

JAIR SILVEIRA DA SILVA JUNIOR

**APLICAÇÃO DOS MÉTODOS GRAVIMÉTRICO E ELETRORRESISTIVIMÉTRICO
NA INTERPRETAÇÃO GEOFÍSICA DE ÁREAS LOCALIZADAS NO SISTEMA
AQÜÍFERO CÁRSTICO EM ALMIRANTE TAMANDARÉ/PR**

Dissertação apresentada como requisito parcial à obtenção do grau de Mestre em Geologia Ambiental, Departamento de Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Prof. Dr. Francisco José Fonseca Ferreira

Co-orientador: Prof. Dr. Sílvio Rogério Correia de Freitas

CURITIBA

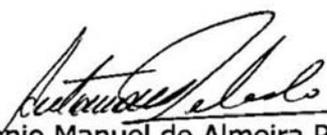
2006

TERMO DE APROVAÇÃO

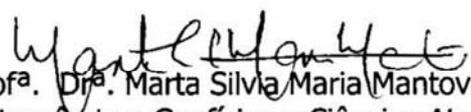
Jair Silveira da Silva Junior

“APLICAÇÃO DOS MÉTODOS GRAVIMÉTRICO E ELETORRESISTIVIMÉTRICO NA INTERPRETAÇÃO GEOFÍSICA DE ÁREAS LOCALIZADAS NO SISTEMA AQÜÍFERO CÁRTICO EM ALMIRANTE TAMANDARÉ/PR”.

Dissertação de Mestrado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre no Curso de Pós-Graduação em Geologia, área de concentração em Geologia Ambiental, da Universidade Federal do Paraná, Comissão formada por:



Dr. Antonio Manuel de Almeida Rebelo
Comissão Nacional de Energia Nuclear - CNEN



Prof.ª. Dra. Marta Silva Maria Mantovani
Instituto de Astronomia e Geofísica e Ciências Atmosféricas – USP



Prof. Dr. Francisco José Fonseca Ferreira
Universidade Federal do Paraná - UFPR
Presidente

Curitiba, 08 de Junho 2006.

AGRADECIMENTOS

A todos que, direta ou indiretamente, contribuíram para a realização e divulgação deste trabalho, muito obrigado.

Ao Prof. Dr. Francisco José Fonseca Ferreira pela orientação e apoio em todos os momentos deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Sílvio Rogério Correia de Freitas pelo acompanhamento do trabalho e valiosas sugestões.

Ao Prof. Dr. Pedro Luis Faggion, aos Engenheiros Cartógrafos Jefferson Ulisses da Cunha e Ernesto Mitsuo Shibayama e também ao aluno Niarkios Graça pelo apoio na etapa final dos levantamentos gravimétricos.

À Prof^a. Dr^a. Márcia Cristina Lopes Quintas, pelas críticas e sugestões apresentadas, as quais contribuíram para a melhoria deste trabalho.

Ao Dr. Antonio Manuel de Almeida Rebelo, pela valiosa colaboração na interpretação dos resultados finais.

Ao Geólogo M.Sc. Rodoilton Stevanato pelo apoio nos levantamentos elétricos e processamento dos dados.

Ao aluno Iupanque Vinicius Ferreira Morales, bolsista do Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada da UFPR, pelo apoio nos trabalhos de campo de gravimetria.

À Mineropar – Minerais do Paraná S/A, nas pessoas dos geólogos Rogério da Silva Felipe e Diclécio Falcade, pela disponibilização de dados resistivimétricos da área do Parque Hípico do Estado.

À Sanepar – Companhia de Saneamento do Paraná, nas pessoas dos geólogos João Horácio Pereira e Marcos Justino Guarda, pela disponibilização de informações da área de Tranqueira e pelo apoio a este projeto de pesquisa.

“Gravity it’s not just a good idea. It’s the law.”

Gerry Mooney

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	vii
LISTA DE TABELAS	x
RESUMO	xi
ABSTRACT	xii
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 A REGIÃO METROPOLITANA DE CURITIBA E OS RECURSOS HÍDRICOS..	1
1.2 ASPECTOS RELATIVOS À EXPLORAÇÃO DE AMBIENTES CÁRSTICOS	1
1.3 MÉTODOS EMPREGADOS	2
2 OBJETIVOS DO TRABALHO	4
2.1 OBJETIVO GERAL	4
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	4
2.3 LOCALIZAÇÃO DAS ÁREAS DE ESTUDO	4
3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	9
3.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE O CARSTE	9
3.1.1 Origem do Termo	9
3.1.2 Os Fenômenos Cársticos – Desenvolvimento do Carste	9
3.1.3 Feições Cársticas	11
3.2 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	15
3.2.1 Unidades Geológicas	15
3.2.2 Aspectos Hidrogeológicos	17
3.2.3 Aspectos Geotécnicos	19
3.3 MÉTODOS GEOFÍSICOS APLICADOS À IDENTIFICAÇÃO DE FEIÇÕES CÁRSTICAS	20
3.3.1 Considerações Gerais	20
3.3.2 Métodos Utilizados	20
3.3.3 Estudos de caso	21
4 MÉTODO GRAVIMÉTRICO	23
4.1 INTRODUÇÃO	23
4.2 CONCEITO DE GRAVIDADE	23
4.2.1 Medida da Gravidade	25

4.2.1.1	Gravímetros absolutos	25
4.2.1.2	Gravímetros relativos analógicos	26
4.2.1.3	Gravímetros relativos digitais	28
4.2.1.4	Correções aplicadas às medidas gravimétricas	30
4.2.1.4.1	Fator de calibração	30
4.2.1.4.2	Deriva instrumental.....	31
4.2.1.4.3	Marés terrestres	31
4.3	ANOMALIAS GRAVIMÉTRICAS	31
4.3.1	Introdução.....	31
4.3.2	Anomalia da Gravidade	32
4.3.2.1	Reduções gravimétricas.....	33
4.3.2.2	Anomalias Bouguer.....	34
4.3.3	Apresentação dos Resultados.....	34
4.4	ASPECTOS GERAIS DA PROSPECÇÃO GRAVIMÉTRICA	35
4.4.1	Introdução.....	35
4.4.2	Separação Regional-Residual em Gravimetria.....	36
4.4.2.1	Técnicas de separação regional-residual.....	37
4.4.3	Caracterização dos Problemas Direto e Inverso da Prospecção Gravimétrica	38
4.4.4	Avaliação do Alcance do Método	39
4.4.4.1	Efeito gravimétrico provocado por um corpo esférico	41
4.4.5	Métodos de Inversão Gravimétrica.....	44
4.4.5.1	Detalhamento da abordagem utilizada neste trabalho	46
4.4.5.1.1	Modelagem Matemática	46
5	MÉTODOS ELÉTRICOS	49
5.1	INTRODUÇÃO	49
5.2	PRINCÍPIOS BÁSICOS.....	49
5.3	TÉCNICAS DE LEVANTAMENTO	51
5.3.1	Sondagem Elétrica Vertical (SEV).....	51
5.3.2	Caminhamento Elétrico	52
5.4	POLARIZAÇÃO INDUZIDA (<i>INDUCED POLARIZATION – IP</i>).....	53
5.4.1	Conceitos Iniciais.....	53
5.4.2	Medidas de Polarização Induzida.....	54

5.4.2.1	Domínio do tempo.....	54
5.4.2.2	Domínio da frequência.....	54
5.4.3	Levantamentos de Polarização Induzida.....	55
5.4.3.1	Arranjo dipolo-dipolo.....	55
5.4.4	Apresentação dos Resultados.....	56
6	LEVANTAMENTOS DE CAMPO E RESULTADOS OBTIDOS.....	58
6.1	LEVANTAMENTOS GRAVIMÉTRICOS.....	58
6.1.1	Coleta de Dados e Transporte de Base.....	60
6.1.2	Processamento dos Dados Gravimétricos.....	65
6.1.2.1	Cálculo da deriva dinâmica.....	65
6.1.2.2	Cálculo dos desníveis gravimétricos e valores absolutos.....	65
6.1.2.3	Reduções gravimétricas, cálculo das anomalias e correção de terreno....	65
6.1.2.4	Geração dos mapas de anomalias Bouguer.....	66
6.1.2.5	Geração dos mapas de anomalias residuais.....	66
6.1.3	Resultados Obtidos.....	67
6.2	LEVANTAMENTOS ELÉTRICOS.....	74
6.2.1	Coleta de Dados – Parque Hípico.....	74
6.2.2	Coleta de Dados – Colégio Ambrósio Bini.....	74
6.2.3	Processamento dos Dados.....	75
6.2.4	Resultados Obtidos.....	75
6.2.4.1	Parque Hípico.....	75
6.2.4.2	Colégio Ambrósio Bini.....	91
7	INVERSÃO DOS DADOS GRAVIMÉTRICOS.....	101
7.1	Descrição do Programa.....	101
7.1.1	Processamento dos Dados.....	101
7.2	ESTIMATIVA DE DENSIDADES.....	102
7.3	RESULTADOS OBTIDOS.....	107
7.3.1	Modelos de Inversão.....	107
8	ANÁLISE DOS RESULTADOS.....	117
8.1	CONSIDERAÇÕES INICIAIS.....	117
8.2	RESULTADOS DOS LEVANTAMENTOS GEOFÍSICOS NO PARQUE HÍPICO.	118

8.3 RESULTADOS DOS LEVANTAMENTOS GEOFÍSICOS NO COLÉGIO AMBRÓSIO BINI	123
8.4 RESULTADOS DO LEVANTAMENTO GRAVIMÉTRICO EM TRANQUEIRA	127
9 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	129
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	131
APÊNDICE A	137
APÊNDICE B	143
ANEXO 1.....	152

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 - Localização do Município de Almirante Tamandaré em relação à RMC e ao Estado do Paraná.	5
Figura 2.2 - Mapa litológico da região central do município de Almirante Tamandaré, indicando a localização das áreas-alvo Colégio Ambrósio Bini e Parque Hípico (Fonte: Adaptado de Mineropar).	7
Figura 2.3 - Mapa litológico da região de Tranqueira, município de Almirante Tamandaré, indicando a localização da área-alvo homônima (Fonte: Adaptado de Mineropar).	8
Figura 3.1 - Componentes principais do sistema cárstico (Fonte: TEIXEIRA <i>et al.</i> , 2001)	11
Figura 3.2 - Tipos e evolução das dolinas (Fonte: TEIXEIRA <i>et al.</i> , 2001)	13
Figura 3.3 Dolina típica da região cárstica de Almirante Tamandaré-PR (foto de Fabiana Gallina, 2002).	14
Figura 3.4 Surgência típica da região cárstica de Almirante Tamandaré (foto de Fabiana Gallina, 2002).	14
Figura 3.5 - Conjuntos litológicos e blocos estruturais do Grupo Açungui.	16
Figura 3.6 - Modelo esquemático de uma unidade morfoestrutural (célula). Fonte: (MINEROPAR, 2005).	18
Figura 4.1 - Composição vetorial da gravidade.	24
Figura 4.2 - Esquema de um sistema massa-mola.	26
Figura 4.3 - Esquema de construção do gravímetro LaCoste & Romberg (Fonte: Adaptado de LACOSTE & ROMBERG, 198?).	27
Figura 4.4 - Gravímetro Lacoste & Romberg (Foto de Jair Silveira, 2006).	27
Figura 4.5 - Princípio de operação do gravímetro digital Scintrex (Fonte: Adaptado de SCINTREX LTD, 1992).	29
Figura 4.6 - Gravímetro Scintrex CG-3 (Foto de Jair Silveira, 2005).	30
Figura 4.7 - Atração provocada por um corpo esférico.	40
Figura 4.8 - Efeito provocado por um corpo esférico vazio ($\rho = 0,7$), preenchido por água ($\rho = 1,0$) ou por sedimentos de rocha calcária ($\rho = 2,5 \text{ g/cm}^3$).	42
Figura 4.9 - Efeito provocados por corpos esféricos de raio igual a 2 metros, a diferentes profundidades e com diferentes contrastes de densidade (cf. Fig. 4.8)	43
Figura 4.10 - Efeito provocado por corpos esféricos de raio igual a 5 metros, a diferentes profundidades e com diferentes contrastes de densidade (cf. Fig. 4.8)	44
Figura 4.11 - Modelo tridimensional representado por contornos (Fonte: TALWANI e EWING, 1960).	45
Figura 4.12 - Modelo tridimensional representado por uma superfície suavizada (adaptado de CORDELL e HENDERSON, 1968)	48
Figura 5.1 - Arranjo convencional de quatro eletrodos para medir a resistividade subsuperficial.	50
Figura 5.2 - Representação de um ensaio de sondagem elétrica vertical (Fonte: BRAGA, 2002).	52

Figura 5.3 - Arranjo dipolo-dipolo para um caminhamento elétrico	53
Figura 5.4 - Procedimento da perfilagem nos levantamentos de polarização induzida	56
Figura 5.5 - Representação de uma pseudoseção de medidas IP.....	56
Figura 6.1 - Vista geral da área de levantamento no Parque Hípico (orientação da foto: SE-NW) (Foto de Jair Silveira, 2005).....	58
Figura 6.2 - Vista frontal da área do Colégio Estadual Ambrósio Bini (orientação da foto: S-N). (Foto de Jair Silveira, 2005).....	59
Figura 6.3 - Vista geral da área do levantamento em Tranqueira (orientação da foto: SE-NW) (Foto de Jair Silveira, 2005).....	59
Figura 6.4 - Localização dos levantamentos gravimétricos e resistivimétricos no Parque Hípico.	62
Figura 6.5 - Localização dos levantamentos geofísicos na área do Colégio Ambrósio Bini (Fonte: FUNDEPAR/LPGA, 2005).....	63
Figura 6.6 - Localização dos levantamentos gravimétricos na região de Tranqueira (Fonte SANEPAR/LPGA, 2006).....	64
Figura 6.7 - Mapa de anomalias Bouguer do Parque Hípico.....	68
Figura 6.8 - Mapa residual de anomalias Bouguer do Parque Hípico.	69
Figura 6.9 - Mapa de anomalias Bouguer da área do Colégio Ambrósio Bini.....	70
Figura 6.10 - Mapa residual de anomalias Bouguer da área do Colégio Ambrósio Bini.	71
Figura 6.11 - Mapa de anomalias Bouguer da área de Tranqueira.	72
Figura 6.12 - Mapa residual de anomalias Bouguer da área de Tranqueira.	73
Figura 6.13 - Pseudoseção de resistividade aparente (acima) e modelo de resistividade verdadeira (abaixo) para a Linha 40 N - Parque Hípico.....	76
Figura 6.14 - Pseudoseção de resistividade aparente (acima) e modelo de resistividade verdadeira (abaixo) para a Linha 20 N - Parque Hípico.....	77
Figura 6.15 - Pseudoseção de resistividade aparente (acima) e modelo de resistividade verdadeira (abaixo) para a Linha 0 - Parque Hípico.....	78
Figura 6.16 - Pseudoseção de resistividade aparente (acima) e modelo de resistividade verdadeira (abaixo) para a Linha 20 S - Parque Hípico	79
Figura 6.17 - Pseudoseção de resistividade aparente (acima) e modelo de resistividade verdadeira (abaixo) para a Linha 40 S - Parque Hípico	80
Figura 6.18 - Pseudoseção de resistividade aparente (acima) e modelo de resistividade verdadeira (abaixo) para a Linha 60 S - Parque Hípico	81
Figura 6.19 - Pseudoseção de resistividade aparente (acima) e modelo de resistividade verdadeira (abaixo) para a Linha 80 S - Parque Hípico	82
Figura 6.20 - Pseudoseção de resistividade aparente (acima) e modelo de resistividade verdadeira (abaixo) para a Linha 100 S - Parque Hípico	83
Figura 6.21 - Pseudoseção de resistividade aparente (acima) e modelo de resistividade verdadeira (abaixo) para a Linha 120 S - Parque Hípico	84

Figura 6.22 - Pseudoseção de resistividade aparente (acima) e modelo de resistividade verdadeira (abaixo) para a Linha 140 S - Parque Hípico.....	84
Figura 6.23 - Pseudoseção de resistividade aparente (acima) e modelo de resistividade verdadeira (abaixo) para a Linha 160 S - Parque Hípico.....	85
Figura 6.24 - Mapa da resistividade verdadeira para a profundidade de 7 metros na área do Parque Hípico.....	86
Figura 6.25 - Mapa da resistividade verdadeira para a profundidade de 15 metros na área do Parque Hípico.....	87
Figura 6.26 - Mapa da resistividade verdadeira para a profundidade de 25 metros na área do Parque Hípico.....	88
Figura 6.27 - Mapa da resistividade verdadeira para a profundidade de 38 metros, área do Parque Hípico.....	89
Figura 6.28 - Mapa da resistividade verdadeira para a profundidade de 55 metros na área do Parque Hípico.....	90
Figura 6.29 - Pseudoseções e modelos de resistividade (esquerda) e pseudoseções e modelos de cargabilidade (direita) da Linha L5.....	92
Figura 6.30 - Pseudoseções e modelos de resistividade (esquerda) e pseudoseções e modelos de cargabilidade (direita) da Linha L15.....	93
Figura 6.31 - Pseudoseções e modelos de resistividade (esquerda) e pseudoseções e modelos de cargabilidade (direita) da Linha L25.....	94
Figura 6.32 - Pseudoseções e modelos de resistividade (esquerda) e pseudoseções e modelos de cargabilidade (direita) da Linha L95.....	95
Figura 6.33 - Pseudoseções e modelos de resistividade (esquerda) e pseudoseções e modelos de cargabilidade (direita) da Linha L105.....	96
Figura 6.34 - Modelo de profundidade da sondagem elétrica 1 (SEV-1).....	97
Figura 6.35 - Modelo de profundidade da sondagem elétrica 2 (SEV-2).....	97
Figura 6.36 - Modelo de profundidade da sondagem elétrica 3 (SEV-3).....	97
Figura 6.37 - Modelo de profundidade da sondagem elétrica 4 (SEV-4).....	98
Figura 6.38 - Modelo de profundidade da sondagem elétrica 5 (SEV-5).....	98
Figura 6.39 - Modelo de profundidade da sondagem elétrica 6 (SEV-6).....	98
Figura 6.40 - Modelo de profundidade da sondagem elétrica 7 (SEV-7).....	99
Figura 6.41 - Modelo de profundidade da sondagem elétrica 8 (SEV-8).....	99
Figura 6.42 - Modelo de profundidade da sondagem elétrica 9 (SEV-9).....	99
Figura 6.43 - Modelo de profundidade da sondagem elétrica 10 (SEV-10).....	100
Figura 6.44 - Perfil das SEV's indicando a litologia inferida pelo método comparada com a litologia real (Poços P1 e P2).....	100
Figura 7.1 - Mapa de estimativas de densidade para a área do Parque Hípico.....	104
Figura 7.2 - Mapa de estimativa de densidades para a área do Colégio Ambrósio Bini.....	105
Figura 7.3 - Mapa de estimativas de densidade para a área de Tranqueira.....	106

Figura 7.4 - Modelo gravimétrico gerado por inversão pelo programa GI-3 na área do Parque Hípico. (a) superfície do terreno; (b) anomalias residuais observadas, representações plana e tridimensional; (c) superfície do modelo gerado por inversão.	108
Figura 7.5 - Efeito gravimétrico causado pelo modelo gerado no programa GI-3 na área do Parque Hípico.....	109
Figura 7.6 - Erro gravimétrico residual na área do Parque Hípico.....	110
Figura 7.7 - Modelo gravimétrico obtido por inversão pelo programa GI-3 na área do Colégio Ambrósio Bini. (a) superfície do terreno; (b) anomalias residuais observadas, representações plana e tridimensional; (c) superfície do modelo gerado por inversão.....	111
Figura 7.8 - Efeito causado pelo modelo gerado no programa GI-3 na área do Colégio Ambrósio Bini	112
Figura 7.9 - Erro gravimétrico residual na área do Colégio Ambrósio Bini.....	113
Figura 7.10 - Modelo gravimétrico obtido por inversão pelo programa GI-3 na área de Tranqueira. (a) superfície do terreno; (b) anomalias residuais observadas, representações plana e tridimensional; (c) superfície do modelo gerado por inversão.	114
Figura 7.11 - Efeito causado pelo modelo gerado no programa GI-3 na área de Tranqueira.....	115
Figura 7.12 - Erro gravimétrico residual da área de Tranqueira.....	116
Figura 8.1 - Mapa de correlação entre resistividade e gravidade, com base nos mapas de resistividade das Figuras 6.13,6.14 e 6.15 e no mapa gravimétrico residual da Figura 6.8- seções geoeletricas a 7 e 15 metros de profundidade.	120
Figura 8.2 - Mapa de correlação entre resistividade e gravidade com base nos mapas de resistividade das Figuras 6.17 e 6.18 e no mapa gravimétrico residual da Figura 6.8 na área do Parque Hípico, Almirante Tamandaré-PR - seções geoeletricas a 25 e 55 metros de profundidade.....	121
Figura 8.3 - Localização do perfil extraído do modelo gerado no mapa de resíduos utilizados na inversão.	122
Figura 8.4 – Perfil NS gravimétrico residual e do modelo gerado no processo de inversão gravimétrica.	122

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1 - Equivalência do gal com a unidade representativa da aceleração no SI.....	25
Tabela 6.1 - Dados do transporte de base gravimétrica para a área do levantamento.....	61

RESUMO

A aplicação dos métodos gravimétrico e eletrorresistivimétrico na interpretação geofísico-geológica de terrenos cársticos, tem se revelado útil considerando a possibilidade de identificação e dimensionamento de feições de dissolução sob a superfície do terreno. Estas feições podem ser caracterizadas como fraturas, vazios ou cavidades, preenchidas ou não por água ou sedimentos, as quais podem transmitir e armazenar água subterrânea e são conhecidas superficialmente como dolinas. A modelagem tridimensional destes corpos ou, ao menos, a determinação dos parâmetros definidores de suas formas, possibilita a avaliação indireta do contexto estrutural (geotécnico) do terreno em estudo. Os contrastes de densidade e de resistividade entre tais feições e as rochas encaixantes imediatas provocam distorções nos campos gravimétrico e elétrico, as quais permitem sua caracterização qualitativa e quantitativa. A base inicial para a avaliação da qualidade dos resultados foi a comparação dos mapas de anomalias gravimétricas com os mapas oriundos dos levantamentos elétricos realizados sobre a mesma área. A concordância entre baixos gravimétricos e resistivimétricos é um indício da coerência dos resultados obtidos. Assim, após a identificação destas áreas-alvo, o próximo passo foi a inversão numérica dos dados de anomalias Bouguer e da resistividade aparente, através de algoritmos específicos, com o objetivo de prover parâmetros mínimos para a determinação da forma dos corpos causadores de anomalias. No presente trabalho foram aplicados os métodos gravimétrico e de eletrorresistividade/IP em três áreas distintas do Sistema Aquífero Cárstico (SAC) localizadas no município de Almirante Tamandaré-PR, envolvendo o levantamento de 894 estações gravimétricas, 10 sondagens elétricas verticais (SEVs) e mais de 7000 metros de caminhamento elétrico. Tais áreas foram selecionadas em função da presença de colapsos, subsidências do terreno (alguns dos quais afetaram edificações), às vezes associados à exploração de água subterrânea no SAC. Assim, o objetivo do trabalho consistiu na identificação e avaliação das formas e dimensões destas feições, sugerindo áreas passíveis ou não de ocupação. Qualitativamente, os resultados indicaram a existência de tratos onde potencialmente existe percolação ou armazenamento de água, ou solo muito saturado, segundo a análise da correlação entre as respostas dos métodos empregados. Do ponto de vista quantitativo, métodos de inversão de dados gravimétricos e resistivimétricos foram utilizados, os quais permitiram estimar formas e profundidades dos corpos causadores das anomalias. Finalmente, os resultados mostraram que os métodos empregados podem ser úteis na investigação de feições cársticas, destacando regiões frágeis que podem comprometer a implantação de estruturas físicas na superfície. Deste fato decorre sua importância no planejamento urbano e regional.

Palavras-chave: gravimetria, resistividade/IP, sistema aquífero cárstico; problema inverso.

ABSTRACT

The application of the gravity method on the geological-geophysical interpretation in karst terrains is a useful tool, considering its capability in identifying and dimensioning existing dissolution features in the subsurface. Those features can be identified as fractures, voids or cavities, filled or not by water or sediment, and they also can conduct or store underground water being known as dolines. The three-dimensional modelling of these bodies, or at least, the determination of the main parameters of their shape, makes possible an indirect evaluation of the structural geotechnic context of the terrain under study. The density and resistivity contrasts among such features and its surroundings cause some distortions on the gravity and electric field and allow its qualitative and quantitative characterization. The initial basis to evaluate the quality of the results was the comparison of gravity anomalies maps and the maps created after the electrical surveys over the same area. The agreement between gravity and resistivity low-zones is an indication that the results are coherent. Thus, later the identification of these target-areas, the next step was the numerical inversion of the Bouguer anomalies data and the apparent resistivity, using specific algorithms used in order to provide parameters which allow the determination of the shape for the body source of anomalies. In the present work, were applied resistivity and gravity methods in three different areas located at the Karst Aquifer System in Almirante Tamandaré county, involving the survey of 894 gravity stations, 10 vertical electric sounding and more than 7000 meters of electrical path. Such areas were selected because the presence of ground collapses and subsidences (some of them have affected constructions) which are sometimes linked to the water exploitation in the SAC. Thus, the aim of this work consisted on the identification of these features and the evaluation of their shape and dimensions, indicating whose areas are passible, or not, for occupation. Qualitatively, the results indicated the existence of regions where there is water flow or storage or very saturated soil, following the analysis of the correlation among the responses of the employed methods. In a quantitative point of view, gravity and resistivity inversion methods were used. These methods allowed the estimation of the shapes and the depths of the anomalies. Finally, the results showed that the employed methods can be useful in the investigation of karst features, pointing out fragile regions which can compromise the implantation of physical structures over the surface. From this fact, arise their importance on the urban and regional planning.

Keywords: gravimetry, resistivity/IP, karst aquifer system; inverse problem.

1 INTRODUÇÃO

1.1 A REGIÃO METROPOLITANA DE CURITIBA E OS RECURSOS HÍDRICOS

A ocupação da Região Metropolitana de Curitiba – RMC concentrou-se inicialmente sobre as unidades geológicas correspondentes à Bacia Sedimentar de Curitiba e sedimentos aluvionares da bacia hidrográfica do Alto Iguaçu. Nos últimos anos, porém, a expansão urbana da RMC deu-se de forma muito rápida, fazendo com que a Capital ficasse conurbada a seus municípios vizinhos. Essa expansão avançou por sobre os litotipos da Formação Capiru do Grupo Açungui, particularmente sobre as suas rochas carbonatadas, situadas ao norte da cidade de Curitiba (POLIDORO, 2005).

Uma das conseqüências desta expansão foi a crescente demanda por recursos hídricos, visando o abastecimento de grande parte da população da RMC. Todavia, tal demanda tem sido comprometida tanto por causa da poluição desencadeada pela ocupação urbana como pelo próprio volume de água requerido para o abastecimento público. Este fato provocou a busca de novas fontes de recurso nas águas subterrâneas armazenadas nas rochas carbonatadas do Grupo Açungui, constituintes principais do chamado Sistema Aqüífero Cárstico – SAC.

Atualmente, o abastecimento da RMC com águas superficiais é feito pela captação da barragem do rio Passaúna e, na bacia do Alto Iguaçu, pela captação direta dos rios Iraí e Iguaçu. Em relação ao fornecimento de água para abastecimento público da região norte da RMC, o Sistema Aqüífero Cárstico possibilita um incremento de oferta de água para o atual sistema de abastecimento (LISBOA, 1997).

1.2 ASPECTOS RELATIVOS À EXPLORAÇÃO DE AMBIENTES CÁRSTICOS

As regiões cársticas, entretanto, são instáveis do ponto de vista geotécnico e a exploração de águas subterrâneas, sem o adequado conhecimento da dinâmica hidrogeológica do sistema pode causar problemas sócio-econômicos e ambientais, destacando-se as subsidências e colapsos do terreno, com conseqüentes perdas materiais, rebaixamento do nível de água subterrânea ao longo dos anos, decréscimo da produção dos poços, redução da umidade do solo e seus reflexos na

vegetação natural, ou cultivada, além da interferência nos mananciais de superfície e desequilíbrio dos ecossistemas relacionados.

Para um melhor conhecimento da dinâmica hidrogeológica de um determinado sistema aquífero, são necessários vários estudos, os quais incluem a aplicação de técnicas oriundas da geologia, geofísica, hidrogeologia, geomorfologia, geografia, espeleologia, entre outras (BONACIM, 1996). Os resultados destes estudos visam orientar tanto a ocupação física destas regiões, dada à sua fragilidade geotécnica, como também a exploração dos recursos hídricos subterrâneos localizados em terrenos cársticos, evitando o desequilíbrio do sistema.

1.3 MÉTODOS EMPREGADOS

No presente trabalho foi desenvolvido um estudo, baseado na aplicação de métodos geofísicos, em determinados tratos de interesse localizadas no município de Almirante Tamandaré-PR, cuja área territorial encontra-se quase 80% sobre terrenos cársticos. Os métodos em questão compreenderam a aplicação da gravimetria em conjunto com ensaios de resistividade elétrica, permitindo a caracterização qualitativa e quantitativa das estruturas geológicas, as quais foram reveladas pelos mapas geofísicos. O princípio básico dos métodos gravimétrico e eletrorresistivimétrico consiste no fato de que diferenças de densidade e de condutividade elétrica encontradas em subsuperfície provocam distorções na gravidade e no campo elétrico observados em superfície. Assim, os métodos não invasivos tornam-se bastante úteis em regiões onde hajam feições de dissolução (vazios, cavidades e fraturas), com ou sem percolação de água. Porém, a aplicação do método gravimétrico ainda possui caráter inédito na região do SAC na RMC. Com o apoio da gravimetria e da eletrorresistividade, pretende-se identificar as principais feições existentes na área de estudo e também quantificar suas formas e dimensões com base em processos de inversão de dados gravimétricos e de resistividade aparente.

Pretende-se, com a associação das referidas técnicas, consolidar a utilização da metodologia proposta no estudo de terrenos cársticos. Para tanto, foram selecionadas três áreas-alvo localizadas em pontos estratégicos do município. A saber, duas na sede do Município e uma na localidade de Tranqueira, regiões

críticas do ponto de vista geotécnico, onde ocorreram vários eventos de subsidência e colapso do terreno causando, inclusive, danos físicos em várias edificações.

Dada a importância do bom manejo dos recursos hídricos para a garantia de qualidade no abastecimento público, a investigação detalhada do SAC tem sido objeto de estudo tanto dos órgãos públicos quanto das entidades de pesquisa, as quais procuram fornecer elementos para uma correta avaliação e utilização deste sistema. Neste contexto, vários estudos vêm sendo desenvolvidos ao longo dos últimos anos na região do SAC, dentre os quais, podem-se citar os trabalhos de: BONACIM (1996), que aplicou técnicas de análise geológica, geofísica, hidrogeológica e hidroquímica, com o objetivo de caracterizar o mecanismo de funcionamento do sistema hidrogeológico cárstico na região de Tranqueira; LISBOA (1997), que propôs uma metodologia para avaliação hidrogeológica do aquífero cárstico no compartimento de São Miguel, em Almirante Tamandaré; e POLIDORO (2005), que faz uma avaliação dos aspectos geológicos do carste na sub-bacia hidrográfica do rio Pacatuba, também localizada no mencionado município, para a gestão do solo e uso do aquífero.

2 OBJETIVOS DO TRABALHO

2.1 OBJETIVO GERAL

- Avaliar as condições geotécnicas e hidrogeológicas em um determinada região do SAC, localizada em Almirante Tamandaré, através do emprego dos métodos gravimétrico e eletrorresistivimétrico.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Efetuar levantamentos gravimétricos em conjunto com ensaios de eletrorresistividade em áreas-alvo localizadas no município de Almirante Tamandaré-PR;
- Identificar qualitativamente, a partir de mapas e perfis de anomalias geofísicas, estruturas geológicas de interesse em terrenos cársticos;
- Determinar quantitativamente os principais parâmetros definidores da forma e profundidade das estruturas cársticas com base em modelos gerados pelas inversões gravimétrica e resistivimétrica.

2.3 LOCALIZAÇÃO DAS ÁREAS DE ESTUDO

A Figura 2.1 apresenta a localização do município de Almirante Tamandaré em relação à RMC e ao estado do Paraná. A área do município está situada integralmente sobre a Formação Capiru, onde predominam rochas metacarbonáticas do Grupo Açungui.

Ao todo foram selecionadas três áreas para o desenvolvimento dos ensaios geofísicos. Duas das áreas de estudo encontram-se no centro do município, as quais serão doravante denominadas **Colégio Ambrósio Bini** e **Parque Hípico**. A terceira área encontra-se na localidade denominada **Tranqueira**, situada no extremo norte do município.

A Figura 2.2 ilustra a configuração geológica da região central do município, destacando duas das áreas estudadas no presente trabalho.

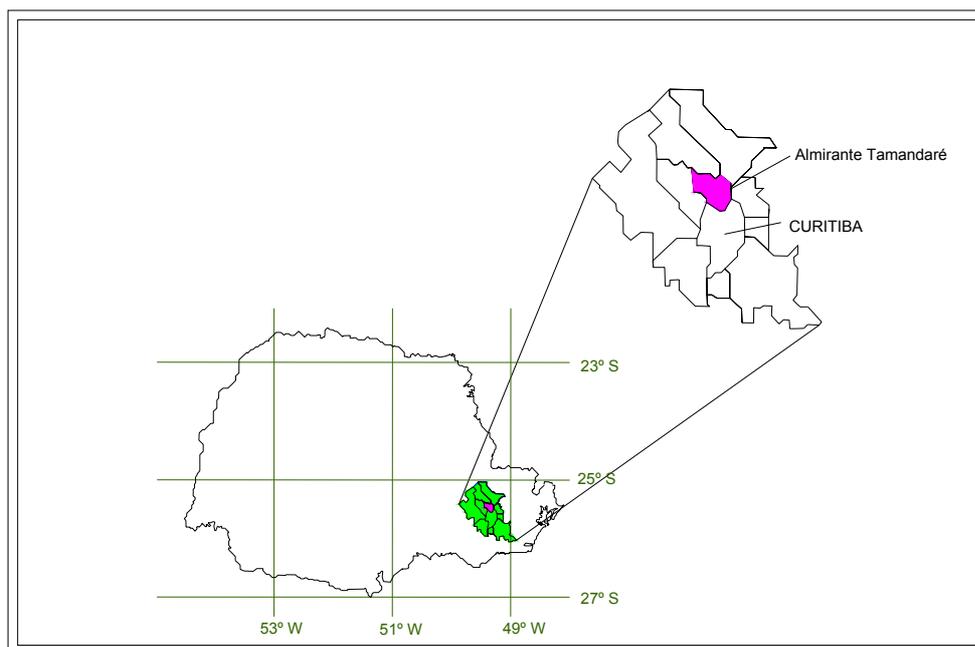


Figura 2.1 Localização do Município de Almirante Tamandaré em relação à RMC e ao Estado do Paraná.

A primeira área-alvo dos ensaios geofísicos situa-se no Parque Hípico do Estado do Paraná, a qual está sendo objeto de estudos geológico-geofísicos pela Minerais do Paraná S.A. - Mineropar, visando a ampliação de sua infra-estrutura, correspondendo a 150.000 m², onde foi implantada uma malha quadrada de 20x20 m, envolvendo 13 linhas e 337 estações.

A segunda área-alvo situa-se no entorno do Colégio Estadual Ambrósio Bini, sede do município, a qual sofreu colapso de sua estrutura física no ano de 2001, do que decorreu a interdição da edificação. A área levantada neste alvo é de 11.600 m², na qual foram implantadas 417 estações gravimétricas, dispostas segundo uma malha quadrada de 5x5 m, envolvendo 24 linhas. Embora já tenham sido realizadas perícias técnicas no local objetivando averiguar causas e apontar soluções para o problema, os levantamentos geofísicos em questão ainda não foram executados neste local.

Estes estudos visam, principalmente, a identificação de feições geológicas que permitam associar os colapsos ocorridos na região com a percolação das rochas calcárias pelas águas do lençol freático/subterrânea e possível desequilíbrio do sistema aquífero provocado pela exploração no referido sistema. Ao lado do prédio onde funcionava o colégio, existem dois poços de extração de água

subterrânea da Companhia de Saneamento do Paraná – Sanepar, em cuja área os ensaios geofísicos também foram realizados.

A terceira área-alvo, localizada na região de Tranqueira, situa-se também sobre rochas metacalcárias limitada por metapelitos orientados segundo a direção EW. Na área do levantamento encontram-se também dois poços para extração de água da Sanepar. A Figura 2.3 ilustra a configuração geológica da área e a localização da área-alvo. Ao todo foram levantadas 20 linhas com 7 estações cada, orientadas segundo a direção NS, formando uma malha regular com espaçamento de 20 metros entre as estações, totalizando 140 estações gravimétricas. Ao contrário das duas primeiras áreas, não foram realizados levantamentos elétricos nesta área-alvo.

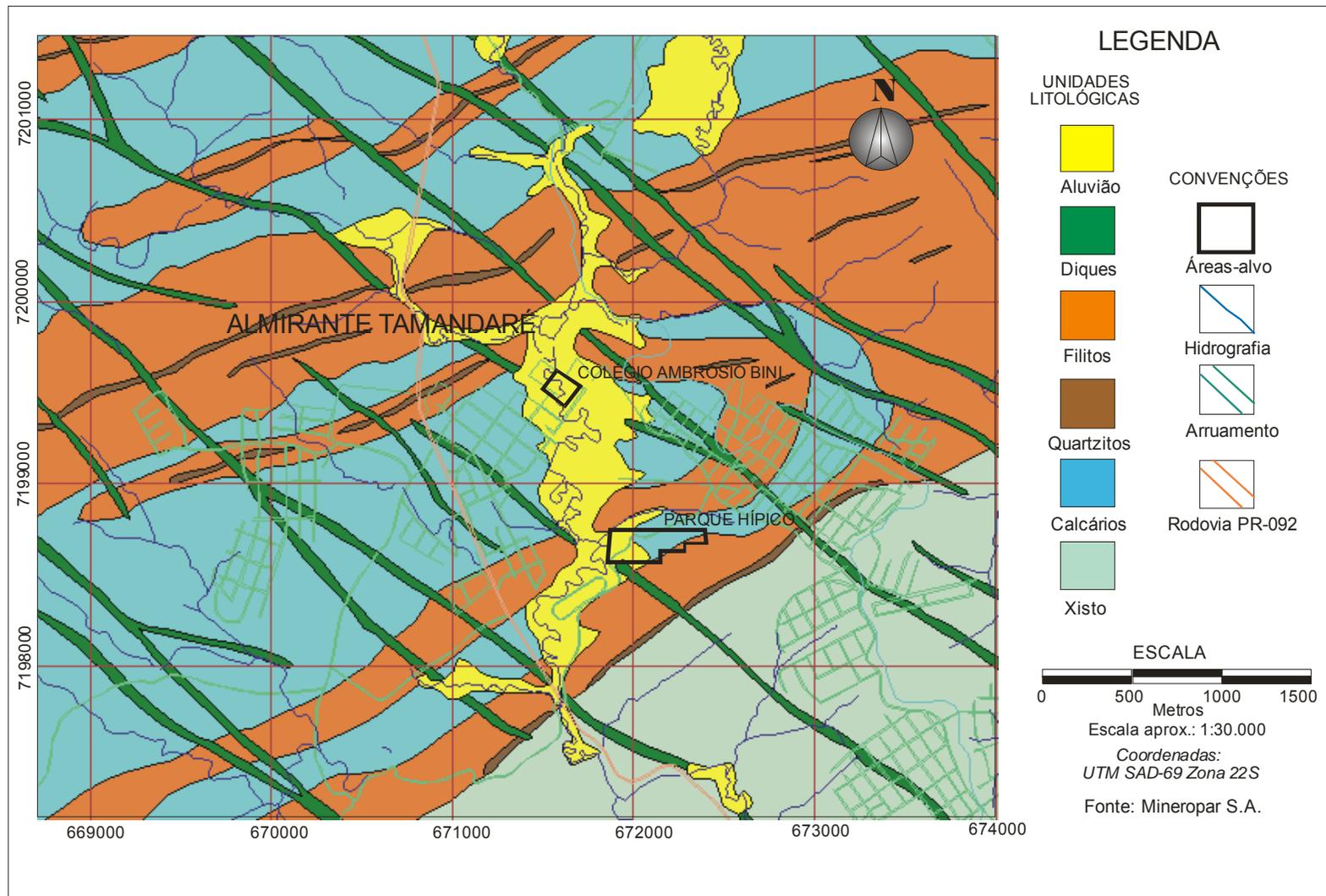


Figura 2.2 - Mapa litológico da região central do município de Almirante Tamandaré, indicando a localização das áreas-alvo Colégio Ambrósio Bini e Parque Hípico (Fonte: Adaptado de Mineropar).

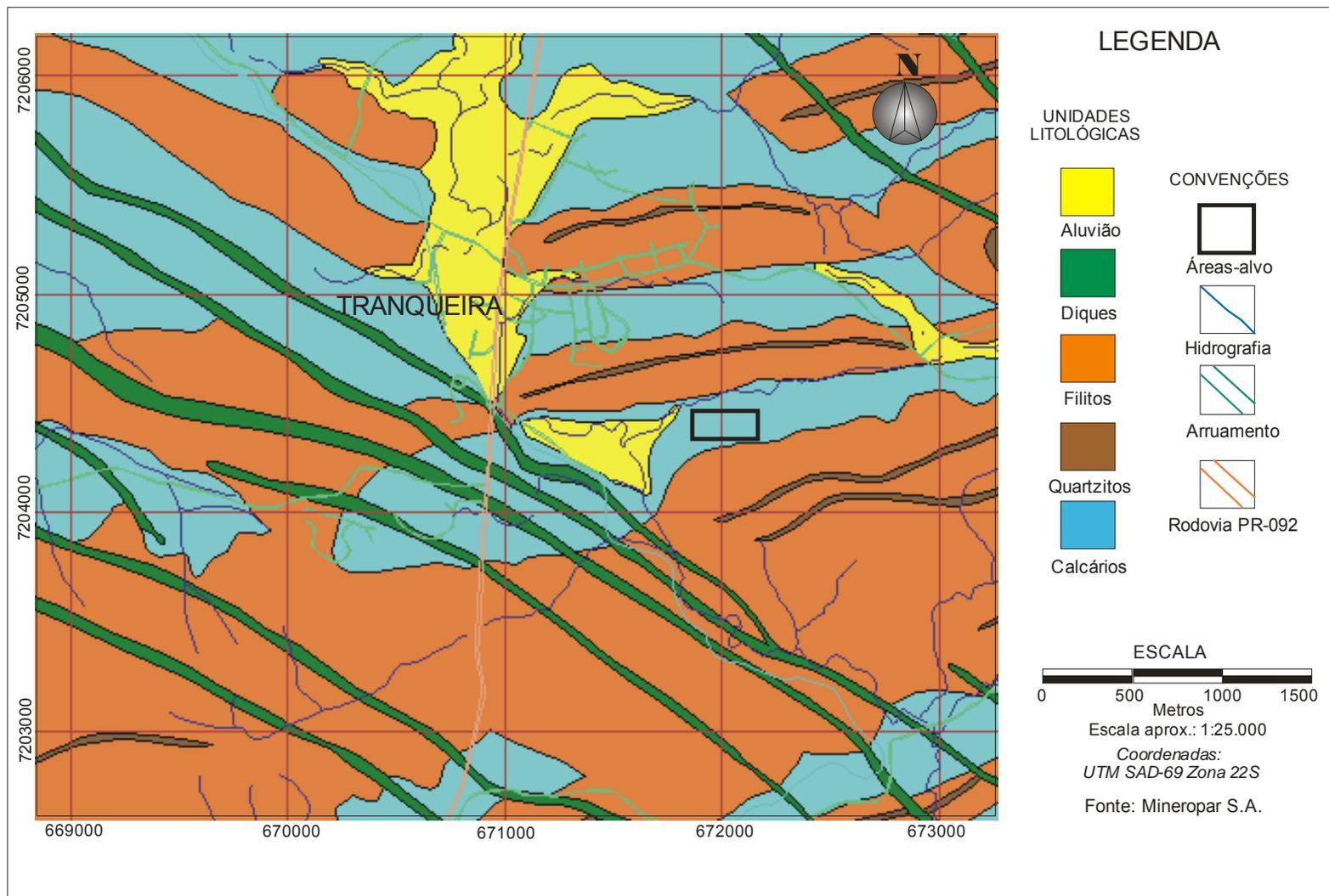


Figura 2.3 - Mapa litológico da região de Tranqueira, município de Almirante Tamandaré, indicando a localização da área-alvo homônima (Fonte: Adaptado de Mineropar).

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE O CARSTE

3.1.1 Origem do Termo

Em meados do século XIX, engenheiros da administração agrícola do Império Austro-Húngaro estudaram a hidrologia da região denominada *Karst*¹, atualmente parte da Eslovênia, com o objetivo de desenvolver a agricultura na zona rural entre Ljubljana e o porto de Trieste, o único porto austríaco no Mar Mediterrâneo. Eles observaram que a hidrologia da região parecia imprevisível, córregos em superfície desapareciam em cavernas ou depressões e largas planícies eram frequentemente inundadas durante a primavera, o que não era favorável à agricultura (BAKALOWICZ, 2005).

A partir dessa época o termo *karst* começou a ser utilizado para designar as feições aparentes e condições de fluxo que ocorrem principalmente em rochas carbonáticas. Na primeira década do século XX, a comunidade científica se dividiu entre os autores que descreviam as feições aparentes do carste, na superfície ou abaixo dela, e aqueles que consideravam que o fluxo de água subterrânea era o maior fenômeno do carste (BAKALOWICZ, 2005).

3.1.2 Os Fenômenos Cársticos – Desenvolvimento do Carste

Os fenômenos cársticos envolvem um conjunto de transformações que se produzem em regiões onde existem rochas carbonáticas, sedimentares ou metamórficas, calcários e dolomitos, como consequência da circulação de água. A geração destes fenômenos é uma das diferenças fundamentais entre a circulação cárstica e qualquer outro tipo de circulação de águas em fissuras. Os fenômenos cársticos se produzem como resultado do equilíbrio do sistema água-calcário. A água é o elemento gerador, enquanto a rocha calcária é o meio onde se desenvolvem os fenômenos. Quando este equilíbrio se perturba, os fenômenos

¹ *Karst* é um termo alemão, traduzido para o português como **Carste**. O termo original tem origem na palavra *krasz*, denominação dada pelos camponeses iugoslavos à paisagem que apresenta tais peculiaridades.

cársticos deixam de funcionar. Tal perturbação só pode ocorrer pela ausência ou pela perda de atividade do elemento gerador, a água, que é uma componente transitória, ao contrário do calcário, que é permanente (LLADÓ, 1970).

O desenvolvimento de sistemas cársticos depende, basicamente, de três condições (TEIXEIRA *et al.*, 2001):

a) *Rochas solúveis com permeabilidade de fraturas.* As rochas carbonáticas devem possuir uma rede de descontinuidades, formadas por superfícies de estratificação, planos de fraturas e falhas. Com a dissolução da rocha ao longo de interseções entre planos, instalam-se rotas preferenciais de circulação de água subterrânea.

b) *Relevo – gradientes hidráulicos moderados a altos.* O desenvolvimento do carste é favorecido quando a região carbonática possui topografia, no mínimo, moderadamente acidentada. Vales encaixados e desníveis grandes geram gradientes hidráulicos maiores, com fluxos mais rápidos das águas de percolação ao longo dos condutos no aquífero. Águas com fluxo lento exercem pouca ação, pois logo se saturam em carbonato, perdendo sua ação corrosiva e a capacidade de transportar partículas.

c) *Clima – disponibilidade de água.* Como a principal causa da formação de sistemas cársticos é a dissolução, o desenvolvimento do carste é mais intenso em climas úmidos. Além de alta pluviosidade, a carstificação é também favorecida em ambientes de clima quente com densa vegetação, onde a produção biogênica de CO₂ no solo é maior, aumentando o teor de ácido carbônico nas águas de infiltração.

Como visto, a circulação de água em um ambiente calcário através de fissuras é a causa da complexa fenomenologia cárstica, que em sua essência se reduz a dois processos fundamentais: um químico, de dissolução; e outro mecânico, de erosão. Estes processos, pois, dependem da quantidade de água existente e das dimensões dos condutos por onde ela circula (LLADÓ, 1970).

Os fenômenos de dissolução, por sua vez, dependem de dois fatores: da composição química do calcário e da acidez da água que circula no ambiente cárstico. Para que o calcário possa se dissolver é necessário que a água possua uma determinada acidez, que na maioria dos casos é proporcionada por CO₂ e a dissolução é gerada através da reação:



O ácido carbônico por sua vez, atua sobre o calcário e o transforma em bicarbonato de cálcio, segundo a equação:



Sendo o bicarbonato de cálcio solúvel em água, esta se enriquecerá em CO_3Ca .

A acidez da água, medida pelo pH, influi consideravelmente em seu poder de dissolução. As águas com pH baixo são mais agressivas, pois contêm ácidos em maior proporção (LLADÓ, 1970).

3.1.3 Feições Cársticas

Do ponto de vista hidrológico e geomorfológico, sistemas cársticos são constituídos por três componentes principais (Figura 3.1), que se desenvolvem de maneira conjunta e interdependente:

- Sistemas de cavernas – formas subterrâneas e acessíveis à exploração.
- Aquíferos de condutos – formas condutoras de água subterrânea.
- Relevo cárstico – formas superficiais.

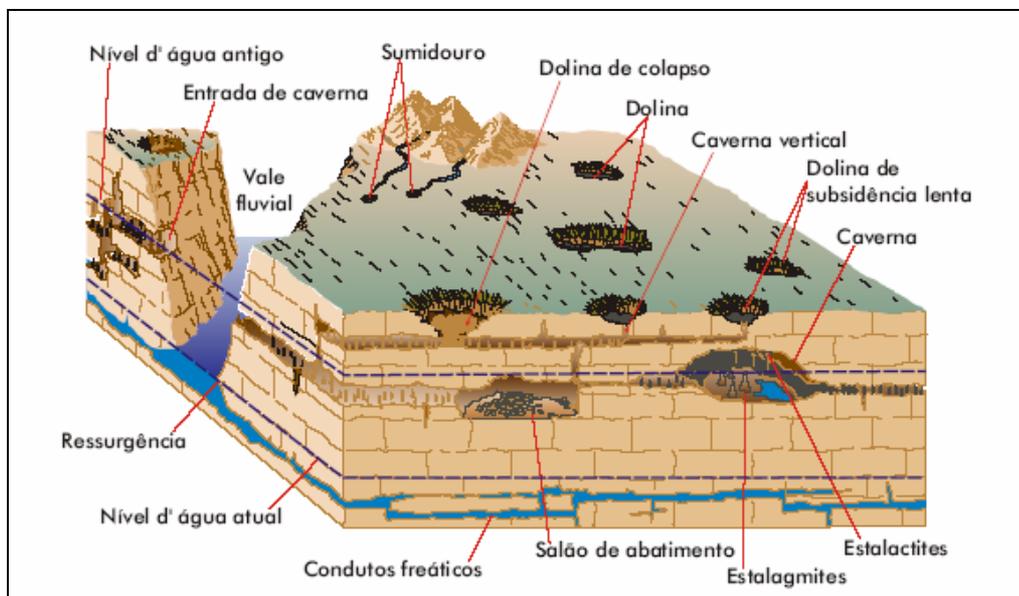


Figura 3.1 - Componentes principais do sistema cárstico (Fonte: TEIXEIRA *et al.*, 2001)

Em terrenos cársticos, onde as rochas carbonáticas são muito compactas e/ou metamorizadas, as formas de absorção da entrada do sistema hidrogeológico

são representadas, principalmente, pelas intersecções de descontinuidades tectônicas e pelas formas topográficas cársticas (BONACIM, 1996). Segundo Lladó (1970), as formas cársticas de absorção podem ser classificadas em abertas e fechadas. As formas abertas, entre elas **sumidouros**, permitem uma penetração rápida e livre da água para o interior do sistema. Já as formas fechadas, como as **dolinas**, apresentam absorção lenta da água. As dolinas são depressões cônicas, circulares na superfície, lembrando a forma de um funil.

Dolinas de dissolução formam-se a partir de um ponto de infiltração na superfície da rocha (zona de cruzamento de fraturas). Crescem em profundidade e diâmetro, conforme a rocha e o material residual são carreados pela água subterrânea. Dolinas de colapso são aquelas geradas na superfície, devido ao abatimento do teto de cavernas ou outras cavidades em profundidade. A Figura 3.2 ilustra os tipos de dolinas e sua evolução. A Figura 3.3 apresenta uma imagem de uma dolina localizada no carste de Almirante Tamandaré-PR.

Em sistemas cársticos também existem **fontes** de extravasamento natural da água subterrânea na superfície do terreno. As fontes cársticas podem ser divididas em (HINDI, 1999):

- **Ressurgências**: aquelas alimentadas por recarga alogênica em grande volume, provenientes de águas introduzidas no aquífero através de sumidouros;
- **Exsurgências**: aquelas alimentadas por recarga autogênica ou alogênica difusa. As surgências encontradas na área são tipicamente classificadas neste tipo (Figura 3.4).

A existência de formas cársticas como dolinas e sumidouros, por si só, constituem-se em um fator de definição de uma série de adequações ou de limitações do terreno frente às várias formas de uso e ocupação.

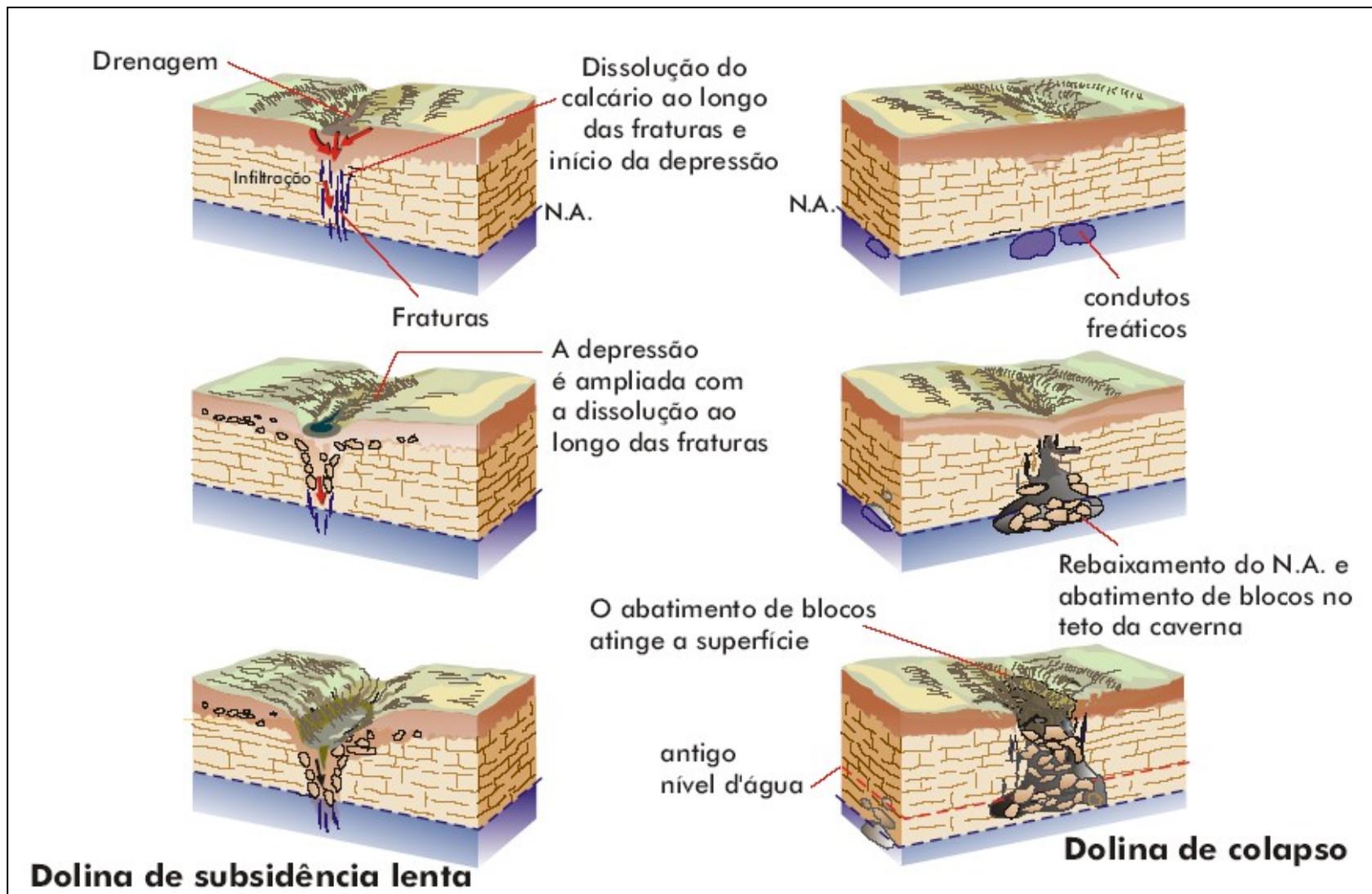


Figura 3.2 - Tipos e evolução das dolinas (Fonte: TEIXEIRA *et al.*, 2001)



Figura 3.3 Dolina típica da região cárstica de Almirante Tamandaré-PR (foto de Fabiana Gallina, 2002).



Figura 3.4 Surgência típica da região cárstica de Almirante Tamandaré (foto de Fabiana Gallina, 2002).

3.2 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

3.2.1 Unidades Geológicas

A RMC é dividida em dois compartimentos geológicos: Complexo gnáissico-migmatítico e rochas metamórficas do Grupo Açungui, estas últimas envolvendo terrenos cársticos. O primeiro estende-se ao longo de uma faixa com direção NE, ao sul da região em estudo. Essa faixa de rochas gnáissico-migmatíticas situa-se entre as rochas do Grupo Setuva e do Grupo Açungui a noroeste, com as quais o contato é por falha e, em parte, concordante. Os maciços graníticos da Serra do Mar constituem o limite a sudeste, cujo contato é discordante e por falhas (LISBOA, 1997).

A área de estudo abrange parte do sistema aquífero cárstico paranaense, formado pelas rochas carbonáticas da Formação Capiru do Grupo Açungui. A Formação Capiru aflora na porção sudeste do Grupo Açungui e é composta, predominantemente, por metadolomitos, filitos e quartzitos e, secundariamente, por filitos grafitosos, metassiltitos e metamargas (LISBOA, 1997). Esta situação é ilustrada através da Figura 3.5.

As rochas carbonáticas compõem extensos pacotes de metacalcários dolomíticos que vão desde Almirante Tamandaré até Bocaiúva do Sul, passando por Colombo e Rio Branco do Sul. Tais pacotes são interceptados por quartzitos que se estendem na direção SW-NE, onde ocorrem também fraturas na mesma direção. Neste litotipo é que ocorrem as estruturas de dissolução ao longo de fraturas, onde a presença de dolinas, grutas, sumidouros e surgências são freqüentes, além do relevo se apresentar arrasado e aplainado.

O metamorfismo regional imposto a tais rochas é de fácies xisto-verde (zona da clorita) onde são reconhecidas estruturas primárias e um metamorfismo localizado, também de fácies xisto-verde, com surgimento de cianita, provavelmente associado a esforços estruturais de falhamentos (POLIDORO, 2005).

Aparecem ainda os mármorees dolomíticos de cor cinza claro com aspecto maciço a mármorees bandados, apresentando bandas centimétricas a milimétricas de coloração cinza clara e escura. Metadolomitos com estruturas sedimentares preservadas e mármorees silicosos bandados com intercalações de níveis carbonáticos e silicosos, estão também presentes.

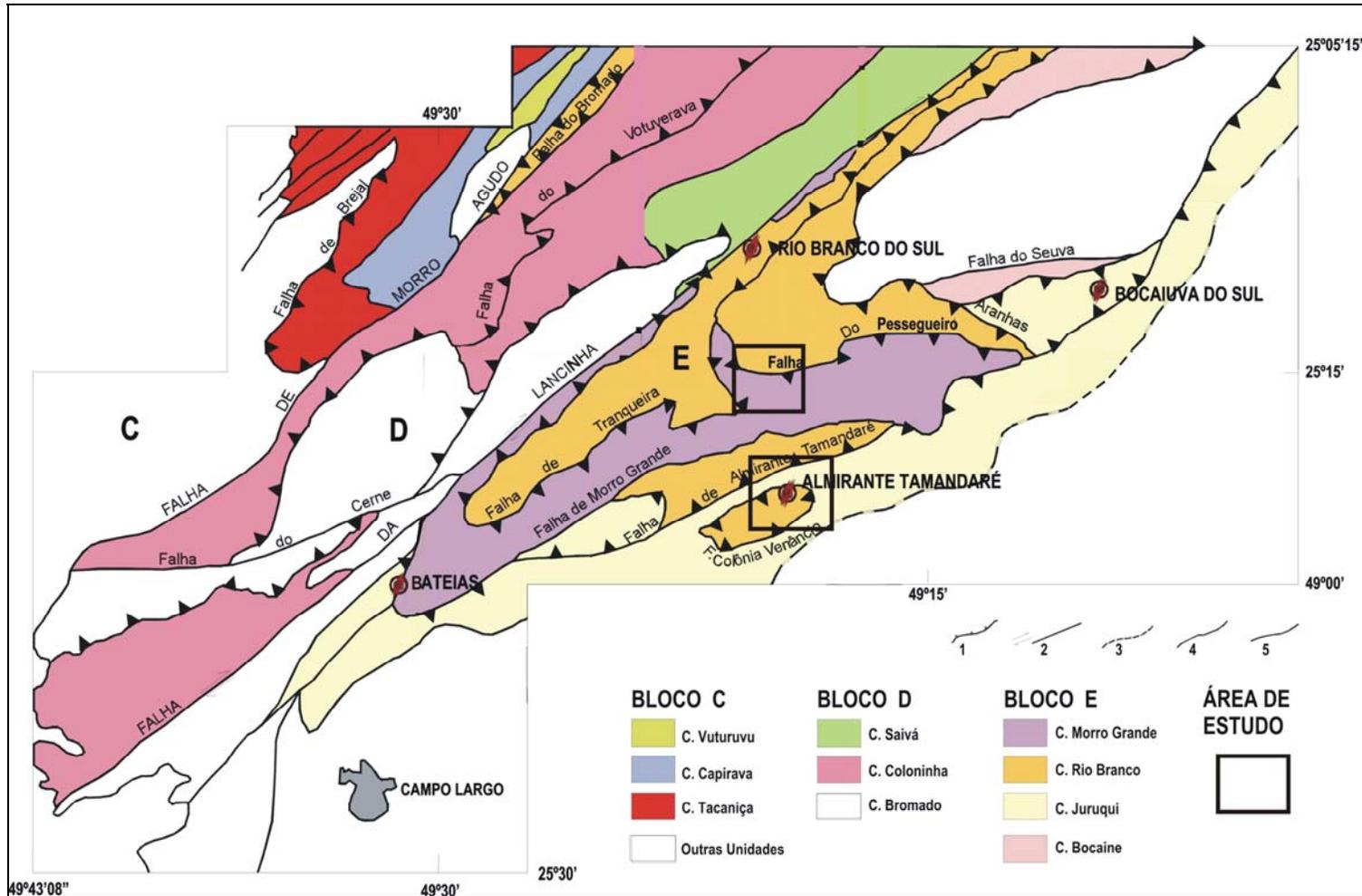


Figura 3.5 - Conjuntos litológicos e blocos estruturais do Grupo Açungui.

Nota: C, D, E representam blocos tectônicos separados pelas falhas do Morro Agudo e da Lancinha. 1) Falhas de cavalcamento, com mergulho indicado pelos pequenos triângulos; 2) Falhas transcorrentes com sentido de movimento indicado; 3) Limite aproximado entre o Embasamento Cristalino e o Grupo Açungui; 4) Contato entre conjuntos litológicos; 5) Falhas normais.

(Fonte: FIORI, 1990 *apud* POLIDORO, 2005).

Lisboa (1997), com base na distribuição espacial dos tipos litológicos existentes na área do carste paranaense, apresentou um modelo conceitual do Sistema Aquífero Cárstico, o qual é composto por uma seqüência justaposta de células tridimensionais, com o pacote central constituído por rochas carbonáticas rebaixadas por processos erosivos diferenciais, limitadas na direção NW-SE pelos diques de diabásio do vulcanismo Mesozóico da Bacia do Paraná (Formação Serra Geral) e na direção NE-SW por faixas de filito e/ou quartzito. A Figura 3.6 ilustra um modelo esquemático que representa esta situação.

Ainda são encontrados na região sedimentos recentes depositados ao longo das principais drenagens da região. São sedimentos argilo-arenosos com intercalação de níveis conglomeráticos de seixos inconsolidados. Os depósitos aluvionares são formados nas várzeas dos rios, principalmente do rio Barigüi. Sua ocorrência corresponde ao de áreas abatidas por carstificação com material aluvionar, sendo comuns espessuras, nestes locais, de até 10 metros.

A deposição diretamente sobre as formas cársticas, possibilitando a movimentação de sedimentos para o interior destas formas, bem como a presença de argilas saturadas em nível freático, tornam estas áreas altamente instáveis do ponto de vista geotécnico (LISBOA, 1997).

3.2.2 Aspectos Hidrogeológicos

A Formação Capiçu pode ser subdividida em duas sub-unidades hidrogeológicas com comportamentos distintos: *metacalcários dolomíticos*; e *filitos e quartzitos* (COMEC, 2002 *apud* POLIDORO, 2005).

Os metacalcários dolomíticos, cuja permeabilidade varia de acordo com a porosidade da rocha, compõem o referido aquífero, apresentando grau de confinamento livre, semiconfinado e até mesmo confinado com valores de vazão exploratória na ordem de 100 m³/h e ligação com a rede hidrográfica através das zonas de descarga. Os filitos e quartzitos, por sua vez, possuem permeabilidade fissural, grau de confinamento livre ou confinado e valores de vazão exploratória na ordem de 4 m³/h e sem ligações com a rede hidrográfica (POLIDORO, 2005).

O sistema aquífero cárstico apresenta massas carbonáticas que possuem alto grau de dissolução, contendo fronteiras impermeáveis que delimitam a massa de

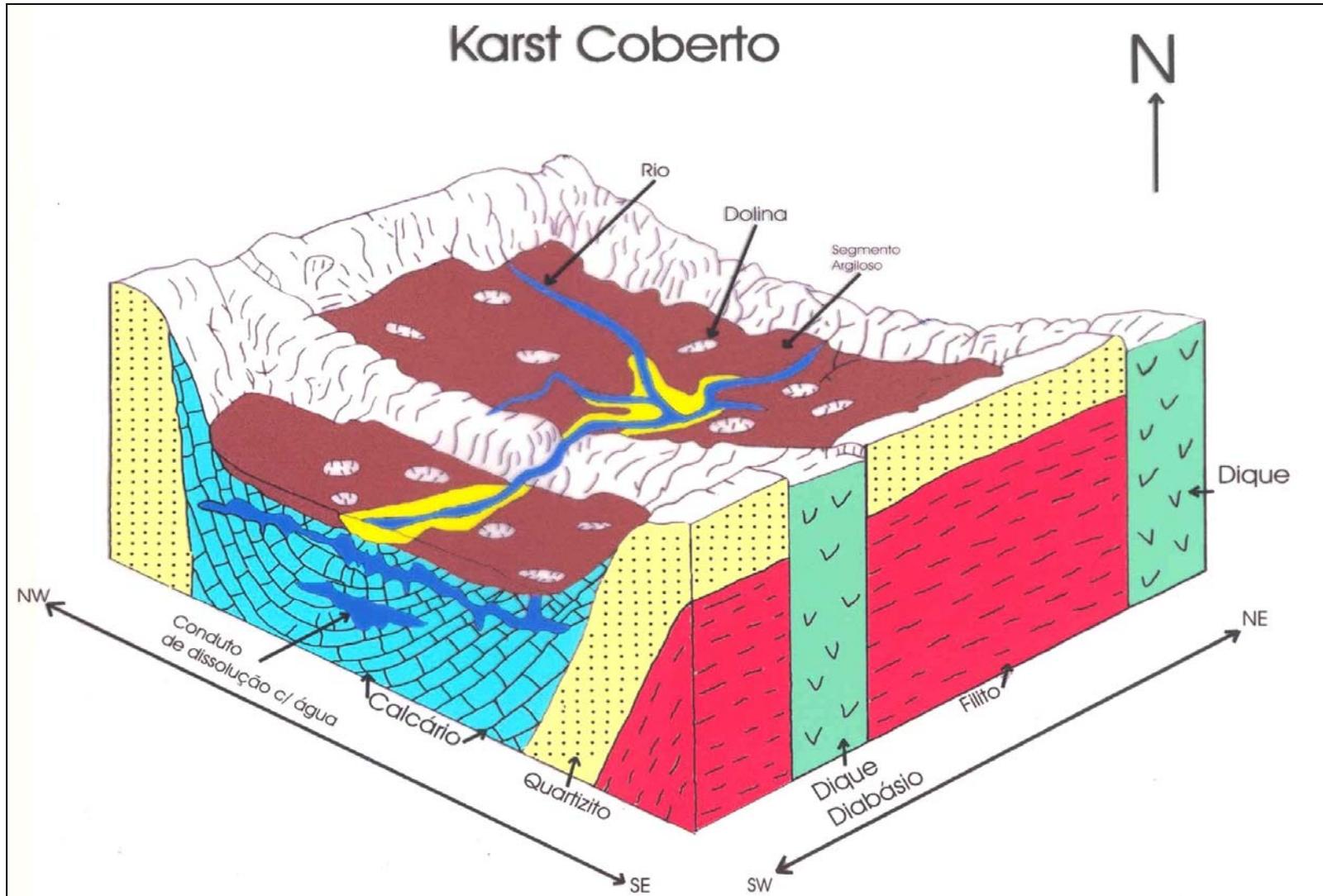


Figura 3.6 - Modelo esquemático de uma unidade morfoestrutural (célula). Fonte: (MINEROPAR, 2005)

rocha solúvel. Essas fronteiras são representadas pelos diques de diabásio (NW-SE) que seccionam o pacote metamórfico, caracterizando, em termos hidrogeológicos, a compartimentação do referido aquífero.

Disto resultam células romboédricas, cada uma com um comportamento hidráulico diferente e independente das demais. Sendo assim, o detalhamento dos potenciais exploráveis deve ser feito célula a célula, mediante a identificação e quantificação dos principais fatores intervenientes de cada unidade (LISBOA, 1997). Entretanto, é possível que exista fluxo de água subterrânea entre as células, tanto através de fraturas nos diques de diabásio quanto nas demais rochas que compõem as mencionadas células.

3.2.3 Aspectos Geotécnicos

Como dito anteriormente, regiões cársticas, por natureza, apresentam certa instabilidade geotécnica. Por isso, tanto a extração de recursos hídricos como a ocupação urbana sobre estas áreas deve ser feita de forma adequada. Como exemplo disto, podem ser encontrados relatos de desequilíbrios do sistema, os quais causaram vários eventos relacionados à subsidência e colapso de solo na região em questão.

Estudos realizados por órgãos públicos como a Comec (Coordenação da Região Metropolitana de Curitiba) e Mineropar (Minerais do Paraná S/A) separam a faixa sul dos metacalcários da Formação Capiuru em duas unidades geotécnicas – Unidade DR e Unidade DT. Estas unidades são classificadas de acordo com suas características geológicas e geotécnicas e correspondem, respectivamente, a solos residuais sobre rochas carbonáticas (DR) e solos transportados sobre rochas carbonáticas (DT), em planície cárstica de relevo suave, os quais possuem severas restrições à urbanização, carecendo de estudos do subsolo para a implantação de obras civis. Como estas unidades correspondem, também, a áreas de alto potencial hidrogeológico e de recarga do aquífero, são ainda susceptíveis a contaminações (POLIDORO, 2005).

3.3 MÉTODOS GEOFÍSICOS APLICADOS À IDENTIFICAÇÃO DE FEIÇÕES CÁRSTICAS

3.3.1 Considerações Gerais

Métodos geofísicos de superfície podem ser empregados para detectar e mapear fraturas, cavidades e outras feições cársticas, com a característica de não serem invasivos. De acordo com as propriedades físicas, elétricas ou químicas do meio, os métodos geofísicos podem detectar direta ou indiretamente a presença de feições cársticas em determinada região (TECHNOS, INC., 2005).

Na região do município de Almirante Tamandaré-PR, o emprego de métodos geofísicos tem sido útil tanto para orientar estudos geotécnicos, visando a implantação de obras, como também na investigação das características do subsolo em virtude da ocorrência de colapsos.

3.3.2 Métodos Utilizados

Um dos métodos empregados atualmente para identificação de feições cársticas é o método gravimétrico. O princípio básico deste método consiste na medida da gravidade na superfície terrestre. Quando a gravidade é afetada devido a variações laterais de densidade na crosta, ou seja, quando as rochas componentes de um determinado sistema apresentam diferentes densidades, aparecem as chamadas anomalias gravimétricas. Por isso, é importante o conhecimento sobre as densidades das rochas existentes na região de estudo, o que auxilia no planejamento adequado dos levantamentos gravimétricos, indicando ainda que tipos de resultados podem ser esperados (MIRONÓV, 1977).

Outro método também empregado em sistemas cársticos é o da eletrorresistividade. Neste método se mede a resistividade aparente e os resultados são interpretados em termos de contrastes de resistividade do meio subsuperficial. Assim, com base nas propriedades físicas de solos e rochas, feições cársticas (estruturas, falhas, cavidades etc.) podem ser inferidas através dos resultados dos levantamentos.

Estes métodos costumam ser empregados em conjunto, uma vez que podem corroborar entre si para uma melhor interpretação geofísica da área. As informações

dadas pelos perfis geelétricos podem auxiliar na inversão gravimétrica fornecendo uma informação *a priori* a respeito dos principais parâmetros da estrutura que está sendo investigada, o que contribui grandemente para a sua modelagem tridimensional.

3.3.3 Estudos de caso

Estudos realizados por CRAWFORD (2000) nos Estados Unidos da América, país onde sistemas cársticos cobrem 20% de sua área (KARST WATER INSTITUTE, 2006), apresentam ótimos resultados na detecção de vazios, cavidades e na investigação de colapsos sob rodovias no estado de Kentucky.

Nestes estudos foi utilizada a técnica de microgravimetria. Com esta técnica procura-se identificar pequenas variações no campo da gravidade: para tanto devem ser tomadas medidas com grande precisão em pequenos intervalos entre estações (e.g. 1 a 5 metros) ao longo de um determinado perfil ou malha regular. CRAWFORD (2000) cita a utilização de gravímetros relativos de alta precisão (Lacoste & Romberg modelo D e o modelo CG-3M da Scintrex), cuja resolução de leitura chega a 0,001 mGal. Estes equipamentos são chamados também de microgravímetros.

A literatura exhibe ainda alguns exemplos dos primeiros trabalhos de gravimetria realizados com o fim de identificar feições cársticas (COLLEY, 1963; ARZI, 1975). FAJKLEWICZ (1976) descreve a aplicação de medidas do gradiente vertical da gravidade para a detecção de túneis e cavernas sob cidades na Polônia. BUTLER (1984) aplicou microgravimetria para delinear uma cavidade vazia rasa (com menos de 10 metros de profundidade) e uma preenchida por água (a 30 metros) na Flórida. AL-RIFAIY (1990) descreve o uso da microgravimetria para detectar a presença de cavidades em uma região calcária próxima à cidade do Kuwait.

BRANSTON e STYLES (2002) descrevem a aplicação da microgravimetria em conjunto com a resistividade elétrica para avaliar um caso de subsidência de terreno em uma zona residencial do município de Northwich, na Inglaterra. Neste trabalho foram realizados levantamentos gravimétricos em diferentes épocas, com isso foi possível monitorar a magnitude da subsidência do terreno em questão.

No Brasil, DOURADO *et al.* (2001) aplicaram também o método gravimétrico em conjunto com ensaios de eletrorresistividade e GPR (*Ground Penetrating Radar*) para a detecção de cavidades em arenitos na região de Descalvado, SP. Os resultados mostraram-se coerentes, pois onde a gravimetria indicou ausência de massa, o caminhamento elétrico detectou um aumento de resistividade elétrica nesta área.

4 MÉTODO GRAVIMÉTRICO

4.1 INTRODUÇÃO

O objetivo da gravimetria é determinar o campo de gravidade da Terra como função da posição e do tempo através de medidas da gravidade realizadas sobre ou próximo à sua superfície.

Para formular o objetivo da gravimetria com maior precisão, podemos considerar, por exemplo, o campo de gravidade terrestre, que é no caso o objeto de investigação mais importante. Qualquer massa participante na rotação da Terra em relação a seu eixo é afetada pela gravitação (atração das massas) da Terra e de outros corpos celestes como também pela aceleração centrífuga (TORGE, 1989).

A prospecção gravimétrica envolve medidas das variações do campo de gravidade terrestre. Deseja-se identificar as massas locais de maior ou menor densidade que as formações encaixantes e extrair alguma informação sobre elas a partir de irregularidades no campo da Terra. Irregularidades denominadas de anomalias são interpretadas como resultado das variações laterais na densidade dos materiais da subsuperfície, provocadas por estruturas geológicas ou corpos rochosos com diferentes densidades (TELFORD, 1990). Assim, a gravidade, medida na superfície da Terra, contém informações sobre o ponto onde a medida é realizada (aplicação geodésica), sobre a distribuição de massa no interior da Terra (aplicação geofísica) e, no caso de medidas repetidas, sobre as variações temporais do corpo da Terra (aplicação geodinâmica) (TORGE, 1989).

4.2 CONCEITO DE GRAVIDADE

O vetor gravidade \vec{g} com dimensão física de aceleração, em um ponto da superfície terrestre, pode ser definido como sendo o resultante da força gravitacional por unidade de massa ou força gravitacional específica, decorrente da atração das massas terrestres e da força centrífuga aparente por unidade de massa ou de forma mais simples, a aceleração centrífuga, conseqüência da rotação do planeta (Figura 4.1).

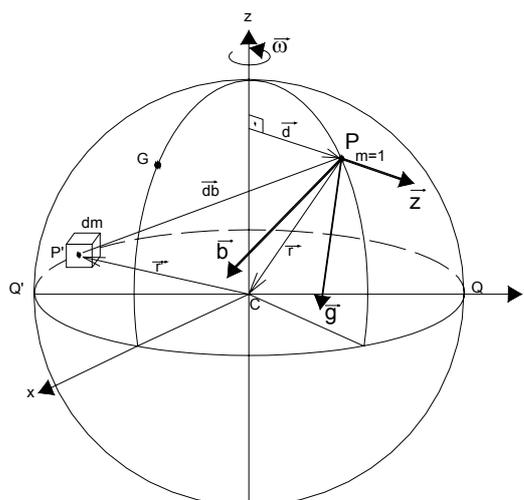


Figura 4.1 - Composição vetorial da gravidade.

Vetorialmente pode ser escrita como:

$$\vec{g} = \vec{b} + \vec{z} \quad (4.1)$$

onde \vec{b} representa a atração gravitacional, baseada na Lei da Gravitação Universal de Newton:

$$\vec{b}(\vec{r}) = G \iiint_{\text{terra}} \frac{\vec{r}' - \vec{r}}{|\vec{r}' - \vec{r}|^3} dm \quad (4.2)$$

onde \vec{r}' e \vec{r} são os vetores da posição geocêntrica do ponto atrativo P' (elemento de massa dm) e o ponto atraído P (massa unitária). O valor da constante gravitacional é:

$$G = 6,673 \times 10^{-11} m^3 kg^{-1} s^{-2} \quad (4.3)$$

O elemento de massa dm pode ser expresso em termos da densidade volumétrica (densidade) $\rho = \rho(\vec{r})$ e o elemento de volume dv da seguinte forma: $dm = \rho dv$.

A aceleração centrífuga \vec{z} pode ser escrita em função do vetor de rotação da Terra $\vec{\omega}$ e a distância perpendicular ao eixo de rotação d :

$$\vec{z} = (\vec{\omega} \times \vec{r}) \times \vec{\omega} = \omega^2 \cdot d \quad (4.4)$$

A velocidade angular pode ser conhecida com grande precisão através da astronomia:

$$\omega = 7,292115 \times 10^{-5} \text{ rad/s}$$

A unidade usualmente empregada em Geodésia e Geofísica para a gravidade é o **gal**.

Nome	Símbolo	Equivalência
gal	Gal	$10^{-2} m \cdot s^{-2}$
miligal	mGal	$10^{-5} m \cdot s^{-2}$
microgal	μ Gal	$10^{-8} m \cdot s^{-2}$

Tabela 4.1 - Equivalência do gal com a unidade representativa da aceleração no SI.

O valor do módulo do vetor gravidade pode ser obtido através de determinações absolutas e relativas, utilizando equipamentos que permitam a medição de pequenos intervalos de tempo e distância ou variações na gravidade. As determinações absolutas proporcionam diretamente o valor de g para uma estação, enquanto que as relativas exigem a ocupação de ao menos duas estações, permitindo a obtenção da diferença de gravidade entre as mesmas.

4.2.1 Medida da Gravidade

Atualmente, os levantamentos gravimétricos compreendem a determinação da gravidade através de medidas realizadas com gravímetros portáteis absolutos e relativos.

4.2.1.1 Gravímetros absolutos

O princípio de funcionamento dos gravímetros absolutos consiste na medição das quantidades fundamentais da aceleração, distância e tempo. É observado o movimento livre de um sensor no campo da gravidade. Para isso é utilizado o método da queda livre, onde precisões entre 10^{-7} e 10^{-9} g são alcançadas (TORGE, 1989). A observação do corpo de prova em queda livre é feita utilizando interferometria para a medida das distâncias e relógios atômicos ou de quartzo como contadores de tempo. A principal aplicação dos gravímetros absolutos se dá quando do estabelecimento de bases nacionais e internacionais de referência gravimétrica.

4.2.1.2 Gravímetros relativos analógicos

O gravímetro relativo é constituído de um sistema massa-mola, que permite avaliar a variação da força da gravidade em um ponto. O sistema é equilibrado por uma força contrária ao peso do corpo, geralmente elástica. Sob a ação da gravidade, a mola sofre uma deformação Δl , proporcional ao módulo da força que a produz. Assim sendo, para uma segunda estação teremos $g + \delta g$ e $\Delta l + \delta l$, este último termo podendo ser medido pela diferença de leituras na escala E (Figura 4.2), realizadas nas duas estações. Desta forma, a variação da gravidade pode ser obtida através da variação da deformação da mola:

$$\delta g = C \cdot \delta l = C \cdot (E_2 - E_1), \quad (4.5)$$

sendo C um fator de calibração previamente determinado (GEMAEL, 1999).

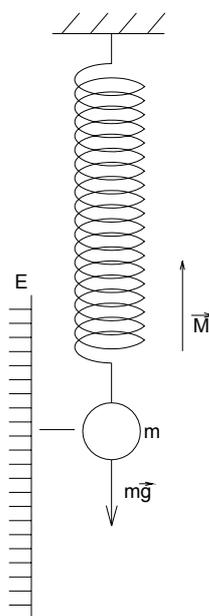


Figura 4.2 - Esquema de um sistema massa-mola.

A Figura 4.3 mostra o esquema de funcionamento do gravímetro Lacoste & Romberg. A Figura 4.4 apresenta o gravímetro nº G-372 da Lacoste & Romberg.

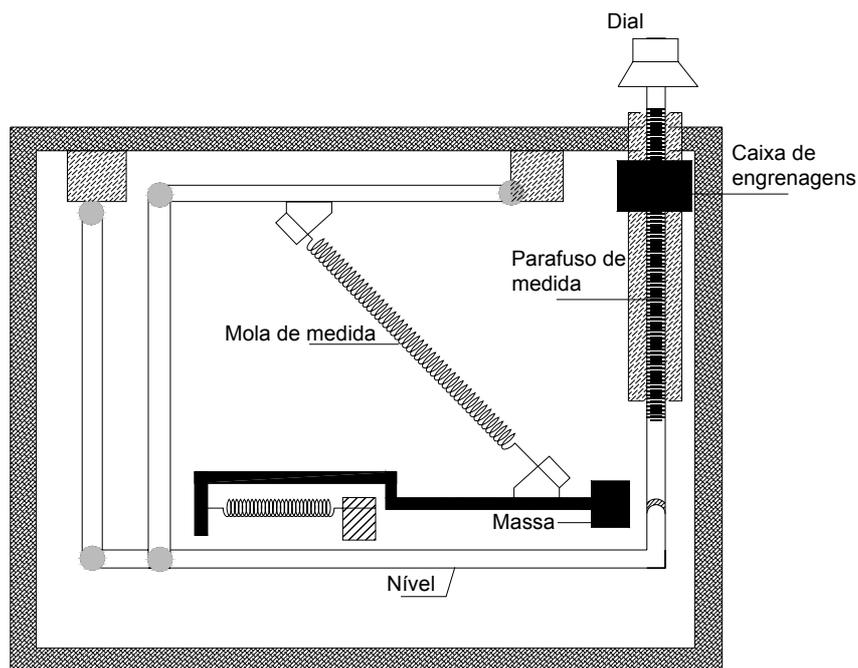


Figura 4.3 - Esquema de construção do gravímetro LaCoste & Romberg (Fonte: Adaptado de LACOSTE & ROMBERG, 198?).



Figura 4.4 - Gravímetro Lacoste & Romberg (Foto de Jair Silveira, 2006).

As leituras neste tipo de gravímetro são dadas em unidades instrumentais, que correspondem a um determinado número de contagens dadas pelo passo do parafuso de medida. Isso corresponde ao movimento realizado pelo parafuso de medida para, após a mola ter-se deformado com a ação da força da gravidade,

retorná-la à sua posição original. A força aplicada pelo equipamento deve corresponder à mesma força de gravidade que provocou a deformação da mola. Então, esta quantidade de força, medida através do número de contagens, é transformada em valores de gravidade segundo uma tabela de calibração fornecida pelo fabricante junto com o equipamento. Por construção, cada gravímetro possui sua própria tabela, que relaciona as unidades instrumentais com valores de gravidade em miligal. Periodicamente, deve ser realizada uma calibração destes gravímetros através de observações realizadas em estações absolutas, sendo gerada uma nova tabela para conversão das unidades.

4.2.1.3 Gravímetros relativos digitais

Os gravímetros analógicos, por construção, conduzem a algumas fontes de erro, exigindo a necessidade de grande experiência do operador. Assim, um gravímetro digital permitiria a diminuição dos efeitos do operador sobre o processo de medida, como também a obtenção de várias amostras da gravidade em uma única estação em um tempo muito menor.

O gravímetro digital Scintrex foi desenvolvido para atender com relativa precisão atividades na área de gravimetria. Seu intervalo de medição de 7000 mGal abrange todo o globo; possui resolução de leitura de 0,005 mGal no modelo CG-3 e de 0,001 mGal no modelo CG-3M e sua deriva é de cerca de 0,02 mGal/dia, tendo uma repetibilidade melhor que 10 μ Gal. O elemento sensor deste instrumento é baseado em um sistema elástico de quartzo fundido (HUGILL, 1988).

Outras características devem ser destacadas tendo em vista sua facilidade operacional. As leituras são feitas automaticamente após o equipamento estar nivelado sobre um ponto. O tempo de tomada de amostras de valores da gravidade é definido pelo operador, sendo a leitura final o valor médio das amostras acompanhado de seu respectivo desvio padrão.

Ao final deste processo, a leitura é armazenada na memória do equipamento juntamente com outras variáveis, tais como número da estação; desvio padrão da média; duração da leitura; correção devido à maré terrestre (LONGMAN, 1959); número de amostras rejeitadas e as inclinações nos eixos transversal X e longitudinal Y.

O gravímetro Scintrex não possui uma tabela de calibração para conversão de unidades, sua leitura já é dada em miligals. Um procedimento necessário neste caso é a determinação de um fator de correção da deriva instrumental. Para a determinação deste fator, o equipamento é posto para operar no modo estático por um período superior a 12 horas amostrando valores de gravidade em intervalos de tempo regulares (e.g. 10 minutos) gerando um conjunto de dados que permitem calcular um novo fator. O cálculo é realizado com base na diferença entre as leituras final e inicial do ciclo de tempo no qual o gravímetro esteve em operação, dividida pelo tempo total do ciclo (e.g. 12/24 horas). Assim, tem-se o novo fator de correção para a deriva instrumental dado em mGal/dia.

Como o instrumento apresenta uma deriva diária consideravelmente alta, em relação aos gravímetros analógicos de mola metálica como o LC&R, recomenda-se a realização deste procedimento a cada dois meses.

Rigorosos testes de laboratório foram realizados pelo fabricante analisando a influência de fatores externos ao gravímetro. Os resultados mostram que a sensibilidade do gravímetro a variações de temperatura é menor que 0,001 mGal/°C, a variações de pressão de 0,03 mGal/atm e a máxima sensibilidade a variações no campo magnético não excede 0,00013 mGal/Gauss. A Figura 4.4 mostra um esquema do princípio de operação do gravímetro Scintrex.

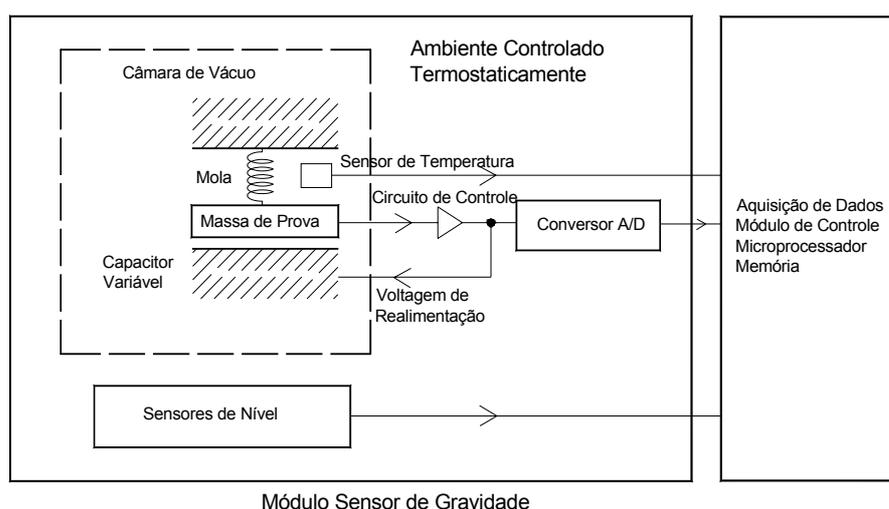


Figura 4.5 - Princípio de operação do gravímetro digital Scintrex (Fonte: Adaptado de SCINTREX LTD, 1992).



Figura 4.6 - Gravímetro Scintrex CG-3 (Foto de Jair Silveira, 2005)

4.2.1.4 Correções aplicadas às medidas gravimétricas

4.2.1.4.1 Fator de calibração

O fator de calibração de um gravímetro é necessário para ajustar as medidas realizadas com o equipamento de acordo com a variação da gravidade em função da região do levantamento. Para determinar se a resposta do gravímetro é coerente com esta variação, recomenda-se a realização de uma campanha envolvendo a ocupação de, no mínimo, duas estações gravimétricas absolutas da rede nacional. Assim, pode-se comparar a diferença de gravidade obtida com o gravímetro com a diferença de gravidade entre as duas estações absolutas. O resultado é a geração de um fator que será utilizado para corrigir as medidas realizadas na região do levantamento. Este procedimento deve ser realizado devido ao comportamento do gravímetro sofrer variações temporais em seus elementos sensores gerando imprecisões nas medidas obtidas.

4.2.1.4.2 Deriva instrumental

Em operações estáticas e em campo, gravímetros a mola apresentam uma variação temporal, chamada deriva instrumental. A deriva é causada pelo relaxamento da mola e por efeitos externos não compensados. Esta deriva pode ser decomposta em duas partes - deriva estática (deformação da mola, grandes flutuações em temperatura e pressão), que pode ser quantificada por observações contínuas numa única estação e a deriva por transporte, também chamada deriva dinâmica (choques, pequenas variações em temperatura entre outros fatores), comuns em operações de campo. A última é quase linear durante curtos períodos (algumas horas), entretanto, não-linearidades freqüentemente ocorrem durante um dia de levantamento. A deriva observada durante estados de repouso (longa pausa, à noite), parcialmente compensa o efeito da deriva dinâmica (TORGE, 1989).

4.2.1.4.3 Marés terrestres

A progressão periódica da aceleração de maré segue a diferença entre a gravitação do corpo celeste (Sol, Lua) gerando a maré e a aceleração centrífuga devido ao movimento ao redor do baricentro, que age igualmente em todos os pontos da Terra. A gravidade na Terra é afetada pela componente radial da aceleração de maré, que é positiva na direção externa causando um decréscimo da gravidade terrestre. Existem vários programas que produzem valores para esta correção, baseadas em observações de marés terrestres durante certo período de tempo ou utilizando modelos matemáticos como pode ser encontrado em LONGMAN (1959).

4.3 ANOMALIAS GRAVIMÉTRICAS

4.3.1 Introdução

A gravidade é usualmente determinada sobre a superfície física da Terra e depende primariamente da localização do ponto na superfície, de uma pequena porção da topografia da região e da distribuição de densidade da Terra. Para que se obtenha a parte dos valores de gravidade observados, relacionando-os com as

variações de densidade que nos interessam, é conveniente dividir os valores observados em uma parte que varia regularmente, *i.e.*, o valor padrão da gravidade refletindo a figura da Terra ideal, e em anomalias que refletem a estrutura interna das camadas superiores da Terra.

4.3.2 Anomalia da Gravidade

A anomalia é obtida deduzindo o valor padrão para a Terra ideal do valor de gravidade observado (SAZHINA, 1971). O valor padrão da gravidade para a Terra é dado pela Fórmula Internacional da Gravidade calculada sobre o elipsóide de referência de 1967 (GEMAEL, 1999):

$$\gamma_{67} = 978031,846 \cdot (1 + 0,005278895 \cdot \text{sen}^2\varphi - 0,000023462 \cdot \text{sen}^4\varphi) \quad (4.6)$$

Para obter o valor da anomalia da gravidade é necessário reduzir o valor observado para a superfície do geóide. Assim, é necessário conhecer o valor da altitude ortométrica (relativa ao geóide, superfície equipotencial da gravidade supostamente melhor ajustada ao nível médio dos mares). Deve-se também considerar a distribuição de massas entre a superfície física e o geóide, nível ao qual nos interessa conhecer as anomalias.

A anomalia gravimétrica pode, então, ser entendida como a diferença:

$$\Delta g = g_0 - \gamma \quad (4.7)$$

onde g_0 corresponde à gravidade real observada, reduzida à superfície do geóide e γ corresponde à gravidade normal, ou teórica, obtida em função da latitude da estação, sobre a superfície do modelo da Terra normal. Porém, algumas reduções são necessárias para se obter com precisão o valor de g_0 , as quais são apresentadas a seguir:

4.3.2.1 Reduções gravimétricas

a) Correção Free-Air ou Ar-livre:

Para reduzir ao nível médio do mar a gravidade observada na superfície física da Terra, introduz-se a chamada correção *Free-Air* (C_f). A anomalia resultante recebe o mesmo nome da correção:

$$\Delta g_f = g + C_f - \gamma \quad (4.8)$$

A correção *Free-Air* para uma determinada estação é dada pela relação entre o gradiente vertical da gravidade (teórico) e a altitude ortométrica H (referida ao geóide) da estação. O valor comumente utilizado nos trabalhos de geofísica é o seguinte (GEMAEL, 1999):

$$C_f = 0,3086 \cdot h \quad (4.9)$$

b) Correção de Bouguer:

A correção de Bouguer tem por objetivo eliminar os efeitos das massas topográficas entre as superfícies física e do geóide sobre o valor de g observado. Pode ser escrita como:

$$C_b = -A - B + C \quad (4.10)$$

O primeiro termo (A) corresponde à componente vertical da atração exercida por um platô horizontal de espessura igual à altitude da estação sobre um ponto de massa unitária situado na superfície. Assumindo o valor médio de $2,67 \text{ g/cm}^3$ para as rochas componentes da crosta terrestre, tem-se para este termo o valor de:

$$A = 0,1119 \cdot h \quad (4.11)$$

O segundo termo (B) tem a função de “converter” o platô de Bouguer em uma calota com a mesma espessura e com raio esférico igual a 166,7 km. O cálculo deste termo é feito em função da altitude e da latitude da estação de observação.

O terceiro termo (C) corresponde à correção de terreno, a qual considera as irregularidades topográficas em relação à calota de Bouguer. Para o cálculo de C , é necessária a existência de informações altimétricas da região vizinha à estação. Os

dados devem, tanto quanto possível, cobrir o mesmo raio que delimita a calota de Bouguer, ou seja, 166,7 km.

4.3.2.2 Anomalias Bouguer

As anomalias Bouguer são, então, geradas a partir das componentes descritas acima. Na Equação 4.12 o segundo termo corresponde à correção Free-Air, os três termos seguintes representam as correções de Bouguer, sendo g e γ os valores da gravidade observados sobre a Terra real e da gravidade calculada sobre a Terra normal, respectivamente.

Tem-se, assim, a configuração final da fórmula empregada na geração das anomalias Bouguer (GEMAEL, 1999):

$$\Delta g_b = g + 0,3086 \cdot h - 0,1119 \cdot h - B + C - \gamma \quad (4.12)$$

ou:

$$\Delta g_b = g + 0,1967 \cdot h - B + C - \gamma \quad (4.13)$$

4.3.3 Apresentação dos Resultados

Os resultados obtidos após o processamento dos dados gravimétricos coletados em campo devem ser apresentados de forma a proporcionar ao geólogo uma visão da distribuição das massas em subsuperfície. Para isto, a representação é feita a partir de mapas de contorno, ou perfis das anomalias gravimétricas, as quais representam as variações do campo da gravidade observado em relação a um campo teórico oriundo de um modelo usualmente denominado de Terra Normal². Os mapas de contorno, por sua vez, são gerados através de interpolação numérica, que é responsável pela geração de uma malha regular de pontos (*grid*) a partir das posições e valores das observações realizadas. Tais mapas são úteis na avaliação e interpretação de dados geofísicos.

² Terra Normal é a designação dada ao modelo teórico da Terra, baseado em um elipsóide de revolução, ao qual é atribuído a mesma massa e a mesma velocidade angular da Terra real.

Porém, o contorno dos dados não deve introduzir informações que não estejam presentes nos dados. Embora possam existir erros nas observações, os mapas de contorno são geralmente calculados de forma que a superfície imaginária representada pelos contornos passe exatamente pelas observações.

O problema da interpolação numérica divide-se em duas partes: a) definir uma função contínua de duas variáveis espaciais que toma os valores das observações nas posições desejadas e, b) definir um conjunto de valores nos pontos de uma malha regular, tal que o valor de um ponto desta malha tenda ao valor observado se a posição da observação tende ao ponto da malha (BRIGGS, 1974).

CRAIN (1970) apresenta uma revisão de alguns métodos de interpolação que procuram solucionar primeiramente à parte (a) do problema e, a partir desta solução, resolver o problema (b). BRIGGS (1974) descreve um método para encontrar a solução do problema (b) sem ter solucionado o problema (a). Este método tem o atributo da suavização, o que garante a confiança na técnica e a conseqüente qualidade dos mapas resultantes.

O método possui propriedades de suavização bem definidas e a interpolação bi-dimensional é baseada na solução de equações diferenciais. As equações diferenciais finitas são deduzidas a partir do princípio da curvatura mínima total, destacando um método iterativo de solução (BRIGGS, 1974).

4.4 ASPECTOS GERAIS DA PROSPECÇÃO GRAVIMÉTRICA

4.4.1 Introdução

O método gravimétrico é uma das ferramentas da geofísica usadas em investigações do meio ambiente, onde a detecção de cavidades, decorrentes de fenômenos de carstificação, irregularidades no subsolo ou aterros, é essencial (DEBEGLIA, 2002).

A técnica de microgravimetria, que consiste em medir pequenas variações no campo da gravidade terrestre, visa à interpretação da presença de vazios e cavidades a partir das medidas gravimétricas. Anomalias gravimétricas geradas por vazios e cavidades são sobrepostas a variações muito maiores devido a altura, latitude e variações geológicas regionais e são virtualmente não detectáveis em investigações gravimétricas convencionais. Estas anomalias não apenas revelam a

localização de cavernas e vazios, mas também fornecem informações a respeito de suas formas e profundidades. Este método tem sido largamente empregado em investigações de engenharia para detectar cavidades naturais, ou antrópicas, e tem a vantagem de não ser invasivo (cf. 3.3).

Em termos numéricos, diferenças na posição (equador – pólos) e em elevação (altas montanhas – mares profundos) causam variações máximas nos valores de gravidade na ordem de 5×10^{-3} g. Massas perturbadoras localizadas no interior profundo da crosta ou na crosta superior provocam variações em grandes e pequenas regiões na ordem de 5×10^{-4} g e 5×10^{-5} g, respectivamente. Efeitos periódicos de maré são da ordem de 3×10^{-7} g, enquanto os deslocamentos de massas terrestres de grandes comprimentos de onda causam variações de apenas 10^{-8} a 10^{-9} g (TORGE, 1989).

Após os levantamentos de campo e o cálculo das anomalias gravimétricas, o próximo passo consiste na interpretação destes resultados, visando qualificar e quantificar as estruturas ou corpos representados nos mapas de anomalias.

A interpretação do campo perturbador torna-se mais complicada devido ao fato de que a observação contém o efeito integral de todas as massas da Terra. Com o auxílio de informações topográficas, geológicas e geofísicas, as influências das massas conhecidas podem ser removidas através de reduções. Em particular, procedimentos de filtragem são utilizados para separar os grandes comprimentos de onda (campo regional) e os curtos comprimentos de onda (campo residual) das anomalias (GUPTA & RAMANI, 1980 *apud* TORGE, 1989).

4.4.2 Separação Regional-Residual em Gravimetria

O campo da gravidade é uma superposição de anomalias resultantes de variações de densidade influenciadas por massas distribuídas nos vários níveis do interior da crosta. Cada uma das diferentes massas existentes produz sua própria contribuição para o campo de anomalias Bouguer, ocasionando tais sobreposições, o que dificulta consideravelmente a interpretação gravimétrica. Tais respostas gravimétricas se expressam em escalas espaciais distintas, em função da profundidade. Massas profundas geram anomalias de grande extensão espacial, caracterizando um campo regional de anomalias. As anomalias de menor extensão

são causadas por variações locais, geradas por heterogeneidades de densidade a pouca profundidade, caracterizando o campo residual. O que resulta é um campo de anomalias composto por sinais derivados de profundidades distintas, donde as anomalias com menor comprimento de onda (campo residual) são de interesse na prospecção gravimétrica.

4.4.2.1 Técnicas de separação regional-residual

O maior problema na interpretação gravimétrica é separar as anomalias de interesse daquelas provenientes de efeitos sobrepostos de outras feições. A distinção das anomalias pode ser realizada através de técnicas de separação regional-residual que visam remover o campo regional de modo a destacar o campo residual (TELFORD, 1990).

De acordo com NETTLETON (1976, *apud* BELTRÃO *et al.*, 1991), técnicas de separação regional-residual na análise de dados do campo potencial podem ser agrupadas em métodos gráficos, espectrais e em métodos de ajuste polinomial. Os métodos polinomiais assumem que uma superfície polinomial modela adequadamente o campo regional cuja suavização é controlada pela ordem do polinômio (AGOCS, 1951; SIMPSON, 1954). Porém esta abordagem não é consistente, pois devido a sua formulação, o campo regional é aproximado por um polinômio ajustado ao campo observado. Como resultado, este polinômio é fortemente influenciado pelo campo residual (campo observado - campo regional) (BELTRÃO *et al.*, 1991).

De forma a corrigir esta deficiência, um novo método de separação regional-residual foi apresentado por BELTRÃO *et al.* (1991), o qual usa um procedimento robusto de ajustamento para determinar os coeficientes de um polinômio ajustado às observações. Partindo da hipótese de que o campo regional pode ser modelado corretamente por uma superfície polinomial, o método proposto minimiza a influência do campo residual na superfície ajustada. Com esta técnica, pseudoanomalias podem ser detectadas e eliminadas mesmo em uma área complexa contendo várias anomalias residuais.

4.4.3 Caracterização dos Problemas Direto e Inverso da Prospecção Gravimétrica

O delineamento dos campos gravitacionais causados por corpos de forma geométrica e densidade conhecidas é denominado como *Problema Direto* da prospecção gravimétrica (SAZHINA, 1971). O problema tem solução única, *i.e.*, cada corpo provoca uma anomalia que excita um campo gravitacional bem definido. Na prática, raramente tem-se que resolver o problema direto, mas sua solução para corpos de diferentes formas é necessária para o cálculo dos principais parâmetros de um corpo perturbador, por tentativa e erro. Através do cálculo do efeito provocado por corpos de diferentes dimensões e profundidades, é possível verificar se o corpo investigado concorda ou não com os modelos adotados. Para tanto, compara-se a curva observada em campo com aquelas geradas matematicamente, possibilitando, assim, o estabelecimento dos parâmetros do corpo (densidade, profundidade e dimensões).

Quando uma anomalia gravimétrica é obtida diretamente das medições em campo ou após a separação entre os comprimentos de onda representativos do campo regional e do campo local (separação regional-residual, cf 4.4.2), surge o problema da determinação dos parâmetros do corpo através dos dados de campo. Este problema é conhecido como o *Problema Inverso* da prospecção gravimétrica. Na prática, resolve-se apenas este problema. Não possui solução única, isso quer dizer que o mesmo campo gravitacional pode ser criado por massas de diferentes configurações e profundidades. Entretanto, para corpos de forma geométrica regular é freqüentemente possível formular expressões exatas fornecendo os parâmetros do corpo (SAZHINA, 1971).

Resumindo, no problema direto o efeito do modelo é calculado a partir dos valores dos seus parâmetros, enquanto no problema inverso (ou inversão) os valores dos parâmetros do modelo-causa de um determinado efeito são procurados, usando-se medidas deste mesmo efeito.

O problema inverso da gravimetria, *i.e.*, o cálculo da função de densidade (localização, forma e densidade das massas perturbadoras) a partir dos valores de gravidade observados leva – de acordo com a equação (4.2) – a uma equação integral, para a qual não existe solução única (BOTT, 1973 *apud* TORGE, 1989).

Na solução dos problemas de inversão, o problema direto da gravimetria aparece, i.e., o cálculo do efeito provocado por uma determinada distribuição de massa dada em termos de sua posição, forma e densidade. Segundo a lei da gravitação (cf. 4.2) uma solução única é possível para este problema (TALWANI, 1973 *apud* TORGE, 1989). Em um sistema de coordenadas cartesianas locais, a componente vertical da atração F (cf. Fig. 4.7) da distribuição de massas gera uma parcela de anomalia da gravidade que pode ser calculada por:

$$\Delta g(\vec{r}) = G \iiint_v \frac{\Delta \rho(\vec{r}') (\vec{z} - \vec{z}')}{|\vec{r}' - \vec{r}|^3} dv \quad (4.14)$$

com a diferença de densidade (contraste) $\Delta \rho$ da massa perturbadora em relação à sua encaixante, e o elemento de volume $dv = dx'dy'dz'$.

4.4.4 Avaliação do Alcance do Método

Os resultados do processo de inversão gravimétrica estão diretamente ligados à resolução do método de investigação. Assim, um estudo preliminar deve ser realizado de modo a estimar a amplitude da anomalia esperada em função das características do corpo em sub-superfície. Para esta estimativa, utilizou-se um modelo de cavidade esférica, com variação de seu contraste de densidade.

O efeito provocado por este corpo em um determinado ponto da superfície é função do afastamento deste ponto em relação ao centro de massa do corpo causador, do raio da esfera, sua massa e contraste de densidade com a rocha encaixante.

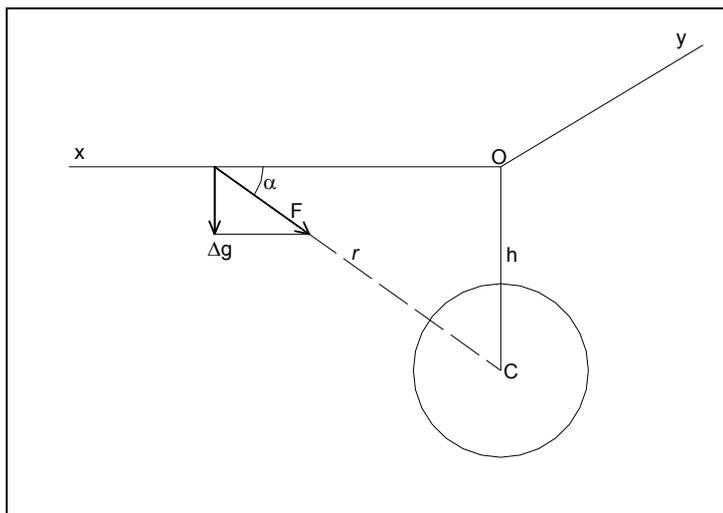


Figura 4.7 - Atração provocada por um corpo esférico.

A fórmula da atração de um ponto com coordenadas $(x, 0)$ para uma esfera de massa M com seu centro a uma profundidade h da superfície e separado por uma distância r do ponto $(x, 0)$ em consideração é:

$$F = g_r = \frac{GM}{r^2} \quad 4.15$$

A componente vertical desta atração que representa a anomalia da gravidade pode ser obtida através da decomposição vetorial conforme ilustrado pela Figura 4.7 e escrevendo a massa M em função do volume e densidade:

$$\Delta g = \frac{4}{3} \pi G \rho a^3 \frac{h}{r^3} \quad 4.16$$

Os principais parâmetros que definem a ocorrência de um corpo podem ser determinados através da posição onde se encontra a anomalia máxima.

No ponto O exatamente acima do centro de massa, a atração será máxima fazendo $h=r$:

$$\Delta g_{\max} = \frac{4}{3} \pi G \rho \frac{a^3}{h^2} \quad 4.17$$

A abscissa $x_{1/2}$ na qual a anomalia Δg corresponde à metade da anomalia máxima Δg_{\max} é dada por:

$$\Delta g(x_{1/2}) = \frac{4}{3} \pi G \rho a^3 \frac{h}{r_{1/2}^3} = \frac{1}{2} \Delta g_{\max} \quad 4.18$$

Substituindo h e x para $r_{1/2}$:

$$\frac{4}{3} \pi G \rho a^3 \frac{h}{(x_{1/2}^2 + h^2)^{3/2}} = \frac{\frac{4}{3} \pi G \rho a^3}{2h^2} \quad 4.19$$

$$x_{1/2} = h \sqrt{2^{2/3} - 1} = 0,766h \quad 4.20$$

A profundidade ao centro do corpo será:

$$h = 1,31x_{1/2} \quad 4.21$$

Assim, sendo determinada a abscissa na qual Δg é igual à metade de Δg_{\max} através de um gráfico de anomalias, encontra-se a profundidade de ocorrência multiplicando essa abscissa por 1,31. A massa do corpo pode ser determinada pela Equação 4.15. Considerando: $M = \frac{4}{3} \pi a^3 \rho$ e resolvendo a Equação 4.15 para M tem-se que:

$$M = \frac{\Delta g_{\max} h^2}{G} \quad 4.22$$

Se o contraste de densidade do corpo é conhecido, seu volume e raio também podem ser calculados:

$$M = V\rho = \frac{4}{3} \pi a^3 \rho, \quad 4.23$$

bem como a profundidade (H_t) ao topo do corpo: $H_t = h - a$ (SAZHINA, 1971).

4.4.4.1 Efeito gravimétrico provocado por um corpo esférico

A avaliação do efeito provocado por um corpo esférico permite determinar se o alvo visado pode ser ou não detectado pelo método proposto. A amplitude da anomalia esperada deve ser maior que a acurácia do método. Considerando um determinado corpo com um formato aproximadamente esférico, deseja-se estimar a

que profundidade máxima de ocorrência o método gravimétrico é capaz de identificá-lo e quantificá-lo. Esta avaliação é feita com base na solução da Equação 4.24, modificação da Equação 4.16 para um problema bi-dimensional (TELFORD, 1990):

$$\Delta g = k\rho a^3 \frac{z}{(x^2 + z^2)^{\frac{3}{2}}} \quad 4.24$$

onde: k é uma constante igual a 0,0279

ρ = contraste de densidade

a = raio da esfera

z = profundidade ao centro do corpo

x = distância do centro do corpo ao ponto considerado.

A Figura 4.8 apresenta um gráfico baseado no efeito provocado por um determinado corpo esférico para diferentes contrastes de densidade.

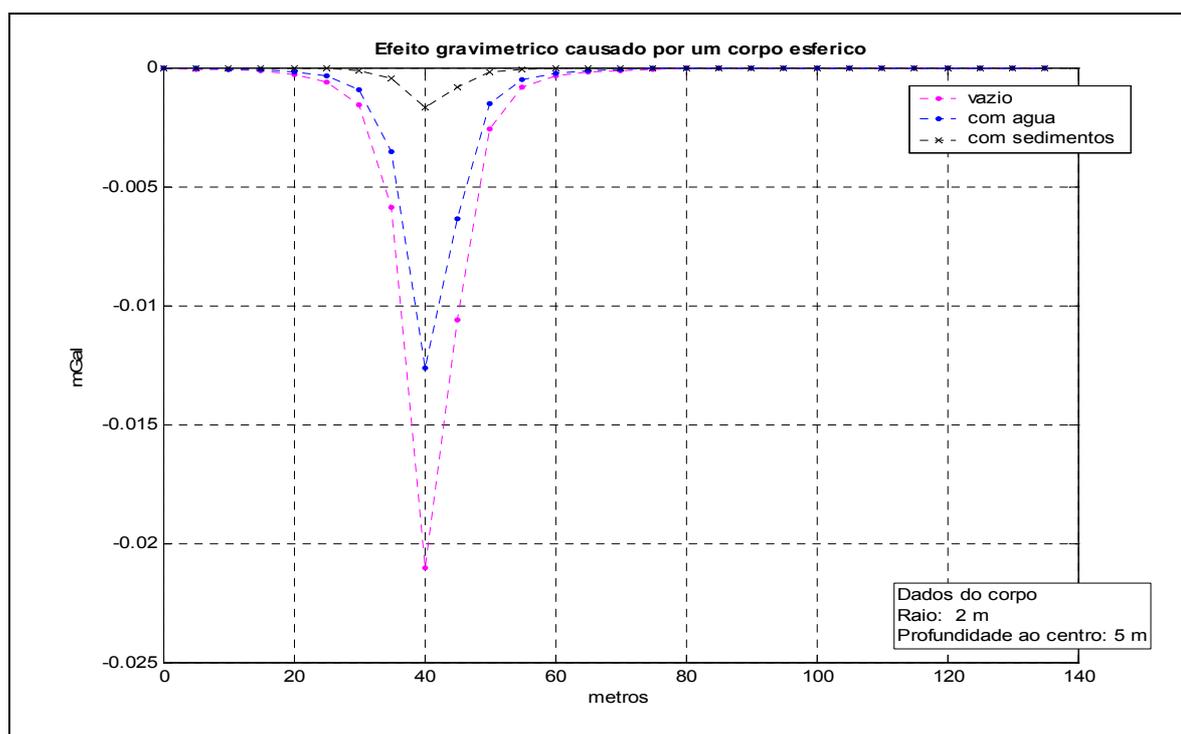


Figura 4.8 - Efeito provocado por um corpo esférico vazio ($\rho = 0,7$), preenchido por água ($\rho = 1,0$) ou por sedimentos de rocha calcária ($\rho = 2,5 \text{ g/cm}^3$).

Nesta figura, foi utilizado um modelo de corpo esférico localizado a 5 metros de profundidade e com raio igual a 2 metros. Para a avaliação do efeito causado por este corpo, foram geradas curvas de anomalias a partir da variação do contraste de densidade em função do preenchimento do corpo. Este cálculo foi desenvolvido ao longo de um perfil de 140 metros, cuja posição do centro do corpo encontra-se a 41

metros da origem do perfil. Esta posição corresponde ao ponto de anomalia máxima indicado na figura.

Pode-se observar que, no caso em que a cavidade é preenchida por sedimentos de rocha calcária, a amplitude da anomalia máxima está aquém da resolução do equipamento (inferior a 0,005 mGal). Em termos de alcance do método, uma cavidade com esta configuração não poderia ser identificada através dos mapas de anomalias.

As Figuras 4.9 e 4.10 apresentam um estudo realizado em função da variação da profundidade de ocorrência para corpos esféricos com raios de 2 e 5 metros, respectivamente, levando em consideração o seu preenchimento. Os valores correspondentes ao efeito provocado pelos corpos (eixo das ordenadas) estão em valores absolutos. A área verde corresponde à amplitude de anomalia que pode ser identificada segundo o método gravimétrico.

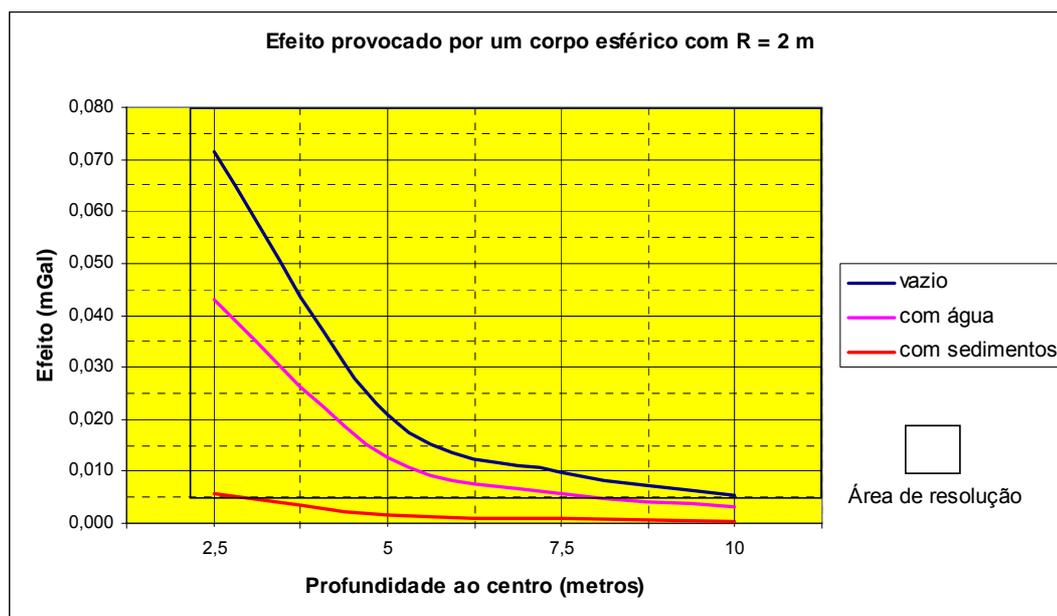


Figura 4.9 - Efeito provocados por corpos esféricos de raio igual a 2 metros, a diferentes profundidades e com diferentes contrastes de densidade (cf. Fig. 4.8)

No exemplo acima, pode-se notar que uma cavidade com a configuração indicada pela curva vermelha dificilmente será identificada com o uso do método gravimétrico aos níveis de profundidade indicados. Porém, corpos que apresentam maiores contrastes de densidade serão melhor identificados conforme sua profundidade de ocorrência (Fig. 4.9).

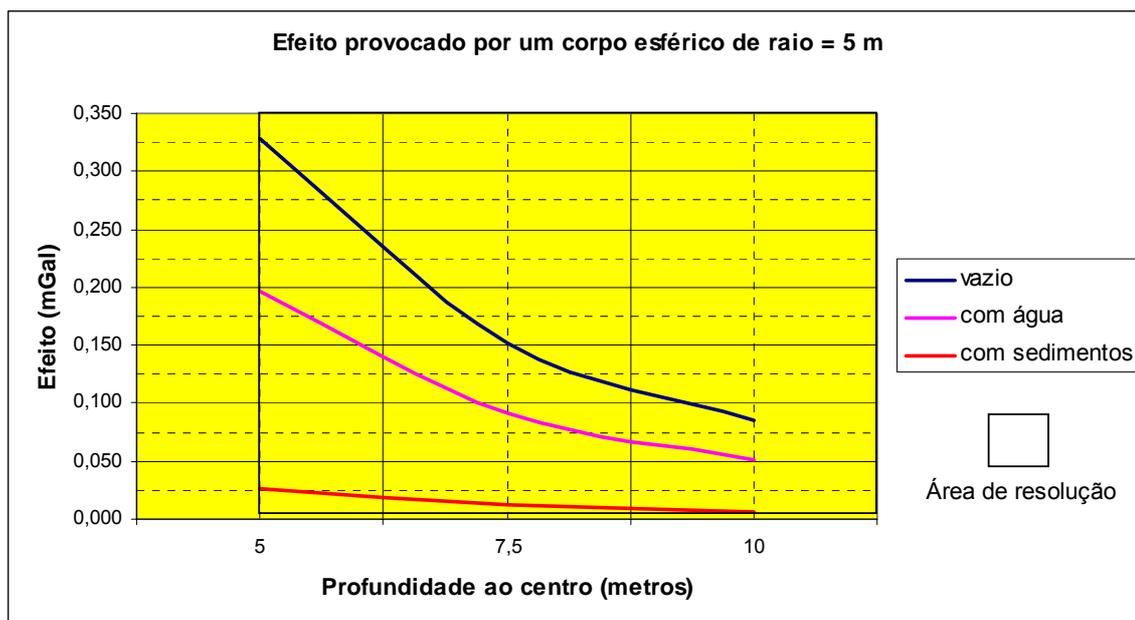


Figura 4.10 - Efeito provocado por corpos esféricos de raio igual a 5 metros, a diferentes profundidades e com diferentes contrastes de densidade (cf. Fig. 4.8)

4.4.5 Métodos de Inversão Gravimétrica

Como visto anteriormente, o problema da inversão gravimétrica consiste na determinação dos parâmetros da forma e posição do corpo que está sendo investigado através das anomalias observadas.

A inversão gravimétrica, porém, é um problema que não possui solução única, pois uma mesma anomalia pode ser produzida por inúmeras distribuições de massa (SKEELS, 1947 *apud* HAMMER, 1991). Apesar de sua ambigüidade, a inversão gravimétrica contribui sobremaneira fornecendo informações importantes sobre a estrutura interna da Terra através da delimitação de profundidades e contrastes de densidade e por promover restrições a modelos gerados por outros métodos de investigação (HAMMER, 1991). Em muitos casos, a interpretação geológica de dados gravimétricos consiste na exibição de um modelo estrutural que seja geologicamente plausível, o qual produza uma anomalia sintética mais ou menos idêntica à anomalia gravimétrica observada no campo (CORDELL e HENDERSON, 1968).

Vários métodos para a solução dos problemas direto e inverso têm sido propostos ao longo dos últimos 50 anos. Os primeiros métodos baseavam-se essencialmente em soluções derivadas de formas geométricas simples e regulares

para a representação dos corpos e apenas em duas dimensões (TALWANI, 1960). Mas com a necessidade de resultados mais precisos, novos modelos foram apresentados.

TALWANI e EWING (1960) apresentaram uma modelagem matemática que possibilita o cálculo da atração produzida por corpos tridimensionais com forma irregular. Neste método o corpo tridimensional é primeiro representado por contornos, que são em seguida substituídos por uma lâmina poligonal horizontal contendo n -lados, como mostra a Figura 4.11. A anomalia gravimétrica pode então ser determinada analiticamente para qualquer ponto externo como função da altura (distância vertical desde o ponto considerado até o plano horizontal) da lâmina. Por interpolação, uma curva contínua pode ser obtida relacionando as alturas das lâminas com suas anomalias gravimétricas. A área total sob a curva fornece a anomalia gravimétrica causada pelo corpo. Neste caso, a solução do problema direto é desenvolvida, havendo a necessidade de se modificar os parâmetros iniciais do modelo para que este tenda a se ajustar aos dados observados.

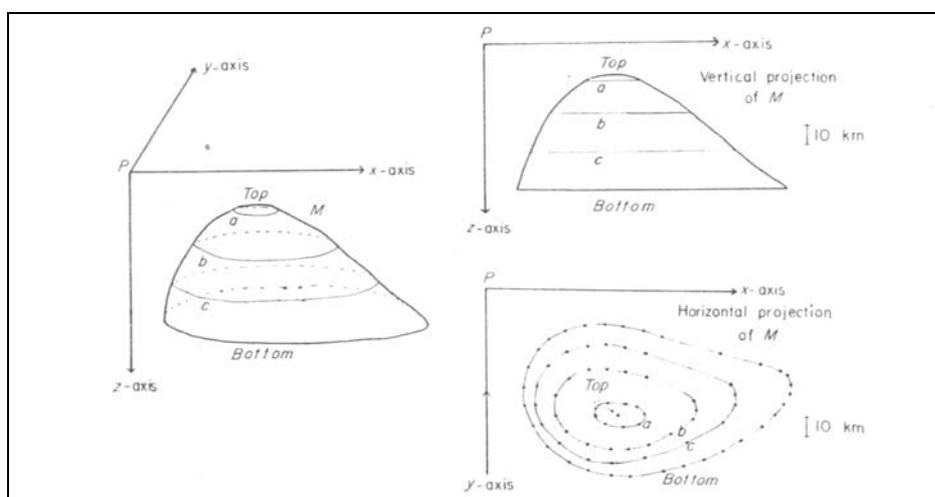


Figura 4.11 - Modelo tridimensional representado por contornos (Fonte: TALWANI e EWING, 1960).

CORDELL e HENDERSON (1968) propuseram um método iterativo no qual um corpo tridimensional é agora modelado em função das anomalias observadas dispostas em uma malha regular. Uma vez definidos o contraste de densidade e a profundidade ao plano de referência, o modelo matemático calcula o efeito

provocado por prismas, de seção transversal com dimensão igual à das células da malha, em função da sua espessura.

Em uma abordagem mais moderna, CAMACHO *et al.* (2002) apresentaram o desenvolvimento de uma ferramenta computacional baseada na exploração de diversas possibilidades de modelo tridimensional para a inversão gravimétrica. Esta abordagem é baseada na partição prismática da subsuperfície e visa determinar as formas dos corpos anômalos por meio de uma seqüência de crescimento, analisando as várias possibilidades do modelo e, a partir delas, escolher a que melhor se ajusta à seqüência. As principais vantagens deste método são a habilidade de incorporar contrastes de densidade positivos e negativos no modelo, a determinação simultânea da tendência regional e a facilidade de procurar estruturas arbitrárias, no caso de uma possível falta de informação geológica *a priori* (CAMACHO *et al.*, 2002).

4.4.5.1 Detalhamento da abordagem utilizada neste trabalho

O método utilizado neste trabalho, desenvolvido por CORDELL e HENDERSON (1968), considera que as anomalias gravimétricas estejam dispostas em uma malha quadrada regular. O método também considera que o corpo causador destas anomalias pode ser aproximado por um conjunto de prismas verticais elementares, cada um tendo a área de sua seção transversal igual a de uma célula da malha e com densidade uniforme. A posição vertical de cada elemento prismático é estabelecida através de uma relação sistemática com um plano horizontal de referência (CORDELL e HENDERSON, 1968).

Tal método possui caráter iterativo, ou seja, o modelo é modificado várias vezes com base nos resultados previamente calculados. O processo se repete até que haja uma concordância entre o efeito causado pelo modelo calculado e o efeito observado em campo.

4.4.5.1.1 Modelagem Matemática

O método assume que, uma vez definido o contraste de densidade e a profundidade ao plano horizontal de referência, o efeito gravimétrico em um

determinado ponto P da malha (x,y,0), devido ao prisma vertical localizado abaixo de um ponto Q (x',y',0), é função apenas da espessura T_q do prisma e de sua posição relativa, assim:

$$\Delta g_{obs,p} \approx \gamma f(P, Q, T_q; \rho, D), \quad 4.25$$

e o efeito gravimétrico de todo o corpo causador no ponto P é:

$$g_{obs,p} \approx \sum_{q=1}^M \gamma f(P, Q, T_q; \rho, D), \quad 4.26$$

onde:

γ = constante gravitacional

ρ = contraste de densidade

D = profundidade ao plano de referência

M = número total de pontos

Seja $t_{n,q}$ a espessura do prisma abaixo do ponto Q na n -ésima iteração. Procura-se um prisma tal que:

$$\lim_{n \rightarrow \infty} t_{n,q} = T_q, \text{ para todos } q$$

Seguindo a idéia sugerida por BOTT (1960), utiliza-se como modelo inicial a espessura em cada ponto da malha obtida em termos da fórmula para a calota de Bouguer, assim:

$$t_{1,q} = K g_{obs,q}, \text{ onde } K = \frac{1}{2\pi\gamma\rho}.$$

Então a anomalia gravimétrica calculada a partir de uma primeira aproximação é dada por:

$$g_{calc,1,p} = \sum_{q=1}^M \gamma f(P, Q, t_{1,q}; \rho, D) \quad 4.27$$

A estimativa da próxima modificação do modelo é definida através da relação:

$$t_{n+1,q} = t_{n,q} \left(\frac{g_{obs,q}}{g_{calc,n,q}} \right) \text{ e:}$$

$$g_{calc,n,p} = \sum_{q=1}^M \gamma f(P, Q, t_{n,q}; \rho, D) \quad 4.28$$

A função f é definida segundo a distribuição dos pontos P e Q da seguinte maneira:

Onde P e Q coincidem, f aparece como:

$$\Delta g_{\text{calc},n,p=q} \approx 2\pi\gamma\rho \left[t_{n,q} - \sqrt{(d_{n,q} + t_{n,q})^2 + \frac{W^2}{\pi}} + \sqrt{d_{n,q}^2 + \frac{W^2}{\pi}} \right] \quad 4.29$$

e para todos os outros pontos da malha f pode ser definida como:

$$\Delta g_{\text{calc},n,p \neq q} \approx \gamma\rho W^2 \left[\frac{1}{\sqrt{R_{p,q}^2 + d_{n,q}^2}} - \frac{1}{\sqrt{R_{p,q}^2 + (d_{n,q} + t_{n,q})^2}} \right] \quad 4.30$$

onde:

W = espaçamento da malha (*grid*)

$R_{p,q}$ = distância entre os pontos P e Q

$d_{n,q}$ = profundidade ao topo do prisma abaixo do ponto Q na n -ésima iteração.

Se, por exemplo, o plano de referência foi definido para delimitar a base de cada prisma, então: $d_{n,q} = D - t_{n,q}$ (CORDELL e HENDERSON, 1968).

A Figura 4.12 ilustra o modelo estrutural tridimensional calculado automaticamente por aproximações sucessivas. As quantidades h e t indicadas na figura abaixo correspondem, respectivamente, à superfície derivada e ao modelo de espessuras dos prismas utilizados para representar a estrutura.

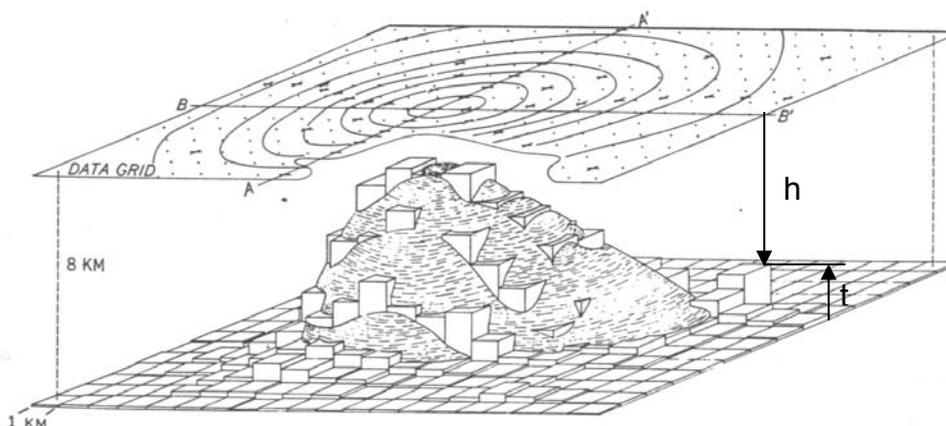


Figura 4.12 - Modelo tridimensional representado por uma superfície suavizada (adaptado de CORDELL e HENDERSON, 1968)

5 MÉTODOS ELÉTRICOS

5.1 INTRODUÇÃO

Medidas elétricas são realizadas sobre a superfície terrestre para investigar as condições subsuperficiais em uma determinada área. O princípio básico dos métodos elétricos consiste na aplicação de uma corrente elétrica ao terreno e, em seguida, as diferenças de potencial resultantes são medidas na superfície (SHARMA, 1997).

Quando uma corrente elétrica que circula no terreno é interrompida, podem surgir concentrações de carga em várias partes do semi-espaço. Depois da interrupção da corrente, as cargas elétricas tendem a retornar à sua posição original. Durante alguns segundos, ou minutos, uma determinada fração da voltagem inicial permanece no terreno enquanto as concentrações de cargas são dissipadas. Este fenômeno é conhecido como polarização induzida (*induced polarization – IP*).

O objetivo dos levantamentos elétricos é determinar a distribuição da resistividade subsuperficial através de medições em superfície. A partir destas medições a resistividade verdadeira pode ser estimada. A resistividade do terreno está relacionada a vários parâmetros geológicos, tais como o conteúdo fluido e mineral, a porosidade e o grau de saturação em água. Levantamentos de resistividade elétrica têm sido usados há muitas décadas em estudos hidrogeológicos, geotécnicos e de exploração mineral. Mais recentemente têm sido aplicados também em estudos ambientais (LOKE, 2000).

5.2 PRINCÍPIOS BÁSICOS

As medições de resistividade são normalmente feitas aplicando-se corrente elétrica (I) no terreno através de dois eletrodos (A e B na Figura 5.1) e medindo-se a diferença de potencial resultante (ΔV) em dois eletrodos de potencial (M e N). A resistividade aparente é calculada a partir dos valores de corrente e do potencial (ΔV), obtidos segundo a expressão abaixo:

$$\rho_a = k * \frac{V}{I} \quad (5.1)$$

O fator k depende apenas da disposição dos eletrodos A, B, M e N. A resistividade aparente (ρ_a) não é um parâmetro físico do meio, mas um efeito integrado sobre um segmento do semi-espaço, para a qual contribuem os valores da resistividade em cada ponto, a geometria elétrica do terreno e a disposição geométrica dos eletrodos. A Figura 5.1 ilustra o princípio dos métodos elétricos.

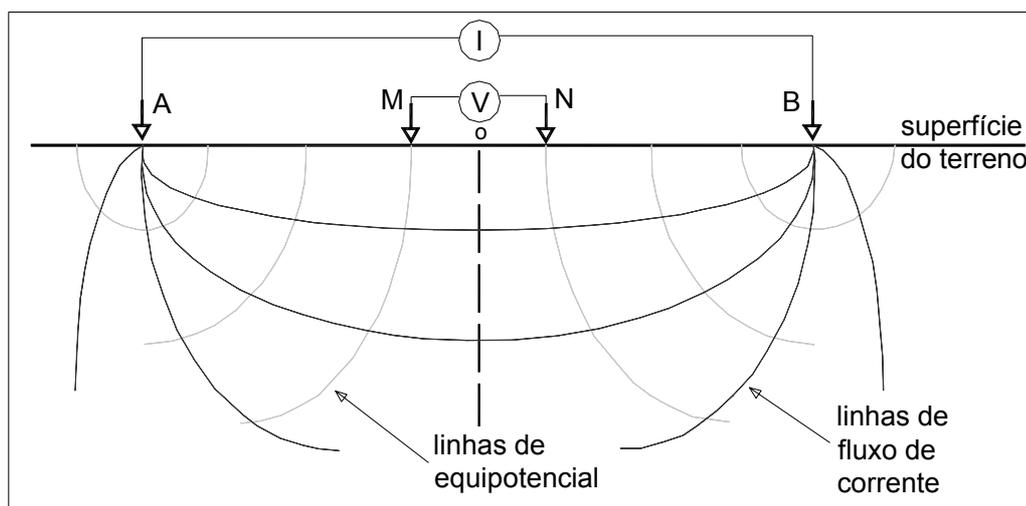


Figura 5.1 - Arranjo convencional de quatro eletrodos para medir a resistividade subsuperficial.

Instrumentos de resistividade normalmente fornecem um valor de resistência segundo $R = \Delta V/I$. Assim, na prática, a resistividade aparente é calculada como segue:

$$\rho_a = k * R \quad (5.2)$$

Devido a grande heterogeneidade e anisotropia do meio geológico, é natural que cada tipo litológico apresente uma resposta diferente em relação ao parâmetro físico da resistividade elétrica. De outra maneira, este parâmetro pode refletir diferentes formas de ocorrência de um mesmo material geológico, servindo para caracterizar seus estados, em termos de alteração de sua resistividade, umidade e porosidade, fraturamento, saturação, conteúdo mineral, etc.

Uma rocha condutora de corrente elétrica pode ser considerada como um agregado, com estruturas de minerais sólidos, líquidos e gases, na qual sua resistividade é influenciada pelos seguintes fatores (BRAGA, 2002):

- Resistividade dos minerais que formam a parte sólida da rocha;
- Resistividade dos líquidos e gases que preenchem seus poros;
- Umidade da rocha;
- Porosidade da rocha;
- Textura da rocha, forma e distribuição de seus poros;
- Processos que ocorrem no contato dos líquidos contidos nos poros e na estrutura mineral.

5.3 TÉCNICAS DE LEVANTAMENTO

5.3.1 Sondagem Elétrica Vertical (SEV)

Na técnica de sondagem elétrica vertical, o ponto central do arranjo de eletrodos permanece fixo, mas o espaçamento entre eles é expandido com o objetivo de obter-se informações mais profundas sobre a seção geoeletrica. Para interpretar os dados de um levantamento deste tipo, normalmente pressupõe-se que a subsuperfície consiste de camadas planas horizontais. Neste caso, a resistividade varia apenas com a profundidade, mas não na horizontal, e um modelo unidimensional é usado para interpretar as medições. Apesar desta limitação, este método tem produzido resultados úteis em situações geológicas (um lençol freático, por exemplo) onde o modelo unidimensional é aproximadamente verdadeiro. A Figura 5.2 ilustra o arranjo de uma sondagem elétrica vertical.

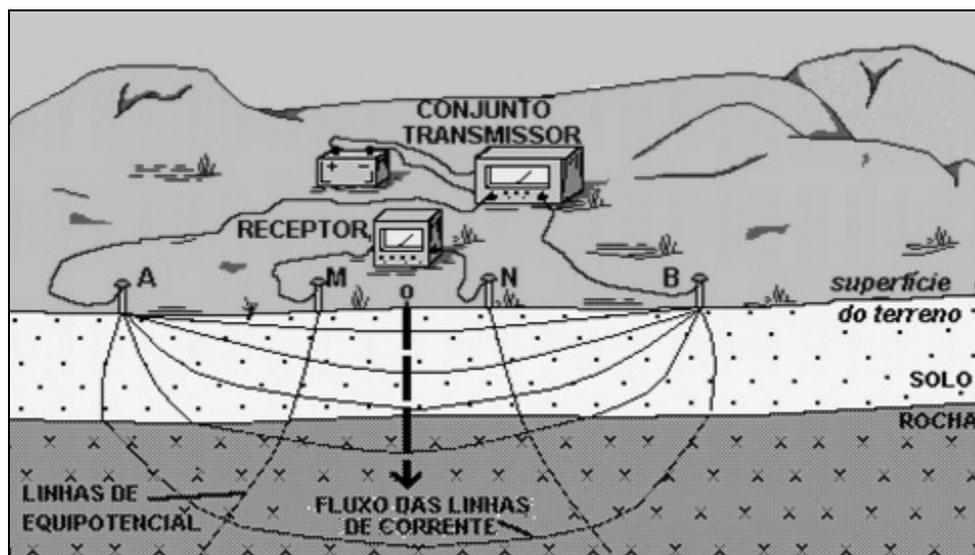


Figura 5.2 - Representação de um ensaio de sondagem elétrica vertical (Fonte: BRAGA, 2002).

5.3.2 Caminhamento Elétrico

Outra técnica clássica de levantamentos de resistividade é o método do caminhamento elétrico. Nesta técnica o espaçamento entre os eletrodos permanece fixo, enquanto todo o arranjo é deslocado em linha reta. Tal método fornece informações sobre variações laterais e verticais de resistividade.

A interpretação dos dados de caminhamentos elétricos pode ser qualitativa e quantitativa. A maior limitação para a determinação de resistividades por sondagens elétricas verticais (SEV) é a existência de variações horizontais (ou laterais) de resistividade. Tais variações laterais causam mudanças nos valores da resistividade aparente, que muitas vezes podem ser erroneamente interpretadas como variações verticais de resistividade. A Figura 5.3 ilustra um arranjo convencional (dipolo-dipolo) para a aplicação da técnica do caminhamento elétrico.

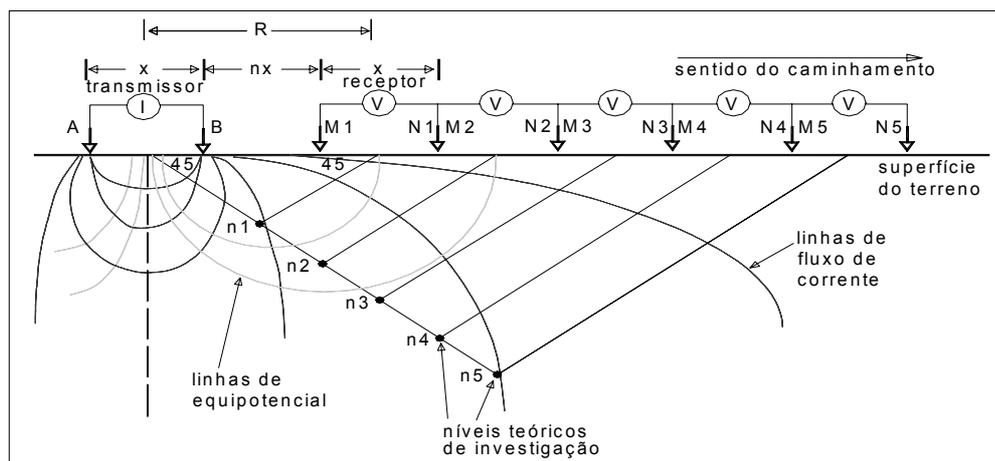


Figura 5.3 - Arranjo dipolo-dipolo para um caminhamento elétrico.

5.4 POLARIZAÇÃO INDUZIDA (*INDUCED POLARIZATION – IP*)

5.4.1 Conceitos Iniciais

Durante muitos anos, os geofísicos conviveram com os potenciais induzidos durante os levantamentos de eletrorresistividade. Apesar de Schlumberger ter verificado o fenômeno antes de 1920, as aplicações iniciaram-se a partir de 1948, inicialmente para prospecção de metais base e, mais recentemente, à exploração de águas subterrâneas, aproveitando-se da propriedade de que a água não se polariza, ao contrário das argilas.

O fenômeno *IP* foi reconhecido pelos estudos eletroquímicos através da passagem de correntes elétricas num sistema eletrodo-eletrólito e sua conexão com sobrevoltagens (*overvoltage*). A sobrevoltagem é o potencial extra, que no *IP* é proporcional à densidade de corrente, devido a barreiras eletroquímicas e eletrocinéticas criadas na interface entre o eletrodo e o meio circundante.

Um efeito similar também foi observado em substâncias dielétricas puras. A constante dielétrica de uma substância é a medida da capacidade desta substância em armazenar carga quando um campo elétrico é aplicado. Para um fluxo ininterrupto de corrente, a polarização induzida manifesta-se como dependência da impedância do terreno e da frequência da corrente. Define-se impedância como a resistência aparente de uma substância frente ao fluxo de correntes alternadas, de forma análoga à resistência de um circuito elétrico.

O fenômeno da polarização induzida pode ser observado nos domínios do tempo e da frequência. Apesar de ser complexo, o *IP* assemelha-se à descarga de um capacitor (domínio do tempo) ou à variação de impedância de uma corrente alternada (domínio da frequência).

5.4.2 Medidas de Polarização Induzida

5.4.2.1 Domínio do tempo

Quando as medidas são feitas através do envio de pulsos de corrente no terreno, a magnitude da polarização induzida observada é freqüentemente expressa em $\Delta V/V$ (milivolt/volt), onde ΔV é a voltagem remanescente durante um tempo finito t , depois do corte da corrente elétrica, e V é a voltagem medida enquanto a corrente circula. Esta medida de polarização induzida é expressa como uma porcentagem em termos de um parâmetro chamado polarizabilidade (η) que pode ser definido como:

$$\eta = IP\% = 100 \left(\frac{\Delta V}{V} \right) \quad (5.3)$$

A voltagem de decaimento $V(t)$ é geralmente registrada durante um intervalo de tempo definido (t_1, t_2). O resultado é expresso pela integral de tempo da medida de *IP* como:

$$M = \frac{1}{V} \int_{t_1}^{t_2} V(t) dt \quad (5.4)$$

A quantidade M é conhecida como *cargabilidade* e é comumente usada nas medidas no domínio do tempo. Sua unidade é o milivolt.segundo/volt (mVs/V) (SHARMA, 1997). A *cargabilidade* pode ser entendida como a razão de decaimento da voltagem inicial (ou voltagem secundária) pela voltagem primária;

5.4.2.2 Domínio da frequência

No domínio da frequência, a resistividade aparente do terreno é medida por uma configuração qualquer de eletrodos através de duas frequências denominadas F e f , sendo $f < F$. O fenômeno de polarização induzida, neste caso, é expresso como efeito de frequência aparente (FE). Tal efeito é definido pela diferença entre as

resistividades aparentes nas duas freqüências, dividido pela resistividade aparente de uma delas:

$$FE_{F,f} = \frac{(\rho_{a,f} - \rho_{a,F})}{\rho_{a,f}} \quad (5.5)$$

O termo porcentagem do efeito de freqüência também é usado e está relacionado com a cargabilidade M , de acordo com a seguinte expressão:

$$M = \frac{FE_{F,f}}{(1 + FE_{F,f})} \quad (5.6)$$

A freqüência f normalmente situa-se entre 0,05 – 0,5 Hz e F entre 1 – 10 Hz para permanecer nas regiões não indutivas (SHARMA, 1997).

Outro parâmetro de IP , no domínio da freqüência, é a diferença de fase (φ) entre a voltagem e a corrente injetada no terreno. Os valores máximos de φ , na prática, normalmente, são de algumas centenas a uma dezena de radianos a uma freqüência de, por exemplo, 1Hz.

5.4.3 Levantamentos de Polarização Induzida

5.4.3.1 Arranjo dipolo-dipolo

Na prática dos levantamentos de IP , denomina-se geralmente a fonte de corrente como circuito transmissor, ou simplesmente transmissor, e os circuitos relacionados com os eletrodos de potencial como receptor. O arranjo normalmente utilizado neste tipo de levantamento é o dipolo-dipolo, onde a separação entre os eletrodos de corrente (AB) é a mesma dos eletrodos de potencial (MN), e a distância entre seus pontos médios é um múltiplo deste espaçamento.

Os levantamentos de IP são usualmente feitos ao longo de perfis. O procedimento mais comum é posicionar os eletrodos de corrente (AB) no início da linha. As leituras são feitas através de pares sucessivos de eletrodos de potencial (MN), igualmente espaçados. O transmissor (AB) é então deslocado para a próxima posição, na mesma linha, e o procedimento é então repetido. Tal procedimento é ilustrado na Figura 5.4.

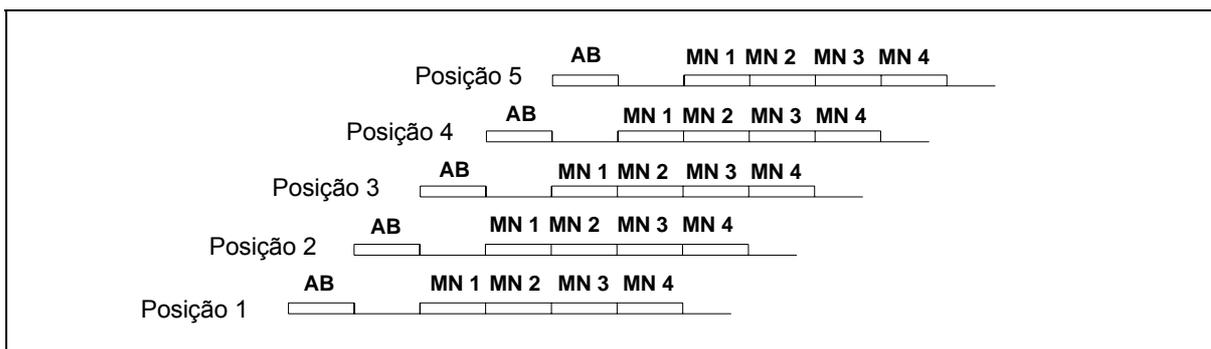


Figura 5.4 - Procedimento da perfilagem nos levantamentos de polarização induzida

5.4.4 Apresentação dos Resultados

Os valores medidos ao longo de um determinado perfil são plotados de acordo com a Figura 5.5. Nela, as posições do transmissor (AB) e do receptor (MN) são indicadas pelo primeiro e pelo segundo número, respectivamente. A figura mostra que a posição do transmissor está relacionada a uma linha que parte do ponto médio entre os eletrodos de corrente, segundo um ângulo de 45° . Esta linha é interceptada por outras, também com inclinações de 45° , partindo do ponto médio de cada par de eletrodos de potencial.

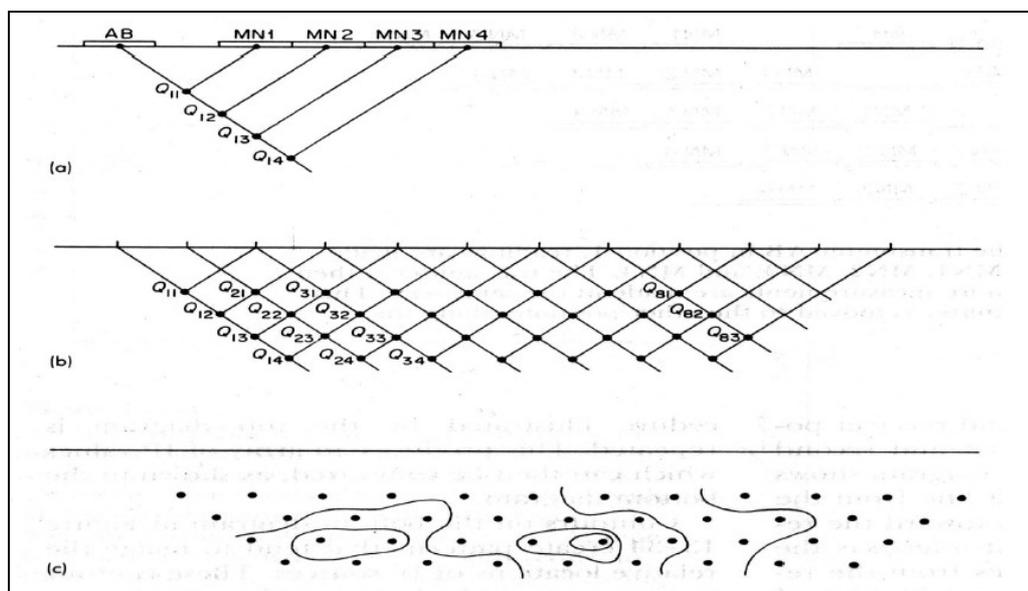


Figura 5.5 - Representação de uma pseudoseção de medidas IP.

A Figura 5.5(a) mostra os pontos de plotagem (interseções), a partir de posições sucessivas do transmissor. Para cada posição do transmissor, o procedimento ilustrado na Figura 5.4 é repetido (Fig. 5.5(b)). Esta forma de apresentação dos dados, denominada pseudoseção, permite que os valores de IP sejam contornados, como esquematizado na Figura 5.5(c), gerando uma imagem da posição relativa das fontes.

Entretanto, como referido, tais contornos não refletem o posicionamento real das fontes de IP , mas uma aproximação de onde, ao longo do perfil, uma determinada fonte pode estar situada e se a mesma é relativamente rasa ou profunda. É usual nos levantamentos de IP também representar simultaneamente e da mesma forma, os valores da resistividade aparente com o intuito de compará-los entre si, facilitando a interpretação.

A maioria dos levantamentos de polarização induzida (IP) é realizada com o propósito de identificar áreas que possam ser testadas por métodos diretos, como as sondagens rotativas, ou por outros métodos geofísicos.

6 LEVANTAMENTOS DE CAMPO E RESULTADOS OBTIDOS

6.1 LEVANTAMENTOS GRAVIMÉTRICOS

O levantamento gravimétrico na área denominada Parque Hípico foi realizado no período de 17 de junho de 2005 a 8 de julho de 2005. Ao todo foram levantadas 13 linhas na direção leste-oeste com estacas a cada 20 metros, totalizando 337 estações gravimétricas. No entorno do Colégio Estadual Ambrósio Bini, os dados foram coletados no período de 5 a 8 de agosto de 2005 ao longo de 23 linhas na direção SE-NW com estacas a cada 5 metros, totalizando 417 estações gravimétricas. Na área denominada Tranqueira, o levantamento gravimétrico foi realizado no dia 23 de dezembro de 2005, totalizando 140 estações gravimétricas, com estacas a cada 20 metros. O tempo médio entre duas medidas consecutivas variou de 2 a 4 minutos, dependendo do espaçamento entre as estações.

Para o processamento dos dados gravimétricos é essencial o conhecimento da altitude das estações. Tal elemento foi determinado através de nivelamento geométrico executado por uma equipe de topografia contratada para este fim. As Figuras 6.1, 6.2 e 6.3 apresentam, respectivamente, uma visão geral das áreas onde foram realizados os levantamentos.



**Figura 6.1 - Vista geral da área de levantamento no Parque Hípico (orientação da foto: SE-NW)
(Foto de Jair Silveira, 2005)**



**Figura 6.2 - Vista frontal da área do Colégio Estadual Ambrósio Bini (orientação da foto: S-N).
(Foto de Jair Silveira, 2005)**



**Figura 6.3 - Vista geral da área do levantamento em Tranqueira (orientação da foto: SE-NW)
(Foto de Jair Silveira, 2005)**

6.1.1 Coleta de Dados e Transporte de Base

As leituras da gravidade local foram obtidas com o gravímetro digital Scintrex CG-3 do Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada da UFPR (LPGA/UFPR). Cada leitura corresponde à média de 60 amostras tomadas seqüencialmente pelo gravímetro, sendo corrigidas automaticamente do efeito de marés terrestres.

Os valores de gravidade têm caráter relativo, ou seja, é necessário o conhecimento de um valor absoluto da gravidade em pelo menos uma estação na região do levantamento para que se obtenham os valores de g para os pontos medidos em escala adequada. Para isto, foi transportado um valor absoluto da gravidade para a área em questão. O ponto base utilizado para o transporte foi à estação gravimétrica absoluta localizada no Laboratório de Instrumentação Geodésica da UFPR (LAIG/UFPR), pertencente à Rede Nacional de Estações Gravimétricas Absolutas (RENEGA).

Para o transporte foram realizadas três medidas na estação absoluta (LAIG) e duas medidas na estação escolhida como base para os dois levantamentos (PH-Base). Esta estação situa-se no Parque Hípico, estando assim em um local protegido, facilitando novas visitas à base.

A Tabela 6.1 mostra os dados coletados e resultados obtidos nesta operação. Na coluna correspondente às leituras (2), encontram-se os valores dados pelo gravímetro e, na coluna seguinte (3), o horário da aquisição das medidas. Com estas informações é possível calcular a correção devido à deriva dinâmica, cujos valores são apresentados na coluna (4). A coluna (5) apresenta os valores obtidos pelo gravímetro após a correção devido à deriva. Por fim, a coluna (6) apresenta os desníveis gravimétricos das estações de observação em relação à primeira observação, que é a estação absoluta utilizada como referência.

Tem-se, portanto, quatro desníveis gravimétricos, o que possibilita uma melhor qualidade na determinação do g absoluto local. A média dos desníveis observados é acompanhada de seu respectivo desvio-padrão σ . Este valor é somado ao valor tido como referência, ou seja, o valor de g na estação denominada LAIG, para assim, obter-se o valor de g na estação PH-Base, utilizada como referência para os levantamentos realizados na região central de Almirante Tamandaré.

Estação (1)	Leituras (mGal) (2)	Hora (3)	Deriva Dinâmica (4)	Aplic Corr Deriva (5)	delta g (módulo) (6)
LAIG	5958,605	13:27	0,000000000	5958,605	0,000
PH-Base	5955,220	15:04	-0,010452586	5955,210	3,395
LAIG	5958,595	15:47	-0,015086207	5958,580	3,370
PH-Base	5955,250	16:37	-0,020474138	5955,230	3,350
LAIG	5958,630	17:19	-0,025000000	5958,605	3,375
				Média + σ	3,373 +/- 0,019
				g absoluto (RENEGA)	978760,387
				g transportado	978757,014

Tabela 6.1 - Dados do transporte da base gravimétrica para a área do levantamento.

A configuração dos levantamentos geofísicos realizados é apresentada nas Figuras 6.4, 6.5 e 6.6, correspondendo, respectivamente, às áreas Parque Hípico, Colégio Ambrósio Bini e Tranqueira.

Na figura correspondente às linhas de levantamento no Parque Hípico, são apresentados os contatos geológicos identificados com base em mapas geológicos da região (cf. Fig. 2.2). Nesta área os levantamentos gravimétricos, bem como os levantamentos elétricos, foram realizados sobre as mesmas estações.

Na Figura 6.5, estão indicadas em cores diferentes as linhas medidas pela gravimetria e nos ensaios de eletrorresistividade/polarização induzida, na área do Colégio Ambrósio Bini.

Na região de Tranqueira, foi realizado apenas o levantamento gravimétrico, com as linhas de levantamento dispostas segundo a Figura 6.6. Como a duração deste levantamento foi de apenas um dia, a determinação dos valores de g em escala absoluta se deu através da ocupação da estação LAIG no início e no término dos trabalhos de campo. Neste caso, não houve a necessidade de se ocupar a estação de base localizada no Parque Hípico.

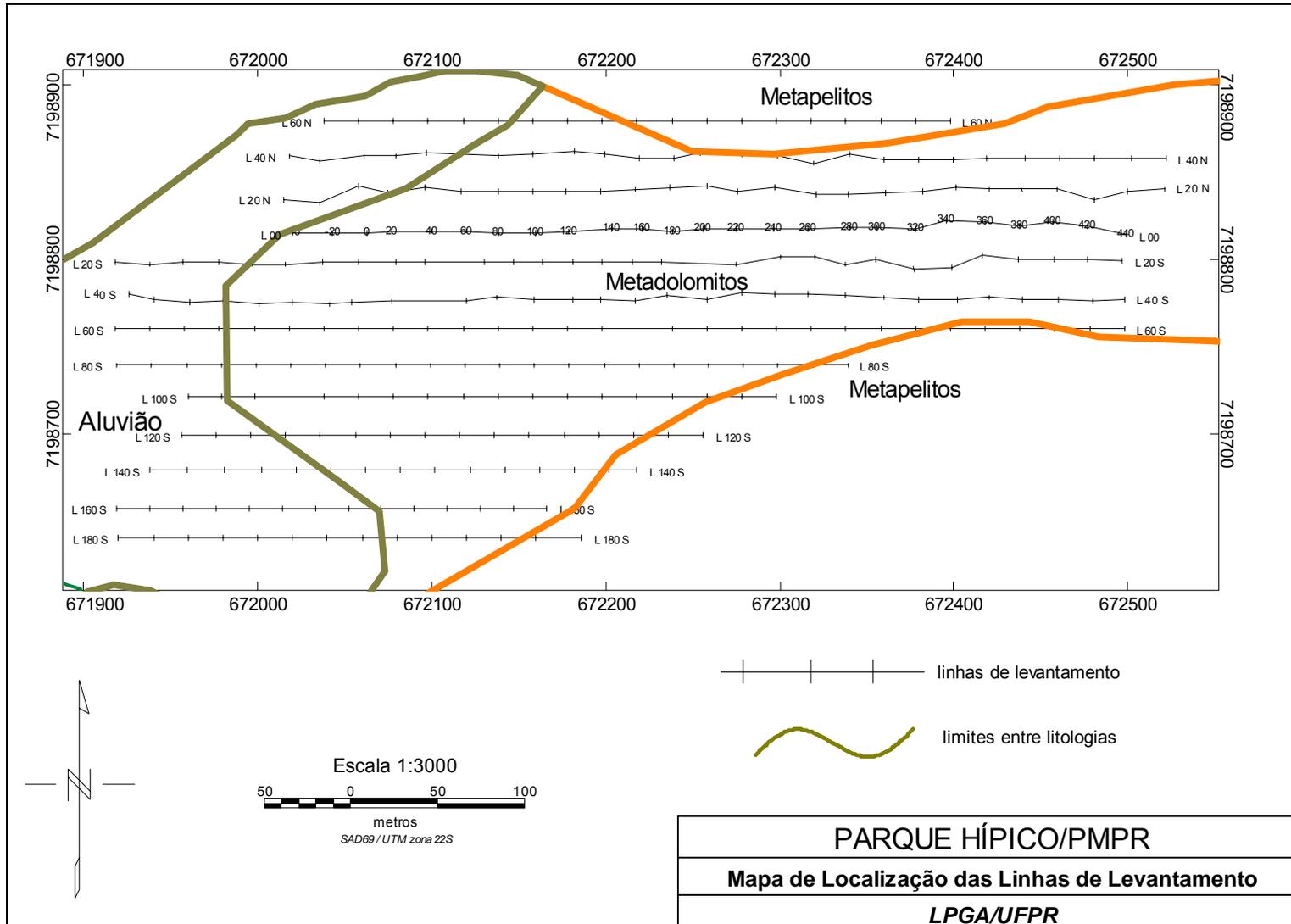


Figura 6.4 - Localização dos levantamentos gravimétricos e resistivimétricos no Parque Hípico.

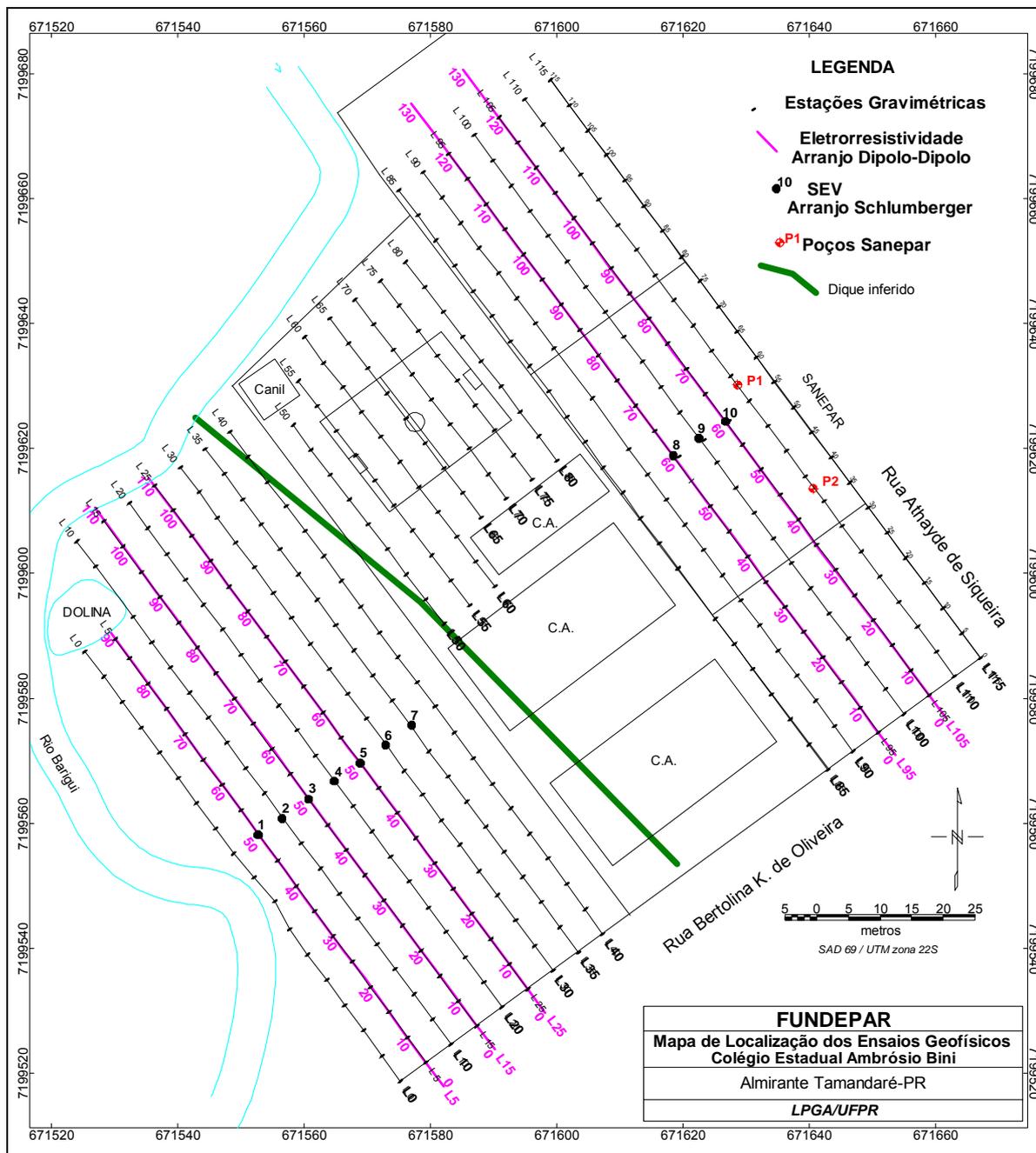


Figura 6.5 - Localização dos levantamentos geofísicos na área do Colégio Ambrósio Bini (Fonte: FUNDEPAR/LPGA, 2005).

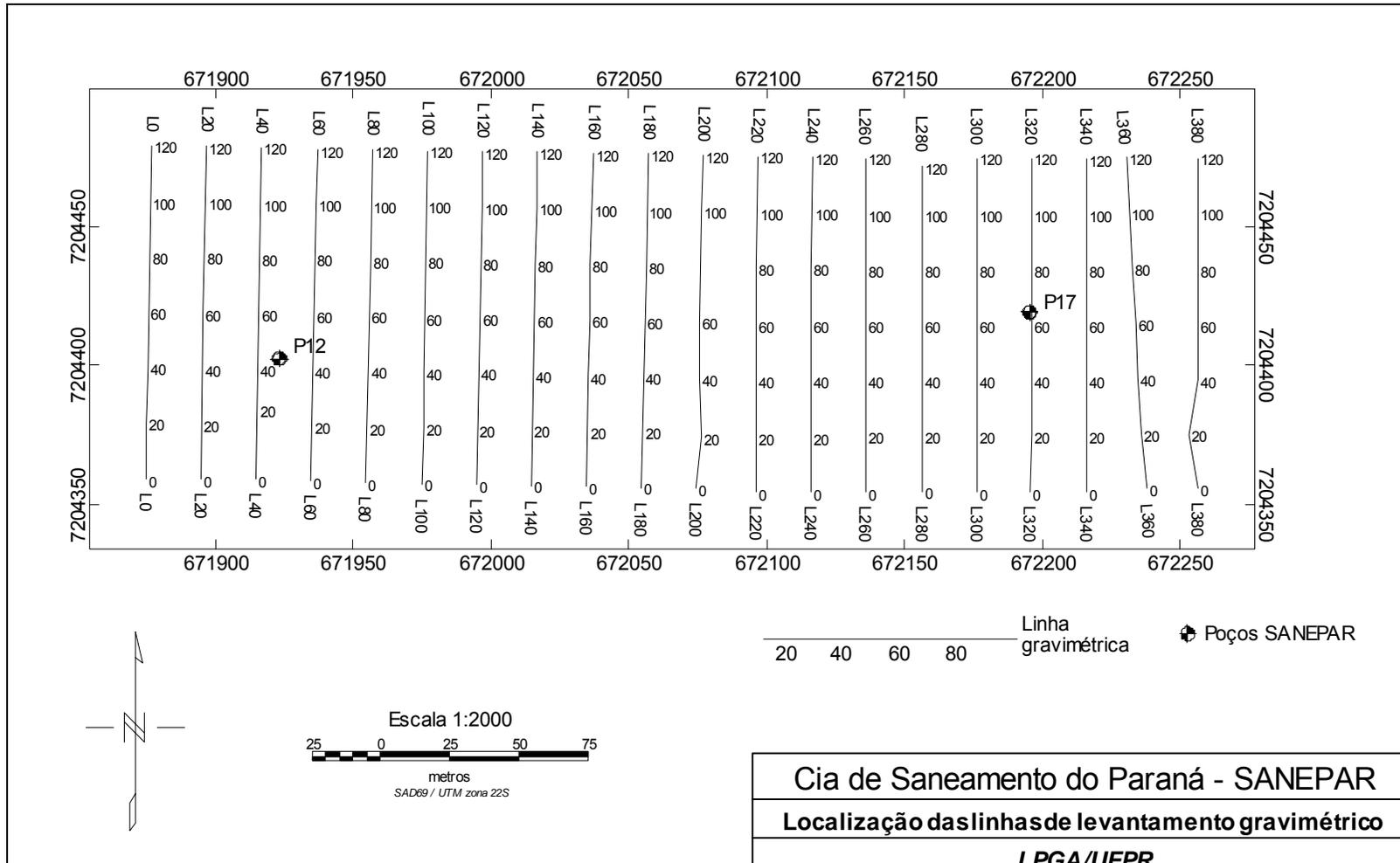


Figura 6.6 - Localização dos levantamentos gravimétricos na região de Tranqueira (Fonte SANEPAR/LPGA, 2006).

6.1.2 Processamento dos Dados Gravimétricos

6.1.2.1 Cálculo da deriva dinâmica

A primeira etapa do processamento corresponde ao cálculo da deriva dinâmica, ou seja, a correção devido a variações no valor de g medido provocado pela movimentação do equipamento durante o levantamento. O princípio desta correção assume que ao final de um dia de levantamento o valor medido na estação base deve ser o mesmo que aquele medido no início. Como isso nem sempre ocorre, é necessário distribuir esta diferença proporcionalmente ao tempo em cada estação ocupada.

6.1.2.2 Cálculo dos desníveis gravimétricos e valores absolutos

Nesta etapa do processamento são calculados os desníveis gravimétricos, também chamados 'delta g ', que representam a variação de gravidade de cada estação em relação à estação base. Após este procedimento, o valor de g absoluto da estação base é somado aos desníveis, obtendo-se, assim, um valor de g para cada estação na escala que representa a real medida de gravidade na superfície terrestre.

6.1.2.3 Reduções gravimétricas, cálculo das anomalias e correção de terreno.

O próximo passo consiste na redução dos valores de gravidade medidos à superfície de referência, o geóide, levando em conta as altitudes de cada estação e a distribuição de massas entre as superfícies física e de referência.

Estas reduções são chamadas *Free-Air* e *Bouguer* que dão origem às correções de mesmo nome (cf. 4.3). Estas correções foram realizadas no *software Oasis Montaj Geosoft* (v. 6.2.0) através do módulo *XCelleration*. Para isto, deve ser criado inicialmente um banco de dados contendo a posição do ponto (UTM E, UTM N e h) e os valores absolutos de g calculados anteriormente.

Ao final deste processo são criadas automaticamente duas colunas no mesmo banco de dados contendo os valores das anomalias *Free-Air* e *Bouguer*.

Tais resultados são a base da confecção dos mapas de anomalias empregados na interpretação gravimétrica e geração de modelos de inversão.

A correção de terreno também pode ser calculada no *software* anteriormente citado. Para tal, basta inserir um modelo digital de elevação da região do levantamento, e a correção é gerada automaticamente para cada estação. As correções devem ser somadas aos valores de anomalias Bouguer para o completo tratamento dos dados. Porém, devido à falta de informações altimétricas detalhadas das regiões externas à área do levantamento, a correção de terreno foi realizada apenas com dados restritos à própria área.

6.1.2.4 Geração dos mapas de anomalias Bouguer

A geração dos mapas de anomalias Bouguer é feita com base no banco de dados criado anteriormente. A partir destes dados, é criada uma malha regular, também chamada *grid*, através de interpolação numérica com o uso de um modelo adequado. Nos processamentos realizados, os *grids* ou malhas regulares de pontos, foram gerados a partir do método da curvatura mínima (cf. 4.3.3).

Este método interpola os dados através do ajuste de uma superfície bi-dimensional aos dados brutos (x, y, z) de tal forma que a curvatura da superfície seja minimizada. Uma superfície de curvatura mínima é a superfície mais suave possível que se ajusta aos valores dados.

6.1.2.5 Geração dos mapas de anomalias residuais

Esta etapa do processo consiste em realizar a operação de separação regional-residual (cf. 4.4.2). Numericamente, esta operação foi realizada através da aplicação de um filtro de tendência às anomalias observadas. O resultado é um conjunto de dados que representa a subtração dos grandes comprimentos de onda do campo de anomalias observadas. Isto equivale à subtração de uma superfície de tendência polinomial da superfície gerada a partir dos dados observados. A esse resultado denomina-se anomalia gravimétrica residual, que indica as fontes causadoras de irregularidades no campo geral de anomalias Bouguer. Com base

nesses dados, uma nova malha (*grid*) é gerada, utilizando também o método da curvatura mínima.

6.1.3 Resultados Obtidos

As Figuras 6.7 e 6.8 mostram, respectivamente, os mapas de anomalias Bouguer e de anomalias residuais na região do Parque Hípico.

As Figuras 6.9 e 6.10 apresentam os mapas de anomalias Bouguer e de resíduos correspondentes ao levantamento gravimétrico realizado na região do Colégio Ambrósio Bini.

As Figuras 6.11 e 6.12 representam os resultados do processamento realizado para a área de Tranqueira.

Em todos os casos, o método utilizado para a geração dos mapas foi o da curvatura mínima, empregando como dimensão para cada célula componente da malha um espaçamento correspondente à metade da distância entre as estações de medida. As superfícies de tendência que mais se adequaram aos dados observados foram aquelas obtidas a partir de um polinômio de 2º grau, aplicadas a todas as áreas de estudo.

As subáreas indicadas por um retângulo nos mapas de anomalias residuais correspondem às áreas que serão objeto de estudo detalhado na etapa correspondente à inversão dos dados gravimétricos. No caso do levantamento em Tranqueira, todo o conjunto de dados foi utilizado no processo de inversão. Nesta etapa pretende-se investigar parâmetros que auxiliem na definição da forma e dimensões da estrutura geológica apontada pelos mapas de anomalias residuais (cf. 7.3).

Estas áreas, correspondentes aos baixos gravimétricos, podem refletir uma característica de fragilidade geotécnica, o que pode constituir um fator limitante à implantação de determinadas estruturas físicas como casas, barracões industriais etc.

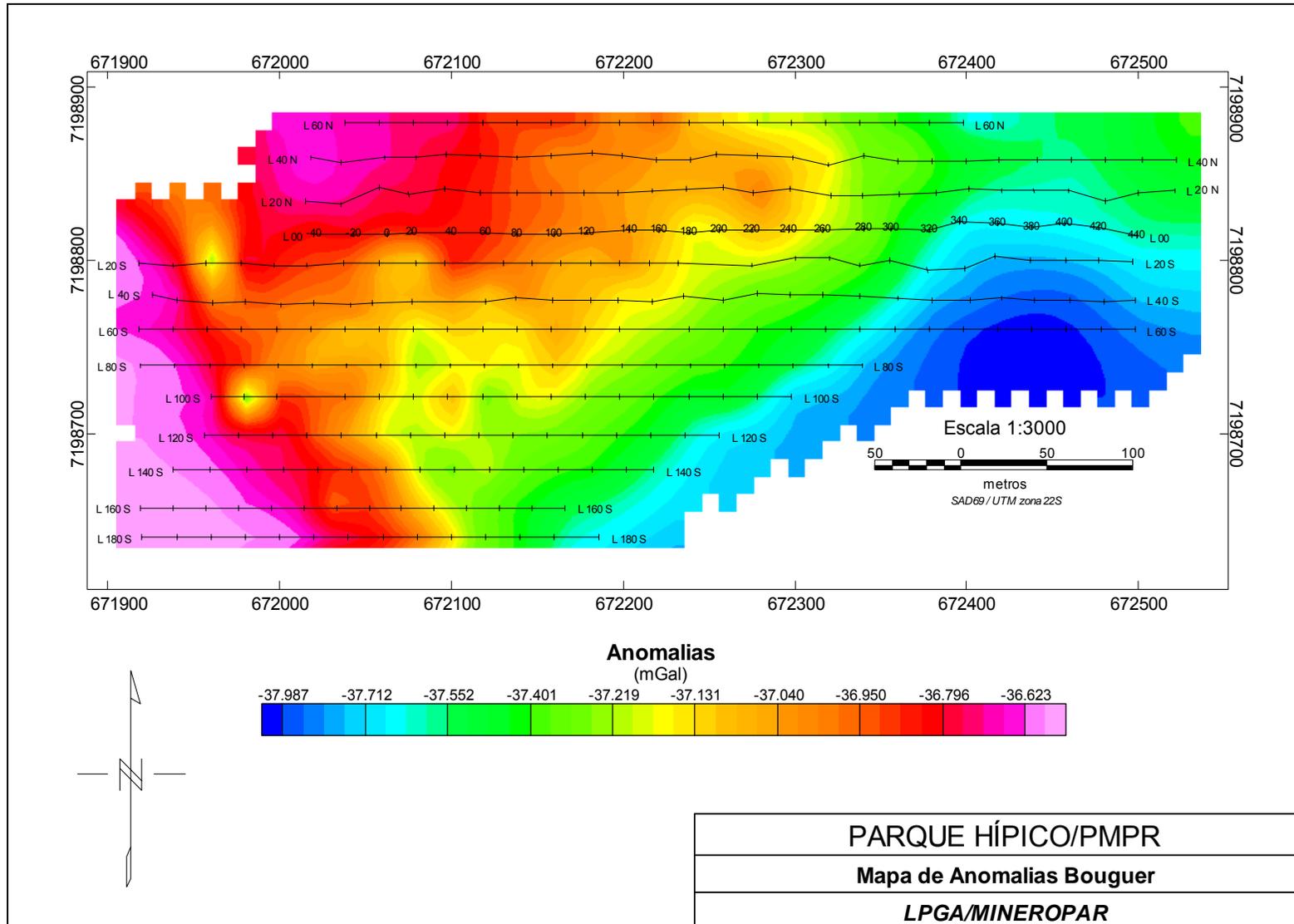


Figura 6.7 - Mapa de anomalias Bouguer do Parque Hípico.

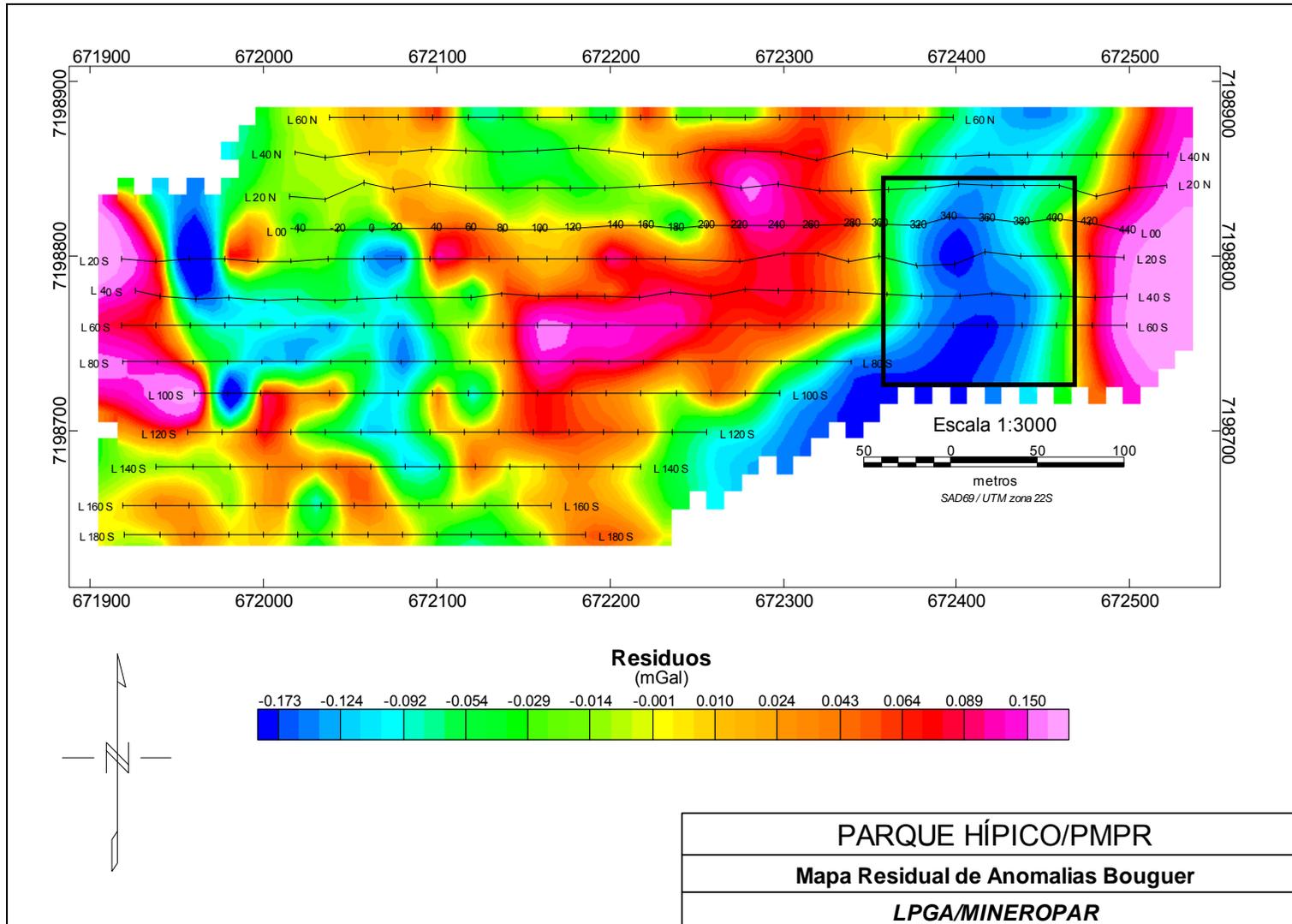


Figura 6.8 - Mapa residual de anomalias Bouguer do Parque Hípico.

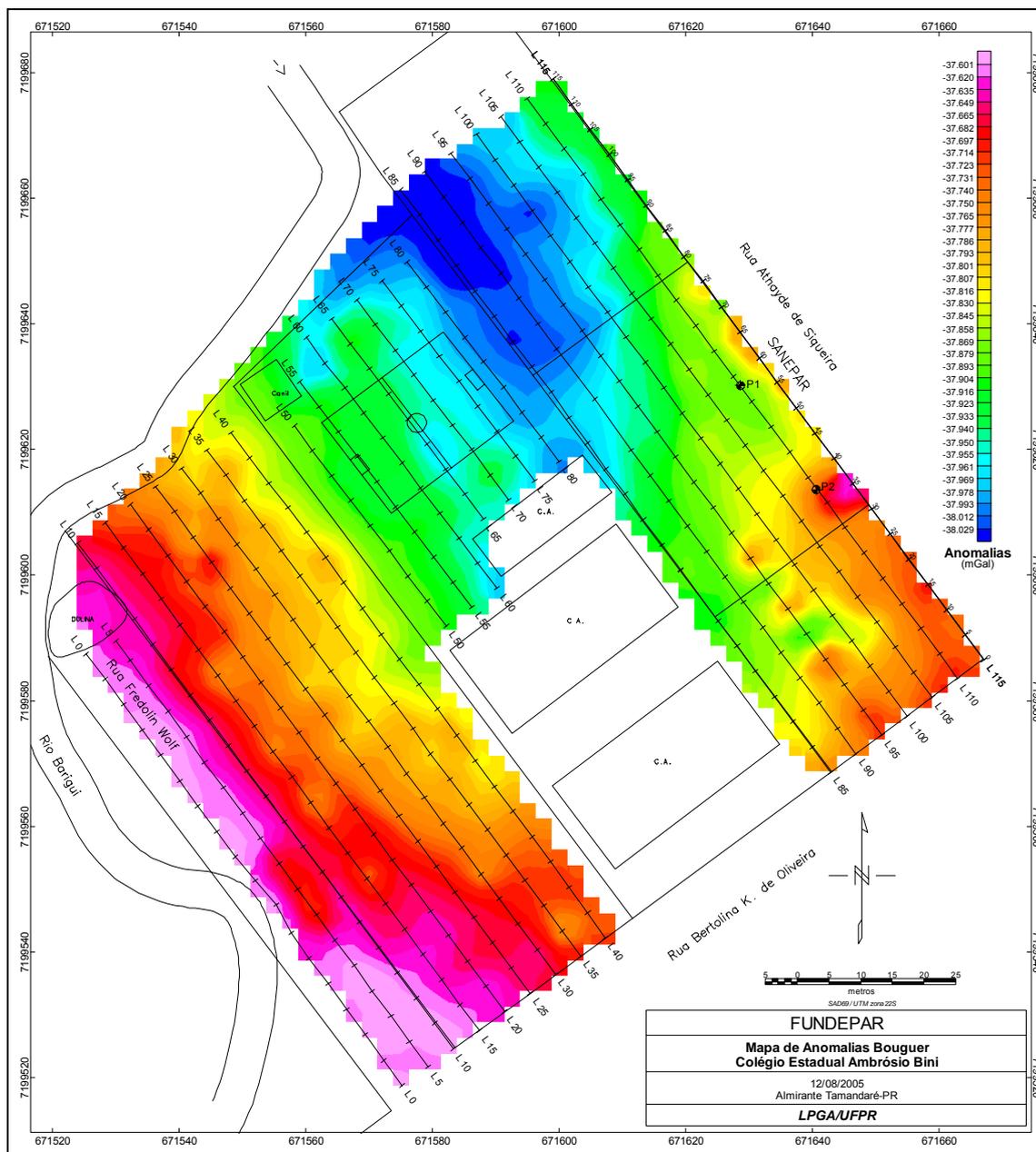


Figura 6.9 - Mapa de anomalias Bouguer da área do Colégio Ambrósio Bini.

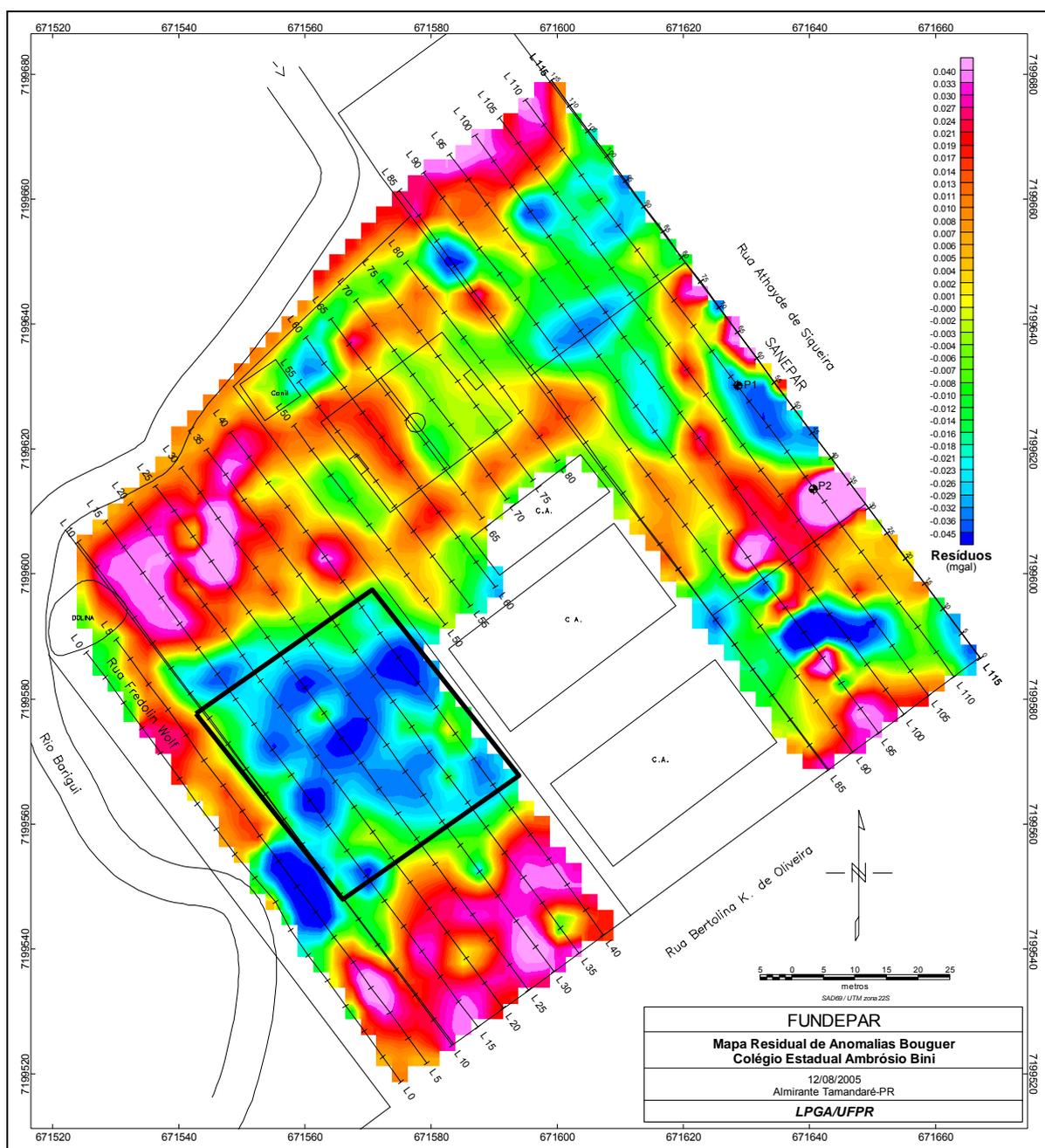


Figura 6.10 - Mapa residual de anomalias Bouguer da área do Colégio Ambrósio Bini.

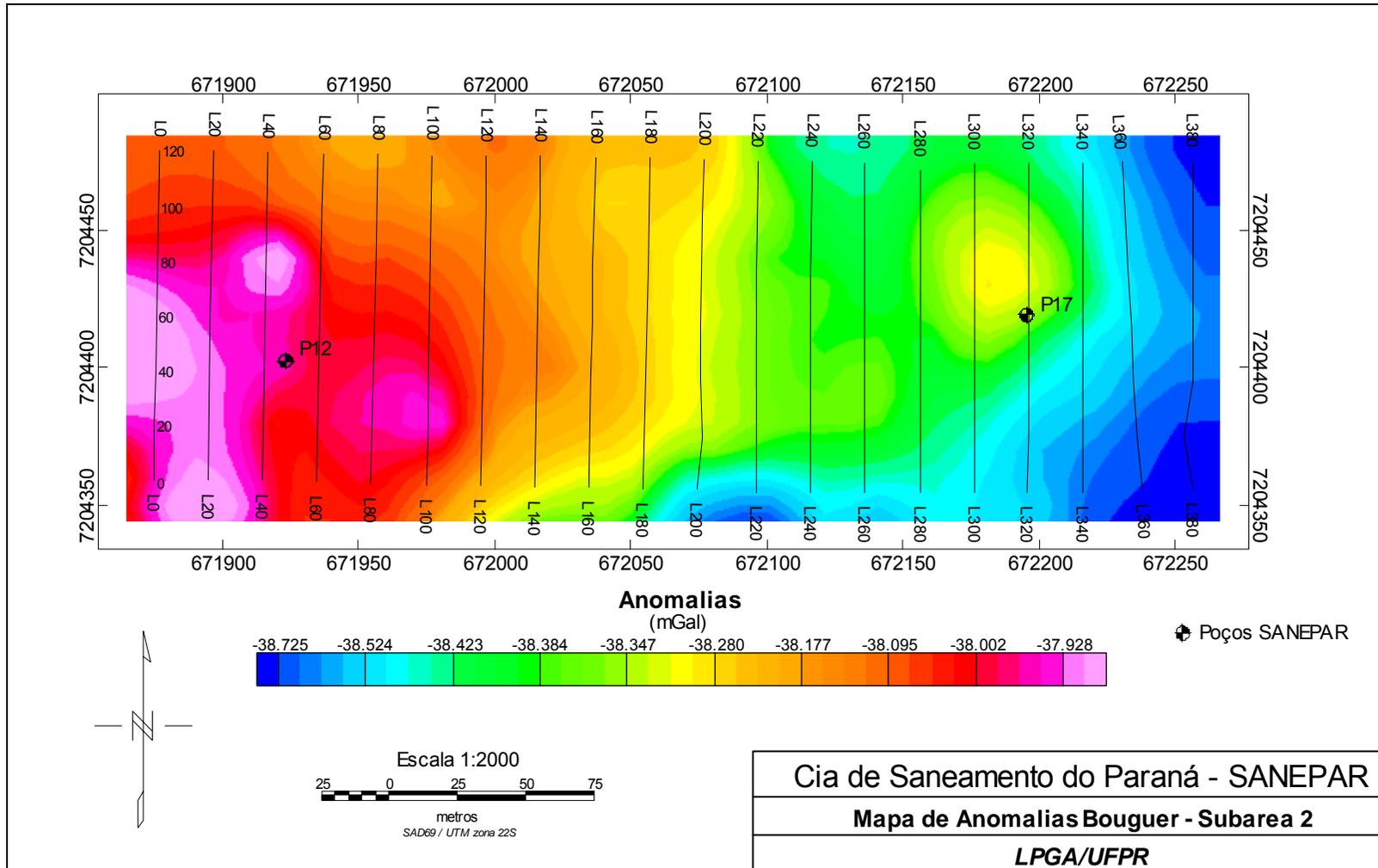


Figura 6.11 - Mapa de anomalias Bouguer da área de Tranqueira.

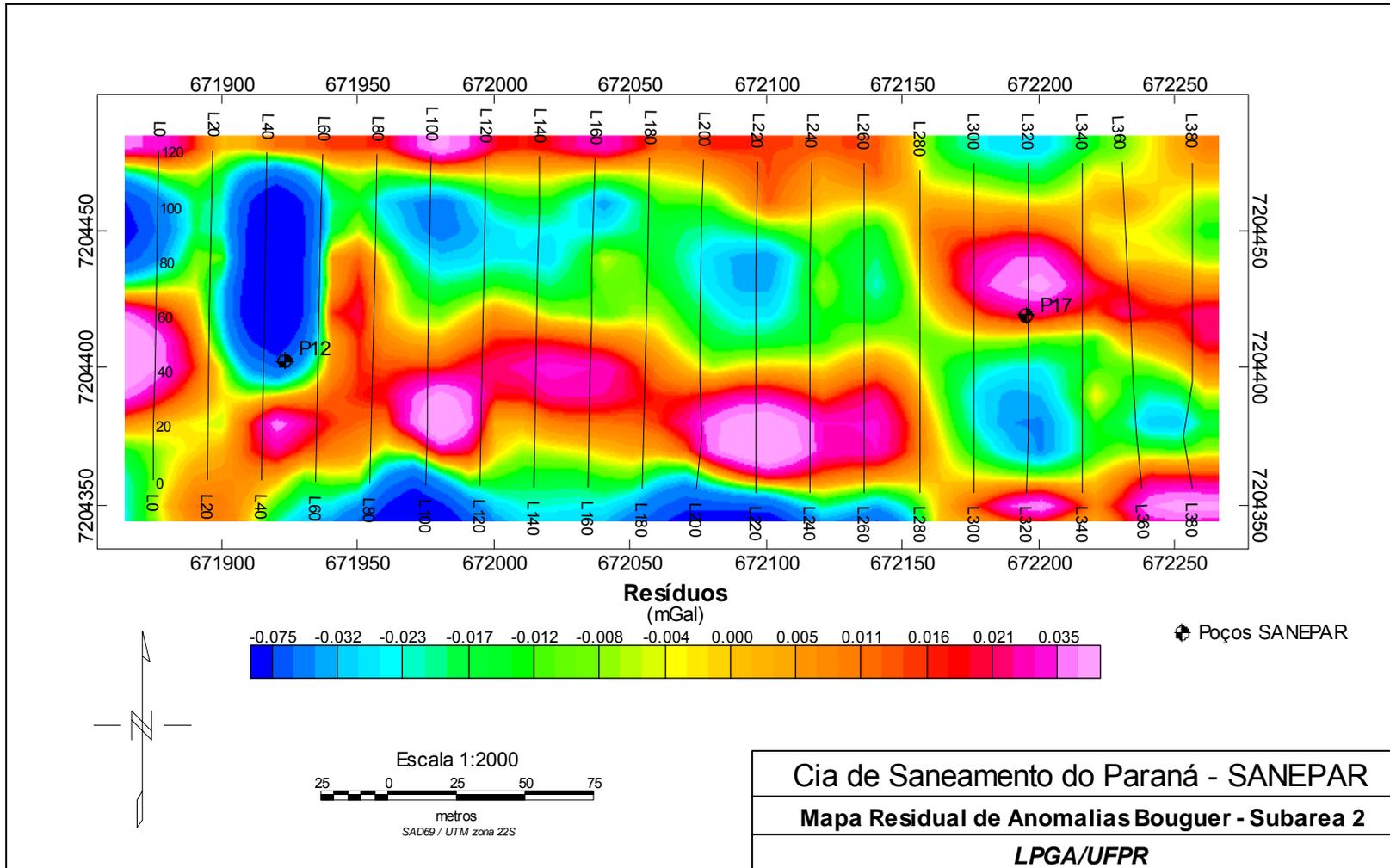


Figura 6.12 - Mapa residual de anomalias Bouguer da área de Tranqueira.

6.2 LEVANTAMENTOS ELÉTRICOS

6.2.1 Coleta de Dados – Parque Hípico

Os levantamentos elétricos na região do Parque Hípico foram realizados pela empresa GEODECON Geologia e Geofísica Ltda. em convênio com a Mineropar - Minerais do Paraná S.A. com o objetivo de apoiar estudos de uso e ocupação do solo no local. A Mineropar autorizou a utilização dos dados obtidos (ΔV e I), os quais foram reprocessados, invertidos e editados, para a complementação da pesquisa realizada no local.

Utilizou-se no referido levantamento o método da eletrorresistividade por caminhamento elétrico, desenvolvido ao longo de uma malha regular de 20 por 20 metros, totalizando 7,5 km de caminhamento elétrico.

O resistímetro utilizado foi o modelo TDC 1.000/24R2A, de fabricação Tectrol, com 1000 watts de potência, que possibilitou trabalhar com sinal suficiente para medidas confiáveis das diferenças de potencial que, associadas às medidas da corrente transmitida fornecem as bases para o cálculo da resistividade elétrica (GEODECON, 2005).

6.2.2 Coleta de Dados – Colégio Ambrósio Bini

Os levantamentos elétricos nesta segunda área de estudo foram realizados pela equipe técnica do Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada da Universidade Federal do Paraná (LPGA/UFPR). Os ensaios de resistividade contemplaram cinco linhas de caminhamento elétrico com extensão total de 550 metros, segundo o arranjo dipolo-dipolo ($AB=MN=10$ m) e dez sondagens elétricas verticais (SEV's) através do arranjo Schlumberger.

Os equipamentos utilizados na aquisição dos dados de resistividade aparente (ρ_a) e de cargabilidade global aparente (M_a), pertencentes ao LPGA/UFPR incluem um sistema completo de polarização induzida e resistividade, fabricado pela *Iris Instruments*, o qual é composto por um transmissor de alta potência (VIP3000W), alimentado por um gerador *Honda* (EM5000S), e um receptor multicanal/espectral (ELREC 10).

6.2.3 Processamento dos Dados

O processamento dos dados dos caminhamentos elétricos/polarização induzida, representados na forma de pseudo-seções, foi realizado através de *software* especializados, como o pacote *Oasis MontajTM* e *Zonge 2-D Inversion for InteractivTM IP* da *Geosoft/Interpex*. Este último pacote permite que os dados de resistividade aparente, obtidos em seis níveis de investigação, sejam transformados em modelos representativos das resistividades/cargabilidades e das profundidades verdadeiras.

Os dados das sondagens elétricas verticais (SEVs) são representados em gráficos bi-logarítmicos, nos quais são indicados nos eixos das abscissas a metade da separação, em metros, dos eletrodos de corrente ($AB/2$), e nos eixos das ordenadas os valores da resistividade aparente (ρ_a). O *software IPI2Win* foi utilizado na inversão e modelamento dos dados resistivimétricos das SEVs, o qual fornece o número de camadas e suas resistividades verdadeiras, cabendo ao geólogo interpretar suas relações com o meio físico investigado.

6.2.4 Resultados Obtidos

6.2.4.1 Parque Hípico

Nas Figuras 6.13 a 6.23 estão representadas as pseudoseções de resistividade aparente e os respectivos modelos de resistividade verdadeira, obtidos por inversão.

As Figuras 6.24 a 6.28 mostram os mapas de resistividade a diversos níveis de profundidade, gerados a partir dos modelos obtidos por inversão. Os níveis de profundidade utilizados são, respectivamente, 7, 15, 25, 38 e 55 metros.

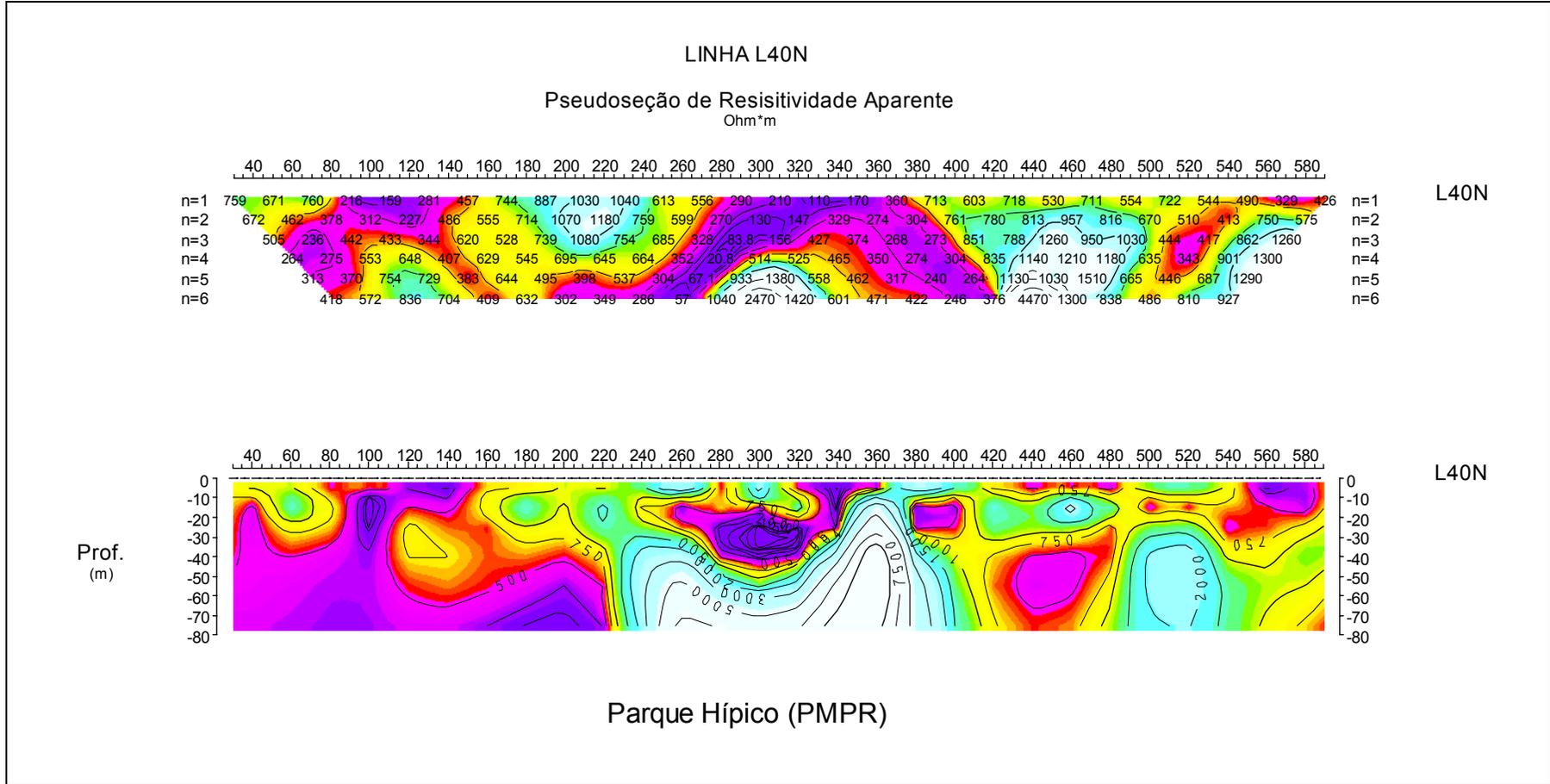


Figura 6.13 - Pseudoseção de resistividade aparente (acima) e modelo de resistividade verdadeira (abaixo) para a Linha 40 N - Parque Hípico

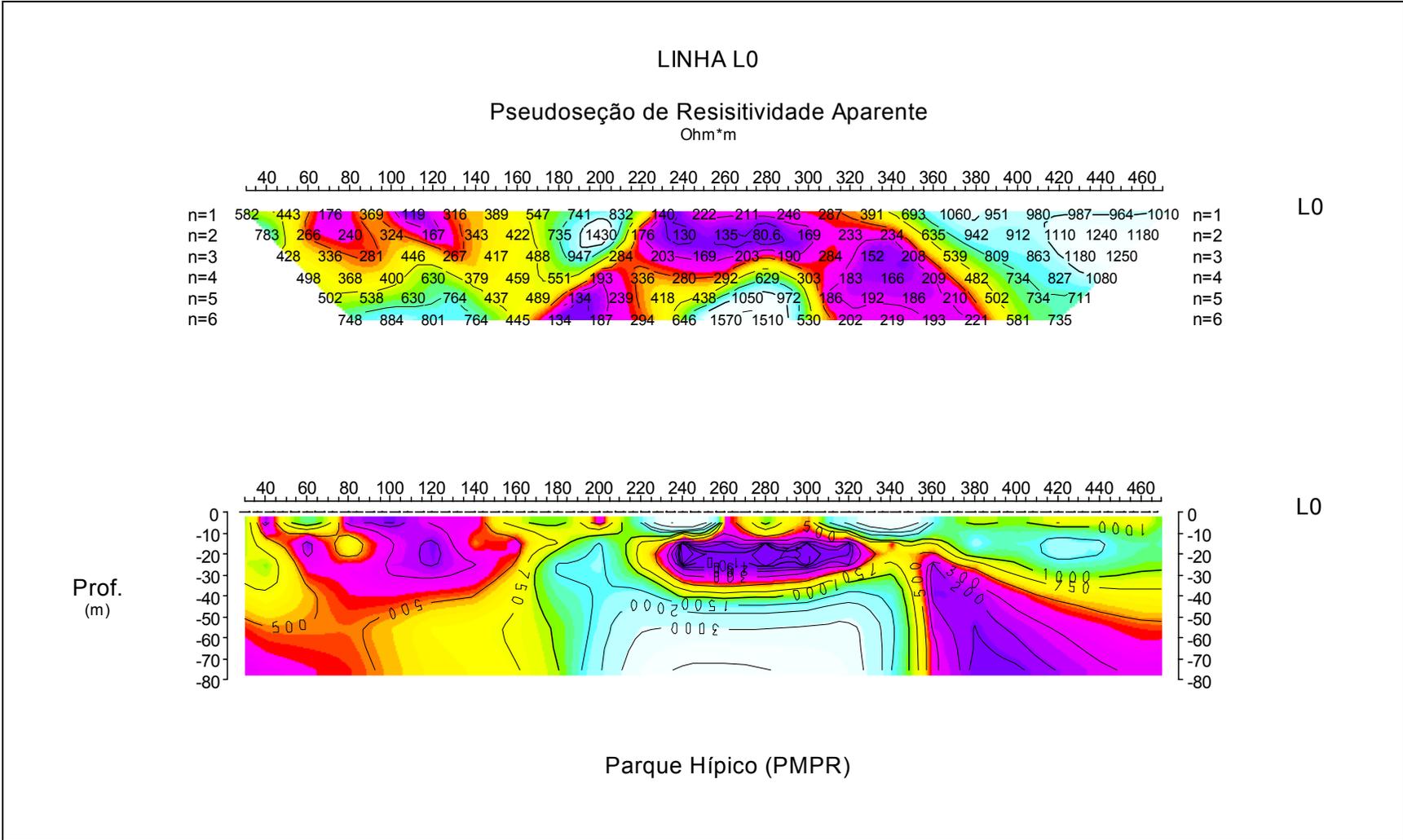


Figura 6.15 - Pseudoseção de resistividade aparente (acima) e modelo de resistividade verdadeira (abaixo) para a Linha 0 - Parque Hípico

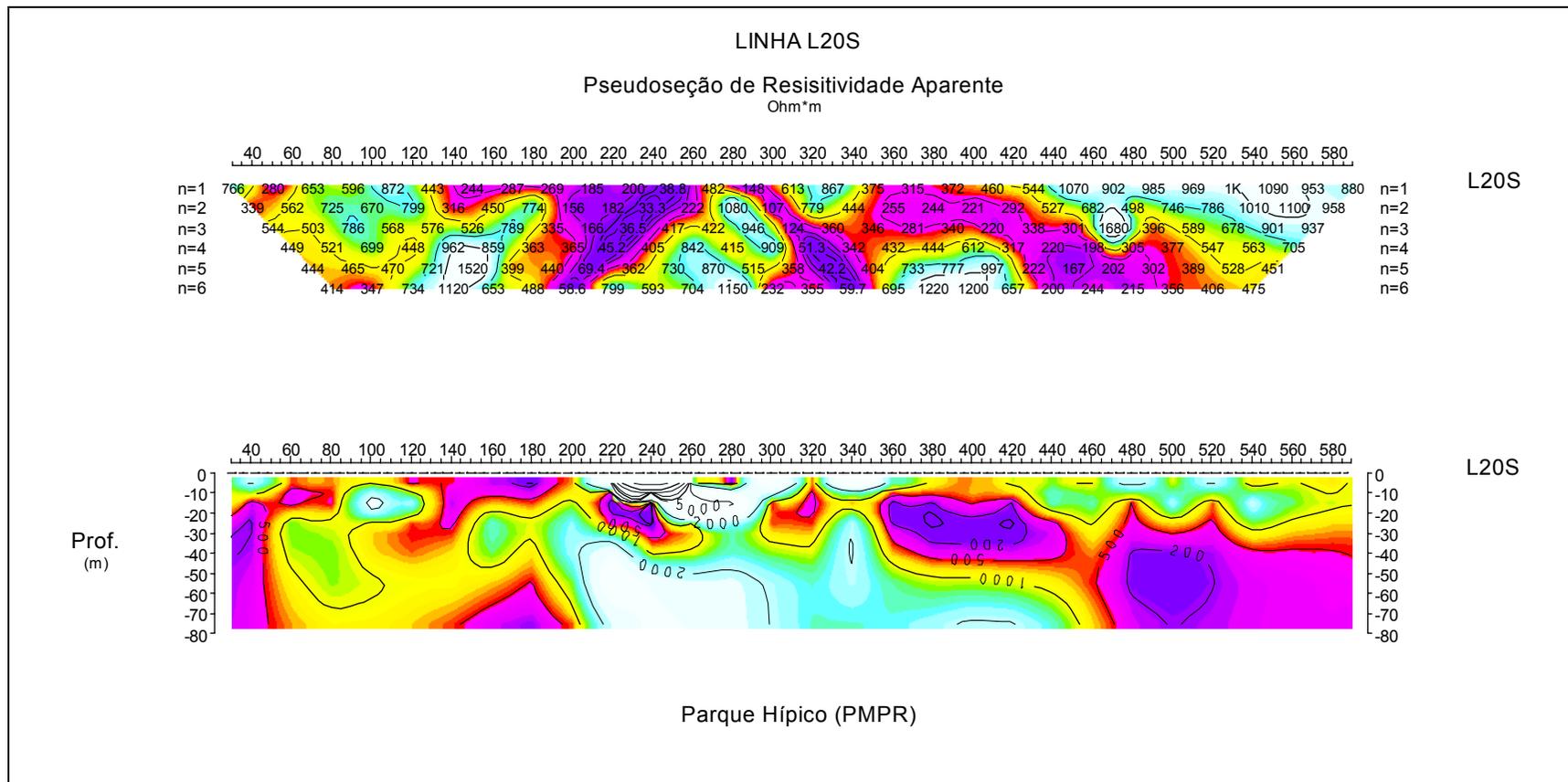


Figura 6.16 - Pseudoseção de resistividade aparente (acima) e modelo de resistividade verdadeira (abaixo) para a Linha 20 S - Parque Hípico

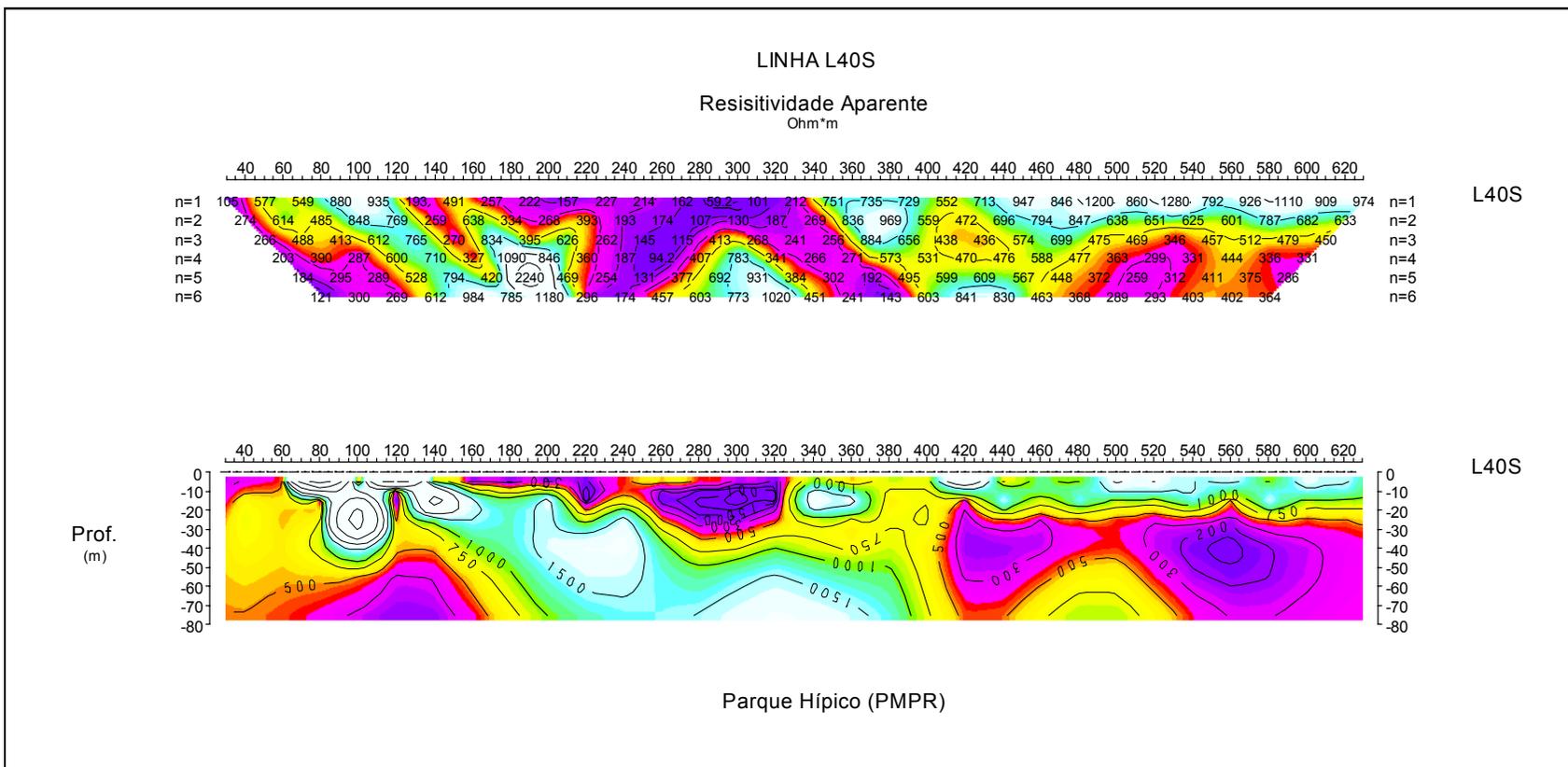


Figura 6.17 - Pseudoseção de resistividade aparente (acima) e modelo de resistividade verdadeira (abaixo) para a Linha 40 S - Parque Hípico

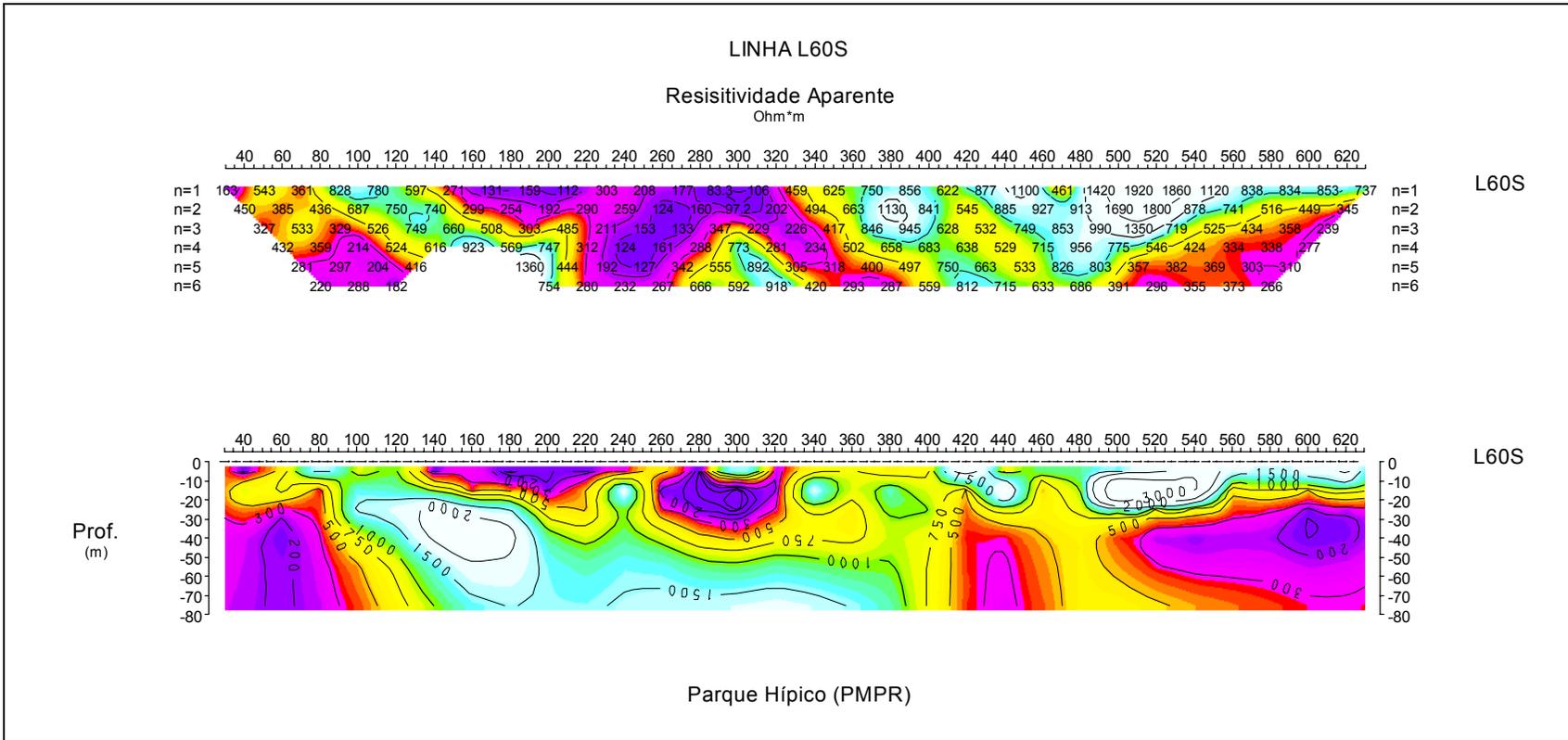


Figura 6.18 - Pseudoseção de resistividade aparente (acima) e modelo de resistividade verdadeira (abaixo) para a Linha 60 S - Parque Hípico

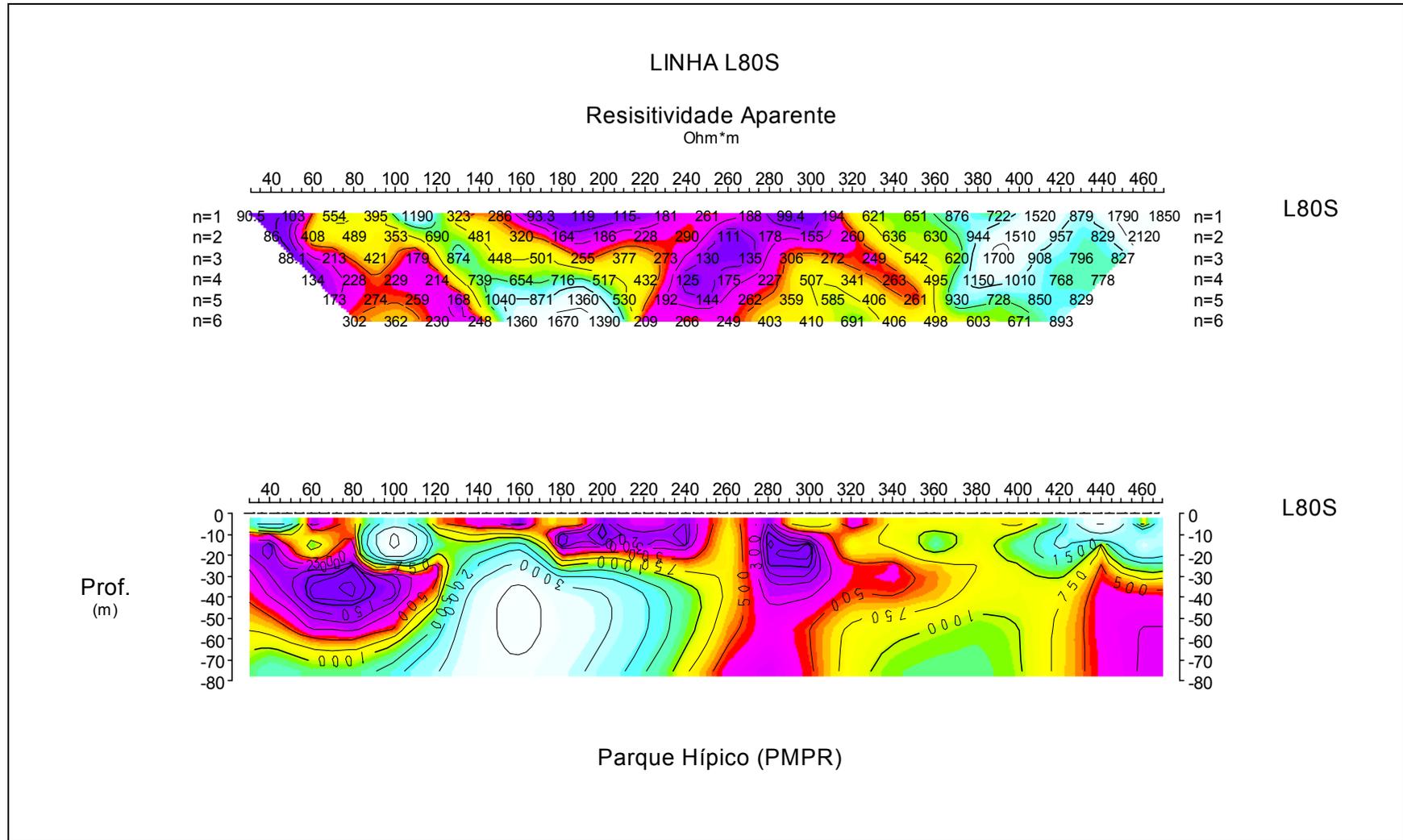


Figura 6.19 - Pseudoseção de resistividade aparente (acima) e modelo de resistividade verdadeira (abaixo) para a Linha 80 S - Parque Hípico

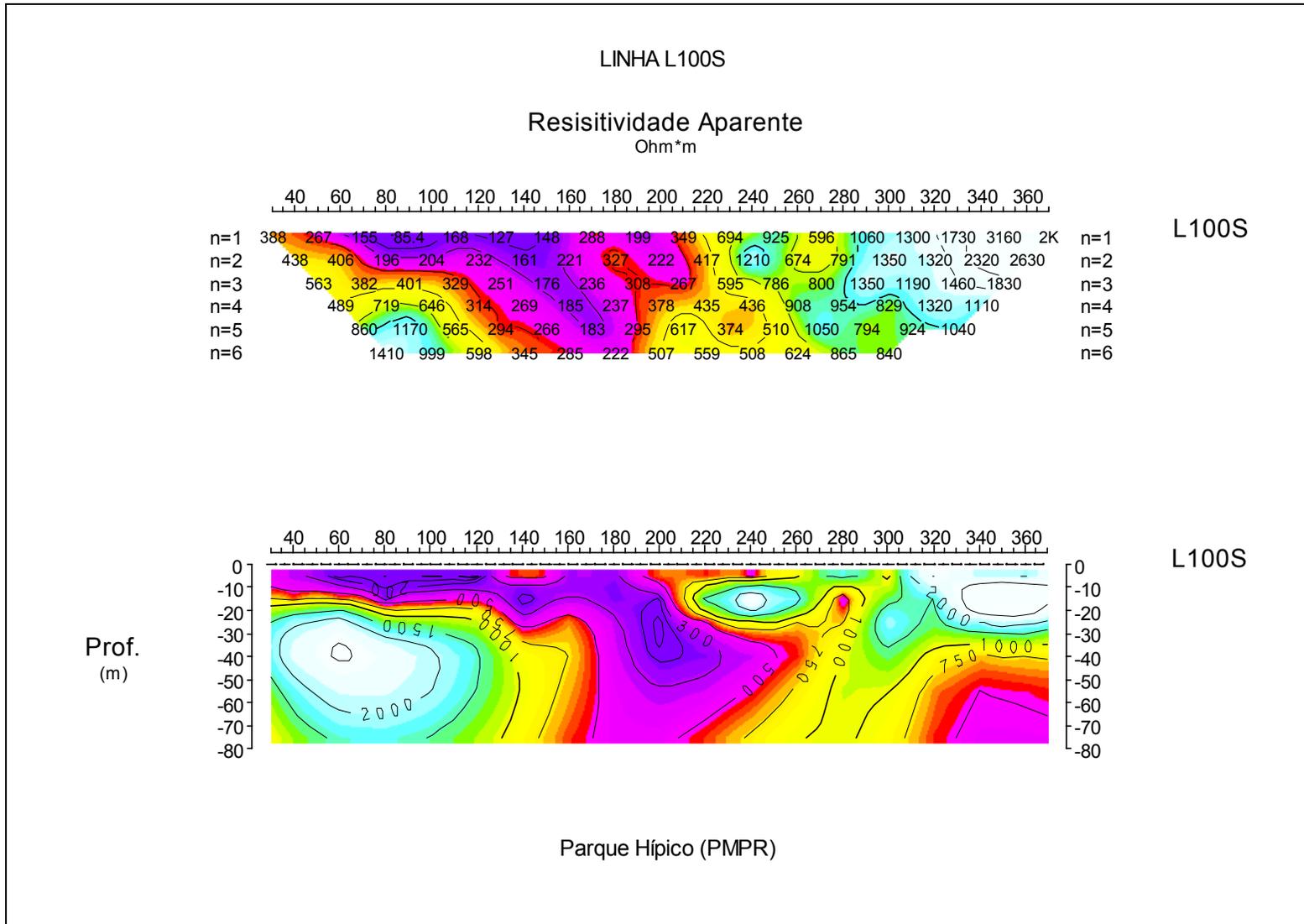


Figura 6.20 - Pseudoseção de resistividade aparente (acima) e modelo de resistividade verdadeira (abaixo) para a Linha 100 S - Parque Hípico

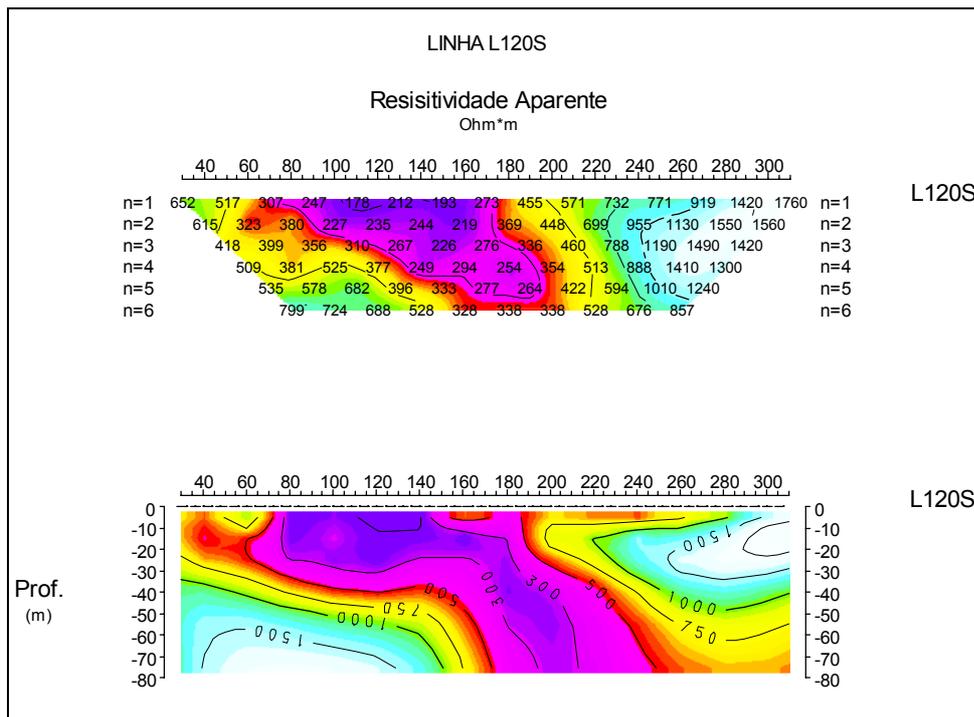


Figura 6.21 - Pseudoseção de resistividade aparente (acima) e modelo de resistividade verdadeira (abaixo) para a Linha 120 S - Parque Hípico

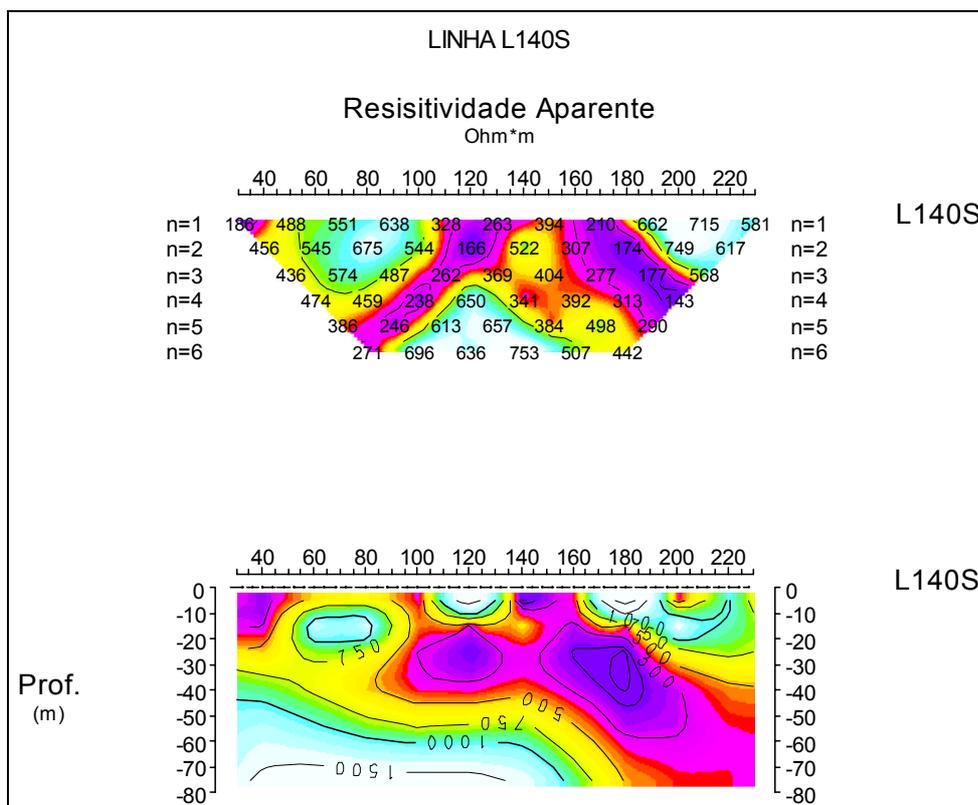


Figura 6.22 - Pseudoseção de resistividade aparente (acima) e modelo de resistividade verdadeira (abaixo) para a Linha 140 S - Parque Hípico.

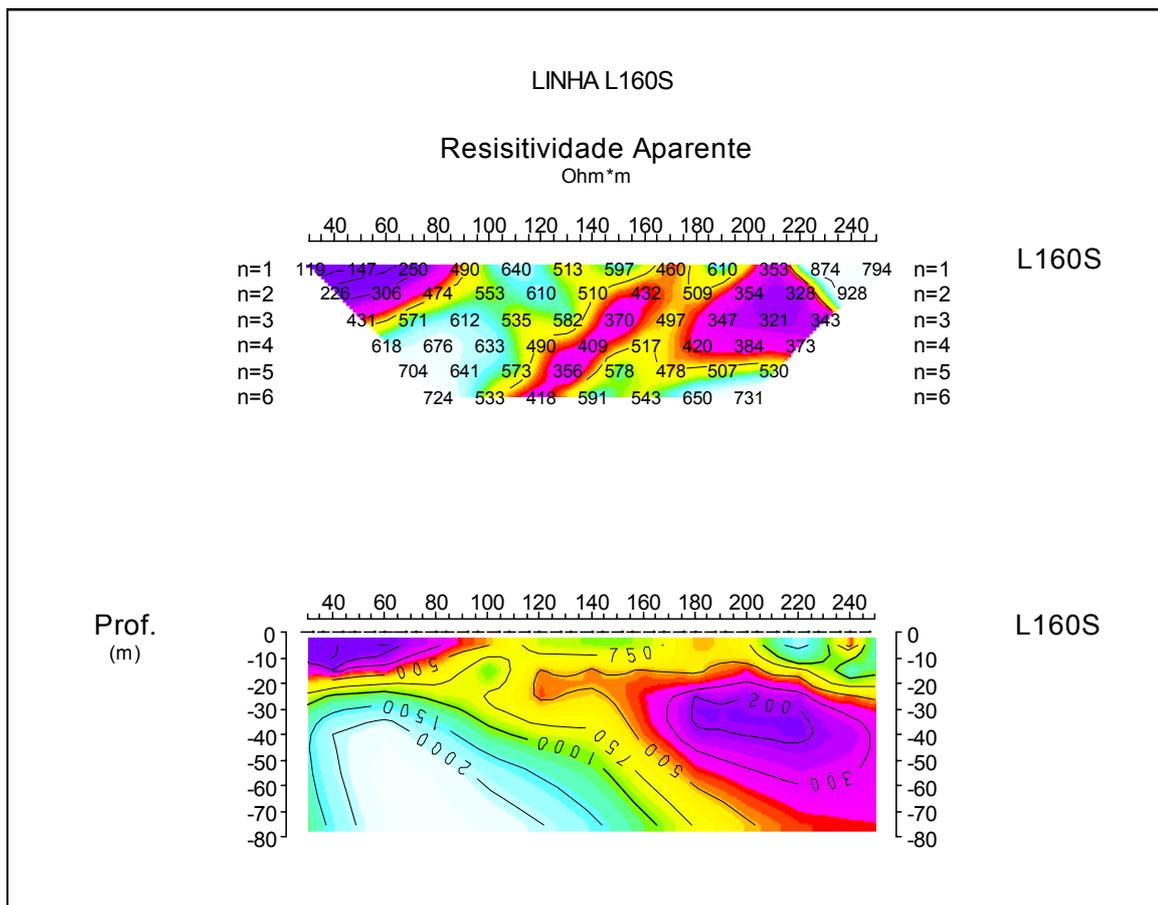


Figura 6.23 - Pseudoseção de resistividade aparente (acima) e modelo de resistividade verdadeira (abaixo) para a Linha 160 S - Parque Hípico.

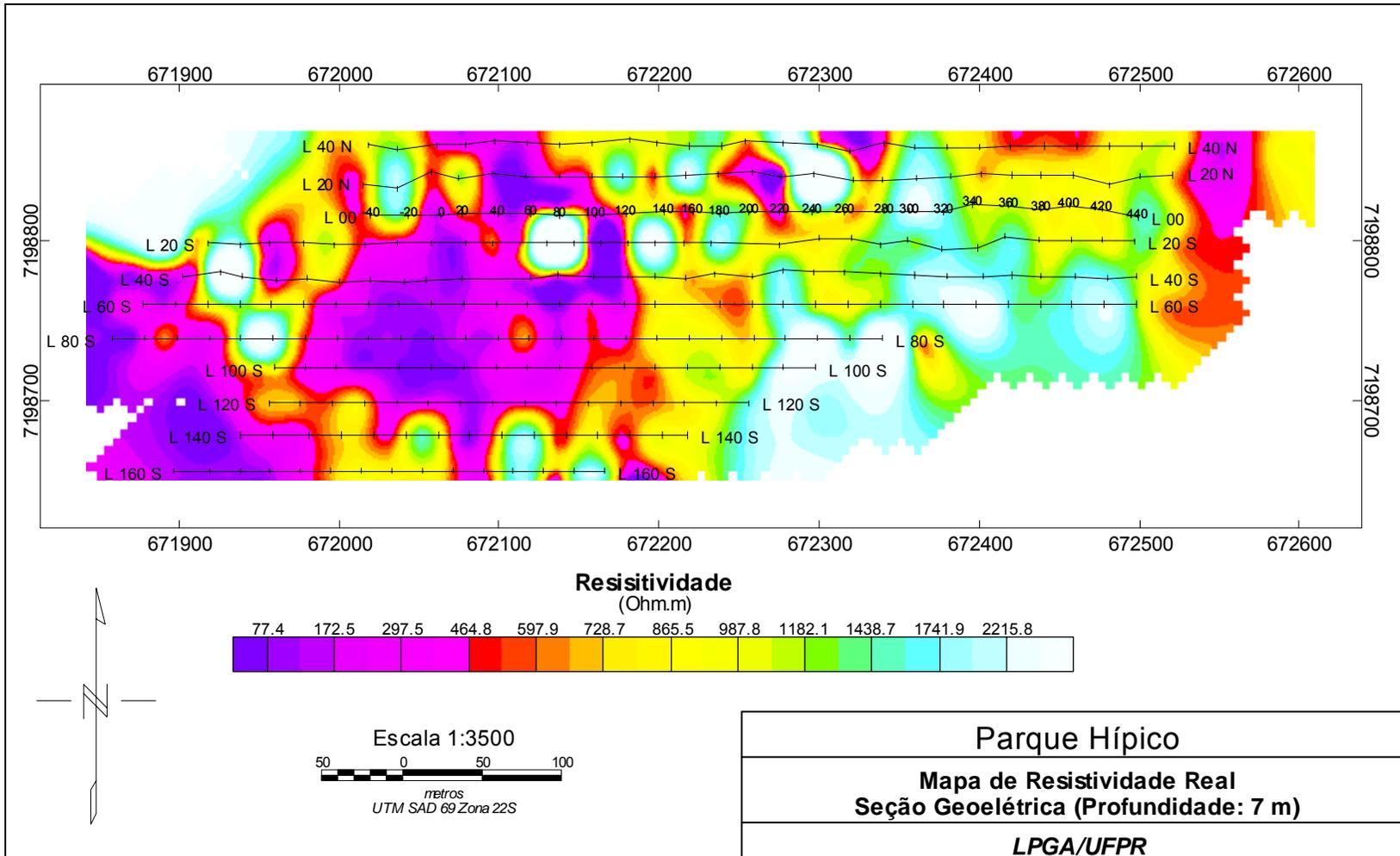


Figura 6.24 - Mapa da resistividade verdadeira para a profundidade de 7 metros na área do Parque Hípico.

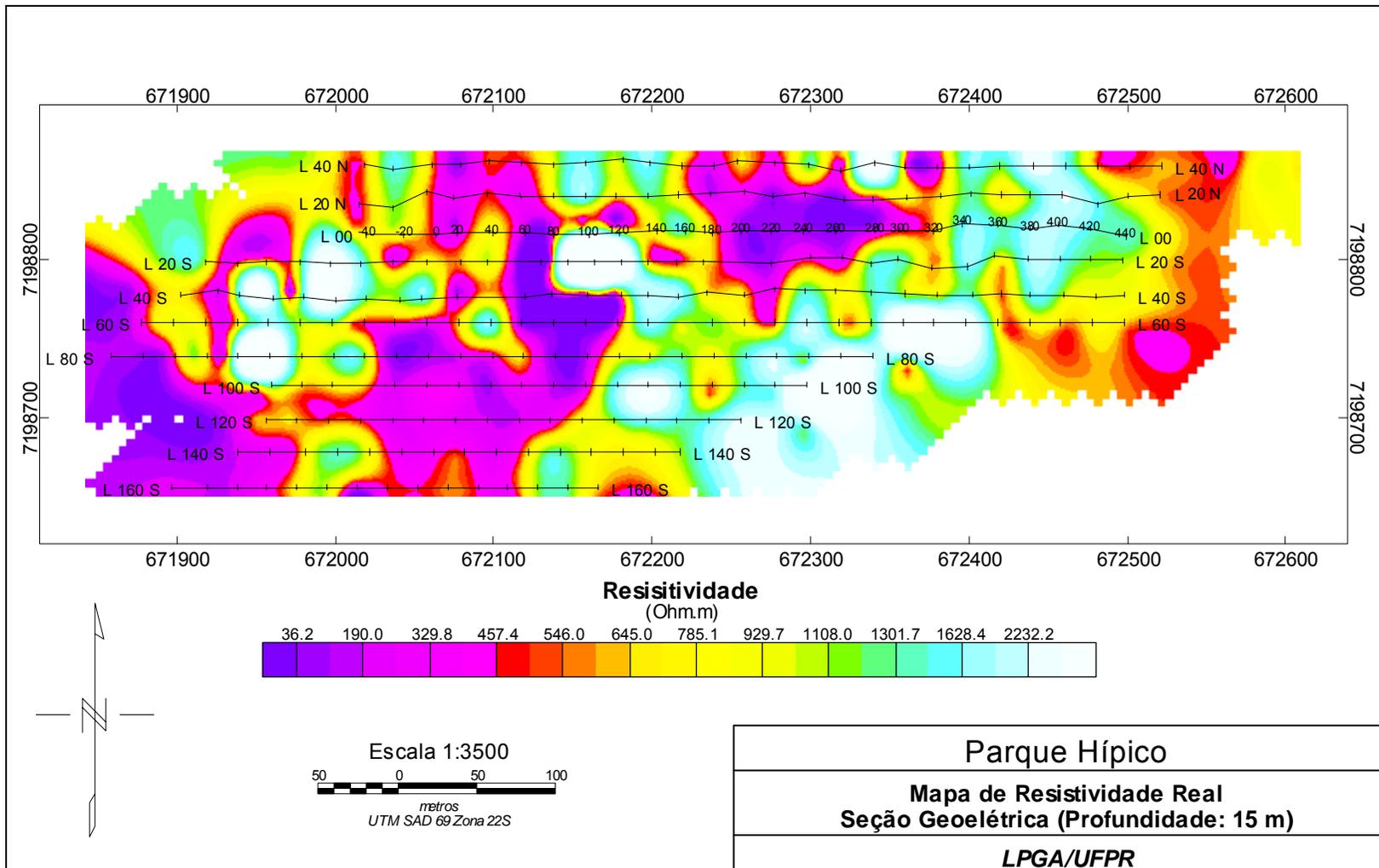


Figura 6.25 - Mapa da resistividade verdadeira para a profundidade de 15 metros na área do Parque Hípico.

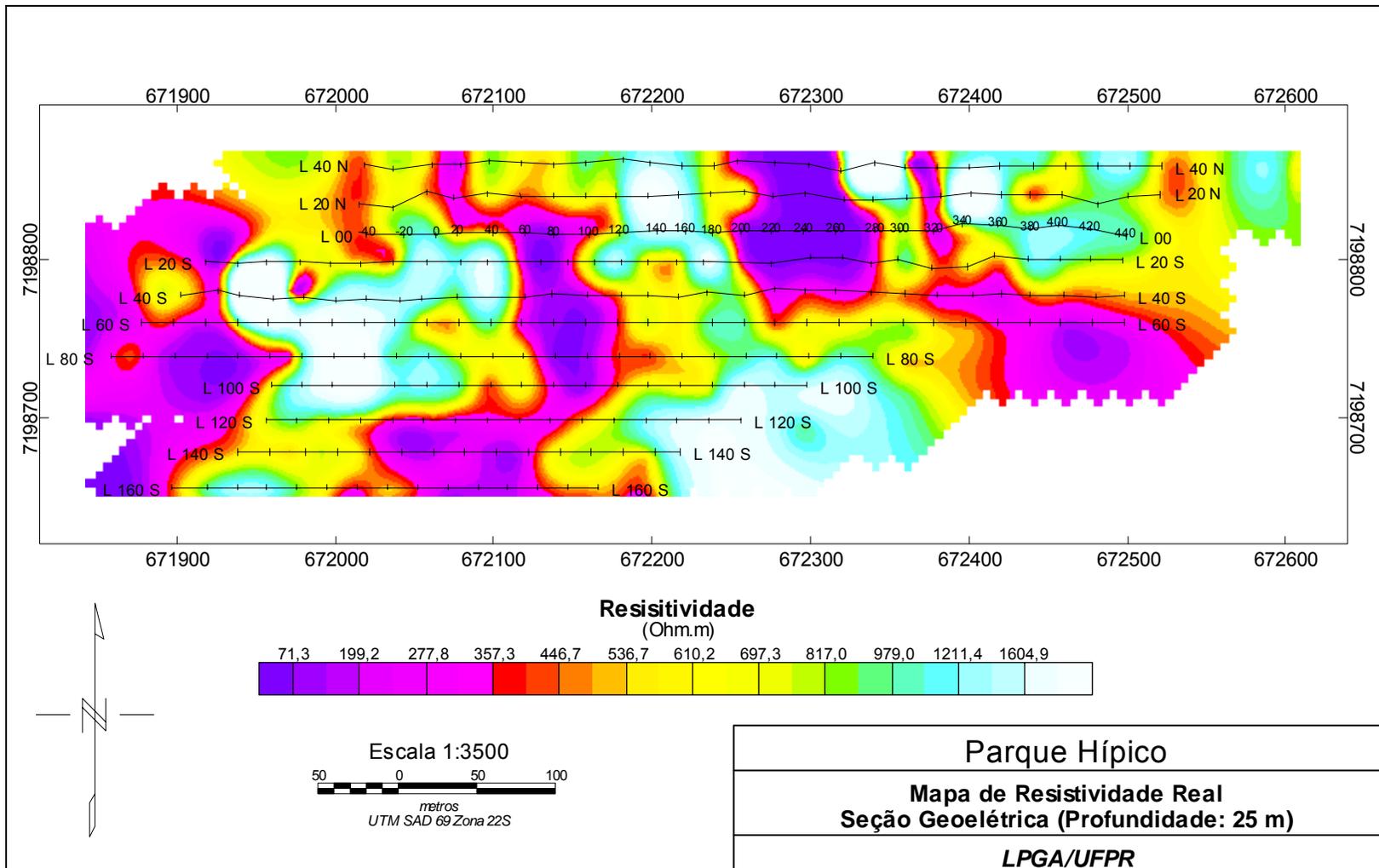


Figura 6.26 - Mapa da resistividade verdadeira para a profundidade de 25 metros na área do Parque Hípico.

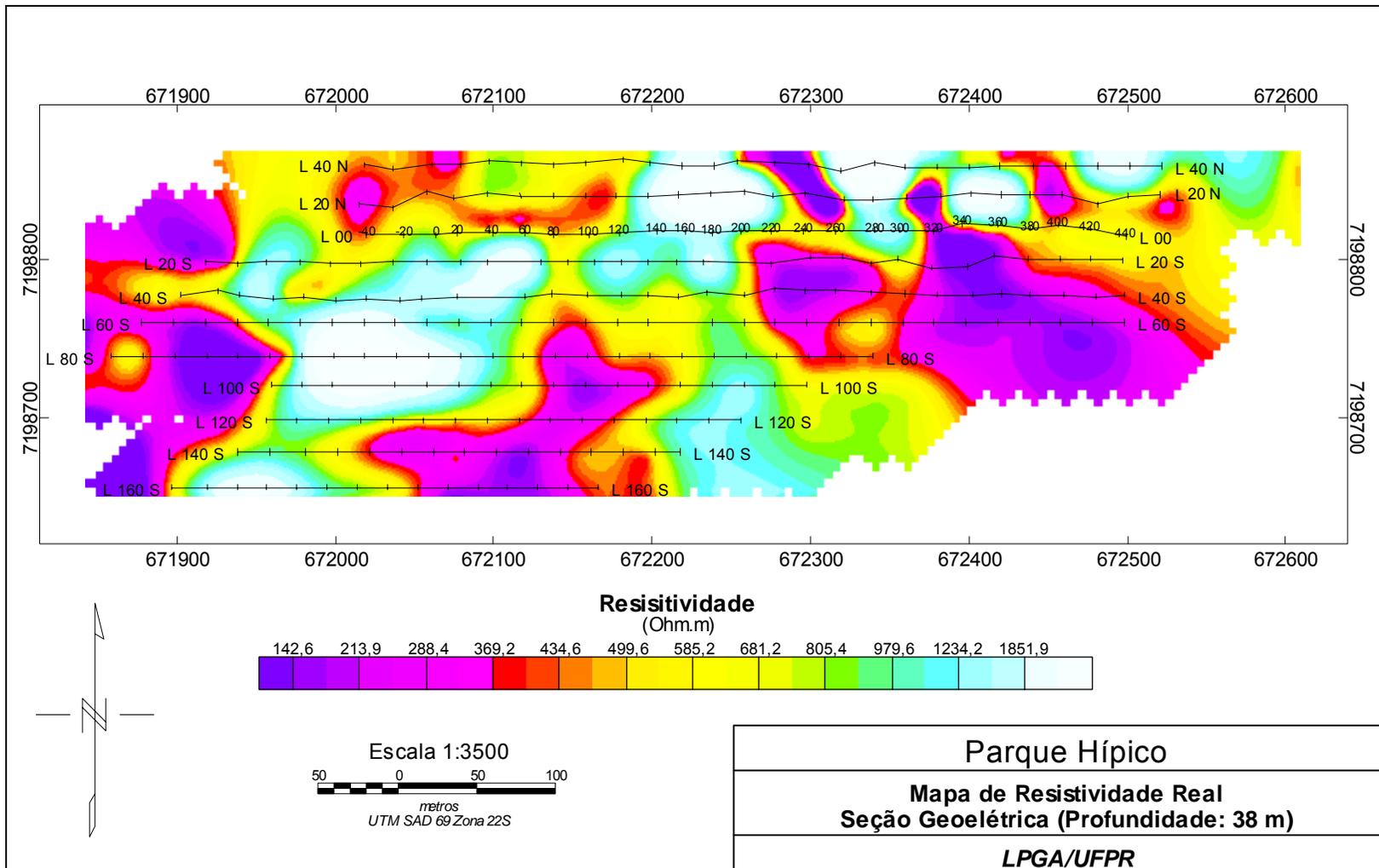


Figura 6.27 - Mapa da resistividade verdadeira para a profundidade de 38 metros, área do Parque Hípico.

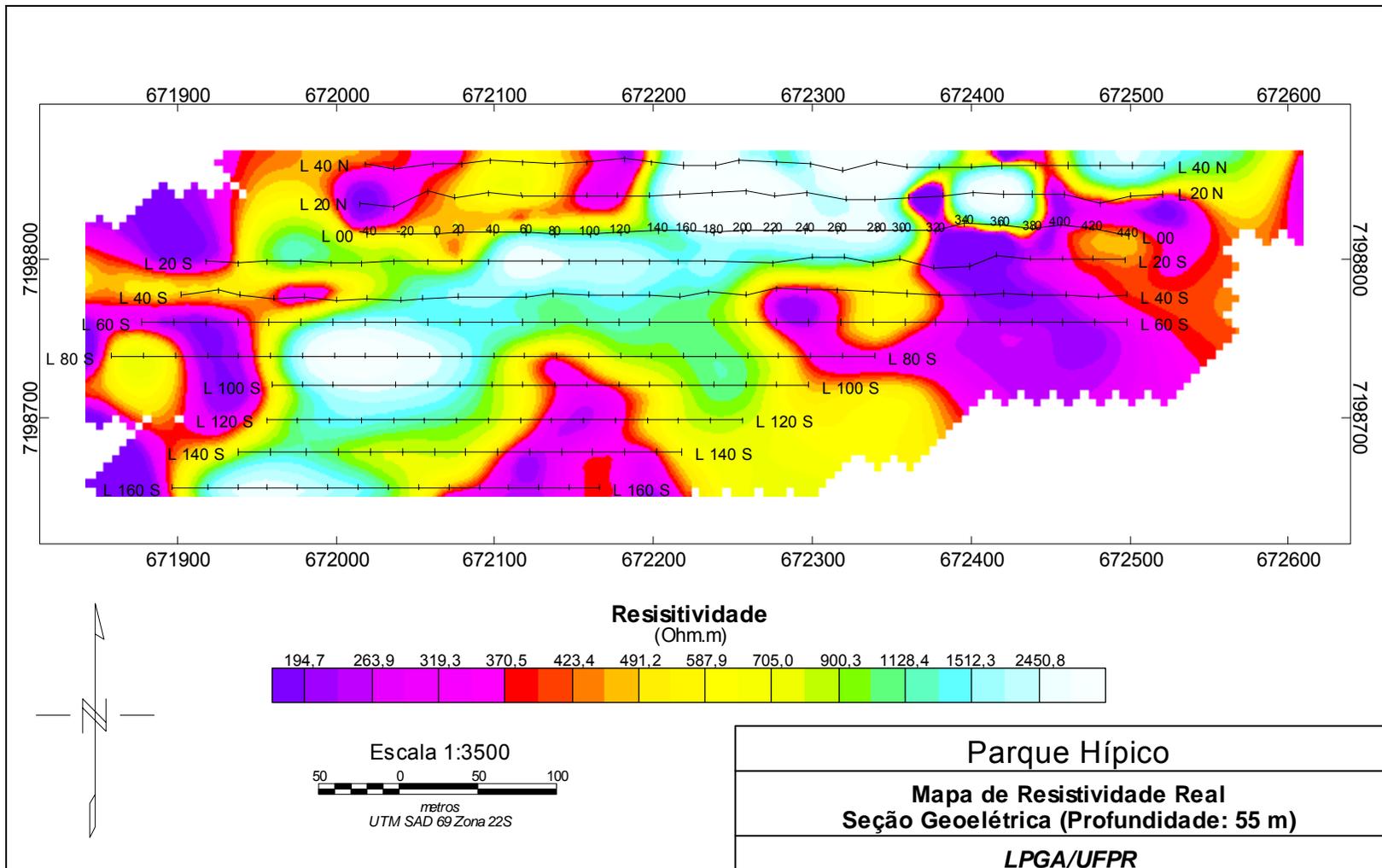


Figura 6.28 - Mapa da resistividade verdadeira para a profundidade de 55 metros na área do Parque Hípico.

6.2.4.2 Colégio Ambrósio Bini

Conforme ilustrado pela Figura 6.5, na área do Colégio Ambrósio Bini foram realizadas cinco linhas de caminhamento elétrico/IP (L5, L15, L25, L95 e L105), e dez sondagens elétricas verticais (SEV 1 a 10).

As Figuras 6.29 a 6.33 ilustram, respectivamente, as pseudoseções de resistividade e cargabilidade global aparentes e os respectivos modelos de profundidade obtidos por inversão. As Figuras 6.34 a 6.43 mostram as curvas de resistividade aparente das SEV, associadas aos modelos de profundidade também obtidos por inversão.

A Figura 6.44 ilustra um perfil litológico segundo os resultados obtidos por sondagem elétrica vertical. Nela estão indicadas as profundidades e os litotipos inferidos pela sondagem e também o perfil litológico real, com base nas informações dos poços P1 e P2 localizados na área de levantamento.

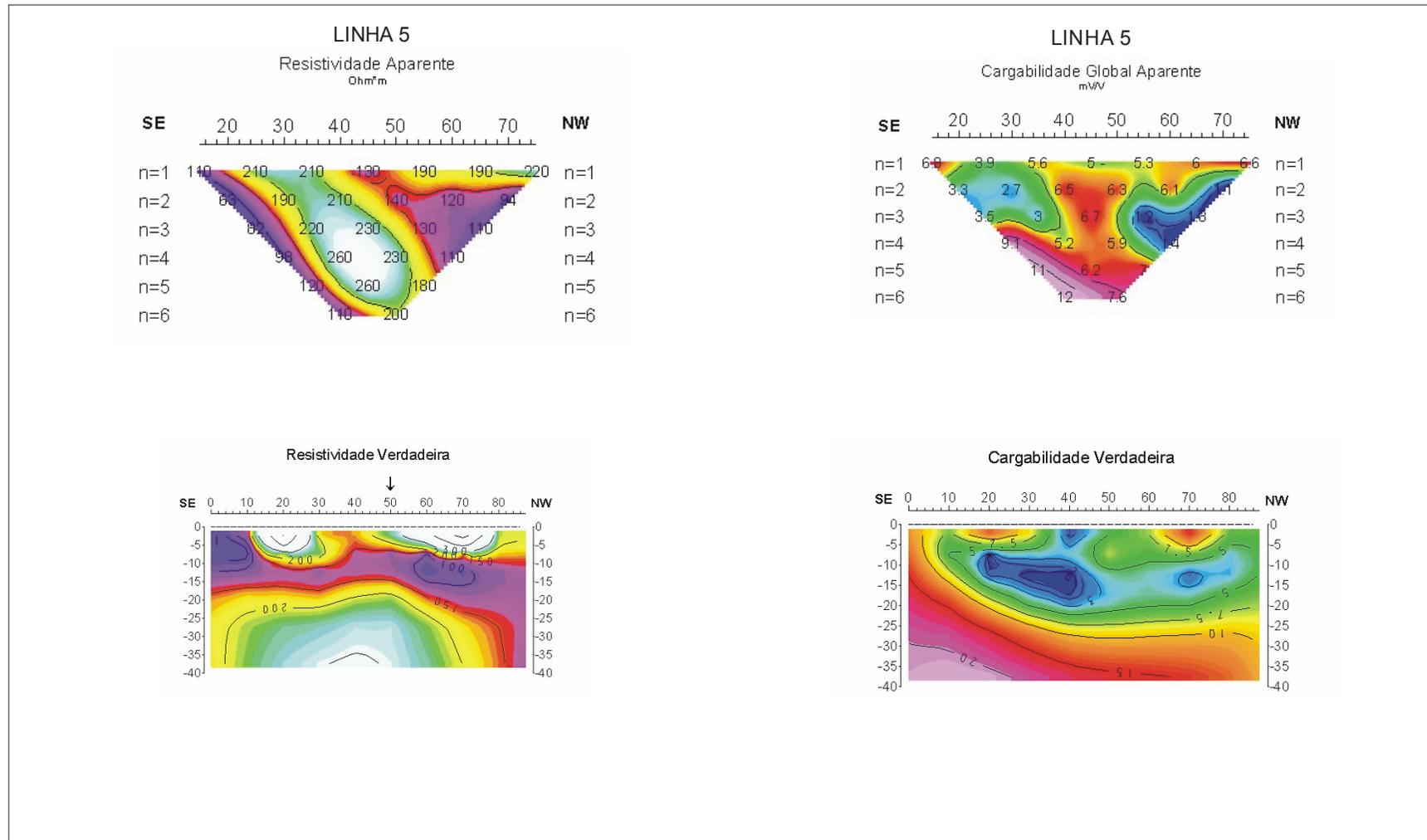


Figura 6.29 - Pseudoseções e modelos de resistividade (esquerda) e pseudoseções e modelos de cargabilidade (direita) da Linha L5

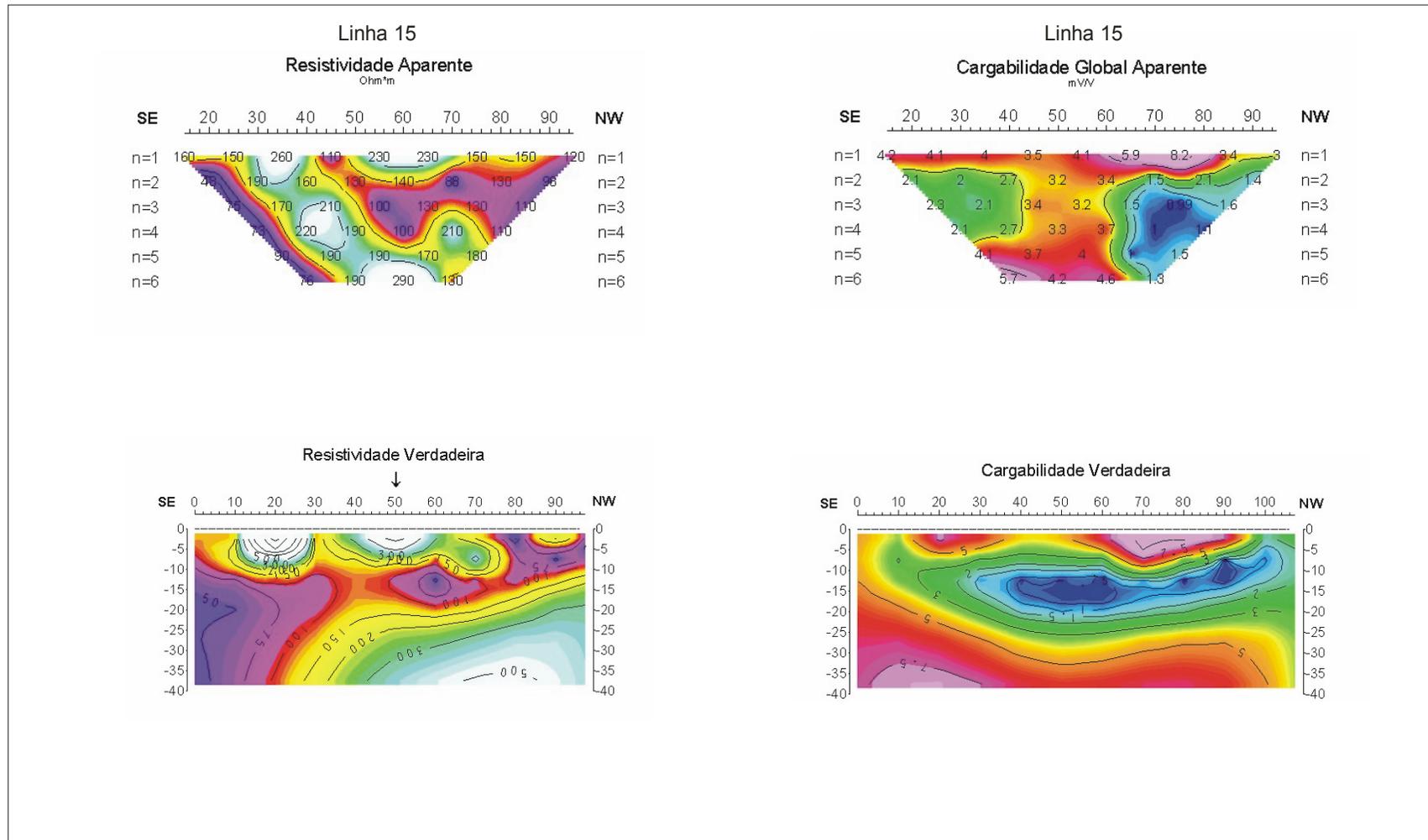


Figura 6.30 - Pseudoseções e modelos de resistividade (esquerda) e pseudoseções e modelos de cargabilidade (direita) da Linha L15

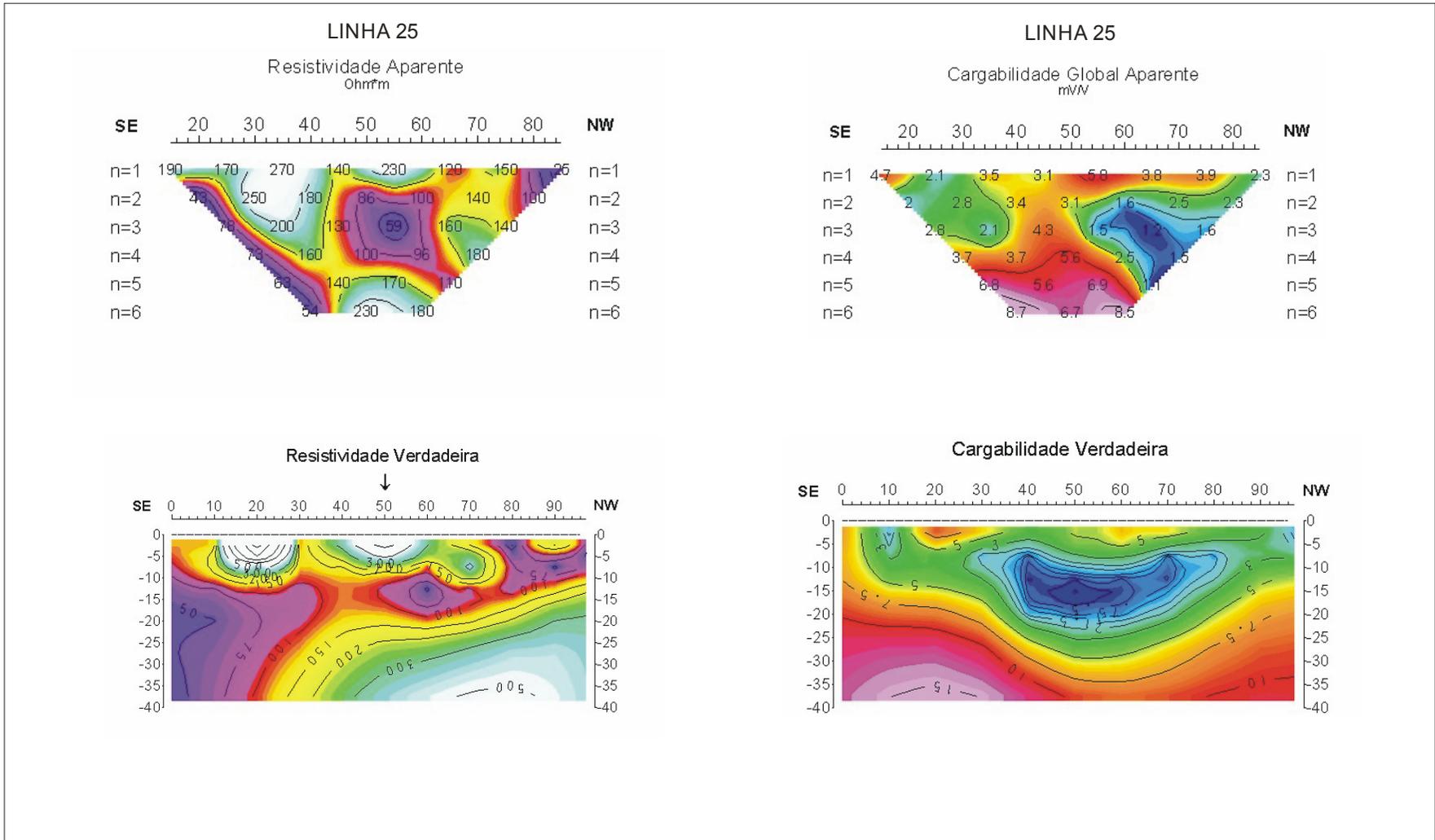


Figura 6.31 - Pseudoseções e modelos de resistividade (esquerda) e pseudoseções e modelos de cargabilidade (direita) da Linha L25

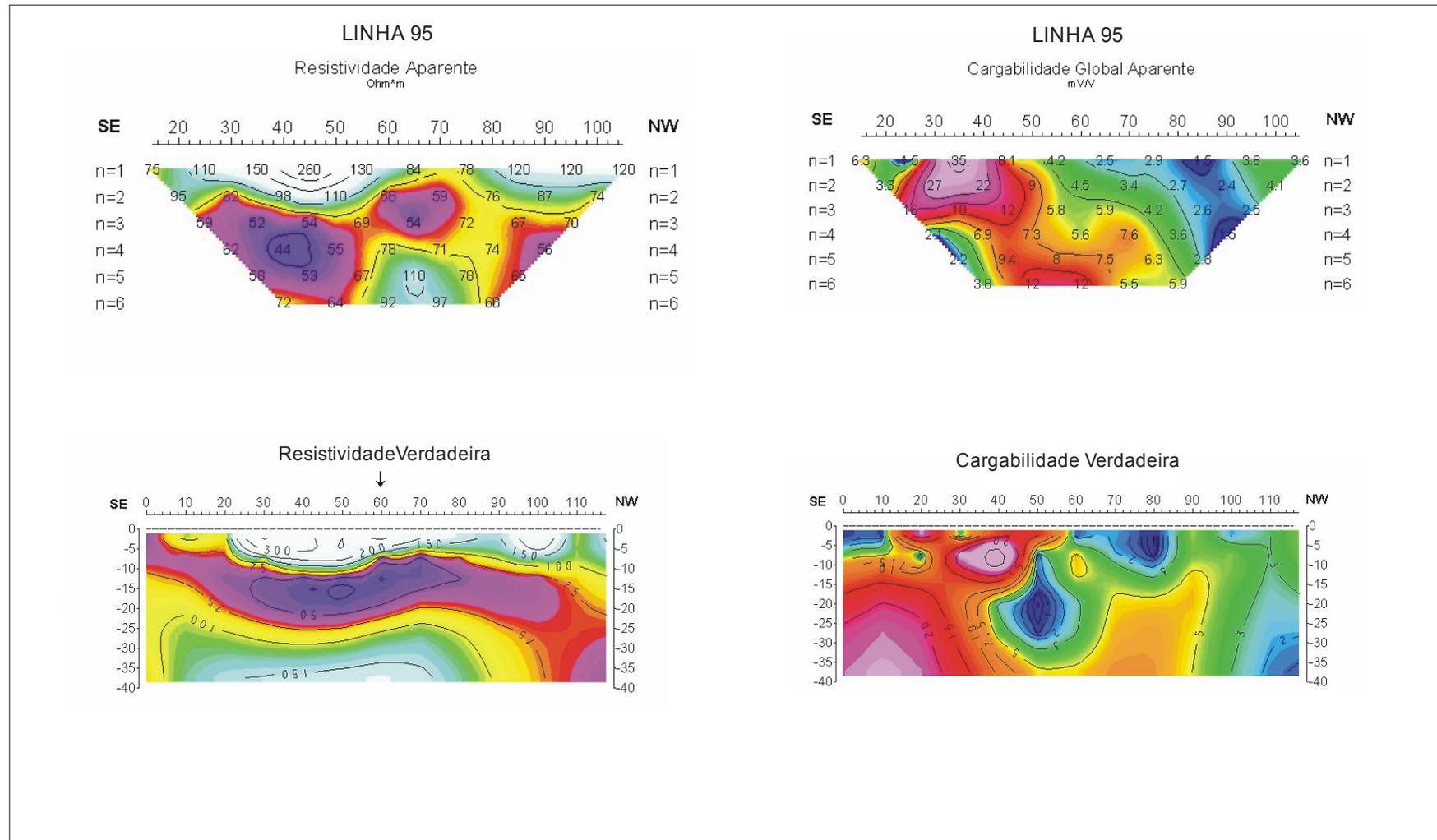


Figura 6.32 - Pseudoseções e modelos de resistividade (esquerda) e pseudoseções e modelos de cargabilidade (direita) da Linha L95

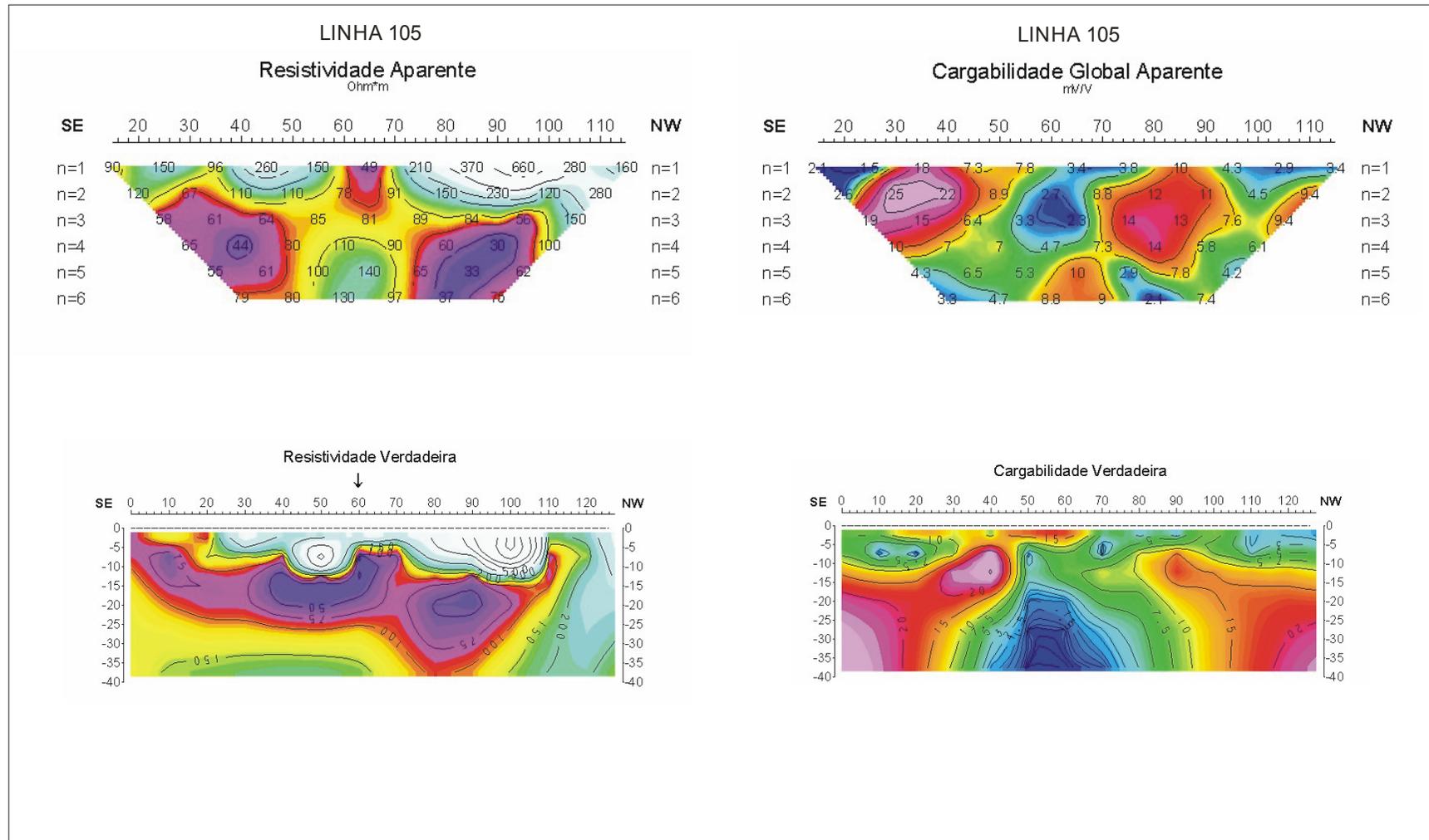


Figura 6.33 - Pseudoseções e modelos de resistividade (esquerda) e pseudoseções e modelos de cargabilidade (direita) da Linha L105

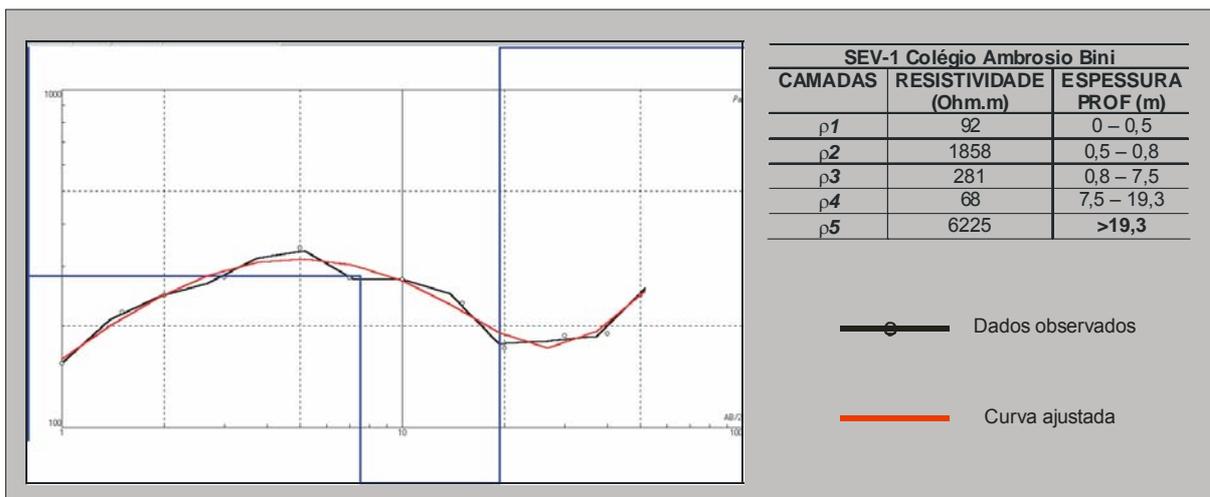


Figura 6.34 - Modelo de profundidade da sondagem elétrica 1 (SEV-1)

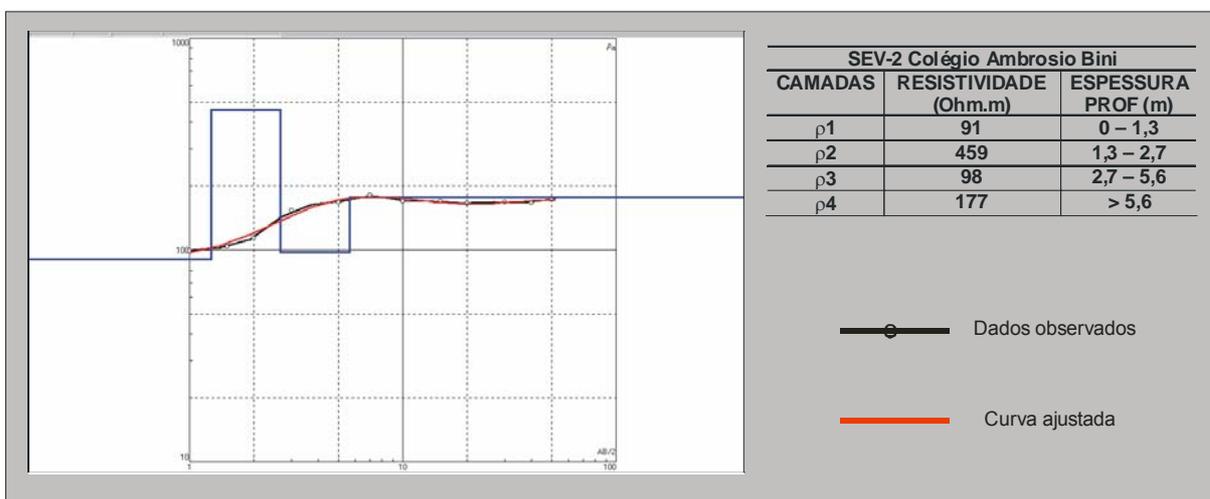


Figura 6.35 - Modelo de profundidade da sondagem elétrica 2 (SEV-2)

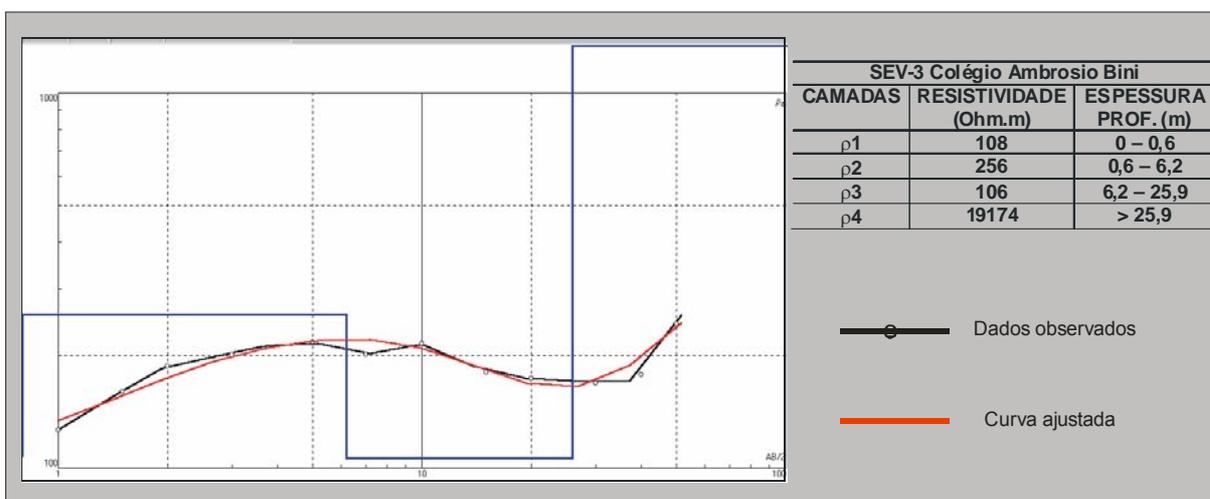


Figura 6.36 - Modelo de profundidade da sondagem elétrica 3 (SEV-3)

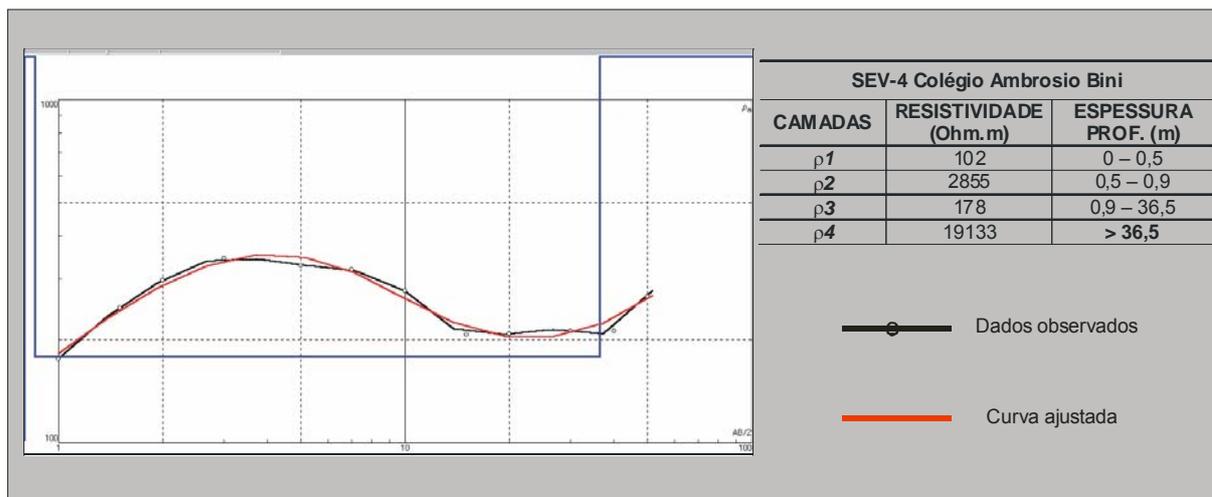


Figura 6.37 - Modelo de profundidade da sondagem elétrica 4 (SEV-4)

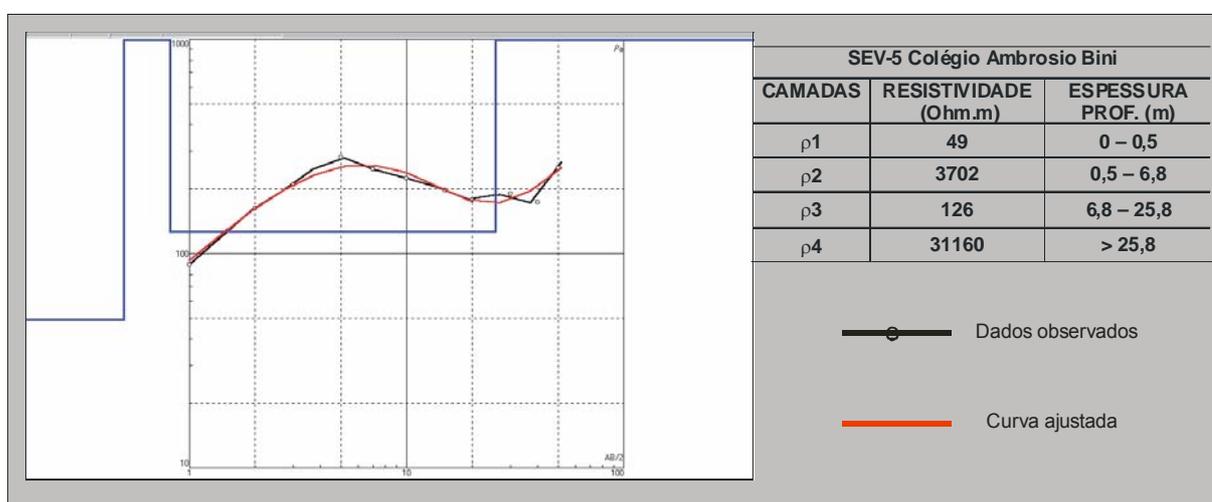


Figura 6.38 - Modelo de profundidade da sondagem elétrica 5 (SEV-5)

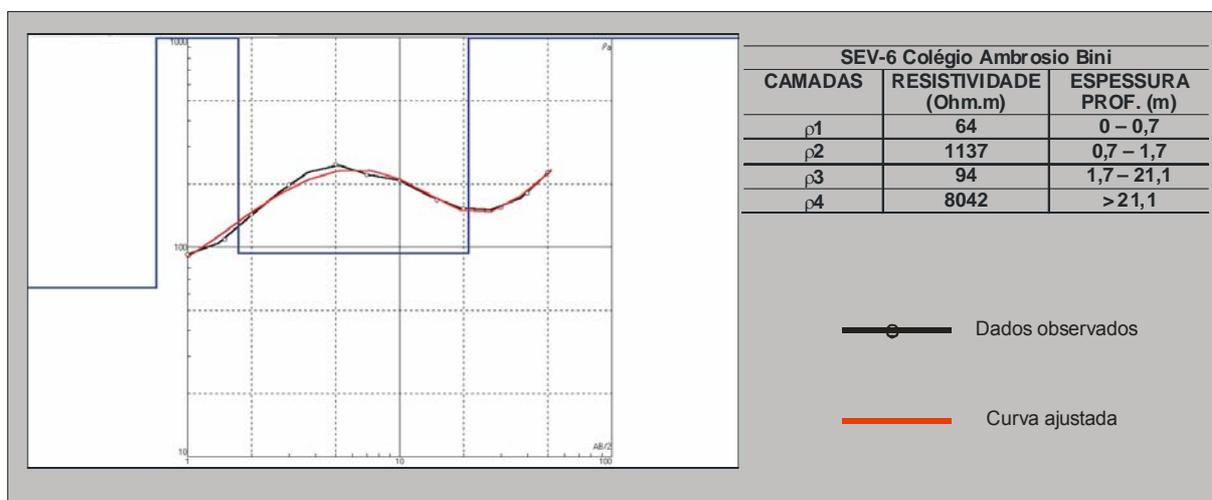


Figura 6.39 - Modelo de profundidade da sondagem elétrica 6 (SEV-6)

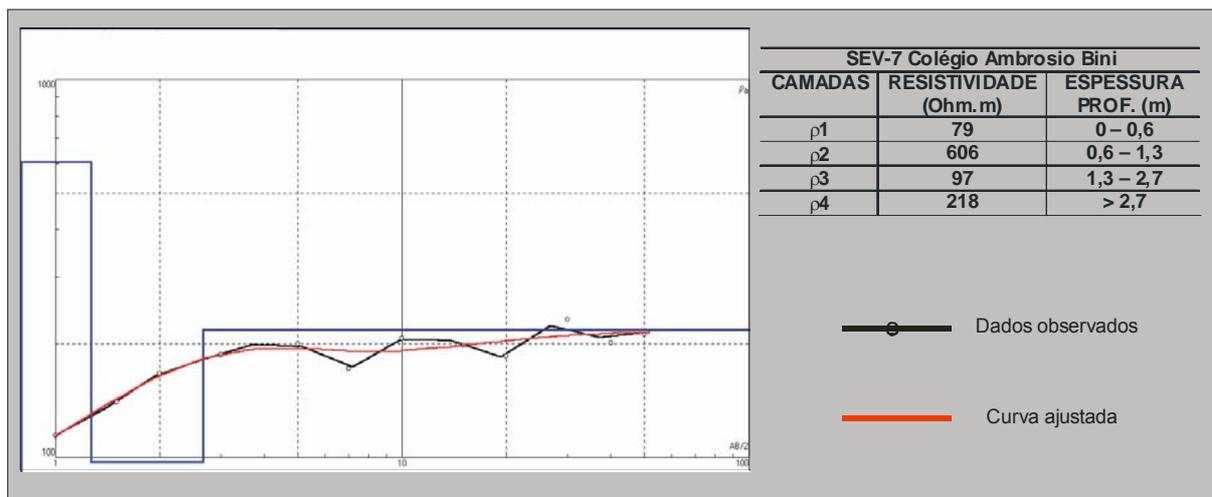


Figura 6.40 - Modelo de profundidade da sondagem elétrica 7 (SEV-7)

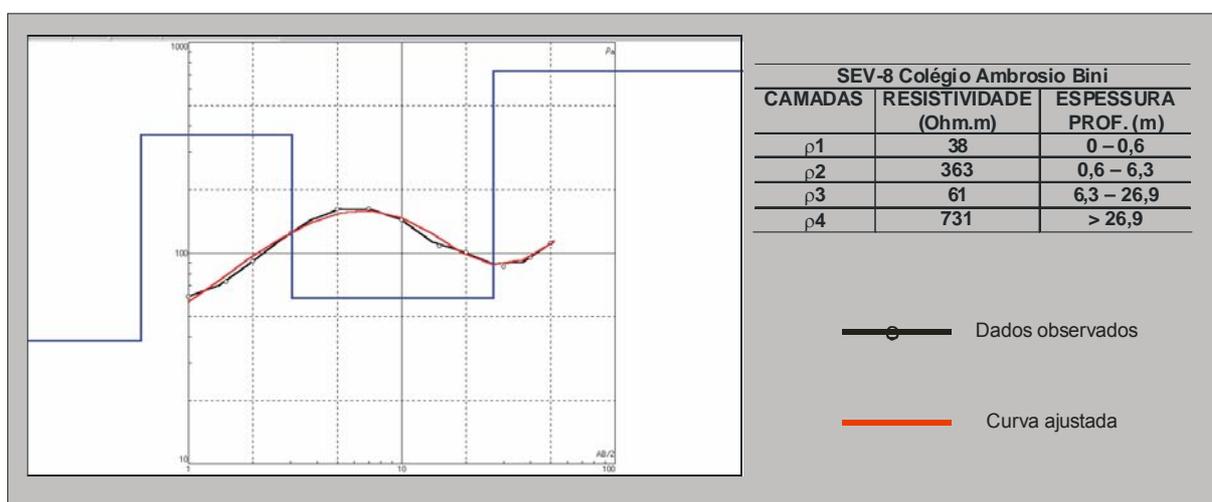


Figura 6.41 - Modelo de profundidade da sondagem elétrica 8 (SEV-8)

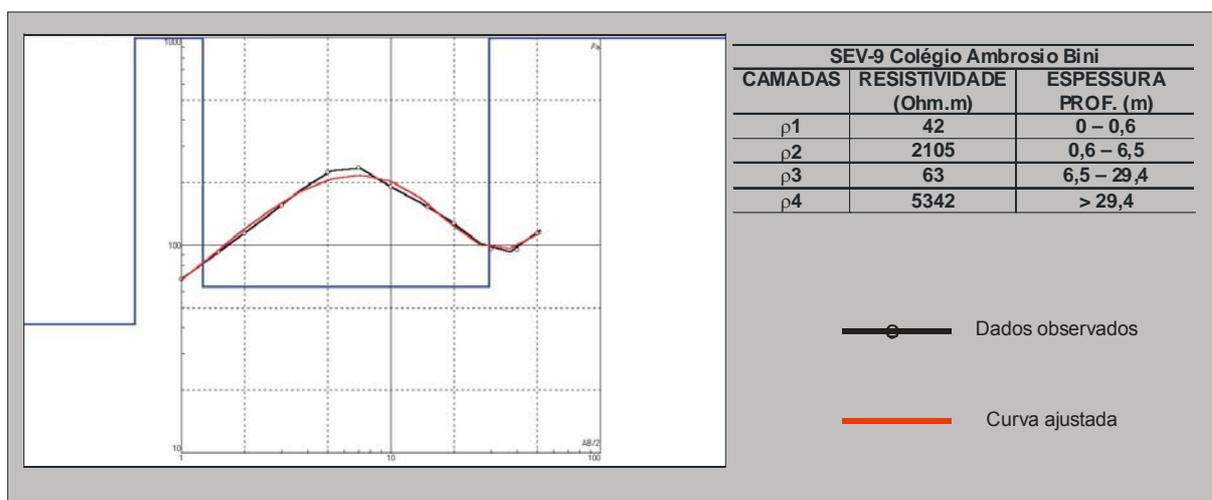


Figura 6.42 - Modelo de profundidade da sondagem elétrica 9 (SEV-9)

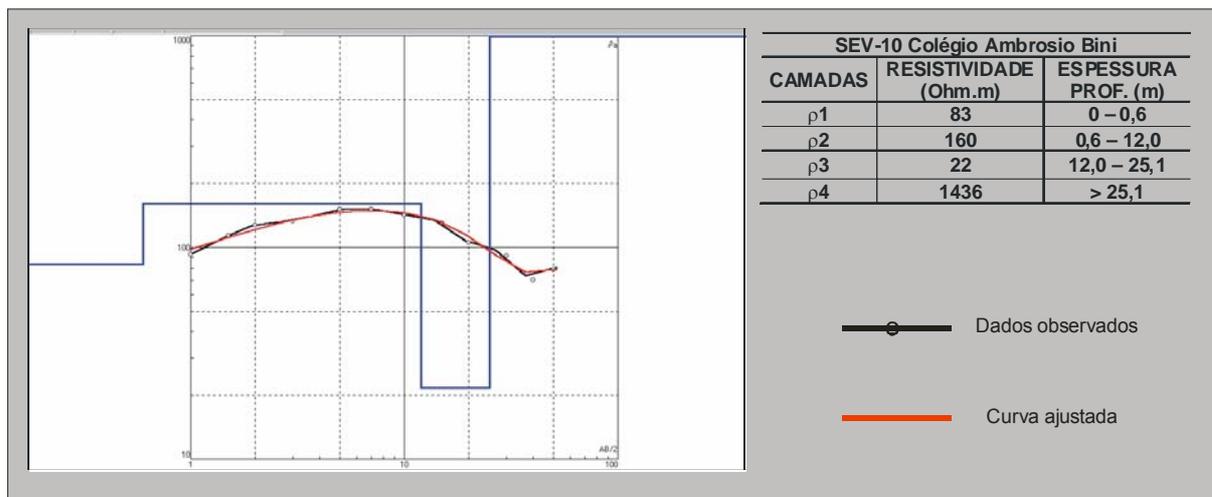


Figura 6.43 - Modelo de profundidade da sondagem elétrica 10 (SEV-10)

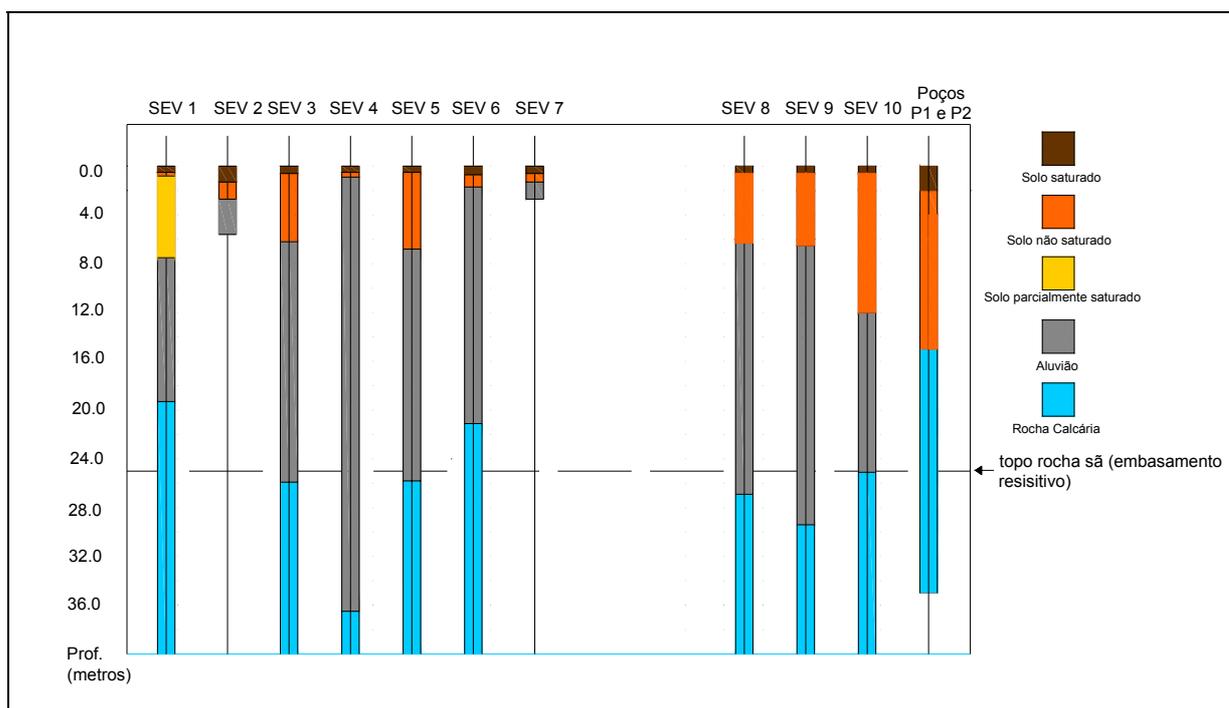


Figura 6.44 - Perfil das SEV's indicando a litologia inferida pelo método comparada com a litologia real (Poços P1 e P2)

7 INVERSÃO DOS DADOS GRAVIMÉTRICOS

7.1 DESCRIÇÃO DO PROGRAMA

O método de inversão adotado tem como base o programa desenvolvido em linguagem de programação FORTRAN 77, cujo código-fonte é aberto e disponível à comunidade através do USGS – *United States Geological Survey*. (USGS, 2005)

Tal programa faz parte de um pacote de aplicativos denominado *Potential-Field Geophysical Software*, o qual inclui várias rotinas que permitem gerar malhas regulares (*grids*), superfícies de tendência, bem como inverter dados oriundos de levantamentos gravimétricos e magnetométricos.

O programa utilizado para o processamento da inversão gravimétrica é o GI-3. Sua aplicação requer apenas um arquivo de comando, contendo os parâmetros iniciais do corpo, (*e.g.* contraste de densidade e profundidade ao plano de referência) e um arquivo contendo as anomalias gravimétricas.

Os valores de entrada, anomalias, devem possuir o mesmo sinal algébrico, positivo se o contraste de densidade é positivo e negativo se o contraste de densidade é negativo. Segundo o autor do programa, é necessária a remoção dos efeitos causados por fontes profundas, destacando-se apenas as anomalias residuais (*cf.* 4.4.2).

Os dados de saída incluem o modelo (espessura dos prismas), a superfície resultante (referente ao topo ou à base), o efeito da gravidade calculado para o modelo e o erro gravimétrico residual. Detalhes referentes à operação deste programa, bem como de outras rotinas úteis são encontrados no Apêndice A.

7.1.1 Processamento dos Dados

Devido à limitação do programa em aceitar dados de anomalias com diferentes sinais algébricos, foram selecionadas certas subáreas dentro das áreas-alvo investigadas. O parâmetro de profundidade à superfície de referência foi estabelecido, para as duas primeiras áreas, com base nos resultados da modelagem dos perfis resistivimétricos. Para a área de Tranqueira esta estimativa foi feita com base nos dados dos poços da SANEPAR. Outro parâmetro importante para a

execução do programa é o contraste de densidade entre as rochas componentes do sistema e que são objeto de investigação.

O programa, porém, não varia estes parâmetros de forma a obter o menor erro residual possível. Este erro representa o grau de aderência do efeito gravimétrico provocado pelo modelo ao efeito realmente observado. Quanto menor for este erro, maior é a confiabilidade do modelo. No entanto, vários testes foram realizados variando a profundidade à base do corpo e o contraste de densidade. A escolha do melhor modelo foi baseada no menor erro gravimétrico residual obtido.

7.2 ESTIMATIVA DE DENSIDADES

A estimativa de densidades permite avaliar com maior precisão o contraste de densidade usado como parâmetro de entrada no algoritmo de inversão, bem como variar este valor baseado na estimativa realizada.

O cálculo das densidades é feito utilizando os valores das anomalias observadas. NETTLETON (1976) propõe um método para estimar densidades próximas à superfície baseado em um perfil gravimétrico cuja topografia não seja correlacionada com variações de densidade. Neste método, a correção de Bouguer para os dados ao longo do perfil é realizada assumindo-se vários contrastes de densidade. O perfil gravimétrico resultante, que reflete a menor variação topográfica, é aquele que melhor representa a estimativa da densidade.

O método original de Nettleton é gráfico, porém PARASNIS (1986), destaca que este método pode ser traduzido em uma linguagem matemática exata, por meio da inserção de um coeficiente de correlação igual a zero entre a anomalia Bouguer Δg calculada e a altura da estação h . Assim:

$$\rho = \rho_0 + \frac{\sum (\Delta g - \overline{\Delta g})(h - \overline{h})}{0,0004191 \sum (h - \overline{h})(h - \overline{h} + T - \overline{T})}$$

onde ρ_0 é um valor apropriado de ρ para o qual o termo de correção deve ser somado para obter o verdadeiro valor de ρ . O termo T corresponde à correção de terreno e as variáveis sobrepostas por uma barra correspondem aos valores médios da grandeza. Cabe destacar, que neste método são calculados valores de densidade com base nas estações ao longo de uma linha, apenas.

Os valores de densidade obtidos para as áreas de estudo em questão foram calculados com o auxílio de um filtro específico para este fim, disponível no programa *Oasis Montaj* GEOSOFT. Este filtro é baseado em transformadas de Fourier aplicadas aos dados de anomalias residuais. As Figuras 7.1 a 7.3 apresentam os resultados obtidos por este processamento para as áreas Parque Hípico, Colégio Ambrósio Bini e Tranqueira, respectivamente.

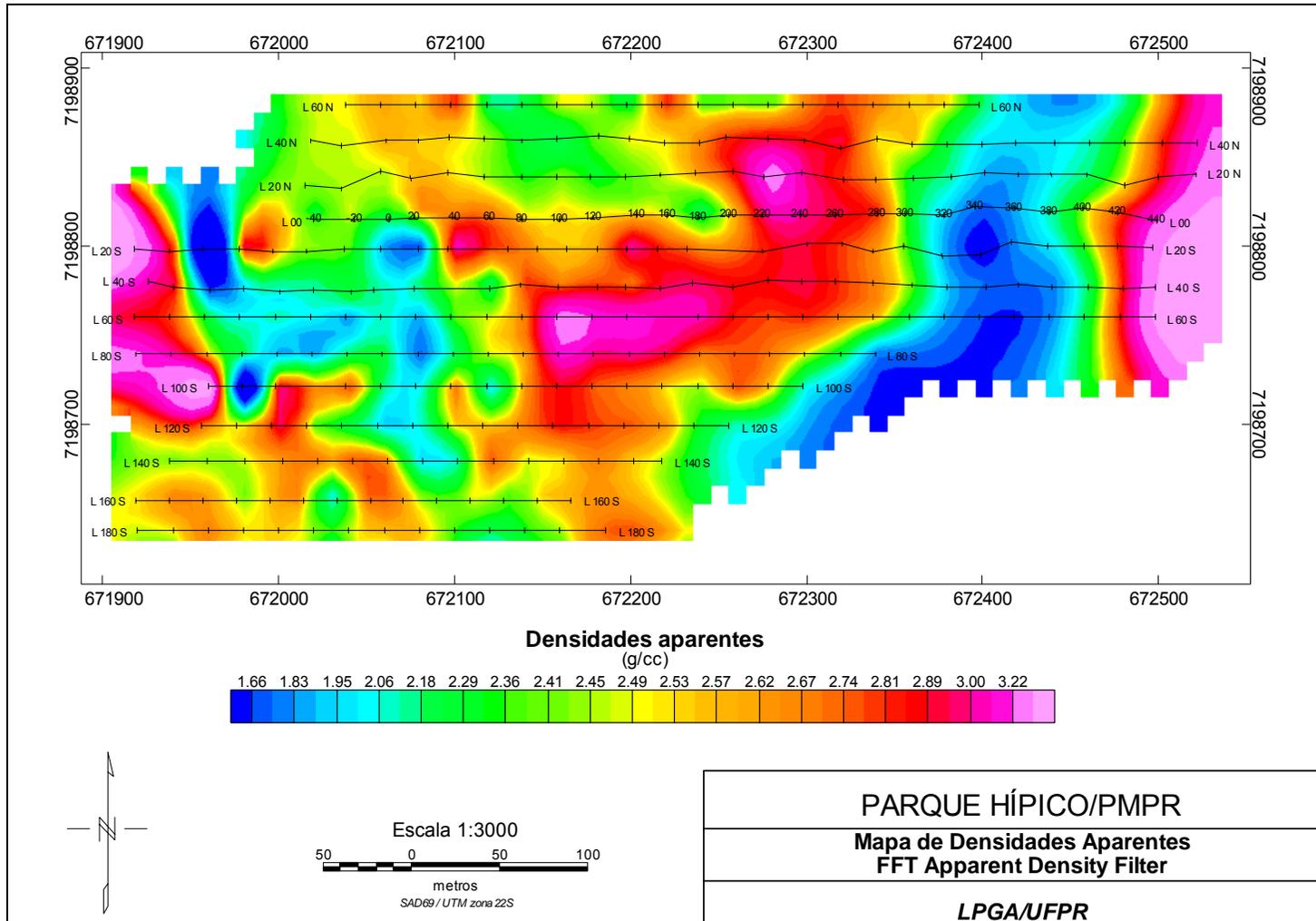


Figura 7.1 - Mapa de estimativas de densidade para a área do Parque Hípico.

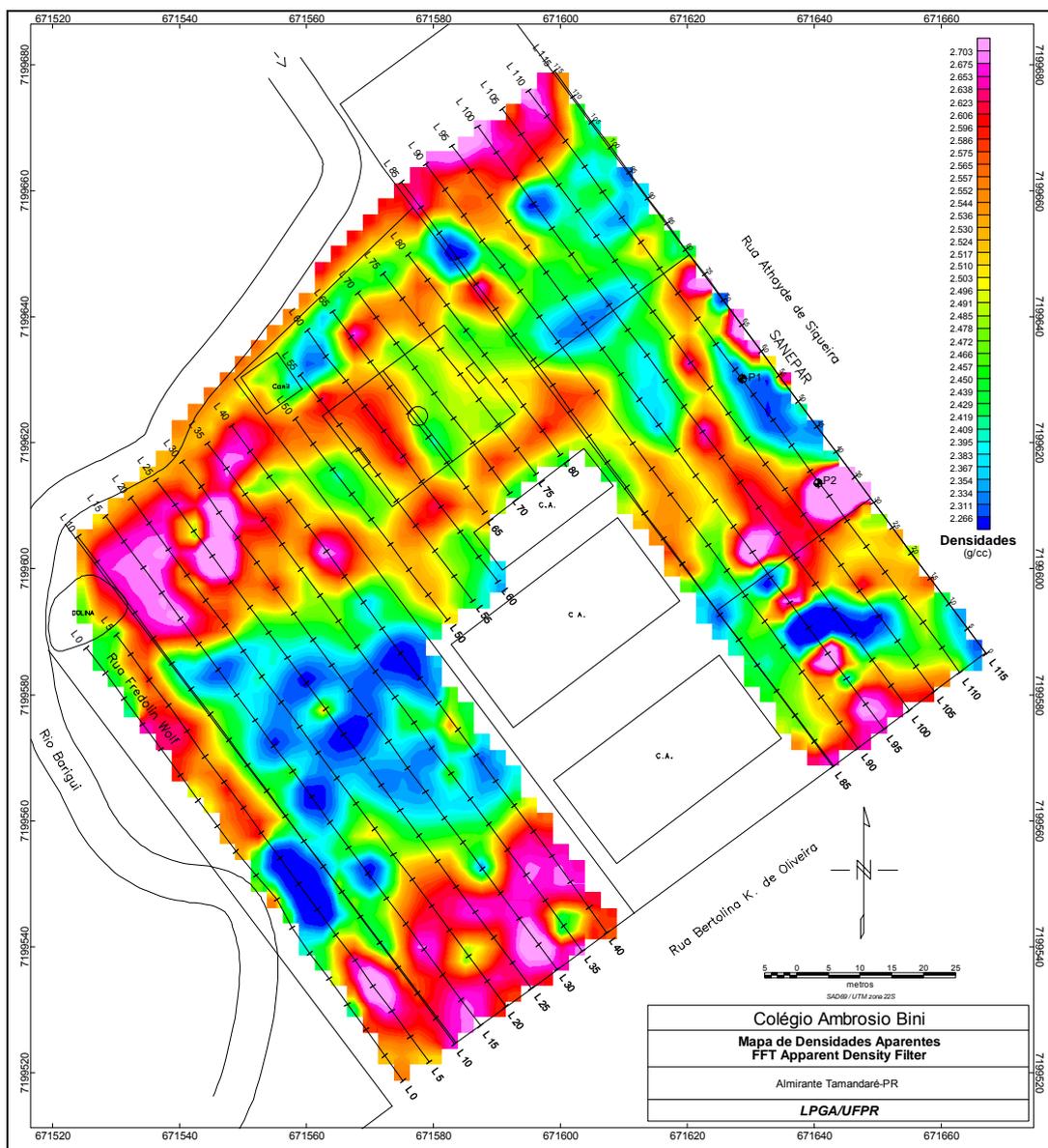


Figura 7.2 - Mapa de estimativa de densidades para a área do Colégio Ambrósio Bini

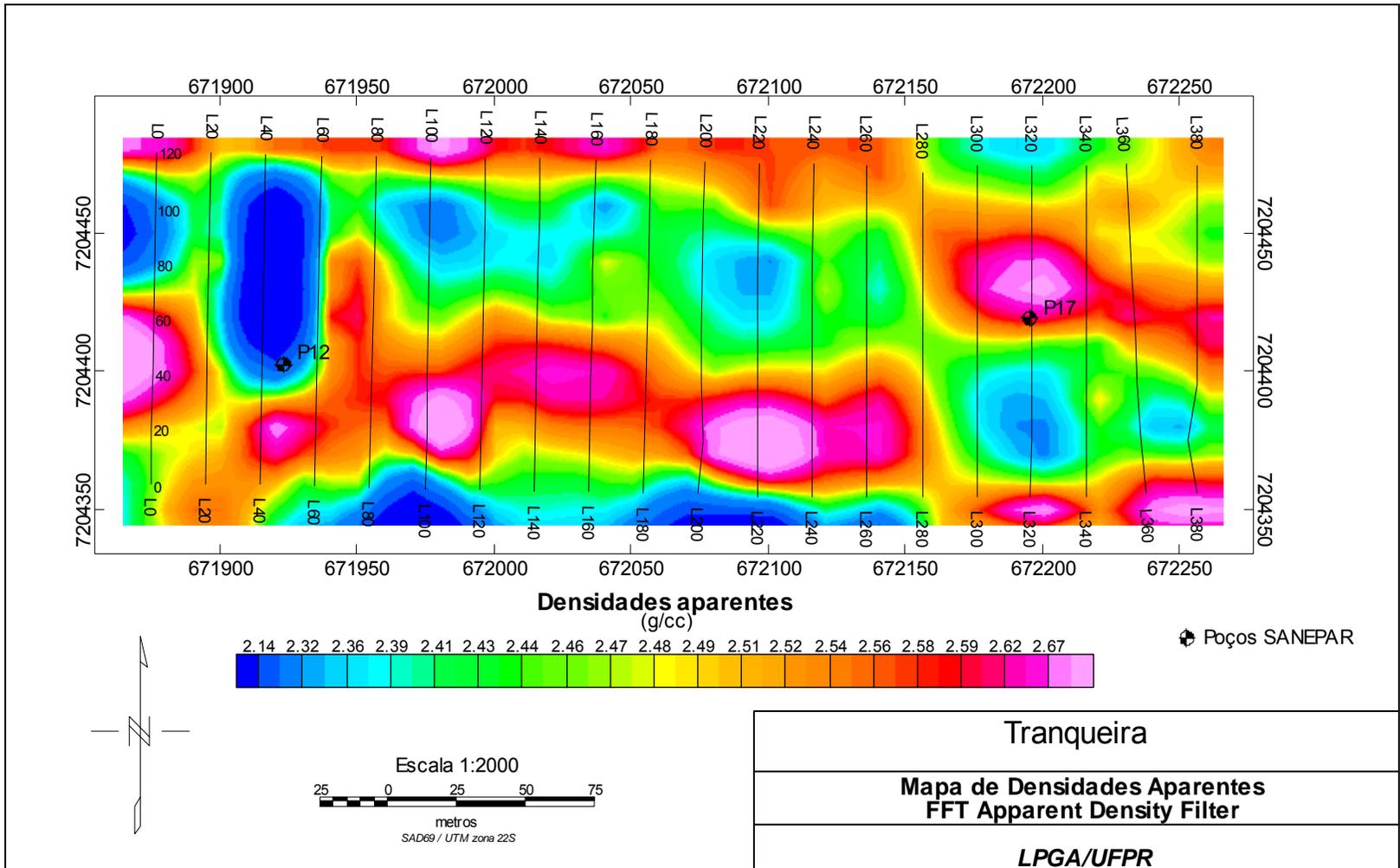


Figura 7.3 - Mapa de estimativas de densidade para a área de Tranqueira.

7.3 RESULTADOS OBTIDOS

7.3.1 Modelos de Inversão

As subáreas escolhidas para a realização dos testes de inversão compreendem os principais baixos gravimétricos encontrados nas áreas-alvo, os quais foram destacados nas Figuras 6.8 e 6.10. O processamento da área-alvo de Tranqueira foi realizado com a utilização dos dados correspondentes ao levantamento completo da área. As figuras a seguir representam os resultados obtidos a partir da inversão gravimétrica tridimensional processada com auxílio do programa GI-3. Na representação das posições planas dos pontos, utilizou-se um sistema de coordenadas local.

A Figura 7.4 ilustra o modelo de inversão gerado para a subárea denominada Parque Hípico. Nela é apresentada uma superposição do mapa residual de anomalias a uma superfície que representa o contato entre zonas de diferentes densidades. Nesta subárea foi utilizado um contraste de densidade de $-1,0 \text{ g/cm}^3$ e para a profundidade à base do modelo o valor de 5 metros.

As Figuras 7.5 e 7.6 apresentam, respectivamente, o campo gravimétrico causado pelo modelo gerado e o erro gravimétrico residual. Este último corresponde à diferença entre as anomalias utilizadas como entrada no programa e aquelas calculadas como efeito do modelo. Estes valores permitem avaliar o grau de aderência do efeito provocado pelo modelo gerado com as anomalias observadas.

As Figuras 7.7 a 7.9 ilustram os resultados obtidos para a subárea Colégio Ambrósio Bini. Nesta subárea foram adotados os valores de $-0,2 \text{ g/cm}^3$ para o contraste de densidade e de 5 metros para a profundidade de referência.

Por fim, as Figuras 7.10 a 7.12 apresentam os resultados obtidos para a subárea Tranqueira com valores de contraste de densidade igual a $-1,0 \text{ g/cm}^3$ e de 10 metros para a profundidade de referência.

No Anexo 1 são apresentados os resultados obtidos através dos outros testes realizados, incluindo os parâmetros adotados. As figuras apresentadas neste anexo mostram as discrepâncias entre o efeito gerado pelo modelo calculado e as anomalias residuais, resultantes das observações gravimétricas em superfície.

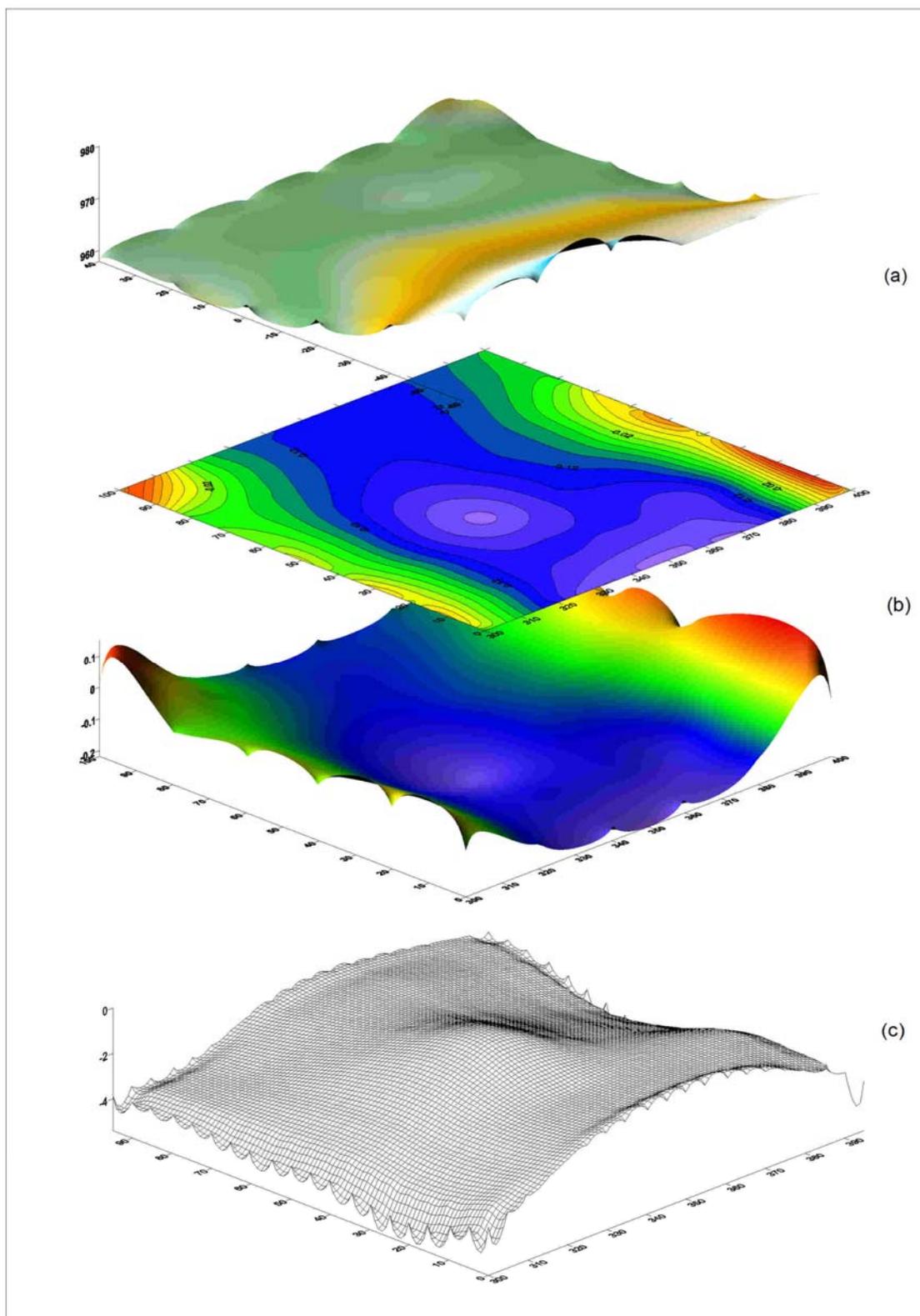


Figura 7.4 - Modelo gravimétrico gerado por inversão pelo programa GI-3 na área do Parque Hípico. (a) superfície do terreno; (b) anomalias residuais observadas, representações plana e tridimensional; (c) superfície do modelo gerado por inversão.

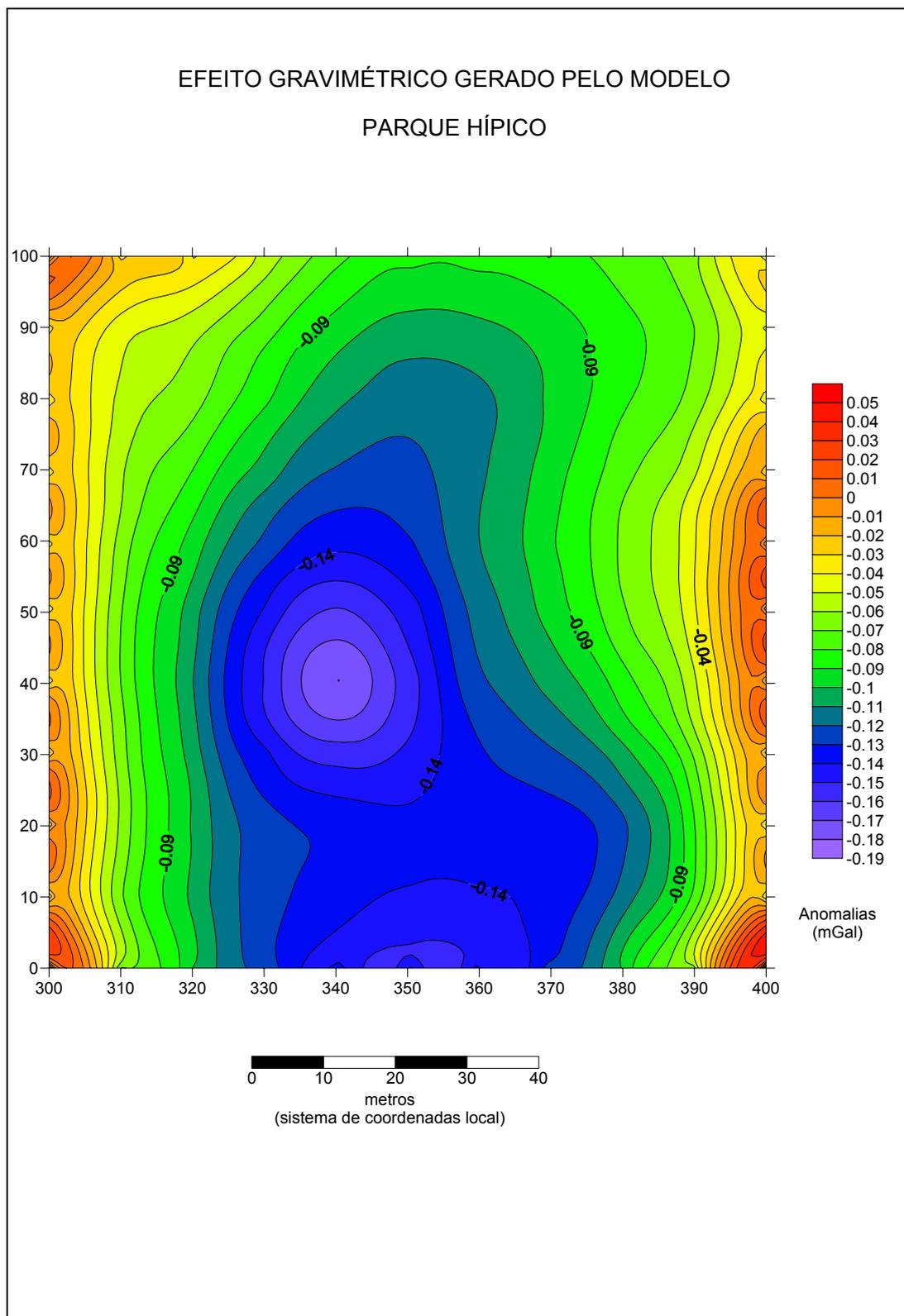


Figura 7.5 - Efeito gravimétrico causado pelo modelo gerado no programa GI-3 na área do Parque Hípico

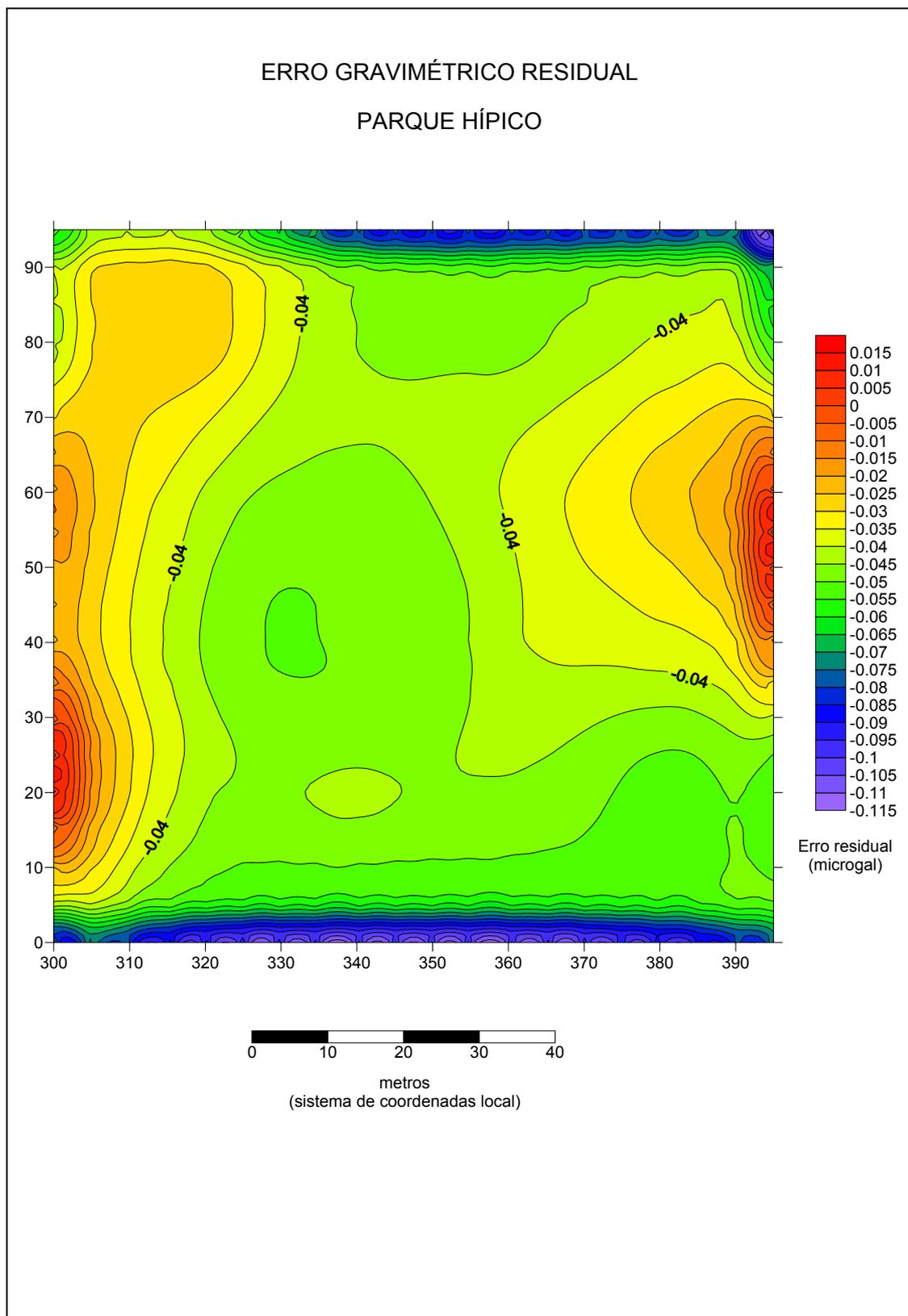


Figura 7.6 - Erro gravimétrico residual na área do Parque Hípico.

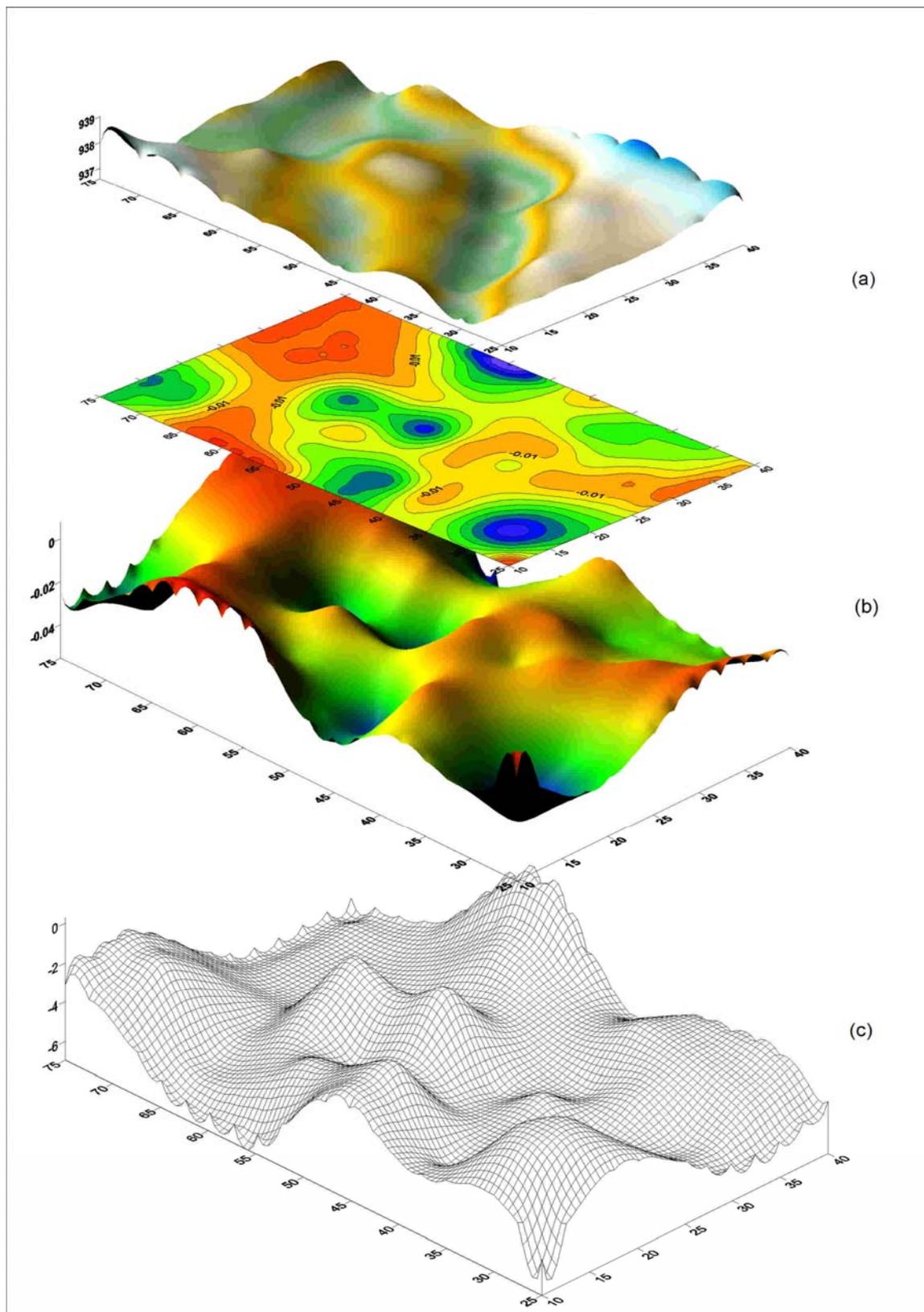


Figura 7.7 - Modelo gravimétrico obtido por inversão pelo programa GI-3 na área do Colégio Ambrósio Bini. (a) superfície do terreno; (b) anomalias residuais observadas, representações plana e tridimensional; (c) superfície do modelo gerado por inversão.

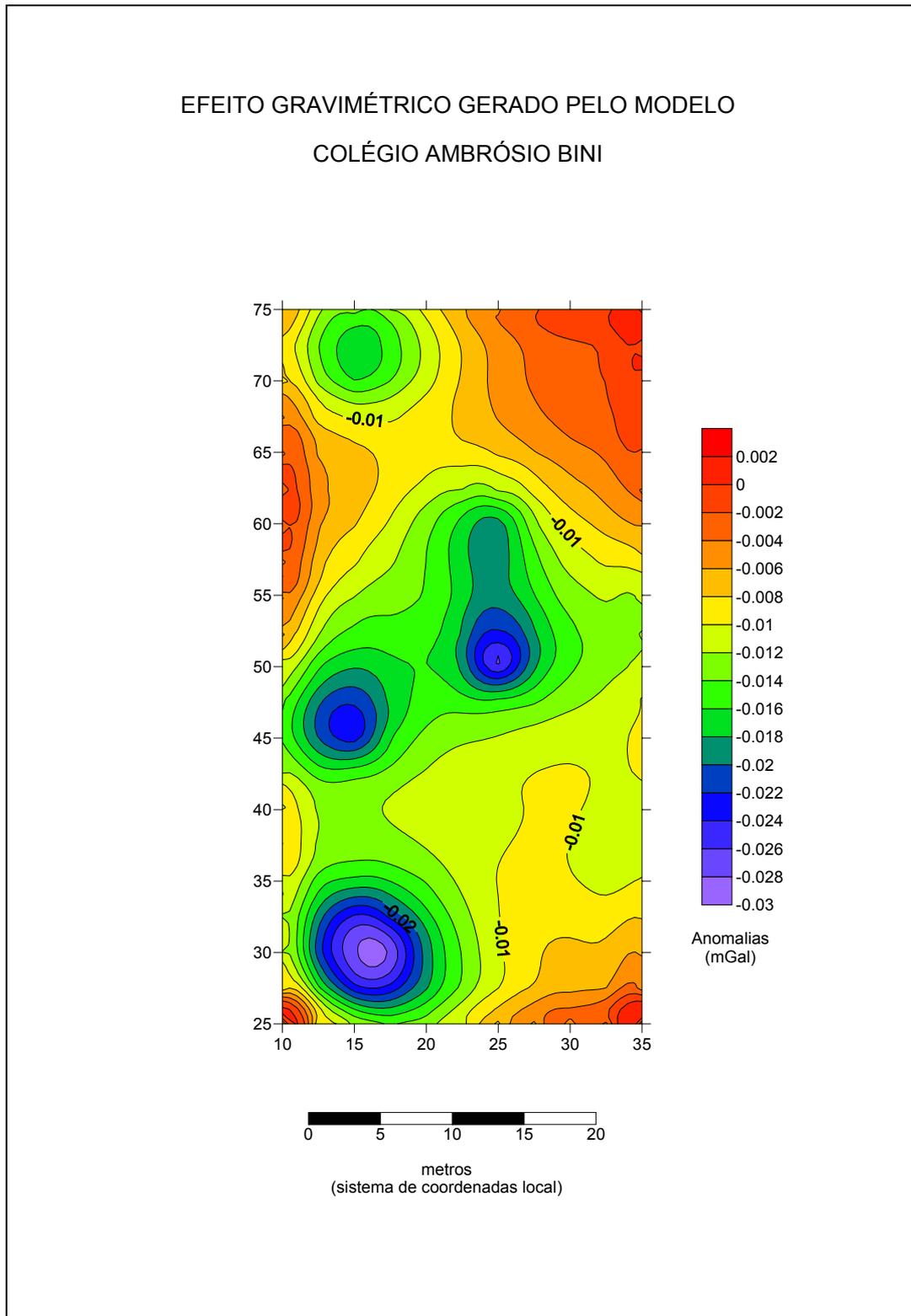


Figura 7.8 - Efeito causado pelo modelo gerado no programa GI-3 na área do Colégio Ambrósio Bini

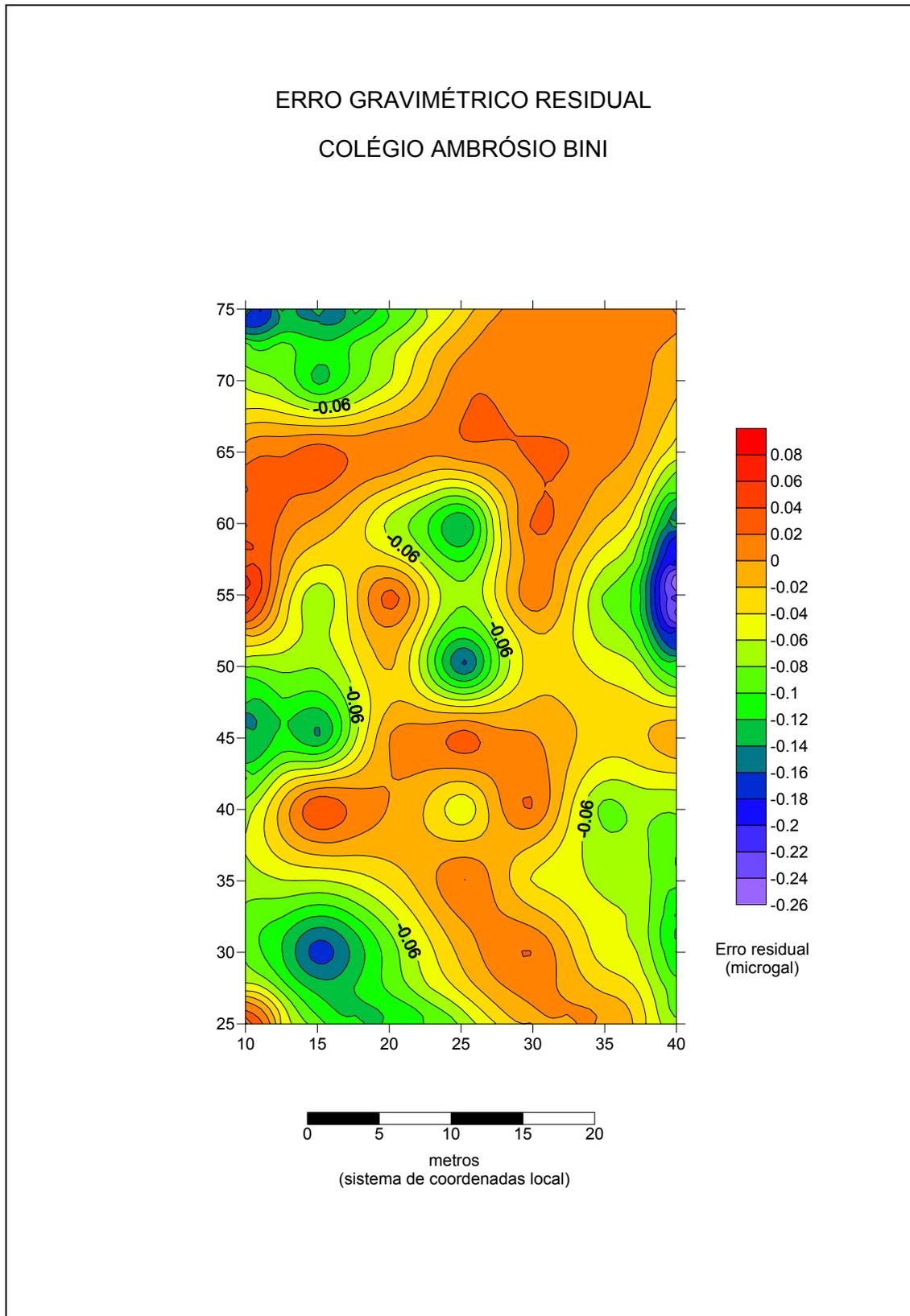


Figura 7.9 - Erro gravimétrico residual na área do Colégio Ambrósio Bini.

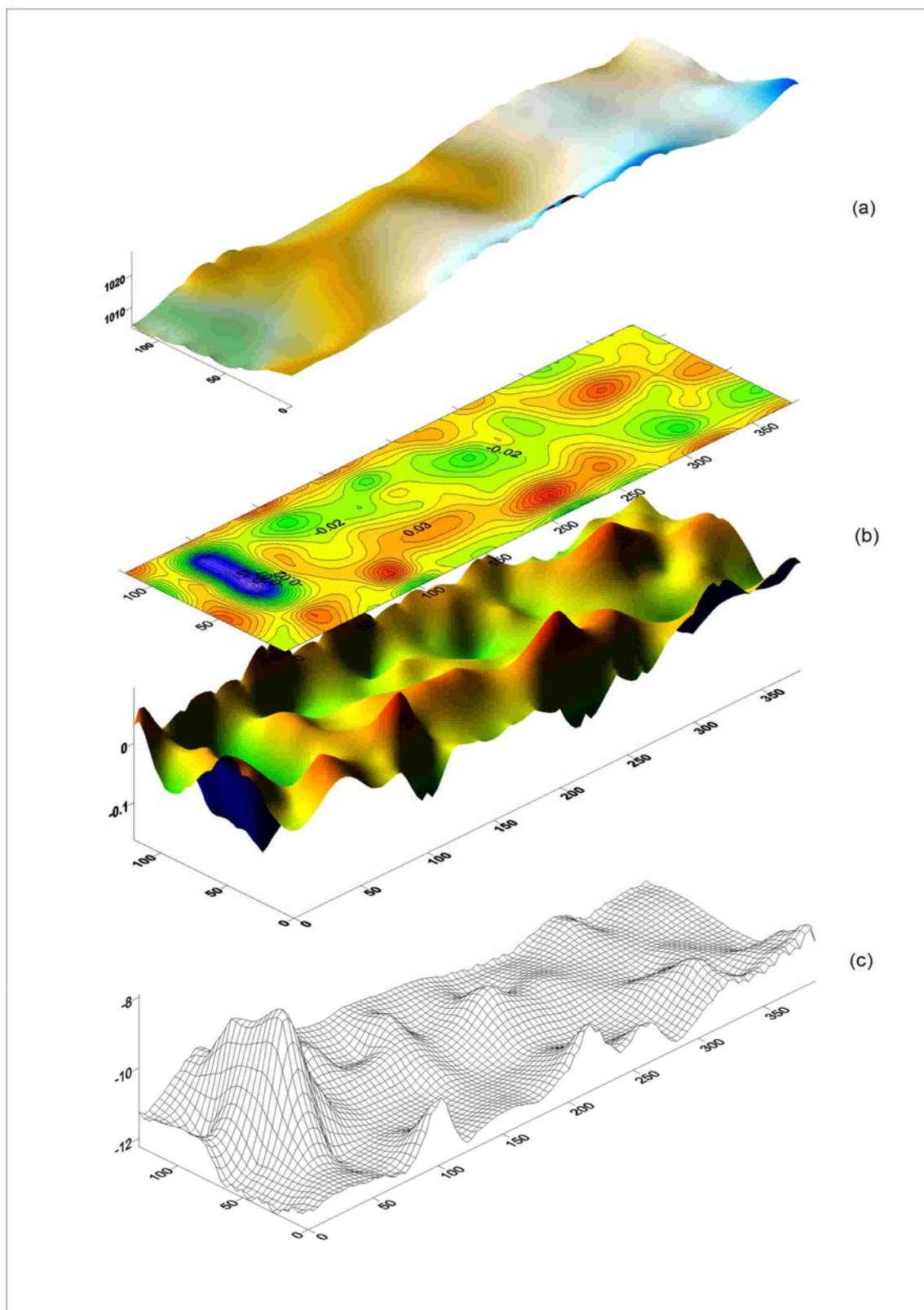


Figura 7.10 - Modelo gravimétrico obtido por inversão pelo programa GI-3 na área de Tranqueira. (a) superfície do terreno; (b) anomalias residuais observadas, representações plana e tridimensional; (c) superfície do modelo gerado por inversão.

EFEITO GRAVIMÉTRICO GERADO PELO MODELO

TRANQUEIRA

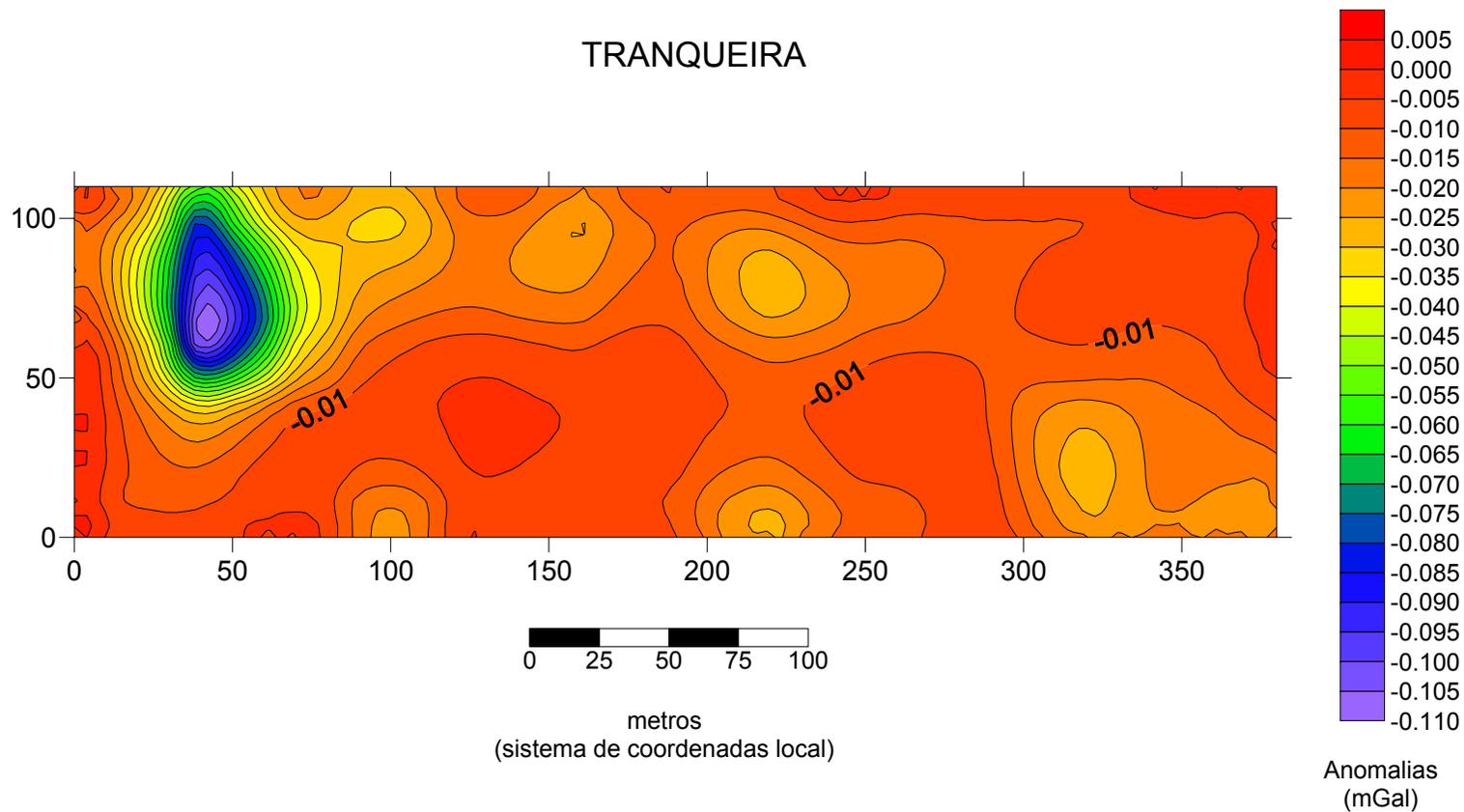


Figura 7.11 - Efeito causado pelo modelo gerado no programa GI-3 na área de Tranqueira.

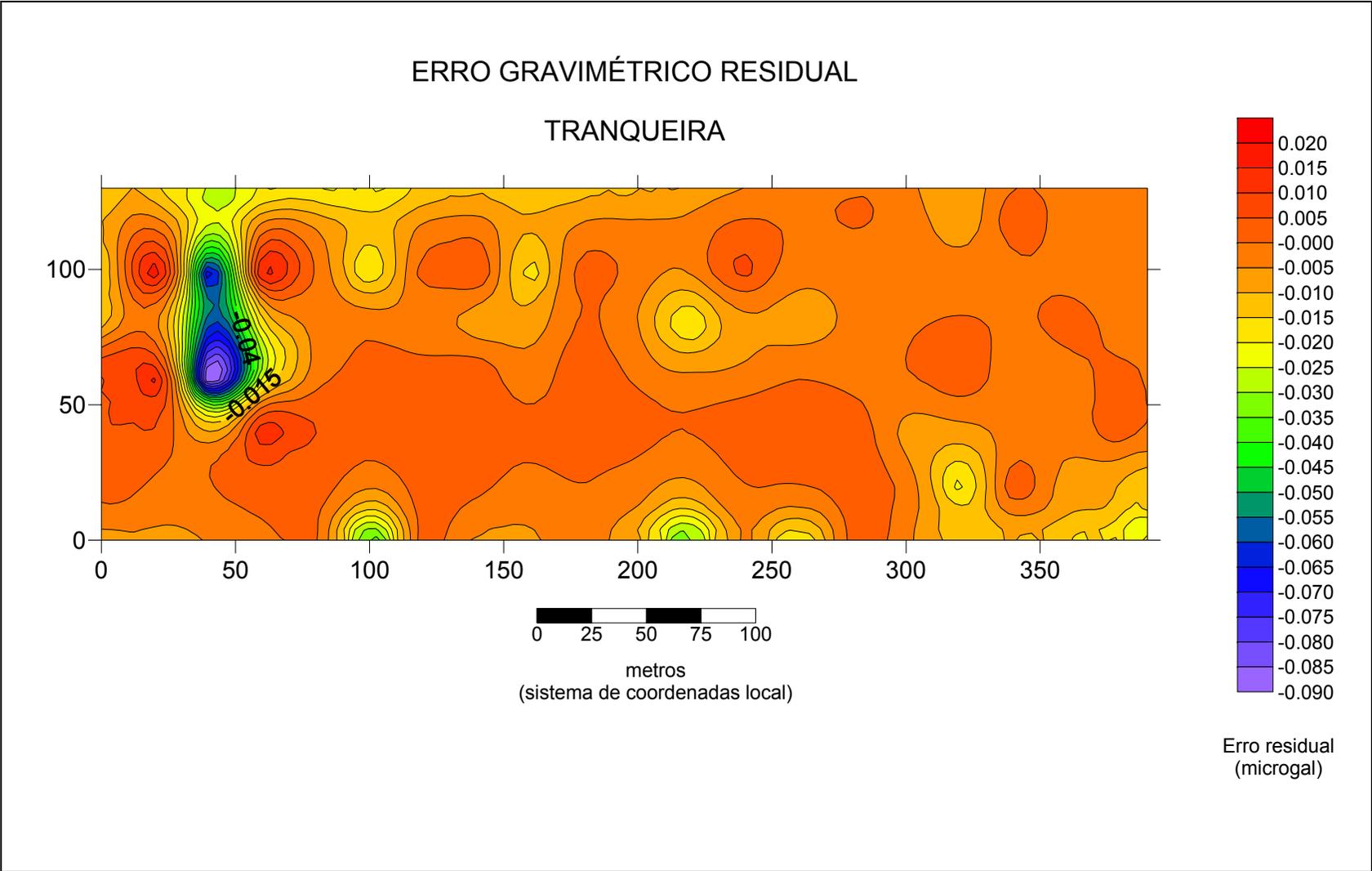


Figura 7.12 - Erro gravimétrico residual da área de Tranqueira.

8 ANÁLISE DOS RESULTADOS

8.1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS

No contexto geral da interpretação geofísica em regiões cársticas, são avaliados os resultados das diferentes metodologias empregadas na investigação do terreno.

Em um primeiro momento são analisadas as correlações entre as respostas dos métodos gravimétrico e eletrorresistivimétrico. A coincidência entre baixos nos mapas de anomalias gravimétricas e nos mapas de resistividade aparente em diferentes profundidades indica a coerência das respostas dos dois métodos. Porém, baixos de gravidade indicam uma deficiência de massa, enquanto que baixos de resistividade elétrica indicam zonas preferencialmente condutivas.

Em regiões cársticas, a ocorrência destas respostas no mesmo local pode significar a existência de zonas de fraturamento (com menor densidade que a rocha encaixante) preenchidas por materiais condutivos (e.g. argilas e água). A presença de cavidades vazias é indicada em regiões de alta resistividade elétrica associada com um alto contraste de densidade ($>2,0 \text{ g/cm}^3$).

As variações observadas nos valores de resistividade aparente ocorrem devido a diferenças na permeabilidade, no grau de fraturamento, na saturação e nas características texturais e estruturais da rocha (MILANOVIC, 1981 *apud* BONACIM, 1996).

A baixa densidade do ar, da água e de argilas que possam estar presentes em uma cavidade, por exemplo, resultam em baixos de anomalias gravimétricas se comparados à rocha carbonática encaixante. CRAWFORD (2000) empregou microgravimetria para identificar vazios no regolito (que representa todo o material inconsolidado acima da rocha sã), que são fatores potenciais para a ocorrência de colapsos de terreno.

Outro elemento importante na análise dos resultados é o conhecimento prévio da litologia da região em estudo. Para isto, existem os mapas geológicos e as informações obtidas através de sondagem direta. Estas informações contribuem para a interpretação qualitativa das anomalias encontradas, como também na análise quantitativa através dos modelos de inversão gravimétrica. Dados como profundidade de ocorrência e tipo de rocha existente podem ser inseridos com

grande precisão no modelo a partir destas fontes, melhorando a qualidade da interpretação. Na região do Colégio Ambrósio Bini e na região de Tranqueira, são disponíveis os perfis litológicos dos poços de extração de água da SANEPAR, os quais foram gentilmente cedidos pela referida empresa.

8.2 RESULTADOS DOS LEVANTAMENTOS GEOFÍSICOS NO PARQUE HÍPICO

Através do mapa residual de anomalias (Figura 6.8) do alvo Parque Hípico, podem ser identificadas duas zonas de interesse, uma na porção oeste com alguns baixos gravimétricos pontuais esparsos (localizados entre as linhas L20S e L80S) e outra na porção leste com uma anomalia gravimétrica homogênea concentrada entre as linhas L40N e L40S.

Comparando estas áreas com as mesmas correspondentes nos mapas de resistividade em diferentes profundidades, podem ser identificadas duas zonas saturadas (zonas de permeabilidade). A primeira mais próxima à superfície, com profundidades variando entre 7 e 25 metros (porção oeste) e a segunda com profundidades variando entre 25 e 55 metros (porção leste). Esta comparação é ilustrada através das Figuras 8.1 e 8.2.

A ocorrência de anomalias gravimétricas pontuais, representada por curtos comprimentos de onda, é geralmente associada a fontes mais rasas e de menores dimensões espaciais. A anomalia encontrada na porção leste, representada por maiores comprimentos de onda, indica que a fonte encontra-se a uma maior profundidade (com base nos resultados da resistividade). Neste trato, a espessura da rocha calcária é maior e encontra-se na faixa de contato com o filito, caracterizando uma zona de infiltração de água para o lençol freático.

Ao analisar a direção mostrada pela anomalia da porção leste, percebe-se que esta coincide com a direção do contato (SW-NE). Esta interpretação caracteriza a anomalia identificada como representante do fluxo da água que, ao percolar pela zona de contato, infiltra-se no lençol, passando por uma área de menor densidade, o que facilita seu fluxo.

A região de anomalias negativas localizada a oeste indica uma área susceptível a colapsos devido à menor espessura do pacote calcário e por se localizar em uma zona de depressão. No extremo oeste da área de levantamento

existe um dique não-aflorante, o qual age como barreira ao fluxo de água subterrânea. Assim, com a flutuação do lençol freático, podem ocorrer colapsos de solo e o surgimento de dolinas, devido à ação da água sobre a rocha carbonática que tende a ir para a superfície dada a barreira (dique de diabásio) existente.

A inversão fornece, após a indicação de profundidade à base do corpo modelado e contraste de densidade, a forma aproximada do corpo que, em termos práticos, corresponde ao relevo de contato entre estruturas de diferentes densidades. Para uma melhor visualização dos resultados apresentados nos modelos da seção 7 (cf. Fig. 7.2) é apresentado na Figura 8.4 um perfil relacionando a anomalia observada (resíduos) e o modelo gerado na inversão. Nesta figura são indicadas as densidades dos tipos litológicos inferidos. A densidade indicada em vermelho representa a densidade média dos calcários, utilizada como parâmetro no cálculo das densidades aparentes e, em azul, a densidade inferida naquela região através do processamento matemático. A Figura 8.3 mostra a localização do perfil sobre o mapa dos resíduos utilizado no processo de inversão.

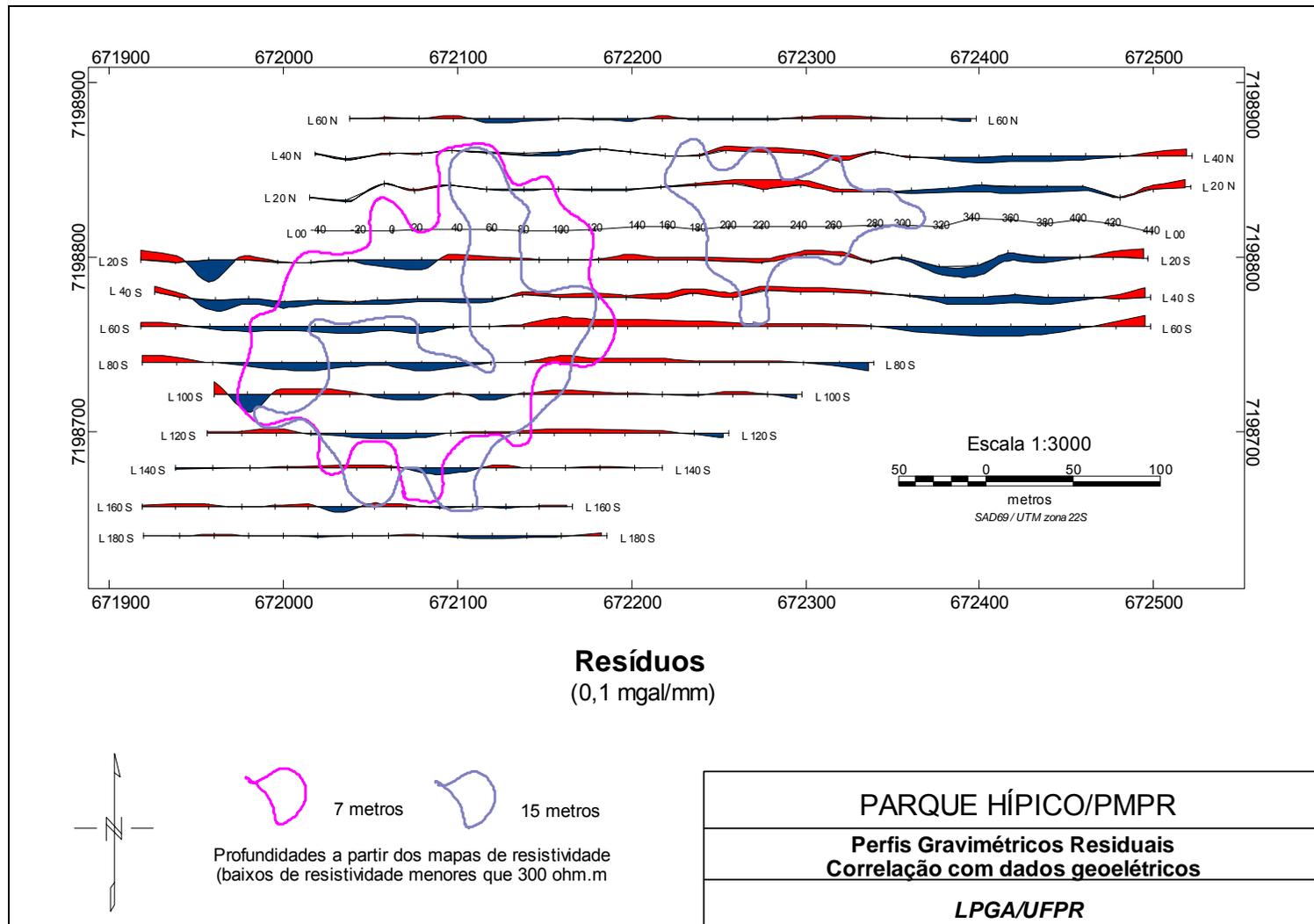


Figura 8.1 - Mapa de correlação entre resistividade e gravidade, com base nos mapas de resistividade das Figuras 6.13,6.14 e 6.15 e no mapa gravimétrico residual da Figura 6.8- seções geolétricas a 7 e 15 metros de profundidade.

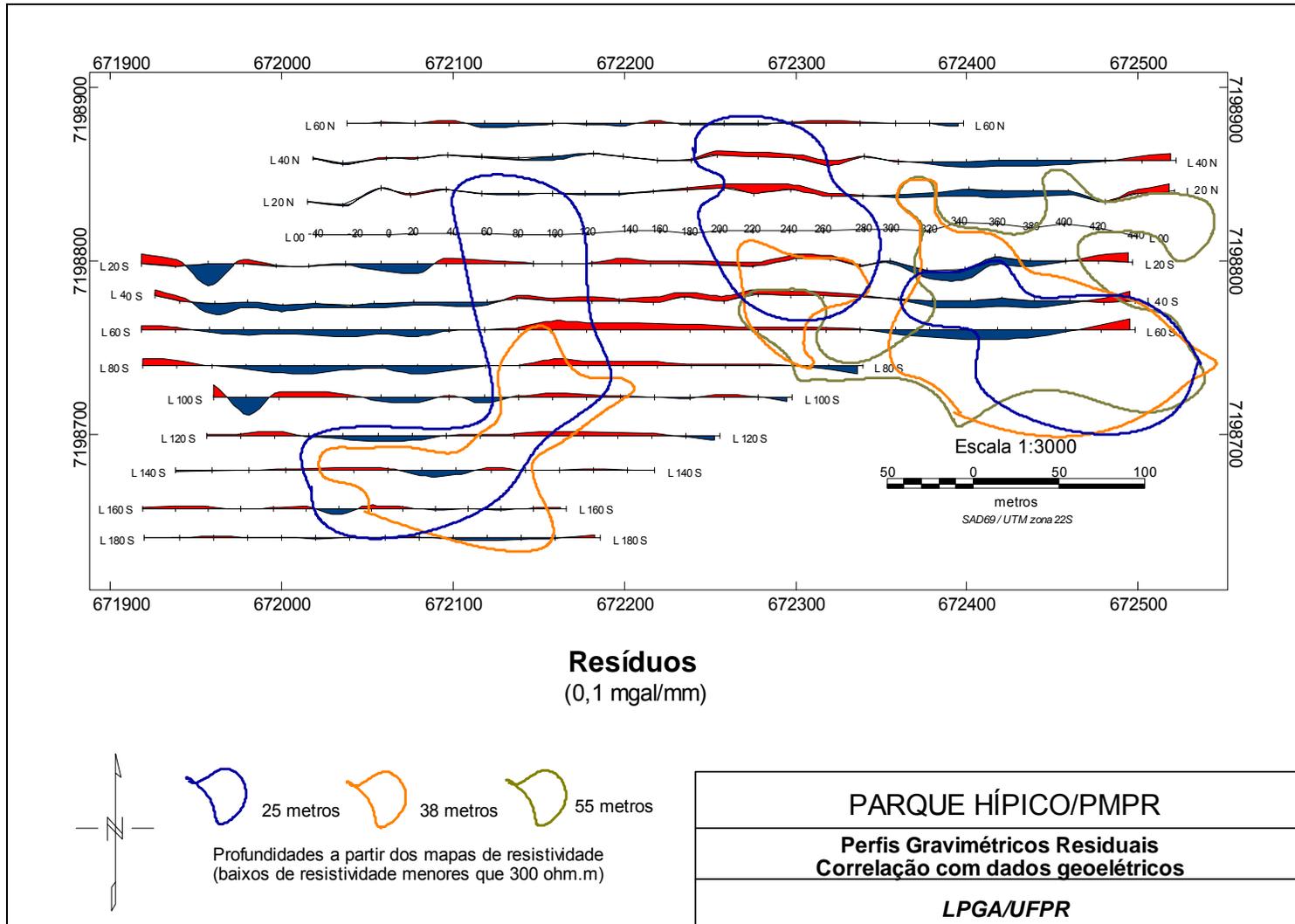


Figura 8.2 - Mapa de correlação entre resistividade e gravidade com base nos mapas de resistividade das Figuras 6.17 e 6.18 e no mapa gravimétrico residual da Figura 6.8 na área do Parque Hípico, Almirante Tamandaré-PR - seções geolétricas a 25 e 55 metros de profundidade.

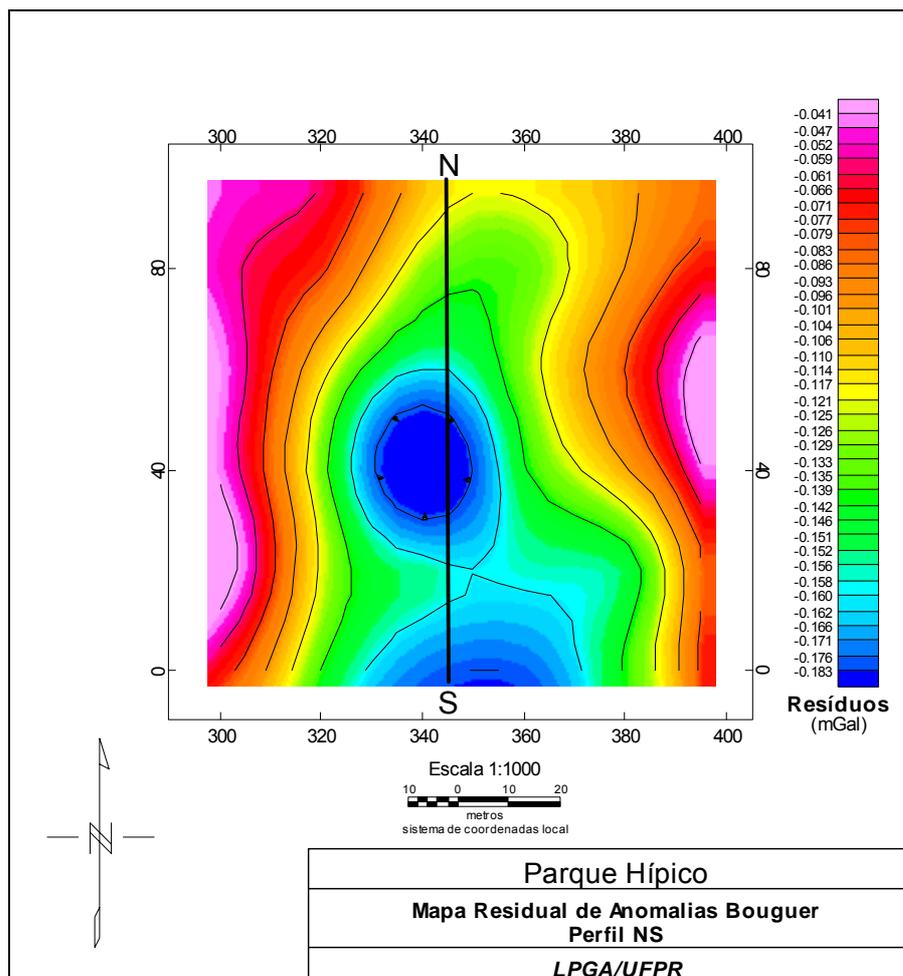


Figura 8.3 - Localização do perfil extraído do modelo gerado no mapa de resíduos utilizados na inversão.

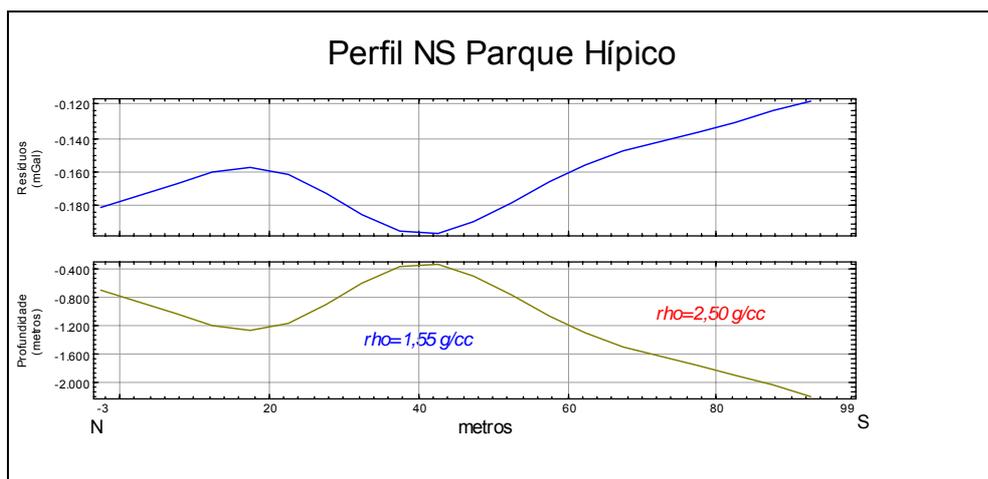


Figura 8.4 – Perfil NS gravimétrico residual e do modelo gerado no processo de inversão gravimétrica.

8.3 RESULTADOS DOS LEVANTAMENTOS GEOFÍSICOS NO COLÉGIO AMBRÓSIO BINI

O mapa gravimétrico residual indica áreas de interesse, ou seja, áreas com deficiência de massa (coberturas aluvionares e/ou eventuais fraturas/cavidades) localizadas no terreno situado a SW do prédio onde funcionava o colégio e também a NE do prédio do colégio, onde se encontram dois poços da SANEPAR.

Ao observar-se o mapa de anomalias Bouguer (Figura 6.9), comparando-o com a geologia local, percebe-se a existência de dois compartimentos distintos, uma vez que a área total do levantamento é interceptada ao meio por um dique de diabásio não-aflorante (cf. Fig. 2.2). A SW do dique evidencia-se uma tendência linear dos dados de anomalias, afetadas por pequenas variações no campo e a NE, próximo ao rio Barigüi, uma anomalia mais intensa, com grandes comprimentos de onda. Tal constatação justifica a não-continuidade da tendência dos dados de anomalias Bouguer.

As pequenas variações no campo de anomalias Bouguer que, após a separação regional-residual aparecem como resíduos indicam a presença de fontes rasas na porção SW da área. Esta afirmação é corroborada pelos perfis de resistividade aparente, cujos resultados indicam a presença de zonas condutivas, sugerindo a presença de água desde níveis superficiais (+/- 5 metros) até profundidades da ordem de 20 metros, as quais constituíram os limites de investigação dos métodos geoeletricos, considerando o espaçamento $AB=MN=10$ m.

Outro fator importante a ser destacado nesta interpretação é o de que as anomalias de interesse se concentram entre o dique (à direita) e o rio Barigüi (à esquerda). Assim, a flutuação do nível do lençol freático nesta pequena célula associada a um calcário com alta solubilidade, facilita sua dissolução e também ocasiona o aparecimento de dolinas de abatimento, caso bastante típico na região. O dique existente age como limitante ao fluxo de água nesta área fazendo com que ela se dirija à superfície. Este trabalho, portanto, provoca alterações na estrutura da rocha e ocasionam o aparecimento das anomalias identificadas.

O perfil litológico de um poço desativado, situado neste compartimento, mostra que a entrada de água neste poço ocorre em vários níveis a partir de 7

metros abaixo da superfície, o que caracterizou a interpretação das anomalias residuais como fontes rasas, até 94 metros de profundidade (Figura 8.5).

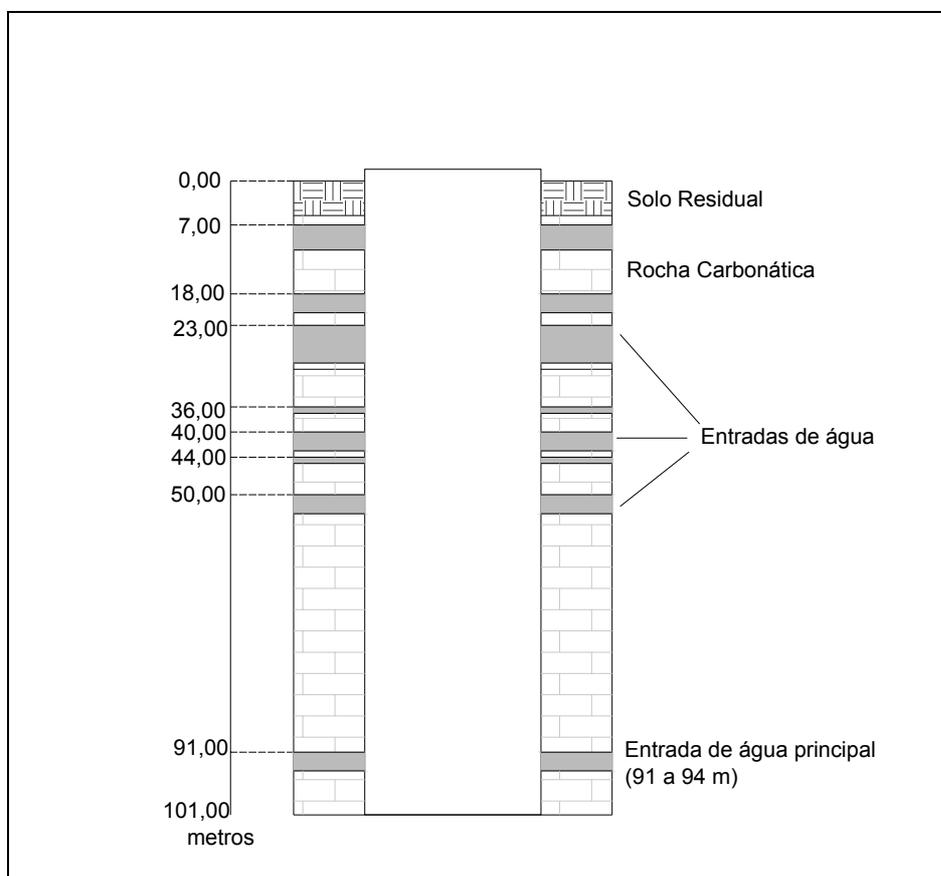


Figura 8.5 - Perfil litológico do poço nº4 localizado na região do colégio.

A Figura 8.7 mostra a localização dos perfis sobre o mapa dos resíduos utilizados no processo de inversão e as Figuras 8.8 e 8.9 os perfis relacionando as anomalias observadas (resíduos) e o modelo gerado na inversão.

Segundo o modelo gerado, o baixo contraste de densidade e as espessuras de até 4 metros para a estrutura modelada, indicam a presença de material inconsolidado em conjunto com água em uma região com alto grau de fraturamento. Dados litológicos de sondagem direta indicam que as coberturas subsuperficiais são representadas por solos residuais/eluviais provenientes de intemperização da rocha carbonática original sotoposta e regolitos (Fonte: SANEPAR).

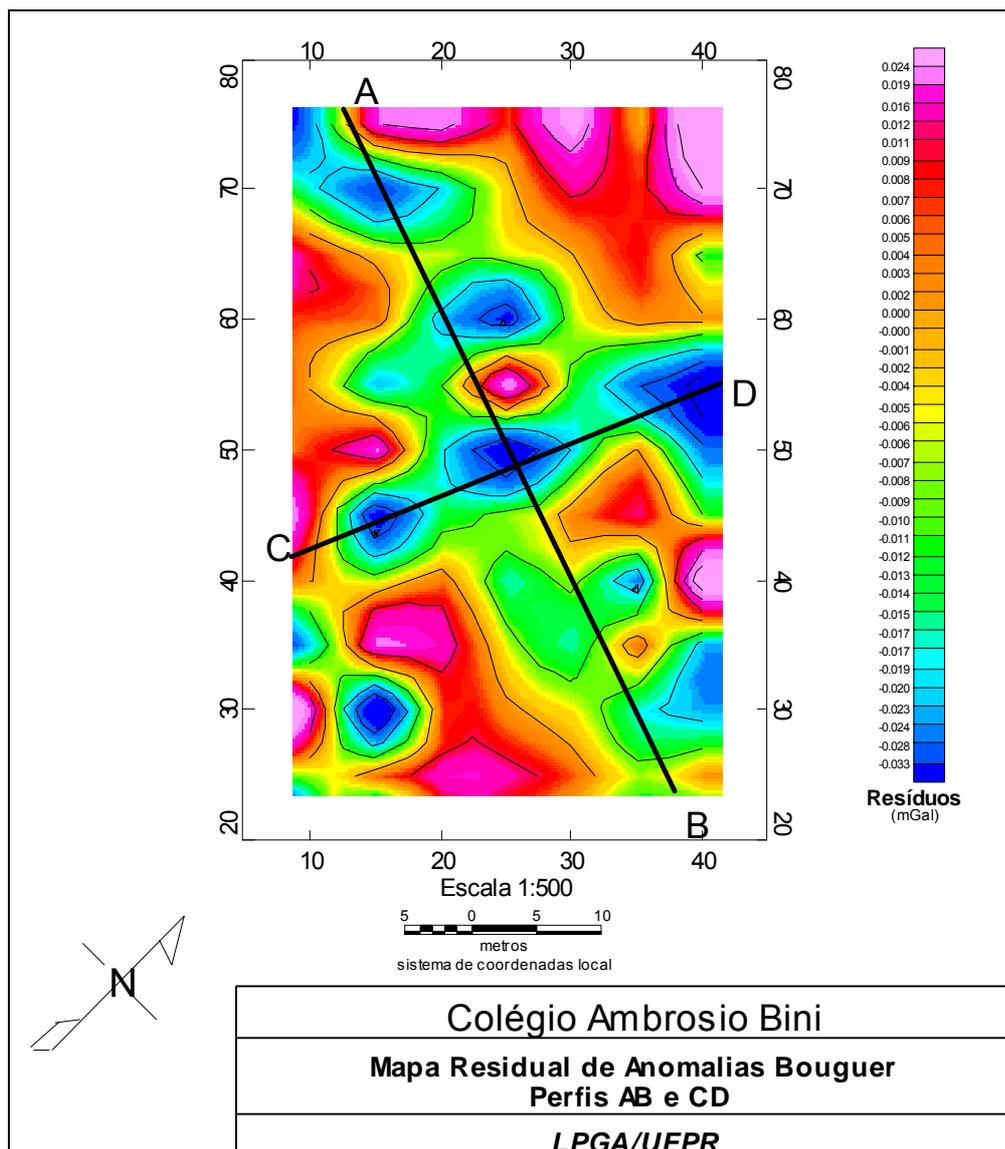


Figura 8.6 - Localização dos perfis extraídos do modelo gerado no mapa de resíduos utilizado na inversão.

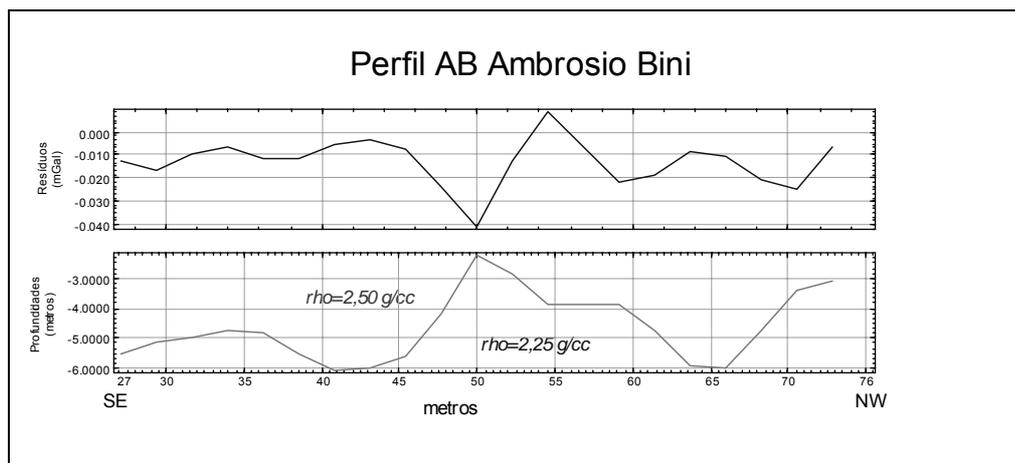


Figura 8.7 – Perfil SE-NW gravimétrico residual e do modelo gerado no processo de inversão gravimétrica.

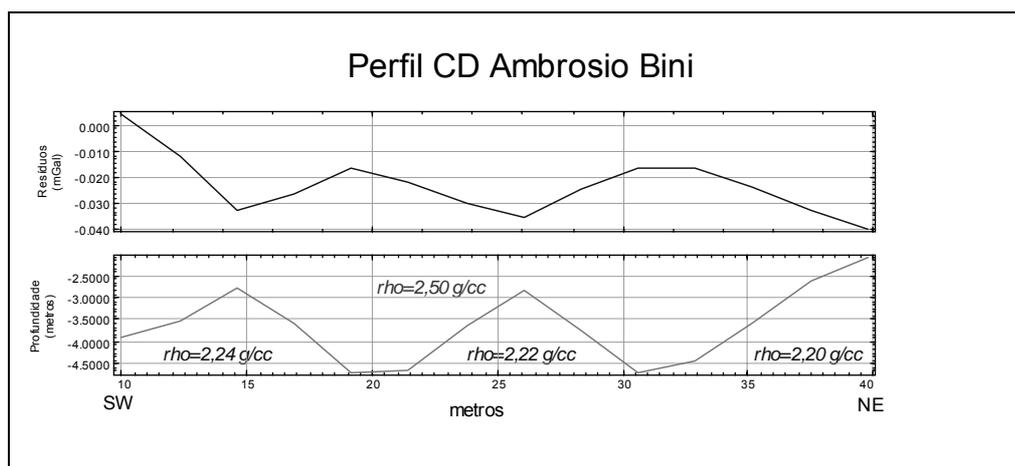


Figura 8.8 - Perfil SW-NE gravimétrico residual e do modelo gerado no processo de inversão gravimétrica.

8.4 RESULTADOS DO LEVANTAMENTO GRAVIMÉTRICO EM TRANQUEIRA

Na região de Tranqueira foi realizado apenas o levantamento gravimétrico. Os resultados, como mostrados na seção 6, apresentam um mapa de anomalias com variação suave a partir da porção oeste, tendendo a uma região de baixa densidade no extremo oposto da área. Ao se processar a separação regional-residual, identifica-se uma estrutura com alinhamento EW, levemente deslocada por um falhamento na direção NW-SE na porção mais a leste da área. Esta configuração é coerente com a geologia da região e com zonas deprimidas no terreno. As anomalias residuais nesta região indicam a presença de uma zona de fraturamento, porém, a inferência quanto ao material existente nesta região de baixa densidade não é precisa.

As estimativas de densidades para as regiões mais baixas acusam variações entre 1,70 e 2,20 g/cm³ podendo haver percolação por água em conjunto com material argiloso. O perfil dos poços nesta área indica a presença de mármore dolomítico com alto grau de fraturamento entre 11 e 13 metros de profundidade, com ocorrência de uma caverna subterrânea a aproximadamente 20 metros com espessura média de 7 metros de acordo com SANEPAR (comunicação pessoal) (Fonte: SANEPAR).

O modelo calculado pela inversão apresenta, na porção oeste da área, uma estrutura de dimensões consideravelmente maiores se comparada com as outras feições do modelo (cf. Fig. 7.8). Pode-se depreender através deste modelo, que a estrutura modelada representa uma falha/fratura cortando a rocha calcária e que, segundo o contraste de densidade utilizado no modelo (-1,0 g/cm³) deve haver material inconsolidado preenchendo esta estrutura.

As Figuras 8.10 e 8.11 apresentam, respectivamente, a localização dos perfis sobre o mapa dos resíduos utilizados no processo de inversão e os perfis relacionando as anomalias observadas (resíduos) e o modelo gerado na inversão.

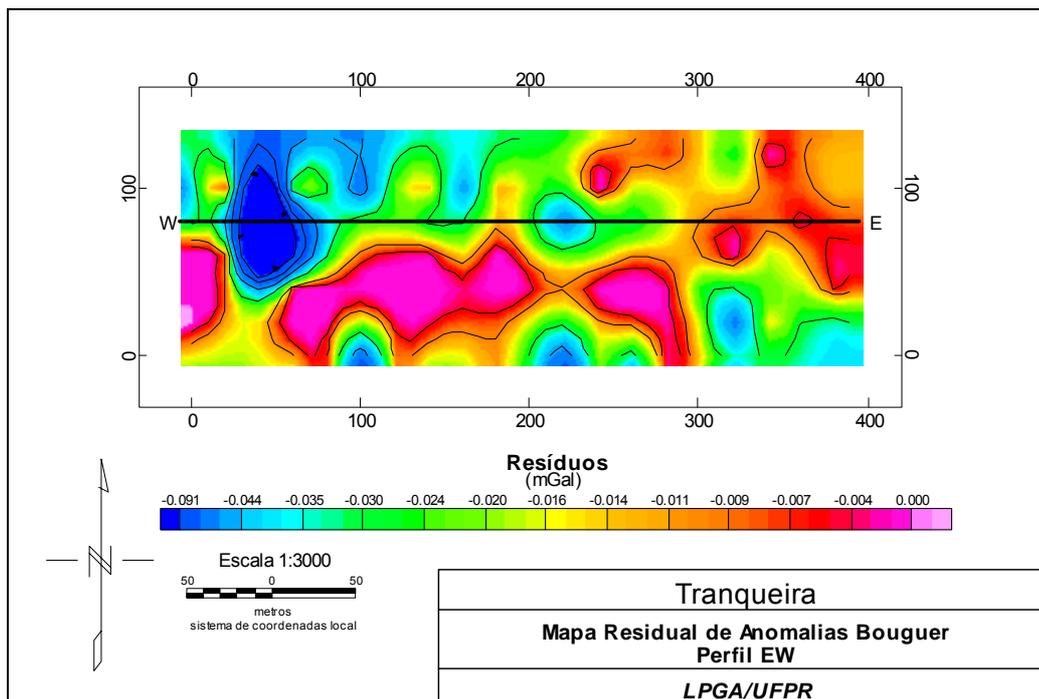


Figura 8.9 - Localização do perfil extraído do modelo gerado no mapa de resíduos utilizados na inversão

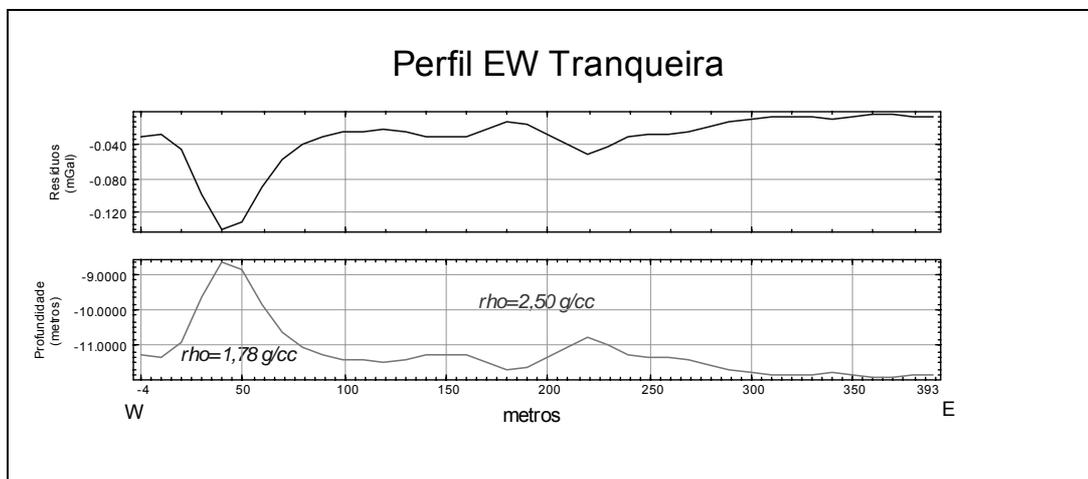


Figura 8.10 - Perfil W-E extraído do modelo gerado na inversão gravimétrica

9 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A aplicação dos métodos gravimétrico e resistivimétrico na região do Sistema Aquífero Cárstico em Almirante Tamandaré-PR faz parte de um conjunto de estudos relacionados à exploração e exploração de um sistema que visa o abastecimento público de grande parte da população da Região Metropolitana de Curitiba (RMC).

A potencialidade do emprego destes métodos foi avaliada através da sua capacidade de identificar regiões potencialmente exploráveis, quando indica a presença de estruturas preenchidas por água, ou averiguar o grau de risco geotécnico que um terreno cárstico oferece quando da implantação de obras de engenharia. Porém, o sucesso dos métodos depende de vários fatores, uma vez que nem sempre as feições cársticas se apresentam preenchidas por ar ou têm uma forma geométrica bem definida. Tais características dificultam a obtenção precisa dos resultados no processo de inversão, devido à ambigüidade da interpretação dos modelos gerados.

Os resultados apresentados através dos mapas de anomalias gravimétricas nas três áreas mostram grande coerência quando comparados com os resultados dos levantamentos elétricos ou com dados litológicos locais, principalmente derivados de sondagens rotativas. Por isso, é importante, no mínimo, um conhecimento geológico *a priori* da região de estudo, visando obter elementos que auxiliem tanto no planejamento dos levantamentos geofísicos como na interpretação de seus resultados.

A inversão gravimétrica é um procedimento que visa avaliar quantitativamente os resultados de um levantamento, onde os principais fatores que devem ser determinados neste processo são a profundidade de ocorrência e as suas dimensões em superfície, o que pode delinear áreas de risco geotécnico. Deve-se realizar ainda, uma boa estimativa do contraste de densidade entre os tipos litológicos existentes, para melhorar a qualidade dos modelos obtidos por inversão.

Os resultados deste processo podem ser avaliados através dos mapas que indicam o erro gravimétrico residual (diferença entre o efeito do modelo calculado e o efeito observado), cujos valores se encontram na ordem do décimo de microgal, ou seja, abaixo da precisão de leitura do equipamento, que é da ordem de 5 microgal.

Outro aspecto importante que deve ser destacado no processamento de dados gravimétricos é a correta avaliação da superfície de tendência empregada, visando melhor representar o campo de anomalias residuais. Assim, o estudo das técnicas de separação regional-residual deve ser feito com bastante critério para que as anomalias residuais não sejam interpretadas como informações que não estão presentes nos dados observados.

A aquisição dos dados gravimétricos deve ser procedida de forma rigorosa, pois em regiões cársticas, procuram-se feições que produzem apenas uma pequena variação no campo da gravidade. Assim, deve-se realizar um pré-processamento dos dados de campo de forma a encontrar possíveis ruídos oriundos do processo de aquisição, evitando que no momento da interpretação, esses ruídos sejam interpretados como resíduos. O cálculo do espaçamento entre estações deve se adequar às dimensões da área e das estruturas que se deseja investigar, pois com grandes espaçamentos, pode-se perder alguma informação importante no contexto local. Este cálculo pode ser feito através de uma estimativa do efeito gravimétrico provocado por determinado corpo, que é a solução do chamado problema direto. A partir da amplitude da anomalia, pode ser determinado o espaçamento mínimo entre estações de observação no qual o equipamento é capaz de identificar tal variação.

Os modelos gerados no processo de inversão com o aplicativo obtido junto ao USGS apresentam, de forma limitada, as dimensões das formas encontradas. Por isso, vários testes variando os parâmetros devem ser realizados para que se obtenham resultados mais precisos no processo. Assim, neste contexto, a pesquisa para o desenvolvimento de novos algoritmos de inversão é recomendável, pois isto possibilitaria uma melhor modelagem dos corpos em subsuperfície. Porém, a configuração intrínseca dos sistemas cársticos é um fator que sempre limitará a total solução de ambigüidades do processo, pois como citado anteriormente, nesses sistemas os corpos nem sempre se apresentam com uma forma regular.

Finalmente, este trabalho abre campo para novas pesquisas na área, constituindo um elemento que inclui uma ampla abordagem metodológica e vários estudos de caso com dados reais, caracterizando um conjunto de dados consistente e que pode contribuir potencialmente para os estudos do SAC em Almirante Tamandaré-PR.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGOCS, W. B. Least-squares residual anomaly determination. In: **Geophysics**, vol. 16, pp. 686-696, 1951.

AL-RIFAIY, I. A. Land subsidence in the Al-Dahr residential area in Kuwait: a case history study. In: **Quarterly Journal of Engineering Geology**, nº 23, 1990.

ARZI, A. A. Microgravity for engineering applications. In: **Geophysical Prospecting**, vol.23, pp. 408-425, 1975.

BAKALOWICZ, M. Karst groundwater: a challenge for new resources. In: **Hydrogeology Journal**, 2005, no. 13, pp. 148-160.

BERTIN, J. & LOEB, J. Experimental and Theoretical Aspects of Induced Polarization. Presentation and Application of the IP Method, Volume 1. In: **Geoexploration Monographs**, 1976, Series 1, No. 7., Gebrüder Borntraeger, Berlin, 249p.

BELTRÃO, J. F.; SILVA, J. B. C.; COSTA, J. C. Robust polynomial fitting method for regional gravity estimation. In: **Geophysics**, vol. 56, no. 1, pp. 80-89, 1974.

BONACIM, E. A. **Dinâmica do sistema hidrogeológico cárstico na área de Tranqueira – Região Metropolitana de Curitiba**. Curitiba, 1996, 162 pp. (Dissertação de mestrado – Curso de pós-graduação em Geologia, UFPR).

BOTT, M. H. P. Inverse methods in the interpretation of magnetic and gravity anomalies. In: **Methods in Computational Physics**, Alder et al. (eds.), no. 13, pp. 133-162, Academic Press, London, New York, 1973.

BRAGA, A. C. O. **Apostila de Métodos Geométricos Aplicados – Módulo Hidrogeologia**. UNESP, Rio Claro, SP, 91 pp. 2002

BRANSTON, M. W.; STYLES, P. The use of time-lapse microgravity to investigate and monitor an area undergoing subsurface subsidence; a case study. In: **Quarterly Journal of Engineering Geology & Hydrogeology**; August 2003; v. 36; no. 3; p. 231-244;

BRIGGS, I. C. Machine contouring using minimum curvature. In: **Geophysics**, vol. 39, no. 1, pp. 39-48, 1974.

BUTLER, D. K. Microgravimetric and gravity gradient techniques for detection of subsurface cavities. In: **Geophysics**, vol. 49, pp. 1084-1096, 1984.

CAMACHO, A. G.; MONTESINOS, F. G.; VIEIRA, R. A 3-D gravity inversion tool base don exploration of model possibilities. In: **Computers & Geosciences**, vol. 28, pp. 191-204, 2002.

CRAIN, I. K. Computer interpolation and contouring of two-dimensional data: A review. In: **Geoexplor.**, vol. 8, pp. 71-86, 1970.

COLLEY, G. C. The detection of caves by gravity measurements. In: **Geophysical Prospecting**, vol.11, p. 110, 1963.

COMEC. Coordenação da Região Metropolitana de Curitiba. **Plano de Zoneamento do Uso e Ocupação do Solo da Região do Karst na Região Metropolitana de Curitiba**. Curitiba. 2002.

CORDELL, L.; HENDERSON, R. G. Iterative three-dimensional solution of gravity anomaly data using a digital computer. In: **Geophysics**, vol. 33, no. 4, pp. 596-601, 1968.

CRAWFORD, N. C. Microgravity Investigations of sinkhole collapses under highways. In: **First International Conference on the Application of Geophysical Methodologies to Transportation Facilities and Infrastructure**. St. Louis, MO. 2000. *Proceedings*

DEBEGLIA, N.; DUPONT, F. Some critical factors for engineering and environmental microgravity investigations. In: **Journal of Applied Geophysics**, no. 50, pp. 435-454, 2002.

DOURADO, J. C.; MALAGUTTI FILHO, W.; BRAGA, A. C. O.; NAVA, N. Detecção de cavidades em arenitos utilizando gravimetria, eletorresistividade e GPR. In: **Brazilian Journal of Geophysics**, vol. 19, no. 1, pp. 19-32, 2001.

FAJKLEWICZ, Z. Gravity vertical gradient measurements for the detection of small geologic and anthropogenic forms. In: **Geophysics**, vol. 41, 1976.

FUNDEPAR/LPGA. **Projeto Geofísica em Almirante Tamandaré, PR. (Colégio Estadual Ambrósio Bini)**. Curitiba, 2005. Relatório técnico.

GEMAEL, C. **Introdução à Geodésia Física**. Curitiba, Ed. UFPR, 1999, 302 pp.

GUPTA, V. K.; RAMANI, N. Some aspects of regional-residual separation of gravity anomalies in a precambrian terrain. In: **Geophysics**, vol. 45, pp. 1412-1426, 1980.

HAMMER, P. T. C.; HILDEBRAND, J. A.; PARKER, R. L. Gravity inversion using seminorm minimization: Density modeling of Jasper Seamount. In: **Geophysics**, vol. 56, no. 1, pp. 68-79, 1991.

HINDI, E. C. **Caracterização hidroquímica e hidrogeológica das fontes cársticas das bacias dos Rios Tumiri, Água Comprida, Fervida e das Onças, Colombo-PR**. Curitiba, 1999, 127 pp. (Dissertação de mestrado – Curso de pós-graduação em Geologia, UFPR).

HUGILL, A. L. The New Scintrex CG-3 Autograv Gravity Meter. **ASEG/SEG Conference**, Adelaide, Australia, 1988, 15 pp.

KARST WATER INSTITUTE. What is Karst (and why is it important)? Disponível em: www.karstwaters.org/kwitour/whatiskarst.htm Acesso em: março 2006.

LACOSTE & ROMBERG, INC. Model G Land Gravity Meter. **Instruction Manual**. Austin, Texas, 198?, 13 pp.

LISBOA, A. A. **Proposta de metodologia para avaliação hidrogeológica do aquífero cárstico, compartimento de São Miguel**. Curitiba, 1997, 137 pp. (Dissertação de mestrado – Curso de pós-graduação em Geologia, UFPR).

LLADÓ, N. L. **Fundamentos de hidrogeologia cárstica**. Editorial Blume, Madri, 1970, 269 pp.

LOKE, M. H. Electrical Imaging Surveys for Environmental and Engineering Studies – A practical Guide to 2D and 3D surveys. 2000. Disponível em: www.agiusa.com Acesso em: abril 2004

LONGMAN, I. M. Formulas for computing the tidal accelerations due to the moon and the sun. In: **Journal of Geophysical Research**, vol. 64, no. 12, pp. 2352-2355, 1959.

LUIZ, J. G., COSTA E SILVA, L. M. **Geofísica de Prospecção**. Belém: Universidade Federal do Pará; Cejup, 1995, 311 pp.

MINEROPAR S. A. **O Sistema Carste**. Palestra proferida na Prefeitura Municipal de Almirante Tamandaré, Almirante Tamandaré, PR, 12 abr. 2005.

MIRONÓV, V. S. **Curso de Prospección Gravimétrica**. Editorial Reverte, Barcelona, 1977, 524 pp.

NETTLETON, L. L. **Gravity and magnetics in oil prospecting**. Mcgraw-Hill Book Co. 1976.

PARASNIS, D. S. **Principles of Applied Geophysics**. Chapman and Hall, London, New York, 1986.

POLIDORO, G. F. B. **Karst na bacia do Alto Iguaçu, Região Metropolitana de Curitiba: Aspectos geológicos para a gestão da ocupação do solo e do uso do aquífero na sub-bacia hidrográfica do rio Pacatuba em Almirante Tamandaré-PR**. Curitiba, 2005, 122 pp. (Dissertação de mestrado – Curso de pós-graduação em Geologia, UFPR).

REBELO, A.M.A., BAHNIUK, A.N., REIS NETO, J.M., DE PAULA, J.E.V., EEVA, T.S. Controles Morfoestruturais da Carstificação de Rochas Carbonáticas do Grupo Açungui na Região Metropolitana de Curitiba. In: **XLIII Congresso Brasileiro de Geologia**. Aracaju, SE, 2006. *Proceedings*

REBELO, A.M.A., BAHNIUK, A.N., REIS NETO, J.M., DE PAULA, J.E.V., EEVA, T.S. Carstificação de Rochas Carbonáticas do Grupo Açungui e Ciclos Erosivos na Região Metropolitana de Curitiba. In: **XLIII Congresso Brasileiro de Geologia**. Aracaju, SE, 2006. *Proceedings*

SANEPAR/LPGA. **Projeto Gravimetria em Almirante Tamandaré, PR**. Curitiba, 2006, 25 pp. Relatório técnico

SAZHINA, N., GRUSHINSKY, N. **Gravity Prospecting**. Mir Publishers, Moscow, 1971, 491 pp.

SCINTREX LTD. Autograv CG3 Gravity Meter. **Operator Manual**. Version 4.4 Concord, Ontario, 1992, 103 pp.

SHARMA, P. V. **Environmental and Engineering Geophysics**. Cambridge University Press, Cambridge, 1997, 475 pp.

SIMPSON, S. M. Least-squares polynomial fitting to gravitational data and density plotting by digital computers. In: **Geophysics**, vol. 19, pp. 255-269, 1954.

SKEELS, D. C. Ambiguity in gravity interpretation. In: **Geophysics**, vol. 12, pp. 43-56, 1947.

TALWANI, M., EWING, M. Rapid Computation of Gravitational Attraction of Three-dimensional Bodies of Arbitrary Shape. In: **Geophysics**, vol. 25, no. 1, pp. 203-225, 1960.

TALWANI, M. Computer usage in the computation of gravity anomalies. In: **Methods in Computational Physics**, Alder et al. (eds.), no. 13, pp. 343-389, Academic Press, London, New York, 1973.

TECHNOS, INC. Characterizing Karst and Pseudokarst. Technical Report, vol. 4, 12 pp. 2005. www.technos-inc.com. Acessado em: 02/02/2006

TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M. C. M.; FAIRCHILD, T. M.; TAIOLI, F. **Decifrando a Terra**. São Paulo: Oficina de Textos, 2001, 568 pp.

TELFORD, W. M., GELDART, L. P., SHERIFF, R. E. **Applied Geophysics**. Cambridge University Press, Cambridge, 1990, 770 pp.

TORGE, W. **Gravimetry**. De Gruyter, Berlin, New York , 1989, 465 pp.

USGS. Potential-Field Geophysical Software for the PC. Disponível em: <http://pubs.usgs.gov/fs/fs-0076-95/FS076-95.html>. Acessado em: maio/2005.

APÊNDICE A

Utilização do Pacote de Aplicativos *Potential-Field Geophysical Software*

A.1 UTILIZAÇÃO DO *POTENTIAL-FIELDS GEOPHYSICAL SOFTWARE* – *USGS*

1) GERAÇÃO DE *GRID*, UTILIZANDO O PROGRAMA *MINC*

Este programa cria um *grid* utilizando o método da curvatura mínima.

- a) Criar arquivo texto com as coordenadas x,y e z .
- b) Criar arquivo de comando

```
&parms ifile='\PF\TEST\myfile.txt',ofile='mygrid.grd'
title='bouguer anomaly'
izchan=0
xo=0,yo=0,del=5,nc=7,nr=22
slope=0,radius=0,&
```

Variáveis

izchan= {Seleção do canal a ser 'gridado' no arquivo de entrada.

<Default = 0> quer dizer que o arquivo só contém xyz}

xo,yo = distâncias da origem do sistema de coordenadas ao canto inferior esquerdo do grid

del = incremento de x e y, nas mesmas unidades de xy

nc = n° de colunas (DEVE-SE CALCULAR DE ACORDO COM O DEL)

nr = n° de linhas (DEVE-SE CALCULAR DE ACORDO COM O DEL)

slope = 0 = default

radius = 0 = default, grid retangular

- c) Executar programa:

PFMENU > *MAIN MENU* > *POINT DATA & GRIDDING* > *MINC* (Figura A.1.1)

ENTER COMMAND FILE NAME: *C:\PF\TEST\BIN\GRID.CMD*



Figura A.1.1 -Tela inicial do *Potential-Fields Geophysical Software* - Menu Principal

2) GERAÇÃO DE **SUPERFÍCIES POLINOMIAIS**, UTILIZANDO O PROGRAMA **SURFIT**

A partir de um *grid* gerado através do programa descrito no item anterior, pode-se ajustar uma superfície polinomial ao *grid* original.

O programa *SURFIT* cria superfícies bi-dimensionais utilizando polinômios ortogonais. Este programa cria superfícies e resíduos de graus 1 até 19. Os dados de entrada no programa são *start* e *end*, valores referentes ao grau das superfícies desejadas. *Increment* refere-se ao intervalo entre as superfícies a serem geradas. Os arquivos de saída do programa contém, como extensão, as iniciais s01, s02,... e r01, r02,... que significam se o arquivo gerado é referente a uma superfície ou aos resíduos, os números indicam o grau do polinômio utilizado na operação. Também é gerado um arquivo chamado *SURFIT.LIS* que contém uma lista com as informações de convergência e coeficientes.

a) Para executar o programa:

PFMENU > *MAIN MENU* > *FILTERING* > ***SURFIT***

ENTER GRID FILE NAME: <digite somente o nome do arquivo> (Este arquivo deve estar na pasta C:\PF\BIN)

b) Digite os valores de ***start***, ***end*** e ***increment*** (ex.: 1,2,1 gera duas superfícies polinomiais, uma de 1º e a outra de 2º grau, variando de 1 em 1 grau).

c) Digite **0** se não desejar que o programa crie um *grid* de resíduos ou **1** se deseja obter o *grid* de resíduos.

3) MODELAGEM GRAVIMÉTRICA “3-D” COM O PROGRAMA **GRAVPOLY 3D**

Este programa requer um arquivo de comandos contendo os parâmetros necessários a sua execução. O arquivo de comandos tem o seguinte formato:

```
&parms unix='metr',uniz='metr',iobs=1,ifile='pf\test\dados.dat',
dc=5,iplotr=10
name='formatted',idplot='gravpoly test',icalc=1,ires=1,
ifmt='(f4.0,f6.0,f7.3,f1.0)',naxcol=40,ibody=1,lsqs=1&
```

Nota: O arquivo **.dat** citado deve conter os seguintes dados: *x*, *y*, *dg* e *h*

Variáveis

ifile= Nome do arquivo que contém os dados

ifmt= é o formato a ser usado quando da leitura de um arquivo formatado pelo usuário (*name*='formatted')

lsqs= número que determina que tipo de valores observados serão lidos ou que tipo de comparação de mínimos quadrados será feita entre os dados calculados e observados.

0 = nenhum dado observado será utilizado;

1 = dados de campo serão lidos e utilizados para calcular valores residuais;

7 = um melhor contraste de densidade será determinado por mínimos quadrados a partir da relação entre os valores observados e os calculados.

Após a declaração de variáveis (apresentada na caixa cinza acima) devem ser informados os parâmetros para cada corpo do modelo. É permitido um total de 50 corpos e cada corpo tem o seguinte formato: cinco parâmetros precedem as coordenadas dos vértices do corpo. A ordem destes valores é a seguinte:

- 1) Número de vértices do corpo.
- 2) Número que altera a configuração de impressão da informação do corpo. Zero significa que não haverá impressão adicional.
- 3) Contraste de densidade entre os corpos em g/cm^3 . Um contraste positivo resulta em anomalias positivas.
- 4) Altura ao topo do corpo. Positivo para cima.
- 5) Altura até a parte inferior do corpo.

As coordenadas dos vértices do corpo são inseridas na linha subsequente à linha onde foram declarados os cinco parâmetros citados em pares x e y, informadas no sentido horário como se o corpo fosse visto de cima.

O arquivo de saída tem extensão **.prt** e sua interpretação é intuitiva.

4) INVERSÃO GRAVIMÉTRICA “3-D” UTILIZANDO O PROGRAMA **GI-3**

O programa **Gi-3**, componente do pacote de programas “*Potential-Field Geophysical Software*”, possibilita a geração de superfícies derivadas que representam um modelo de corpo causador de um determinado campo de anomalias. Os arquivos de saída incluem o modelo (espessura), a superfície (topo ou base da estrutura), o efeito gravimétrico calculado do modelo e o erro gravimétrico residual. As unidades de comprimento e densidade devem estar, respectivamente, em *km* e *g/cm³*.

O programa requer um arquivo de comando que deverá conter as seguintes informações:

ZS1 - profundidade até a superfície de referência, $0 \geq ZS1$.

RHO - contraste de densidade

NMAX - número de iterações desejadas (default = 5).

EPS - se especificado, o cálculo será interrompido quando o maior erro for menor que o valor de EPS ou após a última iteração, o que ocorrer primeiro.

MODE - 0 = modelamento inverso, sem modelo de espessura inicial (default).

1 = modelamento inverso com modelo inicial de espessura. Neste modo, o programa irá modificar os resultados a partir do resultado de uma execução anterior.

2 = cálculo sem valores de gravidade observados.

IOPT1 - 1 = superfície de referência é o topo do modelo

2 = superfície de referência é a base do modelo

3 = referência é o meio do modelo

IOPT5 - 0 = superfície de referência é um plano horizontal (default)

1 = se uma superfície não-horizontal é utilizada.

se 1, um grid contendo a superfície de referência deve ser introduzido.

a) Para executar o programa:

PFMENU > MAIN MENU > INTERPRETATION & MODELING > G13

ENTER COMMAND FILE NAME: *<digite o nome do arquivo de comando, com o caminho completo>*

ENTER GRAVITY DATA FILE NAME: *<digite o nome do arquivo que contém o grid com os valores dos resíduos, com o caminho completo>*

5) UTILITÁRIOS DO SISTEMA

O *Potential-Fields Geophysical Software* tem ainda alguns programas úteis para a conversão entre formatos diferentes de arquivo. Sua principal aplicação é na conversão de arquivos ***.grd** para arquivos ***.txt**, possibilitando, a partir deste último, a geração de um novo *grid* em qualquer outro *software* que realize esta operação. O caminho a ser seguido é o seguinte:

a) Para converter um *grid* em formato binário *xyz*:

PFMENU > MAIN MENU > GRID UTILITY PROGRAMS > G2XYZ

GIVE GRID INFILE:

Digitar somente o nome do arquivo com extensão

GIVE GRID OUTFILE:

Digitar somente o nome do arquivo com extensão

b) Para converter do formato binário *xyz* para *ascii*

PFMENU > MAIN MENU > POINT DATA & GRIDDING > XYZ FILE UTILITIES > XYZ2A

ENTER INPUT FILENAME: *com extensão, arquivo deve estar no BIN*

ENTER OUTPUT FILENAME: *com extensão, arquivo deve estar no BIN*

APÊNDICE B

Testes Realizados com o Programa de Inversão Gravimétrica GI-3

A.2.1 ÁREA PARQUE HÍPICO

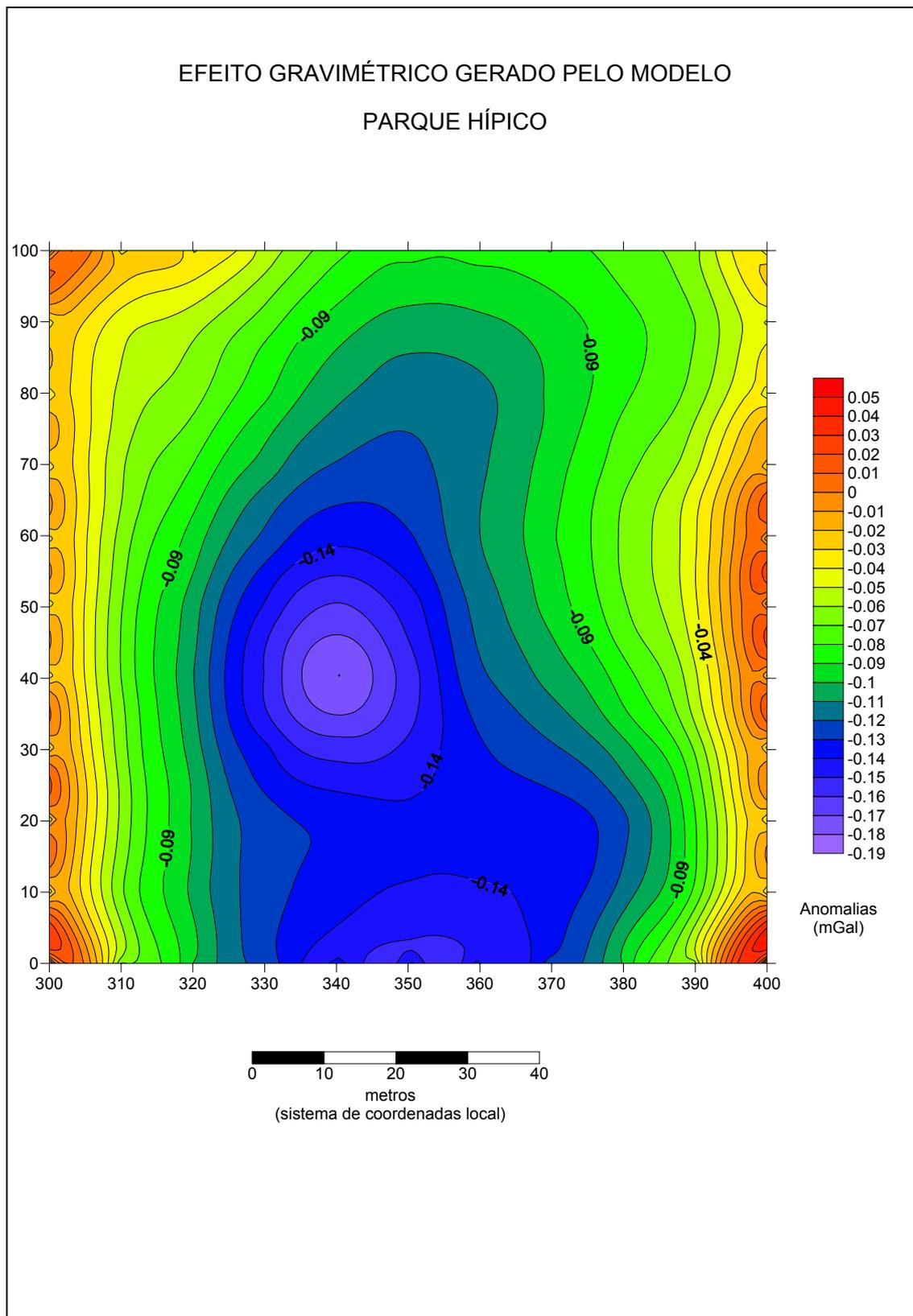


Figura A.2.1- Efeito causado pelo modelo - Melhor resultado

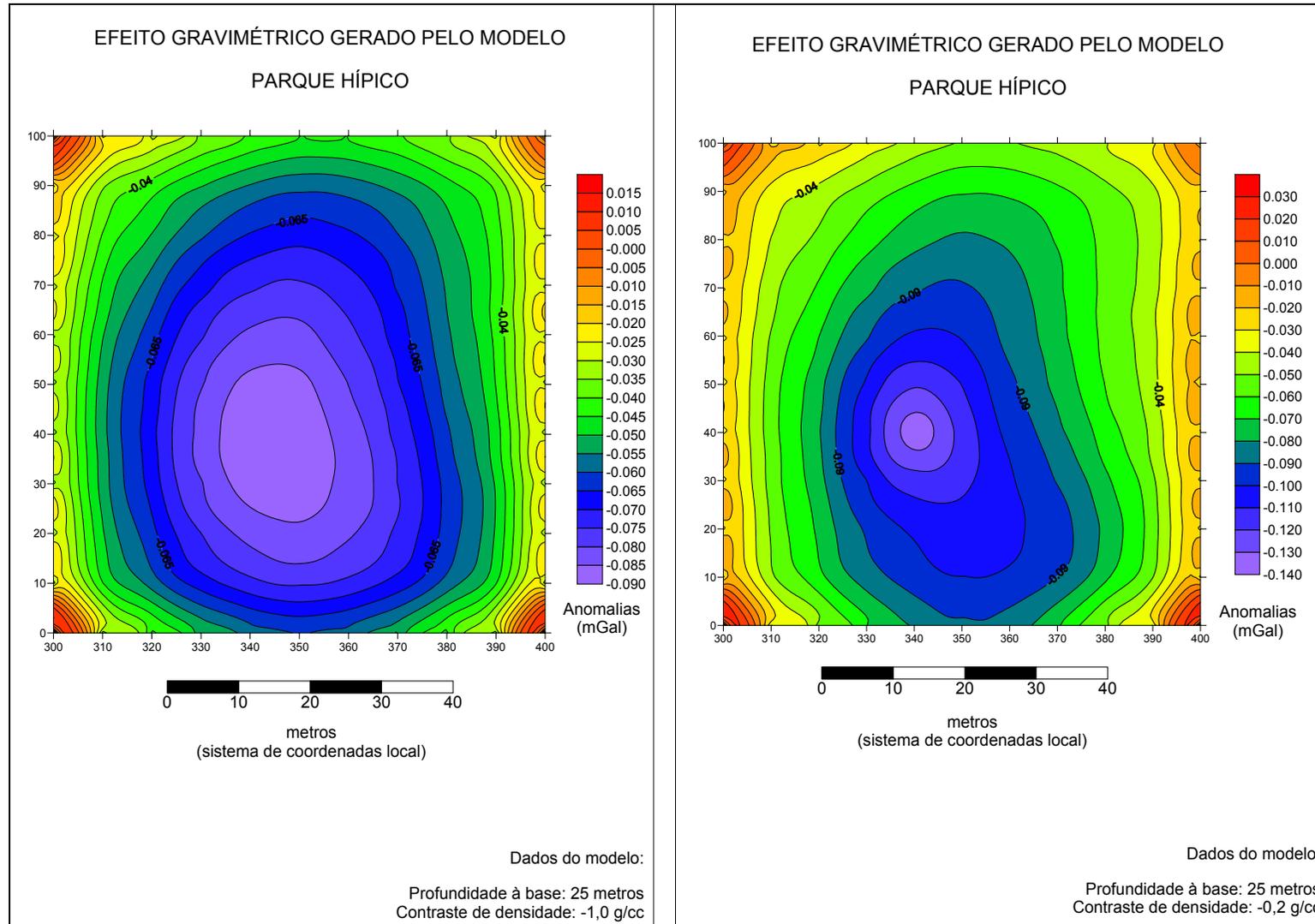


Figura A.2.2 - Efeito causado pelo modelo - Teste com profundidade à base do corpo igual a 25 metros e contraste de densidade igual a $-1,0 \text{ g/cm}^3$ (esquerda) e teste com 25 metros de profundidade e contraste de densidade igual a $-0,2 \text{ g/cm}^3$ (direita)

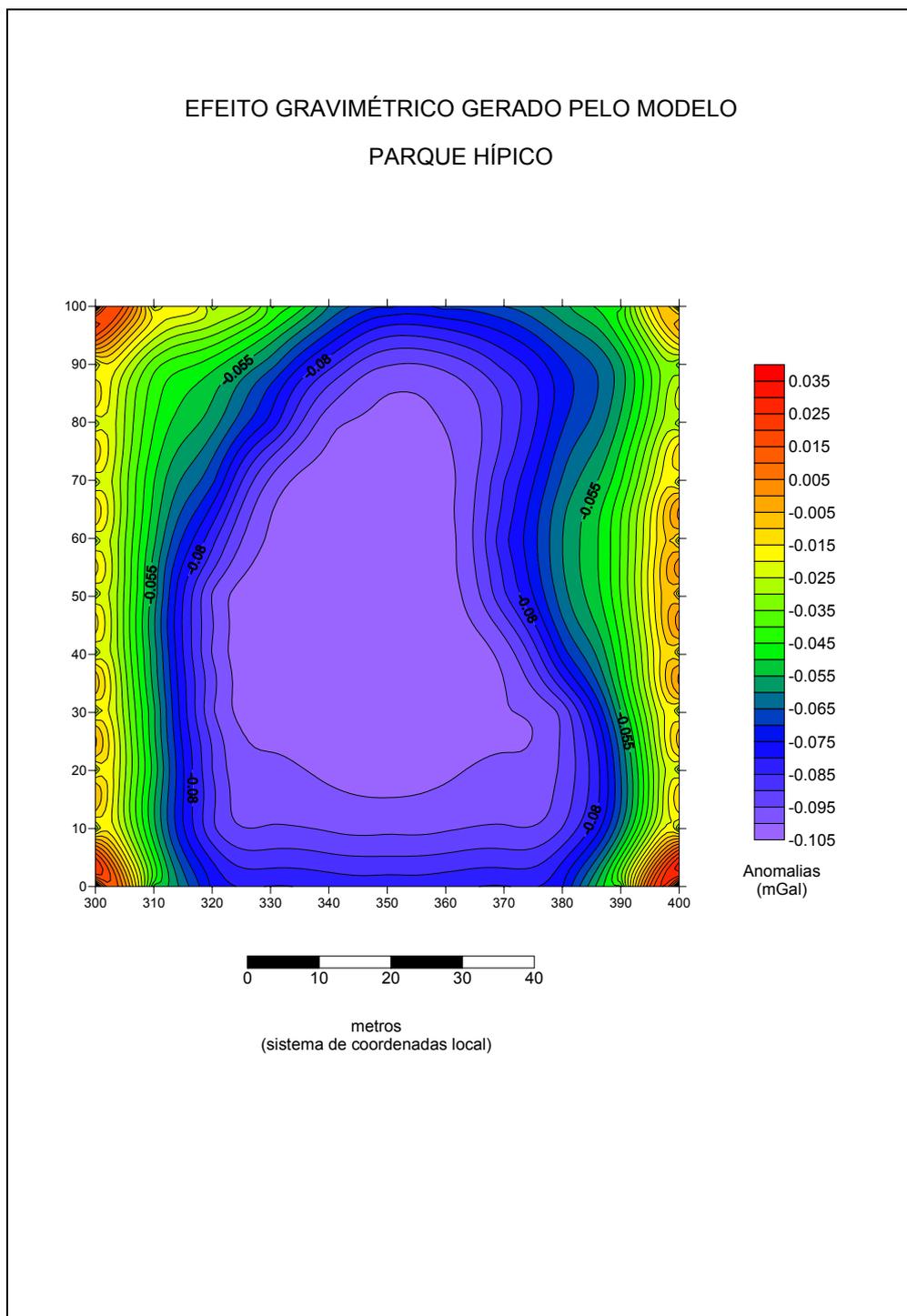


Figura A.2.4 - Efeito causado pelo modelo - Teste com profundidade à base do corpo igual a 15 metros e contraste de densidade igual a $-0,2 \text{ g/cm}^3$

A.2.2 ÁREA COLÉGIO AMBRÓSIO BINI

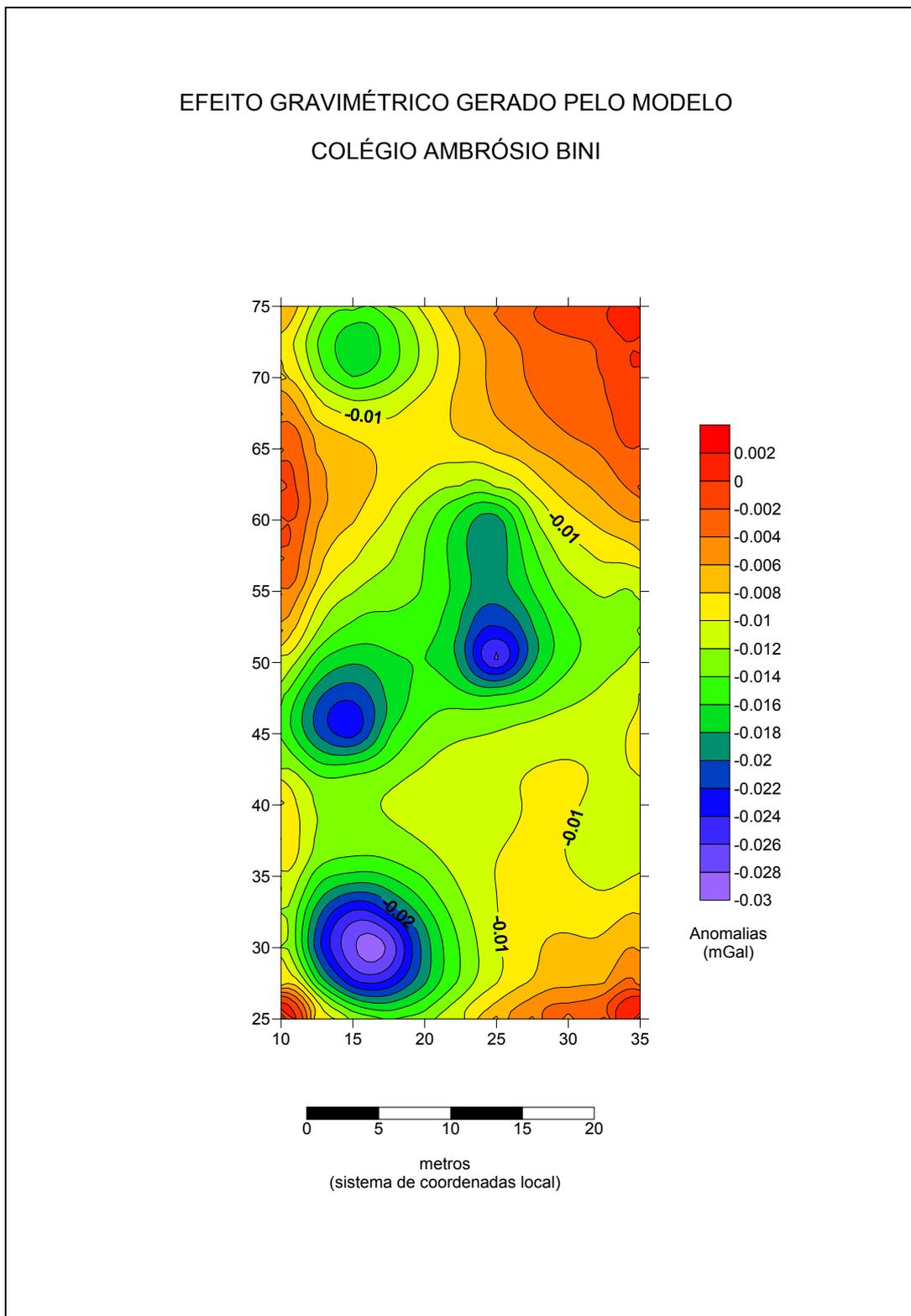


Figura A.2.5- Efeito causado pelo modelo - Melhor resultado

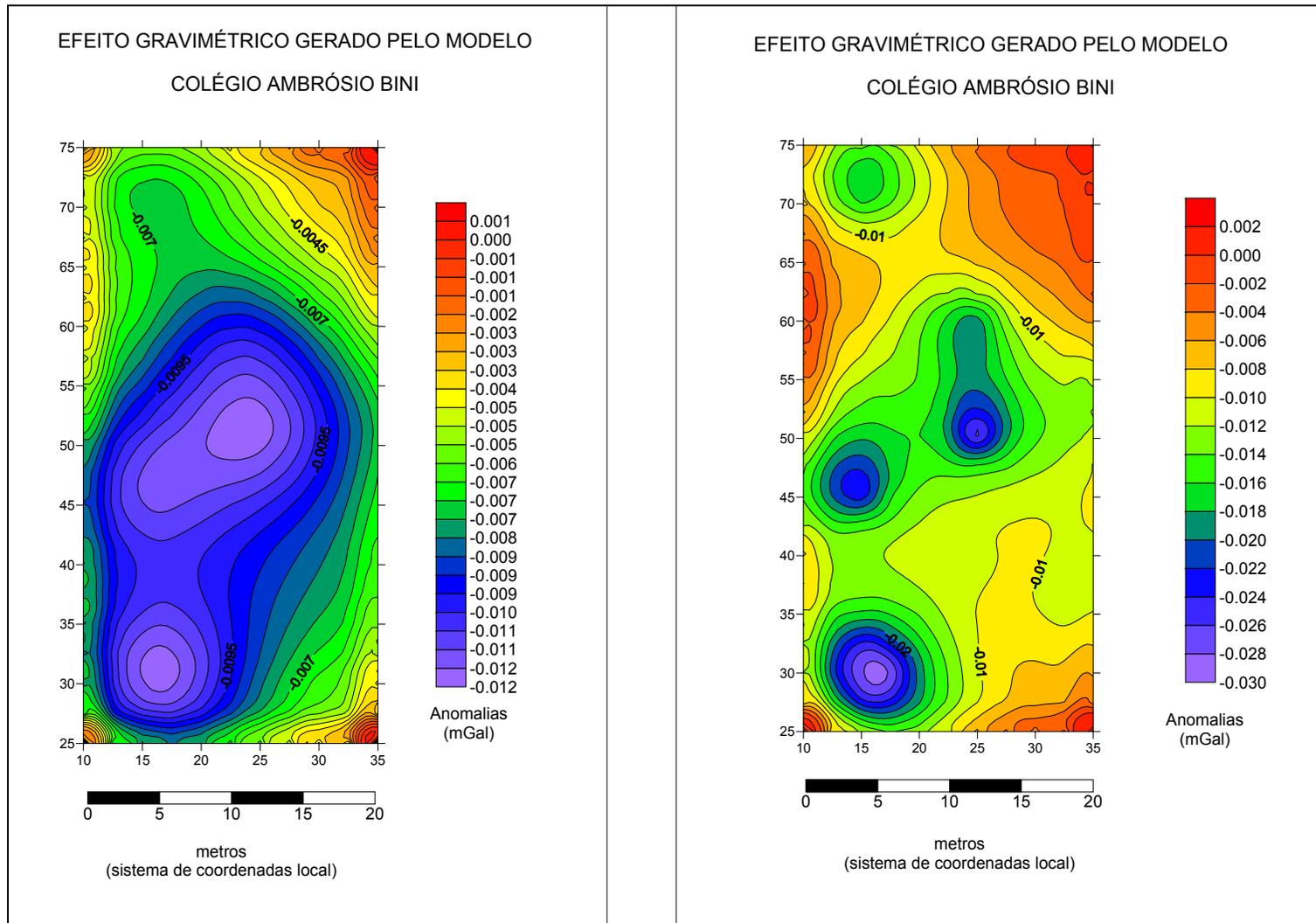


Figura A.2.6 - Efeito causado pelo modelo - Teste com profundidade à base do corpo igual a 10 metros e contraste de densidade igual a $-0,2 \text{ g/cm}^3$ (esquerda) e teste com 5 metros de profundidade e contraste de densidade igual a $-0,2 \text{ g/cm}^3$ (direita)

A.2.3 ÁREA TRANQUEIRA

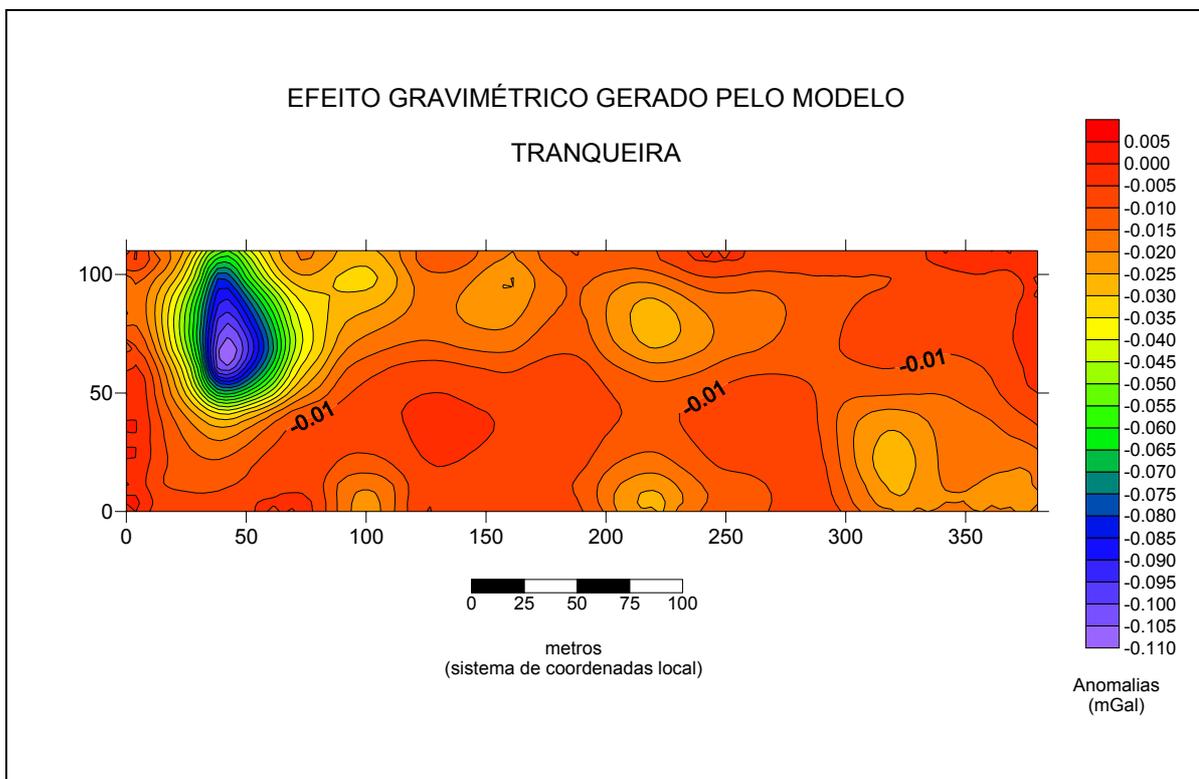


Figura A.2.8- Efeito causado pelo modelo - Melhor resultado

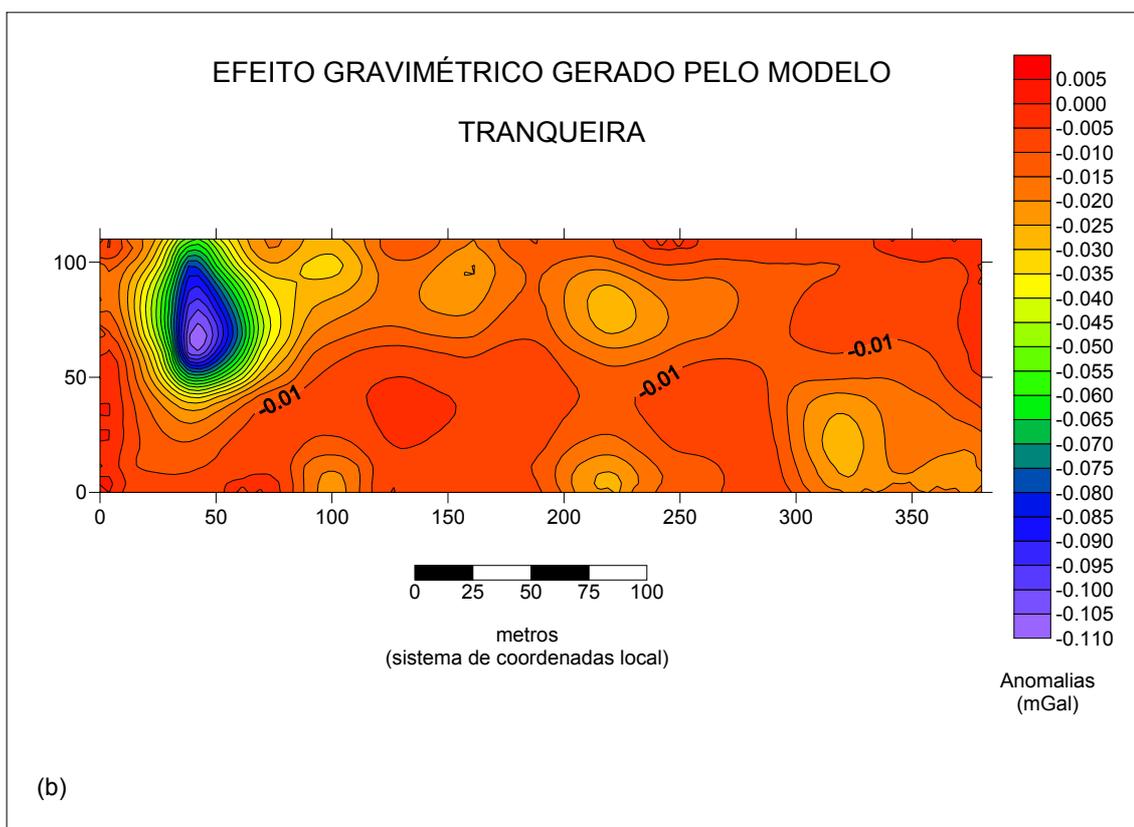
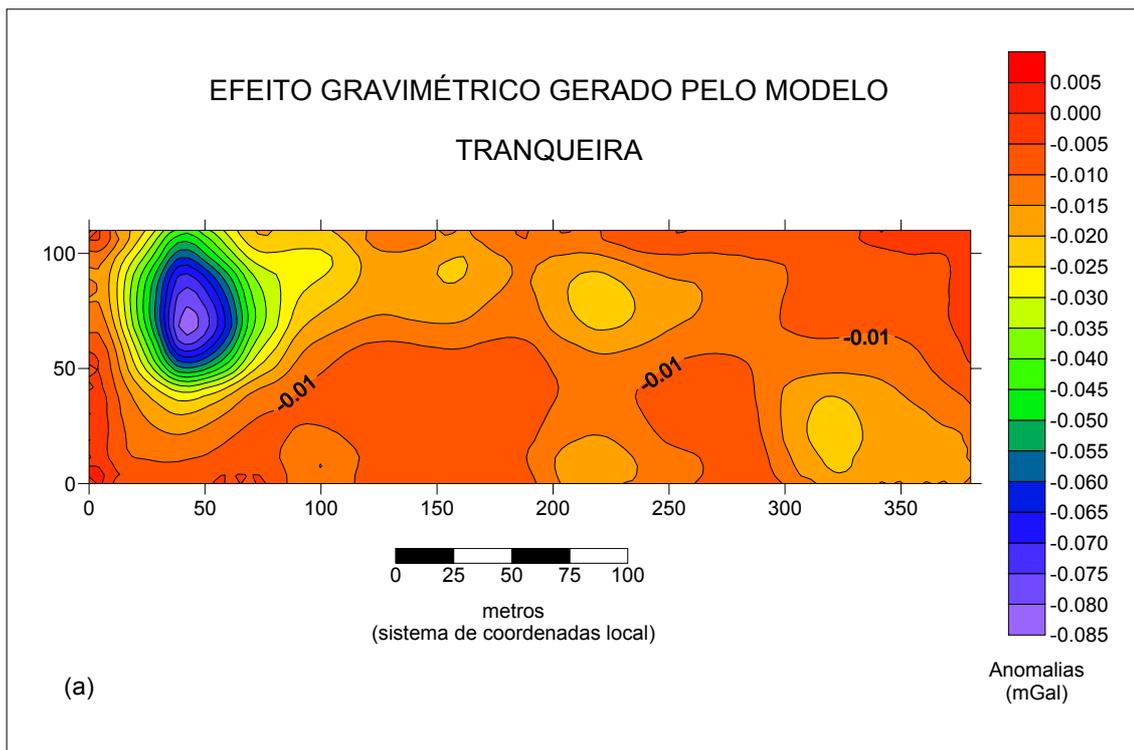


Figura A.2.9 - Efeito causado pelo modelo - (a) Teste com profundidade à base do corpo igual a 15 metros e contraste de densidade igual a $-1,0 \text{ g/cm}^3$ e - (b) Teste com profundidade à base do corpo igual a 10 metros e contraste de densidade igual a $-0,5 \text{ g/cm}^3$

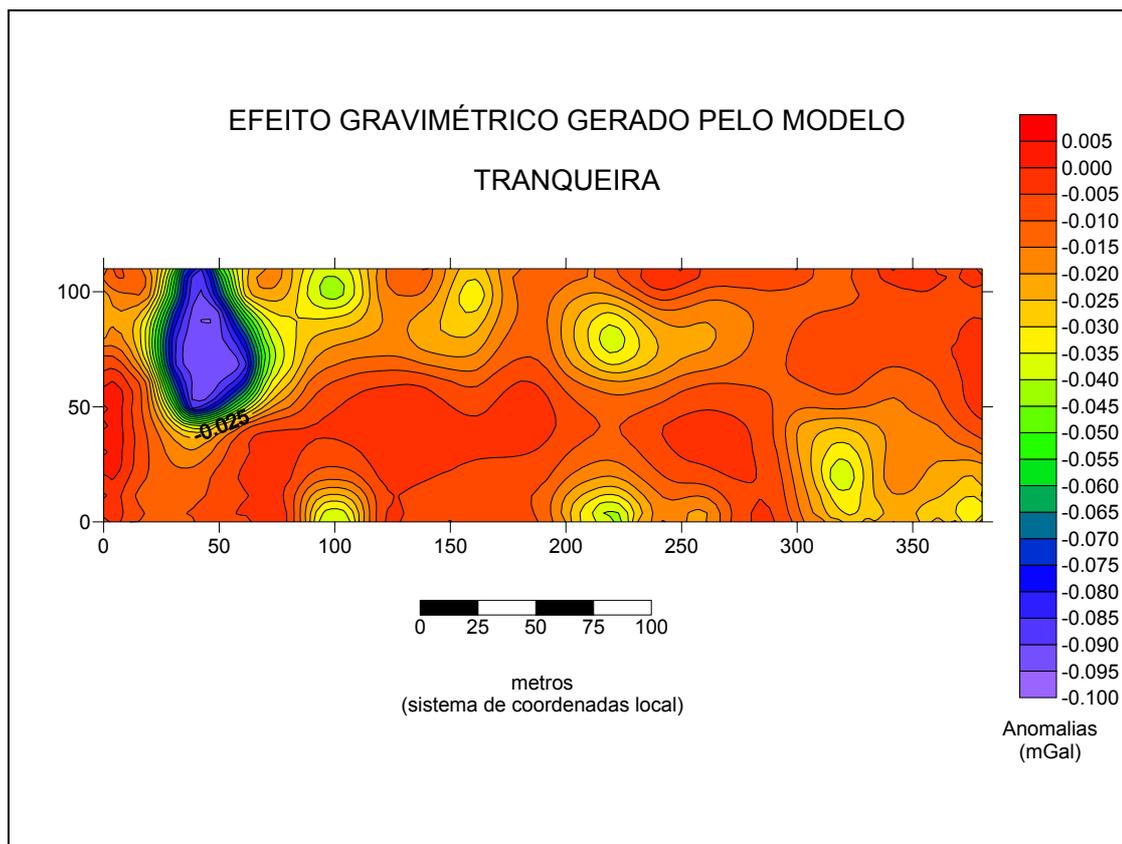


Figura A.2.11 - Efeito causado pelo modelo - Teste com profundidade à base do corpo igual a 5 metros e contraste de densidade igual a $-0,5 \text{ g/cm}^3$

ANEXO 1

Fichas de sondagem dos poços da SANEPAR na região de Almirante Tamandaré

**SANEPAR**

Companhia de Saneamento do Paraná

rua Engenheiros Rebouças, 1376 fone 322-2626 Curitiba

FICHA DE SONDAGEM			
POÇO Nº	017	EXECUÇÃO	Tecnopoços
LOCAL	Sede	INTERESSADO	Sanepar
MUNICÍPIO	Alm. Tamandaré	SONDA	Roto-pneumática
ESTADO	PR	INÍCIO	12/03/92
ESCALA	1:500 (vert)	CONCLUSÃO	19/03/92
		LATITUDE	
		LONGITUDE	
		ALTITUDE	
		N.E.	4,62 m
		E.A.	48,20 - 50,20 m
PERFIL CONSTRUTIVO	PROF. m.	LITOLOGIA	
		<p>00,0 - 03,0 m // Solo cinza avermelhado, argiloso.</p> <p>03,0 - 06,0 m // Regolito amarronado passando para rocha silicática amorfa cinza a qual apresenta estruturas cavernosas de dissolução de carbonato. Fraturamento alto.</p> <p>06,0 - 15,0 m // Regolito amarronado, matriz carbonática.</p> <p>15,0 - 35,0 m // Rocha silicática branca acinzentada amorfa, com estruturas de dissolução de carbonato. Fraturamento alto.</p> <p>35,0 - 50,2 m // Regolito amarronado. Matriz carbonática com fragmentos de rocha silicática.</p>	
<p>16"</p> <p>10"</p>		<p>N : 7599.488.000</p> <p>E : 675609.000</p> <p>altitude 937 m</p> <p>Bacia: Iguaçu</p>	



SANEPAR Companhia de Saneamento do Paraná
rua Engenheiros Rebouças, 1376 fone 322-2626 Curitiba

FICHA DE SONDA GEM		
POÇO Nº 20	EXECUÇÃO Tecno-poços	LATITUDE
LOCAL Sede	INTERESSADO Sanepar	LONGITUDE
MUNICÍPIO Alm. Tamandaré	SONDA Roto-pneumática	ALTITUDE
ESTADO PR	INÍCIO 30/03/92	N.E. 04,65 m
ESCALA 1:500	CONCLUSÃO 06/04/92	E.A.

PERFIL CONSTRUTIVO	PROF. m.	LITOLOGIA
	0 42,5 45,0	<p>00,0 - 15,0 m // Solo preto argiloso carbonático e quartzo leitoso, o qual apresenta estrutura porosa de dissolução. Fraturamento alto.</p> <p>15,0 - 30,0 m // Rocha carbonática branca, cinza e amarronada (alterada). Ocorre fragmentos de quartzo leitoso. Fraturamento baixo/médio.</p> <p>30,0 - 45,0 m // Rocha carbonática marrom avermelhada alterada + fragmentos de quartzo com estruturas de dissolução. Fraturamento alto.</p>
<p>16" 10"</p>		<p>N : 499529,557 (72)</p> <p>E : 673683,542</p> <p>Altitude 937</p> <p>Bacia Iguaçu</p>

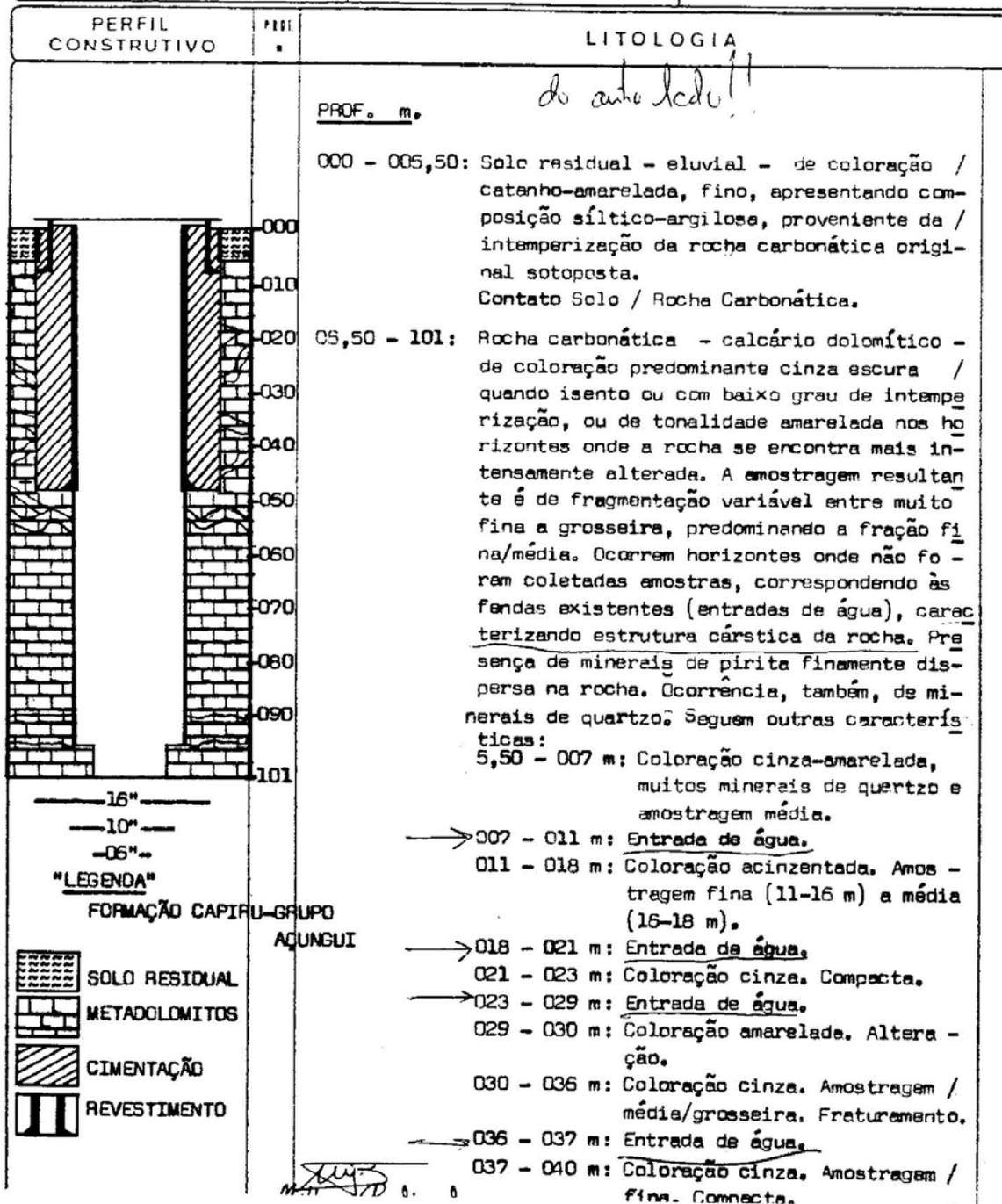
companhia de saneamento do parana/sanepar
ruo engenheiros reboucos, 1376/foxe 23-8711/curitiba

FICHA DE SONDAGEM

POÇO N.º 04
LOCAL: SEDE
MUNICIPALMIRANTE TAMANDARÉ
ESTADO: PARANÁ
ESCALA (VERT) 1 : 1000

EXECUÇÃO: W. SEDRG & CIA LTDA
INTERESSADO: SANEPAR
SONDA PERCUSSORA: PROMINAS
INÍCIO: 22.01.90 P-350
CONCLUSÃO: 10.05.90

LATITUDE: -x-x-x-x-
LONGITUDE: -x-x-x-x-
ALTITUDE: -x-x-x-x-
N.E.: 03,00 m
E.A.: CONF. DESCRIÇÃO ABAIXO.



companhia de saneamento do paraná/sanepar
rua engenheiros reboucas, 1376/fone 23-8711/curitiba



FICHA DE SONDA GEM

POCO N. 04 LOCAL SEDE MUNICIPIO ALMIRANTE TAMANDAR� ESTADO PARAN� ESCALA -x-x-x-	EXTENS�O W. GEORG & CIA LTDA. INTERESSADO SANEPAR SONDA PERCUSSORA PROMINAS INICIO 22.01.90 P-350 CONCLUS�O 10.05.90	LATITUDE -x-x-x- LONGITUDE -x-x-x- ALTITUDE -x-x-x- N.E. 03,00 m E.A. -x-x-x-
--	--	---

PERFIL CONSTRUTIVO	PROF. m.	LITOLOGIA
		<p>→ 040 - 043 m: <u>Entrada de �gua.</u> 043 - 044 m: Colora�o acinzentada. Amostragem fina/muito fina. Mat�cia.</p> <p>→ 044 - 045 m: <u>Entrada de �gua.</u> 045 - 046 m: Colora�o cinza. Amostragem m�dia grosseira. Fraturamento.</p> <p>046 - 050 m: Colora�o cinza. Amostragem fina.</p> <p>→ 050 - 053 m: <u>Entrada de �gua.</u> 053 - 056 m: Colora�o cinza. Amostragem fina. Sem fraturamento.</p> <p>056 - 060 m: Colora�o cinza. Amostragem grosseira. Fraturamento.</p> <p>060 - 070 m: Colora�o cinza. Compacta.</p> <p>070 - 082 m: Colora�o cinza. Amostragem fina/m�dia. Pouco fraturamento.</p> <p>082 - 083 m: Colora�o cinza. Amostragem muito fina.</p> <p>083 - 089 m: Colora�o cinza. Amostragem m�dia.</p> <p>089 - 091 m: Colora�o cinza. Fraturamento intenso.</p> <p>⇒ 091 - 094 m: <u>Entrada de �gua (Principal).</u> 094 - 095 m: Colora�o amarela intensa. Amostragem fina a muito fina. Intemperiza�o acentuada.</p> <p>095 - 097 m: Colora�o Cinza. Amostragem m�dia/grosseira. Fraturamento.</p> <p>097 - 099 m: Colora�o cinza-amarelada. Amostragem fina.</p> <p>099 - 101 m: Colora�o amarelada. Altera�o. Amostragem grosseira. Fraturamento.</p>

Milton Radigonda
Geólogo - CREA 17.945-D/PR

FICHA DE SONDAGEM		
Poço Nº: 01	Interessado: Sanepar	Latitude:
Local: Tranqueira	Sonda: Percussora	Longitude:
Município: Alm: Tamandaré	Início: 30.11.82	Altitude:
Estado: Pr	Conclusão: 20.01.83	N.E.: 2 m
Escala: 1:1000(vert)		E.A.:
PERFIL CONSTRUTIVO	PROF. E	LITOLOGIA
<p>Pré-Cambriano</p>	<p>0</p> <p>9,30</p> <p>100</p>	<p>0,00-1,00 m- Solo marrom arenoso, com grãos de quartzo.</p> <p>1,00-10,0 m- Quartzito alterado, coloração amarelada, com grãos de quartzo.</p> <p>10,0-45,0 m- Quartzito são, esbranquiçado, com sinais de fraturamento.</p> <p>45,0-46,0 m- Quartzito esbranquiçado, maciço.</p> <p>46,0-60,0 m- Quartzito esbranquiçado, com sinais de fraturamento.</p> <p>60,0-65,0 m- Quartzito maciço.</p> <p>65,0-100, m- Calcário cinza.</p>

rua Engenheiros Rebouças, 1376 fone 322-2626 Curitiba

= S. FICHA DE SONDAGEM			
POÇO Nº 04 - Ø 10"	EXECUÇÃO Tecnopogós	LATITUDE	
LOCAL Tranqueira	INTERESSADO Sanepar	LONGITUDE	
MUNICÍPIO Alm. Tamandaré	SONDA Roto-pneumática	ALTITUDE	
ESTADO PR	INÍCIO 01/05/92	N. E.	
ESCALA 1:1.250	CONCLUSÃO 02/05/92	E. A.	

PERFIL CONSTRUTIVO	PROF. m	LITOLOGIA
	0	00,0 - 03,0 m // Solo
		03,0 - 06,0 m // Rocha carbonática bastante alterada.
		06,0 - 11,0 m // Rocha carbonática alterada, de cor cinza, com estruturas de dissolução.
		11,0 - 15,0 m // Rocha carbonática alterada, amostragem composta unicamente por estruturas de dissolução.
	12	
	15	

[Handwritten signature]



COMPANHIA DE SANEAMENTO DO PARANÁ

FICHA CONCLUSIVA DE POÇO TUBULAR			
1 - IDENTIFICAÇÃO DO POÇO		2 - CARACTERÍSTICAS TÉCNICAS	
POÇO N° 12	N.E. (m) 5,92	E.A. (m) 29,00	
LOCAL TRANQUEIRA	DIÂMETRO (pol) 246mm	AQUIF. "Karst"	
MUNICÍPIO ALMIRANTE TAMANDARÉ	PROFUNDIDADE (m) 36,00	FILTRO (m) -x-	
PERFURAÇÃO E TESTE (DATA) 09.10.94	REVESTIMENTO (m) 240mm	POSIÇÃO FILTROS (VER CONSIDERAÇÕES)	
3 - CONDIÇÕES DE EXPLORAÇÃO		4 - CONSIDERAÇÕES GERAIS	
	BBTO		Câmara de Bombeamento: +0,70-25,00m = 246,00mm 25,00-36,00m = 200,00mm
	ISOLADO	SIMULTÂNEO	
VAZÃO (m³/h)		150,00	
NÍVEL DINÂMICO (m)		18,00	
CRIVO DA BOMBA (m)		21,00	
REGIME DE BBTO (hs)		20:00	
5 - CROQUI DE LOCALIZAÇÃO		6 - PERFIL LITOL / CONSTRUT POÇO	
		16" 14" 12" 10" 8" 6" 4"	
7 QUALIDADE DA ÁGUA			
-Conforme Boletim 244/95 (DVCQ)			
DATA 10.12.97	ASSINATURA RESPONSÁVEL		
	 Marcos Augusto Guarda GEÓLOGO		

FICHA LITOLÓGICA

CÓD. Nº: 16		DIÂMETRO (PERF.): 10" e 8"
LOCAL: TRANQUEIRA - VENDA VELHA		DIÂMETRO (REVEST.): 10"
MUNICÍPIO: ALMIRANTE TAMANDARÉ		DIÂMETRO (FILTRO): -
ESTADO: PARANÁ		N.E.: 15,1m
DATA: 25.10 a 27.10.94		E.A.: 27,9-28,6m e 34-40m
PROFIL. CONSTRUTIVO	PROF. (m)	LITOLOGIA
	+0,9	
	00m	0 - 3m : solo argiloso de coloração marron avermelhada
		3 - 24m : Regolito de con anarelo acastanhado, com fragmentos de quartzo que varia de tamanho
		24 - 26m : Mármore dolomítico cinza acastanhado com alteração residual; anostragem facetada decimétrica; grau de fraturamento alto
		27,10 - 27,70m : Caverna segundo dados de campo (mesma anostragem do intervalo anterior)
		27,70 - 29m : Mármore dolomítico cinza acastanhado; anostragem placóide milimétrica; grau de fraturamento baixo
		29 - 30m : Mármore dolomítico cinza acastanhado; anostragem facetada decimétrica; grau de fraturamento alto
		30 - 31m : Mármore dolomítico cinza acastanhado; anostragem placóide sub-milimétrica (fração areia); grau de fraturamento nulo
		31 - 35m : Mármore dolomítico cinza acastanhado; anostragem facetada decimétrica; grau de fraturamento alto
		35 - 36m : Mármore dolomítico cinza esbranquiçado; anostragem placóide milimétrica; grau de fraturamento baixo (Caverna)
	34 - 40m : Caverna; segundo dados de campo	
	26,0	
	27,0	
	28,6	
	34,0	
	40,0	
		8"
		10"
DATA: 08.02.95		RESPONSÁVEL TÉCNICO:

FICHA LITOLÓGICA

ID. Nº: 17		DIÂMETRO (PERF.): 10" e 8"
CUL: UENBA VELHA - TRANQUEIRA		DIÂMETRO (REVEST.): 10"
VICIPIO: ALMIRANTE TAMANDARÉ		DIÂMETRO (FILTRO): -
LADO: PARANÁ		N.E.: 18,81m
TA: 01.11 a 04.12.94		E.A.: 30 e 69,2 a 70m
RFIL. CONSTRUTIVO	PROF. (m)	LITOLOGIA
	+0,7	
	00m	0 - 3m : solo argiloso, de coloração marrom claro, com fragmentos irregulares de mármore dolomítico
		3 - 6m : solo orgânico, argiloso, de coloração preta.
		6 - 11m : solo argiloso, de coloração cinza claro, com muitos fragmentos irregulares de mármore dolomítico. Provavelmente é proveniente de alteração calcárea
		11 - 13m : Mármore dolomítico cinza esbranquiçado; anostrogen decimétrica facetada; fraturamento alto; grau médio de alteração. Ocorre concreções ferrosas de tamanhos variados
	19,27	13 - 19,27m : Mármore dolomítico cinza esbranquiçado; anostrogen facetada centimétrica; grau de fraturamento médio
	24,6	19,27 - 27,27m : Caverna Subterrânea, segundo dados de campo
	27,27	22,27 - 28m : Mármore dolomítico cinza esbranquiçado; anostrogen facetada decimétrica e grau de fraturamento alto
		28 - 37m : Mármore dolomítico cinza claro; anostrogen milimétrica a sub-centimétrica placóide; grau de fraturamento baixo
		37 - 38m : Mármore dolomítico cinza claro; anostrogen decimétrica; grau de fraturamento alto
		38 - 40m : Mármore dolomítico cinza claro; anostrogen milimétrica a sub-centimétrica placóide; grau de fraturamento baixo.
		40 - 46m : Mármore dolomítico cinza esbranquiçado, parcialmente alterado. Ocorre misturado a fragmentos de quartzo e concreções ferrosas de tamanho variado. A anostrogen do mármore varia de decimétrica a milimétrica facetada com grau de fraturamento alto.
	46 - 69,20m : Mármore dolomítico cinza esbranquiçado a cinza azulado; anostrogen centimétrica placóide; grau de fraturamento moderado a baixo.	
	69,20 - 70m : Fragmentos de mármore muito alterados e concreções ferrosas limoníticas. Caverna, segundo dados de campo.	
	70 - 73m : Mármore dolomítico cinza esbranquiçado e cinza azulado; anostrogen centimétrica placóide; grau de fraturamento moderado a baixo.	
	73m	
		8"
		10"
DATA: 25.01.95		RESPONSÁVEL TÉCNICO: