A. A. **Estudo da condutividade hidráulica em solos não saturados**, 121 f. (Dissertação de Mestrado) - Escola de Engenharia de São Carlos, 1999.

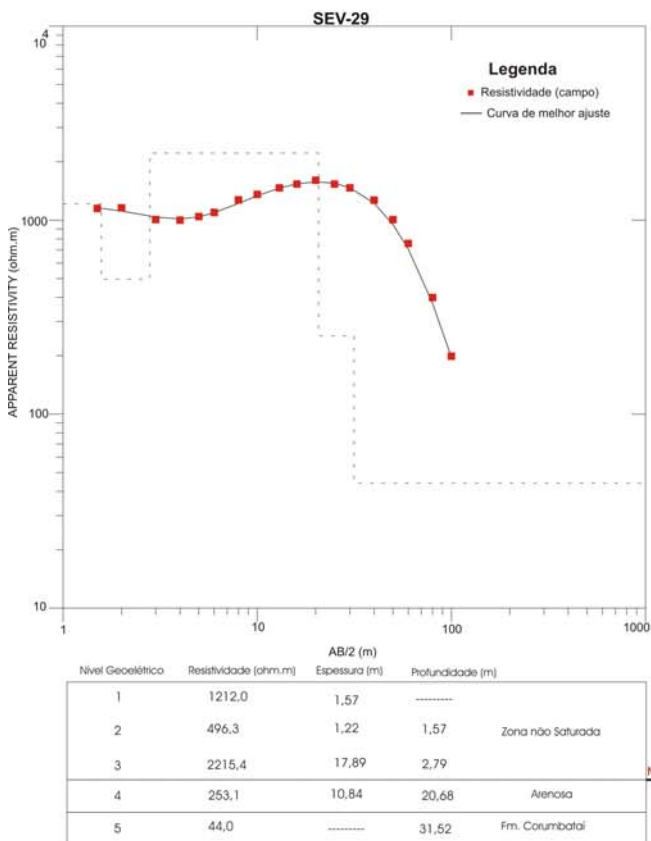
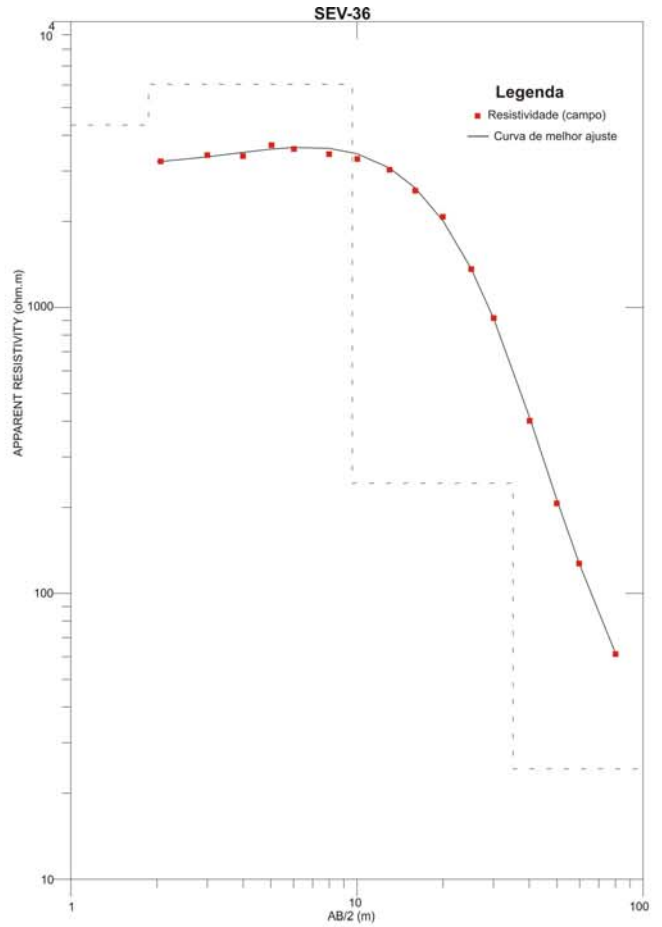
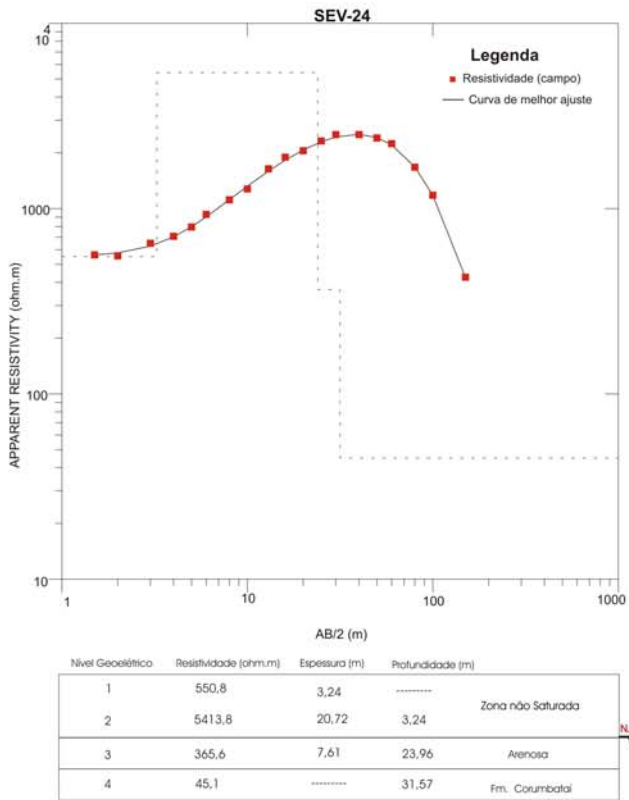
- SOUZA, S. H. M. **Fácies sedimentares das formações Estrada Nova e Corumbataí**, 142 f. (Dissertação de Mestrado) - Instituto de Geociências/USP – São Paulo, 1985.
- SOUZA-FILHO, E. E. **Aspectos da geologia e estratigrafia dos depósitos sedimentares do rio Paraná entre Porto Primavera (MS) e Guairá (PR)**, 214 f. (Tese de Doutorado) – Instituto de Geociências/ USP, São Paulo, 1993.
- SOUZA, M. O. L. **Caracterização estrutural do domo de Pitanga – SP.**, 116 f. (Dissertação de Mestrado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas /Unesp- Rio Claro, 1997.
- STRADIOTO, R. M. **Estudo hidroquímico das águas superficiais e de chuva na área de ocorrência da Formação Rio Claro no município de Rio Claro**. 59 f. (Trabalho de Formatura) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas /Unesp- Rio Claro, 2004.
- STURARO, R. J. **Mapeamento geoestatístico de propriedade geológico-geotécnicas obtidas de sondagens de simples reconhecimento**. 183 f. (Tese de Doutorado) - Escola de Engenharia de São Carlos, 1994.
- TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E. **Applied Geophysics**. Second Edition, Cambridge University Press., 770 f, 1990.
- TROPPIAIR, H. **Atlas da qualidade ambiental e de vida de Rio Claro-SP**. Instituto de Geociências e Ciências Exatas/UNESP, 1992. 72 f.
- WARR, J. R.; HARR, C. A. Methods for collection and processing of surface water and bed material samples for physical and chemical analyses. US, **Geological Survey** , p. 90-140, 1990.
- ZAINE, J. E. **Geologia da Formação Rio Claro na Folha Rio Claro –SP.**, 90 f. (Dissertação de Mestrado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas /Unesp- Rio Claro, 1994.

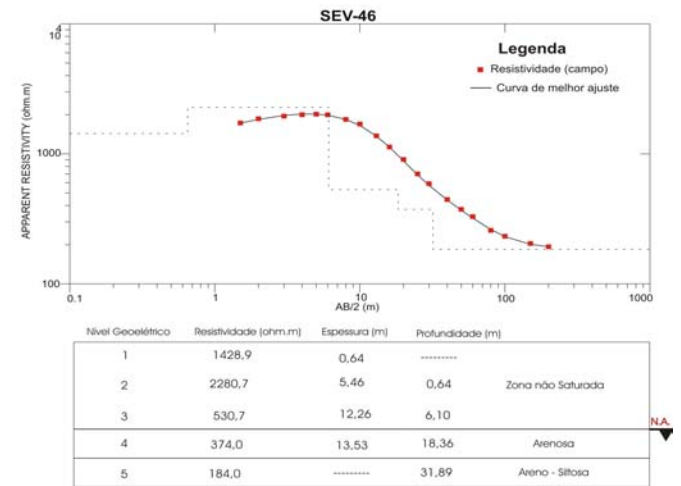
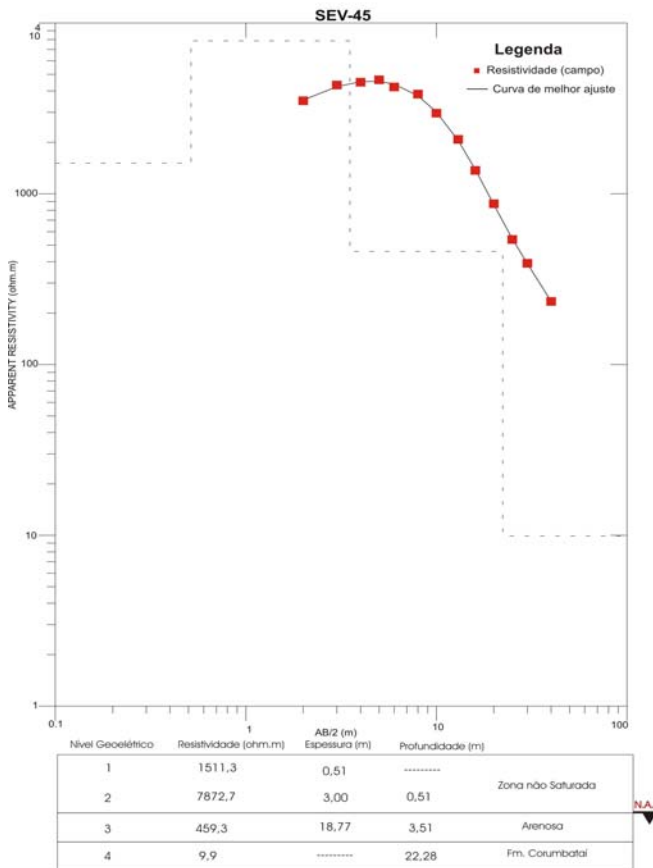
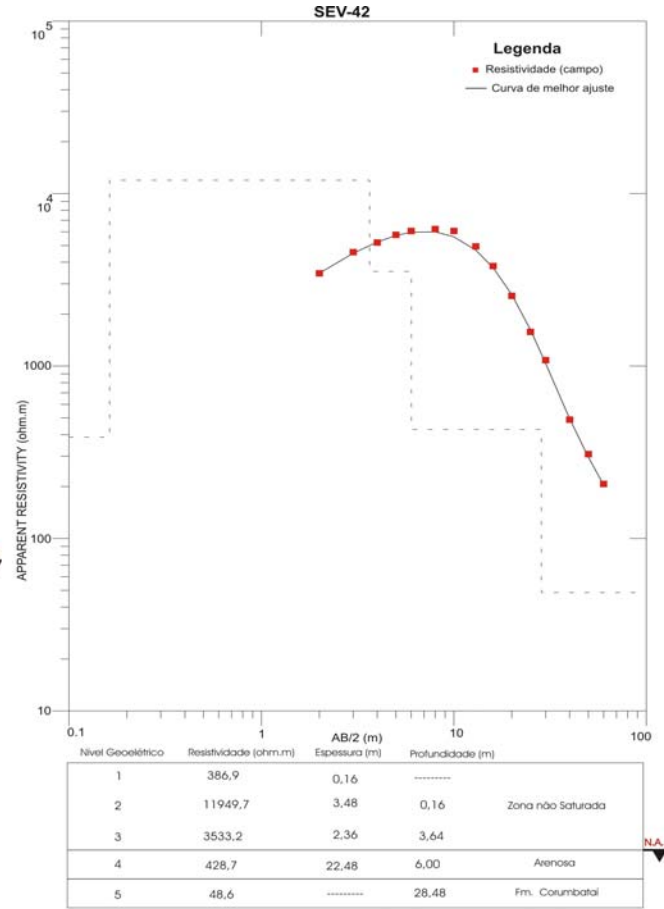
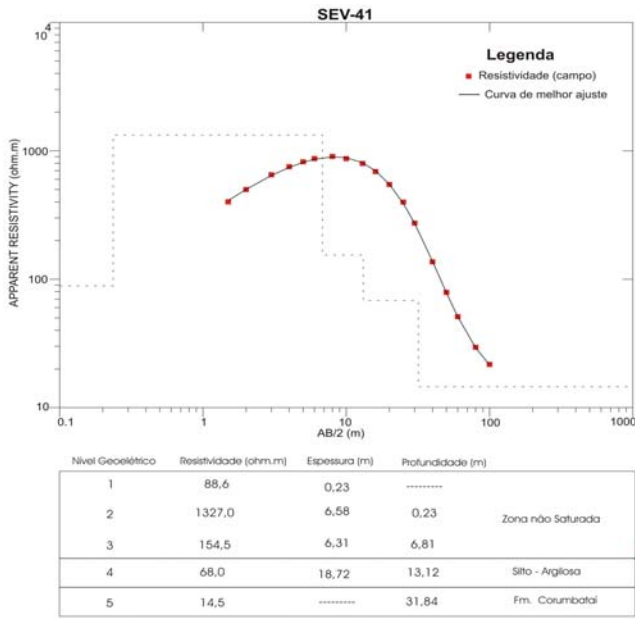
ZALÁN, P V.; WOLF, S.; CONCEIÇÃO J. C. J.; MARQUES, A.; ASTOLFI, M. A. M.;  
VIEIRA, I. S.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O. A. Bacia do Paraná. **In: Origem e  
Evolução de Bacias Sedimentares, Rio de Janeiro – RJ.** Publicação Petróleo  
Brasileiro S. A, p. 441-477, 1990.

# ANEXO A

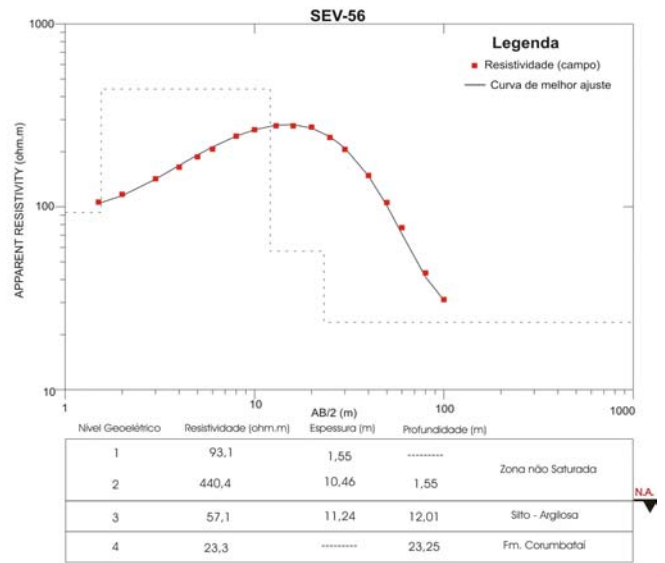
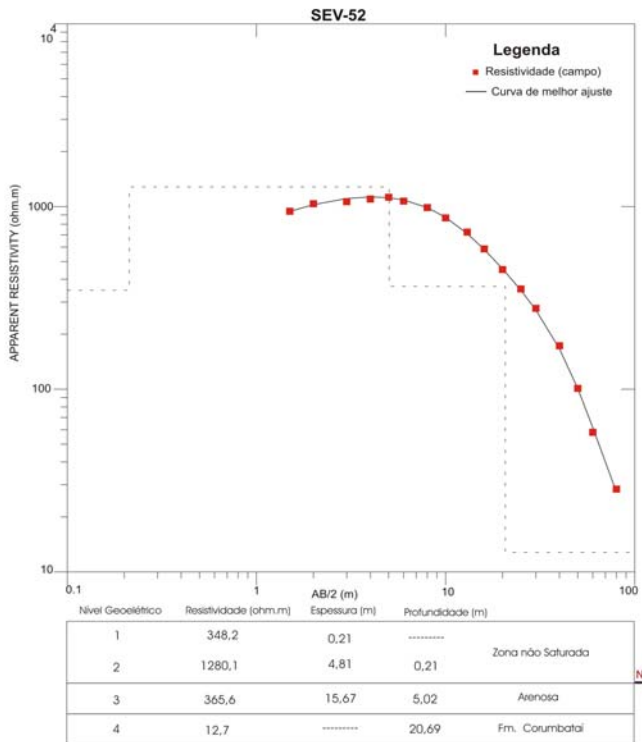
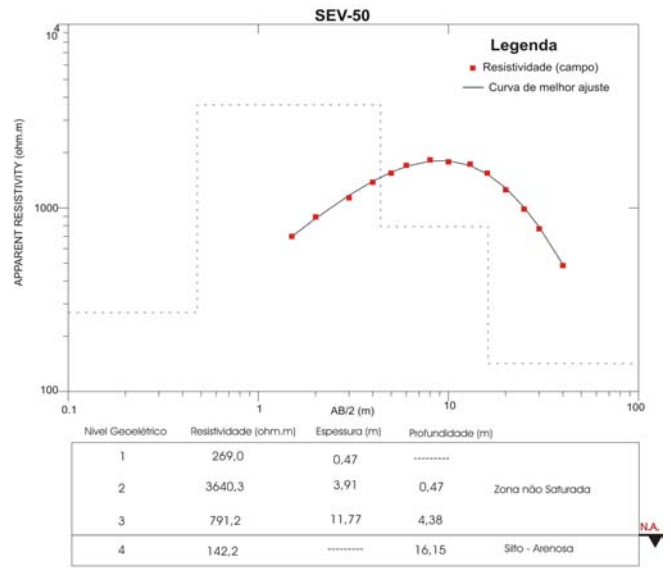
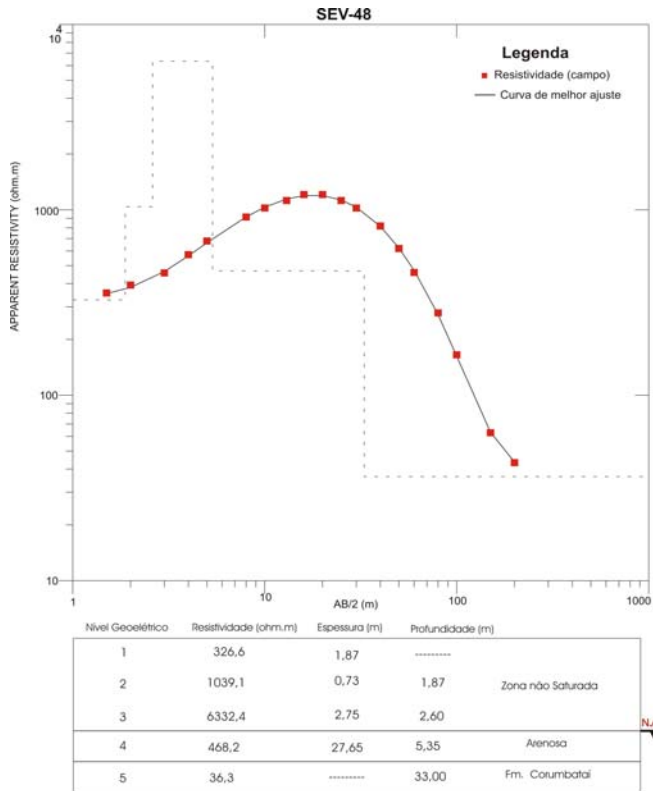
## **CURVAS E DADOS OBTIDOS NAS SONDAGENS ELÉTRICAS VERTICAIS - SEV**

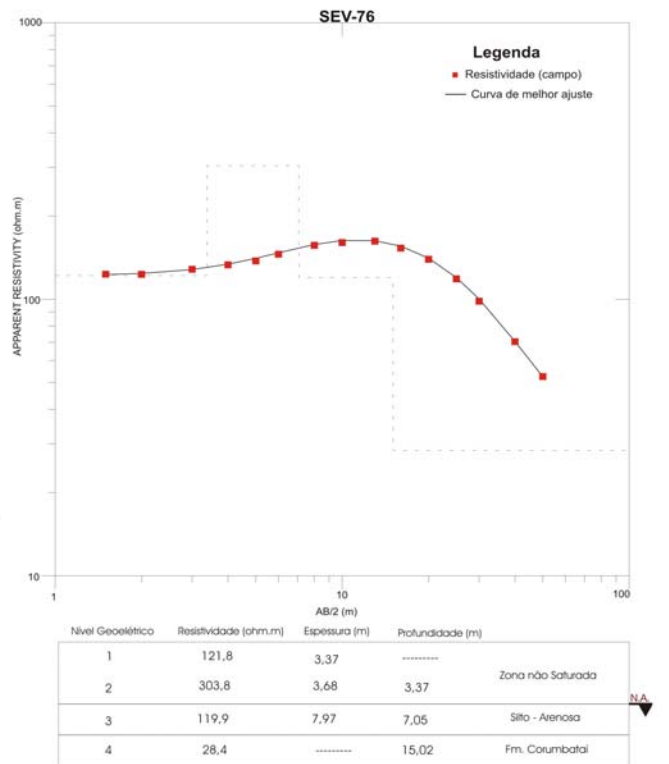
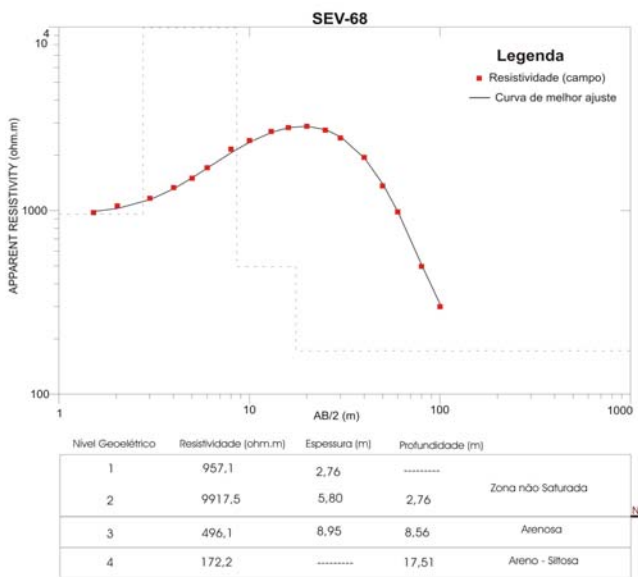
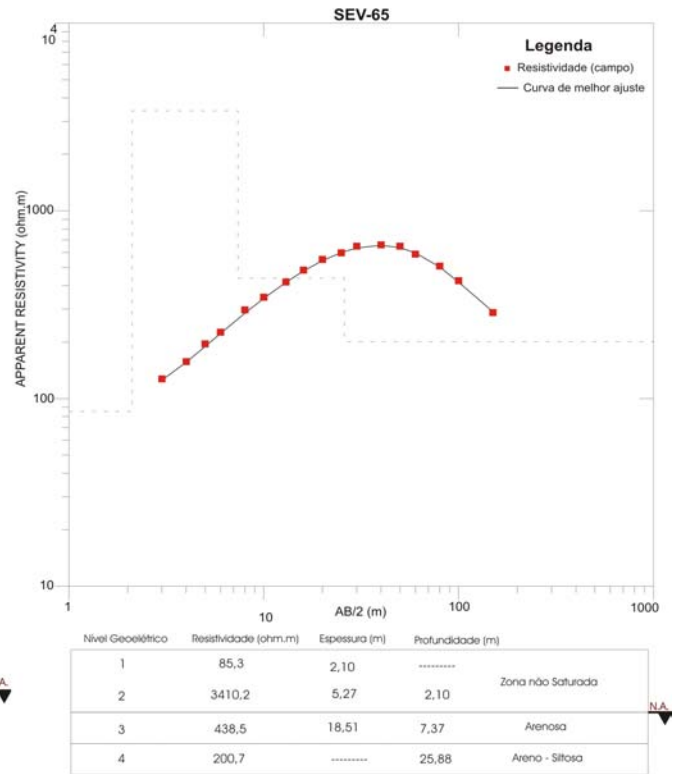
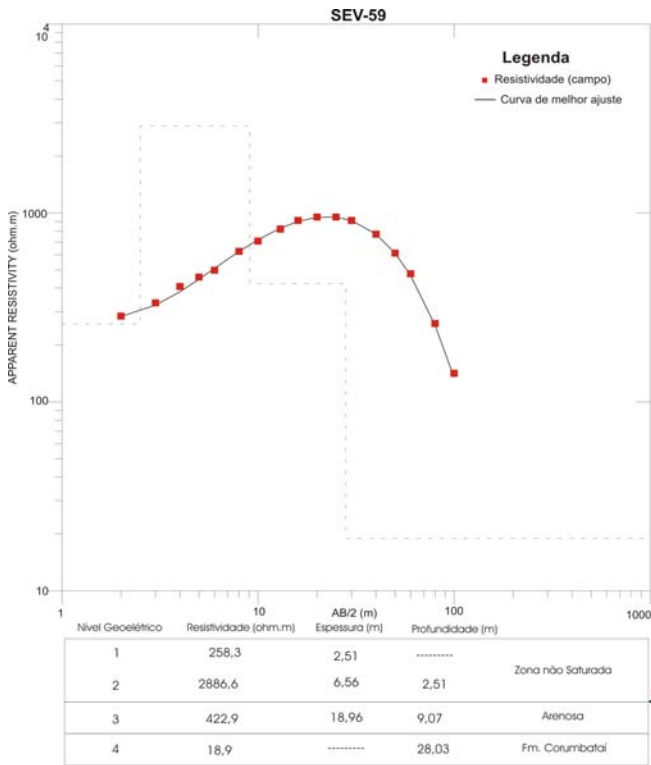


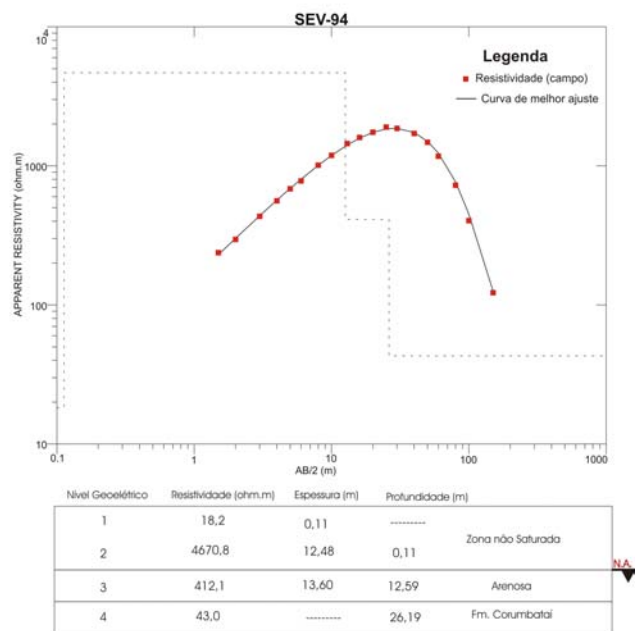
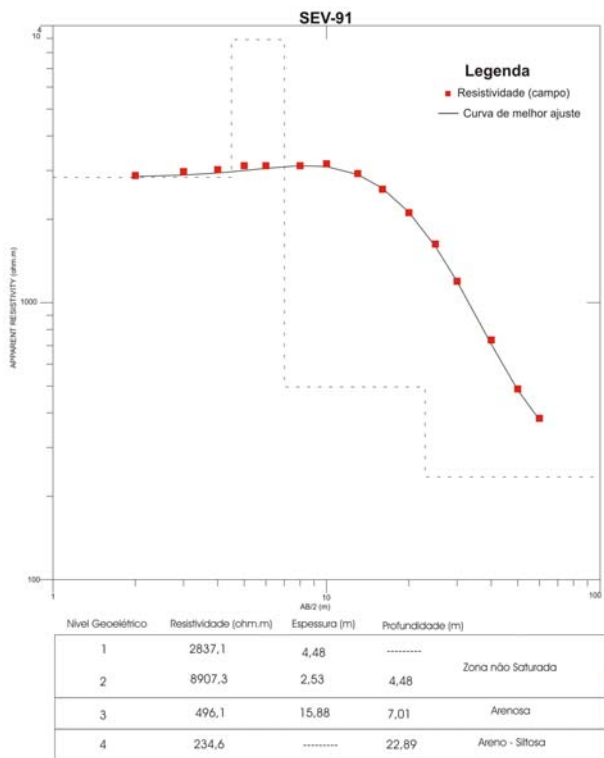
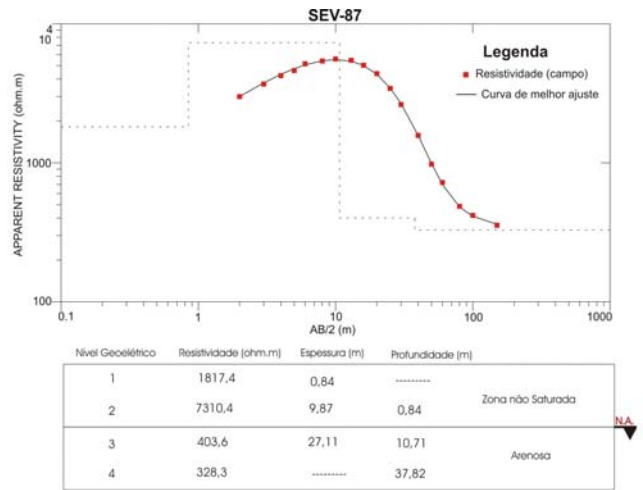
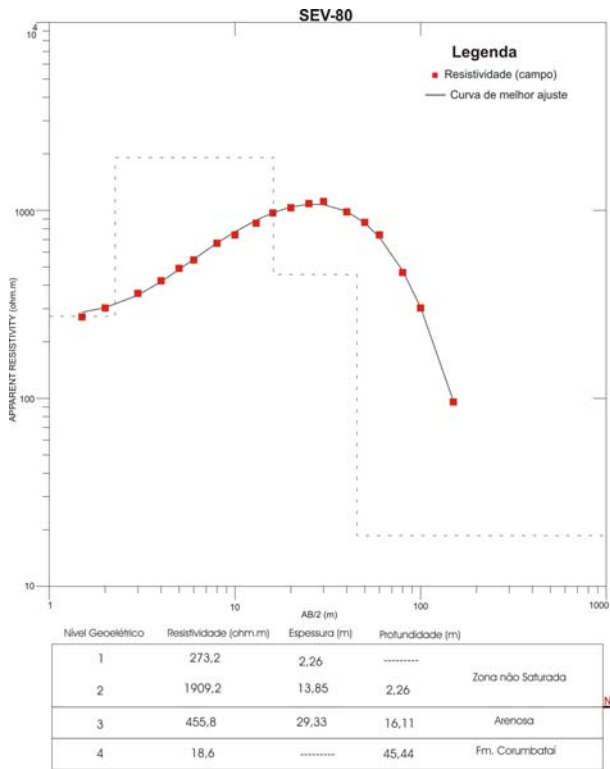


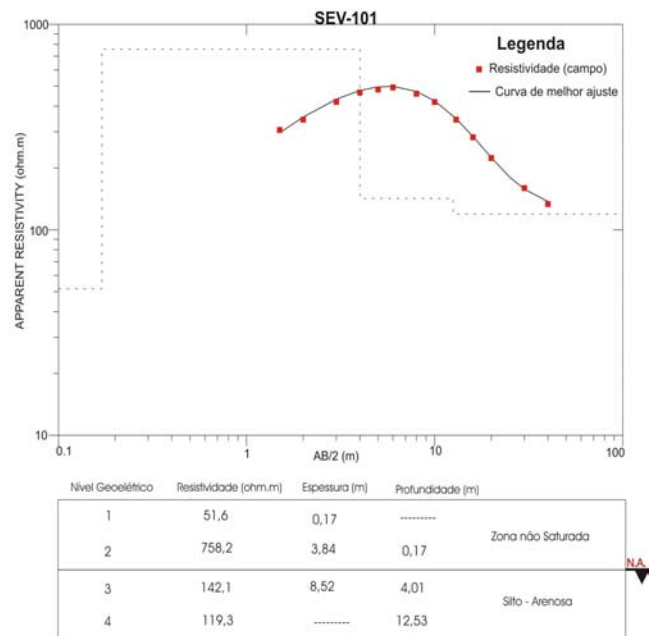
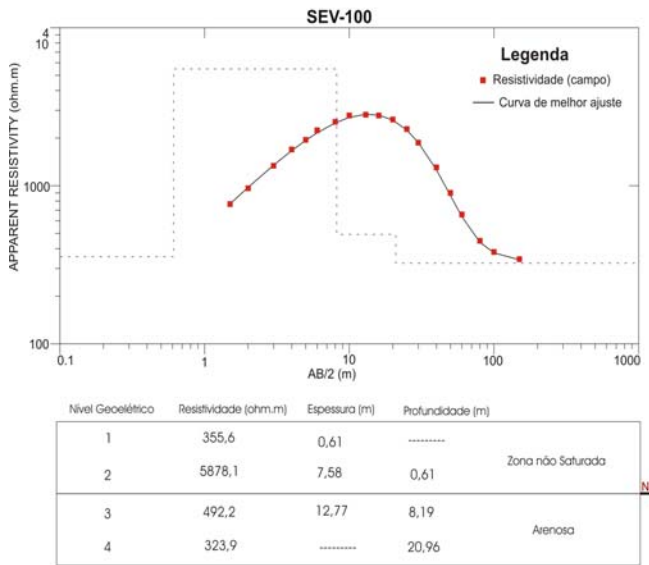
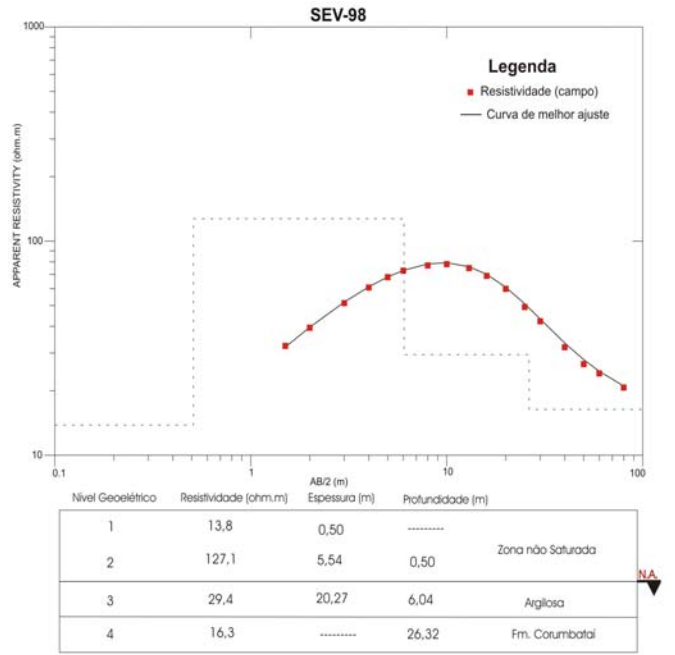
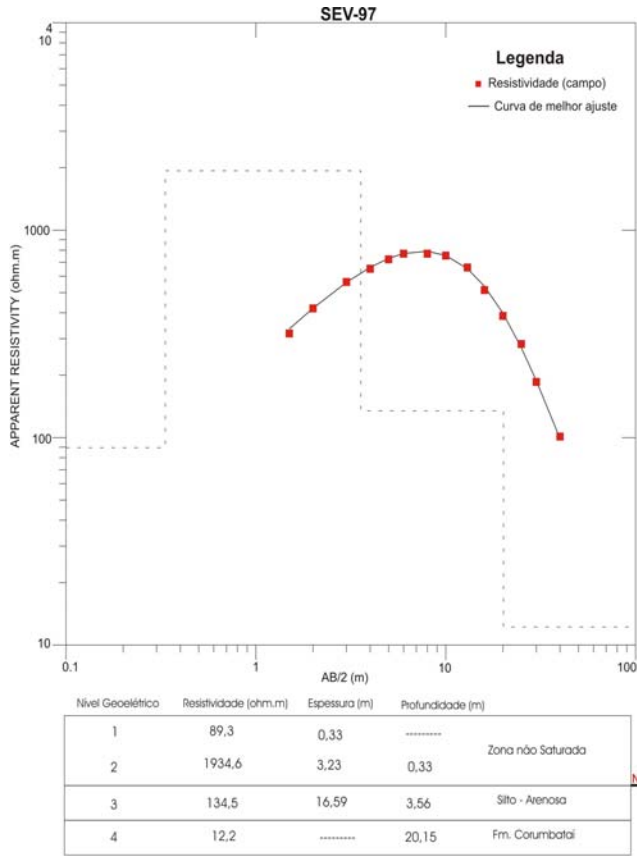


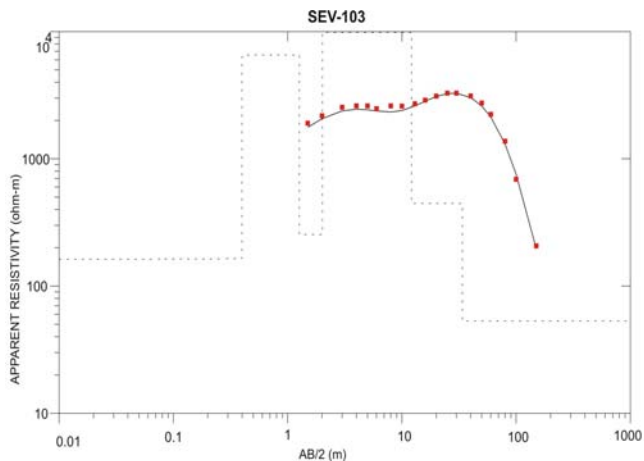




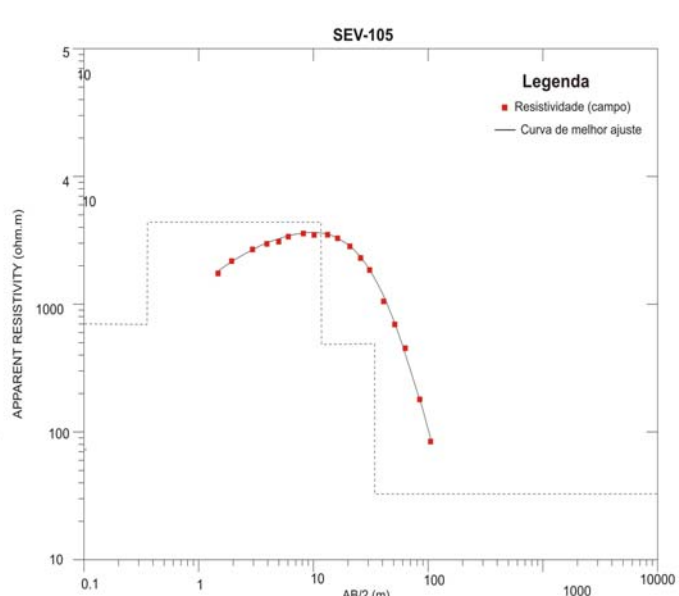




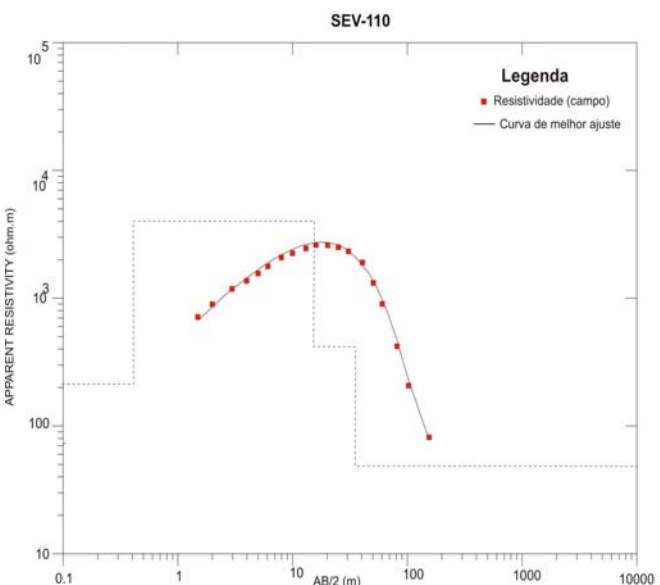




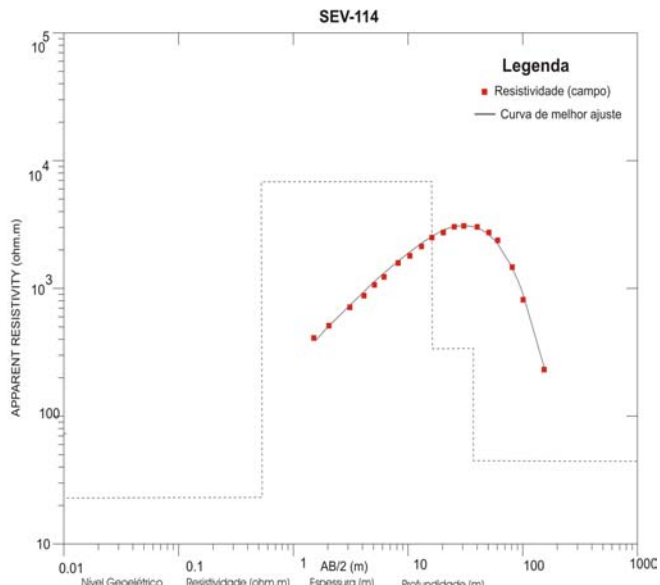
Nível Geoelectrico	Resistividade (ohm.m)	Espessura (m)	Profundidade (m)	
1	169,9	0,37	-----	
2	6550,5	1,17	0,37	Zona não Saturada
3	254,3	0,75	1,54	
4	9863,2	10,13	2,29	
5	446,5	21,67	12,42	Arenosa
6	53,1	-----	34,09	Sito - Argilosa



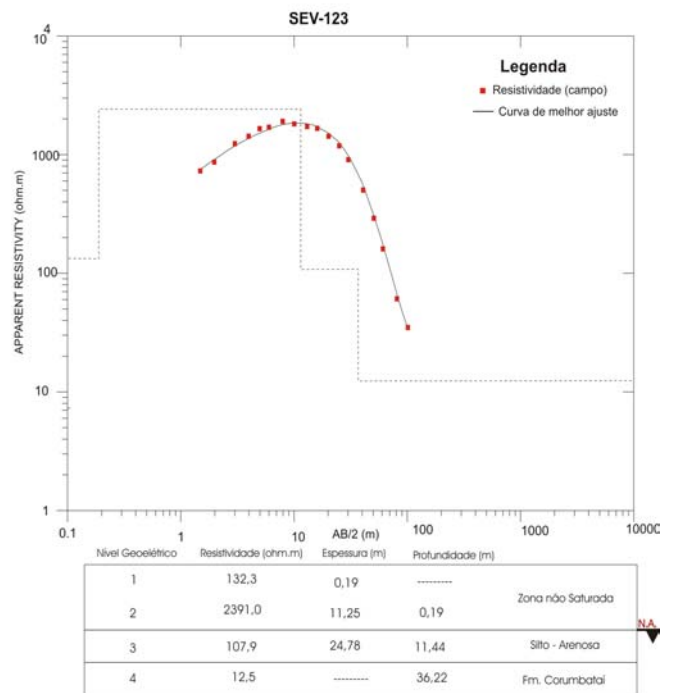
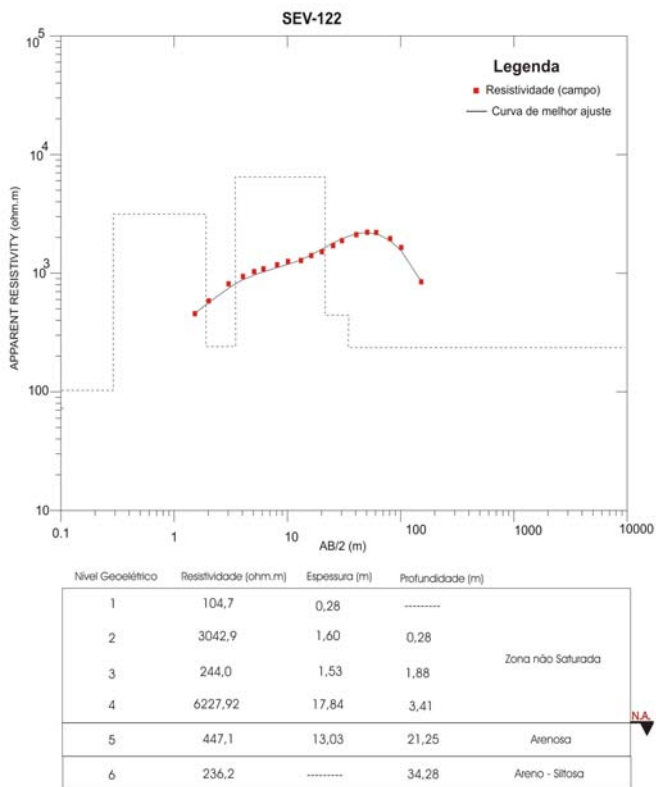
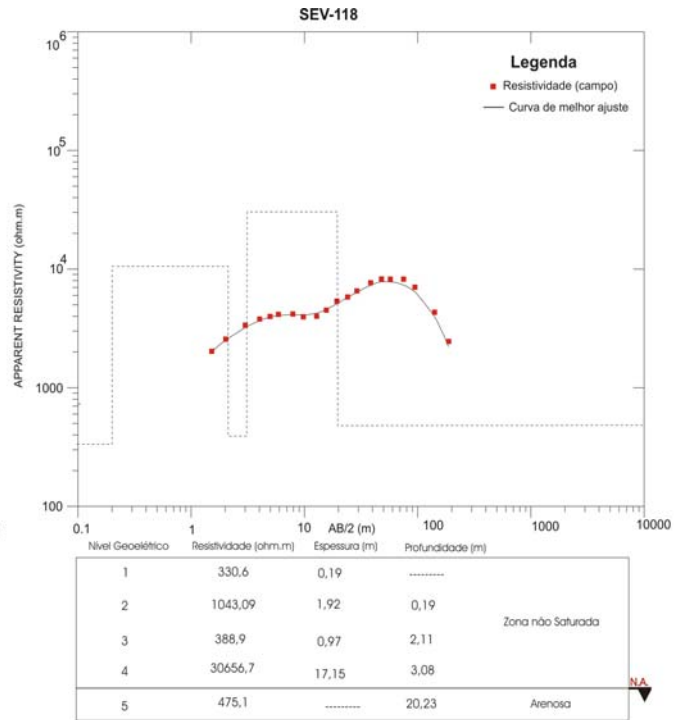
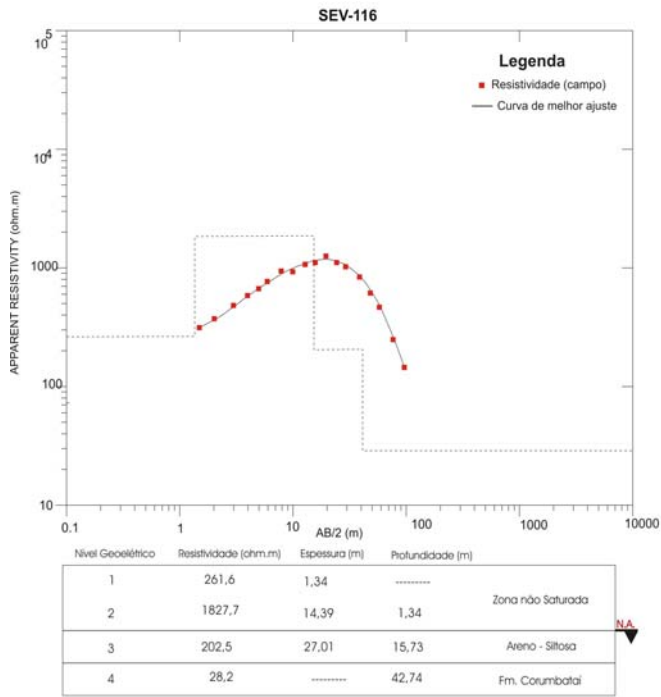
Nível Geoelectrico	Resistividade (ohm.m)	Espessura (m)	Profundidade (m)	
1	687,8	0,37	-----	
2	4388,6	11,21	0,37	Zona não Saturada
3	481,8	21,66	11,58	Arenosa
4	30,9	-----	33,24	Fm. Columbatai

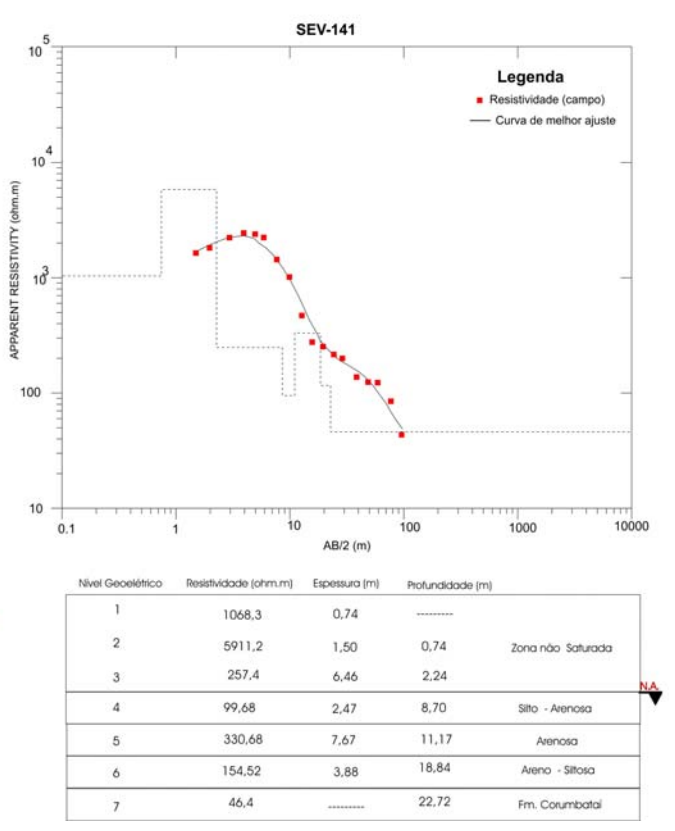
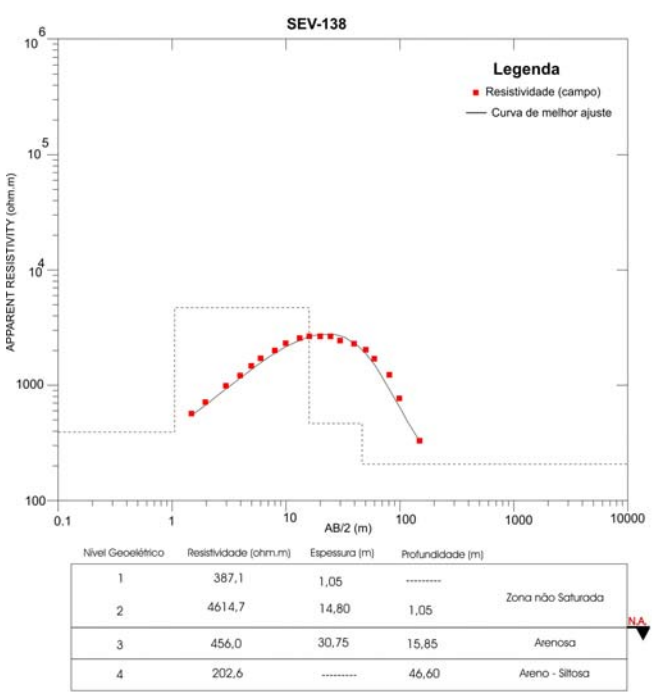
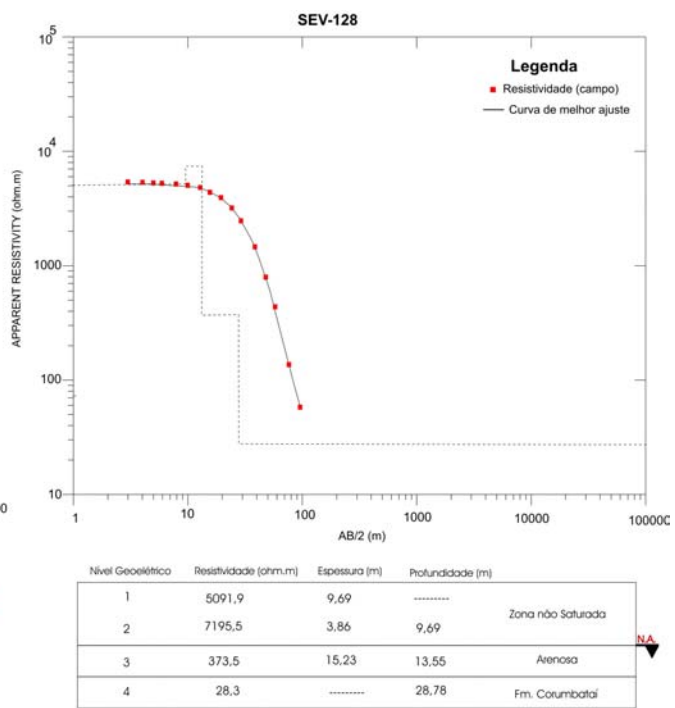
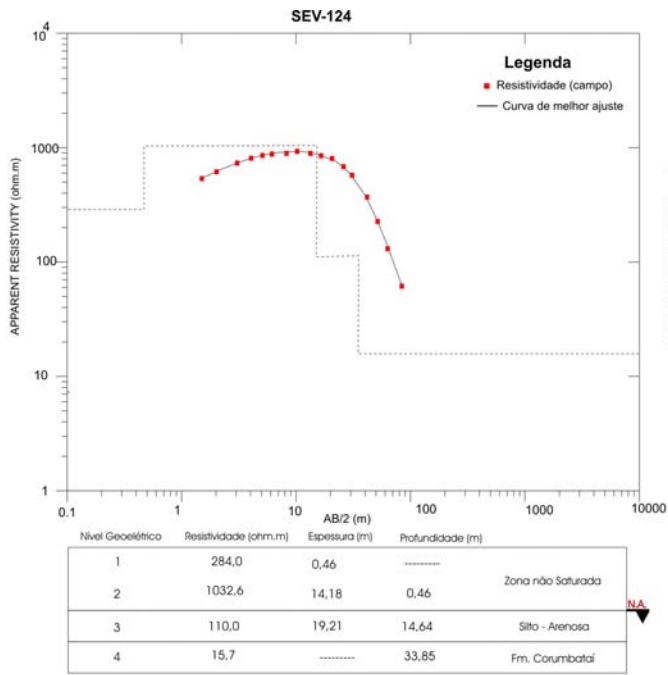


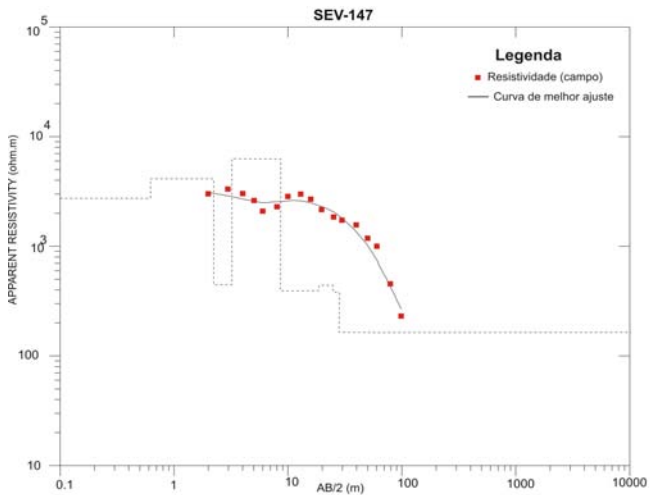
Nível Geoelectrico	Resistividade (ohm.m)	Espessura (m)	Profundidade (m)	
1	210,4	0,41	-----	
2	3879,0	14,90	0,41	Zona não Saturada
3	404,6	19,90	15,31	Arenosa
4	50,8	-----	35,21	Fm. Columbatai



Nível Geoelectrico	Resistividade (ohm.m)	Espessura (m)	Profundidade (m)	
1	21,9	0,51	-----	
2	6808,35	15,91	0,51	Zona não Saturada
3	327,4	20,62	16,42	Arenosa
4	42,1	-----	37,04	Fm. Columbatai

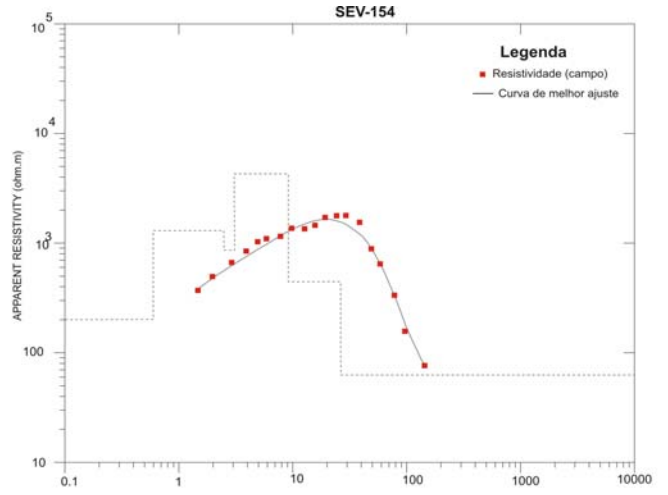






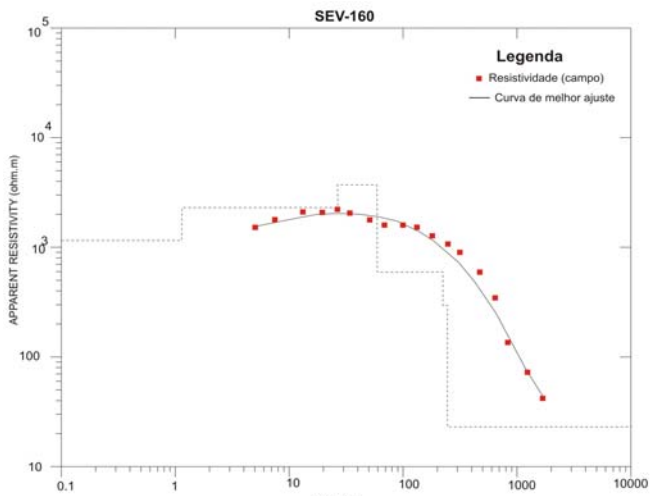
Nível Geoeletrico	Resistividade (ohm.m)	Espessura (m)	Profundidade (m)	
1	2741,0	0,62	-----	
2	4030,2	1,64	0,62	Zona não Saturada
3	444,5	0,89	2,26	
4	6125,0	5,65	3,15	
5	387,6	10,24	8,80	Arenosa
6	466,0	7,16	19,04	
7	386,6	1,20	26,20	Arena - Silteosa
8	179,5	-----	27,40	

NA



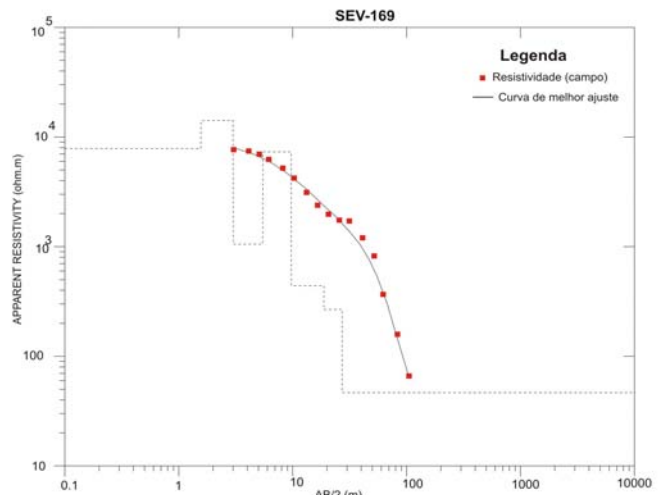
Nível Geoeletrico	Resistividade (ohm.m)	Espessura (m)	Profundidade (m)	
1	202,7	0,60	-----	
2	1302,7	1,90	0,60	Zona não Saturada
3	865,1	0,65	2,50	
4	4284,6	5,87	3,15	
5	442,4	18,49	9,02	Arenosa
6	60,5	-----	27,51	Silto - Argilosa

NA



Nível Geoeletrico	Resistividade (ohm.m)	Espessura (m)	Profundidade (m)	
1	1272,9	0,51	-----	
2	2395,2	1,84	0,51	Zona não Saturada
3	3674,3	5,37	2,35	
4	493,4	10,90	7,72	Arenosa
5	298,2	7,31	18,62	Fm. Courubatã
6	23,8	-----	25,93	

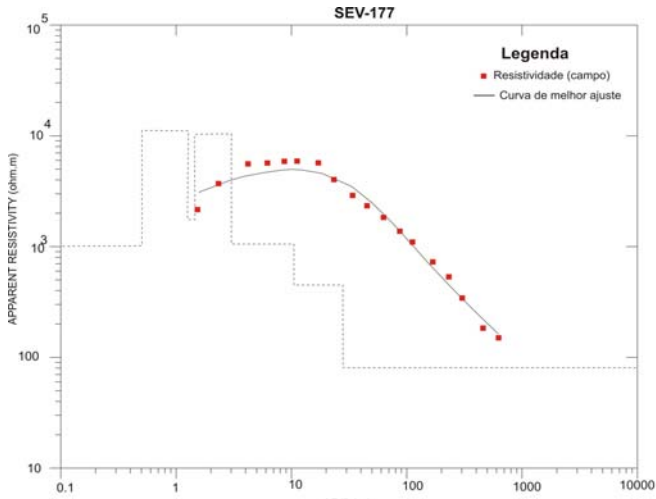
NA



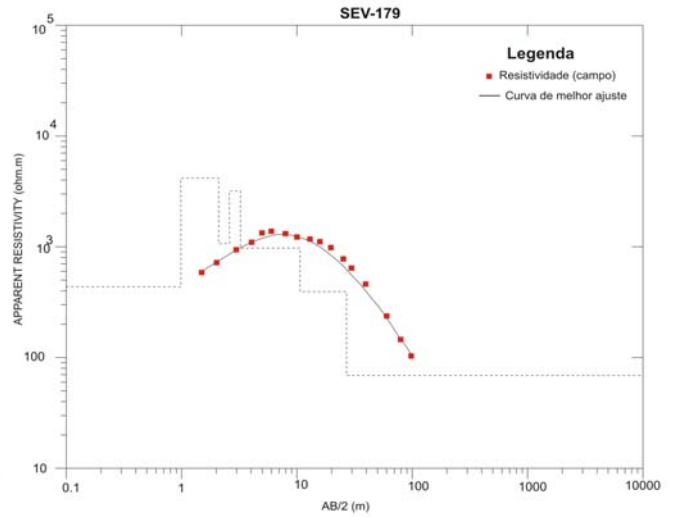
Nível Geoeletrico	Resistividade (ohm.m)	Espessura (m)	Profundidade (m)	
1	7997,7	1,52	-----	
2	10571,9	1,48	1,52	Zona não Saturada
3	1188,0	2,56	3,00	
4	7458,8	4,26	5,56	
5	479,9	9,69	9,82	Arenosa
6	279,7	7,45	19,51	Fm. Courubatã
7	47,9	-----	26,96	

NA

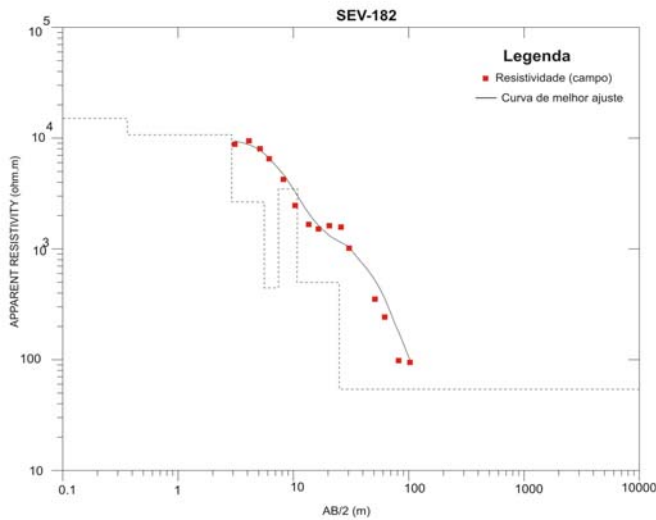




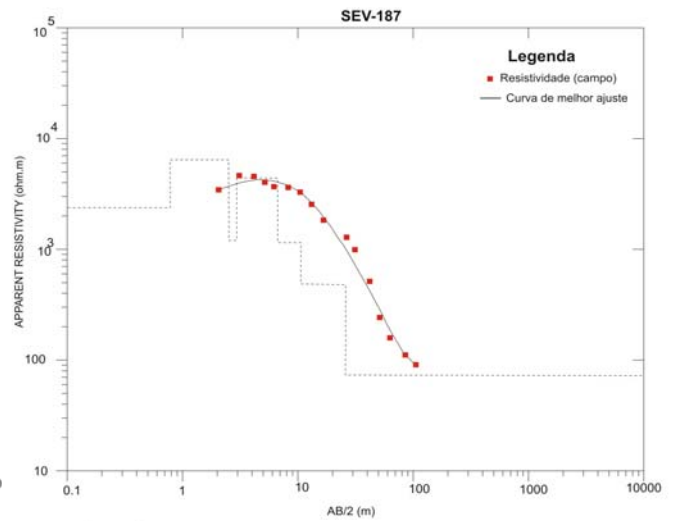
Nível Geométrico	Resistividade (ohm.m)	Espessura (m)	Profundidade (m)	
1	1009,4	0,50	-----	
2	12664,9	0,87	0,50	
3	1899,0	0,12	1,37	Zona não Saturada
4	11118,5	1,52	1,49	
5	1149,1	7,62	3,01	
6	479,3	17,03	10,63	Arenosa
7	80,9	-----	27,66	Silo -Argilosa



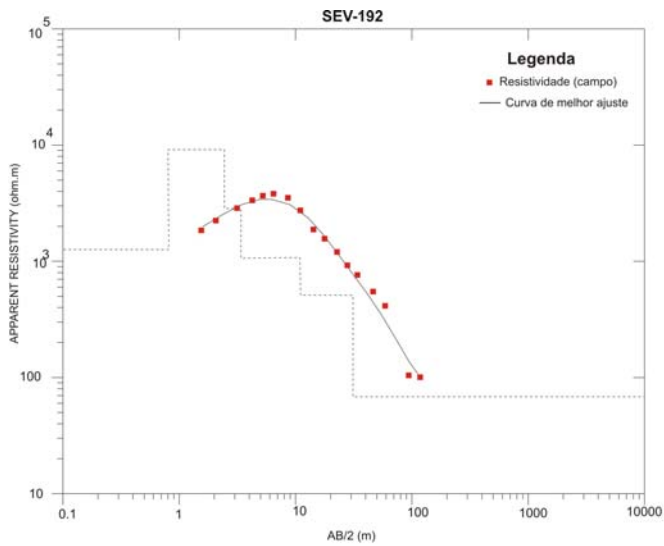
Nível Geométrico	Resistividade (ohm.m)	Espessura (m)	Profundidade (m)	
1	431,5	0,98	-----	
2	4078,8	1,09	0,98	
3	1056,3	0,51	2,07	Zona não Saturada
4	3143,6	0,64	2,58	
5	975,4	7,39	3,22	
6	399,4	16,50	10,61	Arenosa
7	68,5	-----	27,11	Silo -Argilosa



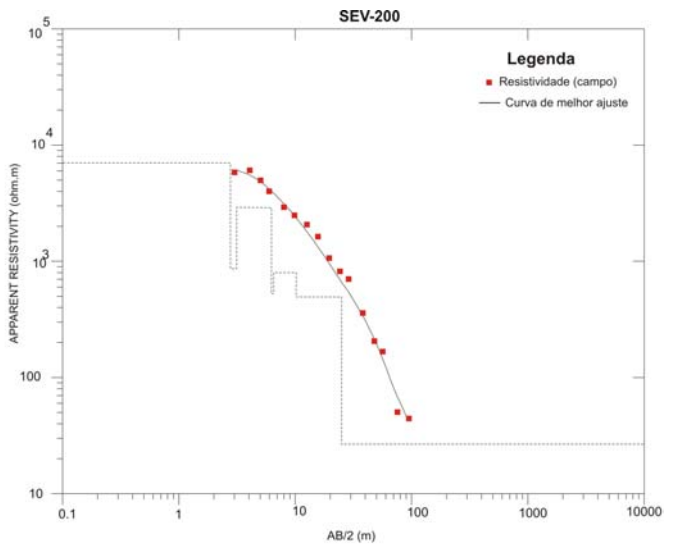
Nível Geométrico	Resistividade (ohm.m)	Espessura (m)	Profundidade (m)	
1	15995,4,1	0,35	-----	
2	11285,3	2,62	0,35	
3	2669,1	2,72	2,97	Zona não Saturada
4	445,4	1,64	5,69	
5	3611,3	2,79	7,33	
6	500,6	15,58	10,12	Arenosa
7	57,5	-----	25,70	Silo -Argilosa



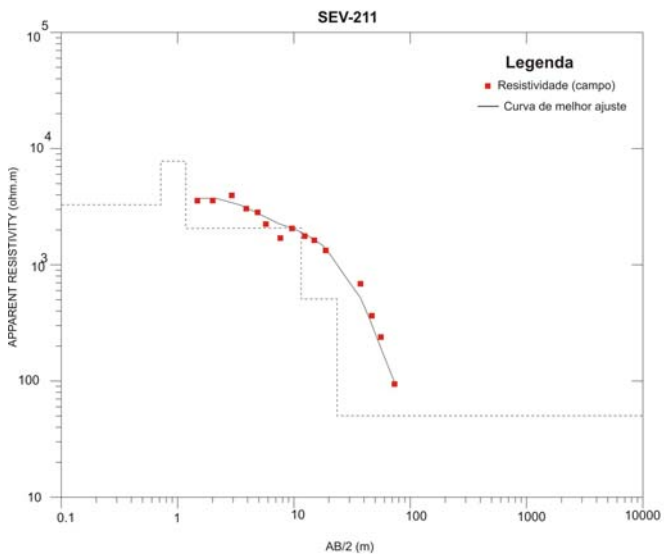
Nível Geométrico	Resistividade (ohm.m)	Espessura (m)	Profundidade (m)	
1	2383,7	0,77	-----	
2	6434,0	1,81	0,77	
3	1348,4	0,34	2,58	Zona não Saturada
4	4497,3	3,61	2,92	
5	1326,6	4,08	6,53	
6	499,5	16,50	10,61	Arenosa
7	70,80	-----	27,11	Silo -Argilosa



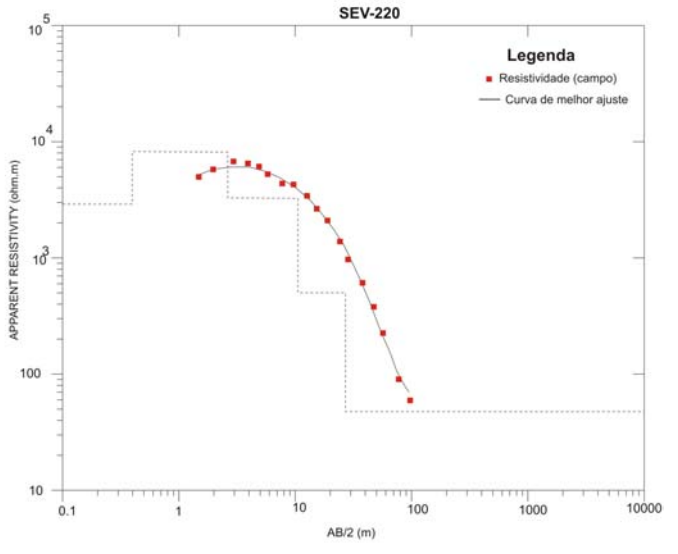
Nível Geoeletrico	Resistividade (ohm.m)	Espessura (m)	Profundidade (m)	
1	1302,7	0,79	-----	
2	9534,8	1,57	0,79	
3	2953,4	0,88	2,36	Zona não Saturada
4	1101,8	6,89	3,24	
5	503,6	17,19	10,13	Arenosa
6	68,9	-----	27,32	Sito - Argilosa



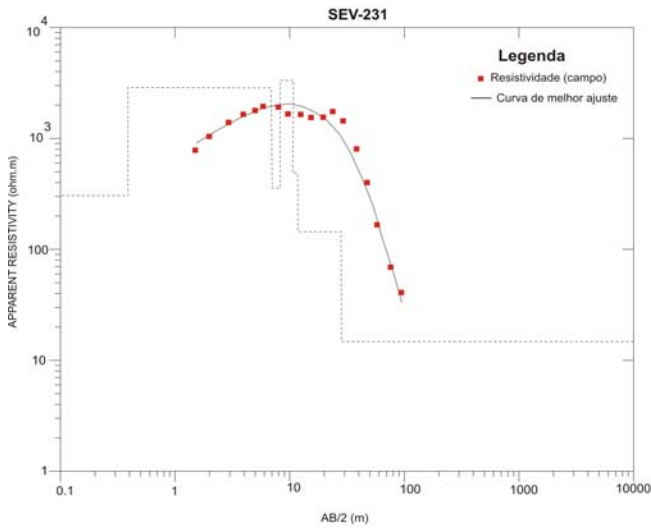
Nível Geoeletrico	Resistividade (ohm.m)	Espessura (m)	Profundidade (m)	
1	7157,7	2,74	-----	
2	892,7	0,35	2,74	
3	2956,6	3,20	3,09	Zona não Saturada
4	545,7	0,31	6,29	
5	828,1	3,78	6,60	
6	504,2	15,63	10,38	Arenosa
7	28,2	-----	26,01	Fm. Corumbatai



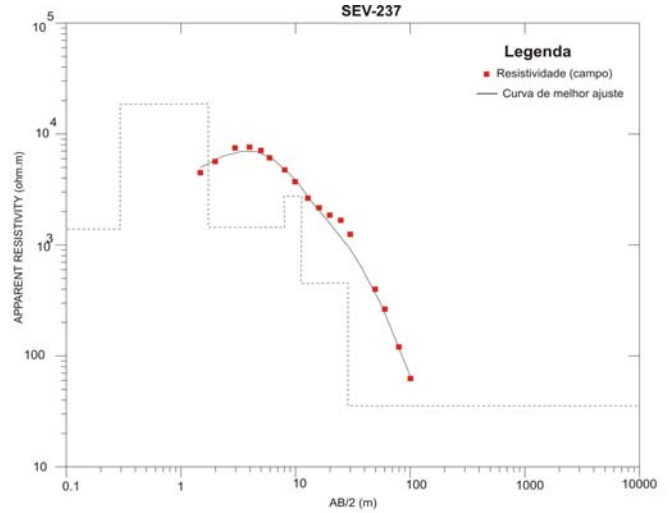
Nível Geoeletrico	Resistividade (ohm.m)	Espessura (m)	Profundidade (m)	
1	3214,9	0,72	-----	
2	779,1	0,48	0,72	Zona não Saturada
3	2019,2	10,87	1,20	
4	500,3	12,92	12,07	Arenosa
5	49,7	-----	24,99	Fm. Corumbatai



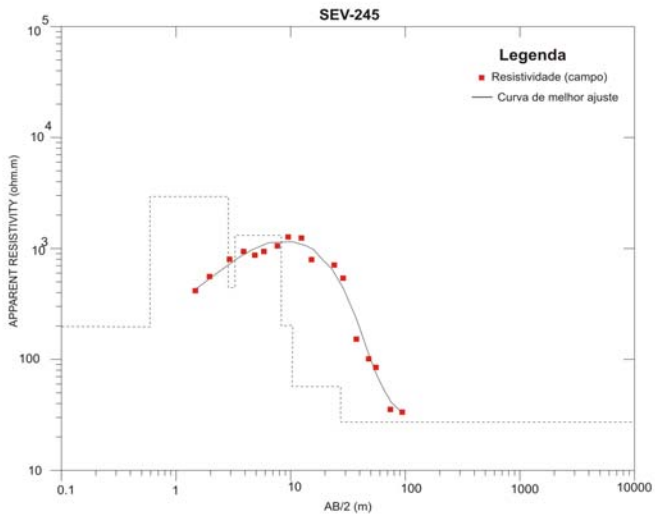
Nível Geoeletrico	Resistividade (ohm.m)	Espessura (m)	Profundidade (m)	
1	3065,4	0,40	-----	
2	8688,0	2,30	0,40	Zona não Saturada
3	3491,7	8,20	2,70	
4	503,5	17,32	10,90	Arenosa
5	47,5	-----	28,22	Fm. Corumbatai



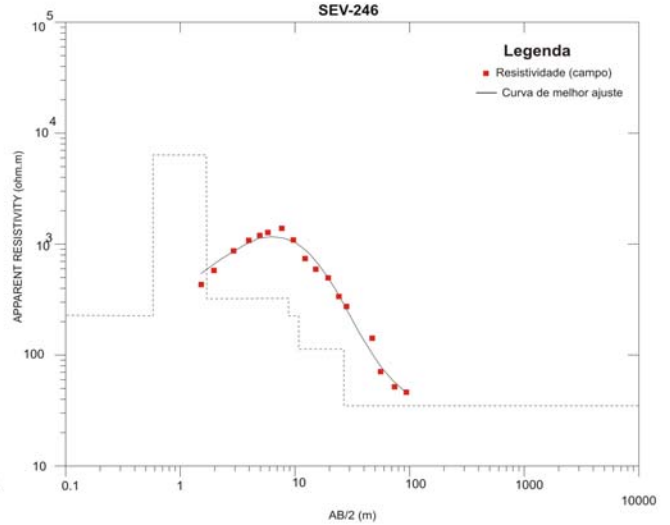
Nível Geométrico	Resistividade (ohm.m)	Espessura (m)	Profundidade (m)	
1	302,7	0,38	-----	
2	2821,3	6,68	0,38	Zona não Saturada
3	356,2	1,36	7,06	
4	3243,7	2,61	8,42	
5	508,0	1,14	11,03	Arenosa
6	143,2	17,23	12,17	Silo - Arenosa
7	14,7	-----	29,40	Fm. Corumbataí



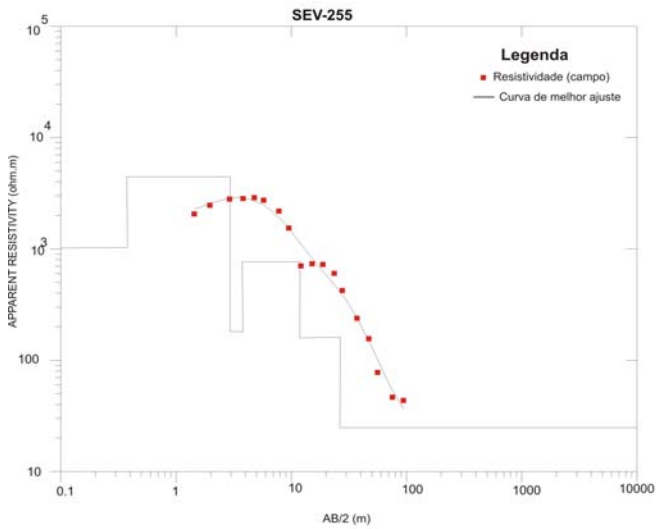
Nível Geométrico	Resistividade (ohm.m)	Espessura (m)	Profundidade (m)	
1	1391,1	0,30	-----	
2	18638,4	1,46	0,30	Zona não Saturada
3	1450,6	6,27	1,76	
4	2796,3	3,27	8,03	
5	455,9	16,75	11,30	Arenosa
6	34,9	-----	28,05	Fm. Corumbataí



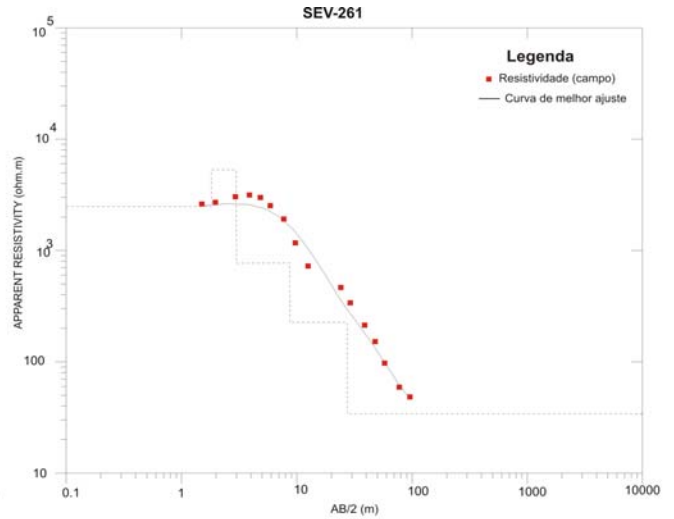
Nível Geométrico	Resistividade (ohm.m)	Espessura (m)	Profundidade (m)	
1	202,1	0,59	-----	
2	2916,1	2,33	0,59	Zona não Saturada
3	448,9	0,45	2,92	
4	1320,8	5,20	3,37	
5	206,9	2,29	8,57	Arena - Silteosa
6	58,1	17,79	10,86	Silo - Argilosa
7	28,6	-----	28,65	Fm. Corumbataí



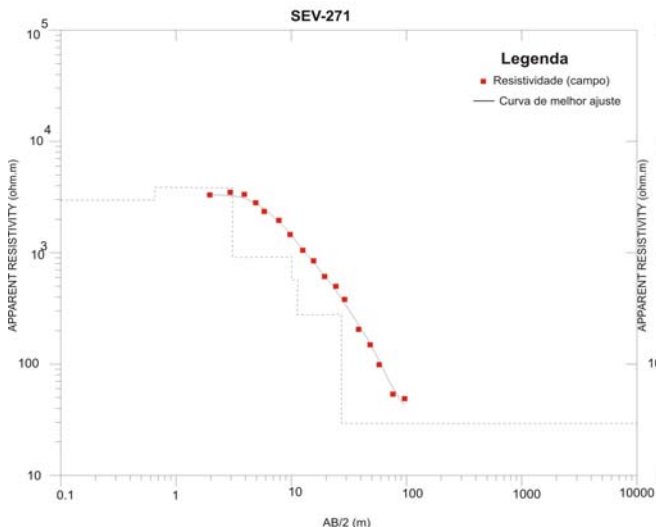
Nível Geométrico	Resistividade (ohm.m)	Espessura (m)	Profundidade (m)	
1	226,7	0,57	-----	
2	6342,4	1,14	0,57	Zona não Saturada
3	322,8	7,34	1,71	
4	226,7	2,17	9,05	Arena - Silteosa
5	113,9	17,13	11,22	Silo - Arenosa
6	35,3	-----	28,35	Fm. Corumbataí



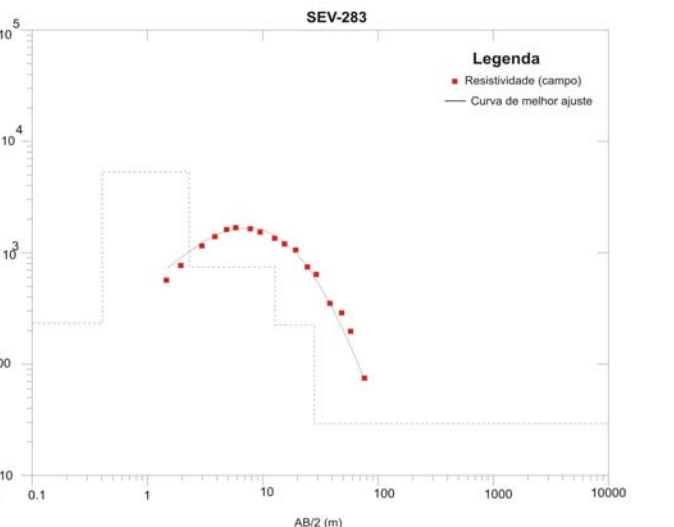
Nível Geoeletrico	Resistividade (ohm.m)	Espessura (m)	Profundidade (m)	
1	1042,6	0,39	-----	
2	4398,0	2,69	0,39	Zona não Saturada
3	186,0	0,91	3,08	
4	774,2	8,63	3,99	
5	164,5	15,60	12,62	Areno - Silteosa
6	26,0	-----	28,22	Fm. Corumbatai



Nível Geoeletrico	Resistividade (ohm.m)	Espessura (m)	Profundidade (m)	
1	2499,5	1,85	-----	
2	5309,6	1,20	1,85	Zona não Saturada
3	774,2	5,94	3,05	
4	225,2	19,32	8,99	Areno - Silteosa
5	34,2	-----	28,31	Fm. Corumbatai



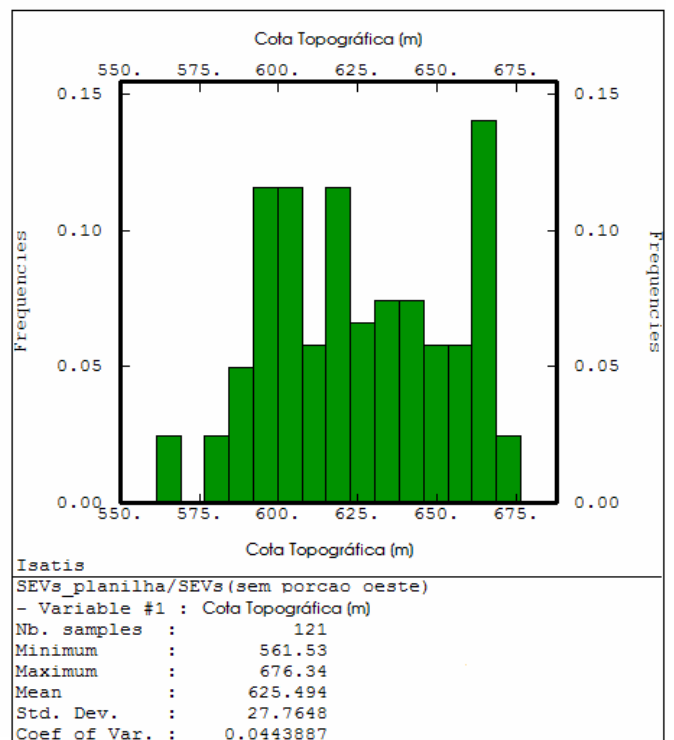
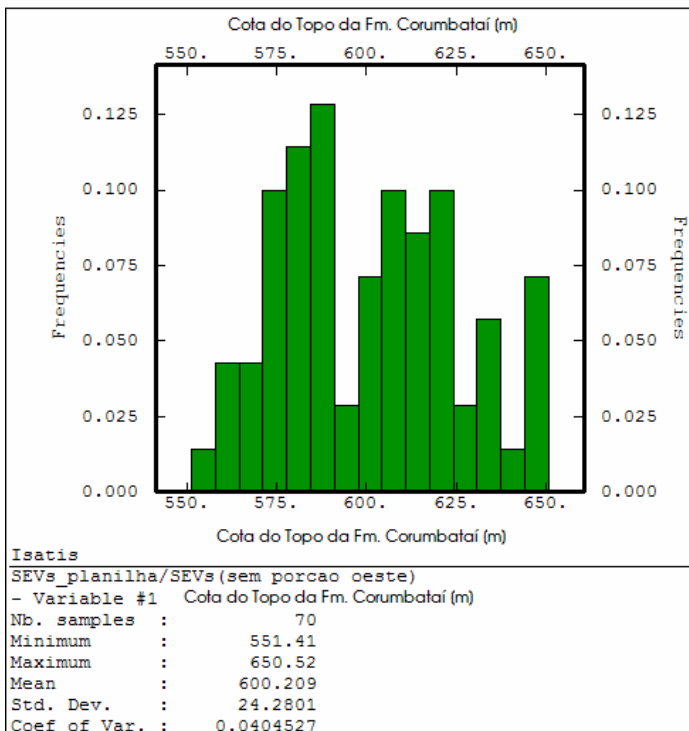
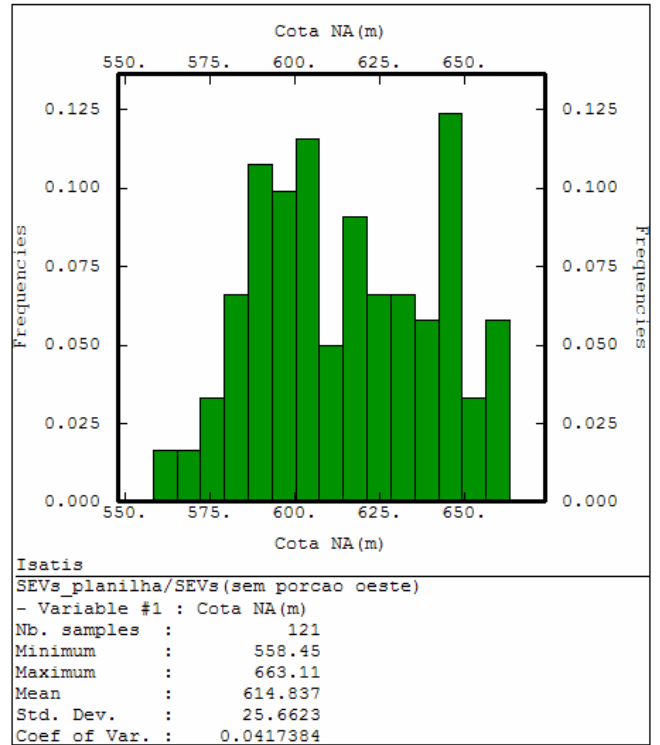
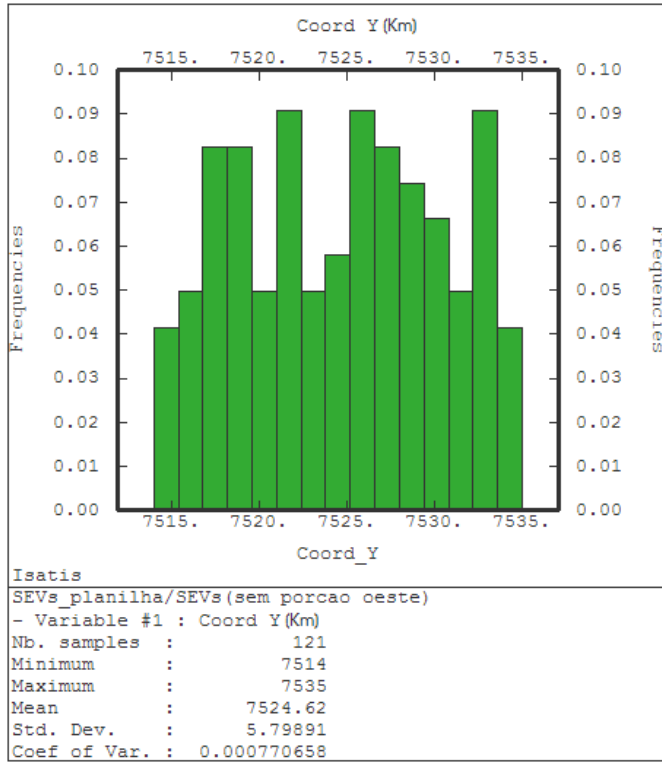
Nível Geoeletrico	Resistividade (ohm.m)	Espessura (m)	Profundidade (m)	
1	2980,8	0,65	-----	
2	3879,0	2,51	0,65	Zona não Saturada
3	902,4	7,25	3,16	
4	596,2	1,17	10,41	
5	274,4	16,76	11,58	Arenosa
6	28,9	-----	28,34	Fm. Corumbatai

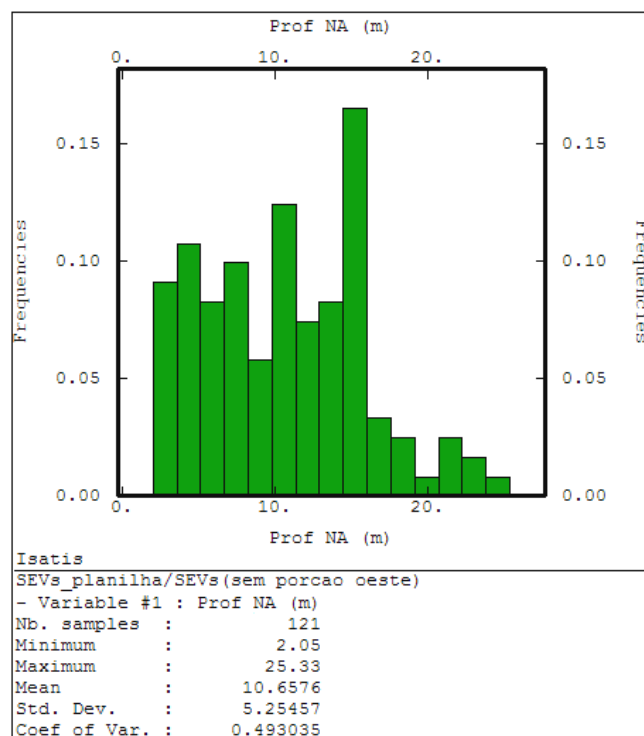
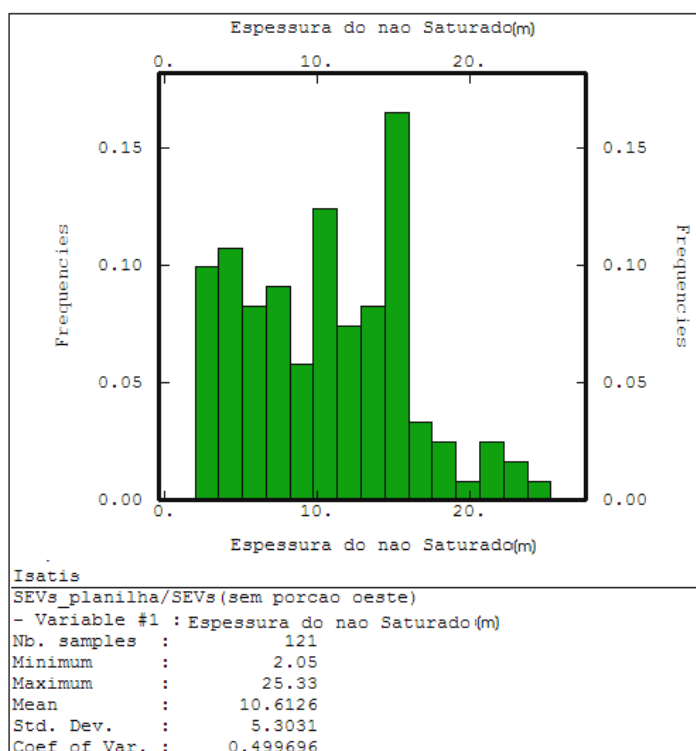
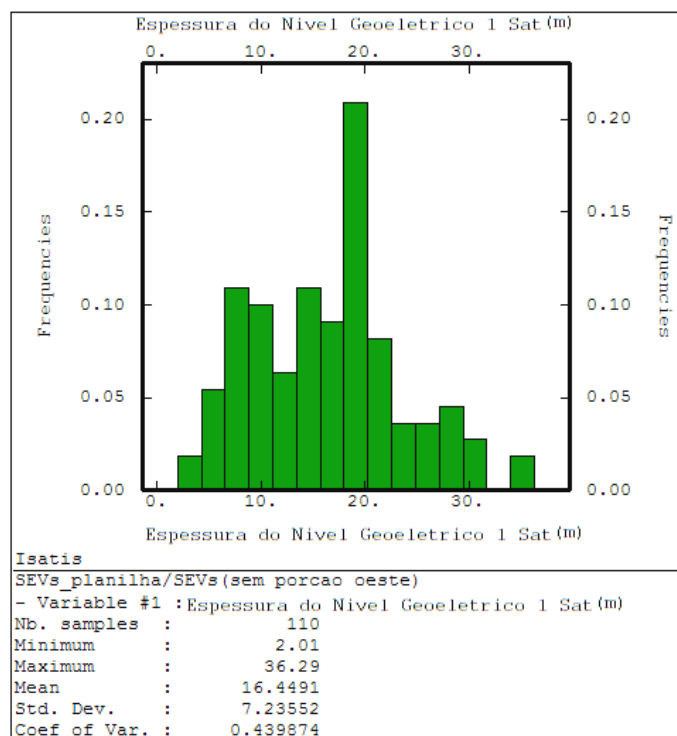
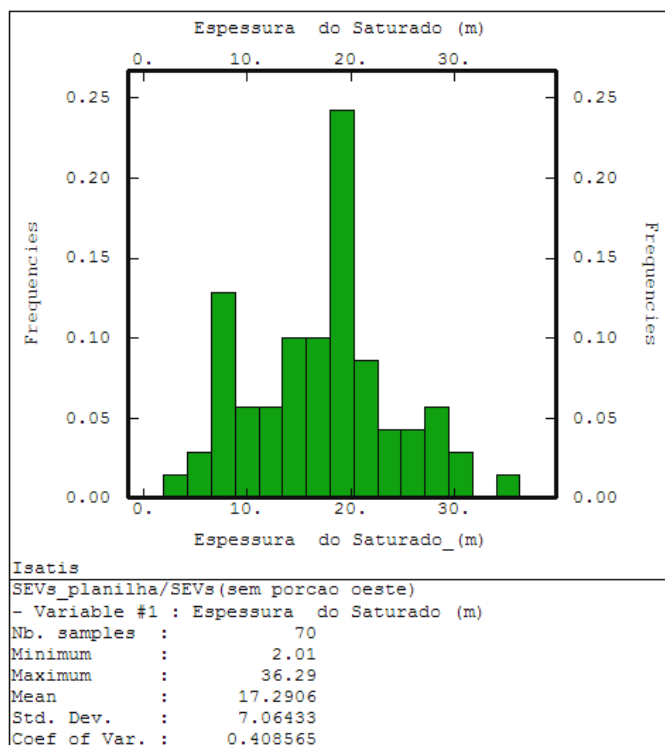


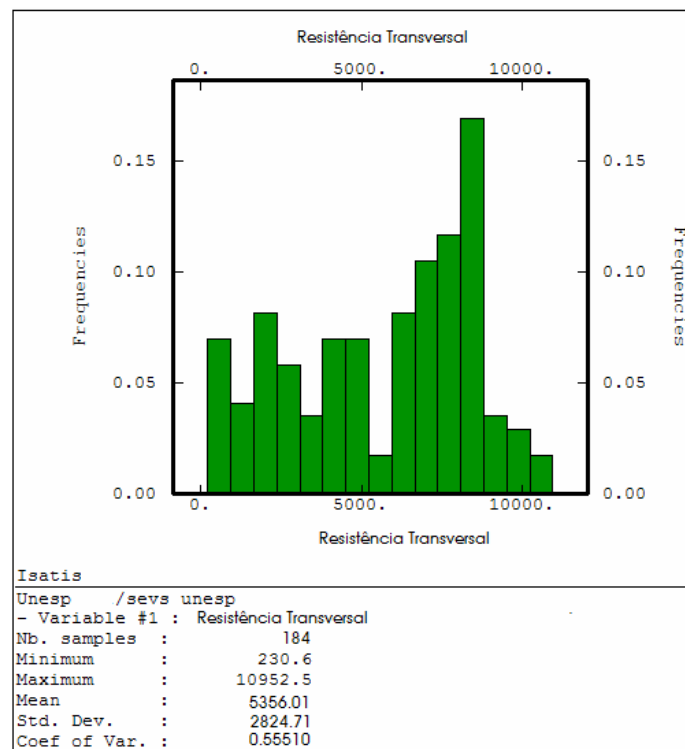
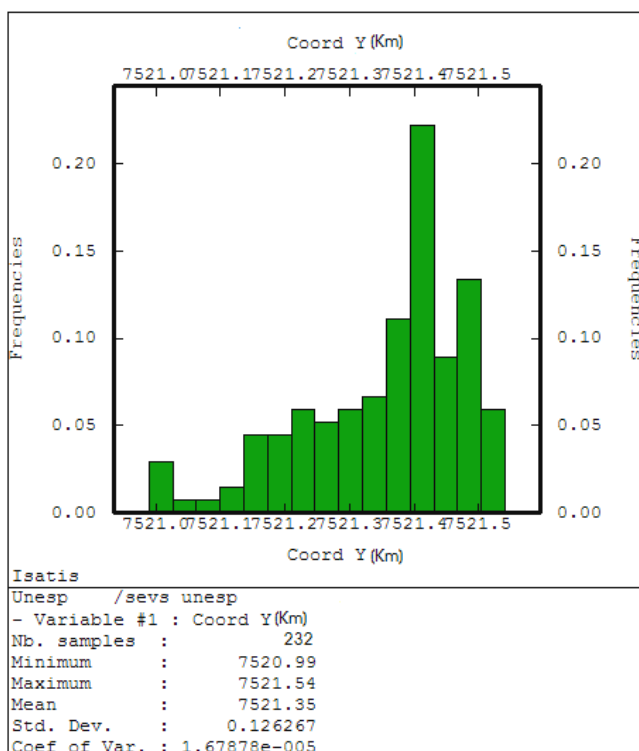
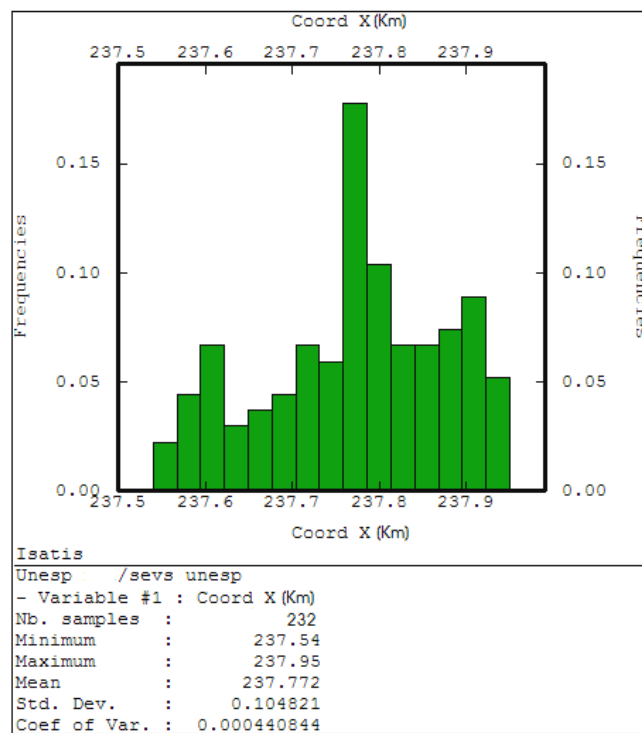
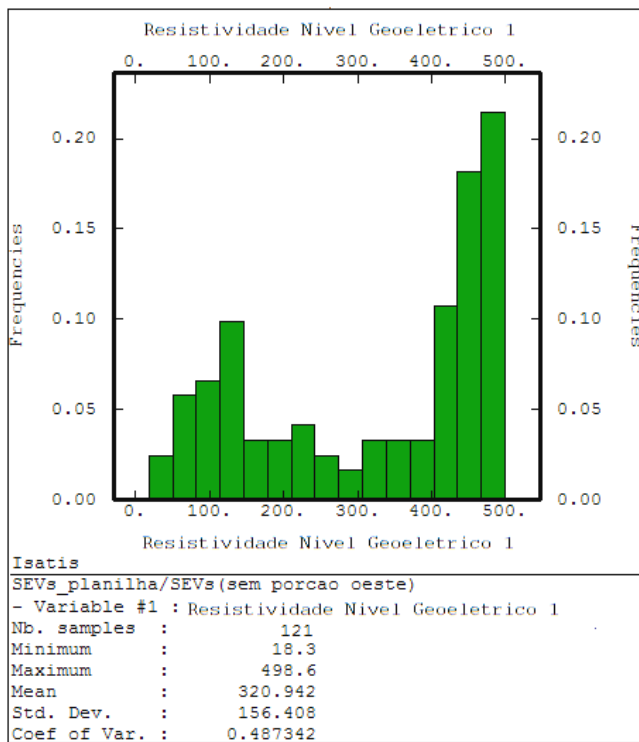
Nível Geoeletrico	Resistividade (ohm.m)	Espessura (m)	Profundidade (m)	
1	237,7	0,40	-----	
2	5386,2	1,95	0,40	Zona não Saturada
3	763,7	10,98	2,35	
4	227,9	15,59	13,33	Areno - Silteosa
5	30,1	-----	28,92	Fm. Corumbatai

**ANEXO B**

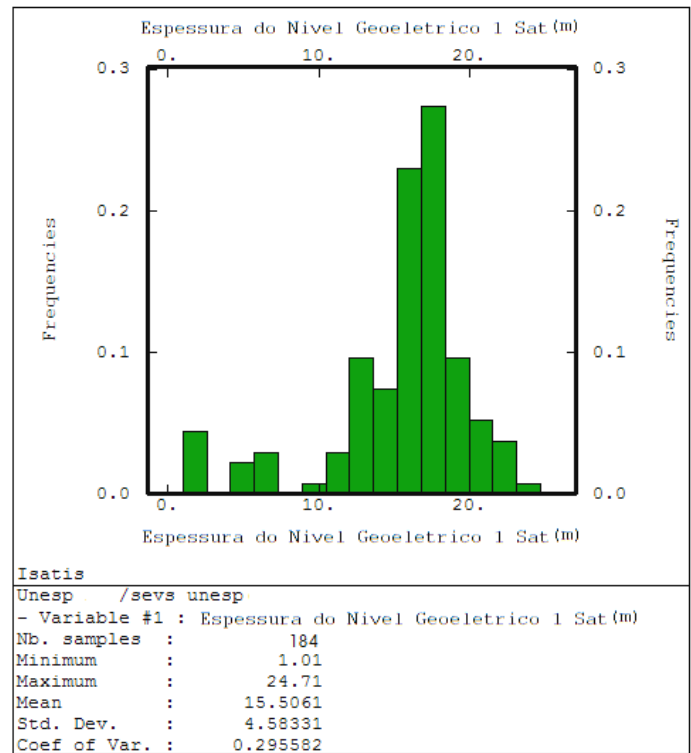
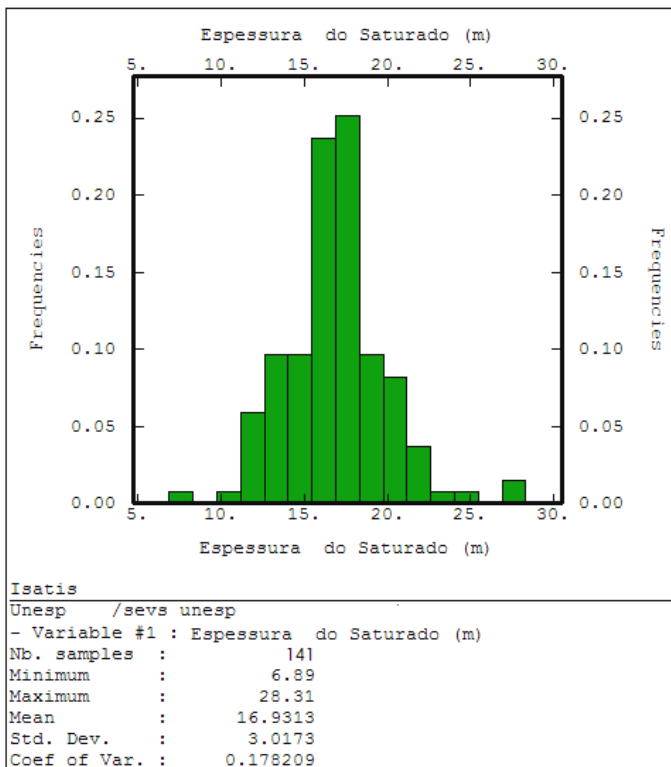
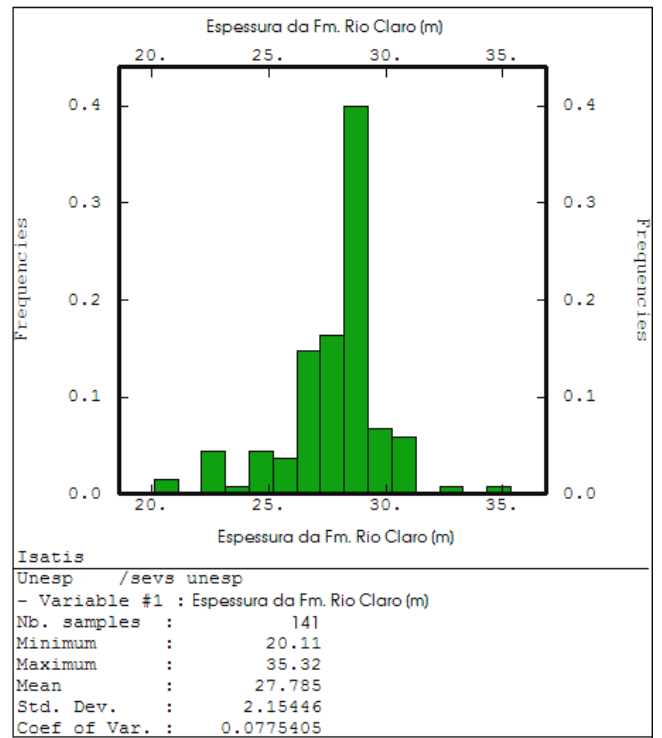
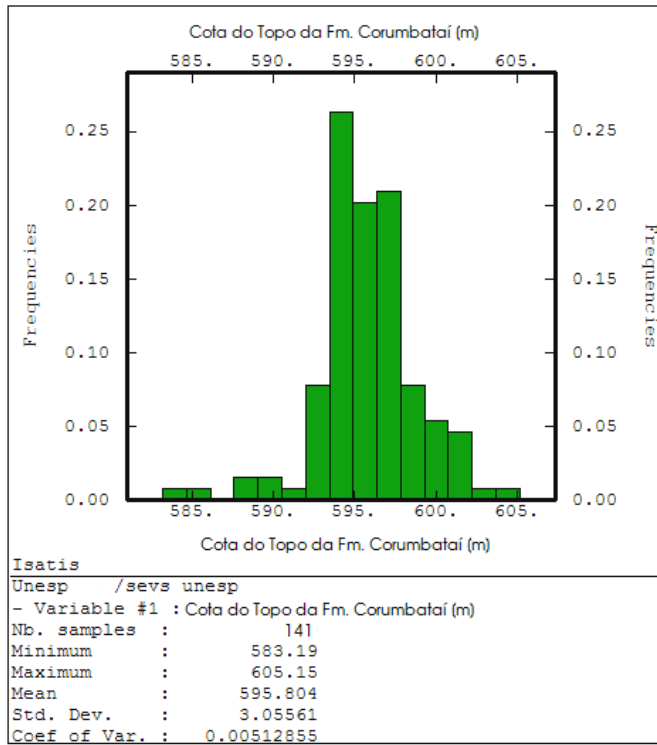
**HISTOGRAMAS – ESCALA DE  
MUNICÍPIO E ESCALA DE DETALHE**

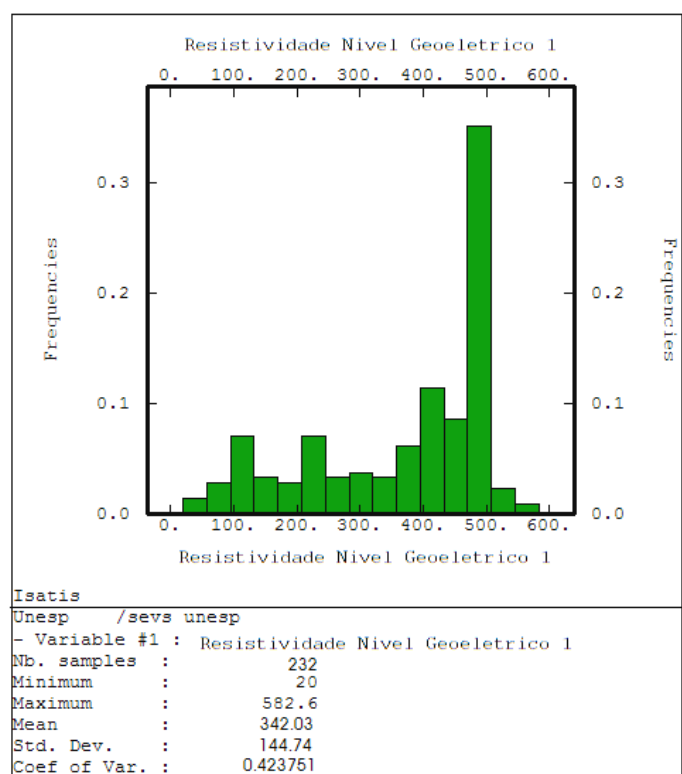
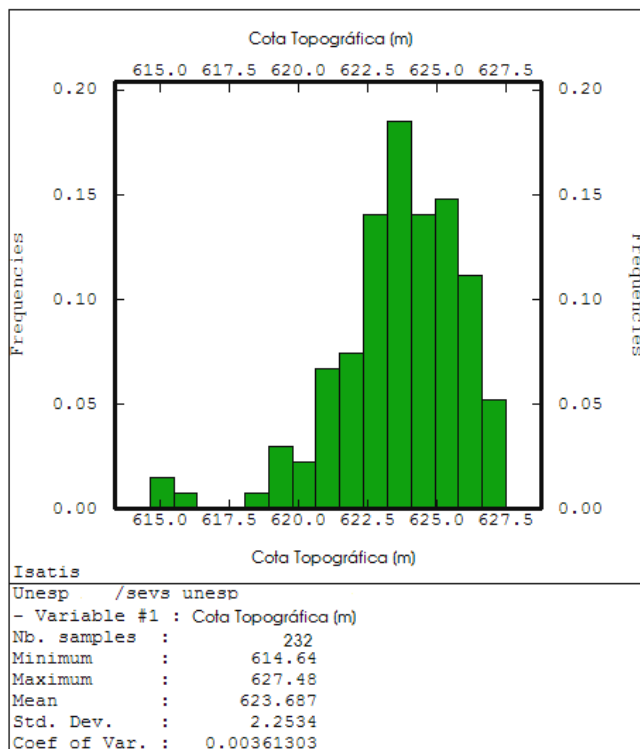
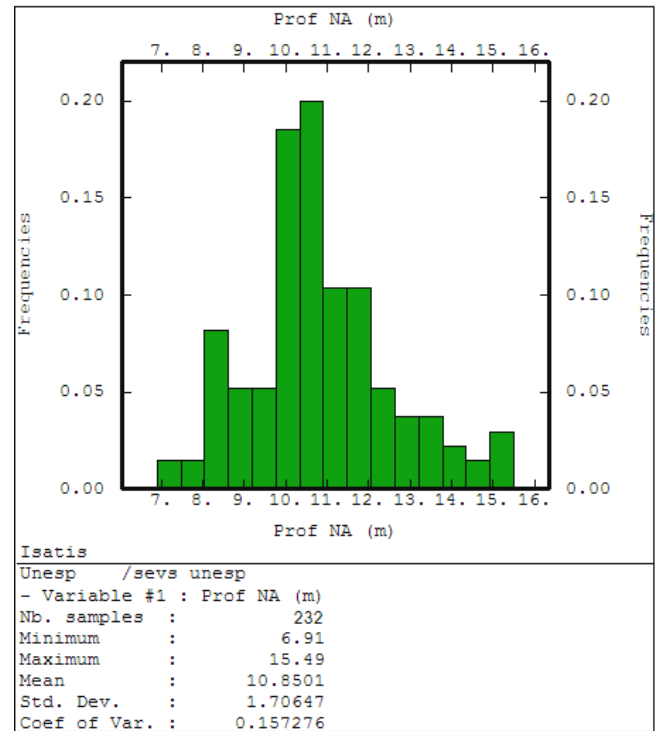
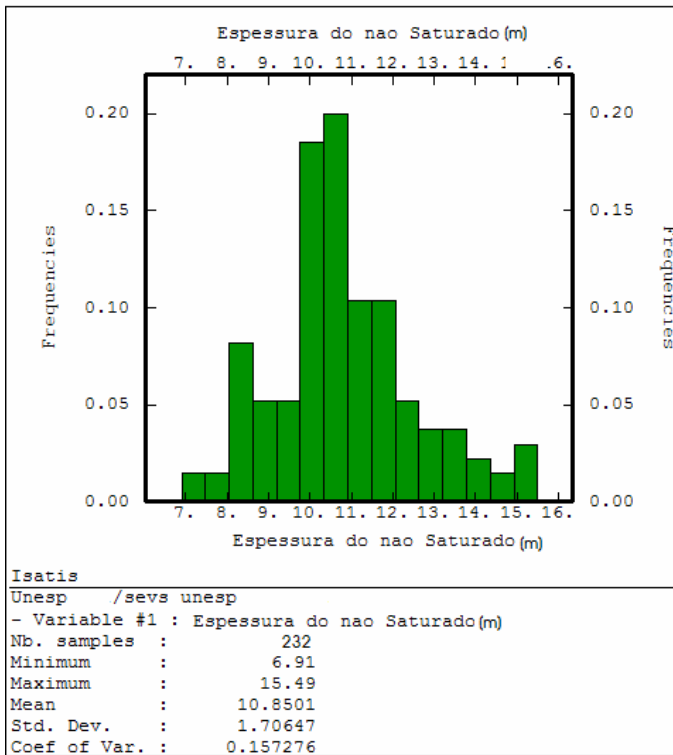






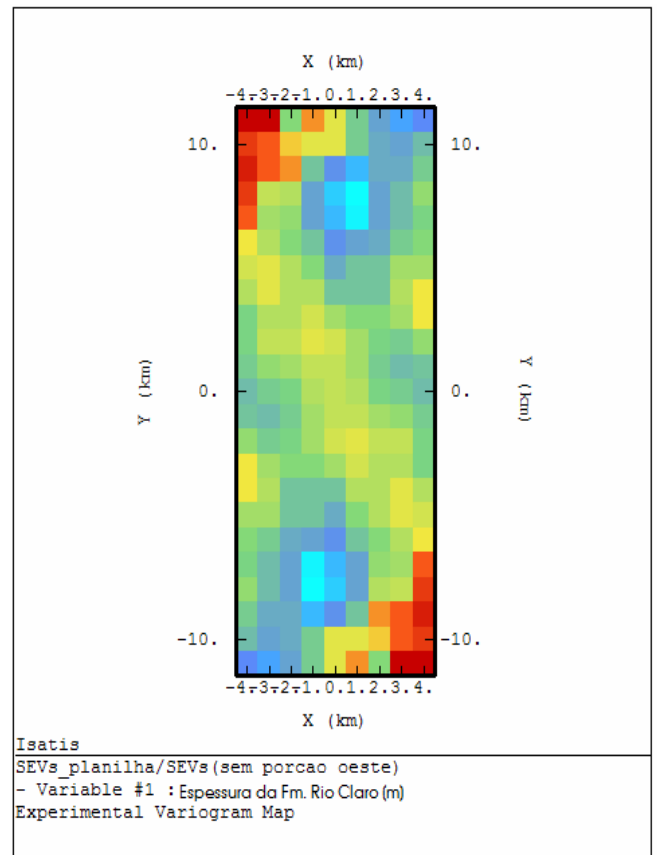
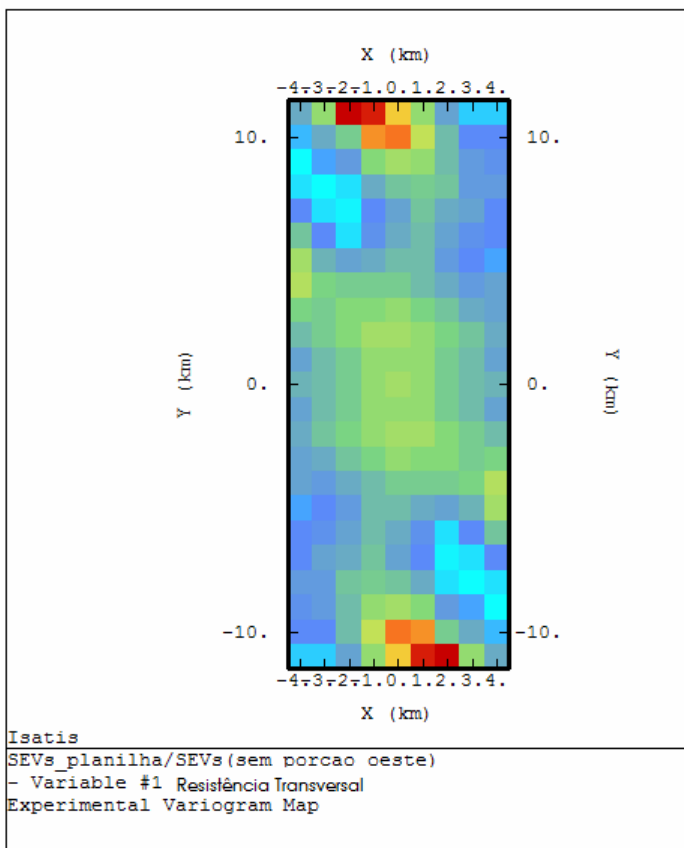
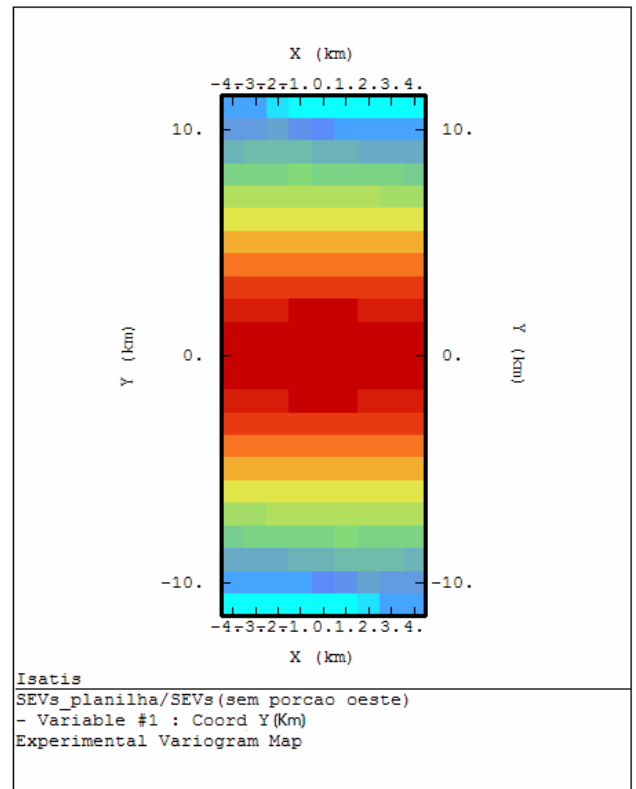
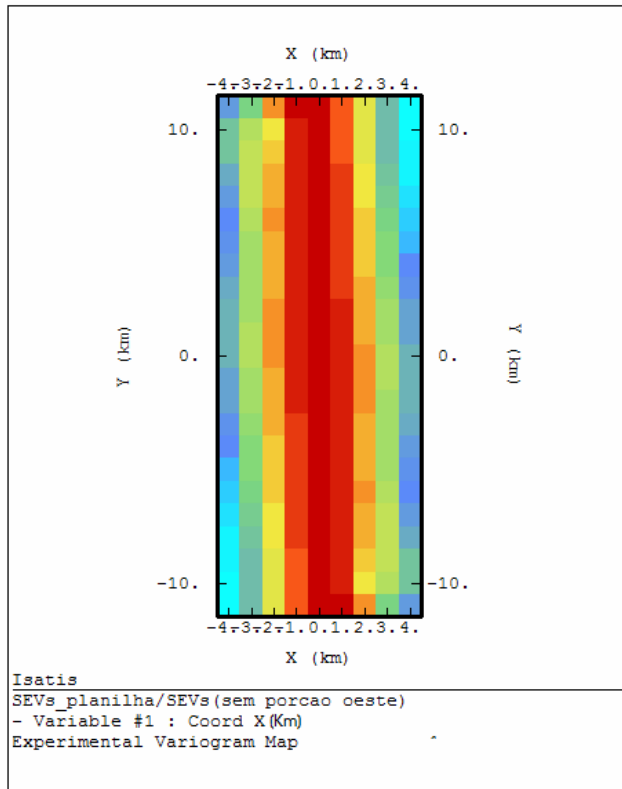


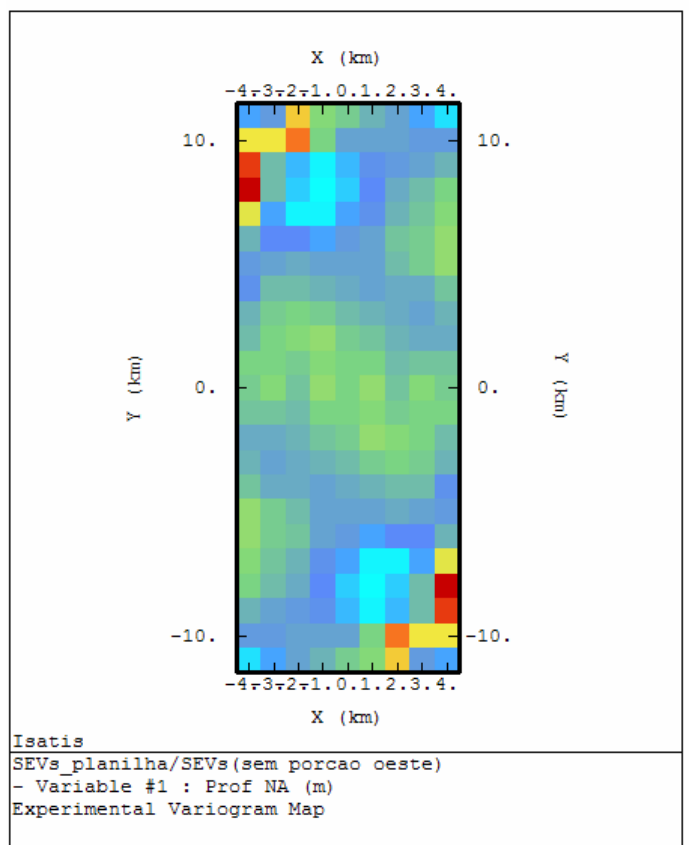
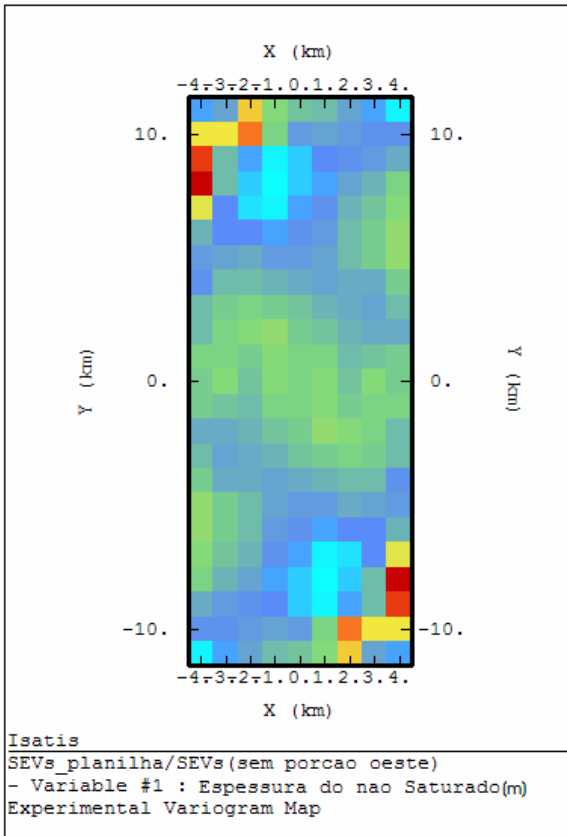
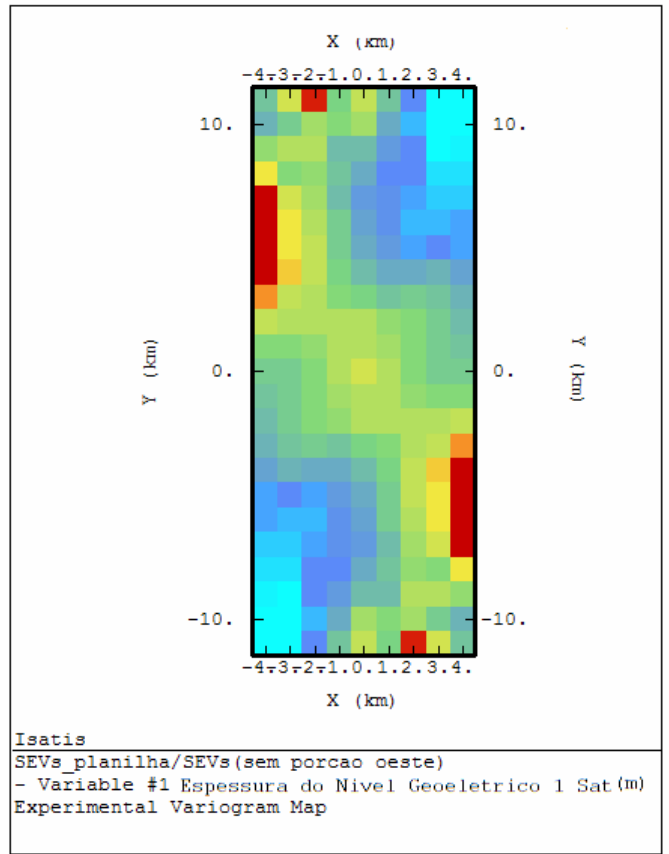
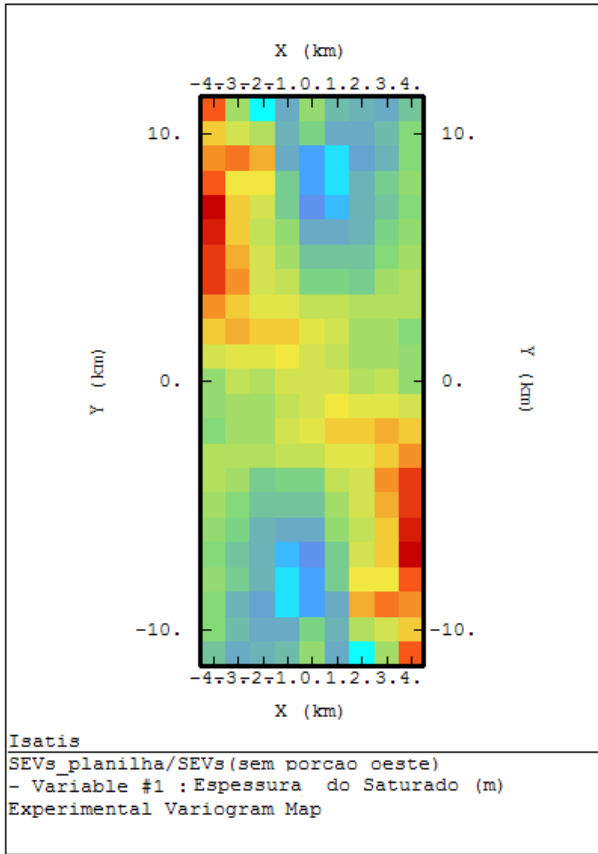


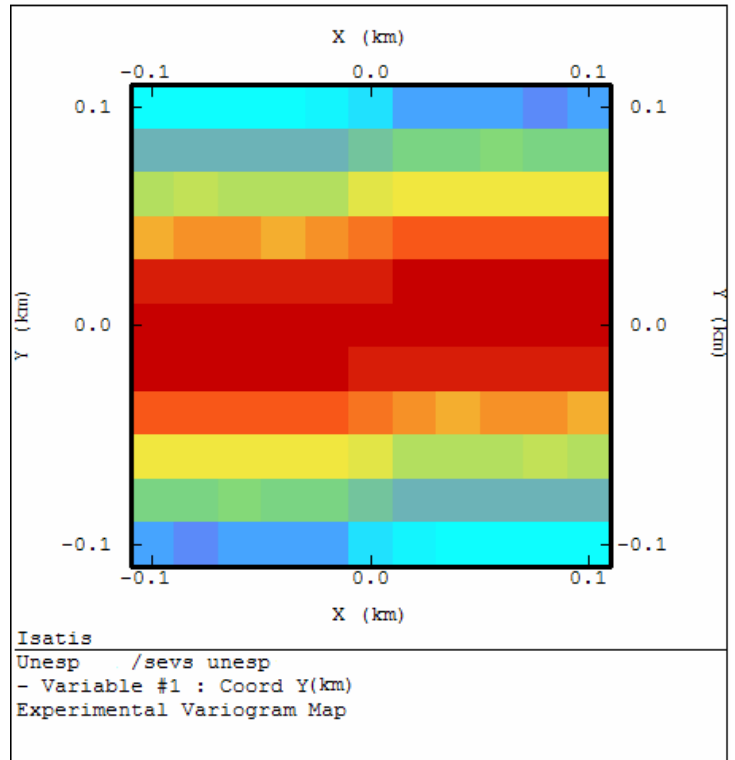
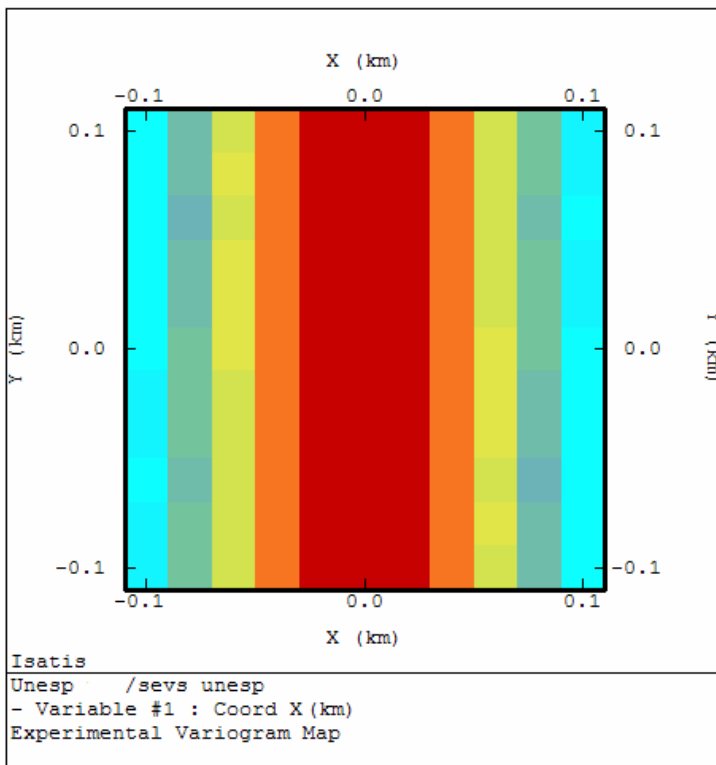
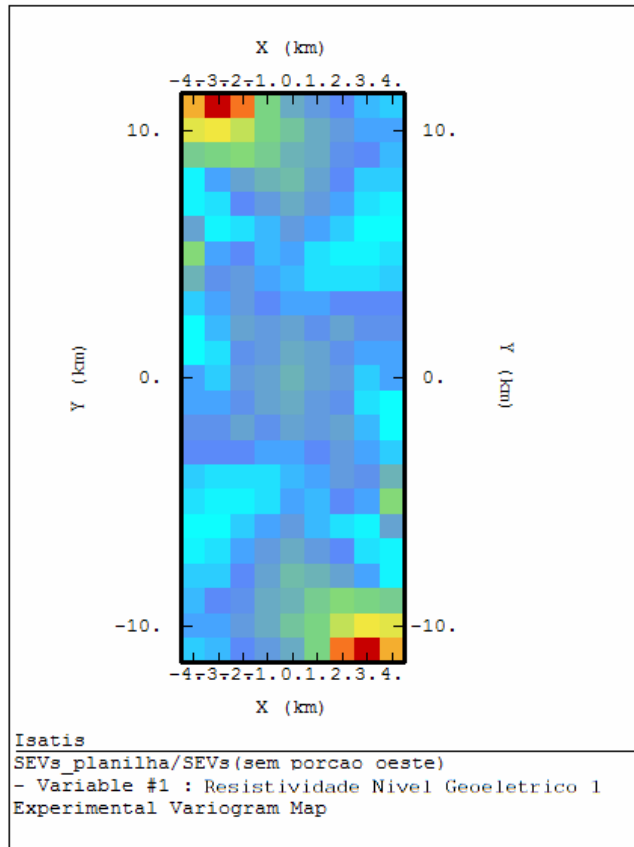


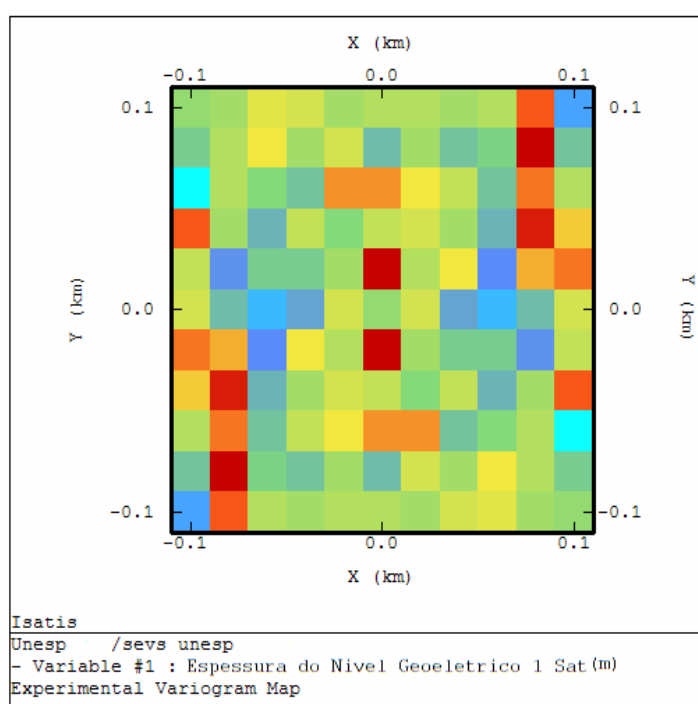
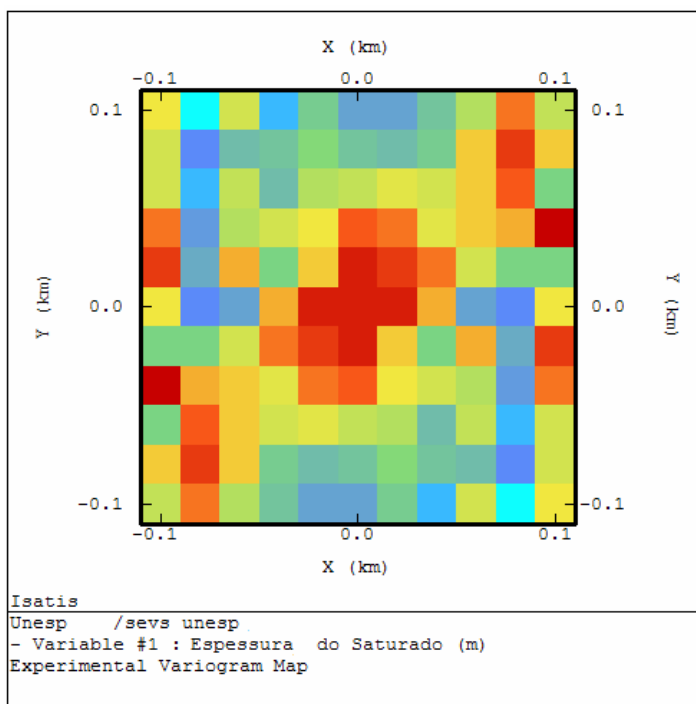
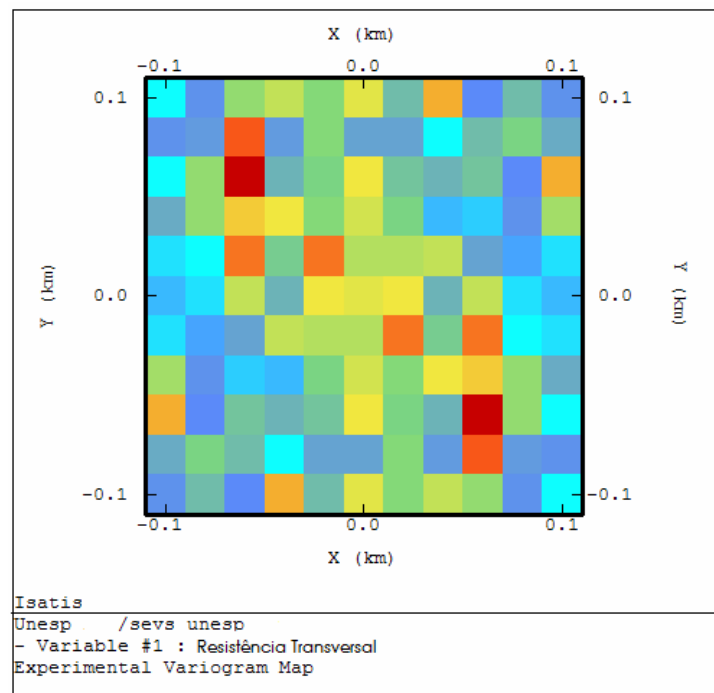
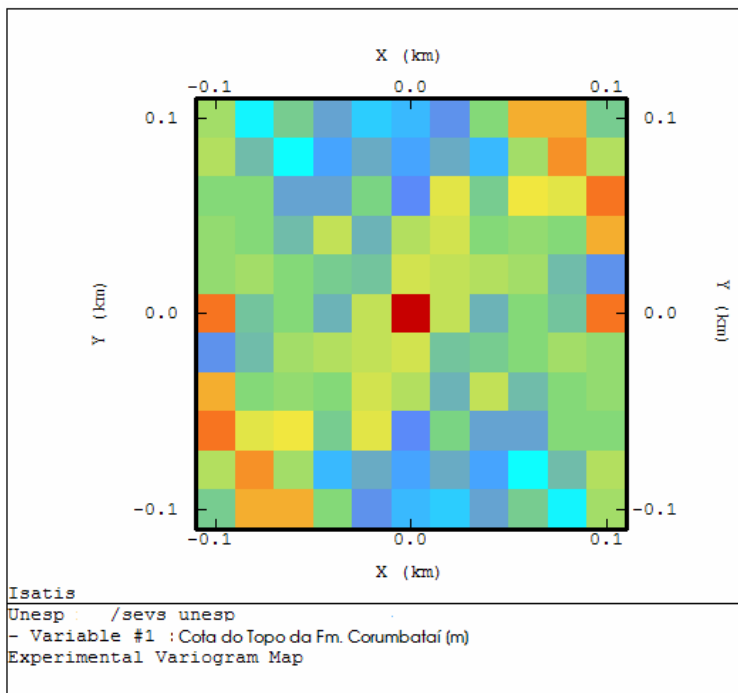
**ANEXO C**

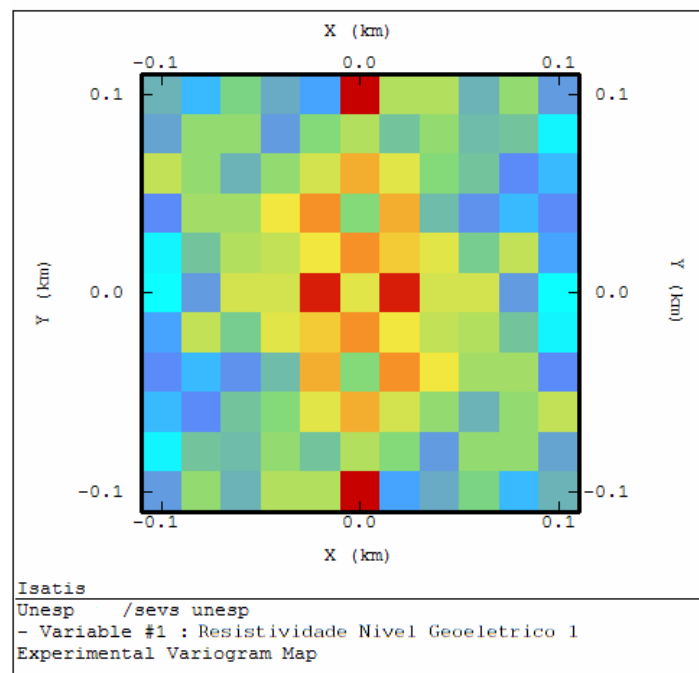
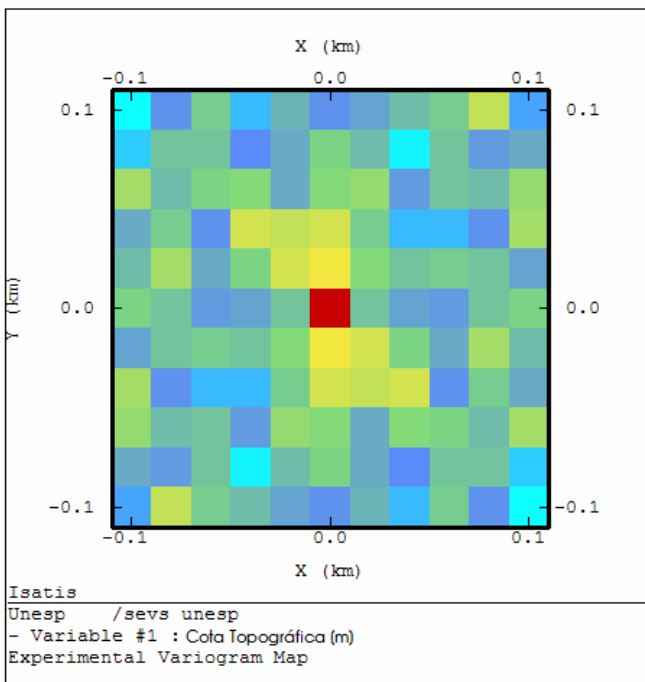
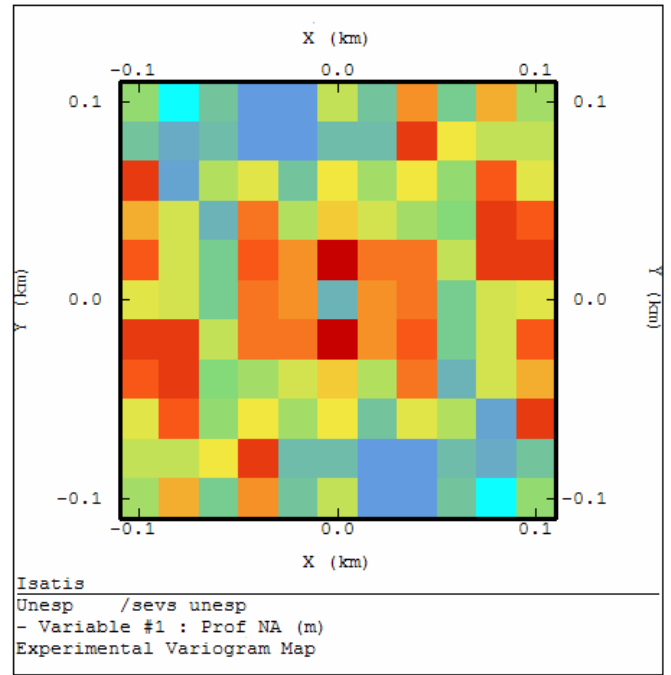
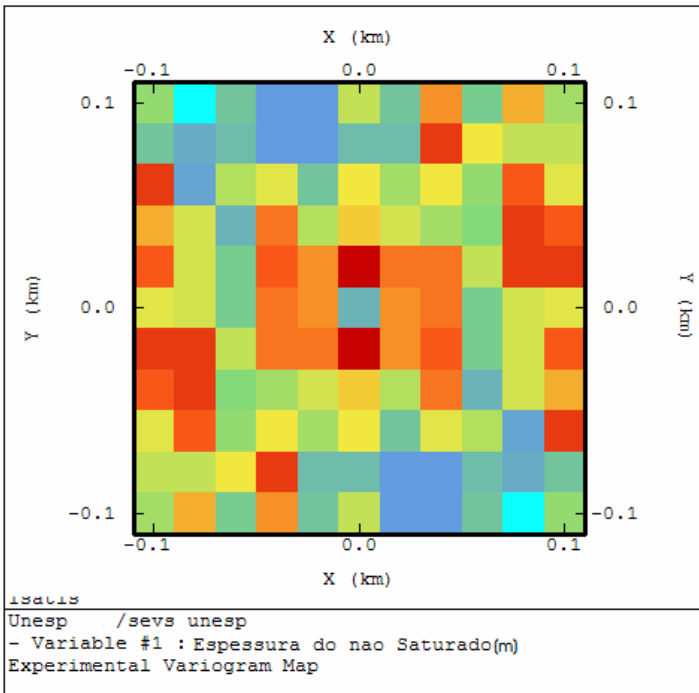
**MAPAS VARIOGRÁFICOS – ESCALA DE  
MUNICÍPIO E ESCALA DE DETALHE**













## ANEXO D

### **DESCRIÇÃO DE LÂMINAS DELGADAS**

<b>Amostra</b>	<b>Composição Mineralógica</b>	<b>Extinção dos Cristais de Quartzo</b>	<b>Tamanho dos Cristais</b>	<b>Matriz</b>	<b>Cimento</b>	<b>Porosidade</b>
<b>1,5 m</b>	- Quartzo - Óxidos (traços)	Imediata	Milimétricos	Silto-argilosa	Argila (caulinita)	Intergranular (23%)
<b>2,5 m</b>	- Quartzo - Óxidos (traços) - Zircão (traços)	Imediata e Ondulante	Milimétricos	Silto-argilosa	Argila (caulinita)	Intergranular (23%)
<b>4,0 m</b>	- Quartzo - Óxidos (traços) - Argilominerais agregados	Imediata e Ondulante	Milimétricos	Silto-argilosa	Argila (caulinita)	Intergranular (15%)
<b>5,5 m</b>	- Quartzo - Óxidos (traços)	Imediata	Milimétricos	Silto-argilosa	Argila (caulinita)	Intergranular (18%)
<b>6,5 m</b>	- Quartzo - Óxidos (traços) - Zircão (traços)	Imediata e Ondulante	Milimétricos	Silto-argilosa	Argila (caulinita)	Intergranular (18%)
<b>7,0 m</b>	- Quartzo - Óxidos (traços) - Zircão (traços) - Turmalina (traços)	Imediata	Milimétricos	Silto-argilosa	Argila (caulinita)	Intergranular (5%)
<b>8,5 m</b>	- Quartzo - Biotita (traços) - Zircão (Traços)	Imediata	Milimétricos	Silto-argilosa	Argila (caulinita)	Intergranular (13%)
<b>9,0 m</b>	- Quartzo - Turmalina (traços) - Micas (traços)	Imediata	Milimétricos	Silto-argilosa	Argila (caulinita)	Intergranular (15%)
<b>10,5 m</b>	- Quartzo - Argilominerais agregados - Allanita (traços)	Imediata	Milimétricos	Silto-argilosa	Não há presença de cimento, os grãos estão soltos.	Intergranular (42%)
<b>11,0 m</b>	- Quartzo - Óxidos (traços) - Argilominerais agregados - Turmalina (traços)	Imediata e Ondulante	Milimétricos	Silto-argilosa	Não há presença de cimento, os grãos estão soltos.	Intergranular (33%)
<b>13,0 m</b>	- Quartzo - Argilominerais agregados - Zircão (traços) - Biotita (traços) - Turmalina (traços) - Estauroлита (traços)	Imediata	Milimétricos	Silto-argilosa	Não há presença de cimento, os grãos estão soltos.	Intergranular (36%)

<b>Amostras</b>	<b>Forma dos Grãos</b>	<b>Arredondamento</b>	<b>Contato entre os Grãos</b>	<b>Seleção</b>	<b>Contagem dos Grãos</b>
<b>1,5 m</b>	A maioria possui forma achatada, com alguns poucos grãos eqüantes	Sub-arredondados a arredondados	Contato pontual	Boa a Moderada	Quartzo-33% Matriz- 15% Cimento-20% Poro-23% Grãos Arrancados- 9%
<b>2,5 m</b>	A maioria possui forma achatada, com alguns poucos grãos alongado	Sub-arredondados a arredondados	Contato pontual	Boa a moderada	Quartzo- 41% Matriz- 12% Cimento- 23% Poro- 23% Grãos Arrancados- 1%
<b>4,0 m</b>	A maioria possui forma achatada	Sub-arredondados a arredondados	Contato pontual	Boa a moderada	Quartzo- 37% Matriz- 10% Cimento- 36% Poro- 15% Grãos Arrancados- 2%
<b>5,5 m</b>	A maioria possui forma achatada	Sub-arredondados a arredondados	Contato pontual	Moderada	Quartzo- 38% Matriz- 17% Cimento- 27% Poro- 18% Grãos Arrancados- 0
<b>6,5 m</b>	A maioria possui forma achatada, com alguns poucos grãos alongado	Sub-arredondados a arredondados	Contato pontual	Moderada	Quartzo- 36% Matriz- 21% Cimento- 22% Poro- 18% Grãos Arrancados- 1% Óxidos – 2%
<b>7,0 m</b>	A maioria possui forma achatada	Sub-arredondados a arredondados	Contato pontual com alguns poucos contatos retos	Moderada	Quartzo- 43% Matriz- 17% Cimento- 32% Poro- 5% Grãos Arrancados- 3%
<b>8,5 m</b>	A maioria possui forma achatada	Sub-arredondados a arredondados	Contato pontual	Boa	Quartzo- 55% Matriz- 9% Cimento- 21% Poro- 13% Grãos Arrancados- 2%
<b>9,0 m</b>	A maioria possui forma achatada, com alguns poucos grãos alongado	Sub-arredondados a bem arredondados	Contato pontual	Moderada	Quartzo- 57% Matriz- 6% Cimento- 21% Poro- 15% Grãos Arrancados- 1%
<b>10,5 m</b>	A maioria possui forma achatada, com alguns poucos grãos alongado	Sub-arredondados a arredondados	Contato pontual	Boa a moderada	Quartzo- 52% Matriz-1% Cimento- 1% Poro- 42% Grãos Arrancados- 4%

<b>11,0 m</b>	A maioria possui forma achatada, com alguns poucos grãos eqüantes	Sub-arredondados a arredondados	Contato pontual	Moderada	Quartzo- 60% Matriz- 2% Cimento- 1% Poros- 33% Grãos Arrancados- 4%
<b>13,0 m</b>	A maioria possui forma achatada	Sub-arredondados a bem arredondados	Contato pontual	Boa a moderada	Quartzo- 59% Matriz- 1% Cimento- 1% Poros- 36% Grãos Arrancados- 3%