

RODERLEI CLEBER MOCELLIN

**CONECTIVIDADE E COMPARTIMENTAÇÃO MAGNÉTICA-ESTRUTURAL DOS
SISTEMAS AQUÍFEROS SERRA GERAL E GUARANI NA REGIÃO SUDOESTE
DO ESTADO DO PARANA (BACIA DO PARANÁ, BRASIL)**

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

Orientador:

Prof. Dr. Francisco José Fonseca Ferreira

Co-orientadores:

Prof. Dr. André Virmond Lima Bittencourt

Prof. Dr. Eduardo Salamumi

CURITIBA

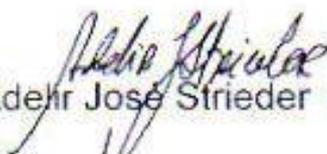
2009

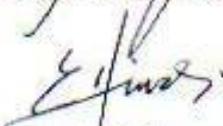
TERMO DE APROVAÇÃO

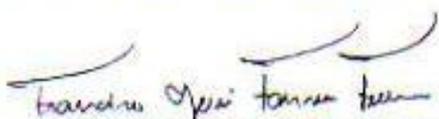
Roderlei Cleber Mocellin

CONECTIVIDADE E COMPARTIMENTAÇÃO MAGNÉTICA-
ESTRUTURAL DOS SISTEMAS AQUÍFEROS SERRA GERAL E
GUARANI NA REGIÃO SUDOESTE DO ESTADO DO PARANÁ

Dissertação de Mestrado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre no Curso de Pós-Graduação em Geologia, Área de Concentração Geologia Ambiental, da Universidade Federal do Paraná. A comissão julgadora foi formada por:


Prof. Dr. Adelar José Strieder - UFPEL


Prof. Dr. Eduardo Chemas Hindi - UFPR


Prof. Dr. Francisco José Fonseca Ferreira - UFPR
Presidente

Curitiba, 22 de maio de 2009.

A meus pais Alberto e Leoni
Aos meus irmãos
A Giani Motin.

A sabedoria da natureza é tal que não
produz nada de supérfluo ou inútil.
(Nicolau Copérnico)

AGRADECIMENTOS

Ao professor Dr. Francisco José Fonseca Ferreira, pela orientação deste trabalho, pela confiança e oportunidade ofertada.

Ao professor Dr. Adelir José Strieder pelas revisões, sugestões e comentários sobre o texto.

Ao professor Dr. Eduardo Chemas Hindi pelas revisões, dicas e críticas sobre o texto.

Aos amigos Jefferson Ulisses da Cunha e Luís Gustavo de Castro (BA), pela amizade e ajuda no processamento de dados aeromagnéticos.

Ao amigo Fernando Ennes Fridlund, pelo companheirismo e ajuda na geração dos primeiros mapas magnéticos.

A amiga Alessandra de Barros e Silva Bongiolo, pela convivência no LPGA/UFPR e pelo apoio na obtenção de referências bibliográficas.

Ao grande amigo Fábio Manasses pelo companheirismo e ajuda nas interpretações hidrogeológicas e hidroquímicas.

Aos geólogos Adalberto Amancio Sousa (Sanepar), Mário Kondo e Jurandir Bos (SUDERHSA), pela colaboração na obtenção dos dados hidrogeológicas e hidroquímicas.

Ao Dr. Edir Edemir Arioli (MINEROPAR), pela ajuda na obtenção dos dados litogeoquímicos.

Ao amigo Marcos Delgobo, pelo auxílio na edição de algumas figuras e impressões do texto.

Ao amigo Miguel (MINEROPAR), pela confecção de alguns mapas de suma importância na conclusão deste trabalho.

Ao geólogo Rodoilton Stevanato pela convivência harmoniosa no LPGA/UFPR.

A amiga Viviane Mocellin pela revisão do abstract.

A estimada Sarita Pavin (Secretária do Programa de Pós-graduação em Geologia), pela ajuda, compreensão e encorajamento nesta árdua jornada.

Aos meus pais, irmãos, sobrinhos e especialmente a Giani Motin, pelo incentivo e alento, que impulsionaram a realização deste trabalho.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS.....	ix
LISTA DE TABELAS.....	xiv
RESUMO.....	xv
ABSTRACT.....	xvi
1.INTRODUÇÃO.....	01
2.OBJETIVOS.....	03
2.1 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	03
3.CARACTERÍSTICAS GERAIS DA ÁREA DE ESTUDO.....	05
3.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS.....	05
3.2 ASPECTOS SOCIOECONÔMICOS.....	05
3.3 ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS.....	08
3.4 ASPECTOS FÍSIOGRÁFICOS.....	11
3.4.1 HIDROGRAFIA.....	11
3.4.2 CLIMA.....	13
3.4.3 VEGETAÇÃO.....	13
3.4.4 SOLO.....	14
3.4.4.1 LATOSSOLOS.....	14
3.4.4.2 NITOSSOLOS.....	15
3.4.4.3 NEOSSOLOS LITÓLICOS.....	15
3.4.4.4 GLEISSOLOS.....	16
4.CONTEXTO GEOLÓGICO ESTRUTURAL.....	18
4.1 BACIA DO PARANÁ.....	18
4.2 ARCABOUÇO TECTONO – ESTRUTURAL DA BACIA DO PARANÁ.....	26
4.3 ANÁLISE DE LINEAMENTOS MORFOESTRUTURAIS.....	28
5.ASPECTOS GERAIS SOBRE A GEOLOGIA REGIONAL.....	35
5.1 GRUPO SÃO BENTO.....	35
5.1.1 FORMAÇÃO PIRAMBÓIA.....	36
5.1.2 FORMAÇÃO BOTUCATU.....	37

5.1.3 FORMAÇÃO SERRA GERAL.....	39
6.MATERIAL E MÉTODOS.....	44
6.1 BASE DE DADOS.....	44
6.2 DADOS DE SENSORES REMOTOS.....	45
6.2.1 MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO (MDE).....	45
6.2.2 IMAGENS DO SATÉLITE GEOCOVER LANDSAT 7 SENSOR ETM+.....	45
6.2.3 REDE DE DRENAGEM.....	46
6.3 NATUREZA DOS DADOS MAGNETOMÉTRICOS.....	46
6.3.1 PROCESSAMENTOS DOS DADOS MAGNETOMÉTRICOS.....	47
6.4 NATUREZA DOS DADOS HIDROGEOLÓGICOS E HIDROQUÍMICOS.....	49
6.4.1 PROCESSAMENTO DOS DADOS HIDROGEOLÓGICOS E HIDROQUÍMICOS.....	50
6.5 NATUREZA DOS DADOS LITOGEOQUÍMICOS.....	51
7.CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DE SUPERFÍCIE.....	53
7.1 MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO.....	53
7.2 IMAGENS DE SATÉLITE.....	56
7.3 REDE DE DRENAGEM.....	58
7.4 ARCABOUÇO ESTRUTURAL DE SUPERFÍCIE.....	61
8.CARACTERIZAÇÃO MAGNÉTICA-ESTRUTURAL DE SUBSUPERFÍCIE.....	63
8.1 REDUÇÃO DO IGRF/DGRF DE DADOS MAGNÉTICOS.....	63
8.2 PROCESSAMENTO DOS DADOS.....	64
8.2.1 CONTINUAÇÕES ASCENDENTES.....	66
8.3. PRINCIPAIS MÉTODOS DE REALCE DE ANOMALIAS MAGNÉTICAS, SEGUIDOS DE SEUS RESPECTIVOS PRODUTOS E SUAS INTERPRETAÇÕES.....	68
8.3.1 INTEGRAL VERTICAL.....	69
8.3.2 GRADIENTE VERTICAL.....	71
8.3.3 GRADIENTES HORIZONTAIS.....	71
8.3.4 GRADIENTE HORIZONTAL TOTAL.....	76
8.3.5 AMPLITUDE DO SINAL ANALÍTICO.....	78
8.3.6 INCLINAÇÃO DO SINAL ANALÍTICO.....	81
8.3.7 GRADIENTE HORIZONTAL TOTAL DA INCLINAÇÃO DO SINAL ANALÍTICO.....	84
8.3.8 INCLINAÇÃO DO SINAL ANALÍTICO DO GRADIENTE HORIZONTAL TOTAL.....	86
8.3.9 <i>THETA MAP</i>	88

8.4 ARCABOUÇO MAGNÉTICO-ESTRUTURAL DE SUBSUPERFÍCIE.....	90
9.ARCABOUÇO MAGNÉTICO – ESTRUTURAL INTEGRADO.....	92
10.CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOLOGIA – HIDROQUÍMICA.....	94
10.1 CONTEXTO HIDROGEOLÓGICO.....	94
10.2 SISTEMA AQUIFERO SERRA GERAL (SASG).....	95
10.2.1 COMPORTAMENTO DAS VARIÁVEIS HIDROGEOLÓGICAS DE POÇOS COMPLETADOS NA FORMAÇÃO SERRA GERAL.....	100
10.2.1.1 PROFUNDIDADE DE PERFURAÇÃO.....	100
10.2.1.2 NÍVEL ESTÁTICO.....	102
10.2.1.3 NÍVEL DINÂMICO	104
10.2.1.4 SUPERFÍCIE POTENCIOMÉTRICA VIRTUAL.....	105
10.2.1.5 VAZÃO DE EXPLORAÇÃO.....	107
10.2.1.6 CAPACIDADE ESPECÍFICA	111
10.2.2 COMPORTAMENTO DAS VARIÁVEIS HIDROQUÍMICAS DE POÇOS COMPLETADOS NA FORMAÇÃO SERRA GERAL.....	113
10.2.2.1 TEMPERATURA.....	115
10.2.2.2 POTENCIAL HIDROGENIÔNICO.....	115
10.2.2.3 SÓLIDOS TOTAIS DISSOLVIDOS.....	117
10.2.2.4 CONDUTIVIDADE ELÉTRICA.....	119
10.2.2.5 DUREZA TOTAL.....	121
10.2.2.6 BICARBONATO / CARBONATO.....	123
10.2.2.7 CLORETO.....	127
10.2.2.8 SULFATO.....	129
10.2.2.9 FLUORETO.....	131
10.2.2.10 NITRATO.....	132
10.2.2.11 CÁLCIO.....	134
10.2.2.12 MAGNÉSIO.....	136
10.2.2.13 SÓDIO.....	138
10.2.2.14 POTÁSSIO.....	140
10.2.2.15 FERRO TOTAL.....	141
10.2.3 COMPOSIÇÃO QUÍMICA DAS ÁGUAS DO SASG.....	143
10.2.3.1 Grupo I.....	144

10.2.3.2 GRUPO II.....	145
10.2.3.3 Grupo III.....	146
10.2.3.4 Grupo IV.....	147
10.2.3.5 Grupo V.....	148
10.3 Sistema Aquífero Guarani (SAG).....	154
10.3.1 COMPORTAMENTO DAS VARIÁVEIS HIDROGEOLOGICAS E HIDROQUÍMICAS DE POÇOS COMPLETADOS NAS FORMAÇÕES BOTUCATU/PIRAMBÓIA.....	162
11.CARACTERÍSTICAS LITOGEOQUÍMICAS.....	168
12.DISSCUSSÕES.....	171
13.CONCLUSÕES.....	178
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	180
ANEXOS.....	199

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 – MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	07
FIGURA 2 – MAPA GEOMORFOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO.....	09
FIGURA 3 – MAPA DE BACIAS HIDROGRÁFICAS DA ÁREA DE ESTUDO.....	12
FIGURA 4 – MAPA DE SOLOS DA ÁREA DE ESTUDO.....	17
FIGURA 5 – MAPA DE LOCALIZAÇÃO DAS BACIAS DO PARANÁ E DO CHACO-PARANÁ.....	19
FIGURA 6 – CARTA ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DO PARANÁ.....	22
FIGURA 7 – MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DA BACIA DO PARANÁ.....	25
FIGURA 8 – MAPA DO ARCABOUÇO TECTÔNICO DA BACIA DO PARANÁ.....	27
FIGURA 9 – MAPA DO ARCABOUÇO TECTÔNICO DA BACIA DO PARANÁ NO BRASIL.....	29
FIGURA 10 – MAPA DAS PRINCIPAIS FAIXAS ESTRUTURAIS DA BACIA DO PARANÁ NO BRASIL.....	31
FIGURA 11 – MAPA DA CONFIGURAÇÃO DO ARCO DE PONTA GROSSA E PRINCIPAIS ESTRUTURAS NO CONTEXTO DA BACIA DO PARANÁ.....	34
FIGURA 12 – MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DA BACIA DO PARANÁ, MOSTRANDO EXTENSA DISTRIBUIÇÃO DA PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO PARANÁ.....	40
FIGURA 13 – MAPA GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO.....	42
FIGURA 14 – COLUNA ESTRATIGRÁFICA DA FORMAÇÃO SERRA GERAL, NA ÁREA DE ESTUDO.....	43
FIGURA 15 – MAPA DA ÁREA ABRANGIDA PELO PROJETO BORDA OESTE DA BACIA DO PARANÁ (BLOCO LESTE/SUL).....	47
FIGURA 16 – FLUXOGRAMA DAS ETAPAS DE PROCESSAMENTOS DOS DADOS AEROMAGNETOMÉTRICOS.....	48
FIGURA 17 – MAPA DA DISTRIBUIÇÃO GEOGRÁFICA DOS POÇOS TUBULARES FORNECIDOS PELA SUDERHSA E SANEPAR.....	52
FIGURA 18 – MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO (MDE).....	54
FIGURA 19 – LINEAMENTOS ESTRUTURAIS NEGATIVOS OBTIDOS A PARTIR DO MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO (MDE).....	55

FIGURA 20 – IMAGENS DO SATÉLITE GEOCOVER LANDSAT- 7 RTM + DA ÁREA DE ESTUDO.....	57
FIGURA 21 – MAPA DA REDE DE DRENAGEM DA ÁREA DE ESTUDO.....	59
FIGURA 22 – MAPA DA REDE DE DRENAGEM DA ÁREA DE ESTUDO COM OS TRAÇADOS DOS PRINCIPAIS LINEAMENTOS.....	60
FIGURA 23 – MAPA DO ARCABOUÇO ESTRUTURAL DE SUPERFÍCIE.....	62
FIGURA 24 – MAPA DO CAMPO MAGNÉTICO RESIDUAL.....	65
FIGURA 25 – MAPA DO CAMPO MAGNÉTICO RESIDUAL MICRONIVELADO.....	65
FIGURA 26 – MAPA DO CAMPO MAGNÉTICO RESIDUAL MICRONIVELADO E CONTINUADO PARA 5000 METROS.....	67
FIGURA 27 – Representação esquemáticas dos métodos de realce de anomalias magnéticas.....	69
FIGURA 28 – MAPA DA INTEGRAL VERTICAL A PARTIR DO CAMPO MAGNÉTICO RESIDUAL.....	70
FIGURA 29 – MAPA DA INTEGRAL VERTICAL A PARTIR DO CAMPO MAGNÉTICO RESIDUAL CONTINUADO PARA 5000 M.....	70
FIGURA 30 – MAPA DO GRADIENTE VERTICAL (G_z) A PARTIR DO CAMPO MAGNÉTICO RESIDUAL.....	73
FIGURA 31 – MAPA DO GRADIENTE VERTICAL (G_z) A PARTIR DO CAMPO MAGNÉTICO RESIDUAL CONTINUADO PARA 5000 M.....	73
FIGURA 32 – MAPA DO GRADIENTE HORIZONTAL (G_x) A PARTIR DO CAMPO MAGNÉTICO RESIDUAL.....	74
FIGURA 33 – MAPA DO GRADIENTE HORIZONTAL (G_x) A PARTIR DO CAMPO MAGNÉTICO RESIDUAL CONTINUADO PARA 5000 M.....	74
FIGURA 34 – MAPA DO GRADIENTE HORIZONTAL (G_y) A PARTIR DO CAMPO MAGNÉTICO RESIDUAL.....	75
FIGURA 35 – MAPA DO GRADIENTE HORIZONTAL (G_y) A PARTIR DO CAMPO MAGNÉTICO RESIDUAL CONTINUADO PARA 5000 M.....	75
FIGURA 36 – MAPA DO GRADIENTE HORIZONTAL TOTAL A PARTIR DO CAMPO MAGNÉTICO RESIDUAL.....	77
FIGURA 37 – MAPA DO GRADIENTE HORIZONTAL TOTAL A PARTIR DO CAMPO MAGNÉTICO RESIDUAL CONTINUADO PARA 5000 M.....	77

FIGURA 38 – MAPA DA AMPLITUDE DO SINAL ANALÍTICO A PARTIR DO CAMPO MAGNÉTICO RESIDUAL.....	80
FIGURA 39 – MAPA DA AMPLITUDE DO SINAL ANALÍTICO A PARTIR DO CAMPO MAGNÉTICO RESIDUAL CONTINUADO PARA 5000 M.....	80
FIGURA 40 – MAPA DA INCLINAÇÃO DO SINAL ANALÍTICO A PARTIR DO CAMPO MAGNÉTICO RESIDUAL.....	83
FIGURA 41 – MAPA DA INCLINAÇÃO DO SINAL ANALÍTICO A PARTIR DO CAMPO MAGNÉTICO RESIDUAL CONTINUADO PARA 5000 M.....	83
FIGURA 42 – MAPA DO GRADIENTE HORIZONTAL TOTAL DA INCLINAÇÃO DO SINAL ANALÍTICO A PARTIR DO CAMPO MAGNÉTICO RESIDUAL.....	85
FIGURA 43 – MAPA DO GRADIENTE HORIZONTAL TOTAL DA INCLINAÇÃO DO SINAL ANALÍTICO A PARTIR DO CAMPO MAGNÉTICO RESIDUAL CONTINUADO PARA 5000 M.....	85
FIGURA 44 – MAPA DA INCLINAÇÃO DO SINAL ANALÍTICO DO GRADIENTE HORIZONTAL TOTAL A PARTIR DO CAMPO MAGNÉTICO RESIDUAL.....	87
FIGURA 45 – MAPA DA INCLINAÇÃO DO SINAL ANALÍTICO DO GRADIENTE HORIZONTAL TOTAL A PARTIR DO CAMPO MAGNÉTICO RESIDUAL CONTINUADO PARA 5000 M.....	87
FIGURA 46 – MAPA <i>THETA MAP</i> A PARTIR DO CAMPO MAGNÉTICO RESIDUAL.....	89
FIGURA 47 – MAPA <i>THETA MAP</i> A PARTIR DO CAMPO MAGNÉTICO RESIDUAL CONTINUADO PARA 5000 M.....	89
FIGURA 48 – MAPA DO ARCABOUÇO MAGNÉTICO-ESTRUTURAL DE SUBSUPERFÍCIE DA ÁREA DE ESTUDO.....	90
FIGURA 49 – MAPA DO ARCABOUÇO MAGNÉTICO-ESTRUTURAL INTEGRADO DA ÁREA DE ESTUDO.....	93
FIGURA 50 – MODELO CONCEITUAL PRELIMINAR DOS PRINCIPAIS MEIOS DE CIRCULAÇÃO DE ÁGUA NOS DERRAMES BASÁLTICOS.....	99
FIGURA 51 – HISTOGRAMA DE FREQUÊNCIA DA PROFUNDIDADE DOS POÇOS.....	101
FIGURA 52 – MAPA DA DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DAS PROFUNDIDADES DOS POÇOS.....	102
FIGURA 53 – HISTOGRAMA DE FREQUÊNCIA DO NÍVEL ESTÁTICO.....	103
FIGURA 54 – MAPA DA DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DOS NÍVEIS ESTÁTICOS.....	103
FIGURA 55 – HISTOGRAMA DE FREQUÊNCIA DO NÍVEL DINÂMICO.....	104
FIGURA 56 – MAPA DA DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DOS NÍVEIS DINÂMICOS.....	105
FIGURA 57 – MAPA DA DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DOS NÍVEIS POTENCIOMÉTRICOS.....	106

FIGURA 58 – DIAGRAMA DE DISPERSÃO DOS NÍVEIS POTENCIOMÉTRICOS E AS COTAS DOS POÇOS.....	107
FIGURA 59 – HISTOGRAMA DE FREQUÊNCIA DA VAZÃO DE EXPLOTAÇÃO.....	108
FIGURA 60 – MAPA DA DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DAS VAZÕES DE EXPLOTAÇÃO.....	109
FIGURA 61 – HISTOGRAMA DE FREQUÊNCIA DA PRIMEIRA ENTRADA DE ÁGUA.....	110
FIGURA 62 – HISTOGRAMA FREQUÊNCIA DA SEGUNDA ENTRADA DE ÁGUA.....	110
FIGURA 63 – HISTOGRAMA DE FREQUÊNCIA DA TERCEIRA ENTRADA DE ÁGUA.....	110
FIGURA 64 – HISTOGRAMA DE FREQUÊNCIA DA CAPACIDADE ESPECÍFICA.....	111
FIGURA 65 – MAPA DA DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DA CAPACIDADE ESPECÍFICA.....	112
FIGURA 66 – HISTOGRAMA DA VARIAÇÃO DA PRODUTIVIDADE DOS POÇOS EM RELAÇÃO À PROFUNDIDADE DE PERFURAÇÃO.....	113
FIGURA 67 – HISTOGRAMA DE FREQUÊNCIA DO POTENCIAL HIDROGENIÔNICO.....	116
FIGURA 68 – MAPA DA DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DO POTENCIAL HIDROGENIÔNICO.....	117
FIGURA 69 – HISTOGRAMA DE FREQUÊNCIA DOS SÓLIDOS TOTAIS DISSOLVIDOS.....	118
FIGURA 70 – MAPA DA DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DOS SÓLIDOS TOTAIS DISSOLVIDOS.....	119
FIGURA 71 – HISTOGRAMA DE FREQUÊNCIA DA CONDUTIVIDADE ELÉTRICA.....	120
FIGURA 72 – MAPA DA DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DA CONDUTIVIDADE ELÉTRICA.....	121
FIGURA 73 – HISTOGRAMA DE FREQUÊNCIA DA DUREZA TOTAL.....	122
FIGURA 74 – MAPA DA DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DA DUREZA TOTAL.....	123
FIGURA 75 – HISTOGRAMA DE FREQUÊNCIA DO ÂNION BICARBONATO.....	124
FIGURA 76 – MAPA DA DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DOS TEORES DE BICARBONATO.....	125
FIGURA 77 – HISTOGRAMA DE FREQUÊNCIA DO ÂNION CARBONATO.....	126
FIGURA 78 – MAPA DA DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DOS TEORES DE CARBONATO.....	126
FIGURA 79 – HISTOGRAMA DE FREQUÊNCIA DO ÂNION CLORETO.....	128
FIGURA 80 – MAPA DA DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DOS TEORES DE CLORETO.....	128
FIGURA 81 – HISTOGRAMA DE FREQUÊNCIA DO ÂNION SULFATO.....	130
FIGURA 82 – MAPA DA DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DOS TEORES DE SULFATO.....	130
FIGURA 83 – HISTOGRAMA DE FREQUÊNCIA DO ÂNION FLUORETO.....	131
FIGURA 84 – MAPA DA DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DOS TEORES DE FLUORETO.....	132
FIGURA 85 – HISTOGRAMA DE FREQUÊNCIA DO ÂNION NITRATO.....	133
FIGURA 86 – MAPA DA DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DOS TEORES DE NITRATO.....	133

FIGURA 87 – HISTOGRAMA DE FREQUÊNCIA DO CÁTION CÁLCIO.....	135
FIGURA 88 – MAPA DA DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DOS TEORES DE CÁLCIO.....	135
FIGURA 89 – HISTOGRAMA DE FREQUÊNCIA DO CÁTION MAGNÉSIO.....	137
FIGURA 90 – MAPA DA DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DOS TEORES DE MAGNÉSIO.....	137
FIGURA 91 – HISTOGRAMA DE FREQUÊNCIA DO CÁTION SÓDIO.....	139
FIGURA 92 – MAPA DA DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DOS TEORES DE SÓDIO.....	139
FIGURA 93 – HISTOGRAMA DE FREQUÊNCIA DO CÁTION POTÁSSIO.....	140
FIGURA 94 – MAPA DA DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DOS TEORES DE POTÁSSIO.....	141
FIGURA 95 – HISTOGRAMA DE FREQUÊNCIA DO FERRO TOTAL.....	142
FIGURA 96 – MAPA DA DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DOS TEORES DE FERRO TOTAL.....	142
FIGURA 97 – DIAGRAMA DE PIPER DAS AMOSTRAS DE ÁGUA DO SASG NA ÁREA DE ESTUDO.....	143
FIGURA 98 – HISTOGRAMA DE FREQUÊNCIA DOS TIPOS DE ÁGUA DO SASG DA ÁREA DE ESTUDO.....	144
FIGURA 99 – MAPA DA DISTRIBUIÇÃO GEOGRÁFICA DA COMPOSIÇÃO QUÍMICA DAS ÁGUAS DO SASG NA ÁREA DE ESTUDO.....	152
FIGURA 100 – MAPA TERNÁRIO DOS ÂNIONS.....	153
FIGURA 101 – MAPA TERNÁRIO DOS CÁTIONS.....	153
FIGURA 102 – MAPA DA LOCALIZAÇÃO DO SISTEMA AQUÍFERO GUARANI NA AMÉRICA DO SUL.....	155
FIGURA 103 – DIAGRAMA DE PIPER DAS AMOSTRAS DE ÁGUA DO SAG NA ÁREA DE ESTUDO.....	165
FIGURA 104 – MAPA DA DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DA COMPOSIÇÃO QUÍMICA DAS ÁGUAS DO SAG NA ÁREA DE ESTUDO.....	167
FIGURA 105 – MAPA DA DISTRIBUIÇÃO GEOGRÁFICA DAS AMOSTRAS DE ROCHAS BASÁLTICAS DA ÁREA DE ESTUDO.....	169
FIGURA 106 – DIAGRAMA TRIANGULAR MOSTRANDO A COMPOSIÇÃO QUÍMICA DAS ROCHAS ORIUNDAS DA FORMAÇÃO SERRA GERAL INSERIDAS NA ÁREA DE ESTUDO.....	170
FIGURA 107 – MAPA DE INTERPRETAÇÃO DAS ZONAS DE CONECTIVIDADE HIDRÁULICA ENTRE O SASG E O SAG.....	177

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 – PARÂMETROS GERAIS DO AEROLEVANTAMENTO	47
TABELA 2 – ESTATÍSTICA BÁSICA DOS PARÂMETROS HIDROGEOLÓGICOS DE POÇOS COMPLETADOS NO SASG INSERIDOS NA ÁREA DE ESTUDO.....	100
TABELA 3 – ESTATÍSTICA BÁSICA DOS PRINCIPAIS PARÂMETROS HIDROQUÍMICOS DAS ÁGUAS DO SASG NA ÁREA DE ESTUDO.....	114
TABELA 4 – CLASSIFICAÇÃO QUÍMICA DAS ÁGUAS DO SASG NA ÁREA DE ESTUDO.....	149
TABELA 5 – ESTATÍSTICA BÁSICA DOS PARÂMETROS HIDROGEOLÓGICOS DE POÇOS COMPLETADOS NO SAG INSERIDOS NA ÁREA DE ESTUDO.....	162
TABELA 6 – ESTATÍSTICA BÁSICA DOS PRINCIPAIS PARÂMETROS HIDROQUÍMICOS DAS ÁGUAS DO SAG NA ÁREA DE ESTUDO.....	163
TABELA 7 – CLASSIFICAÇÃO QUÍMICA DAS ÁGUAS DO SAG NA ÁREA DE ESTUDO.....	166

RESUMO

O presente estudo foi desenvolvido na porção Sudoeste do Estado do Paraná, situada entre as coordenadas 53°00'/54°30'W e 24°30'/26°12'S. Nesta região dominam derrames basálticos da Formação Serra Geral (Sistema Aquífero Serra Geral – SASG), os quais estão sobrepostos às formações Botucatu/Pirambóia (Sistema Aquífero Guarani – SAG). A pesquisa mostra a aplicação combinada de dados aeromagnetométricos, geológicos, estruturais (MDE, rede de drenagem e imagens de satélite), hidrogeológicos e hidroquímicos, com o objetivo de investigar o controle estrutural do fluxo e do quimismo das águas subterrâneas do SASG (fissural). Também se buscou interpretar, com base na hidroquímica do SASG e no arcabouço estrutural, algumas zonas de falhas sugestivas de conexão hidráulica com o SAG (granular). Os dados aeromagnéticos foram tratados qualitativamente através de técnicas modernas de processamento, os quais foram integrados a dados geológicos e de sensores remotos, permitindo assim a composição de um arcabouço magnético-estrutural da área de estudo. Tal arcabouço, caracterizado por tendências nas direções NW-SE, NE-SW e E-W, foi cotejado a distribuição espacial de parâmetros hidrogeológicos (potenciometria, vazão e capacidade específica de exploração – 187 poços) e hidroquímicos (pH, sólidos totais dissolvidos, cálcio, magnésio, sódio, potássio, bicarbonato, carbonato, cloreto, sulfato e fluoreto – 106 poços com balanço iônico inferior a 10,00%). Os resultados hidroquímicos mostraram a predominância de águas bicarbonatadas cálcicas, seguidas das bicarbonatadas sódicas, mistas, magnesianas e sulfatadas sódicas, para os poços completados na Formação Serra Geral (100 poços). As águas de composição bicarbonatada cálcica e magnésiana foram consideradas típicas do SASG, enquanto as demais foram interpretadas como reflexo de diferentes taxas de mesclagem com águas provenientes de aquíferos subbasálticos, principalmente do SAG. Para avaliar a influência do SAG sobre o SASG, foram analisadas 6 amostras de água oriundas de poços penetrantes no SAG. Os tipos de águas encontradas foram: bicarbonatada sódica, sulfatada sódica e sulfatada-cloretada sódica. Isto sugere que pelo menos em algumas regiões o SASG é recarregado pelo SAG, por meio de descontinuidades estruturais. A interpretação integrada permitiu reconhecer o controle estrutural dos dados hidrogeológicos e hidroquímicos e sugerir zonas de conexão hidráulica dos SASG e SAG.

Palavras-chave: Sistema Aquífero Serra Geral, Sistema Aquífero Guarani, conexão hidráulica, aeromagnetometria, Bacia do Paraná.

ABSTRACT

This study was conducted in the southwest portion of the State of Paraná (53°00'/54°30'W and 24°30'/26°12') where basaltic spills from the *Serra Geral Formation* (Serra Geral Aquifer System - SGAS) predominate and are superimposed to the Botucatu/Pirambóia Formations (Guarani Aquifer System - GAS). It shows the combined application of magnetometric, geological, structural (MDE, drainage system and satellite images), hydrogeological and hydrochemical data with the purpose of investigating the structural control and chemical properties of the subterranean waters of the SGAS (fractured). It also aimed to interpret, based on the hydrochemical properties of the SGAS and its structural outline, fractures that may represent zones of hydraulic connection between the aquifer and the GAS (granular). The aeromagnetic data was treated qualitatively through modern processing techniques, which were integrated to geological data and remote sensors, allowing thus the composition of a magnetic-structural outline of the area of study. Such outline, characterized by tendencies in the NW-SE, NE-SW and E-W directions, was compared to the spatial distribution of hydro-geological (potency measurement, outflow and specific capacity of exploitation – 187 wells) and hydrochemical parameters (pH, total solids dissolved, calcium, magnesium, sodium, potassium, bicarbonate, carbonate, chlorate and sulfate – 106 wells with ionic balance of less than 10,00%). The hydrochemical results showed that calcium bicarbonated waters are more common, followed by sodium bicarbonated waters, mixed, magnesian and sulfated sodic, the wells completed in the *Serra Geral Formation* (100 wells). Calcium bicarbonated waters and magnesian were considered typical of the SGAS, while the others were interpreted as a consequence of different levels of mixing with waters from other underlying aquifers, specially the GAS. To evaluate the influence of the GAS on the SGAS, we analyzed 6 water samples from wells that flow into the GAS. The types of water found: sodic bicarbonated, sulfatada sódica and sulfatada-cloretada sódica. This suggests that - at least in some regions - the SGAS it is recharged by the GAS, by means of structural discontinuities. The integrated interpretation allowed for the recognition of the structural control of the hydrogeology and hydrochemical data and suggests zones of hydraulic connection between the SGAS and the GAS.

Keywords: Serra Geral Aquifer System, Guarani Aquifer Sistem, hydraulic connection, aeromagnetometry, Paraná Basin.

1. INTRODUÇÃO

Considerado como um dos maiores reservatórios de água subterrânea do mundo, o Sistema Aquífero Guarani (SAG) é composto por um pacote de rochas sedimentares, predominantemente arenosas, que se depositaram na Bacia Sedimentar do Paraná em ambiente flúvio-lacustres e eólicas ao longo do Mesozóico (Araujo *et al.*, 1995). No Brasil é constituído pelas formações Pirambóia na base e Botucatu no topo.

Segundo o PSAG (Projeto para a Proteção Ambiental e Desenvolvimento Sustentável do Sistema Aquífero Guarani SG/SAG, 2008) o referido aquífero localiza-se na região centro-leste da América do Sul ocupando uma área aproximada de 1.087.879 km², no Brasil, Argentina, Paraguai e Uruguai, sendo que aproximadamente 68,00% situam-se em território brasileiro. O volume de água estimado do SAG varia de 37,00 a 50,00 mil km³, e a composição química de suas águas é variada, principalmente nas zonas confinadas, seja por efeitos de variações faciológicas, seja por misturas induzidas por fraturas tectônicas. Tal sistema aquífero é capeado pela Formação Serra Geral (Neojurássico a Eocretáceo), composta por rochas ígneas, representadas por basaltos toleíticos e andesitos basálticos, ocorrendo subordinadamente riolitos e riodacitos (Milani, 1997), as quais constituem, por sua vez, o Sistema Aquífero Serra Geral (SASG). O armazenamento e circulação da água subterrânea neste aquífero estão, fundamentalmente, relacionados às discontinuidades geológicas, tais como, falhas, diáclases e superfícies interderrames, cuja capacidade de armazenamento é aumentada pela ocorrência de zonas vesiculares. Segundo Bittencourt (1978), Fraga (1986, 1992), Rosa Filho *et al.* (1987) e Celligoi (1994), a composição química do SASG é predominantemente bicarbonatada cálcica.

As duas unidades aquíferas na área de estudo são afetadas pela ativação de sistemas de falhas e pelo soerguimento do Arco de Ponta Grossa. Em relação ao controle estrutural exercido pelos arqueamentos, vale ressaltar a existência de enxames de diques de diabásio (NW-SE) que ocorrem ao longo do Arco de Ponta Grossa (Ferreira 1982a, b; Rosa Filho *et al.*, 2003), além de outras feições tectônicas (e.g. Alinhamento do Rio Iguçu, Fúlfaro *et al.*, 1982). Tais feições indicam um forte

condicionamento estrutural da região, que certamente exercem um papel fundamental na possível conectividade hidráulica dos SASG e SAG.

A alteração química das águas do SASG fissural, pelas águas do SAG granular, já foi aventada por Strugale (2002), Portella Filho (2003), Ferreira *et al.* (2004) e por Silva (2007), que usaram integração de dados aeromagnetométricos, hidrogeológicos e hidroquímicos, bem como por Souza (2004), Rosa Filho *et al.* (2005) e Hindi (2007), sendo estes três últimos baseados em estudos geoestruturais e hidroquímicos. Entender essa alteração química e posicionar as zonas intermediárias de descarga, principalmente para o território brasileiro, constitui um aspecto exploratório extremamente importante.

Portanto, o desenvolvimento de modelos hidrogeológico e exploratório tanto para o SASG quanto para o SAG, devem focar aspectos estruturais e suas relações com as zonas de recarga e descarga. A partir dessa premissa, torna-se fundamental estabelecer uma estratégia de exploração, envolvendo fatores técnico-científicos (geológicos, geofísicos, hidrogeológicos, hidroquímicos, etc.) e sócio-econômicos, que permitam definir os locais mais propícios para extração e exploração de água subterrânea e, ao mesmo tempo, possibilite um gerenciamento que compatibilize tal produção com o uso sustentável e proteção ambiental dos referidos aquíferos.

A definição da compartimentação magnético-estrutural é, pois, imprescindível para o avanço dos conhecimentos do SAG, haja vista sua possível conexão hidráulica com o SASG. Acredita-se que a conexão hidráulica entre tais aquíferos esteja relacionada com a presença de descontinuidades estruturais, por onde as águas do SAG podem ascender através de condições potenciométricas favoráveis e se mesclarem com águas do SASG. A literatura citada apresenta indicadores de que a compartimentação dos sistemas aquíferos em questão, aponta para um grau variado de isolamento das águas, devido às barreiras físicas ao fluxo de águas no SAG e conectividade por fluxo vertical através das descontinuidades geológicas existentes nos basaltos e rochas subjacentes. Neste sentido, o presente trabalho é direcionado a investigação de possíveis zonas de conectividade dos SASG e SAG.

2. OBJETIVOS

O presente trabalho tem como objetivo principal a caracterização do arcabouço magnético-estrutural regional da Bacia do Paraná na porção Sudoeste do estado homônimo. Pretende-se investigar o controle estrutural do fluxo, as propriedades físico-químicas das águas do Sistema Aquífero Serra Geral e identificar possíveis fraturas/falhas que possam refletir zonas de conexão hidráulica com o Sistema Aquífero Guarani. Essa avaliação será realizada com base em dados aeromagnetométricos derivados do Projeto Borda Oeste da Bacia do Paraná (Bloco Leste/Sul) cedidos pela CPRM ao Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada (LPGA/UFPR) e em dados hidrogeológicos e hidroquímicos de poços completados, principalmente, na Formação Serra Geral e também em formações subjacentes (Botucatu/Pirambóia).

2.1 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

1. Caracterizar o arcabouço estrutural de superfície, através da compilação de dados da literatura, acrescidos do Modelo Digital de Elevação (MDE), das imagens de satélites e da rede de drenagem da área de estudo;
 2. Caracterizar o arcabouço geofísico estrutural da área de estudo, através do processamento e interpretação dos dados aeromagnéticos do Projeto Borda Oeste da Bacia do Paraná (Bloco Leste/Sul), disponibilizados pelo LPGA/UFPR;
 3. Harmonizar os arcabouços dos itens (1) e (2) para conceber um arcabouço magnético estrutural integrado;
 4. Avaliar a influência do arcabouço magnético-estrutural integrado no padrão de fluxo das águas do SASG, com base na distribuição espacial dos dados hidrogeológicos (profundidade de perfuração, nível estático, nível dinâmico, nível potenciométrico, vazão de exploração e capacidade específica);
-

5. Determinar as composições químicas das águas do SASG e do SAG, mediante a utilização do diagrama de Piper;
 6. Avaliar a influência do arcabouço magnético-estrutural integrado na composição química das águas do SASG, com base na distribuição espacial dos dados hidroquímicos (potencial hidrogeniônico, sólidos totais dissolvidos, bicarbonato, carbonato, cloreto, sulfato, nitrato, cálcio, magnésio, sódio, potássio e ferro total);
 7. Avaliar os dados litogeoquímicos oriundos de rochas basálticas da área de estudo, visando caracterizar as variações dos teores de cátions e ânions e averiguar sua influência nas águas do SASG promovidas pela solubilização dos mesmos;
 8. Integrar os dados aeromagnéticos, hidrogeológicos, hidroquímicos e litogeoquímicos em ambiente de Sistema de Informações Geográficas (SIG), visando sugerir zonas de conectividade hidráulica dos sistemas aquíferos Serra Geral e Guarani.
-

3. CARACTERÍSTICAS GERAIS DA ÁREA DE ESTUDO

3.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de estudo situa-se geograficamente na porção Sudoeste do Estado do Paraná, junto às fronteiras com a Argentina e o Paraguai. Encerrada pelos paralelos 24°30'S e 26°12'S e os meridianos 53°00'W e 54°30'W, configura uma área aproximada de 18000 km² (Figura 1).

A região está servida por uma malha rodoviária asfaltada e vias de acesso em calçamento, cascalho e terra. O principal acesso à área é a rodovia pavimentada BR 277, que liga Paranaguá a Foz do Iguaçu. A área de estudo também pode ser acessada pela BR 373, da qual derivam várias estradas de acesso. A ligação com o Norte do estado dá-se pela via Três Pinheiros. O acesso ao Oeste do estado, Argentina e Paraguai, é feito pelas rodovias PR-473, PR-281, PR-483 e PR-182. A área também pode ser acessada pelos aeroportos de Cascavel, Francisco Beltrão, Pato Branco e o aeroporto internacional de Foz do Iguaçu.

3.2 ASPECTOS SOCIOECONÔMICOS

A região de interesse foi colonizada principalmente por descendentes de imigrantes europeus, com predominância de italianos, alemães, poloneses, portugueses e brasileiros, vindo do Rio Grande do Sul e Santa Catarina a partir de 1930. Em 2007, o IBGE estimou uma população de 1.298.434 habitantes, a qual vem decrescendo gradativamente devido à migração da população rural, principalmente para as regiões Centro-Oeste e Norte do país. Por sua localização, infra-estrutura, produção agropecuária e riquezas naturais, é uma das regiões mais promissoras do estado, encontrando-se grande espaço para o desenvolvimento da indústria, comércio, prestação de serviços e turismo, sendo destacado ponto geopolítico e geográfico do MERCOSUL. Sua economia e desenvolvimento social se baseiam principalmente na agroindústria, com destaque para a agricultura, seguido da avicultura, suinocultura e, em menor escala, da pecuária de leite e da indústria extrativa vegetal. A agricultura é tanto extensiva, representada pelas culturas de

milho, soja, trigo e feijão, quanto de pequenas parcelas com culturas de aveia, mandioca, fumo, erva-mate, cítricos e uva. Também merece destaque a produção de mel, de casulos de bicho da seda e de lã. O setor secundário destaca-se particularmente pela criação de aves e suínos, responsáveis por melhorias na qualidade de vida das populações locais, geração de oportunidades de trabalho e fixação do homem na região.

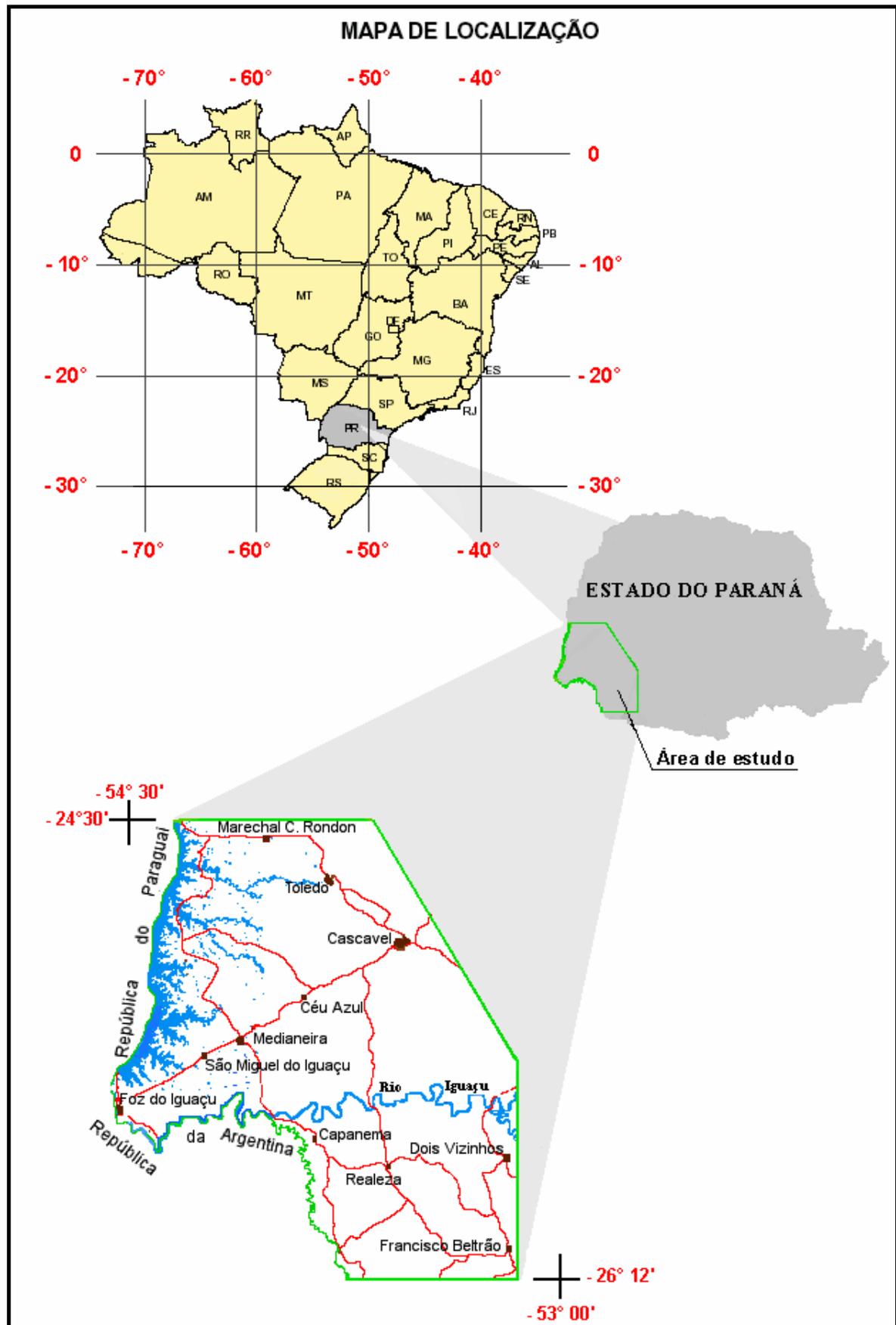


Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo indicando os principais municípios, estradas e drenagens.

3.3 ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS

A área de interesse desse trabalho situa-se na unidade geomorfológica do Brasil Meridional denominada Terceiro Planalto Paranaense ou Planalto de Guarapuava, sustentado por derrames basálticos do magmatismo Serra Geral. O mencionado planalto limita-se a Leste pela escarpa Triássica-Jurássica formada pelos arenitos das Formações Botucatu, Pirambóia e pelos derrames basálticos da Formação Serra Geral. A Oeste, o limite é assinalado pelo rio Paraná.

O relevo é, em geral, ondulado a suavemente ondulado, com altitudes entre 120 a 860 metros. As encostas são em geral escalonadas, com raras escarpas, e os interflúvios planos, controlados pela sucessão de derrames basálticos. Em geral, a erosão incide sobre sucessivas superfícies horizontais controlados pela posição espacial dos derrames ou pelas fraturas típicas do topo ou da base dos mesmos. Além do controle geomorfológico exercido pelos derrames, também há a influência de fraturas e falhas segundo NW-SE. Situada a Sul do Arco de Ponta Grossa, a área estudada foi palco da influência daquela estrutura mediante a formação de um corredor de denso fraturamento NW-SE a E-W, o qual passou a controlar o curso inferior do rio Iguaçu e de seus tributários.

As principais unidades morfoestruturais foram modeladas por movimentos epirogenéticos e alternâncias climáticas durante o Neógeno, condicionados pelo desenvolvimento do sistema hidrográfico do rio Paraná e seus afluentes (Moreira e Lima, 1977). De norte a sul, é possível identificar na área de estudo várias morfologias associadas aos terrenos vulcânicos mesozóicos. A classificação geomorfológica realizada pela Mineropar (2006) pode ser visualizada na Figura 2. As subunidades morfoesculturais relacionadas à área de estudo são descritas a seguir:

A subunidade morfoescultural (2.4.13), denominada Planalto de Cascavel, apresenta dissecação média e a classe de declividade predominante é menor que 12,00% . Em relação ao relevo, apresenta um gradiente de 240,00 metros com altitudes variando entre 240,00 (mínima) e 480,00 (máxima) metros. As formas predominantes são topos alongados e aplainados, vertentes convexas e vales em “V”, modeladas em rochas da Formação Serra Geral.

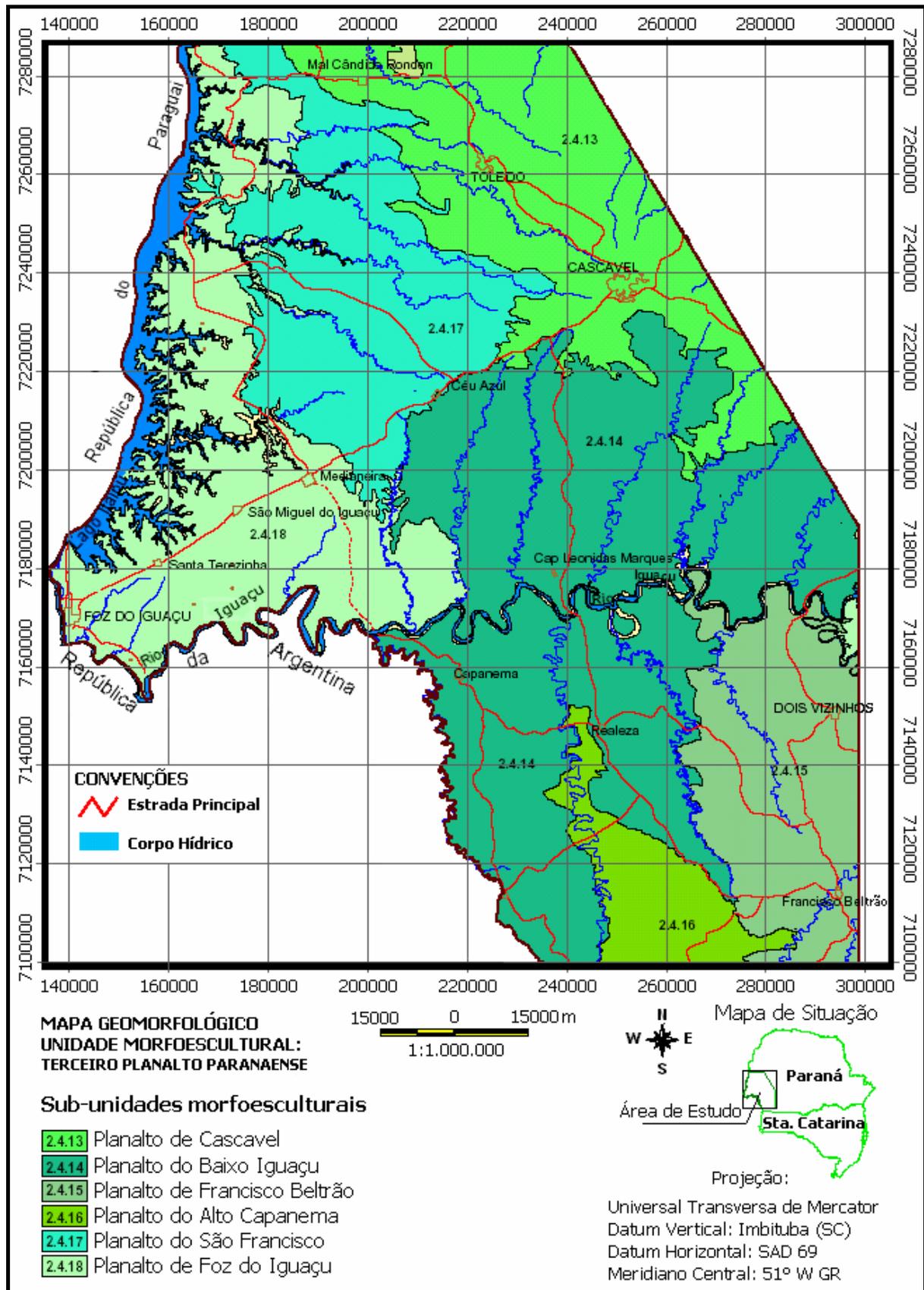


Figura 2 – Mapa geomorfológico da área de estudo (Mineropar, 2006).

A subunidade morfoescultural (2.4.14), denominada Planalto do Baixo Iguaçu, apresenta dissecação alta e a classe de declividade predominante encontra-se entre 12,00% e 30,00%. Em relação ao relevo, apresenta um gradiente de 580,00 metros com altitudes variando entre 220,00 (mínima) e 800,00 (máxima) metros. As formas predominantes são topos alongados e em cristas, vertentes retilíneas e vales em “V” encaixados. A direção geral da morfologia é NNE/SSW, modelada em rochas da Formação Serra Geral.

A subunidade morfoescultural (2.4.15), denominada Planalto de Francisco Beltrão, apresenta dissecação média e a classe de declividade predominante está entre 6,00% e 30,00%. Em relação ao relevo apresenta um gradiente de 520,00 metros com altitudes variando entre 340,00 (mínima) e 860,00 (máxima) metros. As formas predominantes são topos alongados, vertentes convexas e vales em “V” abertos, modeladas em rochas da Formação Serra Geral.

A subunidade morfoescultural (2.4.16), denominada Planalto do Alto Capanema, apresenta dissecação alta e a classe de declividade predominante está entre 12,00 e 30,00%. Em relação ao relevo, apresenta um gradiente de 600 metros com altitudes variando entre 280,00 (mínima) e 780,00 (máxima) metros. As formas predominantes são topos alongados e em cristas, vertentes retilíneas e vales em “V”. A direção geral da morfologia é NW-SE, modelada em rochas da Formação Serra Geral.

A subunidade morfoescultural (2.4.17), denominada Planalto do São Francisco, apresenta dissecação média e a classe de declividade predominante esta entre 6,00% e 30,00% . Em relação ao relevo, apresenta um gradiente de 480,00 metros com altitudes variando entre 220,00 (mínima) e 700,00 (máxima) metros. As formas predominantes são topos alongados, vertentes convexas e vales em “V”, modeladas em rochas da Formação Serra Geral.

A subunidade morfoescultural (2.4.18), denominada Planalto de Foz do Iguaçu, apresenta dissecação baixa e a classe de declividade predominante é menor que 6,00%. Em relação ao relevo apresenta um gradiente de 420,00 metros com altitudes variando entre 120,00 (mínima) e 540,00 (máxima) metros. As formas predominantes são topos aplainados, vertentes convexas e vales em “V” aberto, modeladas em rochas da Formação Serra Geral.

3.4 ASPECTOS FÍSIOGRÁFICOS

3.4.1 HIDROGRAFIA

A área de estudo faz parte do sistema hidrográfico do Rio Paraná, abrangendo, ao Sul, a sub-bacia do rio Iguaçu, a Norte, a do rio Piquiri e, a Oeste, a sub-bacia do rio Paraná III, como pode ser visualizado na Figura 3.

A bacia hidrográfica do rio Paraná, em conjunto com os rios Paraguai, La Plata, Pilcomayo e Uruguai, formam a bacia hidrográfica do rio do Prata. O rio Paraná, o mais importante da bacia do Prata, flui no sentido norte-sul por mais de mais de 4000 km e possui uma bacia de drenagem de 1.237000 km². Devido à magnitude, essa bacia hidrográfica foi dividida em oito sub-bacia, mais quais está inclusa a sub-bacia do Paraná III. Sua área de abrangência corresponde à totalidade da área de drenagem dos afluentes pertencentes ao território paranaense que lançam suas águas diretamente no rio Paraná (Lago de Itaipu), localizadas entre os afluentes dos rios Piquiri e Iguaçu, perfazendo uma área de 8.389 km² (SUDERHSA, 1998).

A sub-bacia do rio Iguaçu possui área de 69.373 km², sendo 55.048 km² no Estado do Paraná. O rio Iguaçu nasce no sopé da Serra do Mar, percorrendo aproximadamente 1.270 km até a desembocadura no rio Paraná. Ao adentrar no Terceiro Planalto Paranaense, possui sentido geral de escoamento N70W até a região da represa de Salto Osório – entre os municípios de São Jorge do Oeste, Cruzeiro do Iguaçu e Quedas do Iguaçu. A partir daí assume sentido geral E-W até a desembocadura, nas Cataratas do Iguaçu. O rio Iguaçu, na área de estudo, tem o seu leito condicionado por lineamentos de escala regional que seccionam os vários derrames de rochas basálticas da Formação Serra Geral (SUDERHSA, 1998).

A sub-bacia do rio Piquiri possui área de 24.731km². Nasce no município de Turvo, região centro-sul do Estado do Paraná, percorrendo aproximadamente 350 km até a sua desembocadura, no rio Paraná, nas proximidades do município de Guairá. Suas águas escoam exclusivamente sobre as rochas da Formação Serra Geral. Possui sentido geral de escoamento E-W no seu terço superior, quando inflete para N50W, assumindo esse sentido geral até a desembocadura. Entre o terço médio e o terço inferior possui algumas inflexões de sentido N a N10E, próximo aos municípios de Ubiratã, Nova Aurora e Formosa do Oeste (SUDERHSA, 1998).

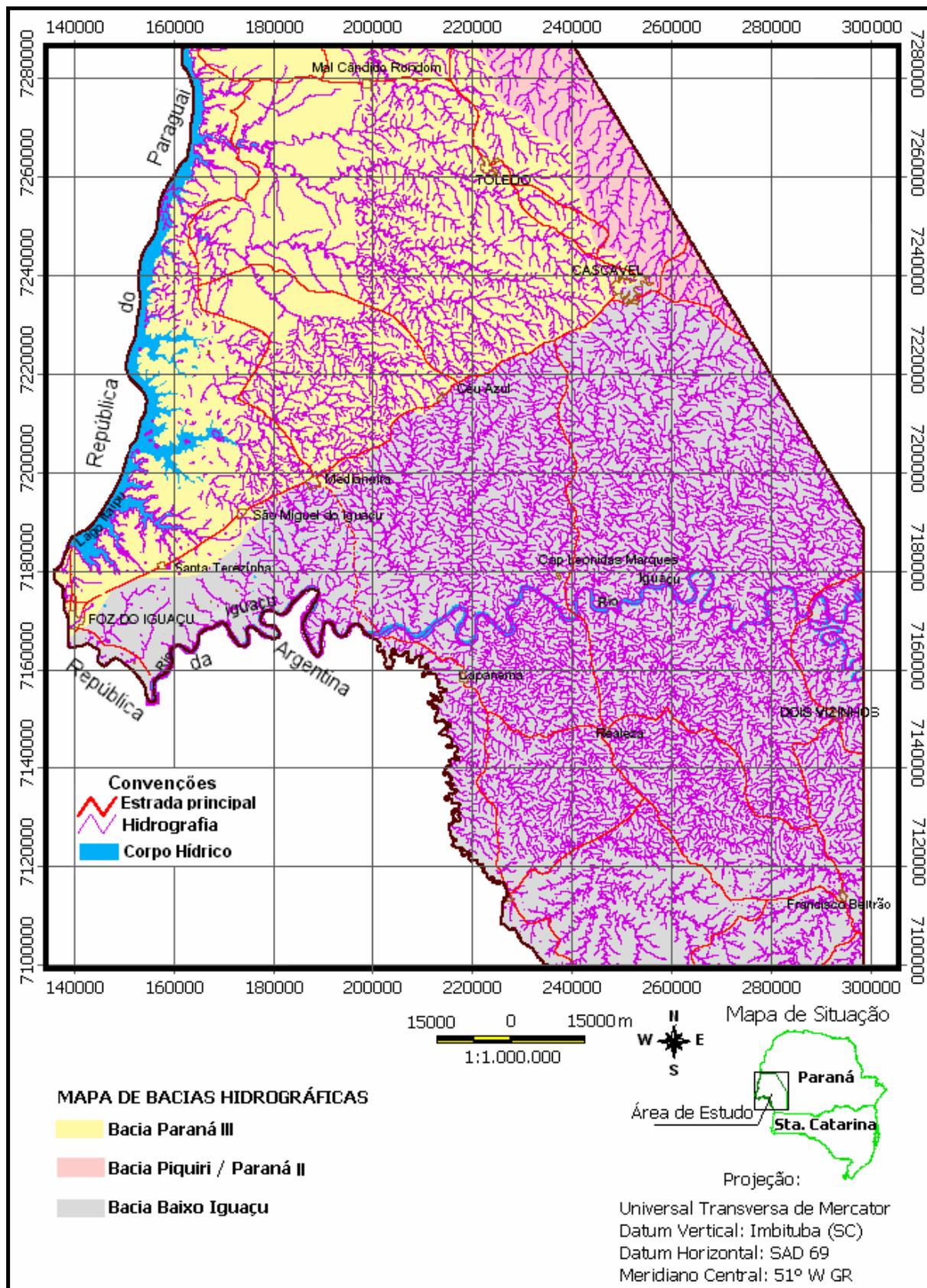


Figura 3 – Mapa de bacias hidrográficas da área de estudo (SUDERHSA, 2008).

3.4.2 CLIMA

A região apresenta uma diversidade de climas em função de variações do regime de chuvas e de temperatura, segundo o gradiente de altitude. De acordo com Maack (1981), e pela classificação climática de Köppen, o clima básico da região é do tipo Cfa, ou seja, subtropical com temperatura média do mês mais frio inferior a 18,00°C e temperatura do mês mais quente acima de 22,00°C, com verões quentes, geadas pouco frequentes, e tendência de concentração das chuvas nos meses de primavera e verão. Este tipo de clima ocorre na porção Oeste da área de estudo. Na porção mais a Leste, ocorre o clima Cfb, que se caracteriza por ser subtropical, com verões frescos e geadas severas e demasiadamente frequentes, sem estação seca, com a temperatura média do mês mais quente inferior a 22,00°C.

As chuvas na região apresentam boa distribuição. A média pluviométrica anual situa-se entre 1500 mm e 1750 mm, com concentração máxima durante os meses de novembro, dezembro e janeiro (SUDERHSA, 1998). Mesmo assim, nos demais meses a pluviosidade é uniformemente distribuída, não havendo períodos definidos de seca.

3.4.3 VEGETAÇÃO

Segundo Alonso (1977), a região se caracteriza por dois tipos de formações vegetais; i) Floresta Subcaducifólia Subtropical, de cotas superiores a 600,00 m, e ii) Floresta Subcaducifólia Subtropical, de regiões mais baixas. Em ambas, a *Araucária angustifolia*, ou Pinheiro do Paraná, é a espécie nativa característica e considerada relíquia florística. Ela ocorre associada, dentre outras espécies, particularmente à embúia (*Ocotea* sp.), à canela (*Nectandra* sp.) e à ervamate (*Ilex paraguayensis*). A Floresta Subcaducifólia das regiões mais baixas é de porte menor, com predomínio de elementos arbóreos com folhas de tamanho médio e pequeno. Devido ao desmatamento nas últimas décadas, as florestas são cada vez mais escassas e foram substituídas por culturas de milho, soja, trigo e feijão. Em outros locais, como ao longo da BR-277, existem pastagens naturais, em geral de má qualidade, entremeadas com plantações de milho e soja.

3.4.4 SOLOS

A combinação da geologia bastante homogênea, restrita ao basalto e suas variedades, com o clima mesotérmico, brando e úmido, sem estação seca, são responsáveis pela presença de um perfil de intemperismo pouco variado em toda área de estudo. Segundo o Sistema Brasileiro de Classificação de solos (Embrapa, 1999), predominam neste perfil os LATOSSOLOS VERMELHOS (Latosolos Roxos Eutróficos), principalmente nas porções aplainadas do relevo, e os NITOSSOLOS (Terra Roxa Estruturada) nas encostas com declividade acentuada. Nos terrenos íngremes e escarpados são abundantes os afloramentos de rocha com uma delgada cobertura de solo em início de formação, com grande quantidade de pedras, denominados NEOSSOLOS LITÓLICOS (Solos Litólicos). Nas várzeas e cabeceiras de drenagens, onde os terrenos se mantêm saturados em água ocorrem os GLEISSOLOS (Solos Hidromórficos). Ao longo das várzeas mais extensas e junto aos sopés das encostas mais íngremes surgem os colúvios e aluviões, muitas vezes misturados no que se denomina cobertura colúvio-aluvial. A seguir serão apresentados os conceitos para cada classe, segundo o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (Embrapa, 1999).

3.4.4.1 LATOSSOLOS

Os LATOSSOLOS constituem uma categoria de solos maduros que apresentam horizonte B bem desenvolvido, de composição argilosa, homogêneo, poroso e de cor arroxeadas. Eles são quimicamente estáveis devido à baixa capacidade de troca de cátions das suas argilas, que são predominantemente caulínicas, bem como à abundância de óxidos e hidróxidos de ferro (limonitas vermelhas e amareladas) e alumínio (gibbsita branca). As limonitas concentram-se na base deste horizonte, formando crostas de laterita, geralmente com 1,00-2,00 cm de espessura.

A característica física mais evidente destes solos é a grande espessura, que excede geralmente 3,00 metros, mas pode passar dos 10,00 metros nas regiões de relevo plano. Estes solos são típicos dos relevos com declividades de 2,00% até 8,00%, menos frequentemente até 12,00% e raramente até 15,00% .

Os solos desta classe, quando em condições naturais, são muito resistentes à erosão, porém, após serem colocados sob cultivo sua susceptibilidade ao fenômeno aumenta ou diminui em função do declive, comprimento da pendente, tipo de manejo, tempo de utilização e espécie de cultura.

3.4.4.2 NITOSSOLOS

Os NITOSSOLOS apresentam estruturação prismática ou em blocos e alta cerosidade no horizonte B, que se desenvolve em relevos mais ondulados, com declividades de 8,00% a 20,00%, excepcionalmente acima de 20,00%. A sua espessura raramente passa de 2,50 m e a cor é bastante uniforme, variando de vermelho-escuro a bruno-avermelhado escuro. Ao contrário do LATOSSOLO VERMELHO, os horizontes são mal diferenciados e de limites difusos.

A presença de um horizonte subsuperficial de acumulação de argila e a situação topográfica em que ocorrem são algumas das causas relacionadas com a menor resistência desses solos à erosão, comparativamente aos LATOSSOLOS VERMELHOS, podendo-se constatar erosão laminar moderada dos solos sob cultivo intenso. Esta é a restrição mais importante para a utilização agrícola destes solos, seguindo-se os impedimentos ao uso de máquinas agrícolas.

3.4.4.3 NEOSSOLOS LITÓLICOS

No Terceiro Planalto, os solos Litólicos ou Litossolos não passam de delgadas coberturas, com profundidades que variam entre 20,00 e 80,00 cm. Abrangem solos com horizonte A diretamente sobre a rocha não alterada. Este tipo de cobertura é comum na região, principalmente em zonas de relevo montanhoso e escarpado, com declividades acima de 20,00%. Englobam solos com grande quantidade de cascalhos, blocos e matações não decompostos. A matriz, que envolve os seixos de basalto, é argilosa e contém teores elevados de argilas quimicamente ativas, devido à imaturidade do material.

Os NEOSSOLOS LITÓLICOS têm alta susceptibilidade à erosão, pequena profundidade, o que não permite o armazenamento de água necessária às plantas, e a presença de pedras na superfície, torna-os inadequados para exploração dentro

de uma agricultura tecnificada. São solos que bem manejados podem ser utilizados com pastagens.

3.4.4.4 GLEISSOLOS

Os GLEISSOLOS que ocorrem em várzeas e cabeceiras de drenagens, cujo encharcamento é permanente ou por longos períodos. São comumente cobertos por uma camada de turfa ou argila turfosa, de cor negra a cinza-escuro, podendo conter na base um horizonte mais claro, onde a matéria orgânica e o ferro foram lixiviados.

A sua espessura é muito variável, porque depende fortemente das condições locais de evolução da drenagem, mas são comuns os perfis com até 3 m de intercalações de argilas cauliníticas e montmoriloníticas, quase sempre impregnadas de óxidos e hidróxidos de ferro. É também comum que apresentem uma estrutura prismática, mosqueada em tons de cinza e amarelo. Estas variações de cores dependem dos teores e do grau de oxidação do ferro. O mapa de solos da área de estudo pode ser visualizado na Figura 4.

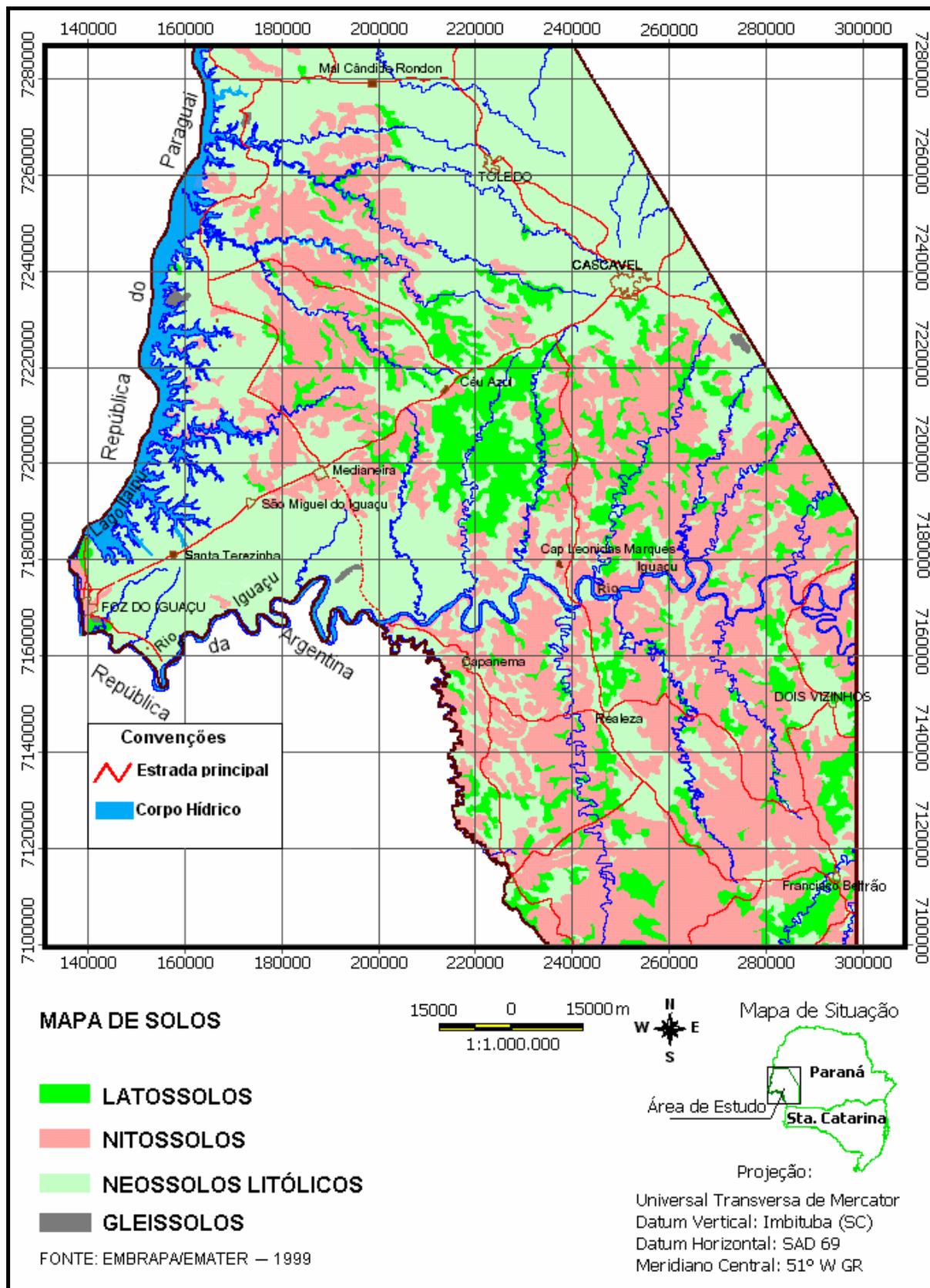


Figura 4 – Mapa de solos da área de estudo.

4. CONTEXTO GEOLÓGICO ESTRUTURAL

4.1 BACIA DO PARANÁ

A área analisada neste trabalho compreende a porção da Bacia do Paraná e de seu embasamento exposto, situados em território brasileiro. Apresenta-se a seguir uma descrição resumida da bacia, sendo que maiores detalhes sobre a mesma podem ser encontrados em Zalán *et al.* (1990) e Milani (1997).

Na literatura é comum a discussão entre os pesquisadores, sobre quais os mecanismos de origem e evolução da Bacia do Paraná. Porém ela é definida por muitos autores como uma bacia sedimentar de origem intracratônica ou sinéclise, que evoluiu sobre a Plataforma Sul-Americana, a partir do Paleozóico inferior, sendo preenchida por rochas sedimentares e vulcânicas.

Segundo Maack (1952), o nome da bacia é devido ao rio Paraná, que corre paralelo ao seu eixo maior, na direção NNE-SSW, por $1,50 \times 10^3$ km, até defletir numa direção leste-oeste, cruzando o Arco de Assunção e formando a fronteira entre o Paraguai e a Argentina, onde é chamada de Bacia Chaco-Paraná.

Geograficamente, a Bacia do Paraná situa-se na porção centro-sudeste da América do Sul (Figura 5), ocupando a parte Meridional do Brasil ($1,10 \times 10^6$ km²), a metade oriental do Paraguai ($1,00 \times 10^5$ km²), o nordeste da Argentina ($4,00 \times 10^5$ km²) e o Norte do Uruguai ($1,00 \times 10^5$ km²), estendendo-se numa área total de $1,70 \times 10^6$ km² (Figura 5). Têm formato alongado na direção NNE-SSW, com $1,75 \times 10^3$ km de comprimento e largura média de $9,00 \times 10^2$ km (Zalán *et al.*, 1990). Na borda Leste da bacia, encontra-se o Arco de Ponta Grossa, um anticlinal que expressa antigas e profundas falhas, feição esta que também é associada ao soerguimento crustal resultante do rifte do Atlântico Sul. Já o flanco oeste é delimitado pelo Arco de Assunção, uma flexura relacionada ao cinturão andino. As outras bordas da bacia delimitam áreas onde os estratos sobrepõem-se às rochas cristalinas de províncias cratônicas ou faixas moveis do embasamento Pré-Cambriano.

Dois terços da porção brasileira ($7,34 \times 10^5$ km²), são cobertos por derrames de lava basáltica, de idade Jurássica-Cretácea, que podem atingir até $1,70 \times 10^3$ m de espessura os quais, somados aos *sills*, chegam até a $2,00 \times 10^3$ m de espessura. O

restante (um terço) é representado por um cinturão de afloramentos em torno da capa de lavas, onde podem ser observados os diversos pacotes sedimentares que preenchem a bacia. Os valores máximos de espessura de rochas sedimentares e vulcânicas, somados, ultrapassam $6,00 \times 10^3$ m (Zalán *et al.*, 1990).

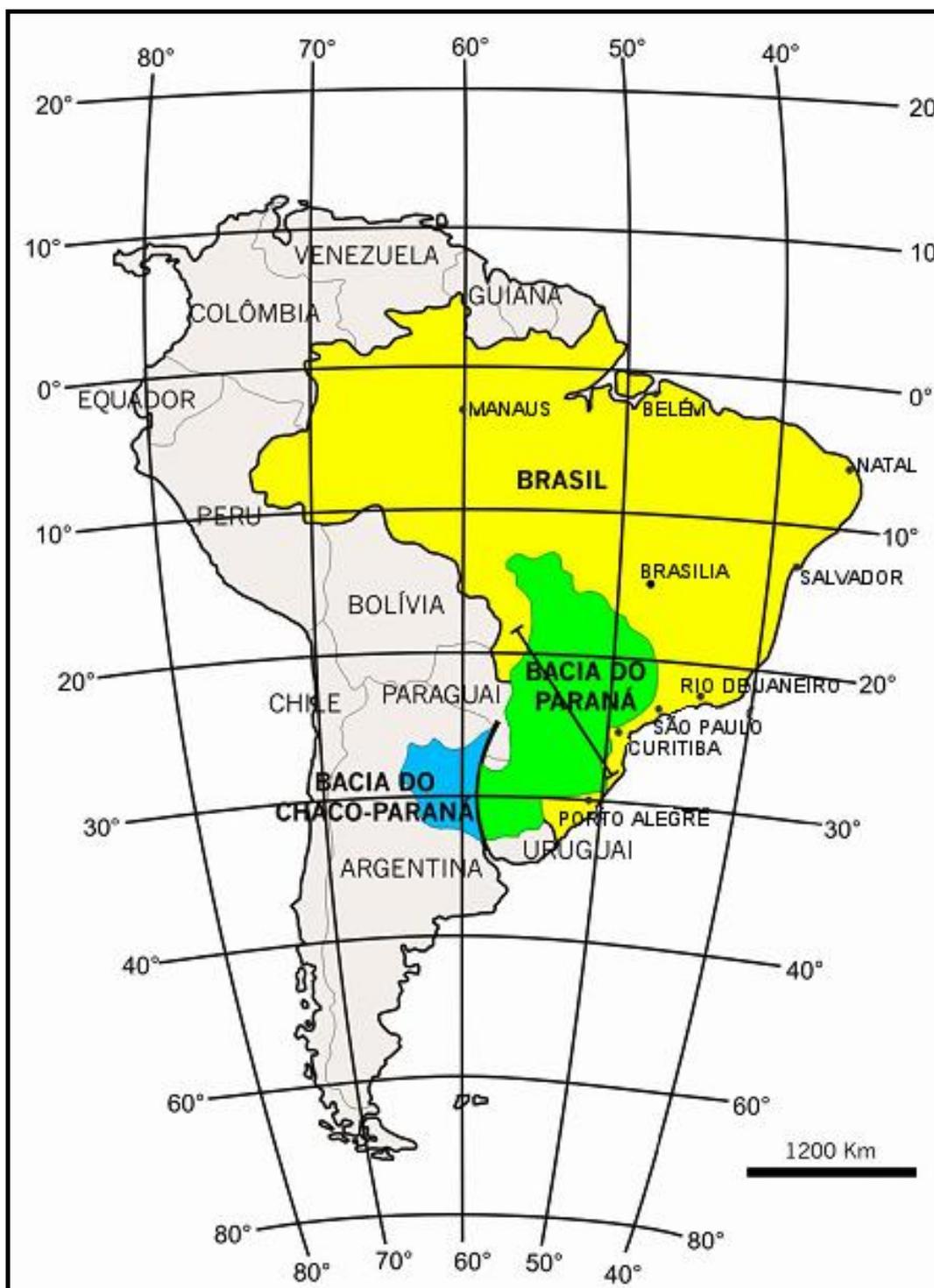


Figura 5 – Mapa de localização das bacias do Paraná e do Chaco-Paraná (Zalán *et al.*, 1990).

O registro estratigráfico da Bacia do Paraná (Figura 6) inclui estratos que se distribuem desde o Neo-Ordoviciano ($\pm 450,0$ Ma) até o Neo-Cretáceo ($\pm 65,0$ Ma), representando um intervalo de cerca de 385,0 Ma (Milani, 1997).

Esta história evolutiva ocorreu em quatro estágios. Os dois primeiros compreendem dois ciclos tectono-sedimentares completos em uma bacia sinforme em processo de subsidência e os dois últimos envolvem soerguimento e extrusão de grandes volumes de lava toleítica, massas intrusivas e diferenciados correspondentes (Almeida, 1981). Mais especificamente, segundo este autor, os estágios desta evolução são os seguintes:

Devoniano - Carbonífero Inferior, com deposição de uma espessa pilha de sedimentos marinhos, correspondente ao Grupo Paraná. Os arcos de Ponta Grossa e Asunción iniciaram soerguimento no Siluriano Superior até o Devoniano Inferior, reativando um antigo aulacógeno NW no embasamento e impondo controles ao processo de sedimentação. Este estágio foi finalizado por movimentos epirogenéticos e falhamentos, responsáveis pela superfície de erosão que marca uma das mais importantes discontinuidades estratigráficas da Bacia do Paraná.

Carbonífero Inferior - Permiano Superior, com intensificação dos movimentos epirogenéticos, que permaneceram ativos durante a sedimentação, marinha e continental, sob condições de clima glacial, encerrado pela Formação Itararé, do Grupo Tubarão. A subsidência persistente da bacia, particularmente durante o Paleozóico Superior, produziu estruturas periféricas progressivamente mais elevadas em relação ao seu eixo, gerando sedimentação fluvial e deltaica, representadas pela Formação Rio do Rasto.

Paleozóico Superior - Jurássico, com soerguimento geral e conseqüentes processos de erosão, contemporâneos à elevação mais interna dos arcos NW-SW. A sedimentação continental, de caráter fluvial, ocorreu sob condições relativamente estáveis, dando origem à Formação Pirambóia. A desertificação progressiva do continente sul-americano originou a Formação Botucatu, formada por arenitos eólicos, ocorrendo ao longo de toda a bacia.

Jurássico Superior - Cretáceo Inferior, representando a transformação da Bacia do Paraná em uma estrutura antiformal, sob influência dominante de uma tectônica extensional e da presença de um *hot spot* subjacente, responsável pelo magmatismo toleítico. A persistência de clima árido fez com que as rochas

sedimentares do Botucatu se intercalassem frequentemente com os derrames basálticos mais antigos. Esta evolução tectônica foi encerrada por um último estágio de rifte, com movimentos verticais de mais de 700,00 metros, durante os quais a Formação Caiuá se acumulou. As condições de sedimentação dessa formação foram flúvio-deltaicas, originando arenitos avermelhados de granulação fina a grossa, bimodais e com laminação cruzada, cujos icnofósseis registram idade do Cretáceo Médio. Resultou desta evolução tectônica a bacia estruturada em mosaico, formado pelo cruzamento de três grupos principais de estruturas lineares (falhas, zonas de falhas e arcos): N45°-65°W, N50°-70°E e E-W. Os dois primeiros grupos são elementos tectônicos herdados do embasamento pré-Cambriano, persistentemente reativados durante o Fanerozóico.

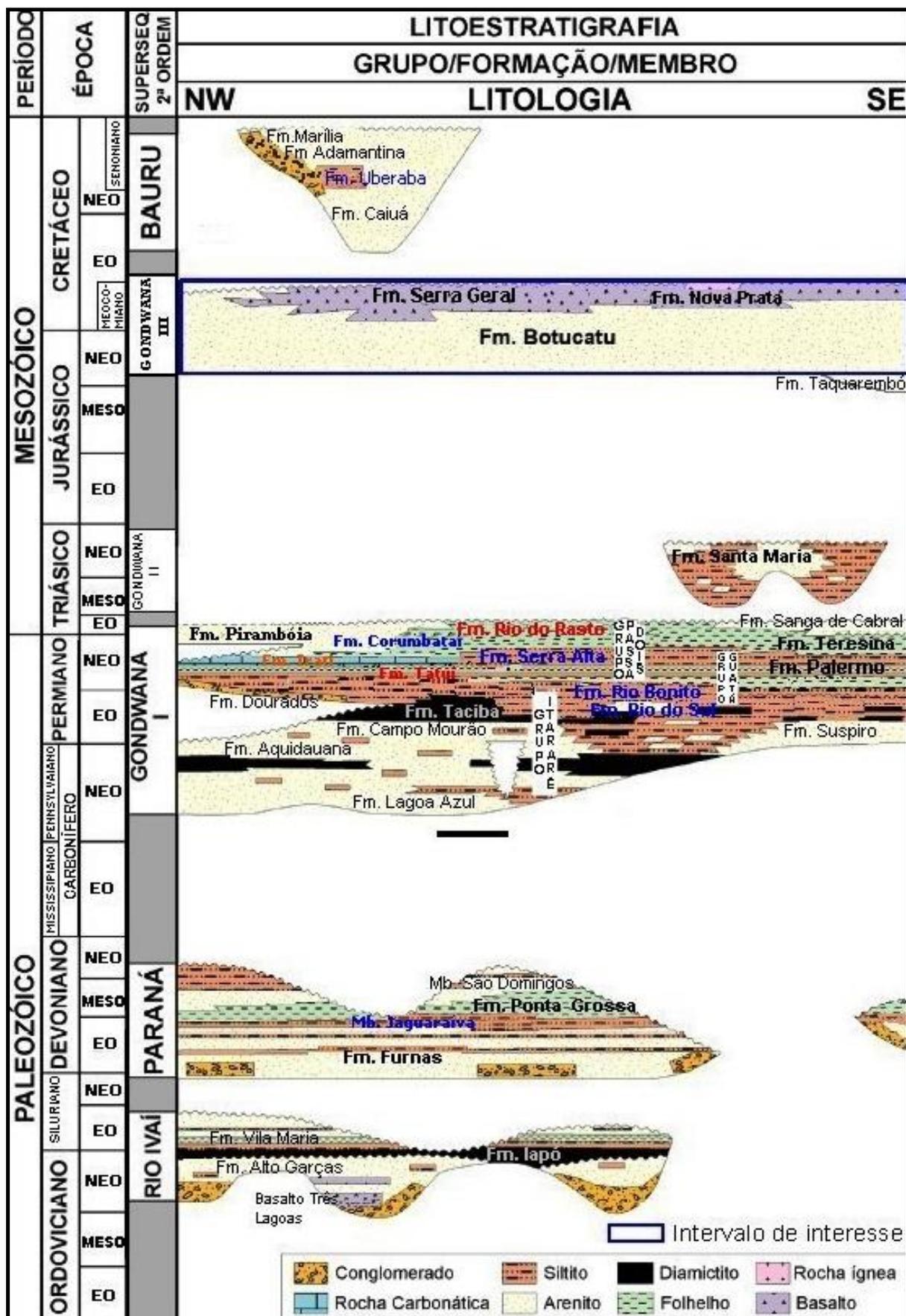


Figura 6 – Carta estratigráfica da Bacia do Paraná (Milani, 1997). Em destaque o intervalo temporal de estudo.

A sedimentação da Bacia do Paraná, segundo Zalán *et al.* (1987) apresenta cinco sequências deposicionais: Siluriana, Devoniana, Permo-Carbonífera Triássica e Juro-Cretácea. Soares (1991), por outro lado, cita as sequências Ordovício-Siluriana, Devoniano-Mississipiana, Pensilvaniano-Permiana, Triássico-Jurássica e Cretácea.

Para Milani (1997), o registro sedimentar e ígneo da Bacia do Paraná é dividido em seis supersequências: Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano: 450,0 Ma a 428,0 Ma), Paraná (Devoniano: 410,0 Ma a 365,0 Ma), Gondwana I (Carbonífero Eotriássico: 310,0 Ma a 245,0 Ma), Gondwana II (Meso a Neotriássico: 237,0 Ma a 218,0 Ma), Gondwana III (Neojurássico Eocretáceo: 150,0 Ma a 128,0 Ma) e Bauru (Neocretáceo: 115,0 Ma a 65,0 Ma). As três primeiras correspondem a ciclos transgressivos paleozóicos, e as demais são representadas por pacotes de sedimentos continentais e rochas ígneas associadas. As sequências constituem o registro preservado de sucessivas fases de acumulação sedimentar que se intercalaram a períodos de erosão em ampla escala. Cada unidade possui uma evolução condicionada por fatores particulares em termos de clima e condições tectônicas.

A Supersequência Rio Ivaí, definida originalmente como Grupo Rio Ivaí (Assine *et al.*, 1993), relaciona-se à implantação da bacia, e a geometria de sua área, com depocentros alongados de orientação geral SW-NE, sugere um controle por algum tipo de mecanismo de rifteamento. É composta por um conjunto de estratos que incluem conglomerados basais e arenitos finos a grossos (Formação Alto Garças), diamictitos siltico-arenosos com clastos de natureza variada (Formação Iapo) e arenitos finos, micáceos e pelitos com abundante conteúdo fóssilífero (Melo, 1993).

A Supersequência Paraná ocorre em discordância erosional e representa um ciclo transgressivo/regressivo de sedimentação. Os primeiros depósitos são caracterizados por rochas sedimentares da Formação Furnas. Estes são recobertos pela Formação Ponta Grossa, composta por um pacote pelítico fóssilífero (Milani, 2000).

Condições de bacia intracratônica começam durante a deposição da Supersequência Gondwana I, o que viria a culminar com o desenvolvimento de extensos campos de dunas eólicas ao final do Jurássico. O período de deposição

desta supersequência caracterizou-se por mudanças profundas em termos de clima e tectônica. A sedimentação iniciou-se sob condições glaciais. O clima frio passou gradativamente para um clima mais temperado e úmido. No Permiano, ocorreram processos de deformação litosférica associados à orogenia do Cabo e La Ventana.

A Supersequência Gondwana II é caracterizada pela presença de rochas sedimentares de ambiente continental (Milani, 1997). No Triássico, iniciou-se o processo de relaxamento crustal e rifteamento na porção Sul do Brasil e Argentina, quando foram originados sistemas de riftes como do Triássico Argentino e de Santa Maria (RS). Típico desta supersequência são os arenitos flúvio-lacustres da Formação Santa Maria, portadores de uma paleofauna distinta de vertebrados tetrápodes (Barberena, 1977). Essa unidade ocorre quase que exclusivamente na porção Sul da Bacia do Paraná.

A Supersequência Gondwana III é representada pelas unidades sedimentares da Formação Botucatu e do magmatismo da Formação Serra Geral. Os depósitos sedimentares são representados por paleodunas e sedimentos associados à Formação Botucatu. A deposição dos sedimentos da Formação Botucatu iniciou-se durante a pré-ruptura dos continentes e continuaram durante o evento de magmatismo da Formação Serra Geral. Assim, as dunas e demais depósitos sedimentares de clima árido ocorreram de forma intertrápica ou mesmo como espessas camadas de dunas arenosas eólicas subjacentes, posteriormente litificadas (paleodunas), segundo Milani *et al.* (1998).

A Supersequência Bauru, restrita a porção Norte da Bacia, ocorre sobreposta discordantemente sob as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral e é composta por rochas siliciclásticas do final do Cretáceo. Esta cobertura continental representa o encerramento da história sedimentar da Bacia do Paraná (Milani *et al.* 1998).

A discordância basal da Supersequência Gondwana III é uma vasta superfície de deflação eólica que marca o limite do ciclo de sedimentação das supersequências precedentes: Gondwana II, que é o setor da bacia que se estende do Rio Grande do Sul ao Uruguai, e Gondwana I, que ocorre no restante da bacia. Fruto de clímax da aridez no interior gondwânico, a discordância caracteriza prolongado período de interrupção da sedimentação associado ao rearranjo da morfologia da bacia (Pompeau *et al.*, 1985), o que favoreceu que camadas eólicas

da Formação Botucatu se depositassem sobre as diversas unidades sedimentares precedentes, inclusive o embasamento. A Supersequência Gondwana III culmina com a Formação Serra Geral, predominantemente vulcânica, e que marca expressivo episódio magmático Eocretácico relacionado com a ruptura do continente de Gondwana e abertura do Oceano Atlântico Sul, por influência da pluma mantélica de Tristão da Cunha (O'Connor e Duncan, 1990; Hawkesworth *et al.*, 1992; Gallagher e Hawkesworth, 1994). O mapa geológico da Bacia do Paraná com a distribuição geográfica das Supersequências definidas por Milani, 1997 é mostrado na Figura 7.

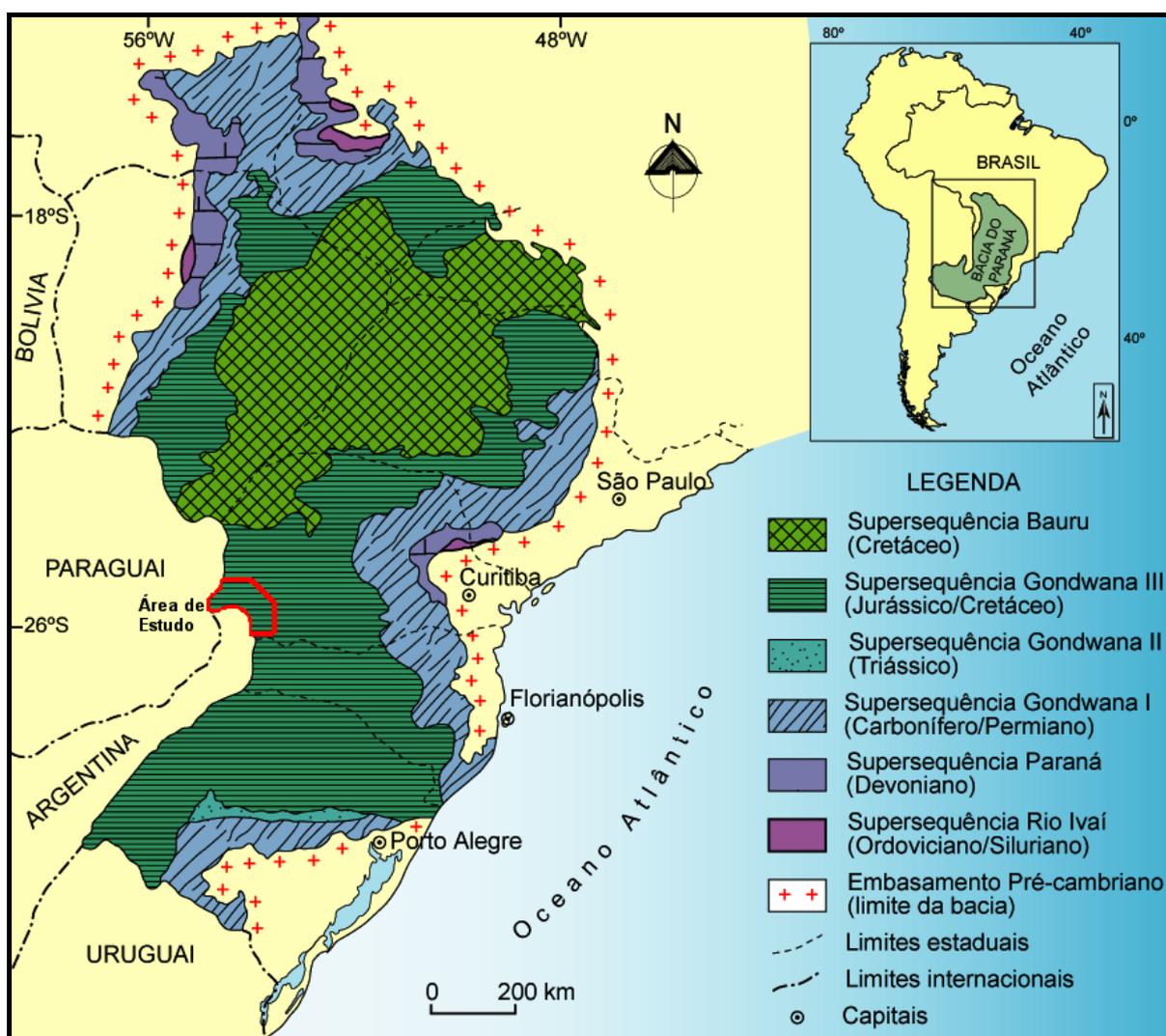


Figura 7 – Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná e a distribuição das supersequências no território brasileiro (Milani, 1997). Em destaque a área de estudo.

4.2 Arcabouço Tectono-Estrutural da Bacia do Paraná

A maior parte da evolução estratigráfica-estrutural da Bacia do Paraná foi controlada por *trends* herdados do embasamento. Tal conjunto de crátons e faixas móveis contém um surpreendente número de zonas de fraqueza, as quais cruzam o embasamento, partindo-o em centenas de megablocos, blocos e sub-blocos.

Linhas de fraqueza preexistentes no embasamento da Bacia do Paraná são elementos importantes durante a sua evolução, como mostram vários estudos tectono-estratigráficos recentes (Soares *et al.*, 1982; Zalan *et al.*, 1987; Mantovani *et al.*, 2001; Jerram e Widdowson, 2005). Quando reativados, estes lineamentos controlaram e determinaram a direção geral de falhas subseqüentes, como ocorreu durante a instalação da Bacia do Paraná sobre a Plataforma Sul-Americana.

Sob estes controles, Fúlfaro *et al.* (1982) interpretam o início da Bacia do Paraná como aulacógeno e Milani & Ramos (1998) como um golfo aberto para o oceano Panthalassae que passou, com o tempo, para uma depressão intracratônica do Gondwana. No final do Siluriano e início do Devoniano, o soerguimento do Arco de Assunção seccionou o limite entre o cráton e a faixa andina ativa. A reativação dos aulacógenos intracratônicos acentuou a compartimentação da Bacia do Paraná a partir do Permo-Triássico. O soerguimento de faixas ativas daquela época, como os Andes Meridionais, restringiu severamente as bacias gondwânicas. O soerguimento compartimentou a bacia em setores com diferentes taxas de subsidência no Triássico-Jurássico. Durante o Jurássico-Cretáceo, a alimentação do vulcanismo foi controlada pelas fraturas que balizavam os antigos *riffts* aulacogênicos do embasamento pré-siluriano (Fúlfaro *et al.*, 1982). Boa parte da problemática no estudo e entendimento da origem da Bacia do Paraná advém da precária visualização do arcabouço profundo da região denominada “calha central”, ao longo do eixo do rio Paraná (Milani, 2004). Segundo o autor, a existência de um “rifte central” que acomoda as sucessões sedimentares iniciais da Bacia do Paraná ganhou mais confiabilidade com o trabalho de integração regional de Marques *et al.* (1993).

O “rifte central” (Figura 8) manifesta-se como uma proeminente depressão pré-devoniana, demarcada geograficamente pelo eixo da bacia de drenagem do Rio Paraná e registrada em levantamentos regionais de gravimetria, magnetometria,

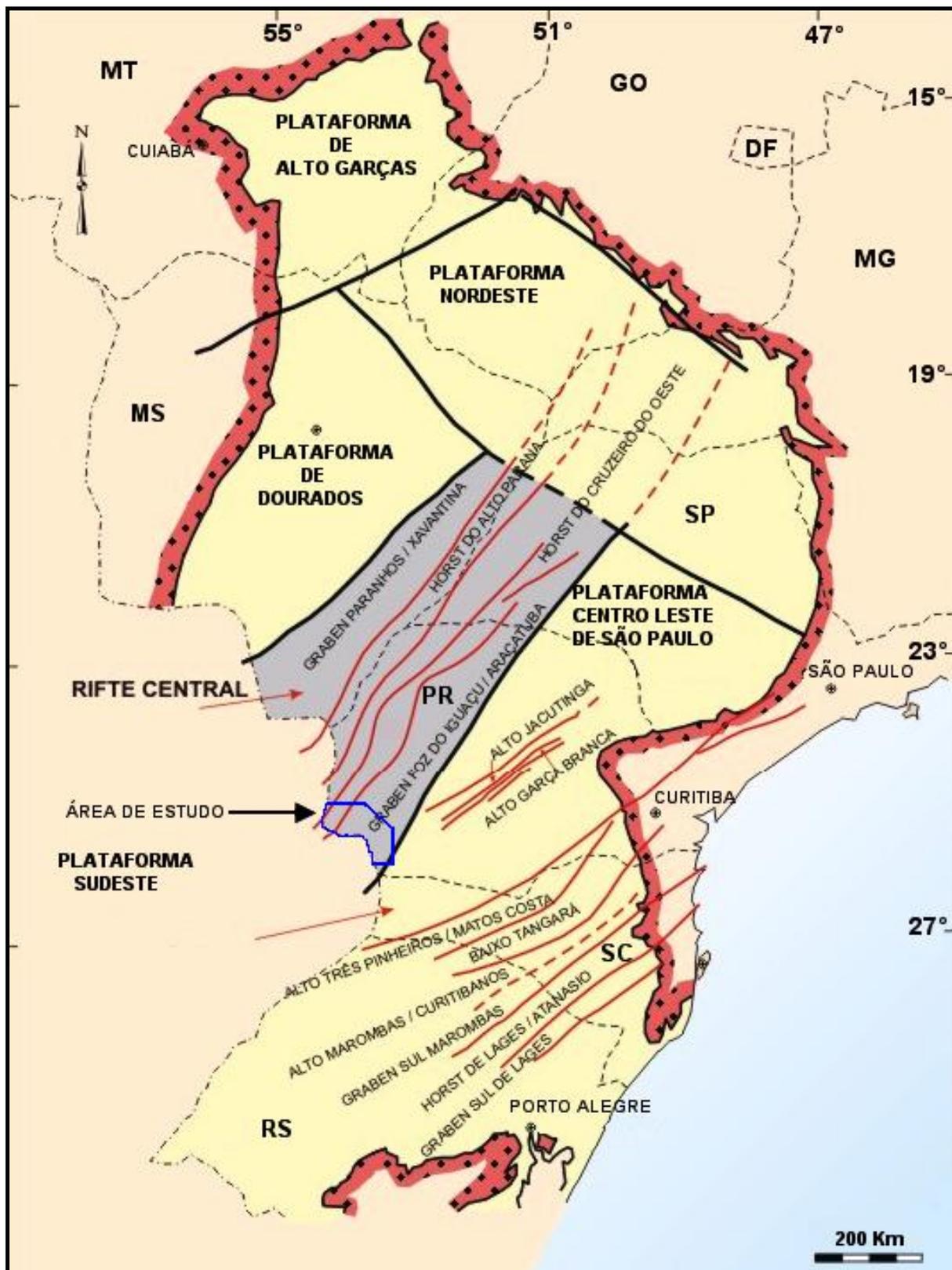


Figura 8 – Mapa do Arcabouço tectônico da Bacia do Paraná (Marques *et al.*, 1993), com ênfase para os elementos estruturais de orientação NE-SW. Destaque para o conjunto de altos e baixos estruturais que define a província denominada “rifte central”.

sísmica de reflexão e pela sucessão litoestratigráfica em sondagens profundas (Marques *et al.*, 1993). Por outro lado, a ruptura do Gondwana ocidental deixou importantes marcas na Bacia do Paraná. Como fenômeno em escala litosférica, o Rifteamento Sul-Atlântico envolveu profundamente o embasamento da sinéclise, com reativação de antigas suturas, criou novos conjuntos de falhas e fraturas e propiciou a injeção e o extravasamento de consideráveis volumes de magmas máficos. Dentre as novas estruturas destacam-se faixas de extensos lineamentos NW-SE, com marcada expressão em mapas magnéticos e dados sísmicos, como no domínio do Arco de Ponta Grossa, o qual se projeta continente adentro a partir do Platô de São Paulo, e que refletem a atuação de campos tensionais ligados à ruptura continental eocretácica sobre a Bacia do Paraná.

4.3 ANÁLISE DE LINEAMENTOS MORFOESTRUTURAIIS

Ao avaliarem e interpretarem os elementos tectônicos da Bacia do Paraná Zalán *et al.* (1987) reconhecem um marcante cruzamento de padrão de feições lineares. Essas feições podem ser divididas em três grupos, de acordo com suas orientações (NW-SE, NE-SW e E-W). Segundo os autores, as duas mais importantes são as orientações NW-SE e NE-SW, que podem ocorrer como falhas simples ou zonas de falhas com centenas de quilômetros de comprimento e algumas dezenas de quilômetros de largura. Esses dois grupos de elementos tectônicos são zonas de fraqueza antigas que foram recorrentemente ativas durante a evolução da bacia. Dentre elas destaca-se com direção NE-SW, a falha de Jacutinga e a zona de falha de Taxaquara, que influenciam secundariamente a área de estudo. Este arcabouço estrutural foi detalhado por Zalán *et al.* (1990), onde os autores relacionam a evolução estratigráfica-estrutural com os *trends* herdados do embasamento (Figura 9).

Rostirolla *et al.* (2000), determinaram dois eventos importantes do sistema NE-SW da falha de Jacutinga: o primeiro foi transpressivo com cinemática anti-horária e ocorreu na transição Permiano-Triássico, durante a orogenia La Ventana; o segundo manifestou-se durante e/ou após o magmatismo Serra Geral, apresentando caráter transcorrente distensivo, provavelmente horário.

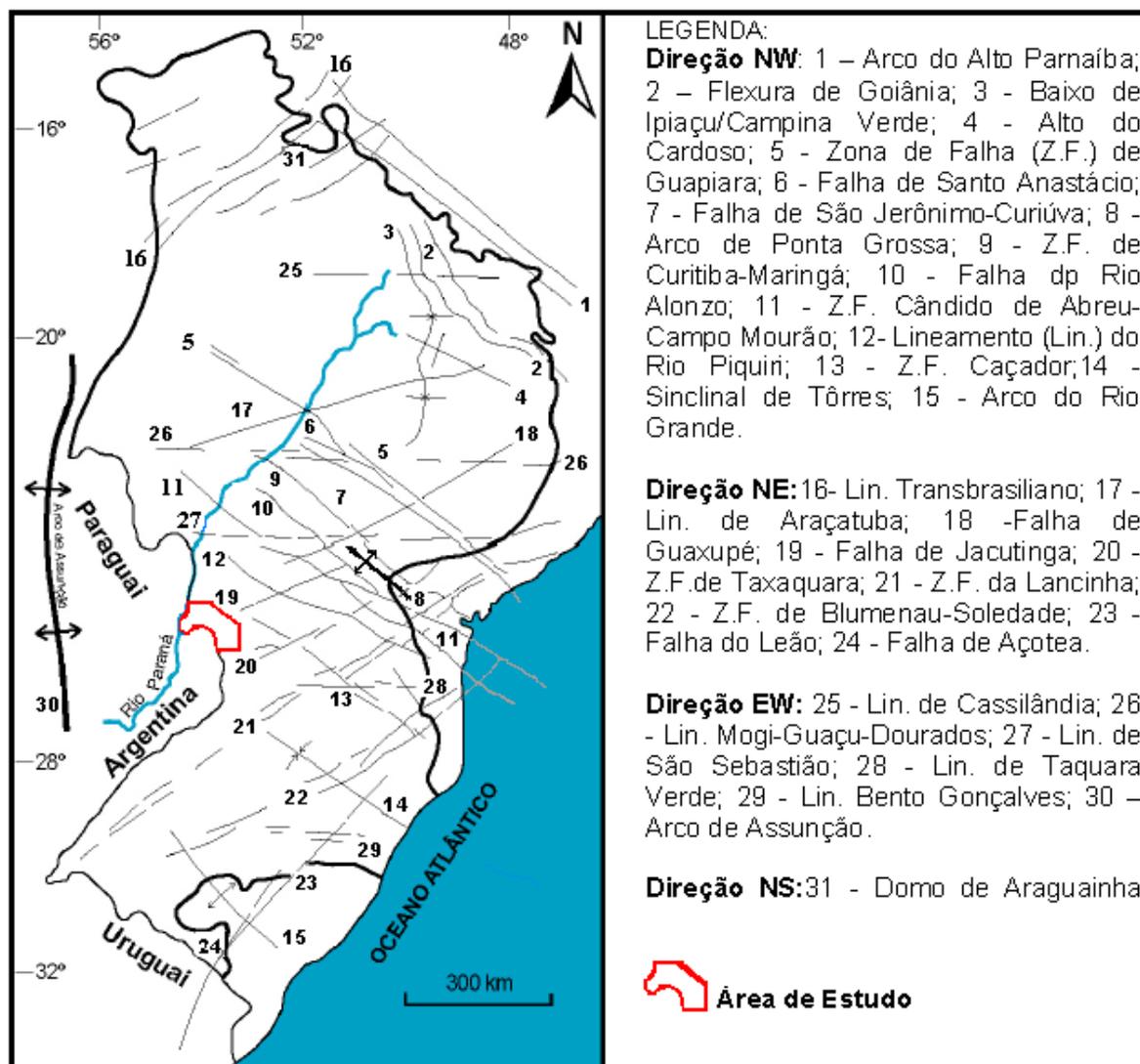


Figura 9 – Mapa do arcabouço tectônico da Bacia do Paraná no Brasil (Zalán *et al.*, 1990). Em destaque área.

A análise e o estudo detalhado de imagens LandSat e de radar das partes central e oriental da bacia realizadas por Soares *et al.* (1982), resultou na identificação de corredores com alta densidade de lineamentos separados em três grupos de *trends*, um segundo NW (variando de N25W a N65°W) e dois segundo NE (variando entre N35°E e N60°E). De acordo com Soares *et al.* (1982), Zalán *et al.* (1987) e Rostirolla *et al.* (2000), as zonas estruturais representariam áreas com maior mobilidade tectônica em comparação às áreas adjacentes. Várias destas “zonas móveis” coincidem com as que foram mapeadas por Zalán *et al.* (1987) com base em aeromagnetometria e gravimetria, dados de superfície e subsuperfície, concluindo que as zonas de fraquezas do embasamento controlaram a

sedimentação durante a evolução da bacia e que os *trends* NW estão intensamente intrudidos por diques de diabásio.

Soares *et al.* (1982) identificaram cinco direções predominantes na estruturação da Bacia do Paraná: Paraná (N25E), Pitanga (N60E), Rio Ivaí (N45W), Rio Piquiri (N70W) e Goioxim (N5-20W), além de duas outras direções menos proeminentes: Tapirapui (N-S) e Paranapanema (E-W) (Figura 10).

A direção N25-45E (Paraná) é bastante desenvolvida e corresponde a um leque de falhas de empurrão de alto ângulo até falhas mistas, com rejeito apresentando cinemática reversa e lateral, e que no início do Paleozóico funcionaram como falhas normais. A direção N55-60E (Pitanga) é a mais importante em termos de deformação e extensão, correspondendo ao *trend* principal do sistema de transcorrência do sudeste, com cinemática horária no final do Proterozóico e anti-horária no início do Paleozóico. As direções N45W (Ivaí) e N70W (Piquiri) correspondem às fraturas distencionais do sistema de transcorrência Neoproterozóico. A direção N5-20W (Goioxim) apresenta cinemática anti-horária. A área deste projeto é seccionada pelas estruturas Paraná (PR- 2, PR- 3) e Pitanga (PT- 3, PT- 4).

Zalán *et al.* (1987) descrevem que o padrão estrutural atual de cada grupo (NW, NE e E-W) é diferente, principalmente porque as falhas com orientações NW foram fortemente reativadas durante o quebramento juro-cretáceo do Gondwana, enquanto que as de direção NE não o foram. O padrão NW é de zonas retilíneas, com concentração de falhas e diques que podem se alargar ou estreitar significativamente ao longo de seu *trend*. O padrão das zonas de falhas NE é diferente, uma vez que é constituído por uma única falha larga, ou zona de falha retilínea, e geralmente ocorrem sem presença de diques e das deformações associadas. Entretanto, estruturas relacionadas a movimentações transcorrentes são muito mais comuns ao longo dos lineamentos NE, embora também ocorram nos NW. Os lineamentos E-W são pouco compreendidos na Bacia do Paraná e podem ser detectados em mapas aeromagnetométricos e imagens Landsat. Seu desenvolvimento é atribuído a partir do Triássico, talvez pelo seu extraordinário paralelismo (mas não coincidência) com as zonas de fraturas oceânicas. De qualquer modo, algumas linhas de evidências apontam para a importância desta direção E-W na estruturação da bacia.

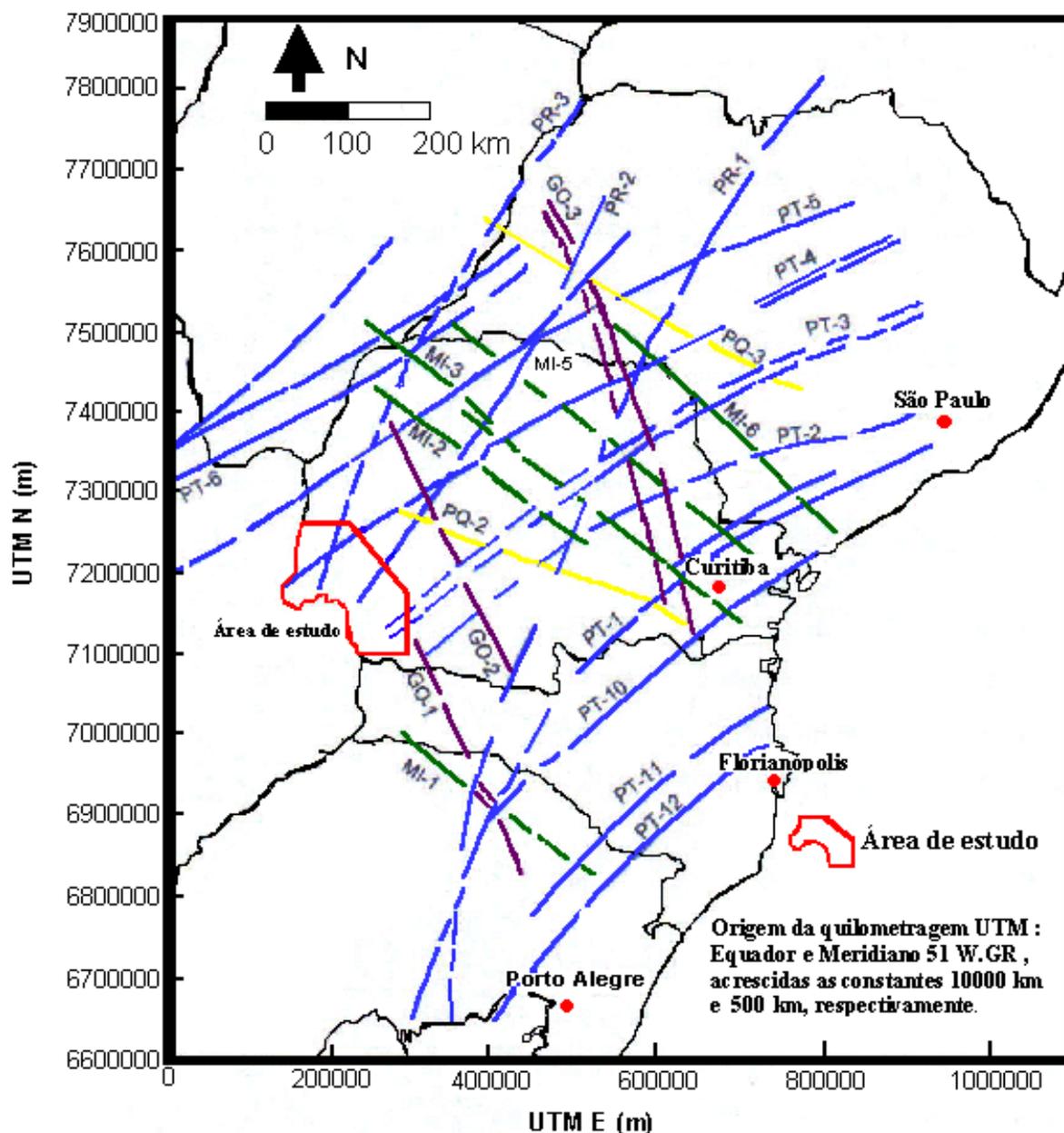


Figura 10 – Mapa das principais faixas estruturais da Bacia do Paraná no Brasil definida por Soares *et al.* (1982): Goioxim (GO – N5-20W), Médio Ivaí (MI – N45W), Paraná (PR – N25E), Rio Piquiri (PQ – N70W) e Pitanga (PT-N55-60E). Em destaque a área de estudo.

Outra estrutura NW-SE de grande importância no âmbito da Bacia do Paraná é o Arco de Ponta Grossa, que corresponde a uma feição tectônica de soerguimento, ativa desde pelo menos o Devoniano (Ferreira, 1982b). Foi, contudo, entre o Jurássico e o Cretáceo Interior que suas estruturas mais se realçaram e adquiriram sua configuração atual (Almeida, 1986).

Associado a esta estrutura (Arco de Ponta Grossa), ocorre um dos mais proeminentes enxames de diques máficos do Fanerozóico brasileiro. Estes diques apresentam espessuras de até centenas de metros (Fúlfaro e Suguio, 1967), e comprimentos maiores que 100,00 km (Almeida, 1986). A presença deste enxame de diques na região do Arco de Ponta Grossa, alinhado com a Cadeia São Paulo – Walvis, indica que o estiramento diferencial na região protoceânica não foi totalmente compensado durante a abertura do Atlântico Sul, supondo-se que o resíduo ao longo da direção de abertura (WNW – ESE) deve corresponder, no mínimo, ao somatório das espessuras dos diques básicos (Chang e Kowsmann, 1991).

Fundamentado principalmente em dados aeromagnetométricos da região do Arco de Ponta Grossa, Ferreira (1982a) descreveu quatro lineamentos principais constituintes dessa estrutura, que foram denominados de Guapiara, São Jerônimo – Curiúva, Rio Alonso e Rio Piquiri (Figura 11).

O Alinhamento de Guapiara constitui o limite Norte do Arco de Ponta Grossa, passando próximo à cidade de Fartura, estendendo - se desde Iguape, no litoral sul do Estado de São Paulo, até o rio Paraná, com extensão não inferior a 600,00 km. Ricomini (1995) mostrou padrões de fraturamento para as falhas NW-SE, de caráter sinistral, apresentando, por vezes componentes reversas e normais, próximo ao Alinhamento de Guapiara.

Os alinhamentos São Jerônimo – Curiúva e do Rio Alonso definem a região central do arco, que se caracteriza por intenso fraturamento e falhamento de pequeno rejeito. Apresenta continuidade até o litoral paranaense, perfazendo uma extensão mínima de 600,00 km. Nesta região, ocorre um expressivo enxame de diques máficos, de direção preferencial N50W, paralelo ou sub- paralelo ao arco, podendo também ocorrer com direções NE- SW (Fúlfaro e Suguio, 1967).

O limite sul do arco é caracterizado pelo alinhamento do Rio Piquiri, o qual representa uma faixa magnética anômala orientada segundo a direção N60-65W, que no mapa da Figura 11, inicia-se aproximadamente a 20,00 km Sul do ponto 25°00'S-52°00'W passando pela confluência dos rios Piquiri e Cantu, atingindo o meridiano 53°00' W, onde perfaz 115,00 km de extensão com largura máxima de 20,00 km. Na região central da área de estudo está localizado o alinhamento do Rio Iguazu (Fúlfaro *et al.*, 1982) de direção NW-SE o qual aloja espessos diques de

diabásio de grande influência na região. Wildner *et al.*, 2006 definiram, através de dados geofísicos, dois domínios magnéticos, com características diferentes limitados pelo alinhamento do Rio Iguaçu.

Freitas (2005), em seu trabalho na Bacia do Paraná, avança a possibilidade das estruturas N-S terem sua origem relacionada a uma flexura crustal da Placa Sul Americana, associada à subducção oceânica a oeste. Estas estruturas N-S podem ter sua geração associadas ao rifting Cretáceo, ocorrido durante a abertura do oceano Atlântico Sul. Ainda, segundo Rostirolla *et al.*, (2005), estruturas de direção N-S poderiam estar associadas à evolução cenozóica da Placa Sul Americana. Seriam estruturas frontais as tensões horizontais máximas com direção E-W e estariam balizadas por grandes eixos indicados por domínios altimétricos na direção N-S.

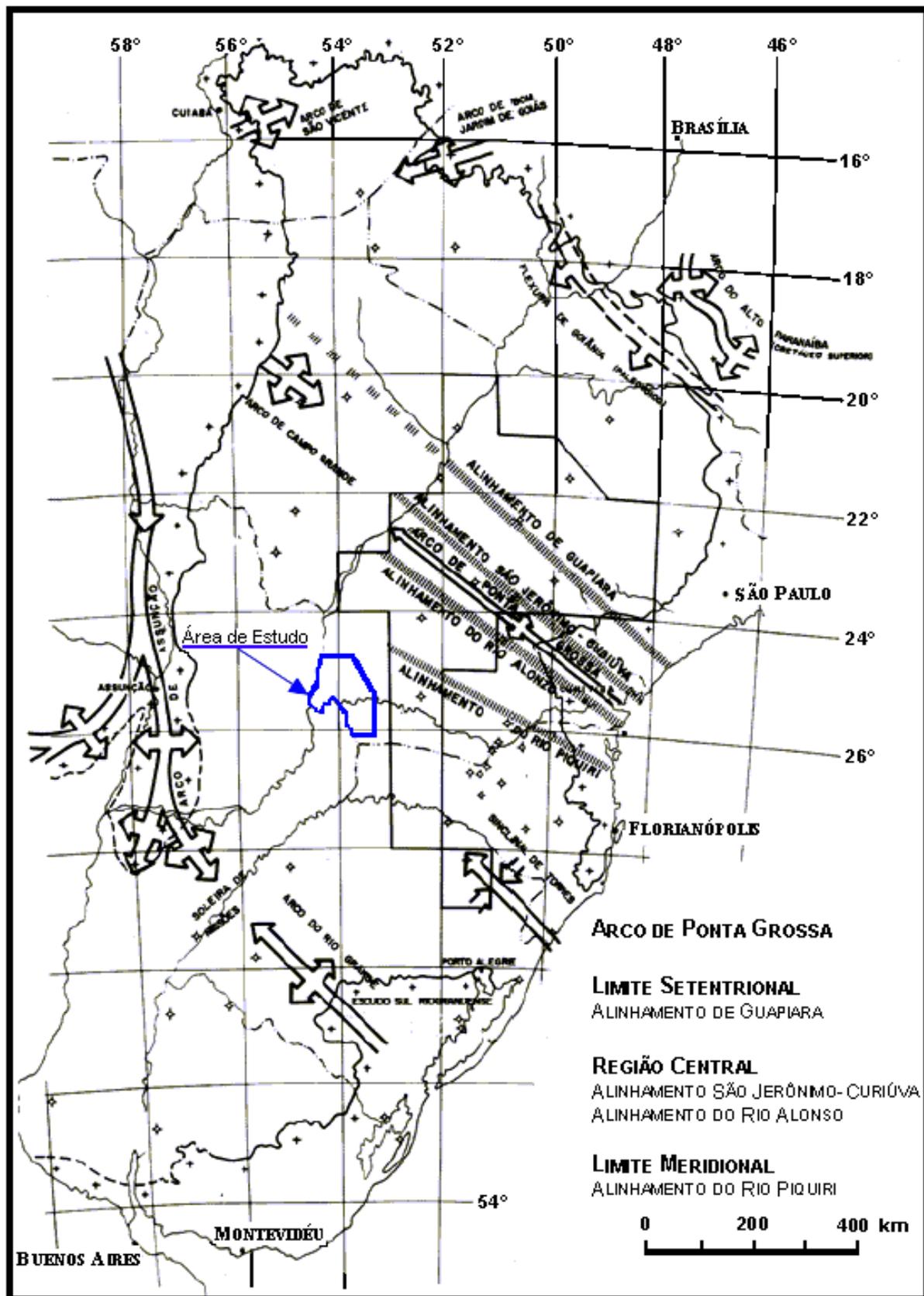


Figura 11 – Mapa da configuração do Arco de Ponta Grossa e principais estruturas no contexto da Bacia do Paraná (Ferreira, 1982). Em destaque a área de estudo.

5. ASPECTOS GERAIS SOBRE A GEOLOGIA REGIONAL

Na divisão em supersequências apresentada por Milani (1997) e Milani e Ramos (1998), o arcabouço litoestratigráfico da área de estudo é constituído pelas formações, Pirambóia (Supersequência Gondwana I), Botucatu e Serra Geral (Supersequência Gondwana III), reunidas no Grupo São Bento (Bacia do Paraná).

Segundo Soares (1975), o contato entre as formações Pirambóia e Botucatu reflete uma brusca mudança nas condições de sedimentação, perfeitamente mapeáveis. Entretanto, esse fato não significa necessariamente uma discordância. Feições como concentrações de seixos e superfícies de contato retrabalhadas, também podem ser interpretadas com reflexos naturais da mudança ambiental do regime fluvial para o desértico.

Recobrimo essa sequência sedimentar, está a Formação Serra Geral composta por rochas ígneas vulcânicas, representadas por basaltos toleíticos e andesitos basálticos, ocorrendo quantidades subordinadas de riolito e riadacitos. Diabásios intrusivos em toda a seção sedimentar da bacia, na forma de soleiras, diques, são também correlacionadas à Formação Serra Geral. Serão descritas, a seguir, as principais características das unidades geológicas da área de estudo.

5.1 GRUPO SÃO BENTO

Sob a designação “Série de São Bento”, White (1908) reuniu um conjunto de arenitos predominantemente vermelhos encimados pelas “Eruptivas da Serra Geral”. A parte do pacote arenítico, o mesmo autor englobou sob a designação São Bento, e as camadas vermelhas, de Rio do Rastro. Posteriormente, todo pacote foi denominado de Grupo São Bento (Almeida *et al.*, 1981), constituído pelas formações Pirambóia, Botucatu e Serra Geral, com idade entre o Eotriássico e o Eocretáceo.

5.1.1 FORMAÇÃO PIRAMBÓIA

O termo Pirambóia foi proposto, originalmente, por Pacheco em 1927, como “grez Pirambóia”, que constituía o membro inferior do Triássico no Estado de São Paulo (Mezzalira, 1981). No âmbito regional a Formação Pirambóia é constituída por camadas predominantemente arenosas, ocorrendo clásticos finos, em repetição cíclica, o que significa uma alternância, na vertical, da fácies fluvial de canal e de transbordamento (Soares, 1975).

O levantamento detalhado de algumas seções e a análise estratigráfica de feições geomorfológicas, realizadas por Soares (1975), permitem caracterizar o comportamento faciológico dessa formação. De acordo com esse autor, reconhecem-se duas unidades dentro da Formação Pirambóia, informalmente denominadas de Membro Inferior e Membro Superior, ambas com diferenças sutis nas características texturais e estruturais. O Membro Inferior apresenta litotipos mais argilosos, onde predominam as estratificações plano-paralelas e cruzadas de pequeno porte; são frequentes as camadas de argila, folhelhos arenosos e sílticos. Já o Membro Superior é caracterizado pela disposição dos bancos de arenitos, pouco a muito argilosos, com estratificação cruzada planar tangencial de médio a pequeno porte, sucedidas por bancos de arenitos muito argilosos, com estratificação plano-paralela, lamitos e argilitos arenosos, numa clara repetição cíclica.

Segundo Brigletti e Chang (1992), a Formação Pirambóia é constituída por sedimentos tipicamente eólicos e subordinadamente flúvio-eólicos, depositados em ambientes desérticos. A sucessão sedimentar estudada revelou que num estágio inicial, predominam os depósitos de dunas associados à interdunas e amplos lençóis de areia seguidos por uma sedimentação em campo de dunas, onde depósitos de dunas e de inúmeras interdunas interagem com um sistema fluvial temporário. No topo da unidade, os depósitos de interdunas são raros e a sedimentação dá-se em campo de dunas de grande porte.

Soares (1975) considera o período de deposição mais provável da Formação Pirambóia como sendo entre o Triássico Médio e o Jurássico Inferior.

5.1.2 FORMAÇÃO BOTUCATU

A Formação Botucatu abrange um conjunto de sedimentos depositados em ambientes do tipo continental eólico, localmente fluvial, cujas espessuras máximas raramente ultrapassam os 100 metros.

Gonzaga de Campos (1889) descreveu como “Gres de Botucatu” um pacote de arenitos vermelhos aflorantes na Serra do Botucatu, entre as cidades de São Paulo e Botucatu (SP). White (1908) intitula de “Gres de São Bento” a seqüência atualmente designada de Formação Botucatu.

Litologicamente é constituída por arenitos bimodais, médios a finos, localmente grossos e conglomeráticos, com grãos arredondados ou subarredondados, bem selecionados. Apresentam cor cinza avermelhado e é freqüente a presença de cimento silicoso ou ferruginoso. Constituem expressivo pacote arenoso, com camadas de geometria tabular ou lenticular, espessas, que podem ser acompanhadas por grandes distâncias.

No terço inferior, apresenta finas intercalações de pelitos, sendo comuns interlaminações areia-silte-argila, ocorrendo frequentes variações laterais de fácies. À medida que se dirige para o terço médio, desaparecem as intercalações pelíticas, predominando espessas camadas de arenitos bimodais, com estratificação acanalada de grande porte, indicando que as condições climáticas se tornavam gradativamente mais árida, implantando definitivamente um ambiente desértico. A persistência de estruturas sedimentares, tais como estratificação cruzada acanalada de grande porte, estratificação cruzada tabular tangencial na base e estratificação plano-paralela, a bimodalidade dos arenitos, evidenciada por processos de “*grain fall*” e “*grain flow*” e, ainda, as frequentes intercalações pelíticas, “*ripples*” de adesão e marcas onduladas de baixo-relevo, sugerem ambiente desértico com depósito de dunas e interdunas.

Os contatos da Formação Botucatu com as rochas basálticas da Formação Serra Geral, que lhe sobrepõe, e com a Formação Rio do Rasto, subjacente, são discordantes.

Segundo Petri e Fúlfaro (1983), essa formação é constituída, predominantemente, por arenitos com seleção variando de regular a boa, classe modal dominante de areia fina, ocorrendo pouca matriz. Localmente, ocorrem

arenitos conglomeráticos (fácies torrencial) que são frequentes no terço inferior da formação. É característica dessa formação a presença de estratificação de grande porte, correspondendo a um empilhamento de corpos prismáticos ou cuneiformes, podendo alcançar espessuras da ordem de 20 metros.

No que tange à idade dessa formação, pode-se dizer que ela ocorreu no período compreendido entre o Neotriássico e o Neojurássico. Isso porque as primeiras manifestações vulcânicas são datadas como Neojurássicas e porque os sedimentos do Grupo Rosário do Sul, correlacionáveis à Formação Pirambóia, contém fósseis Neotriássicos (Petri e Fúlfaro, 1983).

Na área de estudo os arenitos eólicos desta formação ocorrem como intercalações em alguns níveis basais da sucessão de basaltos da Formação Serra Geral. Litologicamente são compostos por sucessões de finas camadas avermelhadas de arenitos, siltitos e, por vezes, arenitos conglomeráticos e conglomerados. Os arenitos são finos a médios, com laminação milimétrica a centimétrica, moderadamente selecionados. Os grãos são subarredondados a subangulosos, com esfericidade média a baixa, em contatos côncavo-convexos e tangenciais, o que caracteriza empacotamento fechado, com diminutos fragmentos vulcânicos e palhetas de mica amoldados aos grãos de quartzo. Os arenitos conglomeráticos e conglomerados possuem arcabouço de grânulo a seixos arredondados, com predomínio de fragmentos de basalto, subordinadamente vidro vulcânico e intraclastos de arenito fino, imersos em matriz de quartzo arenito, subarcósio e arcósio.

As relações entre estas rochas e os basaltos subjacentes indicam que houve períodos de intemperismo, erosão, transporte e sedimentação em diversas posições estratigráficas e caracterizam intervalos de tempo de quiescência do vulcanismo. Por conseguinte, são importantes para a interpretação do intervalo de tempo entre sucessivos derrames, na estimativa de duração de eventos vulcânicos, suportar a interpretação de dados geocronológicos e auxiliar na definição estratigráfica do magmatismo (Wildner *et al.*, 2006).

Esta formação, juntamente com outras unidades gondwânicas (Santa Maria, Guará, Caturrita, Missiones e Tacuarembó), constitui-se no maior aquífero da América do Sul, conhecido como “Sistema Aquífero Guarani”.

5.1.3 FORMAÇÃO SERRA GERAL

A ruptura e separação do Gondwana durante o Cretáceo Inferior foi acompanhada por expressivo evento vulcânico que cobriu a porção centro-sul da América do Sul e o noroeste da Namíbia, formando a Província Magmática do Paraná – Etendeka, uma das maiores províncias vulcânicas de basaltos de platô do planeta. Tal evento tem sua gênese ligada à separação do continente Sul-Americano e Africano, com a consequente abertura do Oceano Atlântico, (Melfi, *et al.*, 1988).

No continente Sul-Americano estima-se estarem 95,00% de todo o volume de magma produzido neste evento (Milner *et al.*, 1995), estendendo-se por cerca de $1,20 \times 10^6$ km², o que equivale a 75,00% da superfície da Bacia do Paraná, em sequências de até 1,70 km de espessura, resultando um volume da ordem de $7,80 \times 10^5$ km³ de lavas (Nardy *et al.*, 2002).

A Província Magmática do Paraná é caracterizada predominantemente pelos derrames da Formação Serra Geral, que cobre praticamente toda a região Meridional do Brasil, porção Oriental do Paraguai e Ocidental do Uruguai (Formação Arapey), e a do norte da Argentina (Membro Posadas da Formação Curuzú Cuatiá)

O vulcanismo fissural gerou essencialmente diferentes tipos de rochas ígneas, nos quais as rochas de natureza básica (basaltos toleíticos e basaltos andesíticos toleíticos) predominam em aproximadamente 97,50% do volume total, enquanto as rochas de natureza ácidas (riólitos e riodacitos principalmente) correspondem a 2,50% do volume total (Bellieni *et al.*, 1986b, Melfi, *et al.*, 1988, Nardy *et al.*, 2002 e Luchetti *et al.*, 2005).

De acordo com Nardy *et al.* (2002), as rochas ácidas mesmo em menor número, apresentam destaque por representarem a fase final do evento vulcânico ocorrido na bacia. Esses litotipos distribuem-se na bacia formando platôs em regiões bem definidas. Há dois tipos de rochas ácidas: Palmas e Chapecó. Estes litotipos apresentam diferenças petrográficas e geoquímicas significativas, onde é possível reconhecer três magmas-tipo para o litotipo Palmas (Santa Maria, Anita Garibaldi e Caxias do Sul), e dois para o litotipo Chapecó (Ourinhos e Guarapuava). A Figura 12 mostra as principais manifestações vulcânicas da Bacia do Paraná.

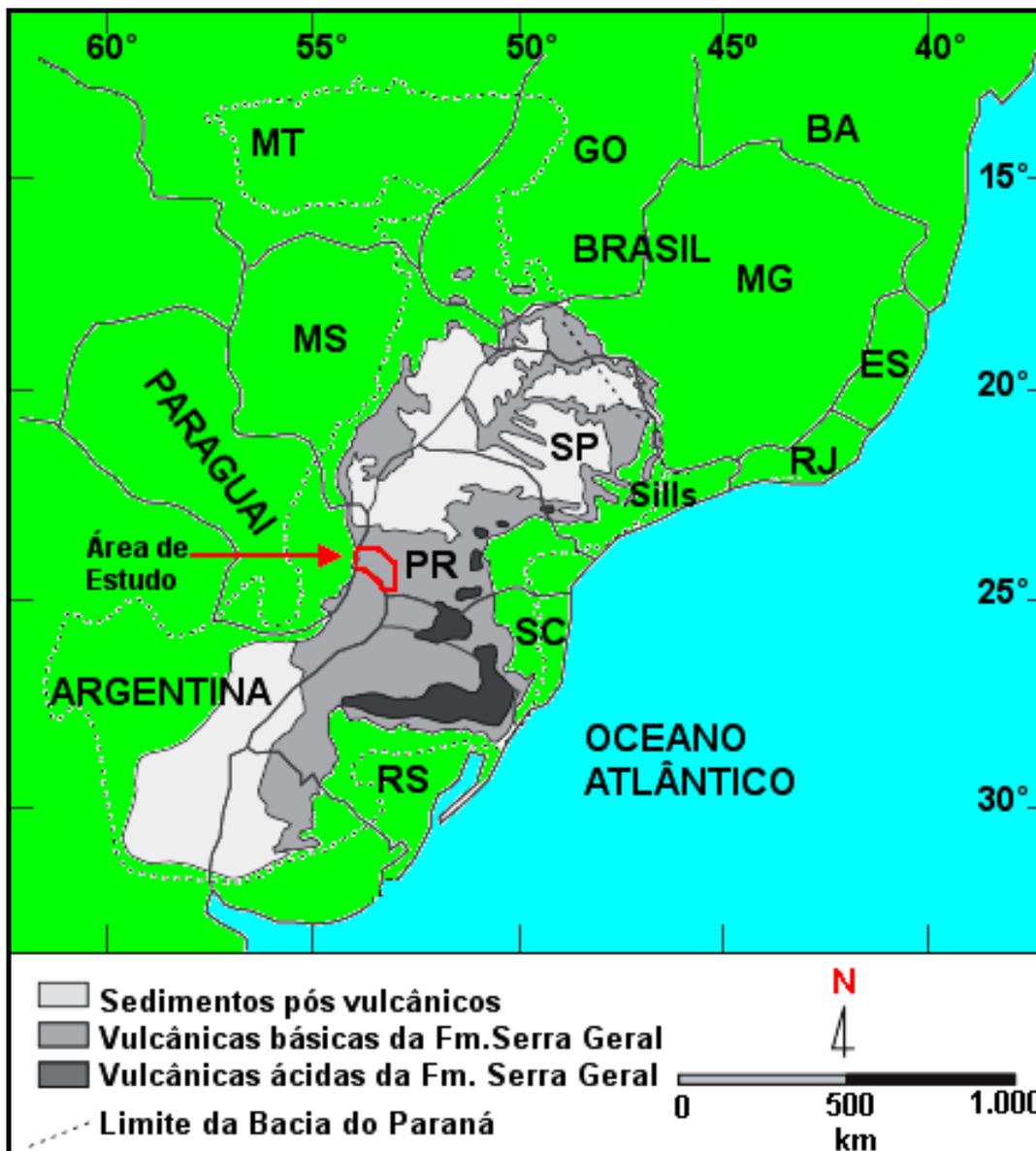


FIGURA 12 – Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná mostrando a extensa distribuição da Província Magmática do Paraná (Nardy *et al.*, 2002).

As determinações das idades do magmatismo Serra Geral pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Renne *et al.*, 1992; Turner *et al.*, 1994; Mantovani *et al.*, 1995) fornece uma distribuição com idade principal de 131,6 Ma, média de 132,2 Ma e um pico em 132,6 Ma. Segundo Renne *et al.* (1992a) os basaltos da base e do topo da pilha de lavas forneceram idades idênticas, indicando que a atividade vulcânica perdurou por cerca de 1,0 Ma. Resultados de análises paleomagnéticas sugerem que a erupção do volume total de basaltos teve duração inferior a 2,0 Ma (Ernesto & Pacca, 1988). Outros estudos revelaram novos dados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dos basaltos, com idades entre 138,0 e 128,0 Ma, e sugerem dois intervalos, um de 138,0 a 135,0 Ma e outro de

133,0 a 128,0 Ma (Mantovani *et al.*, 1995). Entretanto, diversos dados K/Ar e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ tem demonstrado que o evento magmático da Bacia do Paraná ocorreu no intervalo de 139,0 a 125,0 Ma, talvez com o clímax entre 133,0 e 129,0 Ma. Além disso, as idades das rochas vulcânicas na porção sul da Bacia do Paraná situam-se entre 131,4 e 132,9 Ma (Renne *et al.*, 1992a) enquanto que as das regiões norte e central entre 129,9 Ma e 131,9 Ma (Renne *et al.*, 1992b). Assim sendo, parece que o vulcanismo que afetou a Província Mágmatca do Paraná migrou de Sul para Norte.

A duração total do magmatismo Paraná parece ser de 10,0 Ma, em contraste com o curto intervalo de tempo inferido para muitos derrames basálticos continentais e consistente com o modelo de magma produzido pela condução de calor em manto litosférico heterogêneo e com voláteis. Assim sendo, esse magmatismo pode ser datado como Neojurássico-Eocretáceo.

A área de estudo localiza-se no contexto da Formação Serra Geral (Figura 13), a qual, nesta região, é composta por basaltos toleíticos e basaltos andesíticos toleíticos, de cor cinza-escura a preta, quando são, e tons alaranjados, esverdeados, com manchas branco-acinzentadas quando intemperizados. Em geral possuem textura microgranular, microfanerítica a fracamente porfirítica ou microfanerítica a afanítica, estrutura maciça ou amigdalóide/vesicular, sendo suas amígdalas em geral preenchidas por quartzo, sílica amorfa, zeólitas, celadonita e calcita (Wildner *et al.*, 2006). Associadas a estas, ocorrem, esporadicamente, efusivas ácidas, de caráter dacítico.

Segundo Arioli (2008) a Formação Serra Geral na área de estudo esta dividida em duas sequências:

a) **Formação Serra Geral Inferior**, representada pela associação faciológica de derrames lobados de basalto vesicular, com abundantes intercalações vulcanoclásticas e sedimentares, capeada por extensos derrames tabulares de ferro basalto e que aflora mais extensamente ao longo do depocentro da Bacia do Paraná;

b) **Formação Serra Geral Superior**, representada pela associação faciológica de derrames tabulares de basalto maciço, que aflora principalmente a leste do depocentro da bacia e é capeada por delgada cobertura de derivados ácidos e intermediários.

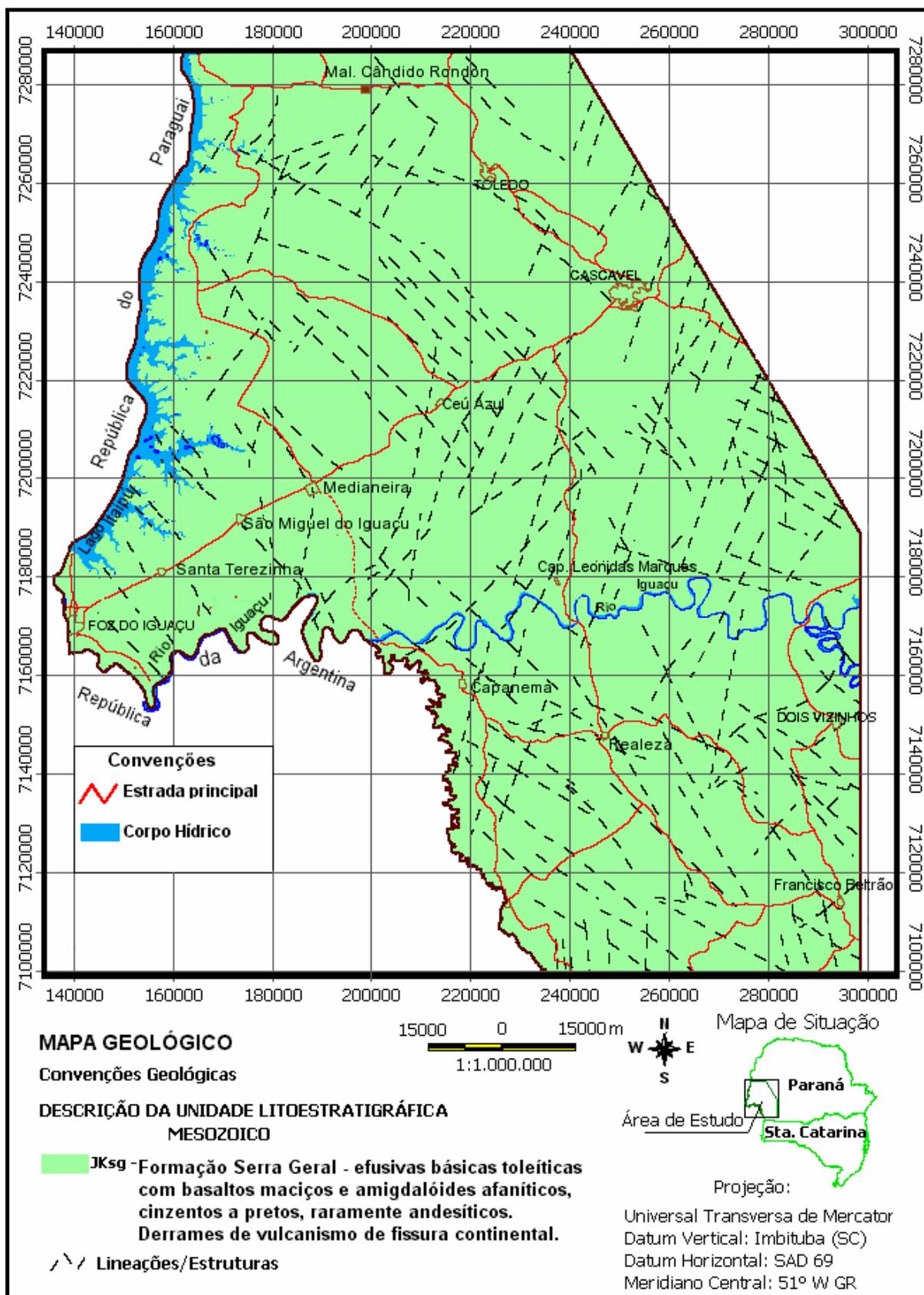


Figura 13 – Mapa geológico da área de estudo (Mineropar, 2006).

A coluna estratigráfica da Formação Serra Geral, válida para a área de estudo, é apresentada na Figura 14.

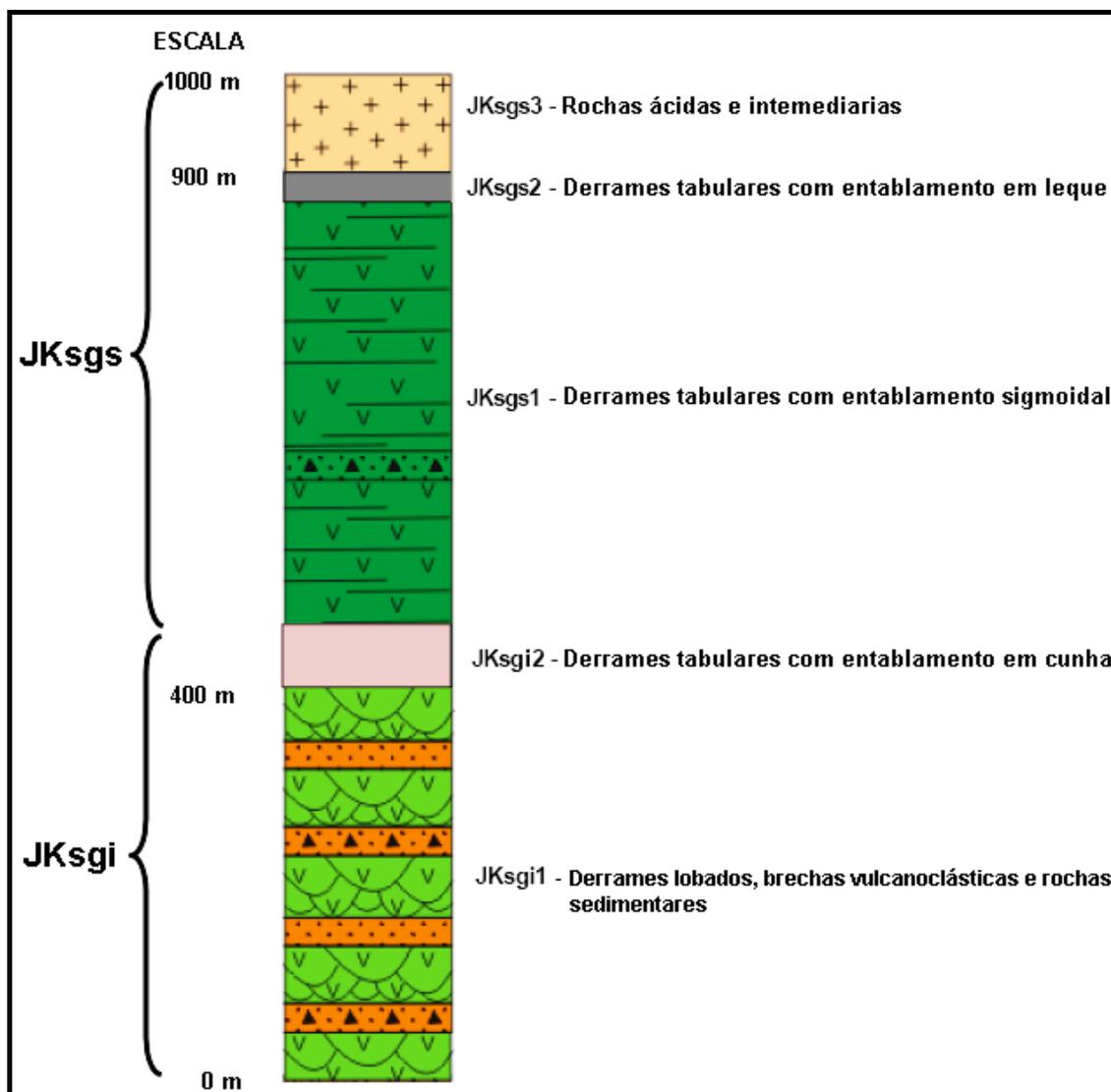


Figura 14 – Coluna estratigráfica da Formação Serra Geral, na área de estudo (Arioli, 2008).

Na região em apreço, a espessura global dos derrames basálticos varia de 632,00 m no município de Foz do Iguaçu, a 1358,00 m no município de Francisco Beltrão, tais espessuras foram atestadas por perfuração de poços tubulares, que seccionam a Formação Serra Geral para captação de água no Sistema Aquífero Guarani.

6. MATERIAL E MÉTODOS

Durante o desenvolvimento deste trabalho e até seu produto final, foram utilizadas técnicas geológicas e geofísicas correspondentes a várias especialidades das geociências, além de outros ramos da ciência, como geologia estrutural, sensoriamento remoto, hidrogeologia, hidroquímica, litogeoquímica e estatística.

Os subitens a seguir apresentam informações sucintas, porém indispensáveis, para a compreensão do trabalho em apreço, a respeito dos materiais e métodos de processamento utilizados em cada etapa, visando à otimização da pesquisa.

6.1 BASE DE DADOS

Na primeira etapa foi realizada uma pesquisa bibliográfica sobre a área de estudo, com base em artigos científicos, dissertações e teses de pós-graduação em geologia.

Como suporte para a execução do trabalho, foram utilizadas cartas topográficas em meio digital e formato vetorial, escala 1:250.000, disponibilizadas pelo ITCG (Instituto de Terras, Cartografia e Geociências) e cartas geológicas da região (1:250.000) fornecidas pela MINEROPAR (2005), denominadas Folha SG-21-X-B (Guaira), Folha SG-22-V-A (Cascavel), Folha SG 1-X-D (Foz do Iguaçu), Folha SG-22Y-A (Pato Branco) e Folha SG-22-V-C (Guaraniaçú). O sistema de coordenadas utilizado foi o, Universal Transversa de Mercator (UTM), fuso 22S, referenciado ao *South American Datum* de 1969 (SAD 69).

Para a composição do modelo de arcabouço estrutural de superfície da área de estudo, foram analisados os mapas do arcabouço tectônico da Bacia do Paraná no Brasil definido por Zalán *et al.* (1990) e das faixas estruturais da mesma região, definidas por Soares *et al.* (1982).

6.2 DADOS DE SENSORES REMOTOS

Para a elaboração do arcabouço estrutural de superfície da área de estudo foram utilizados, o Modelo Digital de Elevação (MDE), as imagens de satélite (Geocover-Landsat 7 ETM + 2002) e a rede de drenagem.

6.2.1 MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO (MDE)

O Modelo Digital de Elevação (MDE) foi obtido do projeto SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), derivado de levantamentos realizado pela NASA (National Aeronautics and Space Administration), através do radar IFSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar) acoplado ao ônibus espacial Endeavour. No endereço <http://photojournal.jpl.nasa.gov/mission/SRTM?start=10> está disponível um mosaico de imagens SRTM da América do Sul no formato tiff de alta resolução com relevo sombreado e cores representando diferentes altitudes. imagem SRTM da área de estudo (p.54, Figura 18), com resolução de 90,00 metros, foi extraída deste mosaico. Com base do MDE e com auxílio do programa Oasis MontajTM da Geosoft, foram traçados os lineamentos estruturais com pseudoiluminação de 45° numa escala de 1:250.000 (p.55, Figura 19). Este procedimento foi crucial na composição do arcabouço estrutural de superfície, tendo em vista a perfeita correlação de alguns lineamentos estruturais com as feições topográficas negativas visualizadas no MDE.

6.2.2 IMAGENS DO SATÉLITE GEOCOVER - LANDSAT-7 (SENSOR ETM +)

O mosaico de imagens Geocover Landsat 7 ETM + (Enhanced Thematic Mapper Plus) S-22-25_2000, disponibilizado pela NASA (<https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/>) e criado a partir de imagens com datas próximas ao ano 2002, foi utilizado como base de comparação visual com os demais sensores de superfície utilizados. O mosaico da área de estudo pode ser visualizado no Capítulo 7 (p.57, Figura 20).

6.2.3 REDE DE DRENAGEM

A rede de drenagem da área de estudo foi obtida a partir de cartas topográficas (MIR-503, MIR-504, MIR-510, MRI-511, MIR-516), em meio digital e formato vetorial na escala 1:250.000. Após a configuração da rede de drenagem (p.59 Figura 21), foram traçados os principais lineamentos estruturais (p.60, Figura 22), os quais ajudaram na interpretação estrutural de superfície.

6.3 NATUREZA DOS DADOS MAGNETOMÉTRICOS

A área de estudo está incluída no Projeto Borda Oeste da Bacia do Paraná (Bloco Leste/Sul), executado pelo Petróleo Brasileiro S.A. (Petrobras).

O Projeto Borda Oeste da Bacia do Paraná é composto por três projetos denominados: Bloco Oeste (levantado pela LASA e com identificação CPRM 4051), Bloco Leste/Norte (identificação CPRM 4052) e Bloco Leste/Sul (identificação CPRM 4053), ambos levantados pela ENCAL S.A.

O "Bloco Leste/Sul" está delimitado pelos paralelos 24°00'S a 28°00'S e entre o meridiano 53°00'W, junto às fronteiras do Brasil com a Argentina e o Paraguai. O levantamento foi executado na altitude barométrica de 1000 metros pela aeronave Islander, de prefixo PT-KRO, cuja velocidade média de operação foi de 200 km/h. Foi adotado o sistema de navegação "doppler", apoiado em controle visual através de imagens de satélite ampliadas para a escala 1:100.000 (Figura 15).

Foi utilizado o aeromagnetômetro de prótons, modelo G-803 da GEOMETRICS, cujo sensor foi montado na ponta da cauda ("stinger") da aeronave. O tempo de polarização foi de 1 segundo e a sensibilidade foi de 0,1 nT. O projeto apresenta as seguintes características técnicas:

PARÂMETROS GERAIS	
IDENTIFICAÇÃO	CPRM 4053
PERÍODO DO LEVANTAMENTO	NOVEMBRO DE 1989 A JANEIRO DE 1990
ÁREA LEVANTADA	80000 km ²
INTERVALO DE AMOSTRAGEM	100 m
ALTURA BAROMÉTRICA DE VÔO	1000 m
DIREÇÃO DAS LINHAS DE VÔO	NORTE - SUL
ESPAÇAMENTO DAS LINHAS DE VÔO	3000 m

Tabela 1 – Parâmetros gerais do aerolevanteamento.

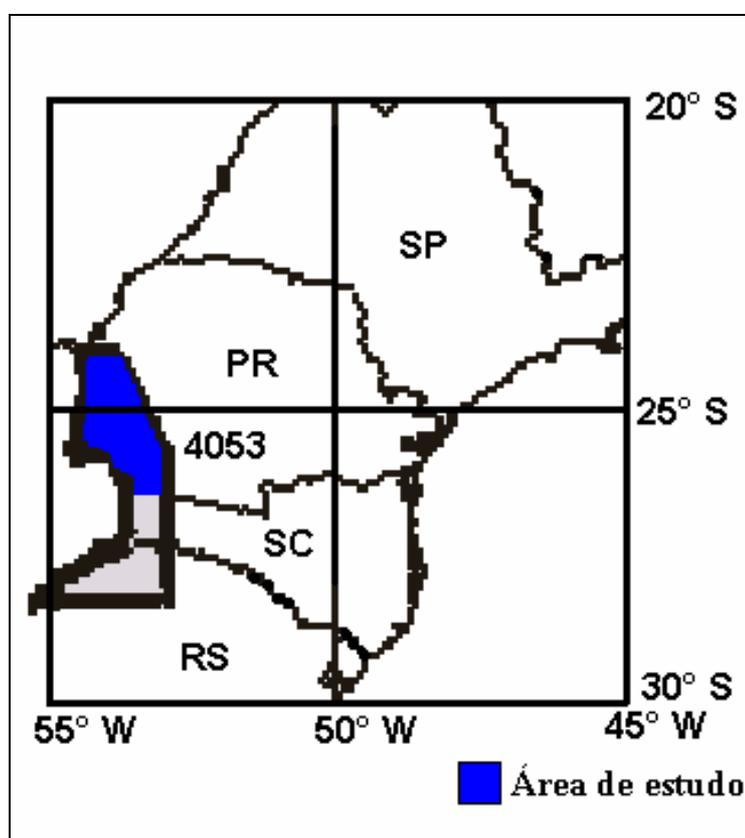


Figura 15 – Mapa da área abrangida pelo Projeto Borda Oeste da Bacia do Paraná (Bloco Leste/Sul). Em destaque a área de estudo.

6.3.1 PROCESSAMENTOS DOS DADOS MAGNETOMÉTRICOS

O pré-processamento dos dados foi realizado pela empresa responsável pelo levantamento (ENCAL S.A). Nas medidas magnéticas, efetuou-se a correção

altimétrica, remoção do campo principal da Terra (IGRF) e dos ruídos durante a aquisição e/ou arquivamento dos dados.

O processamento dos dados aeromagnéticos foi efetuado em meio digital com o uso do programa Oasis MontajTM (1994, 2001, 2003). Para tanto, utilizou-se às instalações do Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná (LPGA/UFPR). As etapas do processamento de dados estão resumidas na Figura 16.

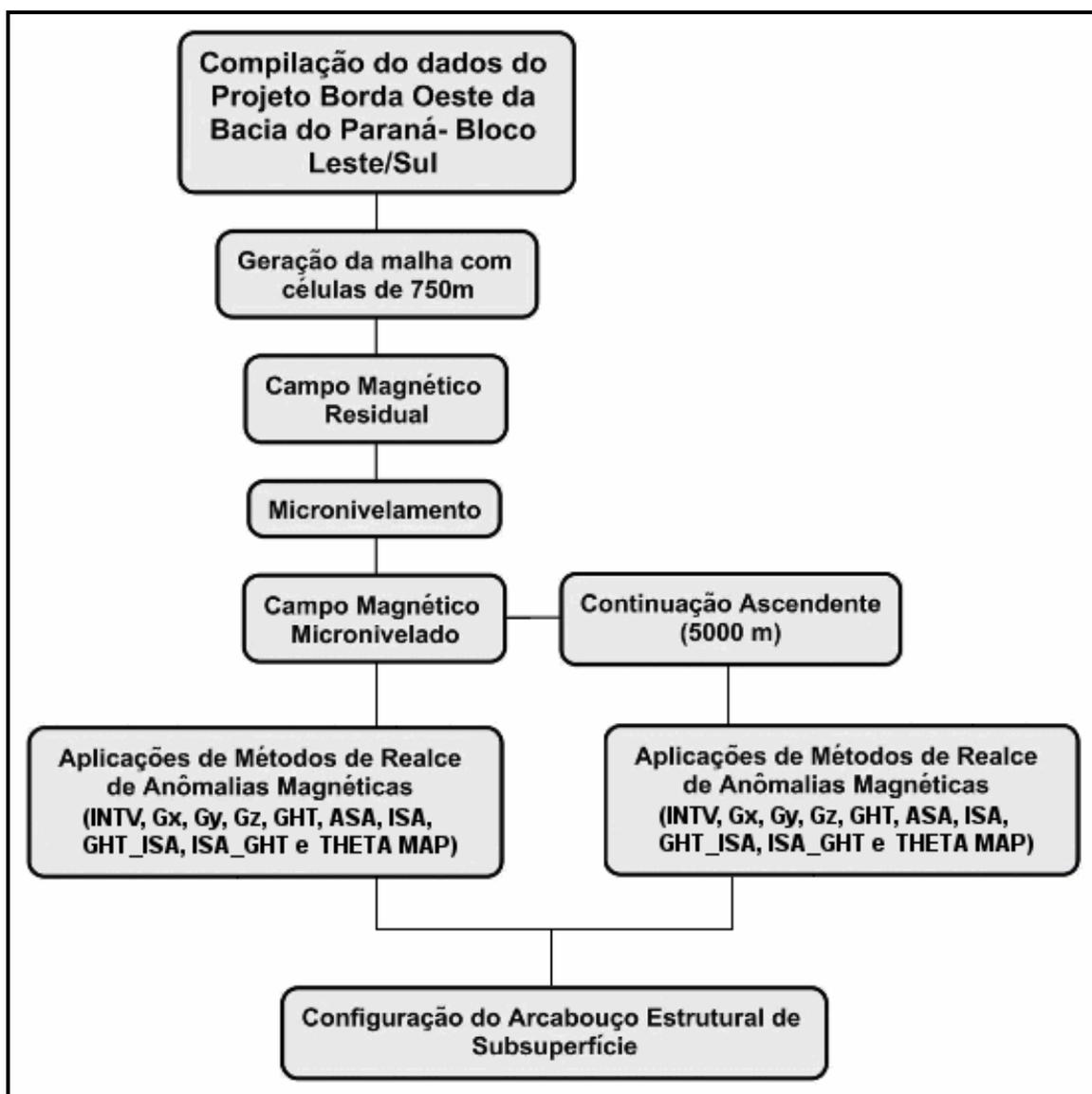


Figura 16 – Fluxograma das etapas de processamentos dos dados aeromagnetométricos.

Inicialmente, os dados foram interpolados na forma de uma malha regular, com células de 750x750 m ($\frac{1}{4}$ do espaçamento das linhas de vôo), por meio do método da curvatura mínima (Briggs 1974). Este método consiste em gerar uma superfície suavizada análoga a uma placa delgada e linearmente elástica, de modo a passar pelos valores dos dados originais com uma mínima deflexão. A presença de artefatos ao longo das linhas de vôo, referentes às diferenças de altitudes entre as linhas de produção, exigiu o procedimento de micronivelamento realizado pela metodologia de Minty (1991), a qual minimiza os efeitos produzidos por tais desníveis.

Para melhorar a qualidade das imagens apresentadas, e conseqüentemente, realçar as feições de interesse e suprimir os ruído, foi aplicado um filtro de co-seno direcional (DCOS).

Posteriormente, diversos métodos de realce de anomalias magnéticas foram aplicados à malha micronivelada, dentre eles, a integral vertical (INTV) (Silva, 1996), os gradientes horizontais em x e y (Gx e Gy) (Cordell & Grauch, 1985), o primeiro gradiente vertical (Gz) (Evjen, 1936), o gradiente horizontal total (GHT) (Cordell & Grauch, 1985), a amplitude do sinal analítico (ASA) (Nabighian, 1972), a inclinação do sinal analítico (ISA) (Miller & Singh, 1994), o gradiente horizontal total da inclinação do sinal analítico (GHT_ISA) (Verduzco *et al.*, 2004), a inclinação do sinal analítico do gradiente horizontal total (ISA_GHT) (Ferreira, 2005) e finalmente o *Theta map* (Winjs *et al.*, 2005). As descrições e os produtos resultantes da aplicação destes métodos serão discutidos no Capítulo 8 – Caracterização Magnética-Estrutural de Subsuperfície.

6.4 NATUREZA DOS DADOS HIDROGEOLÓGICOS E HIDROQUÍMICOS

Na confecção do banco de dados utilizado nesta pesquisa, foram catalogados e georreferenciados 187 poços, sendo 181 completados na Formação Serra Geral (SASG) e 6 completados nas formações Botucatu/Pirambóia (SAG). Os dados hidroquímicos e hidrogeológicos foram compilados das seguintes fontes: SUDERHSA - Superintendência de Desenvolvimento de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental (109 poços) e Sanepar – Companhia de Saneamento do Estado do Paraná (78 poços).

A nomenclatura dos poços completados na Formação Serra Geral segue uma ordem crescente vinculada a uma simbologia identificadora do órgão fornecedor dos dados (SD – SUDERHSA e SA - Sanepar), enquanto os poços vinculados ao Sistema Aquífero Guarani, receberam a simbologia SAG. O mapa da localização geográfica de cada um destes poços pode ser apreciado na Figura 17.

6.4.1 PROCESSAMENTO DOS DADOS HIDROGEOLÓGICOS E HIDROQUÍMICOS

Para o processamento dos dados hidrogeológicos, foram avaliados e utilizados todos os laudos técnicos dos poços compilados (Anexo1), os quais apresentam as seguintes variáveis: profundidade de perfuração, nível estático, nível dinâmico, nível potenciométrico, vazão de exploração e capacidade específica .

Posteriormente, os dados de poços completados na Formação Serra Geral foram interpolados e contornados por meio de células quadradas de 5000 x 5000 m. Em seguida foram gerados mapas de distribuições das variáveis citadas, os quais foram confrontados ao arcabouço magnético-estrutural simplificado (lineamentos geofísicos) da área de estudo, com o objetivo de averiguar suas eventuais relações. Também foi gerado para cada variável um gráfico de barra (histograma). Os dados hidrogeológicos de poços completados nas formações Botucatu/Pirambóia, em virtude de serem escassos, foram apenas comentados.

Dentre um grande número de parâmetros que podem ser determinantes para caracterizar uma amostra de água, alguns são usualmente empregados e tomados como indicadores. Logo para avaliar a composição físico-química das águas subterrâneas da área de estudo, foram analisados e processados os seguintes parâmetros hidrogeoquímicos: potencial hidrogeniônico (pH), sólidos totais dissolvidos (STD), bicarbonato (HCO_3^-), carbonato (CO_3^{2-}), cloreto (Cl^-), sulfato (SO_4^{2-}), fluoreto (F^-), nitrato (NO_3^-), cálcio (Ca^{2+}), magnésio (Mg^{2+}), sódio (Na^+), potássio (K^+) e ferro total (Fe).

Inicialmente procedeu-se uma análise crítica e estatística, eliminando os dados espúrios e padronizando as unidades. A consistência e qualidades dos dados foram avaliadas com base na Diferença de Balanço Iônico (DBI), que mede a diferença relativa entre as concentrações de cátions e ânions expressa em meq/L, aceitando-se diferenças inferiores a 10,00%. A diferença de balanço iônico foi

calculada após conversão das concentrações em mg/L para meq/L, baseado em Logan (1965). Neste procedimento foram usados os cátions cálcio, magnésio, sódio e potássio e os ânions bicarbonato, carbonato, cloreto e sulfato.

A diferença de balanço iônico é calculada pela seguinte fórmula:

$$DBI(\%) = \frac{(\sum \text{ânions} - \sum \text{cátions})}{(\sum \text{ânions} + \sum \text{cátions})} \times 100$$

Após este procedimento apenas 106 poços apresentaram DBI inferior a 10,00% (Anexo 2), os quais foram utilizados para determinar a composição química das águas da área de estudo, com base na predominância dos cátions e ânions principais com o auxílio do diagrama triangular de Piper (1944). Este diagrama é frequentemente usado para classificar e representar graficamente a composição química das águas subterrâneas, além de definir a evolução das mesmas.

Posteriormente, análogo aos dados hidrogeológicos, estes foram interpolados e contornados por meio de células quadradas de 5000 x 5000 m. Em seguida, foram gerados mapas de distribuição espacial dos parâmetros hidrogeoquímicos citados, os quais foram confrontados ao arcabouço magnético-estrutural simplificado (lineamentos geofísicos) da área de estudo, com o objetivo de averiguar suas eventuais relações. Todos os resultados obtidos por meio de tais operações podem ser visualizados no Capítulo 10 – Caracterização Hidrogeológica-Hidroquímica.

6.5 NATUREZA DOS DADOS LITOGEOQUÍMICOS

Visando fornecer subsídios à classificação química das águas na área de estudo, foram selecionadas 123 análises químicas de rochas basálticas cedidas pela MINEROPAR, através do Dr. Edir Ademir Arioli, nas quais foram processados os teores percentuais dos óxidos de elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , K_2O , Na_2O e P_2O_5). Tal procedimento possibilitou classificar geoquimicamente, por meio de um diagrama triangular as rochas da região e verificar as oscilações nos teores de elementos alcalinos e alcalino-terrosos nas águas subterrâneas do SASG, promovidas pela dissolução dos basaltos.

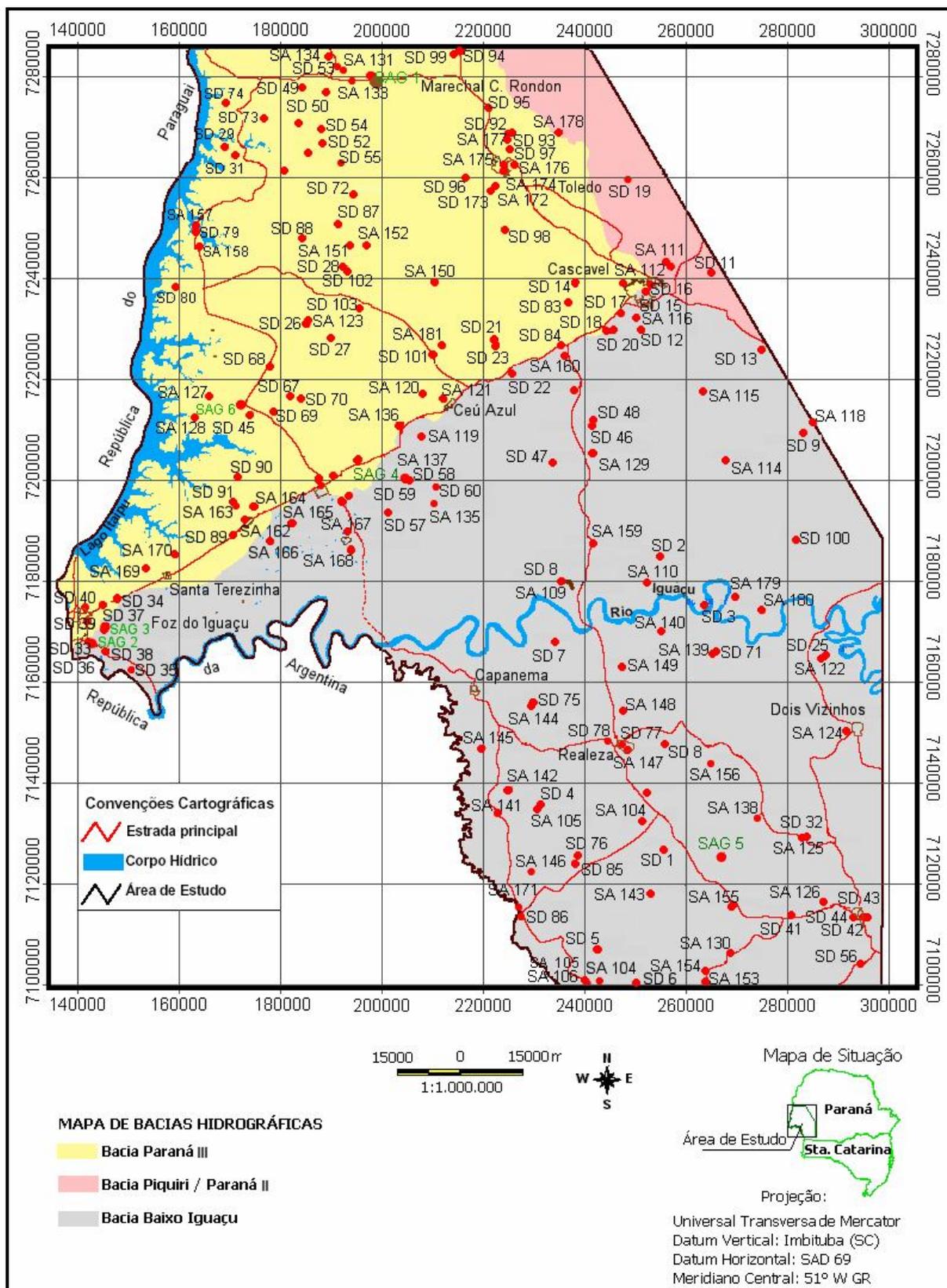


Figura 17 – Mapa da distribuição geográfica dos poços tubulares fornecidos pela SUDERHSA e Sanepar, sobreposto à imagem das sub-bacias hidrográficas.

7. CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DE SUPERFÍCIE

Como o objetivo principal deste trabalho é identificar zonas de conexão hidráulica dos SASG e SAG, julgou-se de fundamental importância o entendimento dos condicionantes tectono-estruturas de superfície. Esta análise foi baseada no cruzamento de informações bibliográficas, estudos morfoestruturais da rede de drenagem e lineamentos traçados com base em imagens de sensores remotos.

Para configurar o arcabouço tectono-estrutural da área de estudo, foram investigados os trabalhos de Soares *et al.* (1982) e Zalán *et al.* (1990), baseados em imagens de satélite (LANDSAT 3), e os magnetométricos de Ferreira *et al.* (1982 a, b). Da seleção realizada foi constatado que as estruturas PT- 3 e PT- 4 (Pitanga N60E), PR- 2 e PR- 3 (Paraná – N25E) de Soares *et al.* (1982), o Alinhamento do Rio Piquiri de Ferreira *et al.* (1982 a, b), a falha de Jacutinga e a zona de falha de Taxaquara de Zalán *et al.* (1990) e o Alinhamento do Rio Iguaçu (Fúlfaro *et al.*, 1982) afetam estruturalmente a área de estudo.

7.1 MODELO DIGITAL E ELEVAÇÃO (MDE)

A partir de um recorte do mosaico do Modelo Digital de Elevação da América do Sul, foi gerado o MDE da área de estudo na escala 1: 250.000 (Figura 18). O realce de relevo através de pseudo-iluminação (direção 45°) proporcionou o sombreamento no relevo, dando a impressão de concavidade e convexidade, permitindo a identificação de lineamentos estruturais. O termo lineamento aqui utilizado segue os conceitos de O'Leary *et al.* (1976), que consideraram este como qualquer feição linear mapeável, simples ou composta, contínua ou descontínua, da superfície terrestre, que pode estar relacionado à falhas, fraturas ou diques. A imagem da Figura 18 permitiu o reconhecimento das formas, dos padrões de relevo e dos principais lineamentos estruturais da área de estudo.

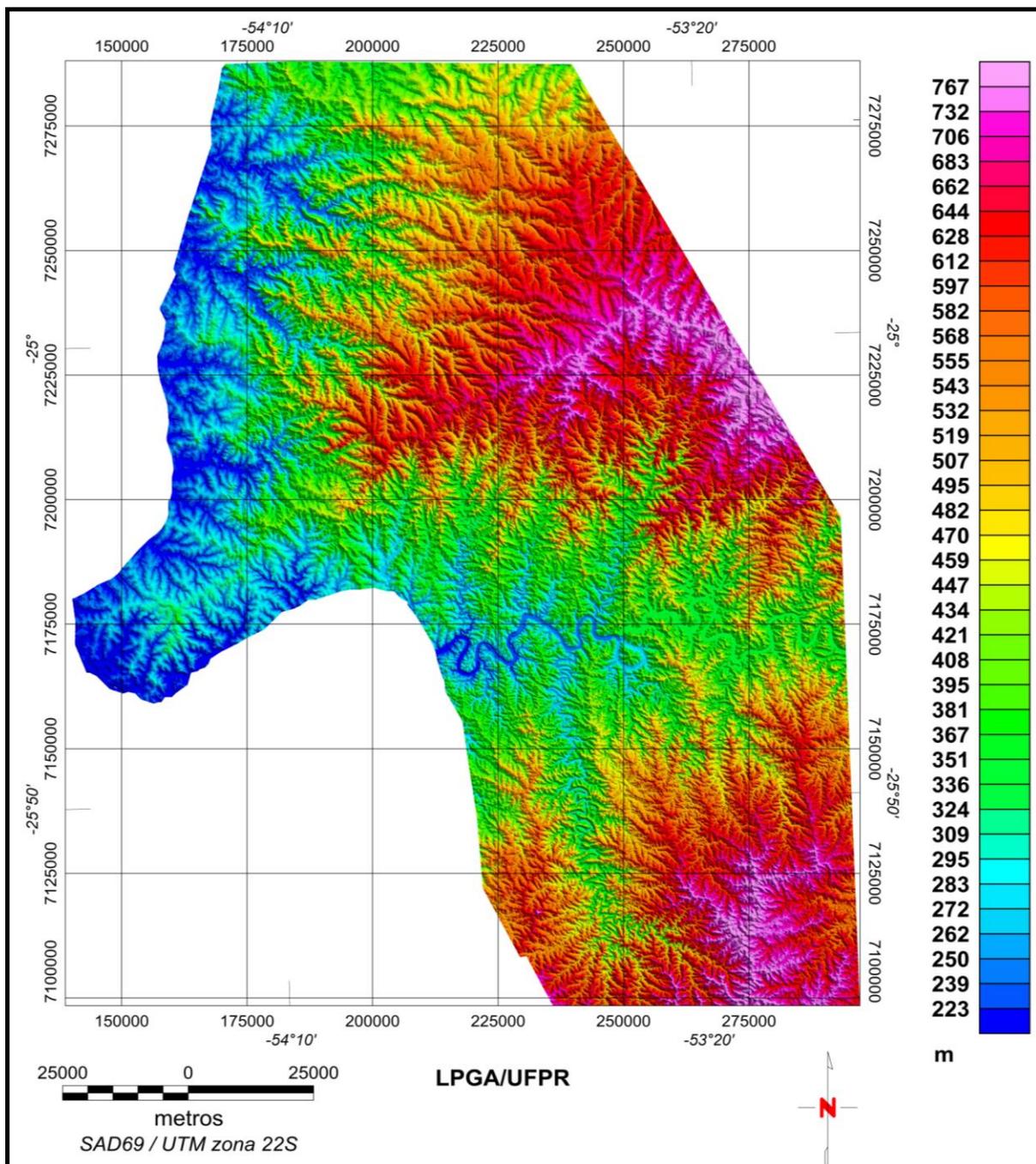


Figura 18 – Modelo Digital de Elevação da área de estudo.

De posse da imagem da Figura 18 e com auxílio do programa Geosoft (2008), foram traçados os lineamentos estruturais correspondentes à quebra de relevo negativa, representando prováveis manifestações rúpteis (fraturas e falhas) nas direções N-S, NE-SW, NW-SE e E-W (Figura 19). Fisiograficamente, os lineamentos que têm expressões geomórficas são os mais frequentes na área de estudo. Em geral são lineamentos de feições topográficas negativas (incluindo cursos de rios), constituindo quebras em um relevo uniforme. O produto obtido

através deste procedimento serviu para aferir as estruturas derivadas do método magnético, além de suprir a dificuldade de identificação das estruturas de direção N-S, mascaradas pela direção das linhas de vôo do levantamento aeromagnético.

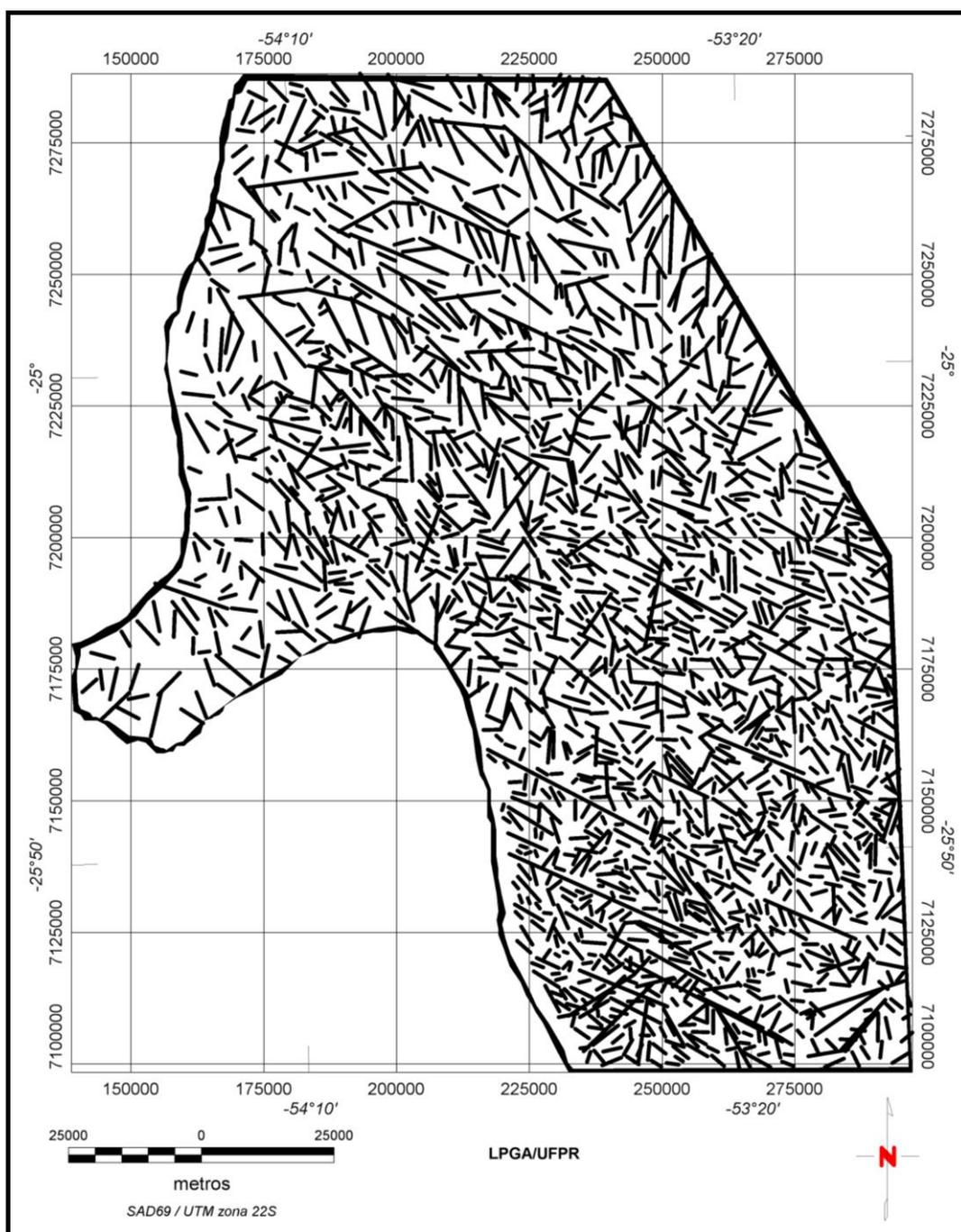


Figura 19 – Mapa dos lineamentos estruturais negativos obtidos a partir do Modelo Digital de Elevação (MDE).

Observando a imagem da Figura 19, verifica-se que o conjunto de lineamentos de direção NW-SE ocorre principalmente nas porções norte e sul da área de estudo. Os lineamentos deste conjunto apresentam grandes extensões e espaçamentos variáveis, o que sugere que estes correspondam a grandes falhas geológicas, dada à menor dispersão e maior dimensão desta no contexto regional. O conjunto de estruturas com direção NE-SW é disperso e aleatoriamente distribuído, possivelmente indicando estruturação mais tardia. Os conjuntos N-S e E-W são subordinados, e se caracterizam por apresentar espaçamentos entre seus lineamentos relativamente grandes. Os lineamentos podem ser condicionantes da composição química das águas subterrâneas, pois a interação rocha-meio é incrementada em zonas fraturadas, aumentando o grau de alteração da rocha proporcionalmente a densidade de fraturas, o que promove maior atividade de troca iônica. Por outro lado, se o lineamento for mineralizado por veios ou filões, o mesmo pode contribuir com elementos químicos estranhos ao aquífero, ou com concentrações anômalas. Também é de suma importância ressaltar que, se o lineamento for profundo e atravessar outras formações geológicas, pode colocar em interação aquíferos quimicamente distintos, gerando águas híbridas.

7.2 IMAGENS DE SATÉLITE

As imagens do mosaico Geocover Landsat 7 ETM + (Enhanced Thematic Mapper Plus) extraído da folha S-22-25_2000 e composto por oito bandas espectrais que podem ser combinadas em inúmeras possibilidades de composições coloridas e opções de processamento. As bandas do espectro visível e do infravermelho (bandas 1 a 5 e banda 7) apresentam resolução espacial de 30,00 m. À banda do infravermelho termal (banda 6) tem resolução de 60,00 m, enquanto a banda pancromática (banda 8) apresenta imagens com 15,00 m de resolução espacial. Para a área de estudo foi utilizada a composição colorida da banda 7, 4 e 2 nas cores vermelha, verde e azul (RGB) respectivamente, com projeção UTM, Fuso 22 Sul e Datum SAD 69. O mosaico desta imagem pode ser observado na Figura 20. Embora não tenha sido interpretada em detalhe, as imagens de satélite auxiliaram no reconhecimento da geomorfologia e na configuração da rede de drenagem.

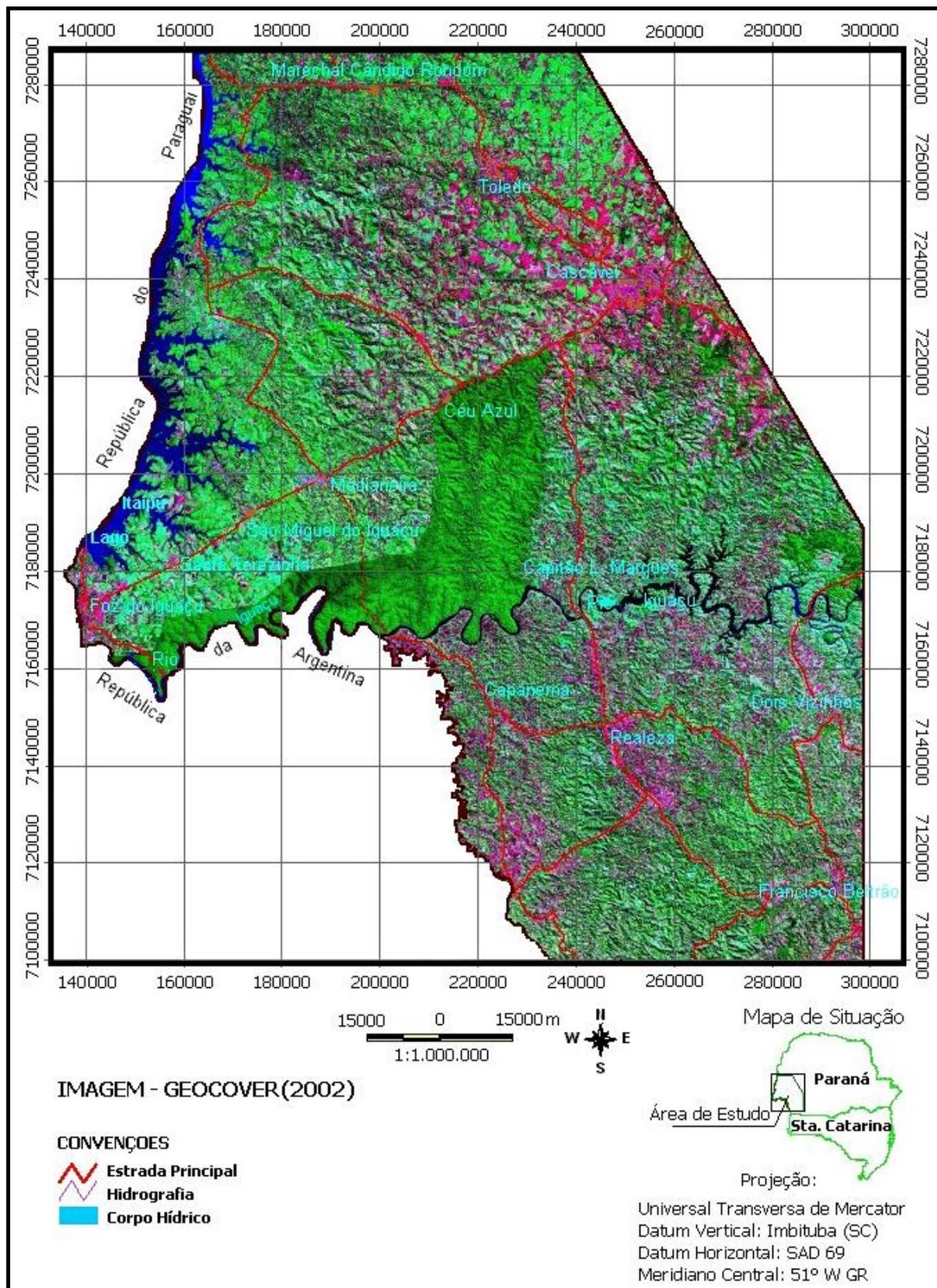


Figura 20 – Imagens do satélite Geocover Landsat- 7 RTM + da área de estudo.

7.3 REDE DE DRENAGEM

A análise do arranjo espacial de cursos fluviais dentro de uma bacia hidrográfica, em grande parte é controlada pela estrutura geológica, a qual estabelece o padrão de drenagem da mesma. Padrões diferentes podem ocorrer dentro de uma mesma bacia, sempre influenciados pela disposição, natureza e grau de resistência das rochas, diferenças de declividade e geomorfologia da região (Bigarella *et al.*, 1979). Os padrões de drenagem podem ser classificados segundo a sua gênese, geometria e padrão de escoamento (Christofolletti, 1981).

As principais drenagens da área são controladas pelos rios: Paraná a Noroeste, Piquiri a Nordeste e Iguaçu ao Sul da área de estudo e são preferencialmente condicionados por grandes falhas na direção NW-SE, já descritas anteriormente. O fluxo nos canais dos rios Paraná, Piquiri e Iguaçu é dominado pelo declive do planalto para Oeste e seus tributários pelo declive dos derrames de basaltos locais.

O mapa da rede de drenagem (Figura 21) exhibe em geral, um padrão dentrítico, com direções NE-SW na porção central e NW-SE nas porções Norte e Sul da área de estudo. Contudo, observa-se que em algumas porções da área o padrão também é paralelo. Nota-se que há uma compartimentação estrutural regional, delineada por falhamentos e fraturamentos, bem como por diques de diabásio associados ao Arco de Ponta Grossa (Vieira, 1973; Ferreira, 1982b e Soares *et al.*, 1982). O efeito das estruturas sobre a drenagem é evidenciado nas modificações dos cursos dos rios. Este aspecto caracteriza uma influência na permeabilidade dos basaltos e em sua vulnerabilidade ao intemperismo (Bittencourt, 1996). O mapa da Figura 22 exhibe a rede de drenagem com o traçado das principais feições estruturais que condicionam a trama hidrográfica da área de estudo.

A integração dos estudos morfoestruturais da rede de drenagem e das imagens de sensores remotos (MDE e satélite), foram essenciais para a configuração do arcabouço estrutural de superfície.

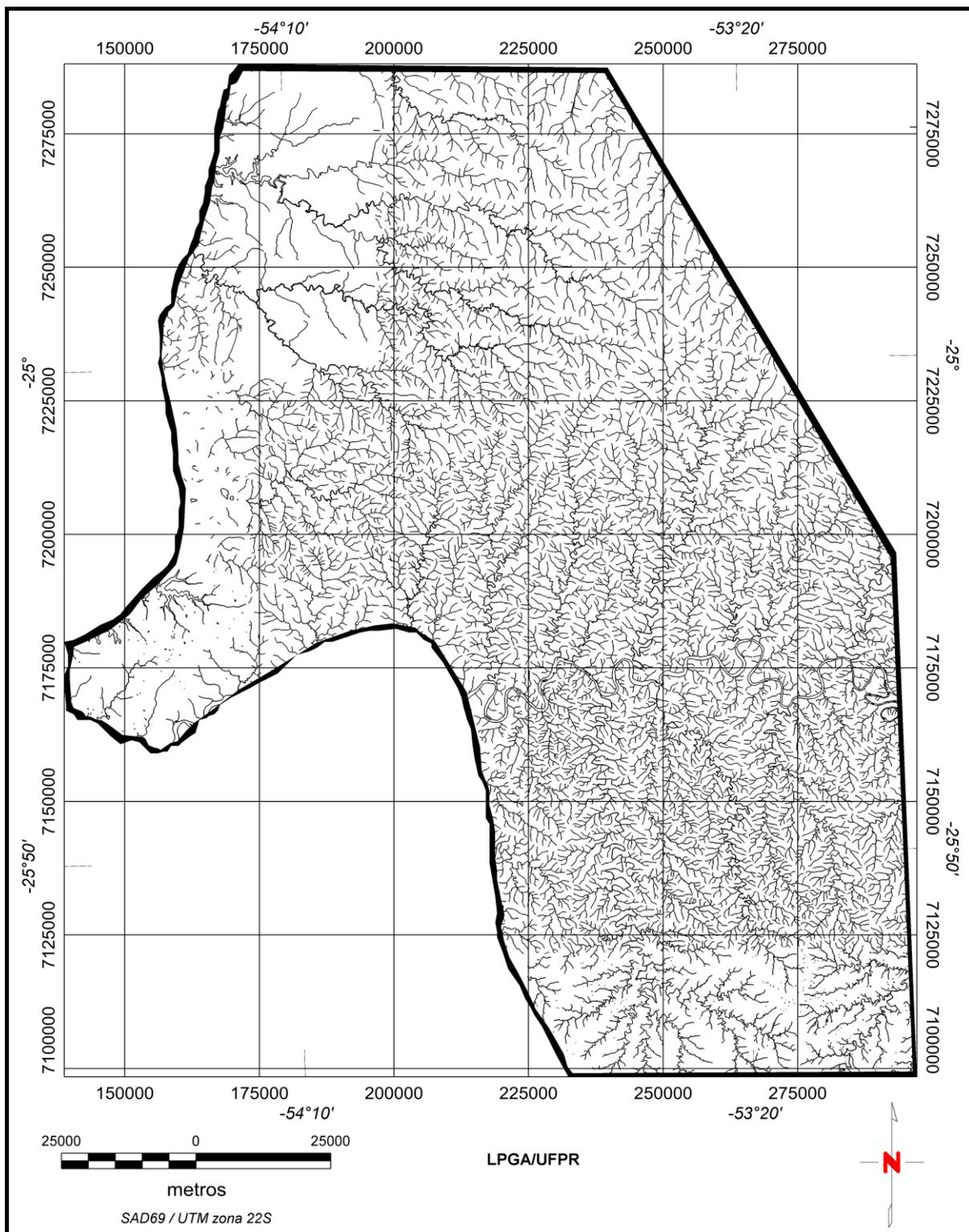


Figura 21 – Mapa da rede de drenagem da área de estudo.

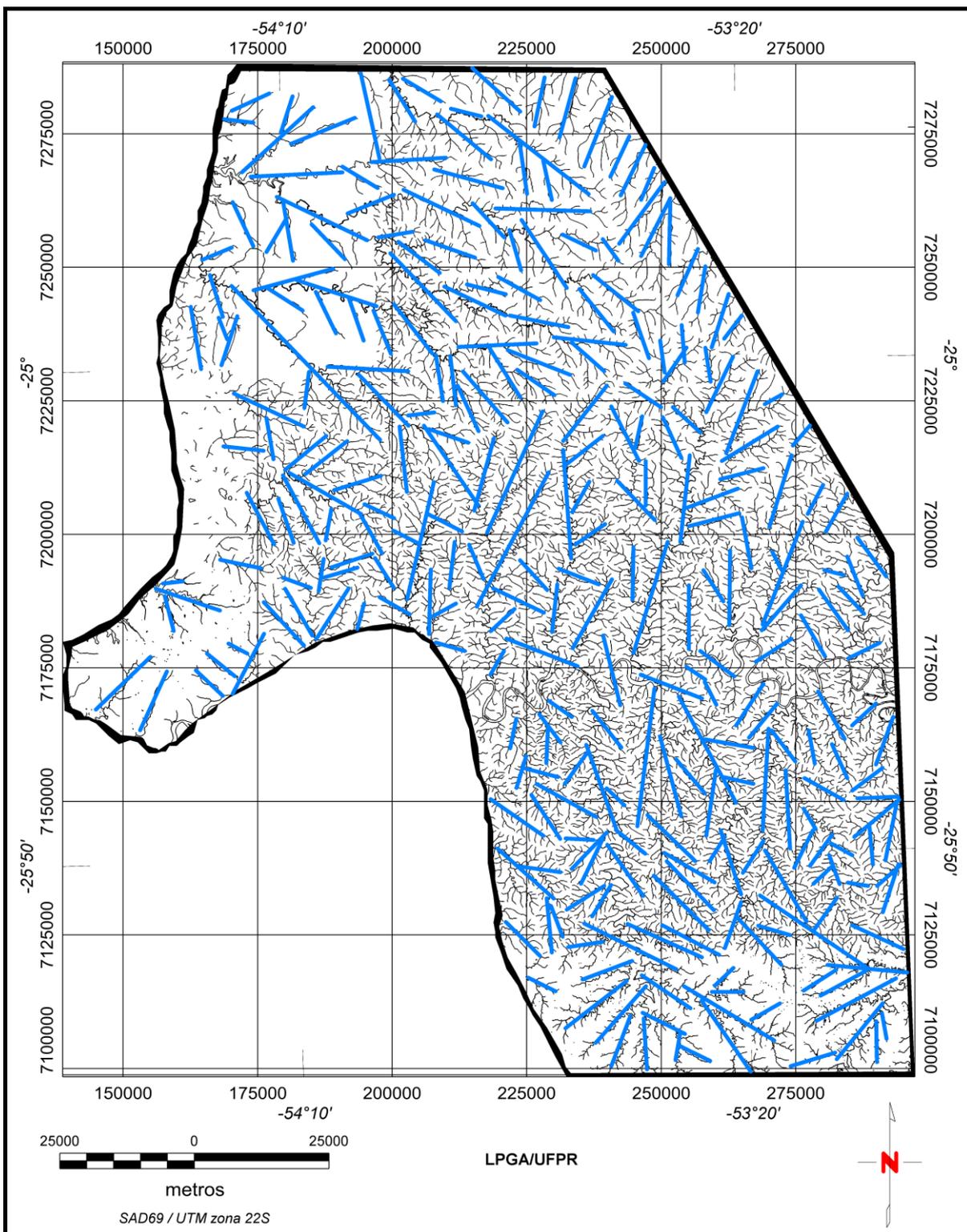


Figura 22 – Mapa da rede de drenagem da área de estudo, com os traçados dos principais lineamentos.

7.4 ARCABOUÇO ESTRUTURAL DE SUPERFÍCIE

Após a conclusão dos estudos de análise de lineamentos, determinou-se, em termos regionais, a tendência do comportamento estrutural da área de estudo. A compilação, em ambiente SIG, dos lineamentos estruturais extraídos do Modelo Digital de Elevação e da rede de drenagem, permitiram a confecção do arcabouço estrutural de superfície da área de estudo (Figura 23), o qual auxiliou no detalhamento tectono-estrutural local.

Por meio desta integração foi possível constatar, de forma geral, que o padrão de drenagem guarda correspondência com as direções das intrusões de diabásios, ou seja, está intimamente relacionado com aspectos topográficos, geomorfológicos e elementos morfotectônicos que afetam a área.

Levando-se em consideração as condições geológicas e estruturais da área de estudo, aceita como uma unidade tectônica sem evidências de grandes perturbações e, conseqüentemente, sem geração de estruturas muito variadas, é possível acreditar-se que os lineamentos representem reflexos em superfície de descontinuidades profundas, tipos falhas. Note-se que os intensos fraturamentos condizem com as direções esperada para a Formação Serra Geral e a Bacia do Paraná.

As interpretações destas feições estruturais forneceram parâmetros extremamente relevantes na compreensão do sistema hidrogeológico da área de estudo, visto que, estas descontinuidades geológicas condicionam o fluxo e as propriedades físico-químicas da águas do SASG.

Aventa-se também a possibilidade da ascensão de águas de aquíferos subbasálticos, principalmente do SAG, via tais fraturas, alterando a composição química das águas do SASG.

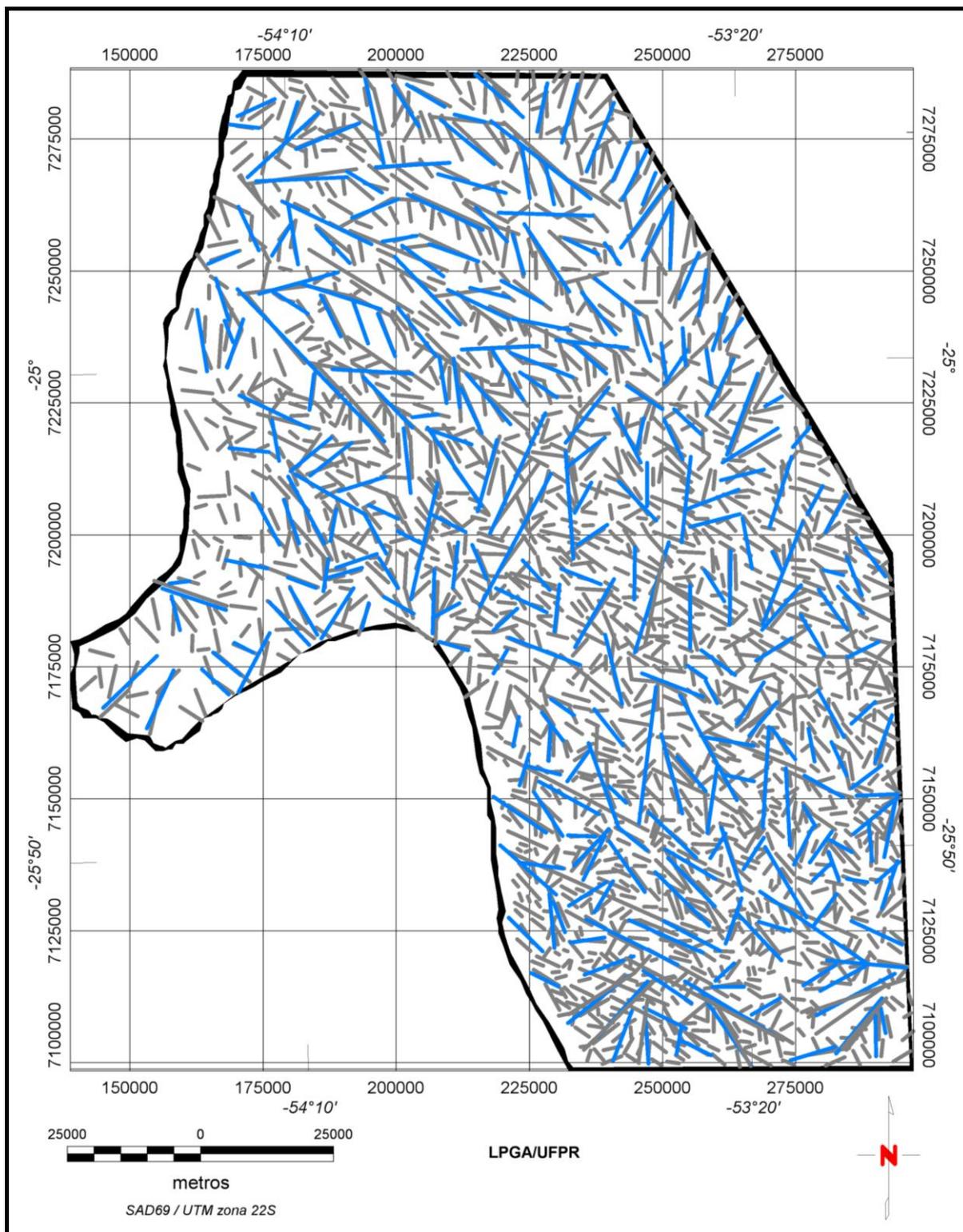


Figura 23 – Mapa do arcabouço estrutural de superfície, indicando as principais estruturas (lineamentos do MDE – cinza; lineamentos da rede de drenagem – azul).

8. CARACTERIZAÇÃO MAGNÉTICA-ESTRUTURAL DE SUBSUPERFÍCIE

O estudo geológico da superfície de um terreno e sua relação no espaço e no tempo é de importância indiscutível para o entendimento das rochas em subsuperfície e para a localização de depósitos minerais. No entanto, nem sempre as rochas estão disponíveis sob a forma de afloramentos ou permitem inferências seguras sobre o que ocorre em profundidade. As informações geofísicas são ferramentas que auxiliam e complementam o estudo de superfície.

A magnetometria é uma técnica geofísica que se baseia na medição do campo magnético terrestre, embasado na Teoria do Potencial, ou seja, não necessitando ser excitado para obterem-se medidas do campo físico. Constitui uma poderosa ferramenta na interpretação tectônica, e vem sendo globalmente utilizada na caracterização de terrenos geológicos, suas discontinuidades, presença de intrusões, contatos litológicos, etc. Sua aplicação integrada ao conhecimento da geologia de superfície permite uma investigação da estrutura crustal de razoável precisão, revelando as variações laterais e verticais de magnetização que podem ser transcritas em termos de variações de reologia da crosta.

Portanto levantamentos aeromagnetométricos são de grande valia na obtenção de informações estruturais em nível regional e local. Todavia, pode não ser suficiente a coleta de dados e a simples representação espacial das propriedades físicas. Técnicas estatísticas ou determinísticas, como operação matemática, filtragens, modelamentos, interpolações, integrações ou a combinação de duas ou mais dessas técnicas podem ser bastante úteis na interpretação.

8.1 REDUÇÃO O IGRF/DGRF DE DADOS MAGNÉTICOS

A maior parte do campo magnético é devido à contribuição do núcleo terrestre, de materiais magnéticos do manto e da crosta terrestre e de correntes induzidas por campos externos a Terra, que não é interessante para o mapeamento geológico e para a prospecção mineral. Assim, é recomendável que essa influência seja retirada dos dados magnéticos. Essa parte do campo pode ser estimada com grande aproximação por modelos matemáticos denominados *International*

Geomagnetic Reference Field (IGRF) e *Definitive Geomagnetic Reference Field* (DGRF). Com a retirada do IGRF, o campo resultante pode ser considerado como proveniente das fontes crustais acima da superfície Curie, e é chamado de campo magnético residual, o qual representa as assinaturas anômalas que se deseja estudar. Os dados aeromagnéticos utilizados neste trabalho foram cedidos pela CPRM ao LPGA/UFPR, já subtraídos do IGRF correspondente ao ano da realização do levantamento.

8.2 PROCESSAMENTO DOS DADOS

Para que os dados aeromagnéticos residuais sejam apresentados como superfícies, estes necessitam ser ordenados na forma de malhas regulares com pontos equidistantes, os quais podem ser interpolados com o emprego de diferentes métodos. No presente trabalho estes valores foram interpolados, por meio do método da curvatura mínima (Briggs, 1974), gerando uma malha com $\frac{1}{4}$ do espaçamento nominal entre as linhas de vôo, ou seja, células de 750x750 metros, resultando no mapa do campo magnético residual (Figura 24).

Trata-se do campo magnético resultante da concentração de minerais magnéticos nas rochas da litosfera. Embora o campo magnético residual não posicione as anomalias sobre os corpos causativos, em função da latitude magnética, auxilia na interpretação do arranjo estrutural profundo. Esta imagem revela heterogeneidade no relevo magnético, como um alto nas porções Oeste, Nordeste e Sul da área de estudo e um baixo nas demais porções. O campo magnético residual é o ponto de partida para a geração dos demais temas.

Uma série de ruídos decorrentes do desnivelamento das linhas de vôo, podem se observadas na Figura 24. Para a correção destes efeitos foi aplicada a técnica de micronivelamento, a partir do algoritmo de Minty, (1991). O mapa residual desta forma micronivelado é apresentado na Figura 25.

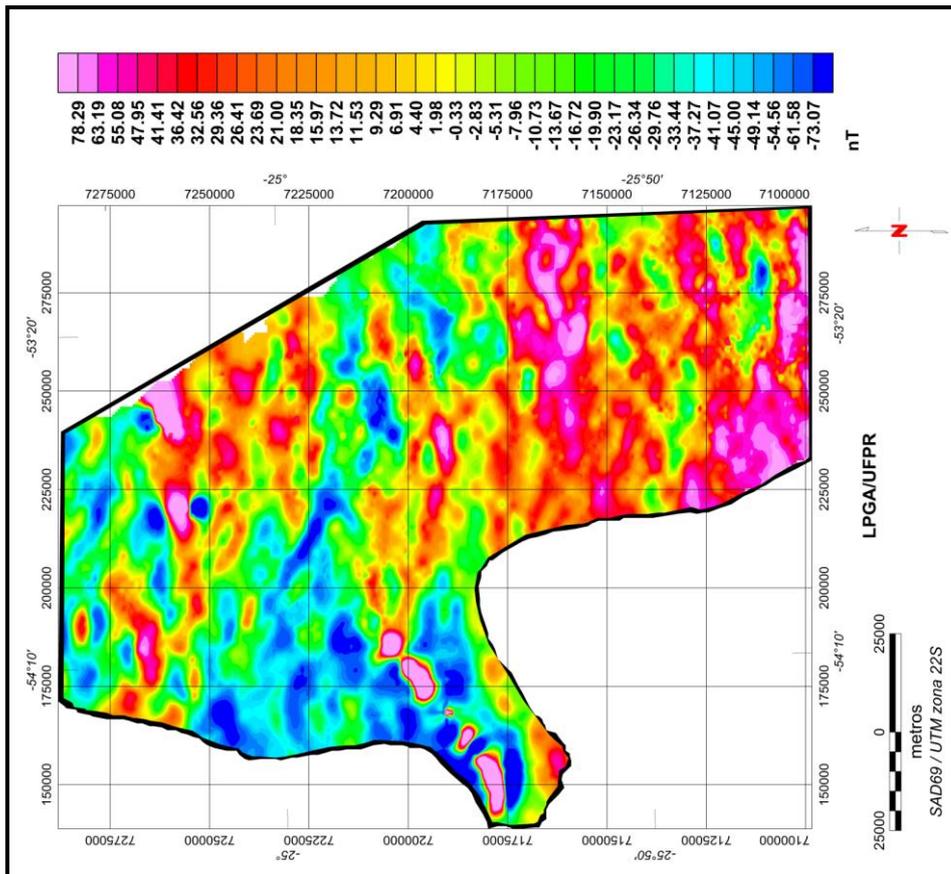


Figura 25 – Mapa do campo magnético residual micronivelado.

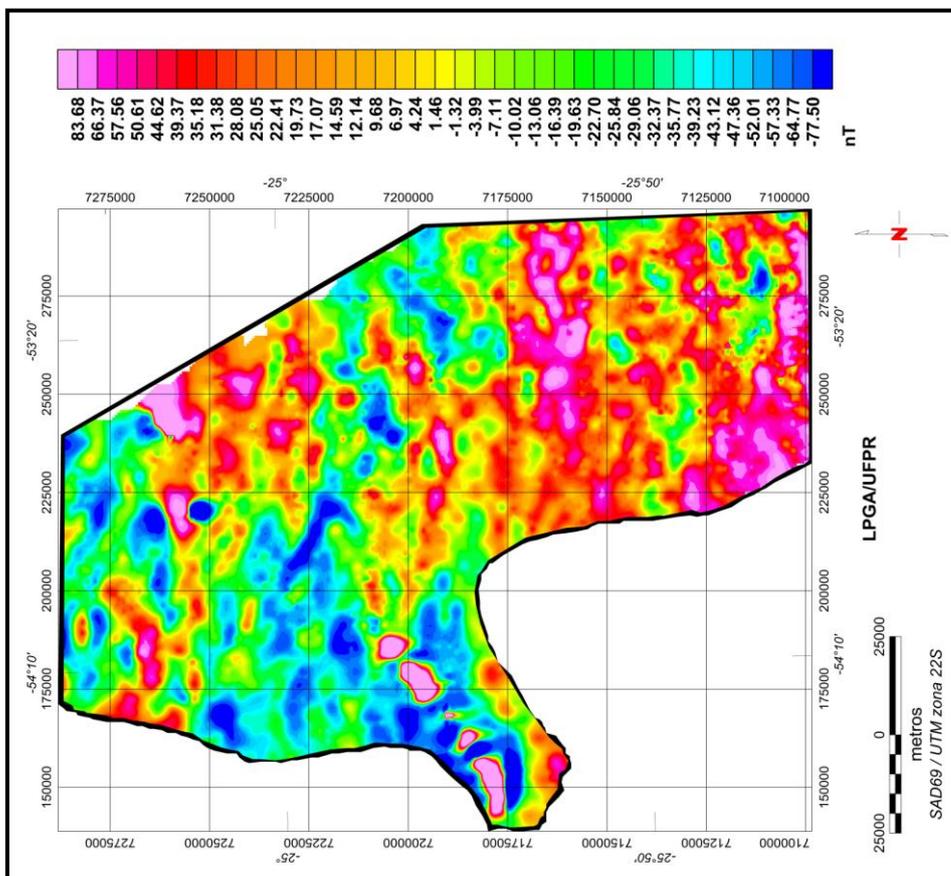


Figura 24 – Mapa do campo magnético residual.

8.2.1 CONTINUAÇÕES ASCENDENTES

O filtro de continuação ascendente simula a aquisição dos dados do campo magnético em níveis superiores ao original (mais afastados das fontes), tende a atenuar as anomalias de curto comprimento de onda (alta e parcial frequência).

A continuação ascendente é considerada um filtro de “limpeza”, por não produzir quase nenhum efeito de borda. Frequentemente é utilizado para remover ou minimizar sinais de fontes rasas e ruídos. Efetivamente, corresponde a uma suavização e é bastante empregado para comparar dados magnéticos tomados a diferentes altitudes.

Gunn (1975) propôs uma representação espectral geral para campos potenciais, cuja equação é:

$$M_f(u, v, o) = 2\pi \cdot D_1(u, v) \cdot D_2(u, v) \cdot I(u, v) \cdot m_s(u, v, h) \cdot H(u, v, h)$$

onde:

2π é um fator escalar,

D_1 é um fator para a direção da magnetização,

D_2 é um fator para a direção de medida,

m_s é um equivalente ao fator de estrato (incorpora a forma dos corpos fonte de anomalias),

I é um fator de distinção entre campos magnéticos e gravimétricos e,

$H = e^{-h(u^2 + v^2)^{1/2}}$ é um fator da profundidade.

O importante nesta equação é que, no domínio da frequência, a intensidade magnética é definida por simples multiplicações dos fatores relacionados à profundidade das fontes, formato dos corpos, direção da magnetização e latitude magnética. Por exemplo, a multiplicação do espectro de um campo por um fator $H = e^{-h(u^2 + v^2)^{1/2}}$ transforma-o em um espectro de um campo medido a uma distância h acima do plano de observação original. Através da transformada inversa de Fourier, os dados no domínio da frequência retornam ao domínio do espaço, possibilitando visualizar os resultados obtidos.

Inicialmente o mapa do campo magnético residual da área foi submetido a continuações ascendentes, para simular os resultados decorrentes nas alturas de 2000, 3000, 4000 e 5000 metros. Diante dos resultados obtidos foi escolhido o mapa derivado da continuação para 5000 m, por eliminar grande parte dos sinais de alta frequência espacial do mapa residual original micronivelado da Figura 25, (gerado com dados coletados a uma altura de 1000 m), realçando as fontes anômalas profundas de maiores comprimentos de onda. O mapa do campo magnético residual micronivelado e continuado para 5000 m é exibido na Figura 26.

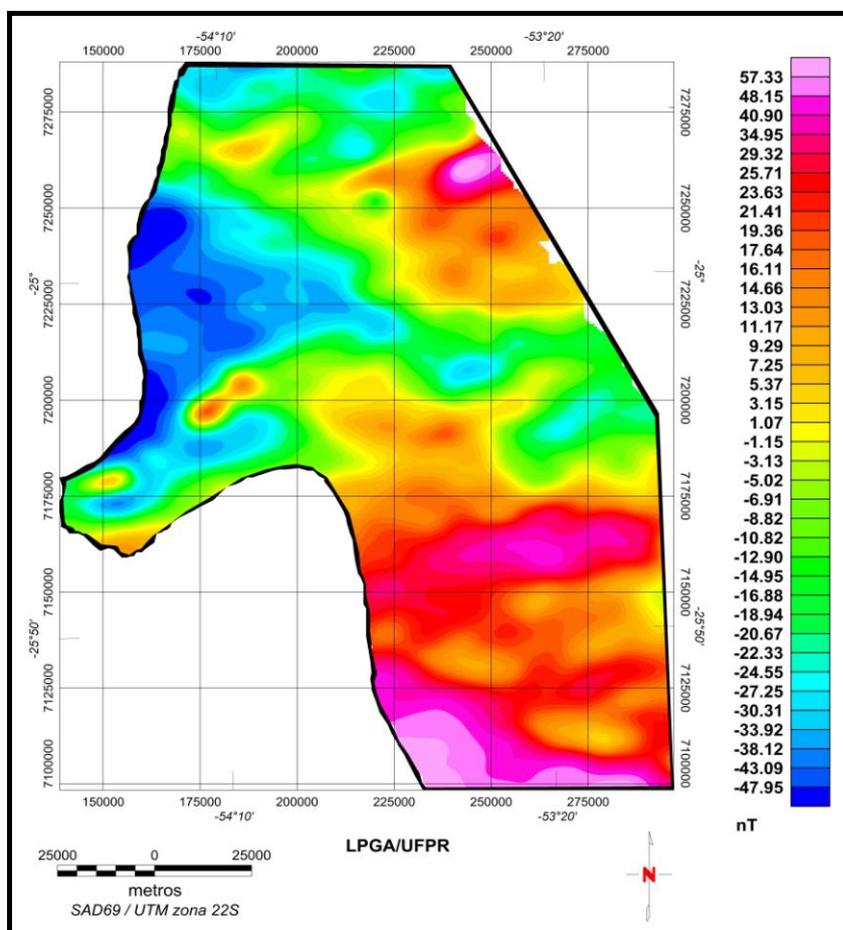


Figura 26 – Mapa do campo magnético residual micronivelado e continuado para 5000 metros.

8.3 PRINCIPAIS MÉTODOS DE REALCE DE ANOMALIAS MAGNÉTICAS, SEGUIDOS DE SEUS RESPECTIVOS PRODUTOS E SUAS INTERPRETAÇÕES

A interpretação e integração dos produtos resultantes do tratamento dos dados aeromagnéticos envolveu principalmente a análise visual, onde buscou-se, por meio de mapas, realçar zonas anômalas e contrastes necessários para a identificação e definição das feições geológicas e estruturais da área estudada, permitindo a configuração do arcabouço magnético-estrutural de subsuperfície. Para isso foram utilizados vários métodos de realce, que enfatizam as feições de interesse, enquanto suprime as de caráter indesejáveis (ruídos). Neste trabalho foram interpretados os produtos resultantes dos seguintes procedimentos: integral vertical (INTV), gradientes horizontais nas direções x e y (G_x e G_y), gradiente vertical na direção z (G_z), gradiente horizontal total (GHT), amplitude do sinal analítico (ASA), inclinação do sinal analítico (ISA), gradiente horizontal total da inclinação do sinal analítico (GHT_ISA), inclinação do sinal analítico do gradiente horizontal total (ISA_GHT) e finalmente, o *Theta map*. A Figura 27 resume os principais métodos utilizados.

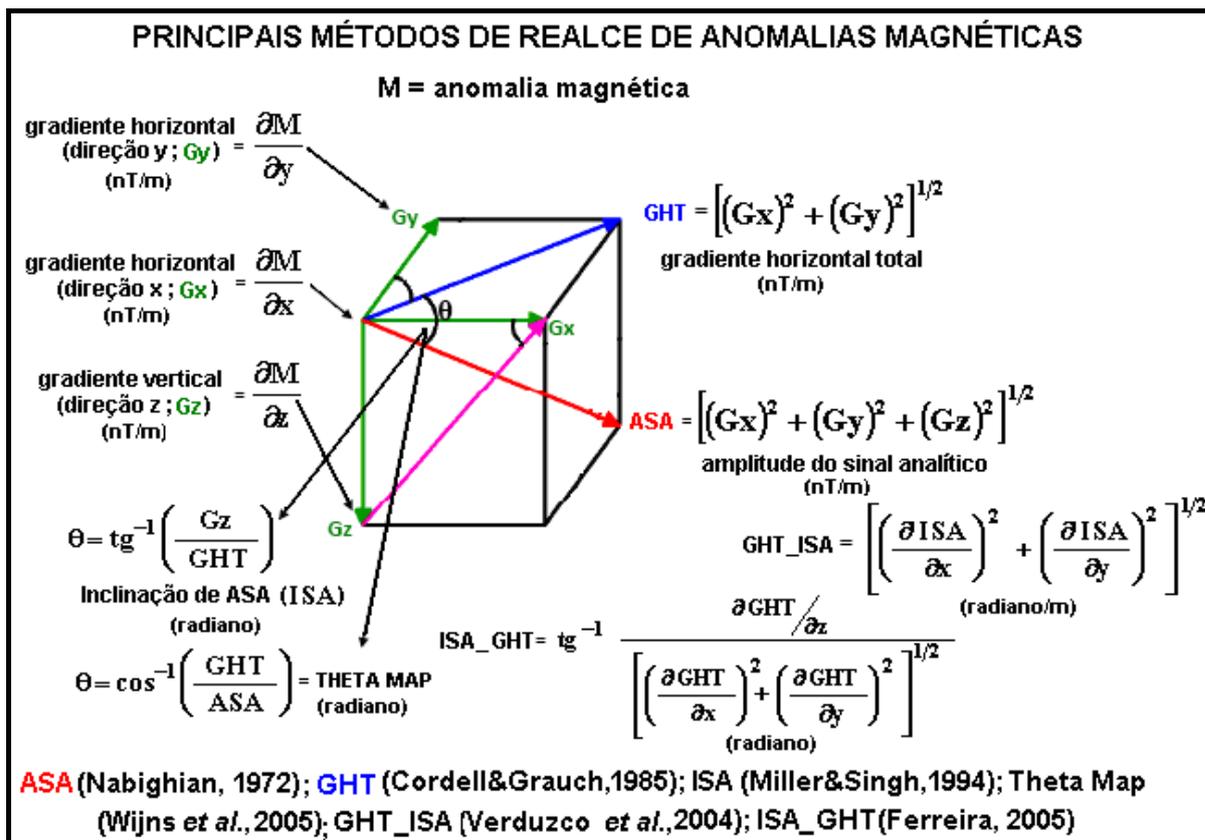


Figura 27 – Representação esquemática dos métodos de realce de anomalias magnéticas (Ferreira & Bongioiolo, 2009)

8.3.1 INTEGRAL VERTICAL (INTV)

O método da integral vertical (Silva, 1996) é usado para estimar a profundidade de fontes profundas com pouco magnetismo, como é o caso das rochas intrusivas, em meio de rochas fortemente magnetizadas. O mapa da Figura 28 mostra o resultado deste método para 1000 m, enquanto o mapa da Figura 29 mostra o resultado do mesmo método com base na continuação para 5000 m. A partir destes mapas é possível identificar zonas anômalas de geometria elíptica no extremo Oeste e no quadrante Sudeste da área de estudo.

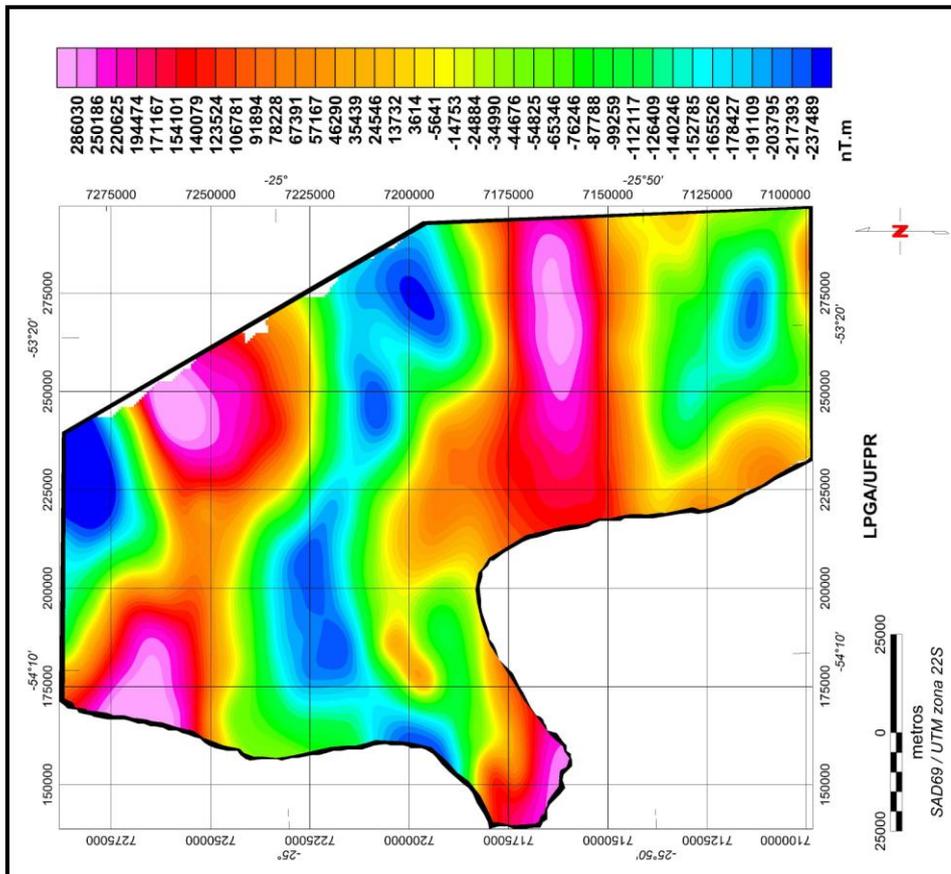


Figura 29 – Mapa da integral vertical a partir do campo magnético residual continuado para 5000 m.

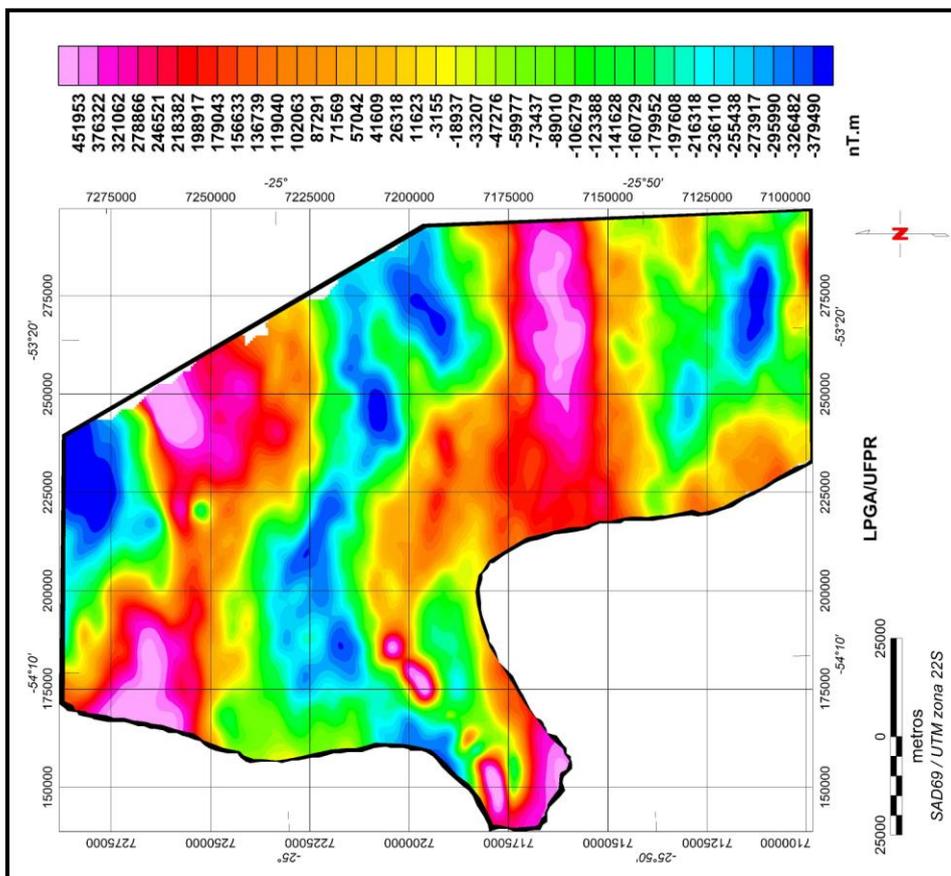


Figura 28 – Mapa da integral vertical a partir do campo magnético residual.

8.3.2 GRADIENTE VERTICAL (Gz)

O gradiente vertical ou derivada vertical (Evjen, 1936) é fisicamente equivalente à medição simultânea do campo magnético em dois pontos dispostos verticalmente e separados por uma distância qualquer. O resultado é obtido pela diferença das medidas nos mencionados pontos, dividido pela separação entre eles. Portanto, tal método realça as feições de altas frequências, em detrimento das baixas, eliminando os efeitos regionais, de longos comprimentos de onda, derivados de fontes profundas. Essa técnica é útil para delimitar e localizar melhor o centro do corpo e as estruturas causadoras das principais anomalias. O realce das altas frequências pode também fornecer informações sobre os contatos, descontinuidades e lineamentos. Sua magnitude é expressa por:

$$G(z) = \left(\frac{\partial M}{\partial z} \right) \vec{k} \quad \text{Unidade} = (\text{nT/m})$$

Os mapas resultantes deste método são mostrados nas Figuras 30 e 31. Nestas imagens é possível visualizar nitidamente os contrastes entre os diferentes domínios magnéticos de altas frequências e também algumas descontinuidades e lineamentos.

8.3.3 GRADIENTES HORIZONTAIS (Gx e Gy)

O gradiente horizontal ou derivada horizontal (Cordel & Grauch, 1985), de uma anomalia de campo potencial pode indicar mudanças laterais abruptas de propriedade física. É utilizado para realçar os gradientes horizontais e, por conseguinte as possíveis fontes causadoras de anomalias. São aplicados para ressaltar as bordas dos corpos nas direções x e y e sua magnitude é dada por:

$$G(x) = \left(\frac{\partial M}{\partial x} \right) \vec{i} \quad \text{e} \quad G(y) = \left(\frac{\partial M}{\partial y} \right) \vec{j} \quad \text{Unidade} = (\text{nT/m})$$

Onde $\frac{\partial M}{\partial x} \vec{i}$ e $\frac{\partial M}{\partial y} \vec{j}$ correspondem às derivadas horizontais da anomalia M

do campo magnético nas direções x e y respectivamente. Os resultados desta filtragem são mostrados nos mapas das Figuras 32, 33, 34 e 35.

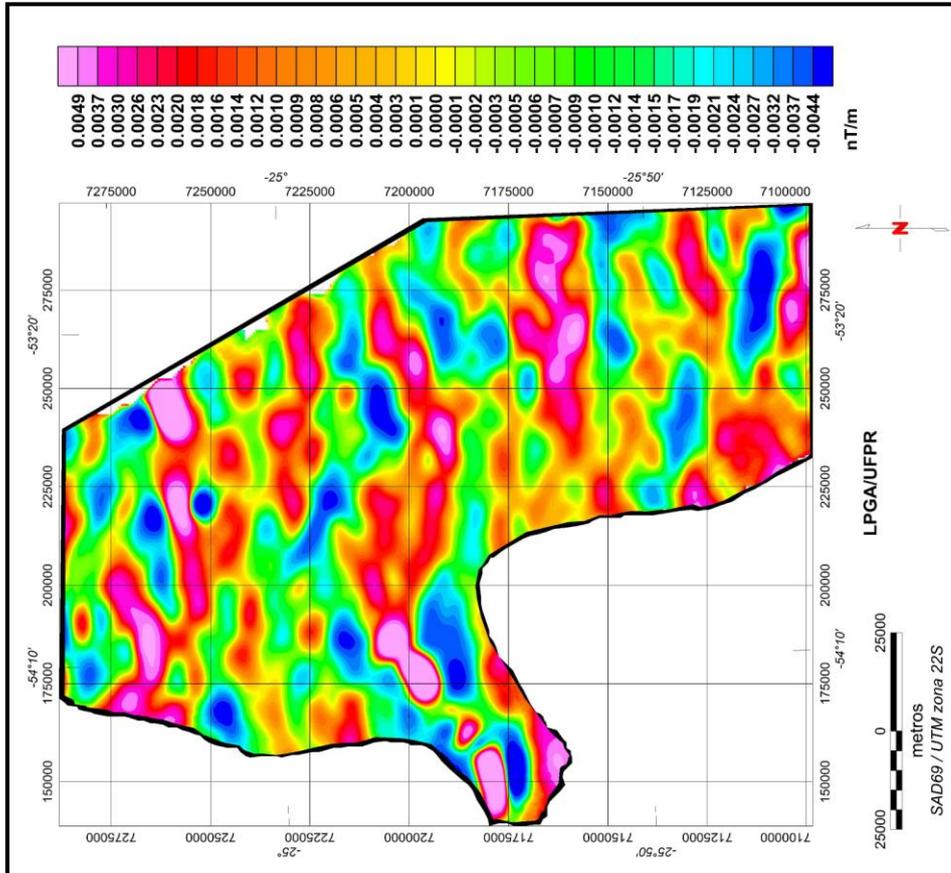


Figura 31 – Mapa do gradiente vertical (Gz) a partir do campo magnético residual continuado para 5000 m.

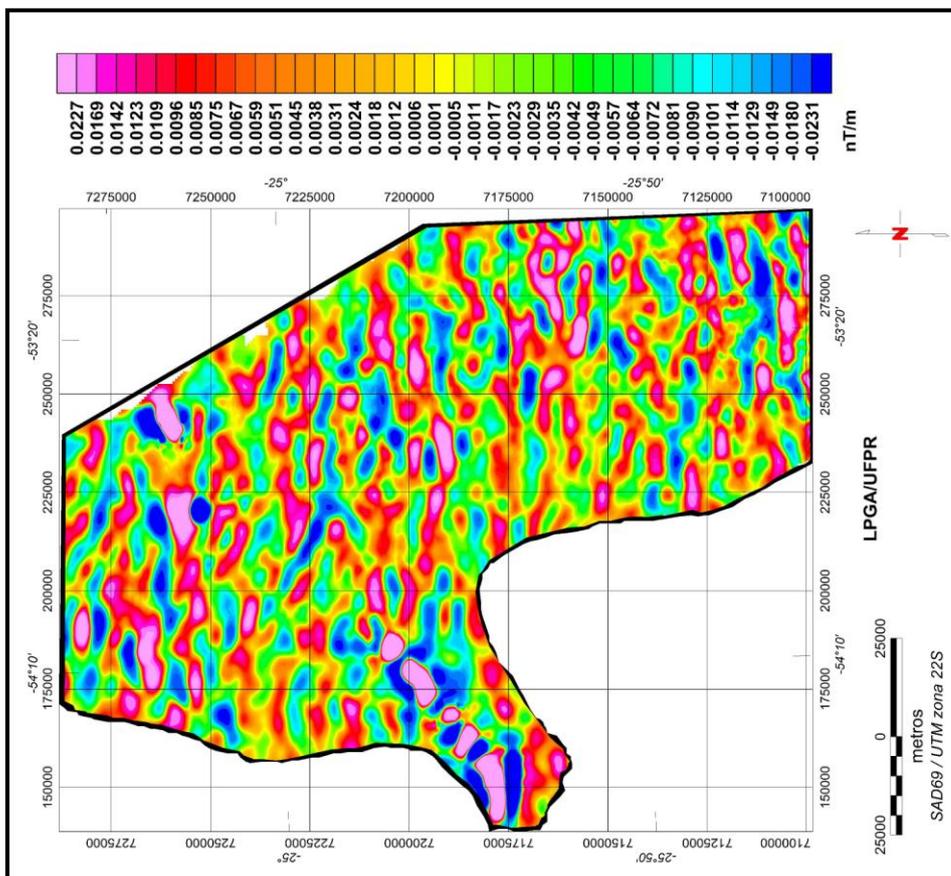


Figura 30 – Mapa do gradiente vertical (Gz) a partir do campo magnético residual.

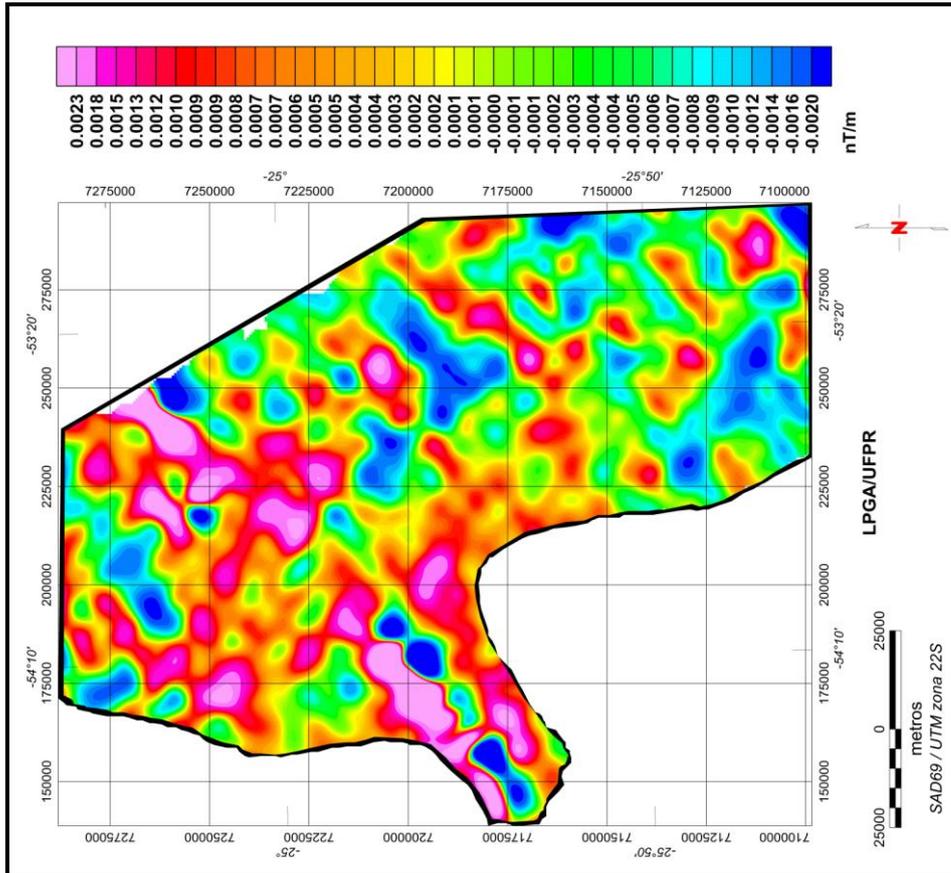


Figura 33 – Mapa do gradiente horizontal (Gx) a partir do campo magnético residual continuado para 5000 m.

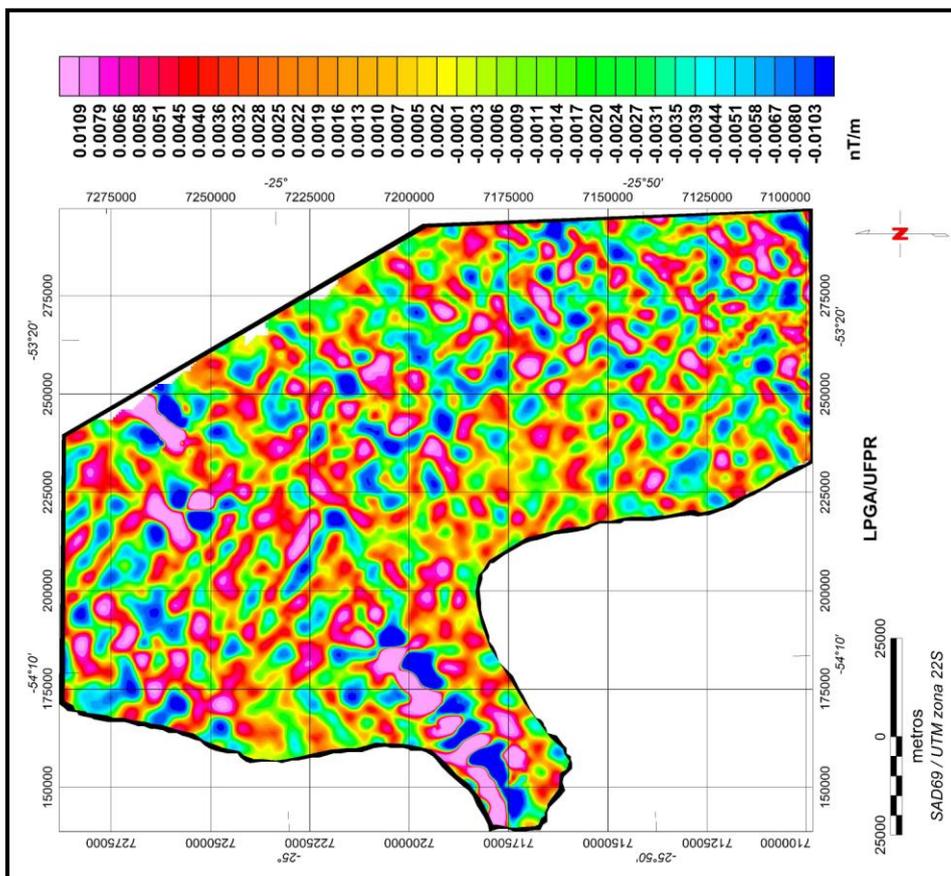


Figura 32 – Mapa do gradiente horizontal (Gx) a partir do campo magnético residual.

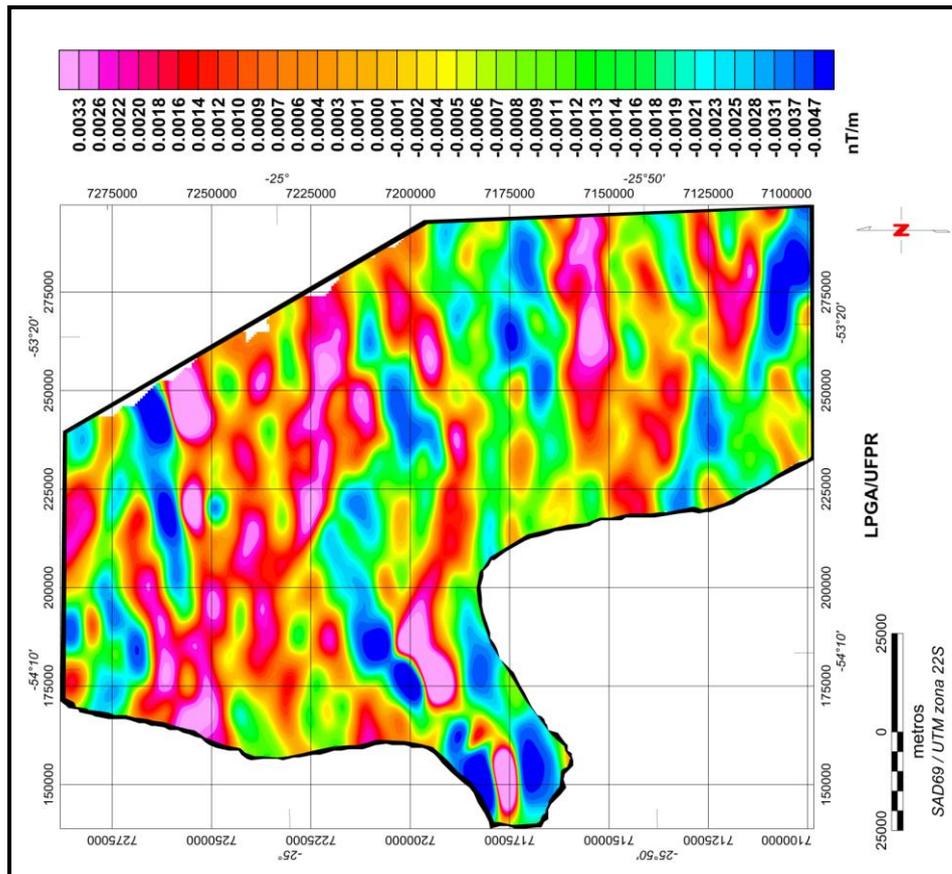


Figura 35 – Mapa do gradiente horizontal (Gy) a partir do campo magnético residual continuado para 5000 m.

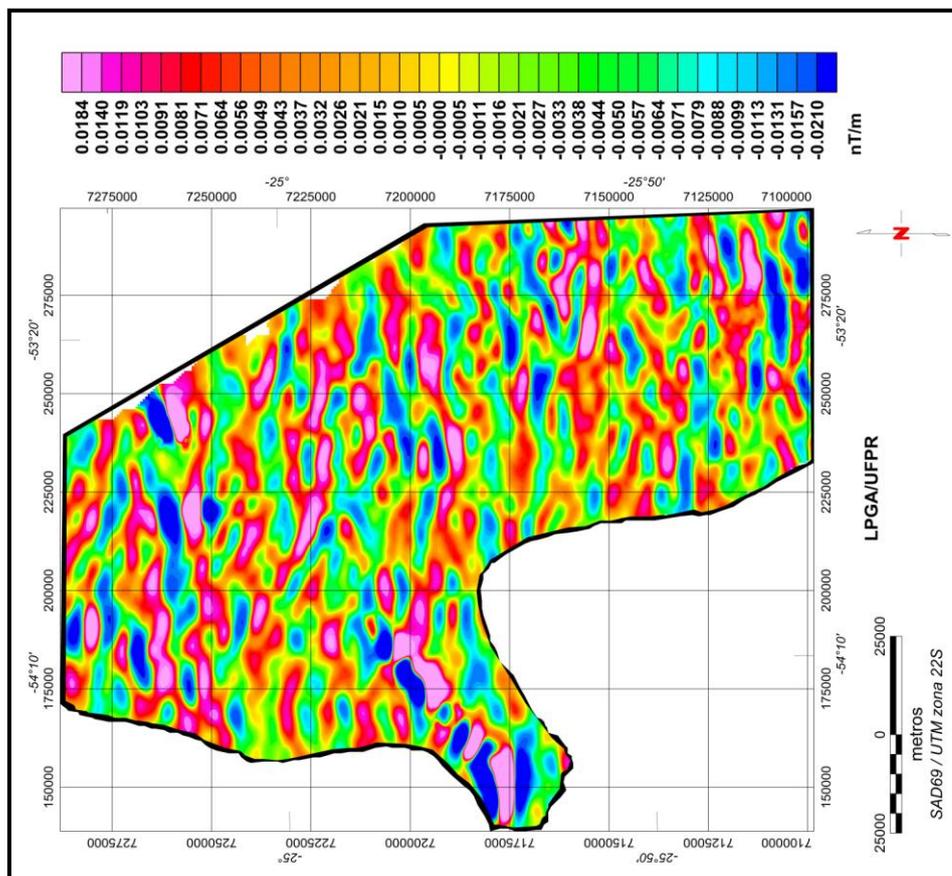


Figura 34 – Mapa do gradiente horizontal (Gy) a partir do campo magnético residual.

8.3.4 GRADIENTE HORIZONTAL TOTAL (GHT)

O gradiente horizontal total (Cordell & Grauch, 1985) revela os picos, em uma análise pontual, que estão em correspondência aos limites das fontes causadoras de anomalias.

A anomalia do gradiente horizontal total do campo potencial pode indicar mudanças laterais abruptas de propriedades físicas, distinguindo mudanças litológicas e estruturais, pois sua fórmula matemática é postulada nas derivadas horizontais nas direções x e y (Figura 27). Sua magnitude é dada por:

$$\text{GHT}(x,y) = \left[\left(\frac{\partial M}{\partial x} \right)^2 \vec{i} + \left(\frac{\partial M}{\partial y} \right)^2 \vec{j} \right]^{1/2} \quad \text{Unidade} = (\text{nT/m})$$

onde: $\frac{\partial M}{\partial x} \vec{i}$ e $\frac{\partial M}{\partial y} \vec{j}$ correspondem às derivadas horizontais da anomalia M do campo magnético.

As feições magnéticas mais significativas nos mapas das Figuras 36 e 37 estão localizadas no extremo Oeste e na porção Sul da área de estudo, onde tais anomalias, provavelmente estão relacionadas a grandes lineamentos ou falhas.

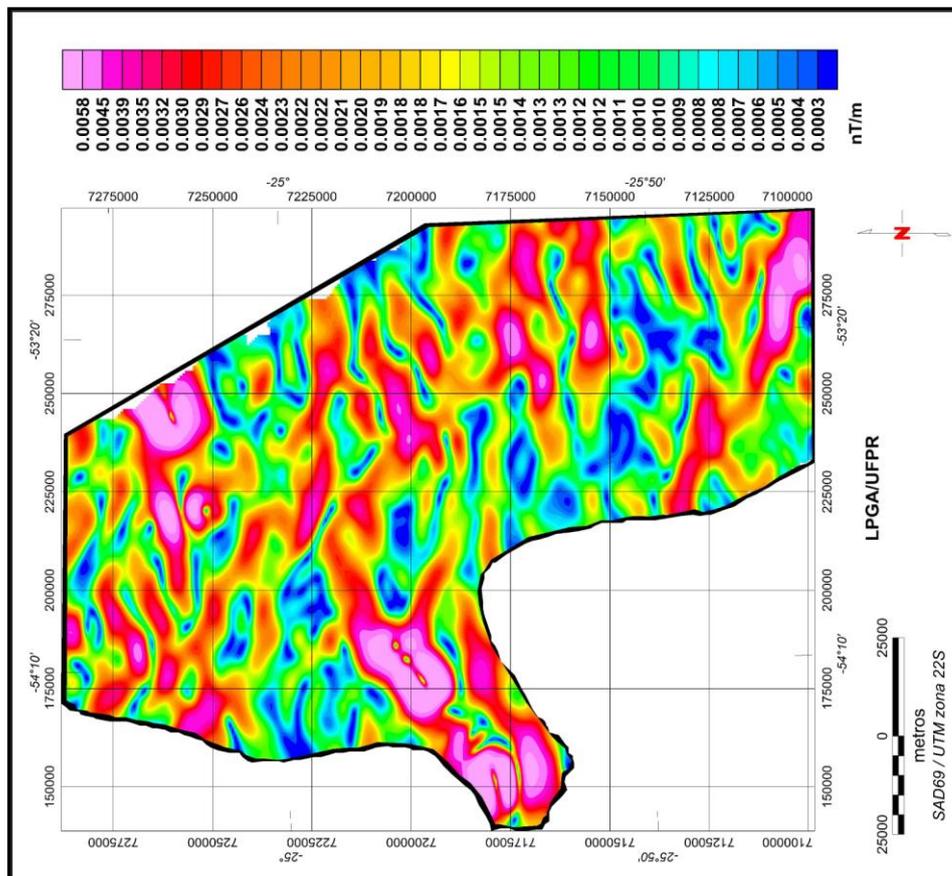


Figura 37 – Mapa do gradiente horizontal total a partir do campo magnético residual continuado para 5000 m.

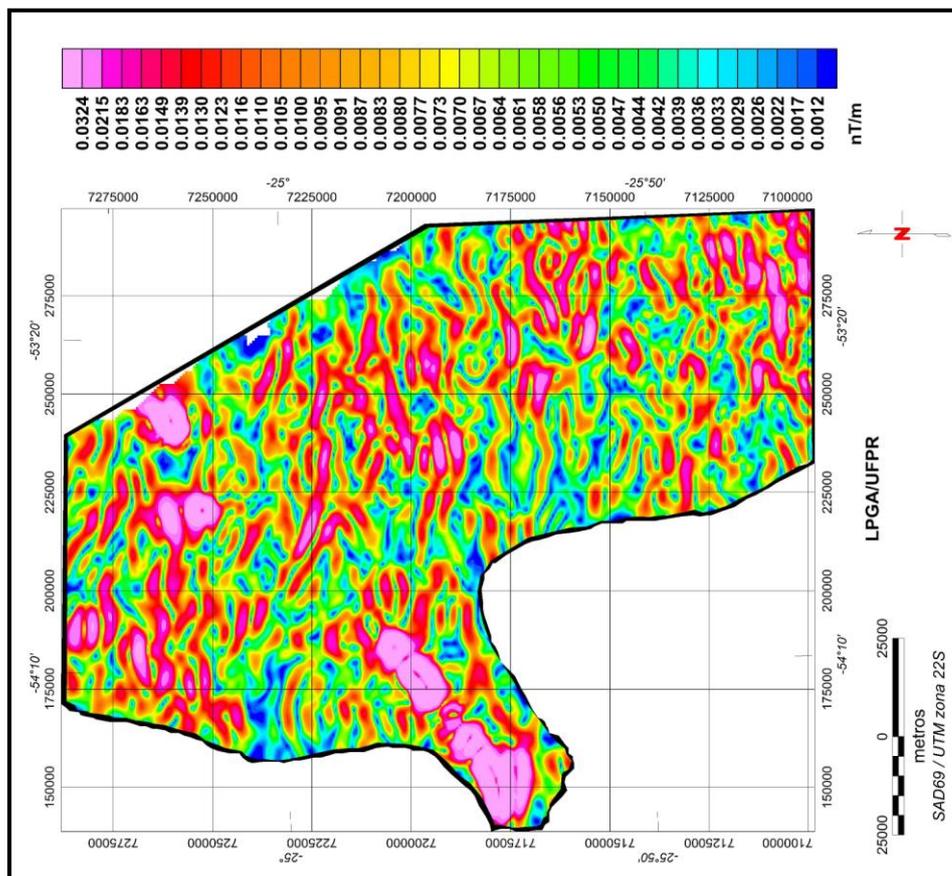


Figura 36 – Mapa do gradiente horizontal total a partir do campo magnético residual.

8.3.5 AMPLITUDE DO SINAL ANALÍTICO (ASA)

A noção de amplitude do sinal analítico foi desenvolvida por Nabighian (1972) para estruturas 2D. De acordo com esse autor, a técnica assume que os corpos causadores têm magnetização uniforme e que as seções transversais de tais corpos podem ser representadas por polígonos, cuja extensão em profundidade seriam finitas ou infinitas.

A amplitude do sinal analítico é uma função simétrica em formato de sino (*bell shaped*), com seu máximo situado exatamente sobre o topo de cada contato e sua largura relacionada diretamente com a profundidade do corpo. Como isto é verdade para qualquer ordem de derivada do sinal (Nabighian, 1974), estas propriedades podem ser utilizadas para localizar os contatos magnéticos e suas profundidades. Tais características invariáveis são vantajosas na interpretação magnética, especialmente quando a contribuição da magnetização induzida ou remanescente não pode ser distinguida (Roest *et al.*, 1992; Hsu *et al.*, 1996).

A amplitude do sinal analítico é expressa por um vetor de caráter adicional das primeiras derivadas das componentes reais nas direções x e y e da componente imaginária na direção z (Figura 27), do campo magnético. É definida pela equação:

$$ASA(x, y) = \left[\left(\frac{\partial M}{\partial x} \right)^2 \vec{i} + \left(\frac{\partial M}{\partial y} \right)^2 \vec{j} + \left(\frac{\partial M}{\partial z} \right)^2 \vec{k} \right]^{1/2} \quad \text{Unidade} = (\text{nT/m})$$

Onde M é a anomalia do campo potencial, $\frac{\partial M}{\partial z} \vec{k}$ é a primeira derivada vertical, $\frac{\partial M}{\partial x} \vec{i}$ e $\frac{\partial M}{\partial y} \vec{j}$ são as primeiras derivadas horizontais nas direções x e y, respectivamente. A grande contribuição de Nabighian (1972) foi perceber que é possível exprimir uma derivada em função da outra. Embora não seja um parâmetro medido, a ASA é extensivamente aplicada na interpretação magnética, pois foi até recentemente considerada como completamente independente das direções de magnetização da fonte e da direção do campo magnético da Terra (*e.g.* Gunn 1997). Isto significa que todos os corpos com a mesma geometria e contraste de

densidade/susceptibilidade têm a mesma amplitude do sinal analítico em qualquer latitude da Terra. De acordo com Gunn (1997), os picos da ASA são simétricos e ocorrem diretamente sobre as bordas de corpos largos e diretamente sobre o centro de corpos estreitos. Ainda, as meias-larguras destes picos podem ser relacionadas com a profundidade de contatos magnéticos. Entretanto, Li (2006) mostrou que a ASA só é completamente independente da magnetização quando se assume que o campo magnético é medido ao longo do eixo x e a uma altura constante z de uma fonte 2D alinhada paralelamente ao eixo y. Li (2006), além de elencar alguns exemplos da literatura (MacLeod *et al.*, 1993; Qin 1994; Blakley, 1995; Milligan & Gunn, 1997) relacionados a equívocos baseados na premissa anterior, indicou os procedimentos corretos de interpretação da ASA e mostrou sua aplicação a partir de fontes 3D no delineamento das bordas de corpos magnéticos. Tal autor conclui que a ASA, ao contrário dos conceitos correntes até então, depende da profundidade, extensão e mergulho da fonte, da direção de magnetização e da direção do campo magnético da Terra.

Salem *et al.* (2002) e Agarwal & Shaw (1996) já haviam demonstrado que a forma da amplitude do sinal analítico sobre fontes dipolares é dependente da direção de magnetização. Haney *et al.* (2003), do mesmo modo, mostraram para casos 3D em geral, que a amplitude do sinal analítico não é a mesma em todas as direções, como sugerido por Roest *et al.* (1992). Como resultado, a amplitude do sinal analítico 3D não é independente da inclinação e da declinação da magnetização dos corpos nem da intensidade do campo magnético da Terra.

Analisando as Figuras 38 e 39, verifica-se que em toda a área de estudo, ocorrem anomalias com formas circulares e elípticas com elevadas amplitudes, reflexo de corpos intrusivos não aflorantes, tal vez relacionados ao magmatismo Serra Geral.

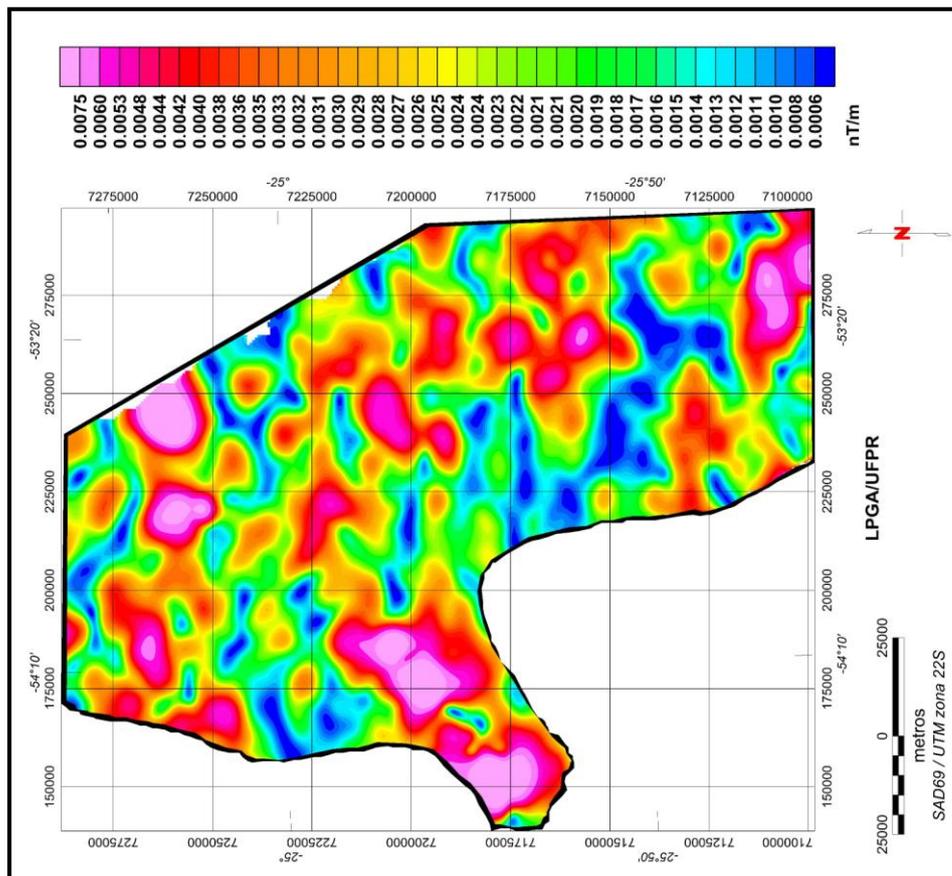


Figura 39 – Mapa da amplitude do sinal analítico a partir do campo magnético residual continuado para 5000 m.

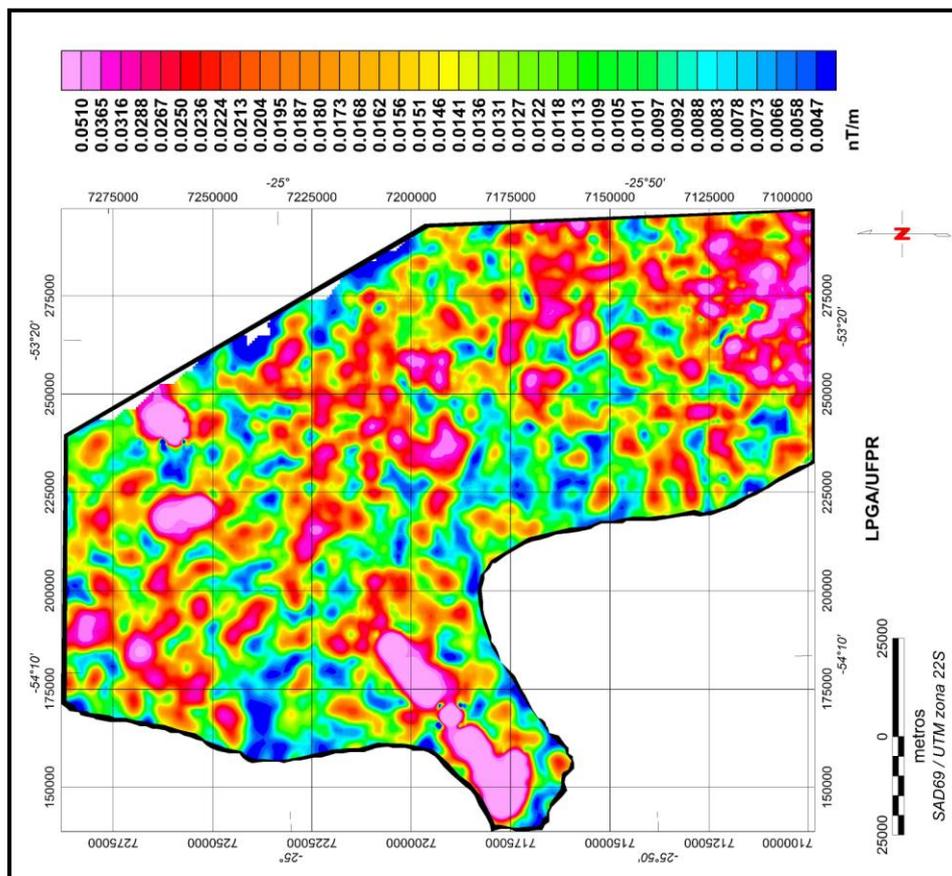


Figura 38 – Mapa da amplitude do sinal analítico a partir do campo magnético residual.

8.3.6 INCLINAÇÃO DO SINAL ANALÍTICO (ISA)

A inclinação do sinal analítico (Miller & Smith, 1994) é definida como o ângulo formado entre a parte imaginária e a real da amplitude do sinal analítico (Figura 27). Tal ângulo fornece uma estimativa do mergulho da fonte causadora, que, por sua vez, reflete um contraste de susceptibilidades. Este ângulo pode ser definido pela seguinte fórmula:

$$\text{ISA } (\Theta) = \text{tg}^{-1} \frac{\left(\frac{\partial M}{\partial z}\right) \vec{k}}{\left[\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 \vec{i} + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2 \vec{j}\right]^{1/2}} \text{ Unidade = radiano (rad).}$$

Onde $\frac{\partial M}{\partial z} \vec{k}$ é a derivada vertical e $\left[\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 \vec{i} + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2 \vec{j}\right]^{1/2}$ é o gradiente horizontal total.

Este método pode ser utilizado para detectar fontes de anomalias de campos potenciais e para obter informações sobre suas extensões horizontais. Ele tem a propriedade de ser positivo acima da fonte, cruzar o zero próximo das bordas e ser negativo fora da fonte. A inclinação do sinal analítico encerra um atributo adicional, único dentre os vários métodos detectores de bordas, de responder igualmente bem para fontes rasas e profundas. Por esta razão é capaz de perceber a presença de fontes sutis profundas, as quais são frequentemente mascaradas pela profusão das respostas das fontes mais rasas, sobretudo em áreas fortemente magnetizadas.

Thurston e Smith (1997) demonstraram, a partir da teoria proposta por Nabighian (1984), que a inclinação do sinal analítico permite realizar estimativas sobre o mergulho e o contraste de susceptibilidade magnética das fontes causadoras de anomalias.

A aplicação da inclinação do sinal analítico é bastante útil, uma vez que sua amplitude pode sofrer alterações no interior de uma mesma estrutura, porém sua

fase permanece constante. A comparação entre a amplitude e a inclinação do sinal analítico torna mais segura a interpretação de continuidade das estruturas. A interpretação isolada da inclinação do sinal analítico encerra muita ambiguidade, uma vez que o processamento não distingue os sinais derivados das estruturas geológicas dos ruídos, resultando em uma série de artefatos espúrios dispersos no contexto das anomalias reais.

Os mapas resultantes deste método (Figuras 40 e 41) mostram com bastante nitidez os alinhamentos presentes na área de estudo não observados em outras imagens, sendo assim de grande importância na configuração do arcabouço geofísico de subsuperfície.

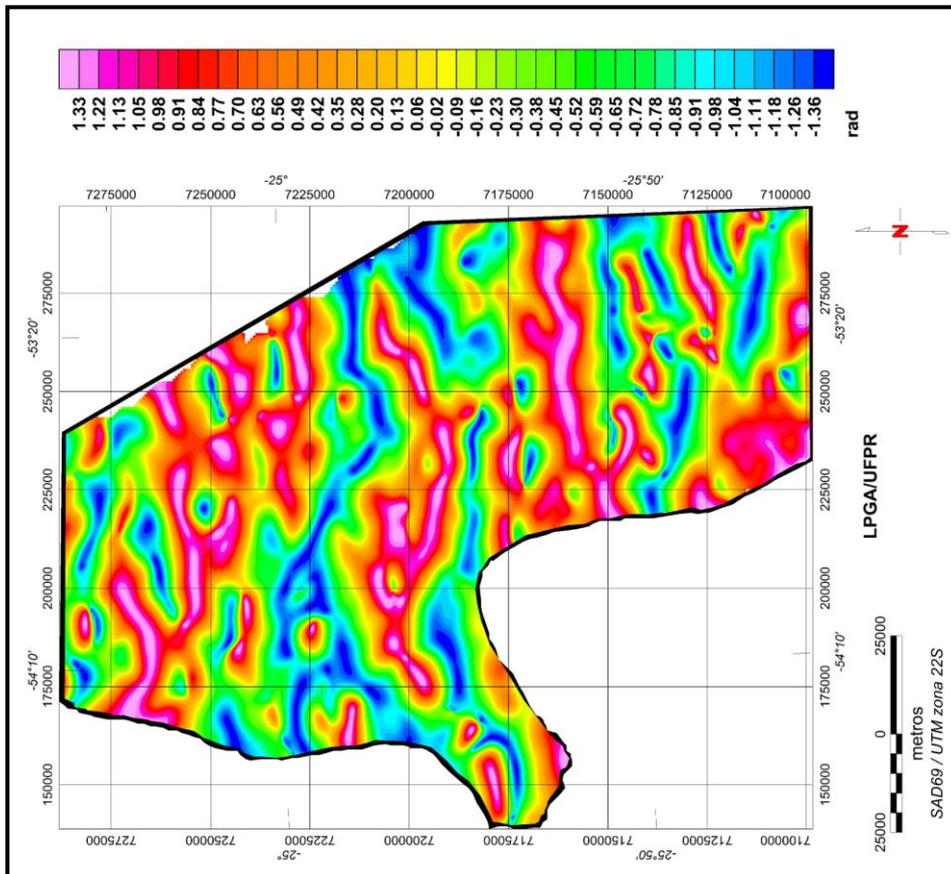


Figura 41 – Mapa da inclinação do sinal analítico a partir do campo magnético residual continuado para 5000 m.

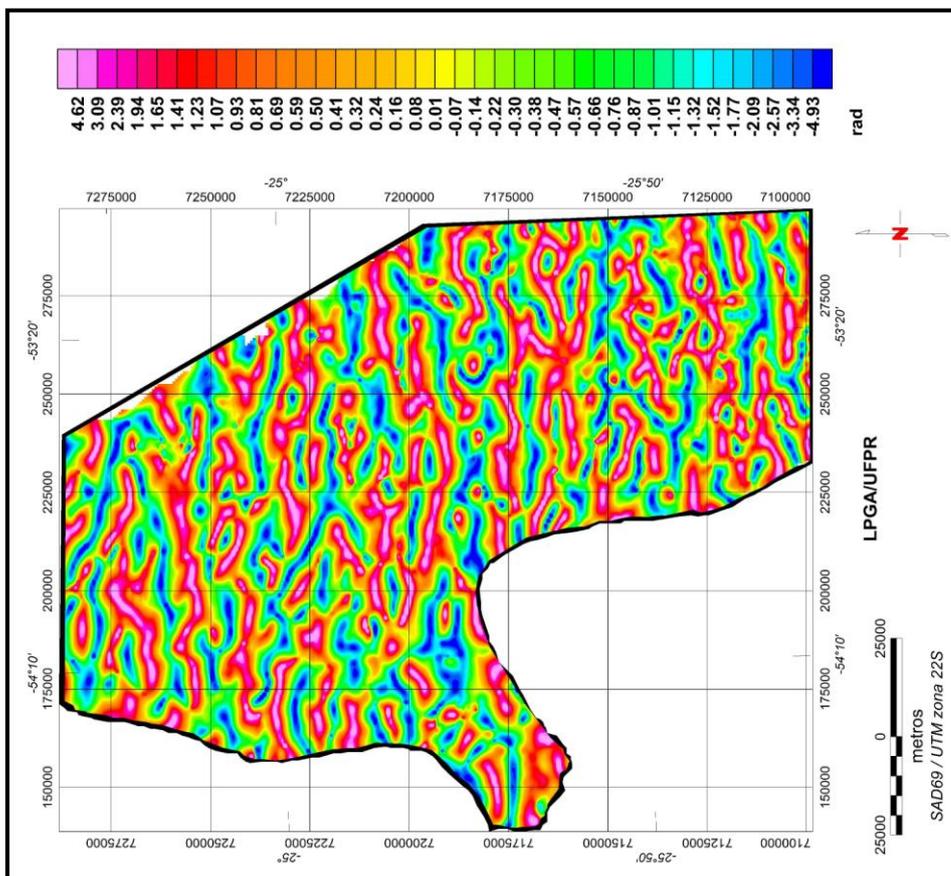


Figura 40 – Mapa da inclinação do sinal analítico a partir do campo magnético residual.

8.3.7 GRADIENTE HORIZONTAL TOTAL DA INCLINAÇÃO DO SINAL ANALÍTICO (GHT_ISA)

A aplicação gradiente horizontal total aos dados da inclinação do sinal analítico (Verduzco *et al.*, 2004) é altamente recomendada para mapear estruturas rasas do embasamento e alvos de exploração mineral, realçando feições não claramente identificadas pelos métodos anteriores. Uma das vantagens do método, segundo os autores, é que o gradiente horizontal total da inclinação do sinal analítico é independente da direção de magnetização, e que os resultados denotam uma melhor resolução da função no centro e sobre os limites dos corpos. Outra vantagem desse processo é ser independente da amplitude das anomalias.

É representado por meio da equação abaixo:

$$\text{GHT_ISA} = \left[\left(\frac{\partial(\text{ISA})}{\partial x} \right)^2 \vec{i} + \left(\frac{\partial(\text{ISA})}{\partial y} \right)^2 \vec{j} \right]^{1/2} \quad \text{Unidade} = (\text{rad/m}).$$

Para inclinações entre 0° e 90°, o cruzamento no nível de base (zero) é próximo das bordas das estruturas dos modelos. As Figuras 42 e 43 mostram os produtos resultantes deste método, as quais realçaram as bordas dos corpos e estruturas causadoras das principais anomalias magnéticas.

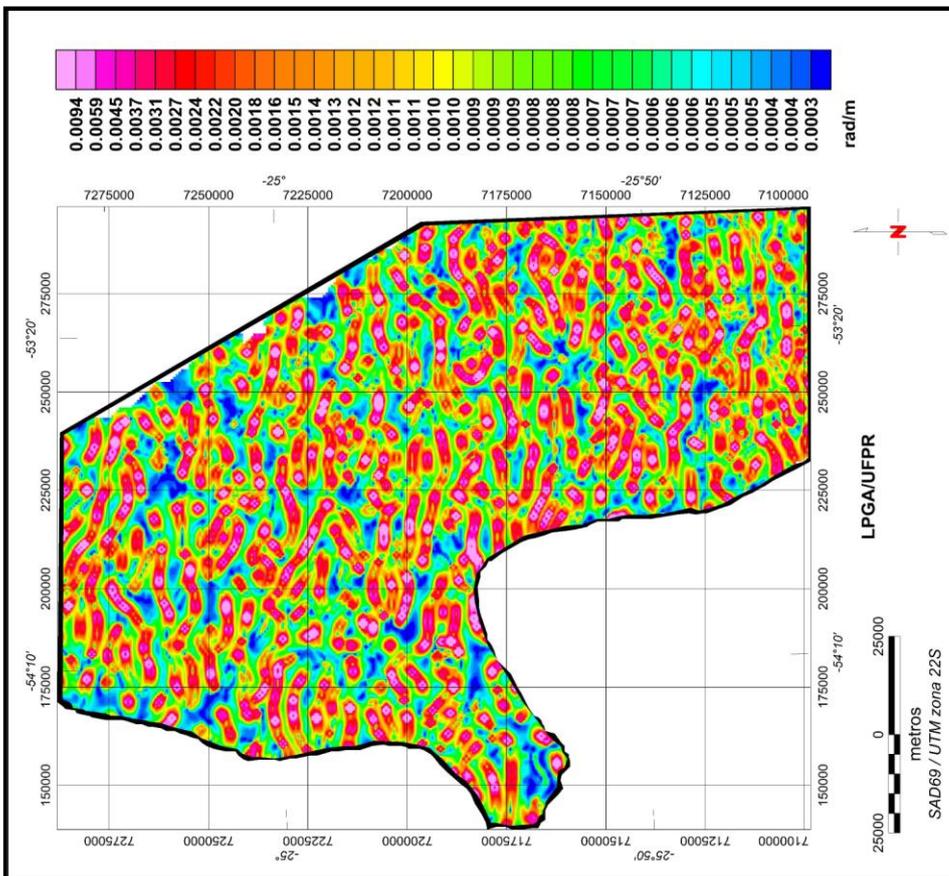


Figura 42 – Mapa do gradiente horizontal total da inclinação do sinal analítico a partir do campo magnético residual.

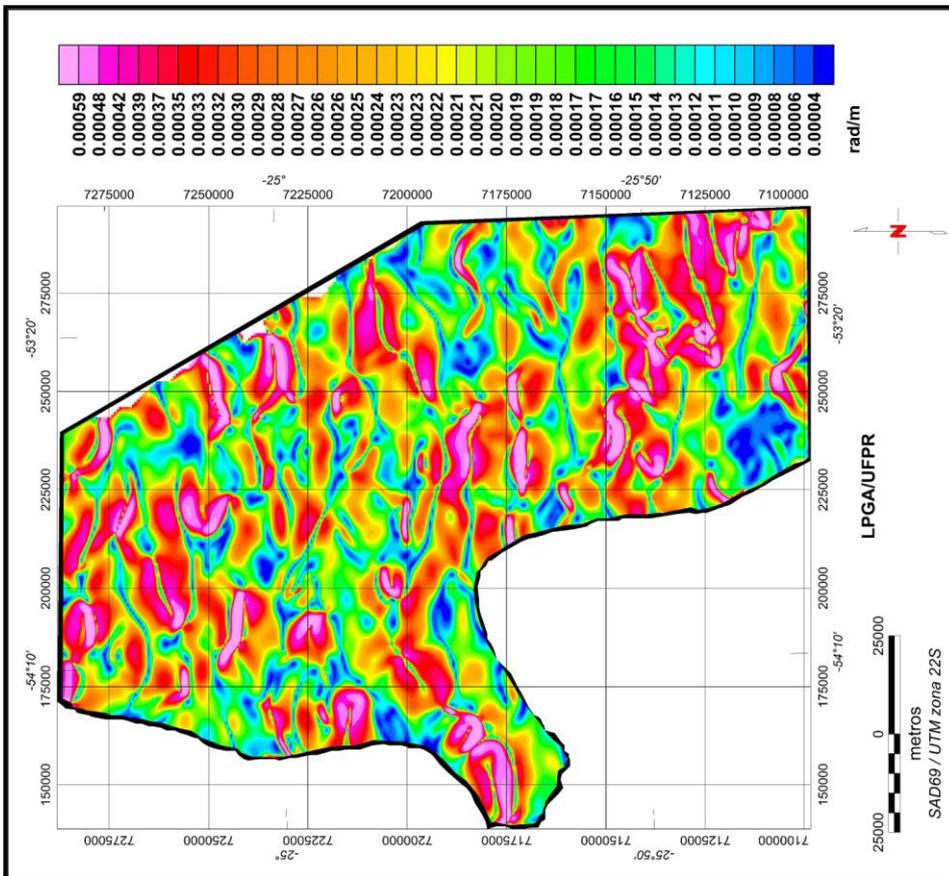


Figura 43 – Mapa do gradiente horizontal total da inclinação do sinal analítico a partir do campo magnético residual contínuo para 5000 m.

8.3.8 INCLINAÇÃO DO SINAL ANALÍTICO DO GRADIENTE HORIZONTAL TOTAL (ISA_GHT)

Este método, foi desenvolvido por Ferreira (2005) no Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná (LPGA/UFPR), é baseado na aplicação da inclinação do sinal analítico à malha derivada do gradiente horizontal total, refinando as bordas dos corpos e estruturas causadoras das principais anomalias magnéticas, facilitando a interpretação de lineamentos. Tal técnica é representada por meio da equação:

$$\text{ISA_GHT} = \text{tg}^{-1} \frac{\left(\frac{\partial(\text{GHT})}{\partial z} \right) \vec{k}}{\left[\left(\frac{\partial(\text{GHT})}{\partial x} \right)^2 \vec{i} + \left(\frac{\partial(\text{GHT})}{\partial y} \right)^2 \vec{j} \right]^{1/2}} \quad \text{Unidade = radiano (rad).}$$

As respostas da inclinação do sinal analítico do gradiente horizontal total quando comparada ao seu inverso (gradiente horizontal total da inclinação do sinal analítico) apresentaram resultados mais satisfatórios, o que ajudou na interpretação das estruturas locais e regionais. Analisando as imagens geradas a partir deste método (Figuras 44 e 45), se reconhece que na área de estudo predominam anomalias razoavelmente lineares dispostas segundo NW-SE e SW-NE e que podem ser atribuídas às principais direções de lineamentos regionais da Bacia do Paraná. Isto indica que a orientação das anomalias tem um forte controle estrutural.

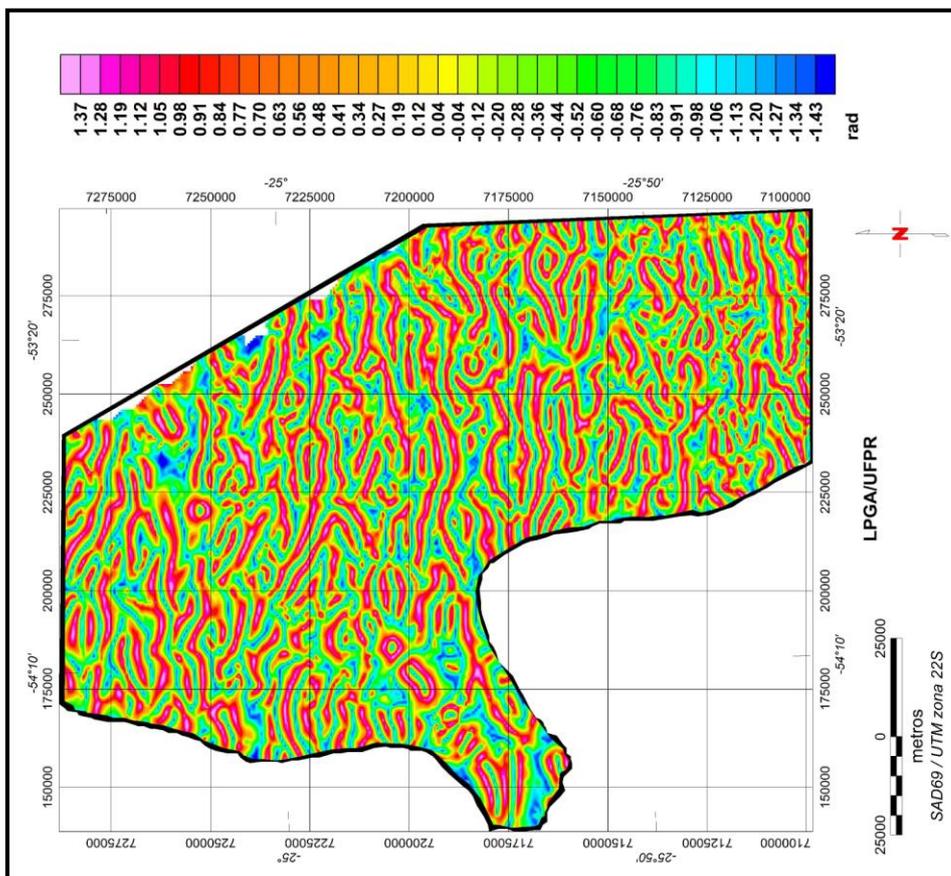


Figura 44 – Mapa da inclinação do sinal analítico do gradiente horizontal total a partir do campo magnético residual.

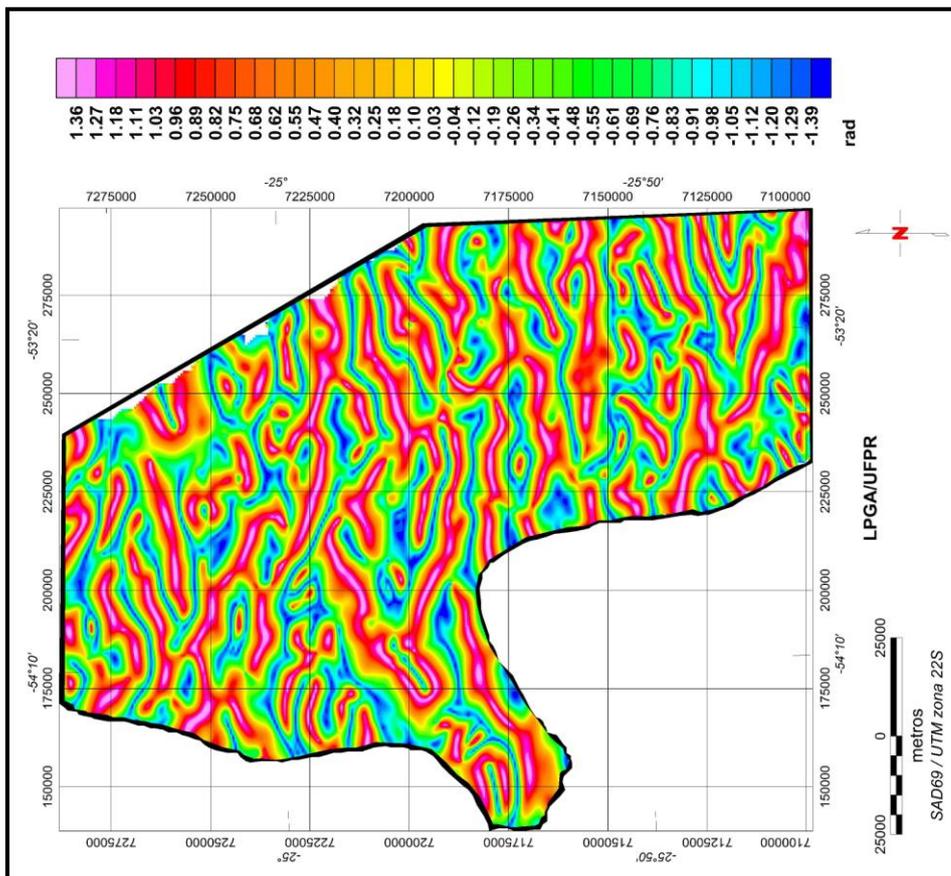


Figura 45 – Mapa da inclinação do sinal analítico do gradiente horizontal total a partir do campo magnético residual continuado para 5000 m.

8.3.9 THETA MAP

O *Theta Map* (Winjs *et al.*, 2005) é uma ferramenta simples e efetiva para delinear contatos magnéticos, posicionando as anomalias diretamente sobre suas fontes. É resultante do quociente entre o gradiente horizontal total e a amplitude do sinal analítico, o qual intensifica os contatos magnéticos de corpos 2D. É dado pela equação:

$$\Theta = \cos^{-1} \left(\frac{\text{GHT}}{\text{ASA}} \right) \text{Unidade} = \text{radiano (rad)}.$$

Esta técnica é igualmente válida para dados que tenham sido reduzidos ao pólo ou ao equador, mais foram desenvolvidas para baixas latitudes magnéticas, como no Brasil, regiões nas quais o filtro de redução ao pólo envolve instabilidade.

O *Theta map* pode ser considerado como uma normalização do gradiente horizontal total, o qual introduz um controle efetivo de ganho, que apesar de perder informação das amplitudes originais das anomalias, realça as baixas amplitudes e facilita a interpretação. As imagens resultantes deste método (Figuras 46 e 47) também apresentam estruturas refinadas, similares às imagens geradas pelo método ISA_GHT.

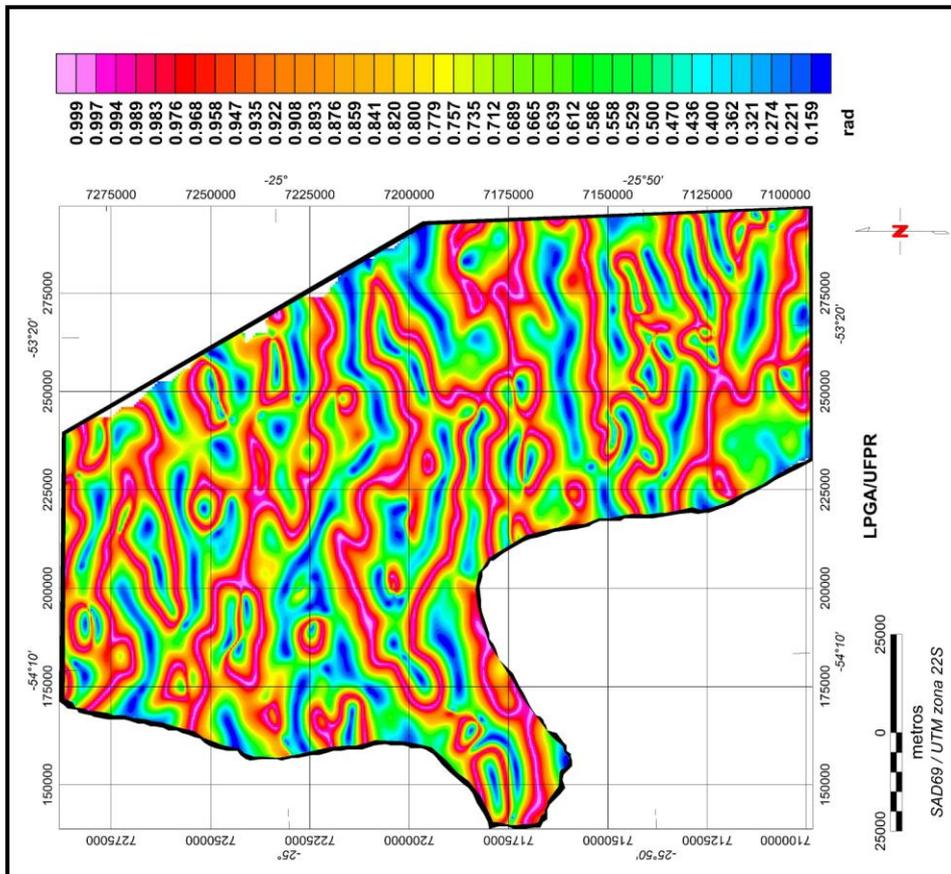


Figura 47 – Theta map a partir do campo magnético residual continuado para 5000 m.

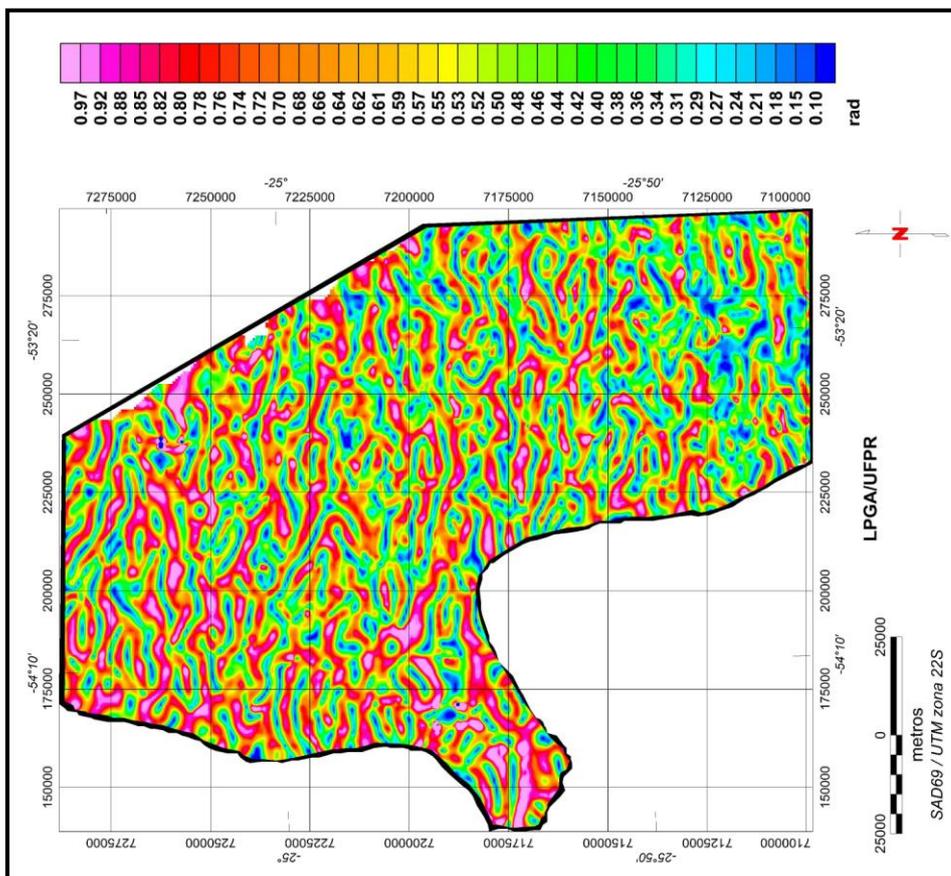


Figura 46 – Theta map a partir do campo magnético residual.

8.4 ARCABOUÇO MAGNÉTICO-ESTRUTURAL DE SUBSUPERFÍCIE

Com base nos produtos descritos anteriormente, foi concebida a interpretação magnética-estrutural de subsuperfície (Figura 48). Nele, são indicadas, além das estruturas magnéticas as principais zonas anômalas.

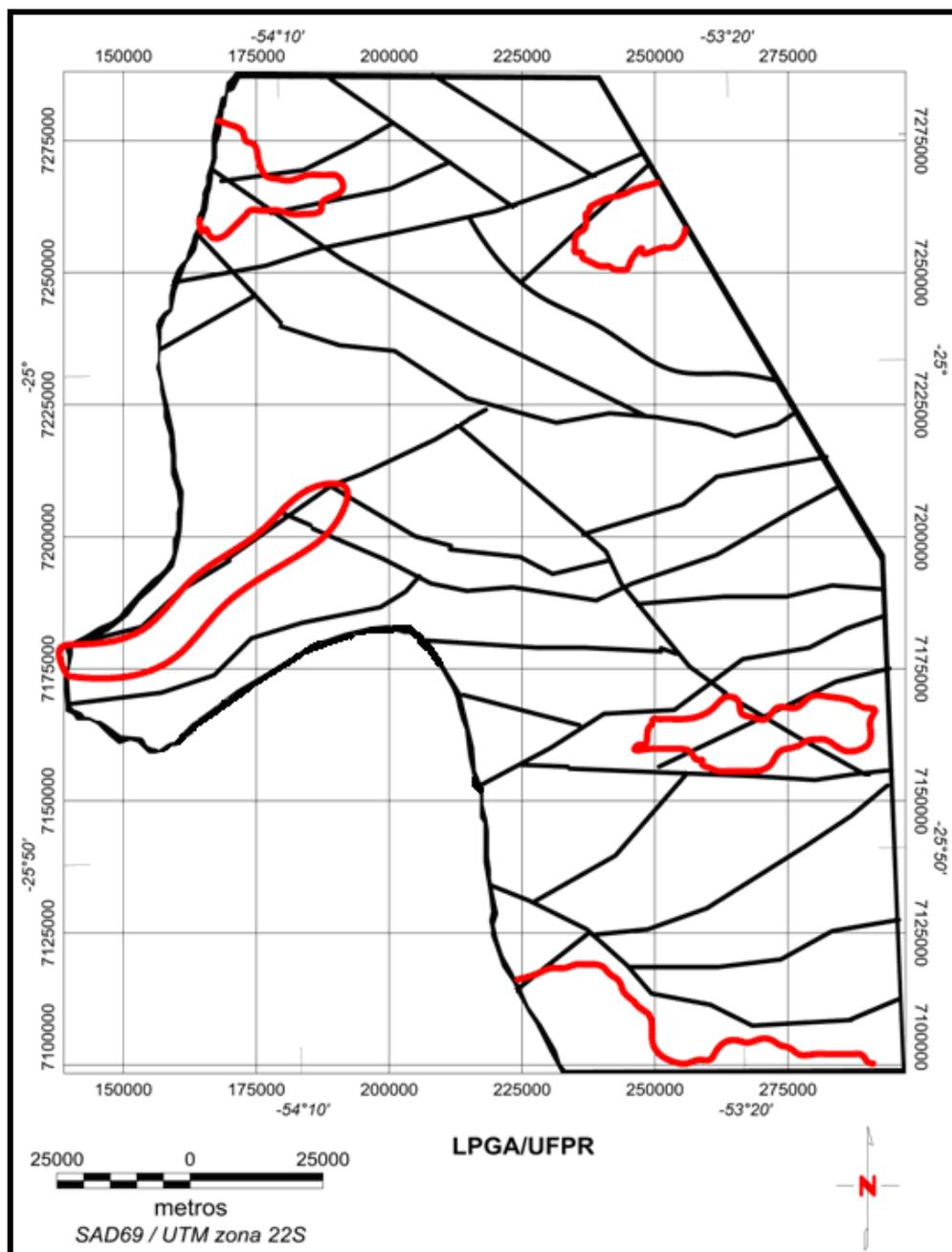


Figura 48 – Mapa do arcabouço magnético-estrutural de subsuperfície da área de estudo. Em preto os principais lineamentos e em vermelho as principais anomalias magnéticas.

Os lineamentos estruturais magnéticos sintetizados no arcabouço geofísico de subsuperfície da área de estudo (Figura 48) foram delineados com auxílio do mapa da inclinação do sinal analítico do gradiente horizontal total (ISA_GHT), continuado para 5000 m (Figura 45). Observando o arcabouço geofísico de subsuperfície da área de estudo (Figura 48) constata-se que os lineamentos de direção NE-SW predominam na porção Meridional da área de estudo, enquanto que os lineamentos de direção NW-SE são mais frequentes na porção Setentrional. Os lineamentos de direção E-W são subordinados e ocorrem preferencialmente na região central da área. A ausência de tendências geofísicas na direção N-S, deve-se tanto ao paralelismo das linhas de vôo, quanto ao micronivelamento.

O arcabouço geofísico de subsuperfície é caracterizado por anomalias de configurações elípticas, que se orientam segundo NE-SW e E-W, que podem ser atribuídas às principais direções de lineamentos regionais da Bacia do Paraná. Isto indica que nestas regiões a orientação das anomalias pode estar relacionada com um forte controle estrutural. Tais anomalias foram delineadas com auxílio dos mapas, do campo magnético residual micronivelado e continuado para 5000 m (p. 67, Figura 26), da integral vertical a partir do campo magnético residual (p. 70 Figura 28), do mapa do gradiente horizontal total continuado para 5000 m (p. 77 Figura 37) e do mapa da amplitude do sinal analítico continuado para 5000 m (p.80 Figura 39). Dentre estas, duas em particular merecem atenção especial. Uma delas localizada no extremo Oeste e a outra localizada na porção Sudeste. A primeira com aproximadamente 62,00 km de comprimento e 7,60 km de largura e a segunda com 44,00 km de comprimento e 11,50 km de largura aproximadamente.

Considerando as características litológicas da Formação Serra Geral, a atividade tectônica e a geometria destas anomalias, sugere-se que tais respostas magnéticas sejam resultantes de corpos máficos intrusivos, não aflorantes. A presença sistemática destas anomalias em vários mapas magnéticos indica que as mesmas possuem raízes profundas.

A interpretação magnético-estrutural apontou direções compatíveis às tendências definidas na literatura, no contexto da Bacia do Paraná.

9. ARCABOUÇO MAGNÉTICO-ESTRUTURAL INTEGRADO

Após todos os processamentos de superfície e subsuperfície serem concluídos, foi realizada a integração e a interpretação comum aos dois níveis de investigação, gerando, assim, o arcabouço magnético-estrutural integrado da área de estudo, o qual pode ser visualizado na Figura 49, cuja harmonização requereu a utilização de Sistema de Informações Geográficas (SIG).

Através dos resultados obtidos constatou-se que todas as tendências geofísicas, principalmente às de direções NW-SE, NE-SW, NNE-SSW e E-W, refletem as feições identificadas em imagens de sensores remotos e da rede de drenagem local. Destacam-se claramente conjuntos de lineamentos segundo NW-SE, talvez refletindo cerrados enxames de diques máficos, os quais, certamente, influenciam a circulação das águas subterrâneas. Tais alinhamentos, juntamente com outras estruturas dispostas principalmente segundo a direção NE-SW, foram de fundamental importância no condicionamento e compartimentação de toda a coluna vulcano-sedimentar da Bacia do Paraná. Nota-se também a presença de anomalias magnéticas de configuração elíptica, orientadas segundo NE-SW e EW. Dentre elas destacam-se a do extremo oeste (NE-SW), a qual mostra ausência de correlação entre a densidade e orientação dos lineamentos extraídos de imagens de sensores remotos sugerindo que esta pode estar relacionada a intrusões não aflorantes e a do quadrante sudeste (E-W), a qual se aproxima do curso do rio Iguaçu. Considerando as características litológicas da Formação Serra Geral e a atividade tectônica distensiva responsável pela densa injeção de diques próxima a esta última anomalia, sugere-se que a mesma esteja relacionada à existência de um corpo ígneo em profundidade.

Um dos aspectos mais importantes deste procedimento é a constatação da existência de uma alta densidade de lineamentos compatíveis, de modo geral, com as direções das feições magnéticas mapeadas. Logo, a evidência de um elevado grau de fraturamento e de feixes estruturais que controlam a morfologia do terreno, pode-se sugerir que em algumas regiões da área de estudo, ocorram conexões hidráulicas entre os SASG e o SAG.

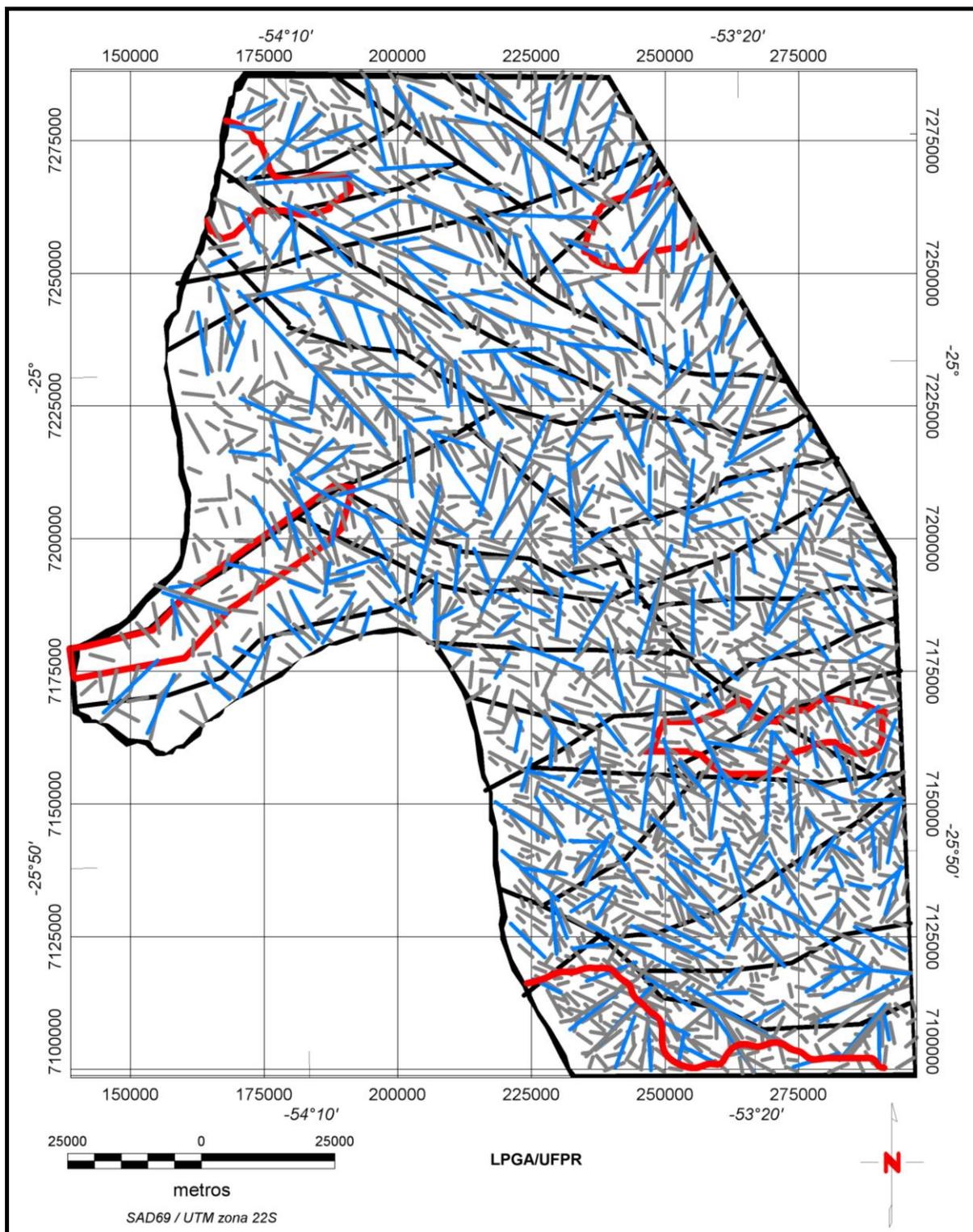


Figura 49 – Mapa do arcabouço magnético-estrutural integrado da área de estudo, indicando as principais estruturas (lineamentos do MDE – cinza; lineamentos da rede de drenagem – azul; lineamentos geofísicos – preto; principais anomalias – vermelho).

10. CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOLÓGICA-HIDROQUÍMICA

10.1 CONTEXTO HIDROGEOLÓGICO

A área de estudo localiza-se em uma região pertencente ao Grupo São Bento, o qual é composto pelas rochas sedimentares das formações Botucatu e Pirambóia, constituintes do Sistema Aquífero Guarani (SAG), e capeadas pelas rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, a qual, por sua vez, constitui o Sistema Aquífero Serra Geral (SASG).

Esta região foi afetada por uma série de eventos tectônicos, cujas estruturas segmentam não somente os basaltos, como também os sedimentos mesozóicos e paleozóicos sotopostos. Tais estruturas exercem importante controle hidrogeológico dos aquíferos, as quais geraram blocos de comportamentos distintos.

Segundo estudos realizados por Bittencourt (1996) no Estado do Paraná, há locais onde a alta densidade de fraturamentos permite que algumas estruturas se conectem ao SAG confinado, viabilizando a ascensão de suas águas até a superfície sem grande taxa de mistura com águas descendentes. Neste contexto, ocorrem águas com características químicas diferentes em relação às águas típicas dos basaltos.

Rosa Filho *et al.* (1987), apresentam um zoneamento das águas subterrâneas nos basaltos do Estado do Paraná, onde são determinadas características químicas de cada compartimento. Neste trabalho, os parâmetros físicos e químicos das águas de determinados pontos de coleta são influenciados por combinações de águas provenientes do SAG.

A composição química das águas subterrâneas provenientes do SASG, com contribuição significativa das águas do SAG, apresenta teores de sódio geralmente mais elevados do que os de cálcio. Elemento este que predomina nas águas típicas do SASG, evidenciando a conectividade dos aquíferos, (Bittencourt, 1978; Bittencourt e Lisboa, 1983).

Em alguns estudos realizados no contexto da Bacia do Paraná, Bittencourt (1978), Bittencourt *et al.* (2003), Fraga (1986, 1992), Rosa Filho *et al.* (1987) e Celligoi (1994) classificaram a composição química das águas do SASG como

bicarbonatada cálcica. Os mesmos autores atribuem à composição química bicarbonatada sódica de algumas águas captadas em poços com profundidades máximas de 200,00 m, a uma mesclagem com as águas de aquíferos subjacentes, no caso o SAG.

10.2 SISTEMA AQUÍFERO SERRA GERAL (SASG)

O Sistema Aquífero Serra Geral (Jurássico Superior a Cretáceo Inferior), predominantemente do tipo fraturado, tem uma área de aproximadamente $1,50 \times 10^6$ km² e constitui-se na capa protetora do SAG, portanto é composto por rochas ígneas vulcânicas representadas por basaltos toleíticos andesitos e quantidades subordinadas de riolitos e riodacitos (Milani, 1997). Esse aquífero geologicamente conhecido como Formação Serra Geral, no Brasil, recebe o nome de Alto Paraná no Paraguai, Arepey no Uruguai (Rebouças *et al.*, 2002) e Curuzú, na Argentina (Kittl, 2000).

No Estado do Paraná, o SASG afora no Terceiro Planalto Paranaense e corresponde a aproximadamente $1,10 \times 10^6$ km². O mergulho regional dessas rochas ocorre na direção leste-sudoeste, em cotas próximas de $1,10 \times 10^3$ m na sua borda leste, até um mínimo de 49,00 m na Foz do Rio Iguaçu, no município de Foz do Iguaçu. (Araújo *et al.*, 1995).

O Sistema Aquífero Serra Geral, devido às suas características litológicas, não possui porosidade e permeabilidade primária. Assim, a água necessita de descontinuidades físicas na rocha, que sejam suficientes para sua condução e armazenamento. Estas descontinuidades constituem um meio aquífero fisicamente heterogêneo e anisotrópico (Rebouças, 1988), que se caracterizam por condutividade hidráulica muito variável, complexa e de difícil avaliação, características de sistema aquífero fraturado (Fraga, 1986).

De acordo com Legrand (1979), um sistema fraturado é formado por um conjunto de fraturas, cuja densidade é maior próximo à superfície, diminuindo à medida que a profundidade aumenta. Rosa Filho *et al.* (1987) constataram que as características das descontinuidades físicas da rocha como aquífero, diminuem com a profundidade, notadamente a partir de 90,00 metros.

Fraga (1986) e Rebouças e Fraga (1988), caracterizaram um zoneamento hidrogeológico do Sistema Aquífero Serra Geral no Estado do Paraná pressupondo dois grandes compartimentos: Serra Geral Norte e Serra Geral Sul. A primeira inclui as bacias do rio Piquiri e Ivaí e o autor, identificou derrames vesiculares menos espessos e com espessuras consideráveis de capeamento de solo associados a um relevo suave. Na segunda que abrange a bacia do rio Iguaçu, a produtividade dos poços é menor, o relevo é mais acidentado, e provavelmente o processo de dissecamento proporcionou o afloramento de derrames mais antigos e espessos, além da exposição de diques e soleiras de diabásio que se configuram como barreiras hidrogeológicas. O parâmetro principal utilizado por esses autores foi o valor da mediana da capacidade específica que na subprovíncia Serra Geral Norte assumiu valores na ordem de 6,5 vezes superiores aos da subprovíncia Serra Geral Sul (norte=1,53 (m³/h)/m; sul=0,235 (m³/h)/m).

Os basaltos da bacia do Rio Iguaçu apresentam menor produtividade em relação às demais bacias do Terceiro Planalto Paranaense. A média das vazões corresponde a 5,00 m³/h, sendo que o valor da mediana corresponde a apenas 2,00 m³/h por poço (Rosa Filho e Hindi, 2006). As entradas de água embora assinaladas até profundidade de 170,00 m, ocorrem mais frequentemente entre 30,00 e 110,00 m, sendo que a média está situada aos 80,00 m de profundidade. Essas rochas, apresentam valores de capacidade específica que podem atingir até 100,00 (m³/h)/m que podem ser explicado pela presença de vesículas, disjunções colunares e fraturas subhorizontais existentes no basalto que aumentam tanto a permeabilidade como a capacidade de armazenamento de água subterrânea nesta rocha (DAEE, 2005). A profundidade média dos poços no aquífero Serra Geral na bacia hidrográfica do rio Iguaçu varia de 120,00 a 130,00 m, a vazão média é de 5,00 m³/h e mediana de 2,00 m³/h (Rosa Filho e Hindi, 2006).

A estruturação primária dos derrames basálticos (base, zona intermediária e topo de derrame), aliada a extensas estruturas tectônicas de caráter regional e estruturas tectônicas e atectônicas, de caráter local geram sistemas de fraturas que se constituem em condutos para a recarga de água, além de favorecer o armazenamento e a circulação das águas subterrânea.

Segundo Rosa Filho *et al.* (1987), as direções preferenciais dos alinhamentos por onde as águas subterrâneas percolam são NW-SE e NE-SW,

apresentando mergulhos essencialmente verticais. Estas estruturas coincidem com drenagens de segunda e terceira ordem.

Segundo Rüegg (1969), as rochas efusivas da Formação Serra Geral, em termos mineralógicos, são compostas essencialmente por feldspatos, com predomínio An_{65} e Al_{43} (principalmente labradorita, aparecendo andesina nas rochas mais diferenciadas); piroxênios, preferencialmente augitas, ferro-augitas, augitas sub cálcicas e pigeonitas; opacos representados por magnetita e ilmenita. A matriz tem natureza e composição variável, podendo conter clorita, celodomita, piroxênio, substâncias de natureza vítrea, feldspatos álcali-cálcicos e potássicos, além de quartzo. De forma generalizada aparecem cristais aciculares de apatita.

Os teores de óxidos aparecem da seguinte forma: SiO_2 de 55,00 a 60,00%, Al_2O_3 de 12,00 a 14,00%, $FeO < 10,00\%$, $FeO_3 + FeO$ de 13,00 a 14,00%, MgO de 5,00 a 6,00%, CaO de 8,00 a 9,00%, Na_2O de 2,50 a 3,00%, K_2O de 1,00 a 1,50% e TiO_2 de 2,50 a 3,00%. Para Rüegg (1975) ocorre uma diferenciação das rochas efusivas, de maneira a coexistirem séries distintas que abrangem basaltos alcalinos, basaltos toleíticos, andesitos, latiandesitos e riolitos.

Conforme a composição química e mineralógica, Rüegg (1975) dividiu essas rochas efusivas em subprovíncias, que no Estado do Paraná está representada pela “*anomalia do centro oeste paranaense*”. Essa anomalia é configurada pela elevação nos teores de MgO , CaO , Fe total, Ba, Co, Cu, V, Zn e Zr e por uma diminuição nos teores de SiO_2 , K_2O , Cr, Ni, Rb e Sr.

Segundo Krauskopf (1972), o intemperismo químico atinge essas rochas efusivas de tal forma que os minerais ferromagnesianos se decompõem mais rapidamente que os minerais feldspáticos, liberando magnésio, ferro e, em menores quantidades, cálcio e os alcalis (Na e K). A maior parte do ferro é oxidado quase imediatamente em óxido férrico, insolúvel, que permanece com o material intemperizado. Entre os minerais feldspáticos, o plagioclásio intemperiza mais rapidamente que o K-feldspato, e o plagioclásio cálcico mais rapidamente que o plagioclásio sódico, liberando sódio e cálcio mais rapidamente que o potássio. Com os cátions liberados, as estruturas de Al-Si-O dos minerais originalmente silicatados, são parcialmente decompostas e parcialmente reconstituídas nas estruturas dos minerais argilosos. Assim, só uma parte do silício e uma pequena parte do alumínio são absorvidas pela solução aquosa.

Bittencourt (1978), em estudos de sólidos hidrotransportados na bacia hidrográfica do rio Ivaí, cita a possibilidade da ocorrência de altos teores de álcalis, em certas amostras de águas subterrâneas, estar relacionada com sistemas de fraturamento que alcançaram o Sistema Aquífero Guarani. A possibilidade de conexão dos sistemas aquíferos Serra Geral e Guarani foi aventada por Fraga (1986), com base no fato de que as composições químicas das águas do SASG pertencem ao grupo bicarbonatadas-cálcicas-magnesianas e a bicarbonatadas-cálcicas, em virtude da natureza das estruturas armazenadoras dos derrames basálticos e da sua litoquímica. O grupo de águas bicarbonatadas-sódicas, que representaria uma mistura com águas do SAG subjacente, revela áreas de condicionamento topográfico e estrutural que permitiria uma conexão hidráulica desses dois aquíferos. Celligoi & Duarte (1994) reafirmam, em estudos realizados no SASG na região de Londrina (PR), a composição química bicarbonatada cálcica para essas águas, relacionando esse fato com a mineralogia e natureza química dessas rochas.

Trabalhos recentes desenvolvidos no Estado de São Paulo por Fernandes *et al.* (2007) procuram caracterizar os parâmetros hidráulicos dos caminhos preferenciais de fluxo de águas subterrâneas através dos basaltos do SASG, os quais devem constituir uma ligação do SAG e a superfície. A partir do modelo conceitual preliminar de circulação das águas no SASG (Figura 50), nota-se que os principais caminhos de circulação correspondem principalmente às fraturas subhorizontais, geradas durante o resfriamento dos basaltos, e às fraturas tectônicas sub-verticais, que provavelmente conectam a superfície aos arenitos do SAG. Observa-se que a ascensão das águas do SAG através das fraturas se dá em situações onde o nível potenciométrico do aquífero sotoposto encontra-se acima do nível potenciométrico do SASG, devido à carga hidráulica, presença de descontinuidades e tempo de trânsito das águas.

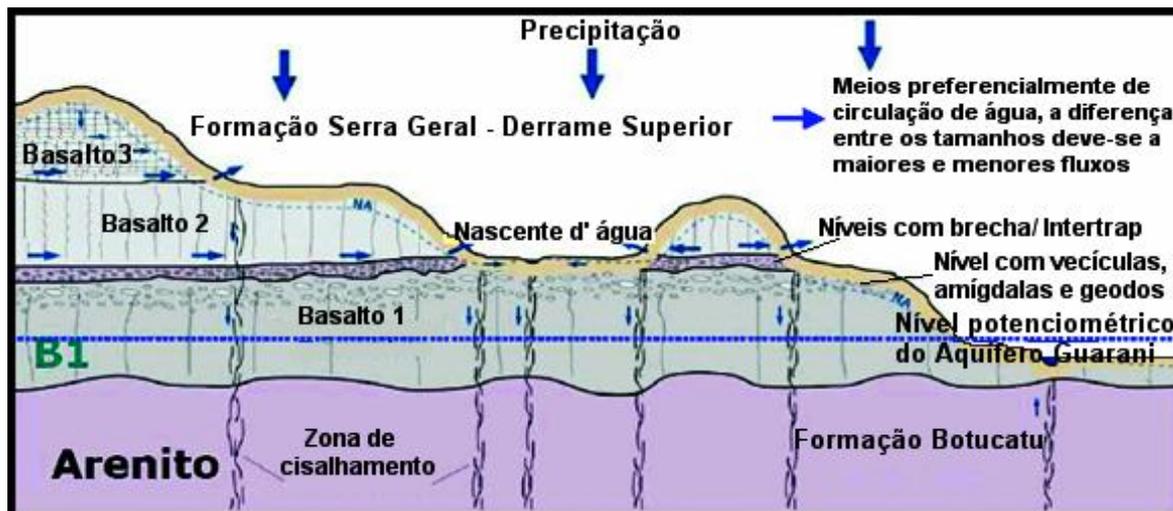


Figura 50 – Modelo conceitual preliminar dos principais meios de circulação de água nos derrames basálticos (Fernandes *et al.*, 2007).

A recarga principal do SASG ocorre através da pluviometria, principalmente em áreas com desenvolvido manto de alteração, topografia pouco acidentada e considerável cobertura vegetal (mata nativa). Em termos de potabilidade, as águas dos basaltos relevam uma forte tendência ácida (pH entre 5,50 e 6,50) e mineralização total inferior a 300,00 mg/L. O SASG é considerado um importante sistema de abastecimento, suprindo mais de 70,00% dos núcleos urbanos do Estado do Paraná com águas de ótima qualidade. Segundo dados da Sanepar, a vazão explorada é da ordem de $65,00 \times 10^6$ m³/ano.

10.2.1 COMPORTAMENTO DAS VARIÁVEIS HIDROGEOLÓGICAS DE POÇOS COMPLETADOS NA FORMAÇÃO SERRA GERAL

A consistência dos dados hidrogeológicos levantados de poços tubulares perfurados na área de estudo tem as seguintes características: apenas um dos poços não apresenta valor de profundidade de perfuração, todos contêm informações completas em relação ao nível estático, nível dinâmico, nível potenciométrico, vazão de exploração e capacidade específica. A partir dos dados do Anexo I foi construída a Tabelas 2, a qual exhibe as estatísticas técnicas dos parâmetros referidos. O estudo analítico de tais parâmetros foi realizado através de histogramas e de mapas da distribuição espacial, em correspondência ao arcabouço magnético-estrutural simplificado (lineamentos geofísicos).

Estatísticas	Profundidade	Nível Estático	Nível Dinâmico	Nível Potenciométrico	Vazão	Capacidade Específica
	m			msnm *	m ³ /h	[(m ³ /h)/m]
Máximo	432,00	216,60	220,84	736,55	250,00	83,33
Mínimo	47,00	0,00	1,02	162,56	1,10	0,02
Média	150,94	34,22	64,73	402,02	25,75	3,99
Coefficiente de Variação (%)	43,19	105,08	72,14	36,23	144,85	240,60
Mediana	130,00	21,00	55,00	386,00	11,00	1,01
Nº de dados	180	181	181	181	181	181

Metros sobre o nível do mar*

Tabela 2 – Estatística básica dos parâmetros hidrogeológicos de poços completados no SASG inseridos na área de estudo.

10.2.1.1 PROFUNDIDADE DE PERFURAÇÃO

A profundidade é considerada uma variável quantitativa contínua que representa a distância em metros que possui uma sondagem a partir da superfície. A determinação da profundidade ideal está relacionada principalmente aos condicionantes estruturais e aos fatores de ordem econômica. Os de ordem estrutural dizem respeito à natureza do fraturamento, intensidade, aprofundamento,

enquanto os fatores de ordem econômica relacionam-se a demanda de água e ao custo do poço. É importante salientar que a profundidade não tem relação direta com a vazão de um poço.

Dados obtidos por Buchmann Filho (2002), mostram que as profundidades médias dos poços perfurados na área da bacia do rio Piquiri sobre o Terceiro Planalto Paranaense são de 95,96 m, enquanto que para a bacia do rio Iguaçu esta média é de 97,30 m. As profundidades de perfuração dos poços na área de estudo variam de um mínimo de 47,00 m a um máximo de 432,00 m, enquanto a média observada é 150,94 m. O histograma da Figura 51 apresenta uma distribuição assimétrica, onde 81,66% das profundidades dos poços estão entre 47,00 e 208,00 m.

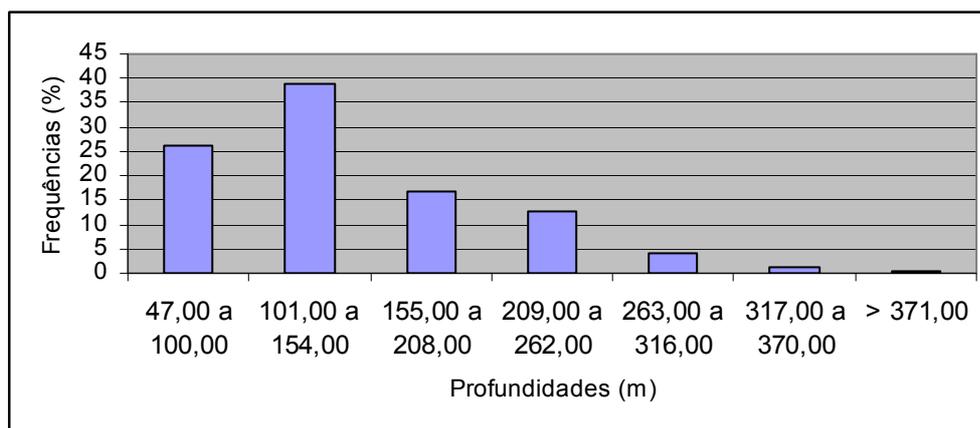


Figura 51 – Histograma de frequência da profundidade dos poços.

O mapa da Figura 52 mostra que as maiores profundidades estão localizadas no quadrante SE e na porção Sul, regiões segmentadas por lineamentos geofísicos de direções NE-SW.

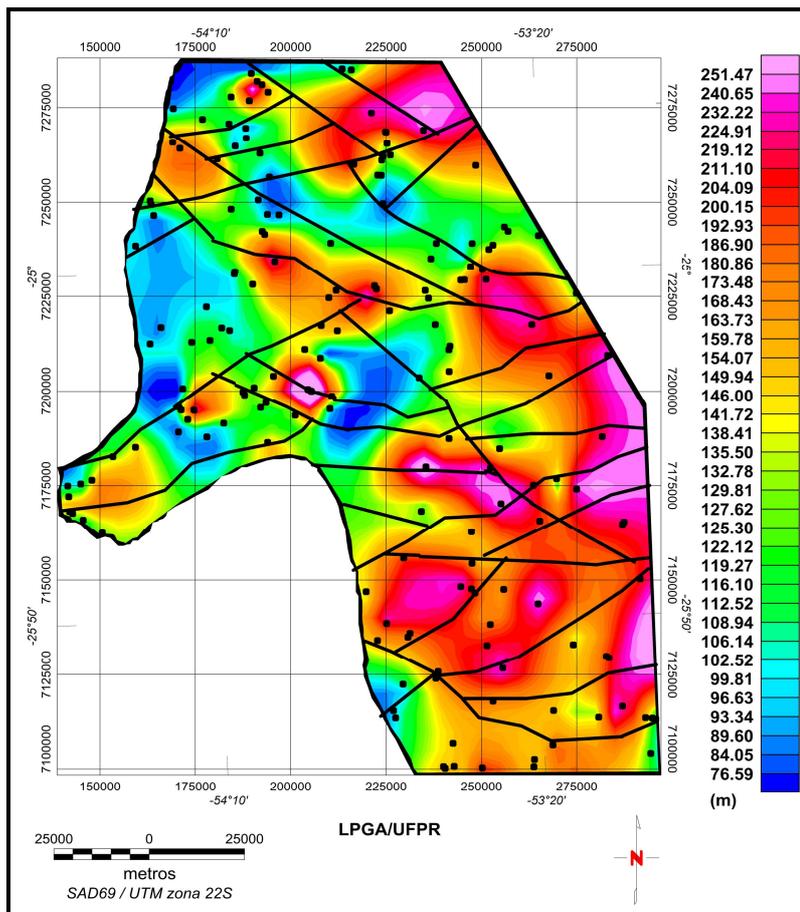


Figura 52 – Mapa da distribuição espacial das profundidades dos poços e o arcabouço magnético-estrutural simplificado.

10.2.1.2 NÍVEL ESTÁTICO (NE)

A variável nível estático (NE), igualmente, é uma variável quantitativa contínua, a qual representa a profundidade original do nível da água a partir do nível da superfície do terreno, no momento imediatamente anterior ao início do bombeamento para exploração de água. Para Buchmann Filho (2002) os valores médios desta grandeza, são de 21,60 m para a bacia do rio Piquiri e 19,34 m para a bacia do rio Iguaçu.

Para a área de estudo o nível estático apresenta média de 34,22m, variando de um mínimo de zero a um máximo de 216,60 m. O histograma da Figura 53 mostra que 72,37% dos poços apresentam níveis estáticos variando de zero a 41,00 m. A distribuição espacial desta grandeza na área de estudo pode ser observada na

Figura 54, onde os altos valores encontram-se ao Sul do rio Iguaçu e na porção Norte da área.

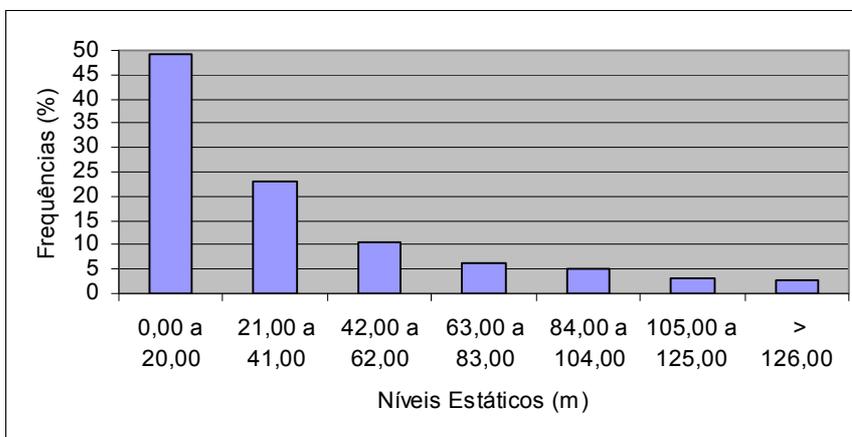


Figura 53 – Histograma de frequência do nível estático.

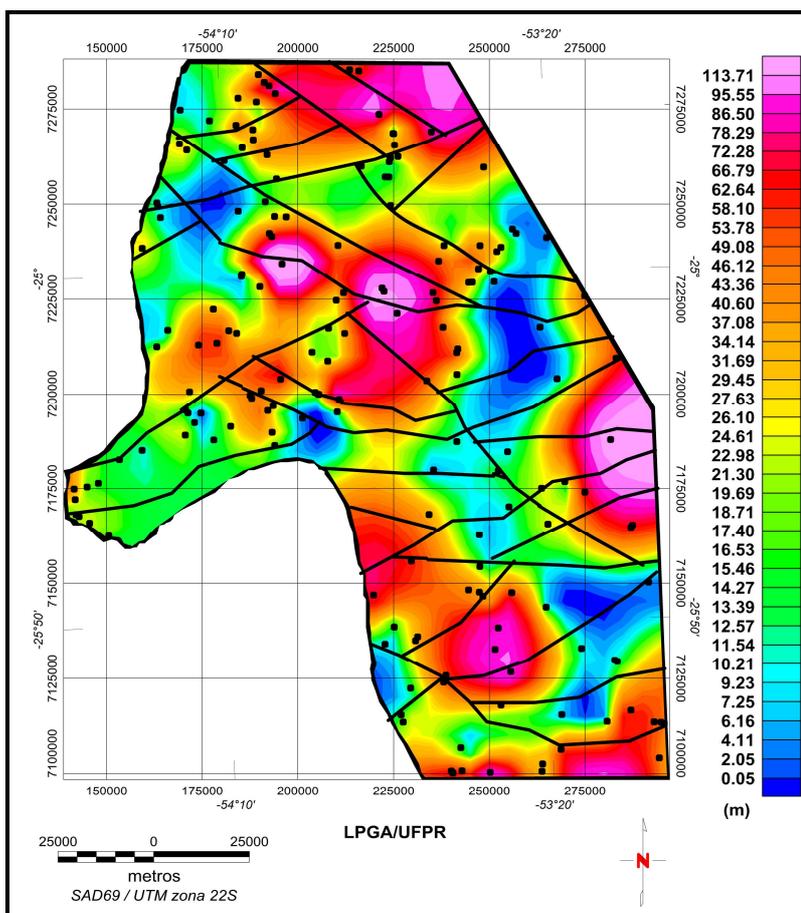


Figura 54 – Mapa da distribuição espacial dos níveis estáticos e o arcabouço magnético-estrutural simplificado.

10.2.1.3 NÍVEL DINÂMICO (ND)

O nível dinâmico (ND) também é considerado uma variável quantitativa contínua que mede a profundidade do nível da água em relação à superfície do terreno, após o estabelecimento da vazão de exploração por bombeamento sistemático, durante no mínimo 24 horas.

Buchmann Filho (2002) obteve valores médios de 39,59 m para a bacia do Rio Piquiri e 42,63 m para a bacia do rio Iguaçu. No presente trabalho, a média foi de 64,43 m, variando de um mínimo de 1,02 m e um máximo de 220,84 m. O histograma da Figura 55 apresenta 61,88% dos poços com níveis dinâmicos variando entre 1,00 e 64,00 m.

A distribuição espacial desta grandeza na área de estudo pode ser observada na Figura 56, onde os altos valores encontram-se ao Sul do rio Iguaçu e na porção Norte da área.

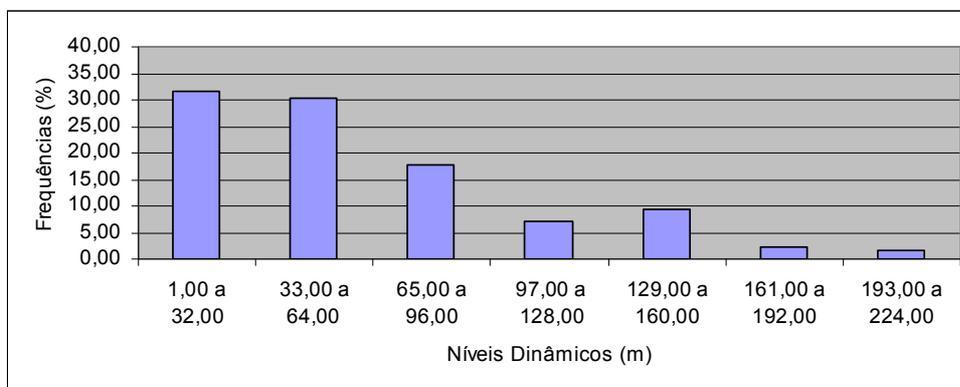


Figura 55 – Histograma de frequência do nível dinâmico.

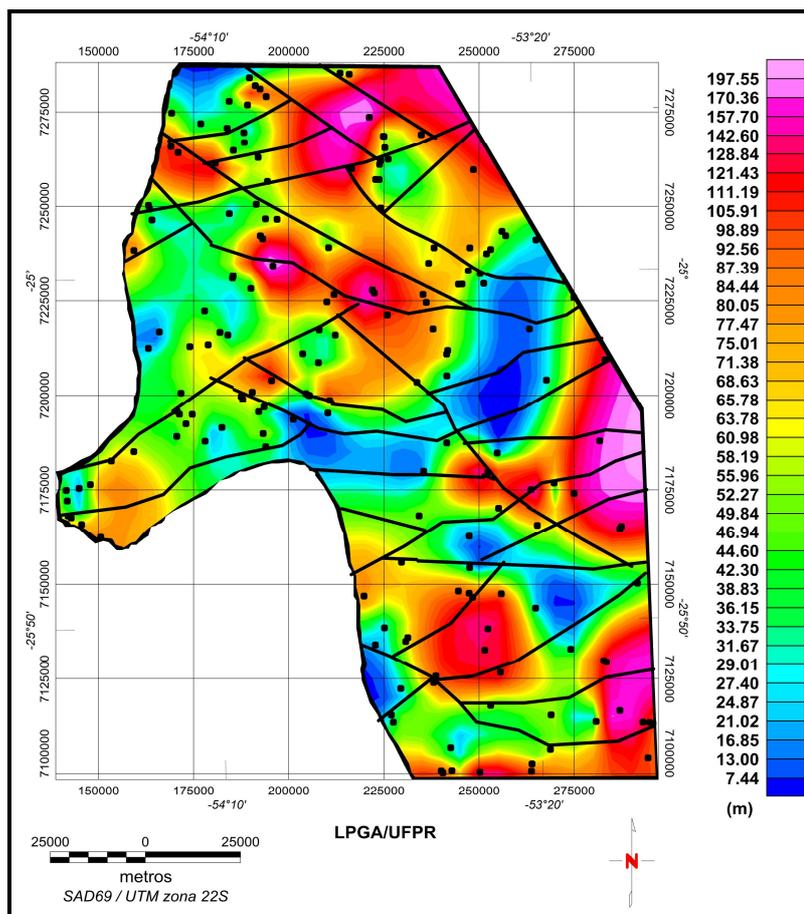


Figura 56 – Mapa da distribuição espacial dos níveis dinâmicos e o arcabouço magnético-estrutural simplificado.

10.2.1.4 SUPERFÍCIE POTENCIOMÉTRICA VIRTUAL

A superfície potenciométrica virtual da área de estudo (Figura 57) foi construída através da diferença entre as cotas altimétricas dos poços e seus correspondentes níveis estáticos.

Este mapa mostra que as cotas mais elevadas estão localizadas nos quadrantes NE (736,50 m) e SE (718,50 m), as quais decaem gradativamente até atingirem valores da ordem de 300,00 m, no extremo NW e 200,00 m no extremo W da região. Portanto observa-se um mergulho para o interior da bacia. Comparado os mapas das Figuras 18 (p.54, imagem SRTM) e 57 (p.106, superfície potenciométrica virtual), notamos uma grande correlação das cotas do terreno e a superfície potenciométrica virtual da área de estudo. Isto também é verificado no diagrama de

dispersão entre as cotas dos poços e as cotas potenciométricas (Figura 58), o que sugere que o SASG apresenta um comportamento de aquífero livre na região estudada, fato já constatado por Fraga (1986). Os poços que estão localizados fora da reta que define este comportamento, certamente, reflete um maior controle estrutural, determinado por fraturas e falhas.

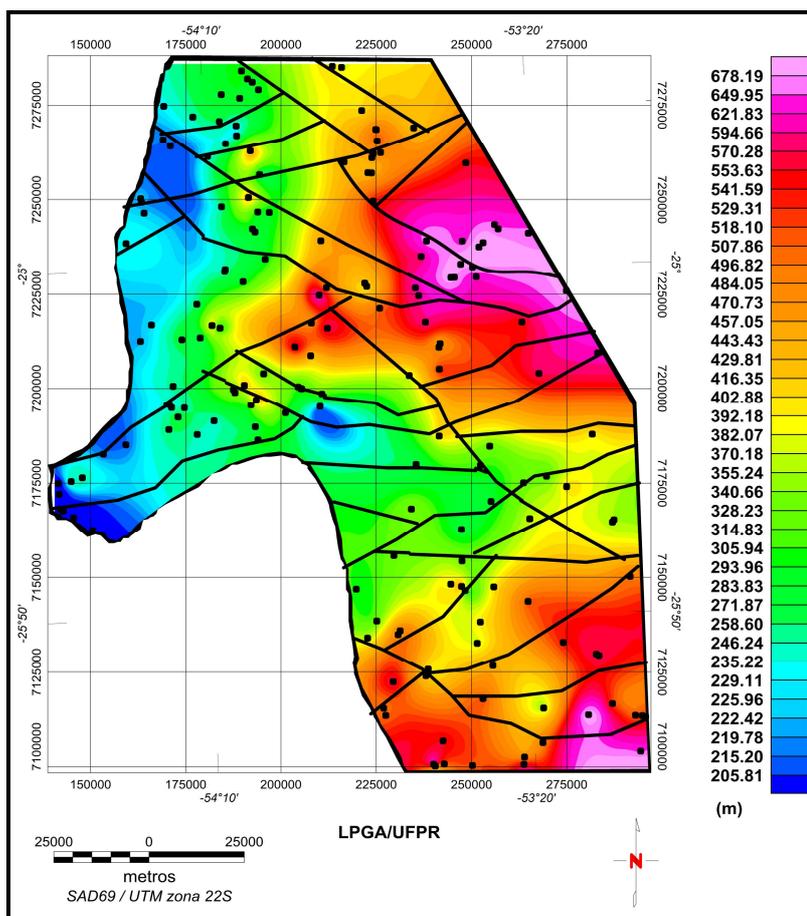


Figura 57 – Mapa da distribuição espacial dos níveis potenciométricos e o arcabouço magnético-estrutural simplificado.

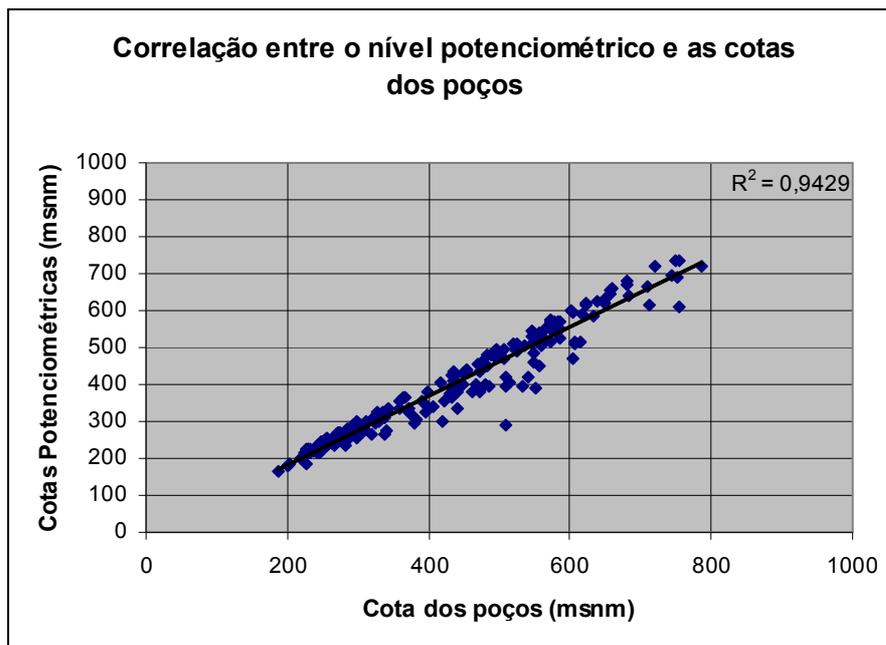


Figura 58 – Diagrama de dispersão dos níveis potenciométricos e das cotas dos poços.

10.2.1.5 VAZÃO DE EXPLOTAÇÃO

A vazão de exploração expressa o volume médio extraído dos poços tubulares profundos por um determinado tempo de bombeamento sistemático. Em termos quantitativos, Rosa Filho *et al.* (1987) estabeleceram que, na área da bacia do rio Piquiri, a vazão média dos poços é da ordem de 28,00 m³/h, sendo que as entradas de água ocorrem até profundidades de 90,00 m. Na bacia do rio Iguaçu, a média das vazões gira em torno de 5,00 m³/h, e as profundidades mais comuns de entradas de água ocorrem até os 170,00 m. Na bacia do rio Paraná III, as vazões médias são da ordem de 35,00 m³/h, com entradas de água distribuídas até 170,00 m de profundidade. Buchmann Filho (2002) relatou médias de 17,84 m³/h e 10,00 m³/h para as bacias dos rios Piquiri e Iguaçu, respectivamente.

Os testes estatísticos mostram que o valor médio da variável em questão na área de estudo é de 25,75 m³/h, com um mínimo de 1,10 m³/h e um máximo de 250 m³/h. Porém cerca de 75,14 % dos casos, encontra-se entre 1,10 m³/h e 25,00 m³/h (Figura 59). O comportamento dos dados demonstra que há uma alta variabilidade entre os valores de vazão nos poços tubulares, existindo grande quantidade de

valores fora da média. Essa assimetria é comum, tendo em vista que o aquífero em questão é heterogêneo e anisotrópico.

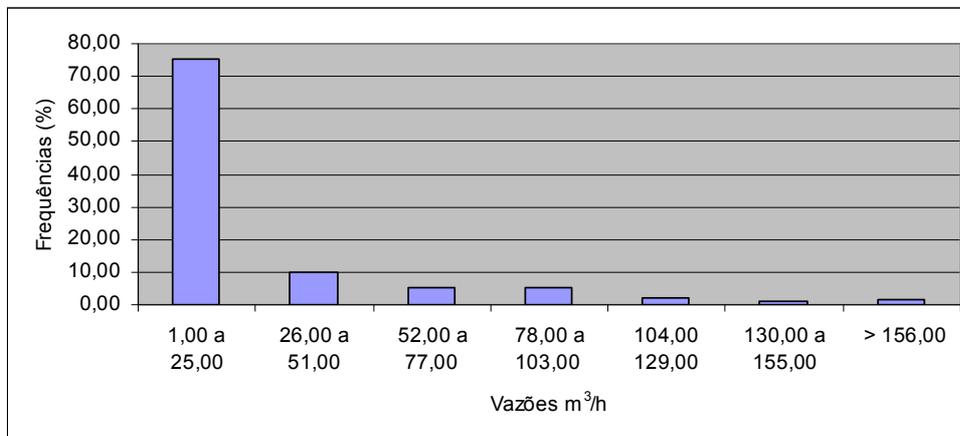


Figura 59 – Histograma de frequência da vazão de exploração.

Observando o mapa de distribuição da espacial das vazões na área de estudo (Figura 60) notam-se nítidas relações entre as estruturas mapeadas e as zonas com vazões elevadas. Tais estruturas normalmente limitam blocos romboédricos com altas vazões, porém a ocorrência de cruzamento destas feições também foi interpretada como responsável por altas produtividades.

Os poços mais produtivos analisados são: SD₈ = 160,00 m³/h, SD₁₂ = 170,20 m³/h, SD₇₂ = 177,80 m³/h, SA₁₁₇ = 250,00 m³/h, localizados próximos aos municípios de Capitão Leônidas Marques, Cascavel, Ouro Verde do Oeste e Cascavel, respectivamente.

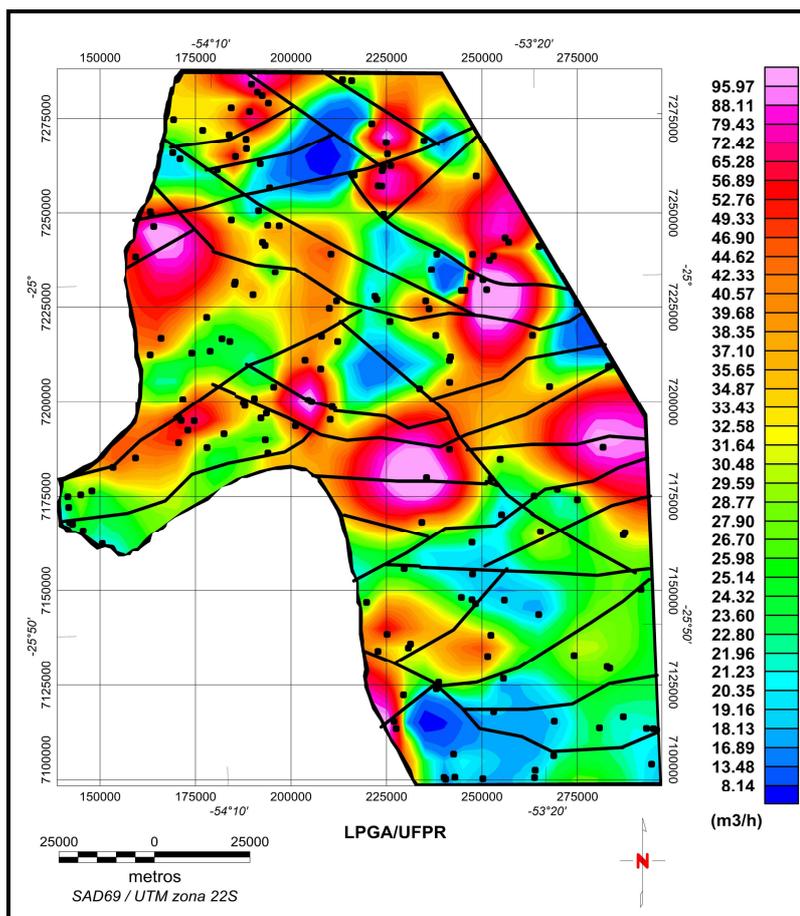


Figura 60 – Mapa da distribuição espacial das vazões de exploração e o arcabouço magnético-estrutural simplificado.

Do universo de 180 poços analisados, 160 deles apresentaram dados da primeira entrada de água. A profundidade da primeira entrada de água varia de 12,00 a 266,00 m, com média de 61,17 m e mediana de 48,00 m. Os dados da segunda entrada de água apresentam uma média de 95,12 m, variando de 22,00 a 242,00 m, sendo a mediana de 79,00 m. Finalmente os dados da terceira entrada de água são verificados em apenas 38 poços, com média de 115,26 m, variando de 40,00 a 278,00 m, sendo a mediana de 102,50 m. Os histogramas das Figuras 61, 62 e 63 mostram as frequências das entradas de água dos poços, evidenciando que a maior parte delas está localizada até 110,00 m, como aventada por Rosa Filho *et al.* (1987).

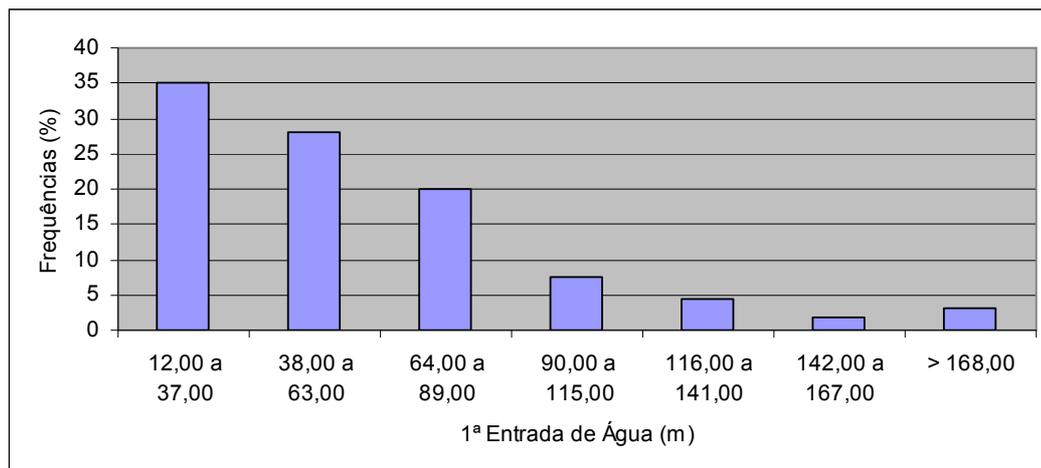


Figura 61 – Histograma de frequência da primeira entrada de água.

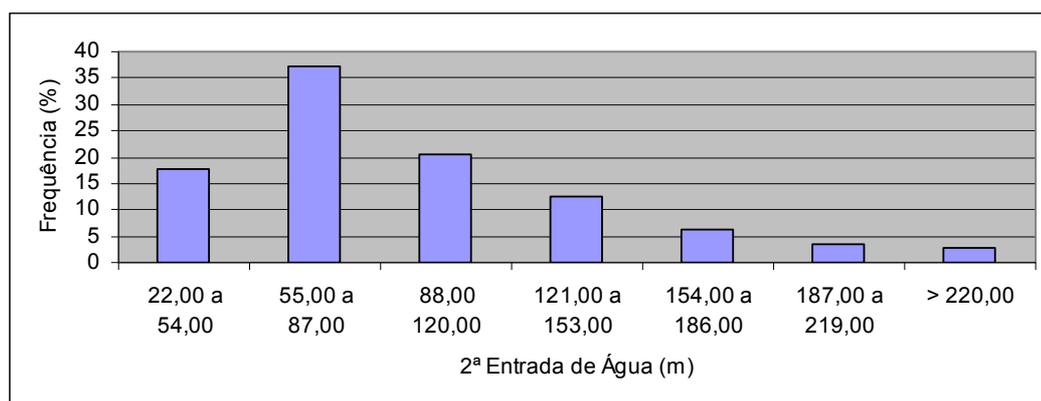


Figura 62 – Histograma de frequência da segunda entrada de água.

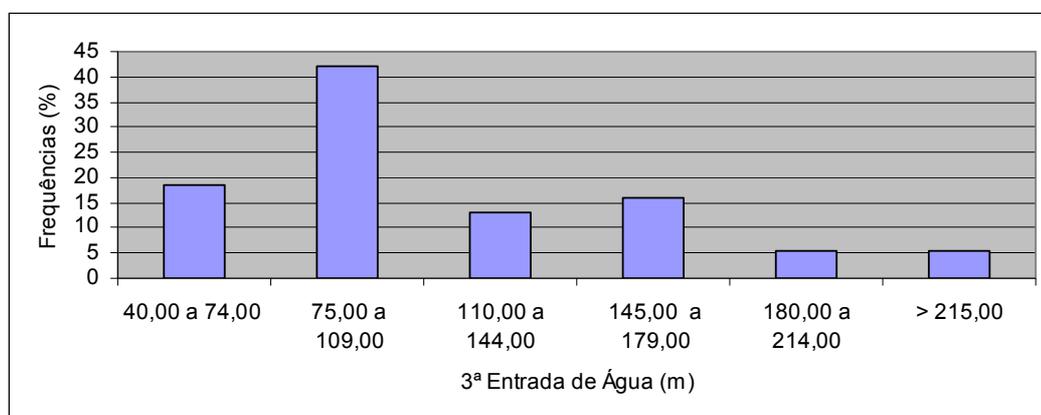


Figura 63 – Histograma de frequência da terceira entrada de água.

10.2.1.6 CAPACIDADE ESPECÍFICA

Esta grandeza é obtida através da razão entre a vazão de exploração em (m^3/h) e o rebaixamento do nível d'água em metros. Este parâmetro é a melhor forma de comparar a produtividade de aquíferos fissurados, como é o caso do SASG.

Tratamentos estatísticos mostram que a média aritmética da capacidade específica dos poços da área de estudo é desviada para patamares elevados devido à existência de alguns poços muito produtivos e de uma grande quantidade de poços com baixa produtividade.

O valor oscila de 0,02 [$(\text{m}^3/\text{h})/\text{m}$] a 83,33 [$(\text{m}^3/\text{h})/\text{m}$], com média de 3,99 [$(\text{m}^3/\text{h})/\text{m}$]. 50,28% das amostras apresentam valores inferiores a 1,00 [$(\text{m}^3/\text{h})/\text{m}$]. O histograma de frequência (Figura 64) mostra uma descaracterização do valor médio e uma identificação com a mediana [1,00 ($\text{m}^3/\text{h})/\text{m}$]. Estatisticamente, isso significa que os valores da capacidade específica têm distribuição aproximadamente log-normal. Neste tipo de distribuição, a mediana, se comparada com a média, tem maior significado para um estudo crítico do aquífero em questão.

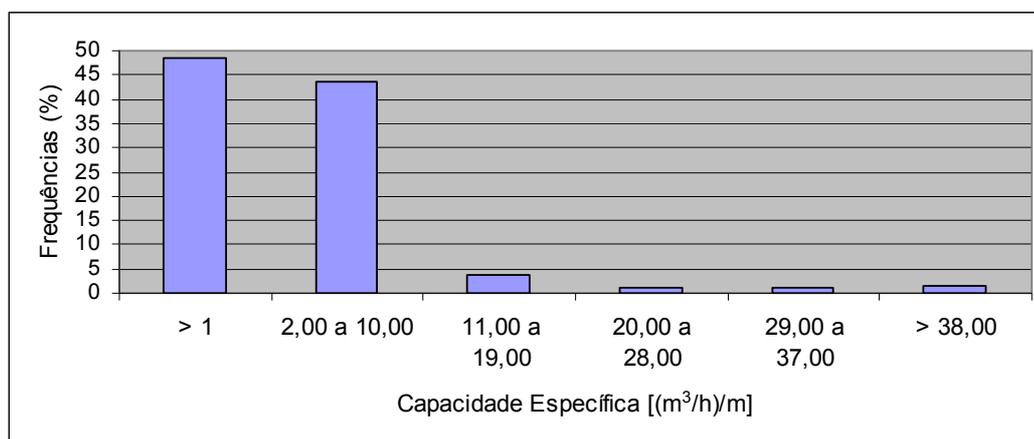


Figura 64 – Histograma de frequência da capacidade específica.

Esta grande discrepância entre os valores da média e da mediana, confirma a forte anisotropia do meio aquífero estudado. A distribuição espacial da capacidade específica pode ser observada na Figura 65, onde nota-se que às porções Norte, Noroeste e Nordeste da área de estudo apresentam valores médios superiores aos

da porção Sul, mostrando que o SASG pode-se dividido em duas subprovíncias, Norte e Sul.

No trabalho realizado por Buchmann Filho (2002), nas bacias dos rios Piquiri e Iguçu, foram registrados valores médios de 2,36 [(m³/h)/m] e 1,02 [(m³/h)/m], respectivamente

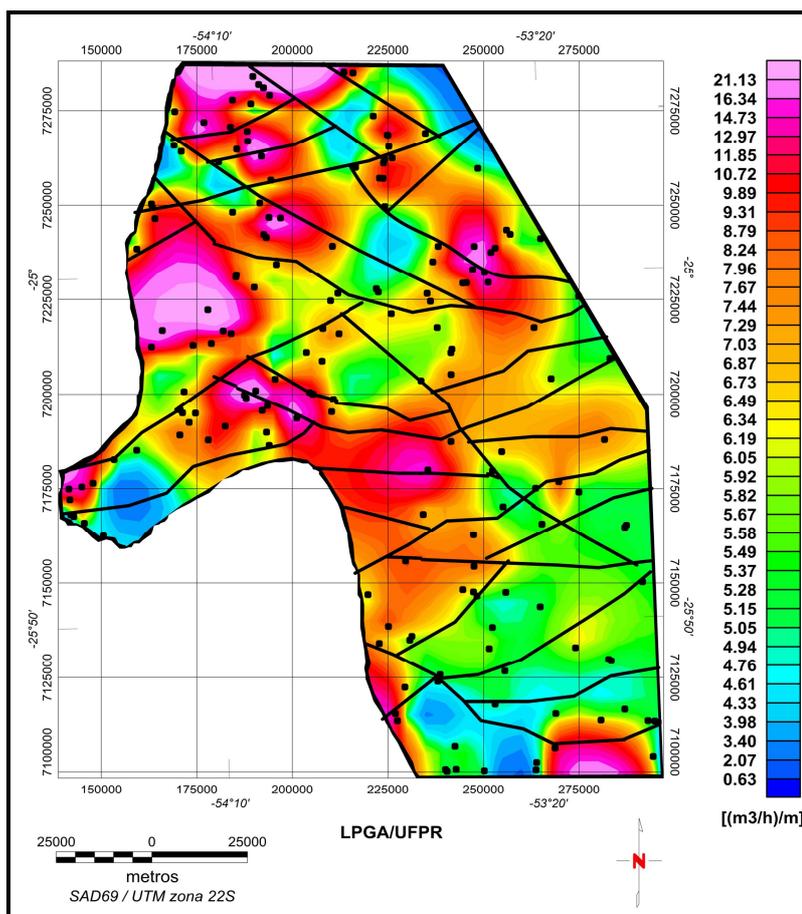


Figura 65 – Mapa da distribuição espacial da capacidade específica e o arcabouço magnético-estrutural simplificado.

A Figura 66 relaciona as medianas das vazões e das capacidades específicas conforme as profundidades de perfuração dos poços. A análise destes valores permite afirmar que apenas em poços onde as profundidades variam de 47,00 e 100,00 m são os mais produtivos. Logo, a capacidade específica dos poços da área estudada, em geral, diminui na medida em que ele é aprofundado. Pois com o aumento da profundidade, a pressão litosférica aumenta e as fraturas são fechadas. Com isso notamos que a produtividade de um poço é muito mais

dependente da posição relativa dessas fraturas, e de sua respectiva potencialidade, do que propriamente da profundidade.

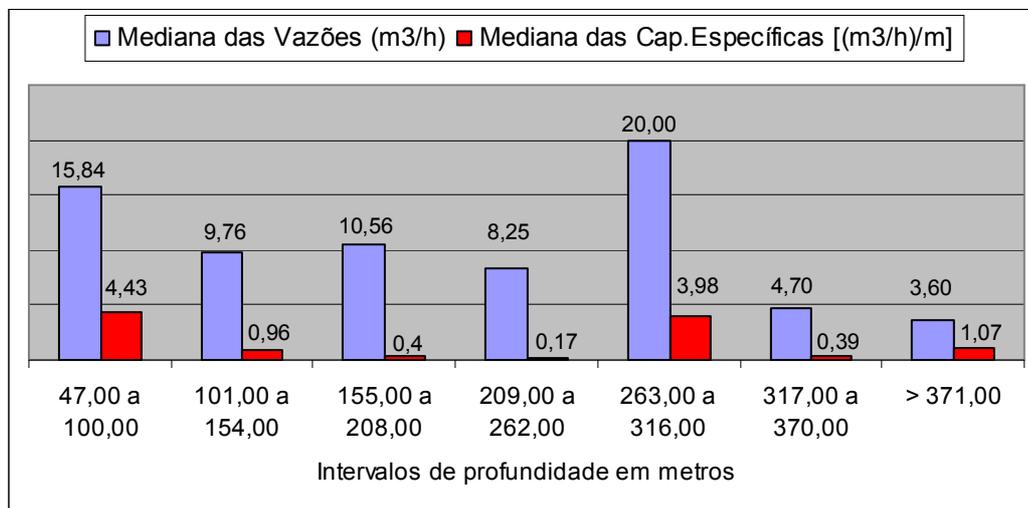


Figura 66 – Histograma da variação da produtividade dos poços em relação a profundidade de perfuração.

10.2.2 COMPORTAMENTO DAS VARIÁVEIS HIDROQUÍMICAS DE POÇOS COMPLETADOS NA FORMAÇÃO SERRA GERAL

O estudo hidroquímico teve por finalidade identificar e quantificar as principais propriedades e constituintes das águas subterrâneas, procurando estabelecer uma relação com o meio físico. O processo e fatores que influem na evolução da qualidade das águas subterrâneas podem ser intrínsecos e/ou extrínsecos ao aquífero. Portanto as águas subterrâneas tendem a sofrer alterações em suas composições químicas à medida que percolam os diferentes aquíferos (SAG/SASG). Também podem ser influenciadas, por exemplo, pelo clima, pela composição química da água de recarga, pelo tempo de residência água/meio físico, além da contaminação provocada pelo homem.

O levantamento hidroquímico realizado visa apresentar uma avaliação das características físico-químicas das águas subterrâneas da área pesquisada, de acordo com suas propriedades químicas. Dentre um grande número de parâmetros que podem ser determinados para caracterizar uma amostra de água, alguns são

usualmente empregados e tomados como indicadores. Para este trabalho os parâmetros analisados foram: a temperatura, o potencial hidrogeniônico (pH), os sólidos totais dissolvidos (STD), a condutividade elétrica (CE), a dureza total, além dos íons bicarbonato (HCO_3^-), carbonato (CO_3^{2-}), cloreto (Cl^-), sulfato (SO_4^{2-}), nitrato (NO_3^-), cálcio (Ca^{2+}), magnésio (Mg^{2+}), sódio (Na^+), potássio (K^+) e ferro total.

Para tal caracterização, foram selecionadas as análises físico-químicas coletadas em poços georreferenciados que apresentaram erros inferiores a 10% no balanço iônico. De um universo de 181 registros, apenas 100 análises de águas foram consideradas adequadas para avaliação.

A partir do Anexo II foi construída a Tabela 3, a qual exibe as estatísticas técnicas dos parâmetros referidos. O estudo analítico de tais parâmetros foi realizado através de histogramas e de mapas da distribuição espacial, em correspondência ao arcabouço magnético-estrutural simplificado (alinhamentos geofísicos).

Estatísticas	Potencial Hidrogeniônico (pH)	Sólidos Totais Dissolvidos (STD) (mg.L^{-1})	Temperatura ($^{\circ}\text{C}$)
Máximo	10,09	1076,00	27,20
Mínimo	5,95	30,00	18,00
Média	8,01	127,51	21,85
Coefficiente de Variação(%)	11,48	79,40	8,38
Mediana	7,81	118,00	21,60
Nº de dados	181	181	62

Estatísticas	HCO_3^-	CO_3^{2-}	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{+2}	Na^+	K^+
	mg.L^{-1}							
Máximo	221,82	62,40	49,70	580,00	45,46	28,10	320,00	5,10
Mínimo	4,55	0,00	0,03	0,50	0,61	0,02	0,20	0,01
Média	91,49	9,23	3,14	7,71	14,45	3,99	23,58	0,66
Coefficiente de Variação(%)	39,95	189,60	184,71	760,18	61,18	97,00	155,72	98,48
Mediana	85,63	0,00	1,13	0,50	14,80	3,88	11,20	0,55
Nº de dados	100	100	100	99	100	100	100	100

Tabela 3 – Estatística básica dos principais parâmetros hidroquímicos das águas do SASG na área de estudo.

10.2.2.1 TEMPERATURA

As águas subterrâneas têm uma amplitude térmica pequena, isto é, sua temperatura não é influenciada pelas mudanças da temperatura atmosférica. Exceções são os aquíferos freáticos pouco profundos. Em profundidades maiores a temperatura da água é influenciada pelo grau geotérmico local.

A temperatura é influencia os processos biológicos, as reações químicas e bioquímicas que ocorrem na água e também outros processos como a solubilidade dos gases dissolvidos. A solubilidade dos gases decresce e a dos sais minerais cresce com o aumento da temperatura da água (Porto *et al.*, 1991).

Na área de estudo apenas 62 amostras apresentaram valores de temperatura, a qual varia de 18,00 °C a 27,20 °C, com média de 21,85°C. É importante salientar que esta temperatura foi medida no local da coleta.

10.2.2.2 POTENCIAL HIDROGENIÔNICO – (pH)

A concentração de íons de hidrogênio é convenientemente expressa em unidades logarítmicas, a abreviatura “pH” representa o logaritmo negativo na base 10 da atividade do íon hidrogênio em moles por litro. A atividade iônica do hidrogênio em solução aquosa é controlada pelas reações químicas que produzem ou consomem hidrogênio (Hem, 1985).

Os valores de pH determinados em laboratórios estão sempre alterados, em geral mais elevados que na realidade, em função da fuga de gases, oxidações e/ou reduções e variações de temperaturas que estão sujeitas às amostras de água durante a sua coleta armazenamento e transporte. Logo, interpretações realizadas com base nas medidas de pH merecem atenções especiais.

O DAEE (1976), no caso do Sistema Aquífero Serra Geral, considerou anômalos valores acima de 7,00, e quando essas ocorrências são observadas, normalmente estão relacionadas a zonas de interceptação de lineamentos com possíveis contribuições do Sistema Aquífero Guarani. Da mesma forma Bittencourt (1978) e Rosa Filho *et al.* (1987) consideram que poços com valores de pH básicos refletem influência da água do SAG sobre a do SASG. Porém a hidrólise de silicatos

libera OH^- , o que também pode aumentar o pH das águas subterrâneas. Dados apresentados por Buchmann Filho (2002) mostra valores de pH de 7,89 para a bacia do rio Piquiri e 7,89 para a bacia do rio Iguaçu.

Para o presente estudo, o pH, medido em laboratório, apresenta um valor médio igual 8,01, variando entre 5,95 e 10,09. O histograma da Figura 67 revela que em 59,67% das amostras, o valor do pH é inferior a 8,00 e em 40,33% o valor o valor encontra-se acima de 8,00.

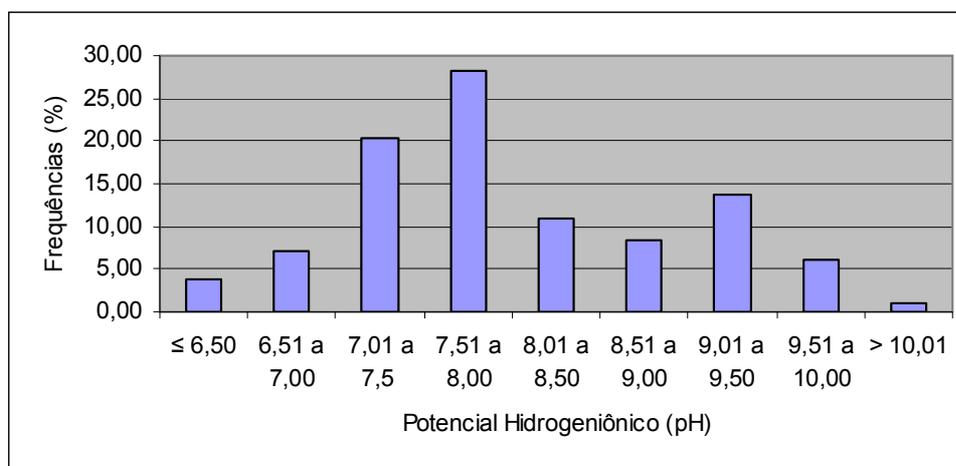


Figura 67 – Histograma de frequência do potencial hidrogeniônico (pH).

O mapa de distribuição do potencial hidrogeniônico (Figura 68), gerado a partir dos dados de 181 poços, mostra que os valores alcalinos, em vermelho/magenta, apresentam tendências, principalmente, nas porções Leste, Sul do rio Iguaçu e no segmento do rio Paraná, na porção Noroeste da área de estudo. Também pode-se observar neste mapa que as zonas de altos valores de pH (> 8,00) estão associados a grandes compartimentos delineados por lineamentos geofísicos, os quais podem ser recarregados por águas provenientes de aquíferos subbasálticos, principalmente o Aquífero Guarani. O pH será interpretado juntamente com outros parâmetros para a definição de áreas de conectividade dos aquíferos, podendo ou não ser relevante para tal fim, sobretudo na ausência de dados hidroquímicos devidamente balanceados (Portela Filho, 2003).

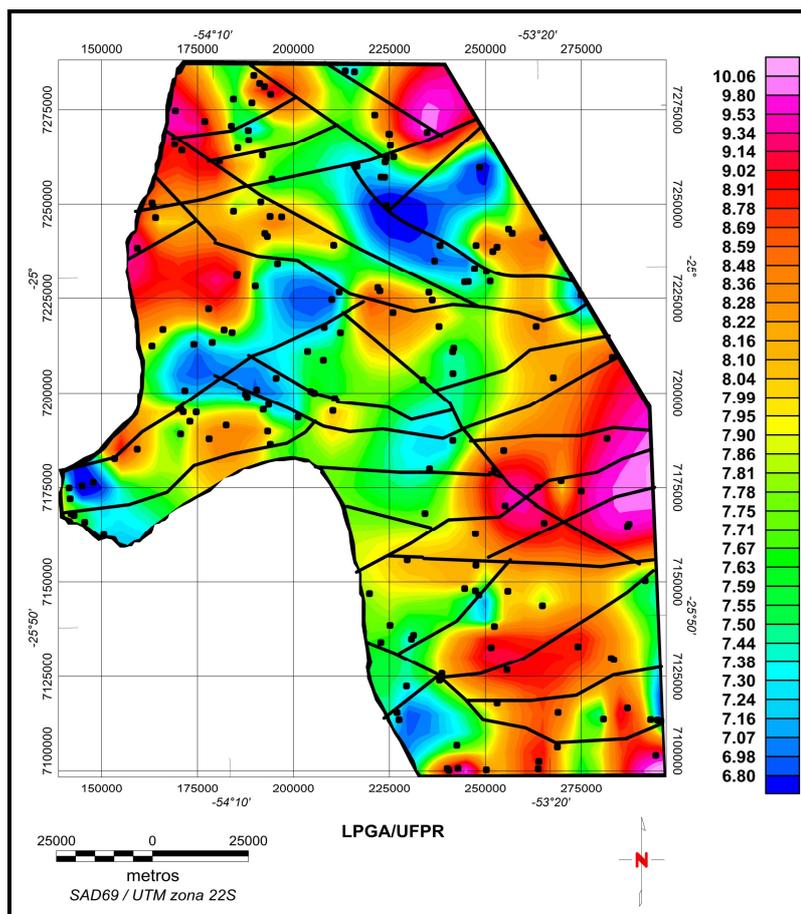


Figura 68 – Mapa da distribuição espacial do potencial hidrogeniônico (pH) e o arcabouço magnético-estrutural simplificado.

10.2.2.3 SÓLIDOS TOTAIS DISSOLVIDOS – (STD)

Os sólidos totais dissolvidos (STD) são caracterizados pela massa total dos constituintes minerais presentes na água, por unidade de volume. Neste trabalho a unidade utilizada é o mg/L. Os STD representam a concentração de todo o material dissolvido na água, seja ou não volátil. São determinados em laboratório, a partir do material residual seco.

As faixas de temperatura são fixadas de 100,00 °C a 110,00 °C ou 180,00 °C. No presente estudo, o banco de dados não traz referência à temperatura do ensaio. Desta forma, optou-se em utilizar todos os registros de STD. Segundo o padrão de potabilidade da Portaria n° 518 de 25/03/2004 do Ministério da Saúde, uma água não deve ter mais do que 1000,00 mg/L de sólidos totais dissolvidos.

É importante lembrar que os teores de STD possuem relação direta com a composição mineralógica das rochas-reservatório e com o tempo de percolação/residência das águas subterrâneas no interior do aquífero.

Para a área de estudo, os teores de sólidos totais dissolvidos (STD), variam entre 30,00 mg/L e 1076,00 mg/l, sendo a média igual a 127,5 mg/L. Para as bacias dos rios Piquiri e Iguaçu, as médias observadas por Buchmann Filho (2002) foram de 103,27 mg/L e 152,34 mg/L, respectivamente. O histograma da Figura 69 revela que em 57,46% das amostras, o teor varia entre 50,10 e 150,00 mg/L.

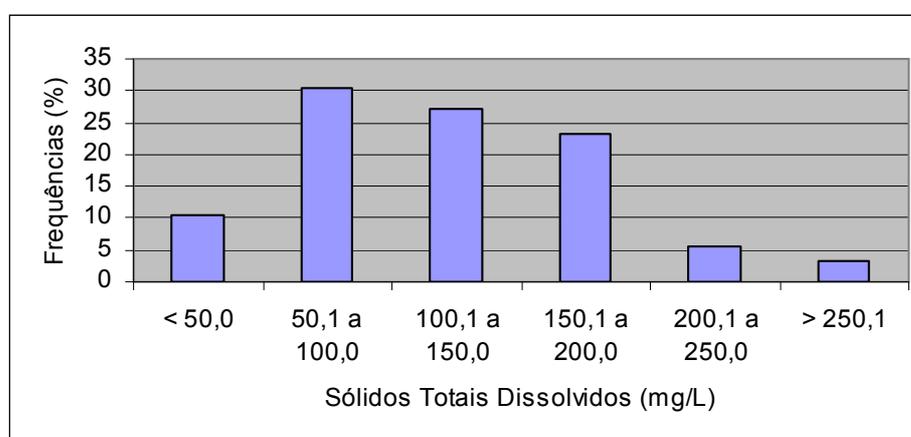


Figura 69 – Histograma de frequência dos sólidos totais dissolvidos.

O mapa de distribuição dos sólidos totais dissolvidos (Figura 70) exhibe áreas de maior concentração, tanto na porção Sudeste, quanto na porção sul da área de estudo. Observou-se que as maiores concentrações de STD localizam-se em grandes compartimentos, evidenciando que nestes locais a circulação das águas é restrita (águas com maior tempo de residência) e/ou ocorre contribuição do SAG.

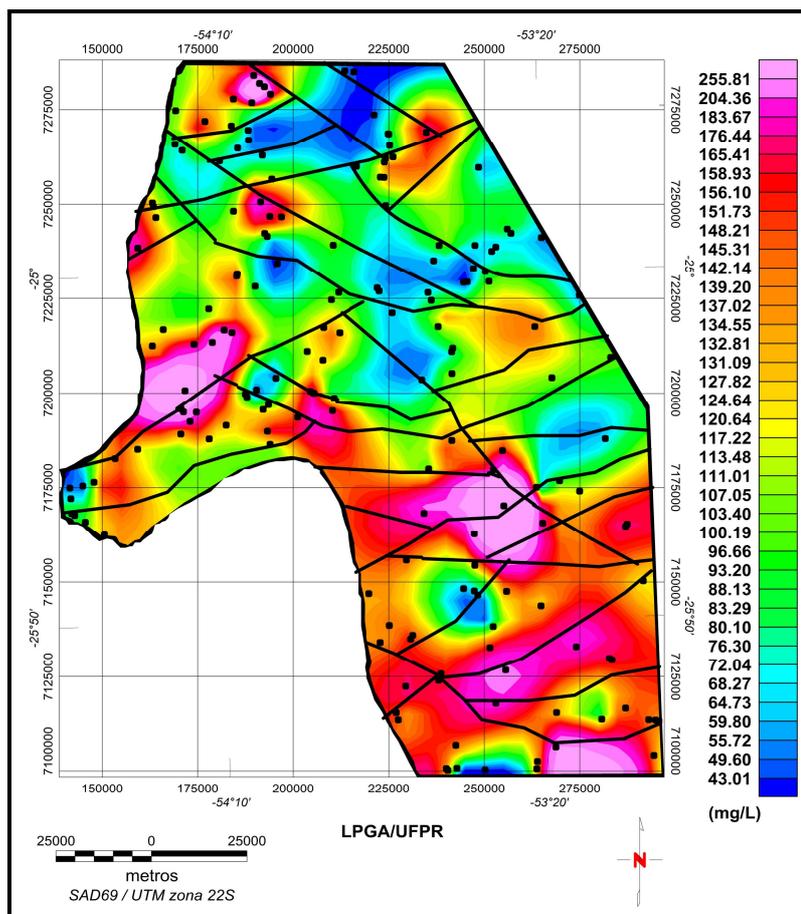


Figura 70 – Mapa da distribuição espacial dos sólidos totais dissolvidos (STD) e o arcabouço magnético-estrutural simplificado.

10.2.2.4 CONDUTIVIDADE ELÉTRICA (CE)

A condutividade elétrica é a capacidade da água de conduzir corrente elétrica. Este parâmetro está relacionado com a temperatura e com presença de íons dissolvidos na água, na forma de cátions e ânions. Os sais dissolvidos e ionizados presentes na água transformam-na num eletrólito capaz de conduzir corrente elétrica. Como há uma relação de proporcionalidade entre o teor de sólidos totais dissolvidos (STD) e a condutividade elétrica, pode-se estimar o teor de STD pela medida de condutividade de uma água. A condutividade elétrica em águas doces varia de 10,00 a 1000,00 $\mu\text{S}/\text{cm}$; acima deste intervalo as águas são classificadas com salobras.

Nas águas subterrâneas da área de pesquisa, os valores de condutividade elétrica, variam entre 24,00 $\mu\text{S}/\text{cm}$ e 2725,00 $\mu\text{S}/\text{cm}$ com uma média de 218,92 $\mu\text{S}/\text{cm}$. O histograma da Figura 71 mostra que cerca de 98,33 % das amostras analisadas apresentam valores abaixo de 1000,00 $\mu\text{S}/\text{cm}$. O poço com condutividade elétrica mais elevada (2725,00 $\mu\text{S}/\text{cm}$), está localizado na cidade de Ampére, e provavelmente receba contribuições de águas provenientes de aquíferos subbasáticos.

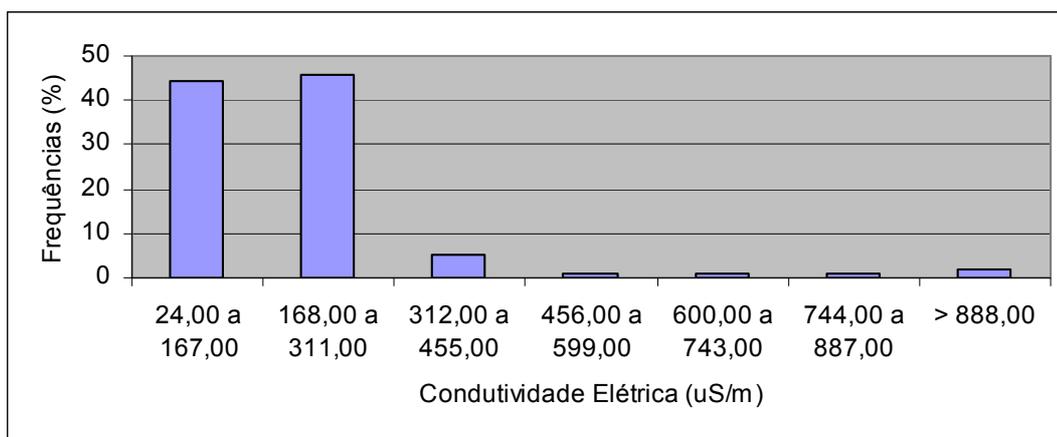


Figura 71 – Histograma de frequência da condutividade elétrica.

A distribuição espacial da condutividade elétrica na área de estudo pode ser observada na Figura 72, onde os altos valores encontram-se ao Sul do rio Iguaçu, no quadrante Noroeste e no extremo Oeste da área. Comparando as Figuras 68, (p.117, pH), 70 (p.119, STD) e 72 (p.121, condutividade elétrica), nota-se uma correspondência das áreas de altos valores, sugerindo que nestas regiões haja conexão com aquíferos subbasáticos, principalmente o Sistema Aquífero Guarani.

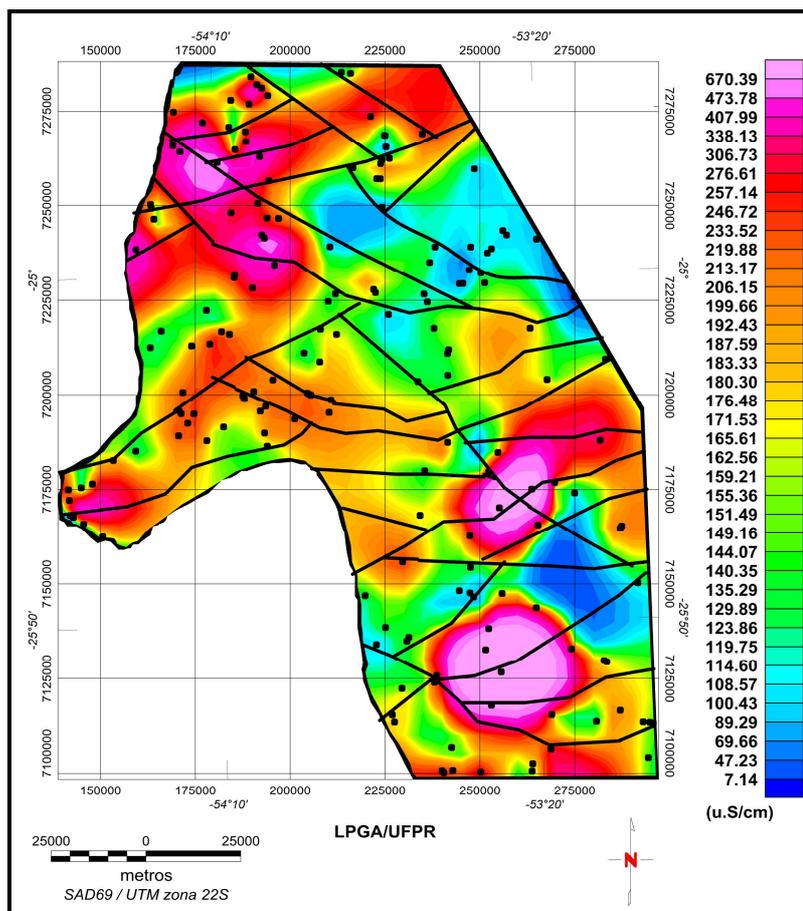


Figura 72 – Mapa da distribuição espacial da condutividade elétrica e o arcabouço magnético-estrutural simplificado.

10.2.2.5 DUREZA TOTAL

A dureza total é definida como a dificuldade de uma água dissolver sabão pelo efeito do cálcio, do magnésio e de outros elementos como ferro, manganês e cobre. É representada pelo somatório da dureza temporária (íons de cálcio e magnésio que, sob aquecimento combinam-se ao carbonato e bicarbonato, e precipitam como crostas) e da dureza permanente (os íons cálcio e magnésio se combinam com íons sulfato, cloreto, nitratos e outros, dando origem a compostos solúveis).

A dureza é expressa em mg/L de CaCO_3 , independente dos íons envolvidos. Para Custódio e Llamas (1983) as águas com dureza total entre 0,00 e 50,00 mg/L de CaCO_3 são consideradas brandas ou moles. As águas com dureza total entre 50,00 a 100,00 mg/L de CaCO_3 , são consideradas pouco duras. Já aquelas com

dureza total entre 100,00 e 200,00 mg/L de CaCO_3 , são consideradas duras, e águas com mais de 200,00 mg/L de CaCO_3 , são consideradas muito duras. Segundo padrão de potabilidade da Portaria n° 518 de 25/03/2004 do Ministério da Saúde, uma água não deve apresentar dureza total superior a 500,00 mg/L de CaCO_3 .

Levando em consideração essa classificação, têm-se na área de estudo águas brandas ou moles a pouco duras, uma vez que a média desse parâmetro é 56,95 mg/L de CaCO_3 , com valores oscilando entre 1,90 a 216,00 mg/L. O histograma da Figura 73 mostra um equilíbrio entre águas brandas ou moles (48,06%) e águas pouco duras (38,67%). O mapa da distribuição espacial da dureza total (Figura 74) mostra que as águas pouco duras ocorrem nos quadrante Nordeste e Sudeste, enquanto as águas duras ocorrem nas porções Sul Oeste e central da área de estudo.

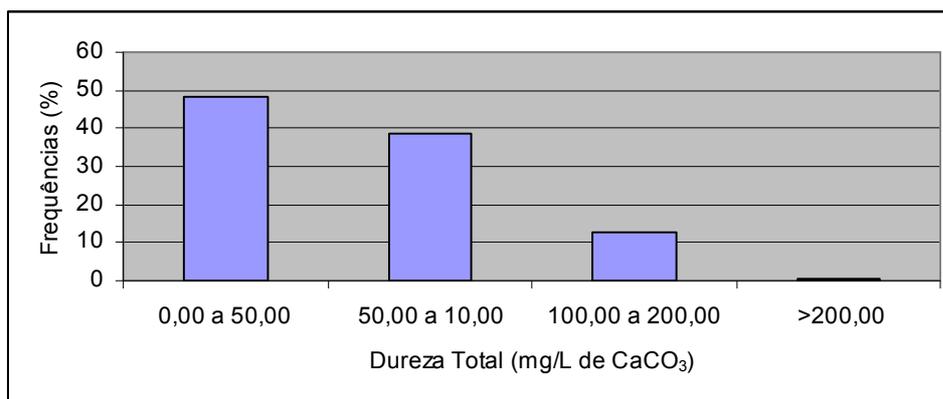


Figura 73 – Histograma de frequência da dureza total.

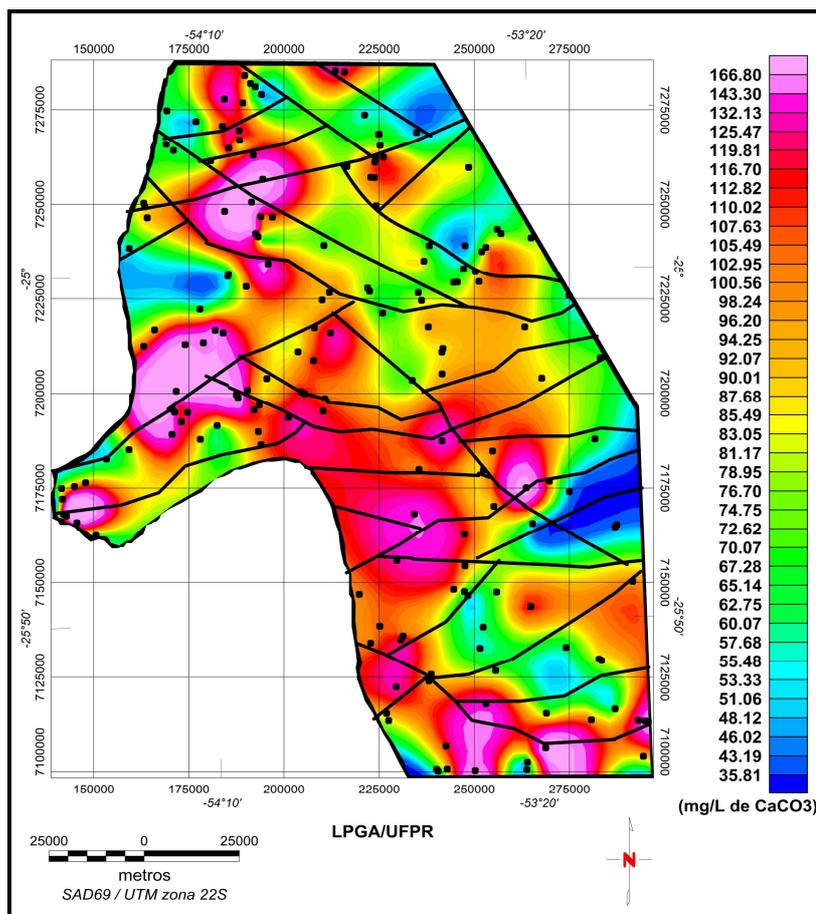


Figura 74 – Mapa da distribuição espacial da dureza total e o arcabouço magnético-estrutural simplificado.

10.2.2.6 BICARBONATO – HCO_3^- / CARBONATO – CO_3^{2-}

O bicarbonato é um ânion proveniente da dissolução do dióxido de carbono atmosférico e, principalmente, biogênico presente nos solos, combinado com a água (Custódio e Llamas, 1983). Possui uma relação direta com o pH da solução. Com pH variando de 7,00 a 8,30, a presença de bicarbonato é muito superior à do carbonato. A partir de um pH de 8,30, a concentração de carbonato aumenta. Quando a solução aquosa atinge valores de pH acima de 10,00, a presença de bicarbonato é nula, passando a existir somente carbonato (Logan, 1965).

A dissociação do ácido carbônico no processo de carbonatação impõe um caráter ácido à água, favorecendo a dissolução dos minerais formadores da rocha. Dessa forma, é produzida uma carga residual que resulta na formação de minerais de argila e uma carga solúvel que contribui para o enriquecimento das águas,

principalmente em cálcio, magnésio, ferro, sílica e bicarbonato. Para Fraga (1986), o teor médio de bicarbonato no Sistema Aquífero Serra Geral, para a bacia do rio Piquiri, é de 63,64 mg/L, e para a bacia do rio Iguaçu é de 69,43 mg/L. Já Buchmann Filho (2002), observou teores médios de 48,95 mg/L e 77,45 mg/L para as respectivas bacias. No estudo realizado pelo DAEE (1976), as águas do Sistema Aquífero Serra Geral, no Estado de São Paulo, apresentam valores para o bicarbonato variando entre 92,20 mg/L e 250,00 mg/L.

Na área de estudo, o bicarbonato é o íon mais abundante. O teor médio para todas as análises é de 91,49 mg/L, atingindo um máximo de 221,82 mg/L e um mínimo de 4,55 mg/L. O histograma da Figura 75 mostra que em 63,00% das amostras, a concentração é inferior a 100,00 mg/L. Esta é uma característica bastante comum em se tratando de águas continentais relativamente diluídas. O caráter bicarbonático é diretamente influenciado pelo equilíbrio do sistema $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ vigente nas áreas próximas à recarga, porém também pelas reações de hidrólise dos silicatos das rochas efusivas. Uma relação linear dos teores de bicarbonatos com a salinidade para águas da Formação Serra Geral foi observada por Bittencourt (1978). As águas com teores mais baixos são aquelas de recarga mais recente.

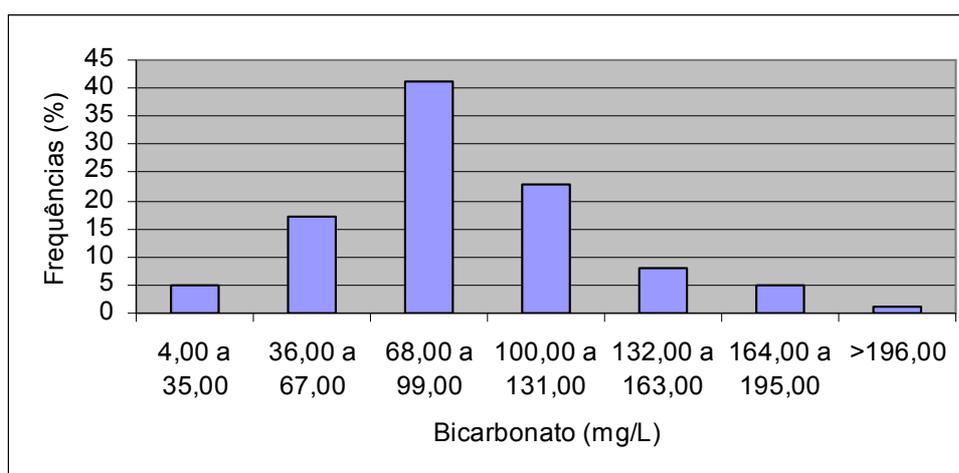


Figura 75 – Histograma de frequência do ânion bicarbonato.

Na área de estudo os maiores teores de bicarbonatos foram observados na porção Sul e no extremo Oeste (Figura 76), coincidindo com as áreas de concentração de STD (p.119, Figura 70).

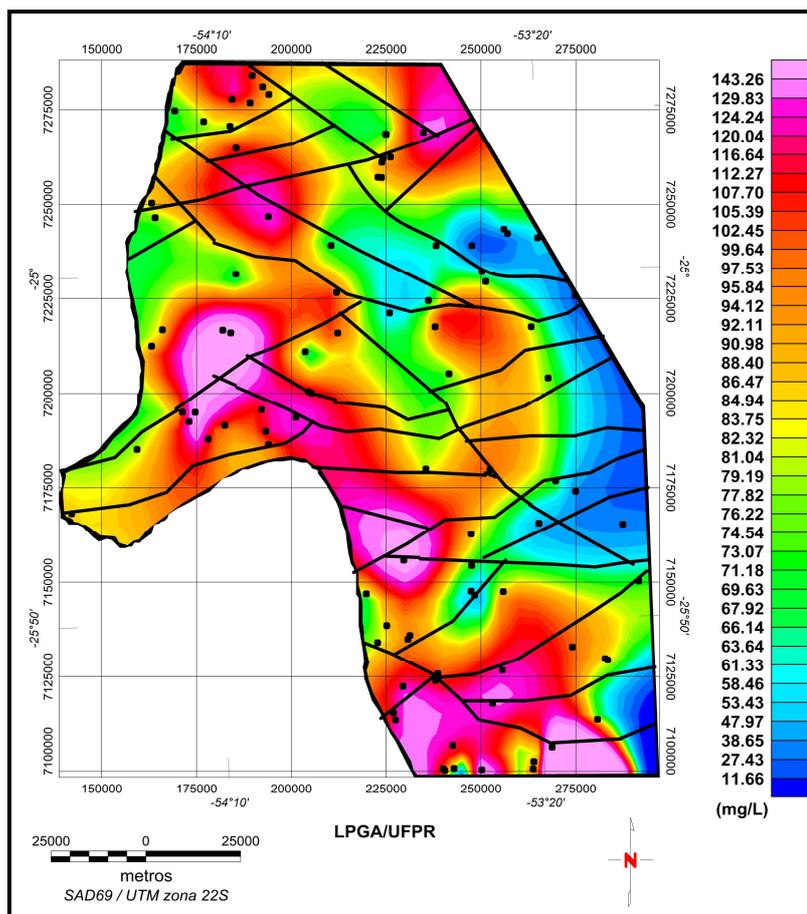


Figura 76 – Mapa da distribuição espacial dos teores de bicarbonato e o arcabouço magnético-estrutural simplificado.

Para o íon carbonato, a concentração média é de 9,23 mg/L, com uma variação entre 0,00 e 62,40 mg/L. O histograma da Figura 77 revela que em 68,00% das amostras este íon não foi detectado. Em todas as análises químicas que o íon carbonato foi detectado, ele está associado a valores de pH superiores a 8,00. O mapa da distribuição espacial dos teores de carbonato (Figura 78) exhibe concentrações elevadas nos mesmos compartimentos onde ocorrem altos valores de pH (p.117, Figura 68).

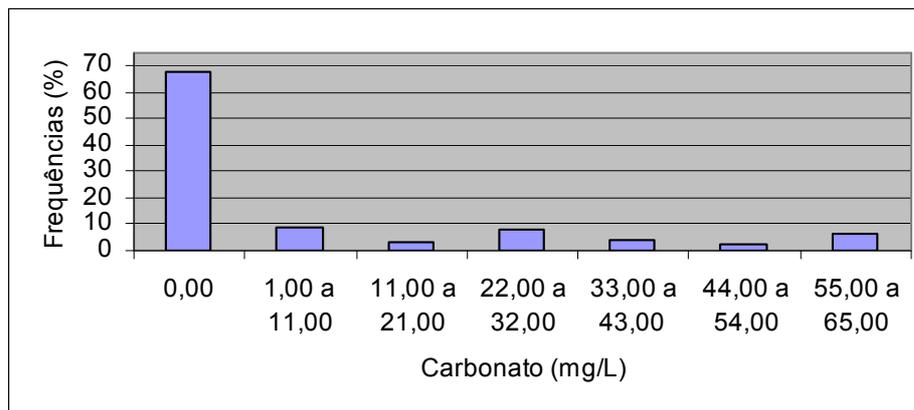


Figura 77 – Histograma de frequência do ânion carbonato.

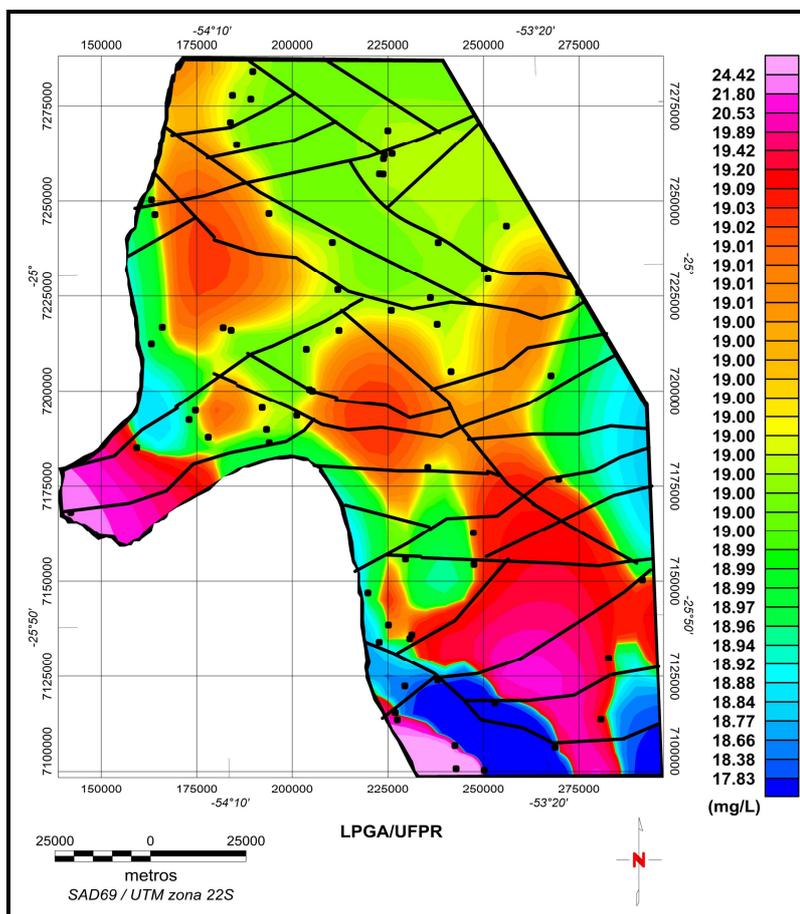


Figura 78 – Mapa da distribuição espacial dos teores de carbonato e o arcabouço magnético-estrutural simplificado.

10.2.2.7 CLORETO – Cl⁻

Apesar do elemento cloro (Cl) ser um dos elementos menos abundantes da crosta terrestre, pode ser encontrado na forma de íon cloreto em todas as águas. Isso se deve à sua grande mobilidade no meio ambiente. Os íons cloreto, mesmo parcialmente retidos no solo, podem percorrer grandes distâncias e migrar para a zona saturada. O íon cloreto é um contaminante mineral, natural ou antrópico, que não reage facilmente, e que pode permanecer nas águas subterrâneas por muito tempo (Custódio e Llamas, 1983). As águas subterrâneas apresentam, geralmente, teores de cloretos inferiores a 1000,00 mg/L.

Segundo Custódio e Llamas (1983), o íon cloreto é bastante solúvel. Provém de terrenos de origem marinha, rochas evaporíticas e mistura com água marinha. Pode também ter origem em outras fontes como efluentes urbanos e industriais. Ainda para esses autores, as rochas porosas propiciam maiores aporte de sais para a água, devido a maior área de contato. O aporte de sais também é favorecido pelo aumento da profundidade, da temperatura e da pressão.

Para Silva (1983), o cloreto pode ter origem por meio da precipitação meteórica e/ou dissolução de micas (sericita e biotita) presentes em pequena quantidade nas formações Botucatu e Pirambóia, bem como cloritas e minerais secundários de alteração dos basaltos. Fraga (1986), em estudo realizado no Estado do Paraná, definiu, para o Sistema Aquífero Serra Geral, os seguintes teores médios para cloreto: 4,51 mg/L para a bacia do rio Piquiri e 1,37 mg/L para a bacia do rio Iguaçu. Já para Buchmann Filho (2002), os teores médios são de 1,39 mg/L e 1,36 mg/L para as respectivas bacias.

Para a área de estudo, a concentração de cloreto apresenta teor médio 3,14 mg/L, sendo que a sua variação é de 0,03 a 49,7 mg/L. No histograma da Figura 79, em 63,00 % das amostras, o teor de cloreto é inferior a 2,03 mg/L. Este fato corrobora o que foi observado por Bittencourt (1978) em águas da bacia do rio Ivaí, onde o baixo teor em cloro foi atribuído aos basaltos e pequeno aporte cíclico, por veiculação atmosférica.

O mapa da distribuição espacial dos teores de cloreto (Figura 80) apresenta concentrações elevadas (>5,00 mg/L) em pontos isolados na porção Sul e no

externo Noroeste da área de estudo, próximo à cidade de Marechal Cândido Rondon.

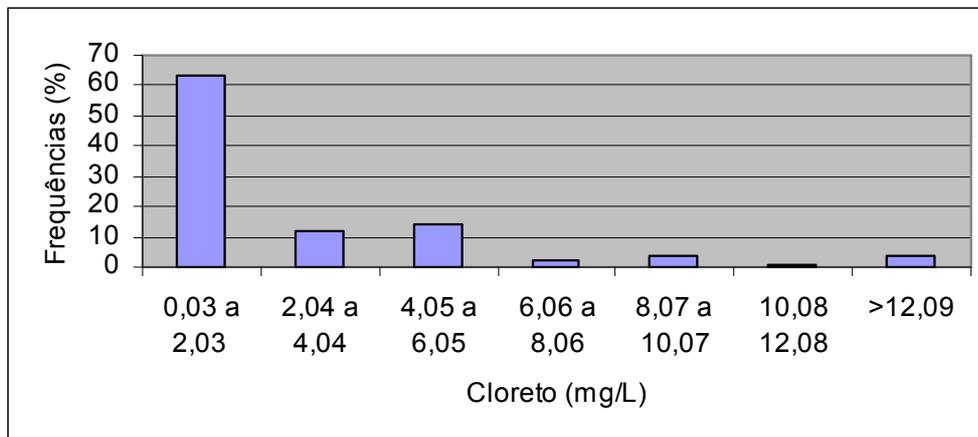


Figura 79 – Histograma de frequência do ânion cloreto.

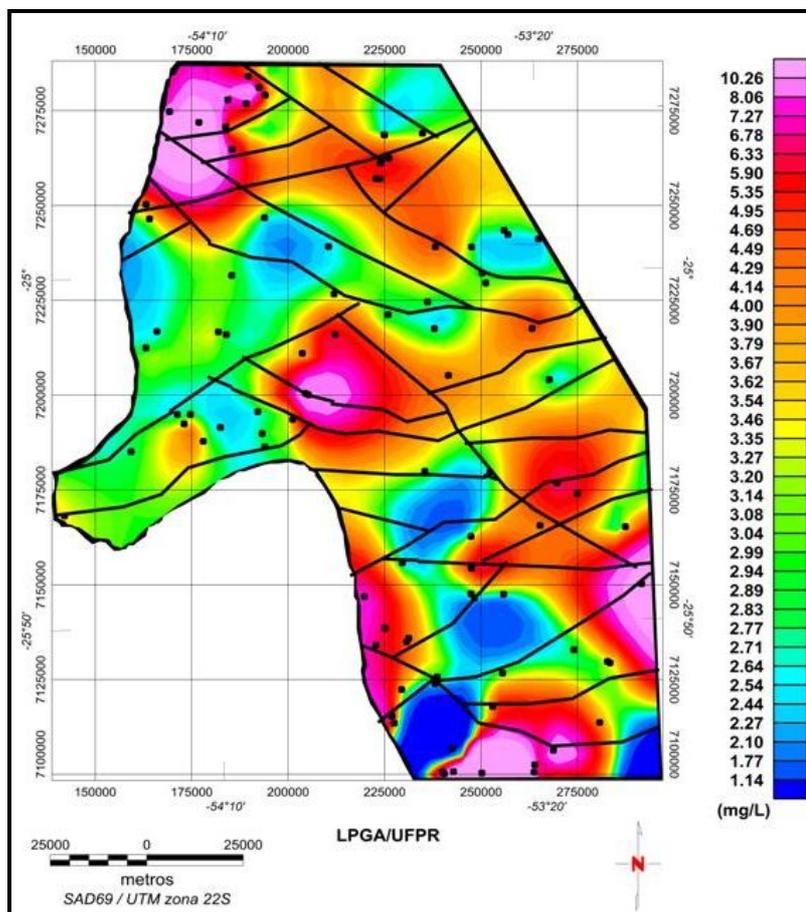


Figura 80 – Mapa da distribuição espacial dos teores de cloreto e o arcabouço magnético-estrutural simplificado.

10.2.2.8 SULFATO – SO_4^{2-}

O íon sulfato é bastante solúvel. Provém originalmente de gases magmáticos. Pode ocorrer pela dissolução de sulfetos presentes em rochas ígneas, metamórficas ou sedimentares. Também pode ter origem na lixiviação de terrenos formados em condições de aridez ou ambientes marinhos. Atividades urbanas, industriais e agrícolas também podem aportar sulfatos para a água (Custódio e Llamas, 1983). Para Silva (1983), os teores de sulfatos podem ser aumentados a partir da água das chuvas e por dissolução de sulfetos que podem ocorrer em pequena quantidade nos basaltos.

De acordo com os estudos do DAEE (1976), existem algumas anomalias no Estado de São Paulo, em poços perfurados no Sistema Aquífero Serra Geral. As concentrações superiores a 50,00 mg/L ocorrem segundo lineamentos NW-SE, admitindo a possibilidade de influência das águas do Sistema Aquífero Guarani, que atingiriam o Sistema Aquífero Serra Geral através de grandes fraturas.

Para Fraga (1986), o teor médio de sulfato no Sistema Aquífero Serra Geral é de 1,32 mg/L para a bacia do rio Piquiri e 1,00 mg/L para a bacia do rio Iguçu. Para Buchmann Filho (2002), os teores médios são de 2,47 mg/L e 2,81 mg/L, para as respectivas bacias.

O teor de sulfato observado na área de estudo varia de 0,50 a 580 mg/L. O histograma da Figura 81 evidencia que 70,00 % dos teores são inferiores a 1,00 mg/L, comprovando que as rochas efusivas da Bacia do Paraná são muito pobres em sulfetos e outras formas de enxofre e isto é refletido nos baixos teores em sulfato observados. Segundo o trabalho de Bittencourt *et al.* (2003), os teores mais elevados deste elemento estão associados a contribuições de águas oriundas de aquíferos subjacentes.

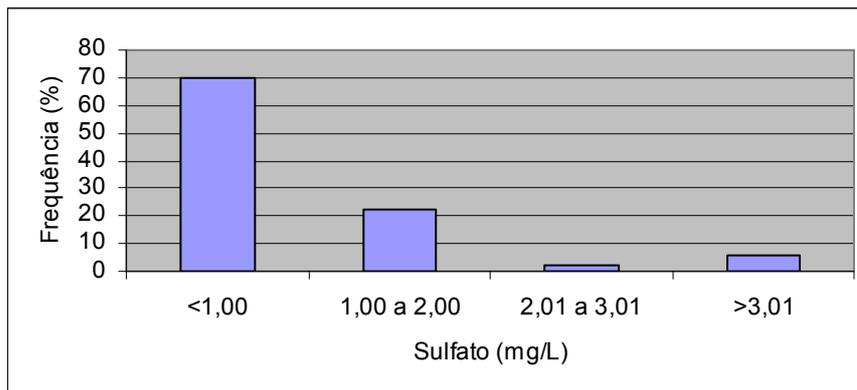


Figura 81 – Histograma de frequência do ânion sulfato.

O mapa da distribuição espacial deste ânion (Figura 82) mostra concentrações elevadas na porção noroeste, na porção Sul e na região central da área de estudo. Nestas regiões ocorrem vários cruzamentos de lineamentos geofísicos, sugerindo zonas de conexão com aquíferos subbasálticos.

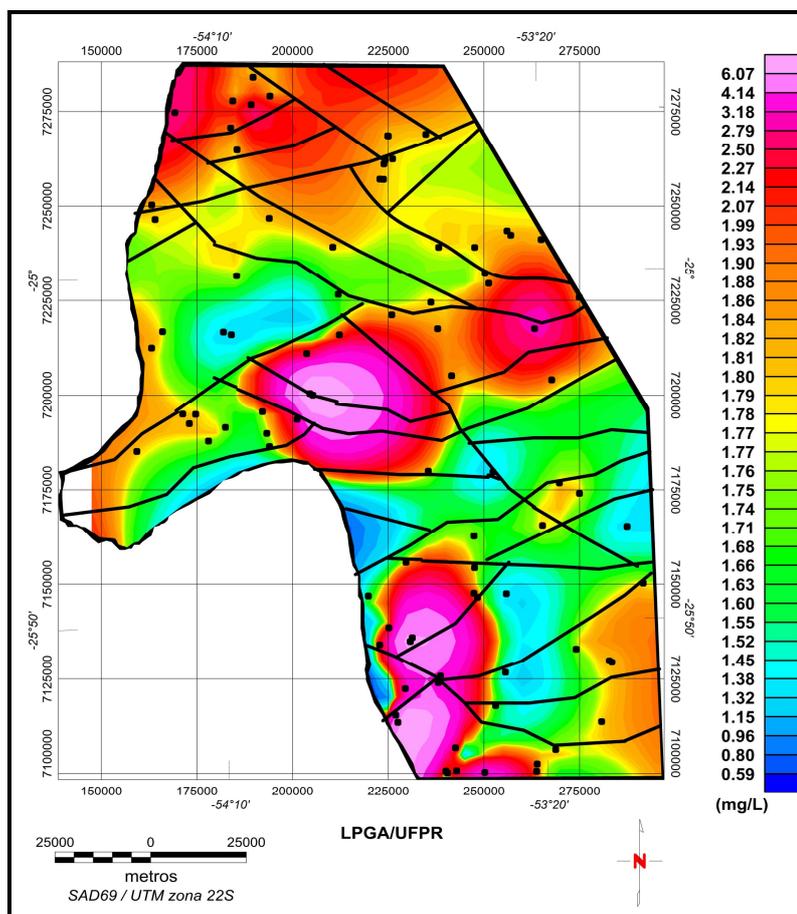


Figura 82 – Mapa da distribuição espacial dos teores de sulfato e o arcabouço magnético-estrutural simplificado.

10.2.2.9 FLUORETO – F⁻

Os fluoretos são frequentemente encontrados em pequenas concentrações nas águas subterrâneas. A principal fonte de fluoretos em rochas ígneas é a fluorita. Possui solubilidade limitada e pouco contribui para a alcalinidade da água, pois se hidroliza rapidamente. A presença de cálcio limita a concentração do flúor. Frequentemente ocorre com concentrações entre 0,10 mg/L nas águas naturais a 50,00 mg/L em águas muito sódicas com pouco cálcio.

Anteriormente, as concentrações anômalas de flúor eram relacionadas às águas alcalinas do SAG sobre condições de confinamento (Fraga 1992). Hoje, acredita-se que as concentrações anômalas possam ser associadas a termos intermediários e ácidos da Formação Serra Geral (Hindi, 2007). Porém, a questão da fonte do flúor é ainda muito discutida e não será aprofundada neste trabalho.

Os teores deste ânion na área de interesse variam entre 0,00 e 2,00 mg/L, apresentando uma média de 0,19 mg/L. Em 97,00 % das amostras os valores são inferiores a 1,50 mg/L como mostra o histograma da Figura 83.

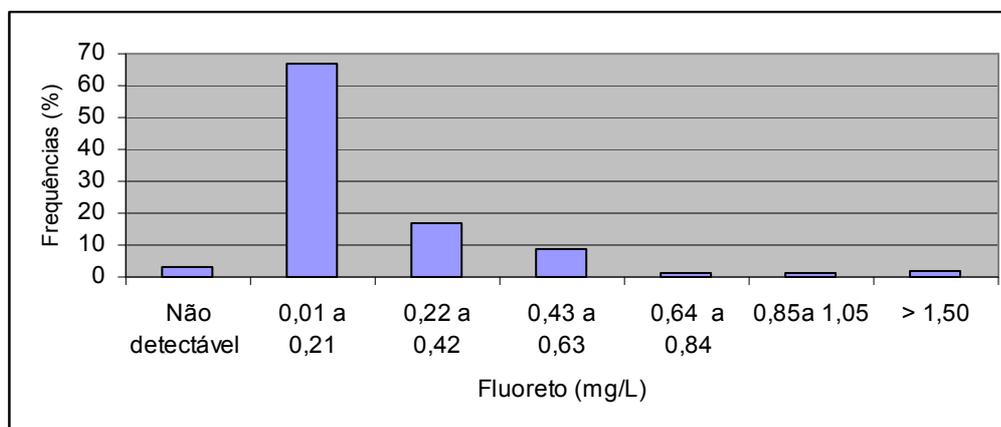


Figura 83 – Histograma de frequência do ânion fluoreto.

O mapa da Figura 84 aponta concentrações de fluoreto acima de 0,50 mg/L em diversos pontos da área de estudo.

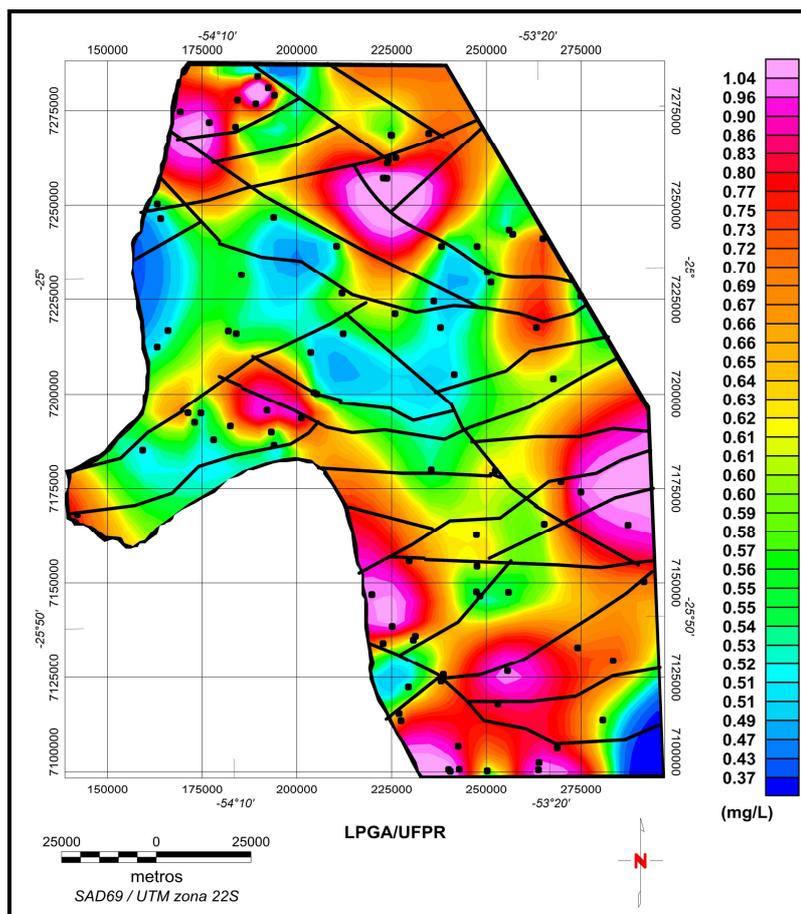


Figura 84 – Mapa da distribuição espacial dos teores de fluoreto e o arcabouço magnético-estrutural simplificado.

10.2.2.10 NITRATO – NO_3^-

O nitrato (NO_3^-) normalmente ocorre em baixas concentrações em águas naturais. Altas concentrações de nitratos na água de poço podem resultar da penetração direta da água da superfície ou da infiltração de água poluída no aquífero através do solo. Sua variação nas águas é grande. Em muitas águas subterrâneas é improvável haver relação com as formações geológicas. Águas naturais podem conter quantidades de nitrato sem causar problemas graves a saúde, todavia teores superiores a 5,00 mg/L representam um indicativo de possíveis contaminações por fertilizantes ou dejetos animais (HEM, 1985). Segundo o padrão de potabilidade da Portaria n° 518 de 25/03/2004 do Ministério da Saúde, uma água não deve ter mais do que 10,00 mg/L de N-NO_3^- .

Neste trabalho os teores variam de 0,04 a 8,84 mg/L, com média de 1,98 mg/L. Em 60,00 % das amostras o íon nitrato não foi detectado e em 29,00 % das

amostras os valores não excedem a 2,94 mg/L, como pode ser visto no histograma da Figura 85. O mapa da Figura 86 mostra concentrações acima de 3,00 mg/L nas porções, Norte, Sul e central da área de estudo, junto a grandes centros urbanos da região.

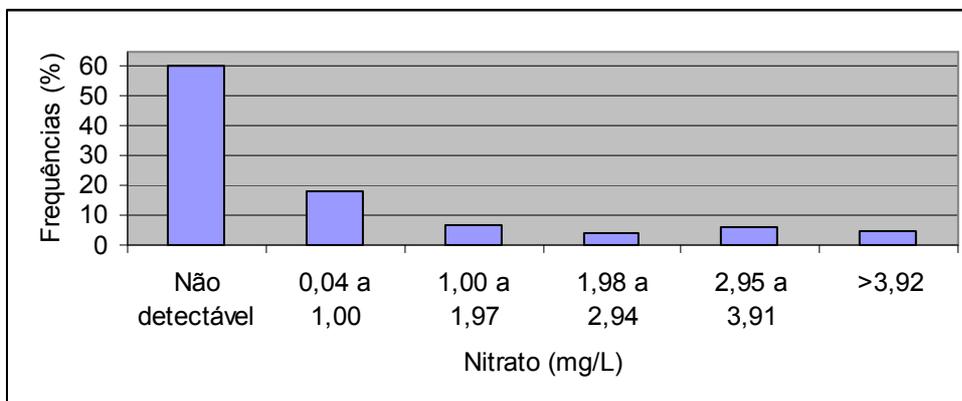


Figura 85 – Histograma de frequência do ânion nitrato.

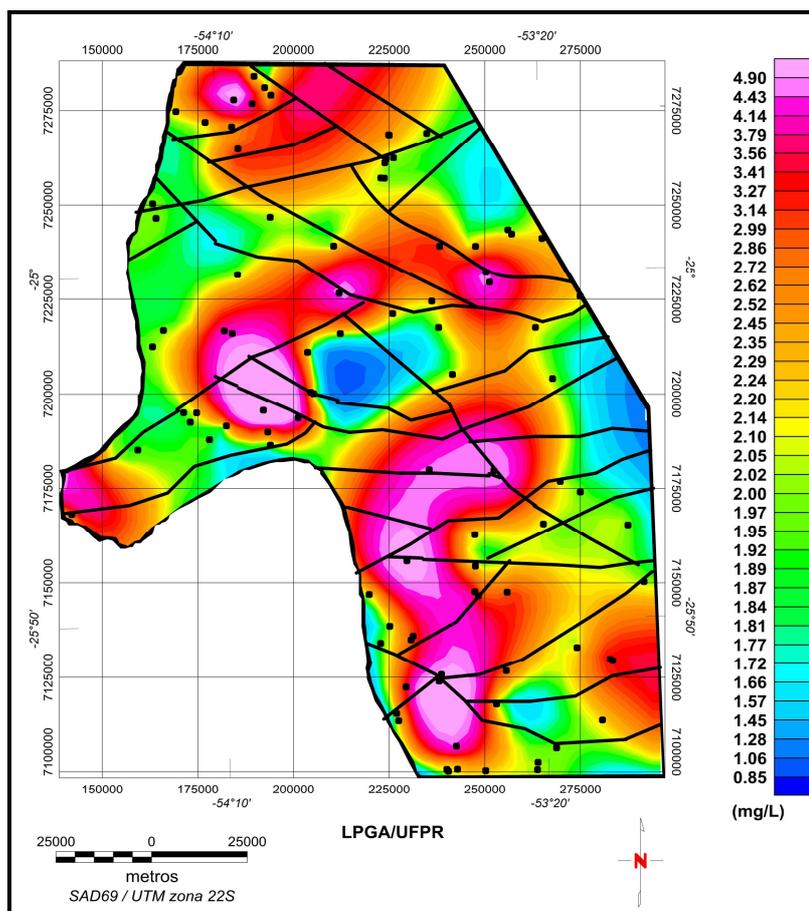


Figura 86 – Mapa da distribuição espacial dos teores de nitrato e o arcabouço magnético-estrutural simplificado.

10.2.2.11 CÁLCIO – Ca²⁺

O cálcio é o elemento mais abundante existente na maioria das águas e rochas do planeta. É um elemento de grande mobilidade em águas naturais, sendo precipitado como CaCO₃ quando na presença do íon carbonato em pH alcalino. O cálcio está presente em muitos minerais formadores de rochas ígneas, metamórficas e sedimentares, podendo ocorrer, também, como cimento carbonático em rochas sedimentares. A água, em contato com essas rochas, faz com que haja liberação de cálcio através de dissolução e lixiviação.

De acordo com Custódio e Llamas (1983), o íon cálcio está freqüentemente em estado de saturação, sendo que sua estabilidade em solução depende do equilíbrio CO₂ / HCO₃⁻ / CO₃²⁻. Ainda, segundo esses autores, pode precipitar-se com facilidade e é muito afetado por trocas iônicas.

Para Silva (1983), o cálcio deve ser proveniente das águas da chuva e/ou da dissolução de plagioclásios e minerais secundários dos basaltos, como a calcita. Para Bittencourt (1996), a presença de calcita é fundamental no controle dos teores de cálcio, provenientes das zeólitas e de minerais secundários no basalto.

De acordo com os estudos do DAEE (1976), no Estado de São Paulo, a média de concentração do cálcio é de 17,90 mg/L com um mínimo de 0,00 mg/L e um máximo de 117,00 mg/L para as águas do basalto.

Fraga (1986) definiu, no Aquífero Serra Geral, os seguintes teores médios para o cálcio: 9,72 mg/L para a bacia do rio Piquiri e 9,98 mg/L para a bacia do rio Iguaçu. No trabalho apresentado por Buchmann Filho (2002), os teores médios obtidos são de 9,78 mg/L e 13,32 mg/L para as respectivas bacias.

Celligoi e Duarte (1994) citam o predomínio da tendência cálcica sobre a sódica nas águas de poços na região de Londrina (PR), em função da grande solubilidade do cálcio, e pelo fato de encontrar-se presente em grande número de minerais da rocha basáltica tais como augitas e pigeonitas, bem como plagioclásios cálcicos e subcálcicos.

O teor médio de cálcio para área de estudo é de 14,45 mg/L, oscilando entre um mínimo de 0,61mg/L e um máximo de 45,46 mg/L. O histograma da Figura 87 mostra que em 74,00% das amostras os valores são inferiores a 20,64 mg/L, sendo que os intervalos de maior concentração ocorrem entre 0,61 a 5,61 mg/L e 15,64 a

20,64 mg/L, o que somados corresponde a 44,00% das amostras. A calcita é a grande controladora dos teores deste elemento em águas com pH alcalino.

O mapa da distribuição espacial dos teores de cálcio (Figura 88) mostra concentrações elevadas nas porções Oeste, Noroeste e Sudoeste da área de estudo, coincidindo com zonas onde ocorrem cruzamentos de feições geofísicas, e também regiões onde as produtividades dos poços são maiores.

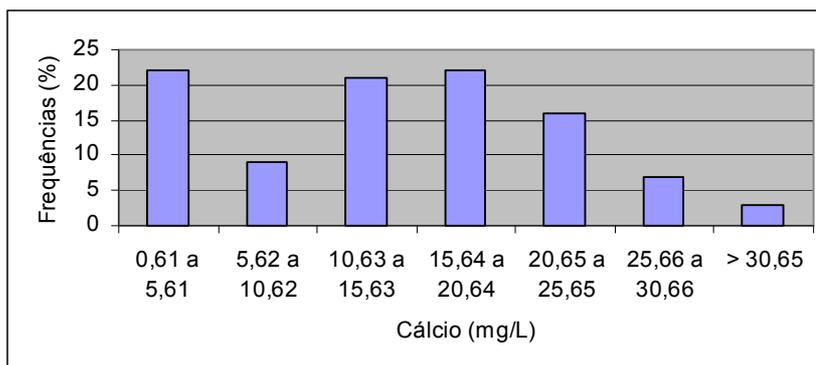


Figura 87 – Histograma de frequência do cátion cálcio.

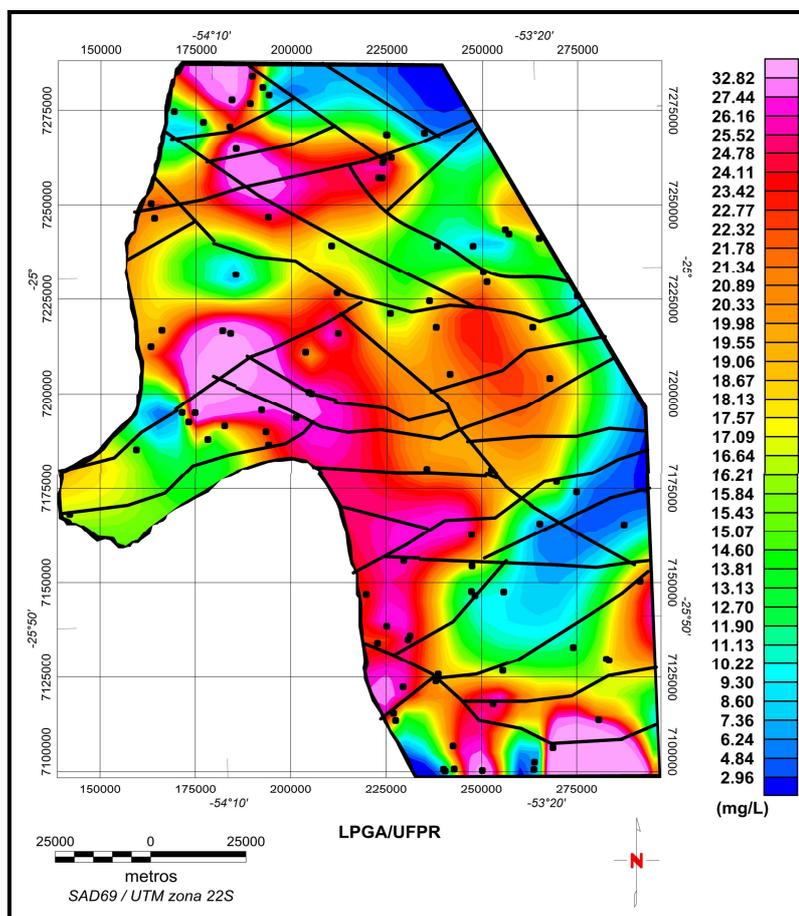


Figura 88 – Mapa da distribuição espacial dos teores de cálcio e o arcabouço magnético-estrutural simplificado.

10.2.2.12 MAGNÉSIO – Mg²⁺

Geoquimicamente, o magnésio tem comportamento similar ao cálcio, embora produza compostos menos solúveis. Os minerais fornecedores de magnésio se mostram mais estáveis ao intemperismo químico que os minerais de cálcio. Por esse motivo os valores de Mg²⁺ nas águas subterrâneas são significativamente menores do que de Ca²⁺. Os minerais fonte de magnésio mais frequentes são: magnesita, biotita, granada, hornblenda, clorita, alanita e olivina. O magnésio ocorre principalmente em rochas carbonatadas.

Para Custódio e Llamas (1983), o magnésio da água provém da hidrólise de minerais ferromagnesianos e magnesianos. Já para Silva (1983) o magnésio é oriundo de águas de chuva e possivelmente da dissolução dos piroxênios dos basaltos.

Para o DAEE (1976), no Estado de São Paulo, o magnésio possui teor médio de 4,80 mg/L, com um mínimo de 0,00 mg/L e um máximo de 20,90 mg/L nas águas dos basaltos. Para as águas do Aquífero Guarani, o teor médio de magnésio é de 3,81 mg/L, com um mínimo de 0,00 mg/L e um máximo de 10,00 mg/L.

Para Fraga (1986), os teores médios de magnésio nas águas dos poços perfurados no basalto no Estado do Paraná são de 2,13 mg/L na bacia do rio Piquiri e 2,48 mg/L na bacia do rio Iguaçu. No trabalho de Buchmann Filho (2002), os teores médios obtidos são de 2,42 mg/L e 3,60 mg/L nas respectivas bacias.

O Mg²⁺ parece ser oriundo da dissolução de minerais ferromagnesianos (piroxênios e olivinas) que ocorrem na rocha. A mudança nas concentrações de Mg²⁺ entre os poços poderia estar associada ao tempo de residência.

No presente trabalho, o teor médio de magnésio é de 4,00 mg/L, sendo que a variação é de 0,02 a 28,10 mg/L. Em 82,00% das análises de águas os teores situam-se abaixo de 6,04 mg/L, como mostra o histograma da Figura 89.

O mapa da distribuição espacial deste cátion (Figura 90) aponta concentrações elevadas nas mesmas regiões onde as concentrações do íon cálcio (p.135, Figura 88) também são elevadas (Oeste, Noroeste e Sudoeste da área de estudo), comprovando a correlação direta destes íons.

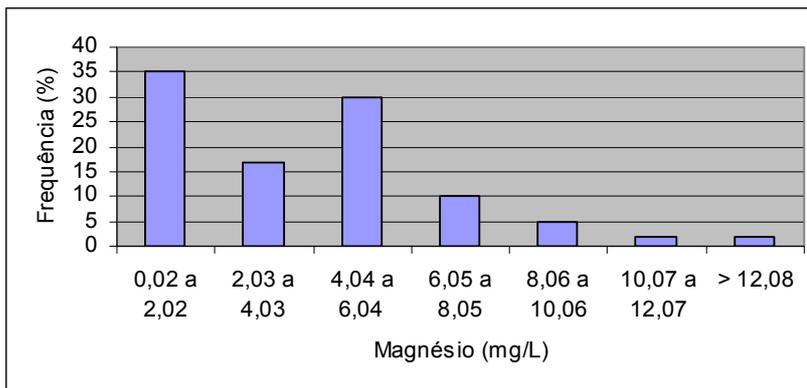


Figura 89 – Histograma de frequência do cátion magnésio.

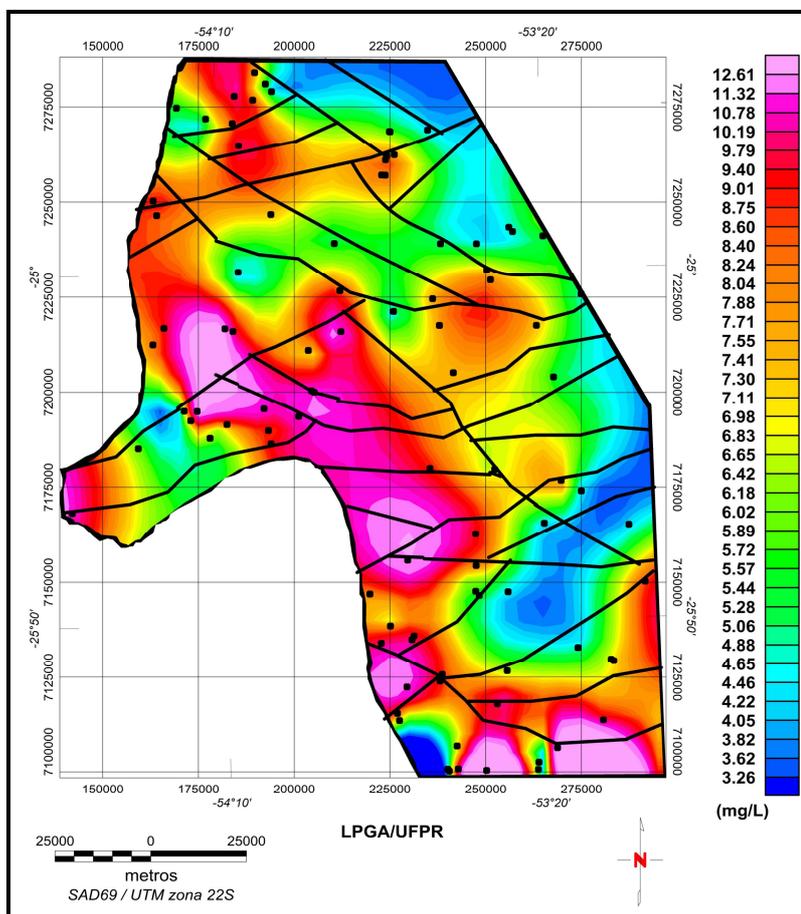


Figura 90 – Mapa da distribuição espacial dos teores de magnésio e o arcabouço magnético-estrutural simplificado.

10.2.2.13 SÓDIO – Na⁺

O íon Na⁺ é um dos elementos alcalinos mais importante e abundante nas águas subterrâneas. Em geral, há um aumento gradativo dos teores de sódio nas águas subterrâneas a partir da zona de recarga do aquífero em direção às suas porções mais confinadas ou dos seus exutórios (CPRM, 2000b).

Segundo Custódio e Llamas (1983), o sódio encontra-se essencialmente em plagioclásios, feldspatóides, anfibólios e piroxênios. Para Silva (1983) os feldspatos constituem a principal fonte de sódio juntamente com o solo. Segundo Bittencourt (1996), águas de fontes termais da Bacia do Paraná, em equilíbrio com argila caolínica, com albita e minerais micáceos, mostram a influência destes no controle dos teores de sódio, especialmente em condições de confinamento hídrico.

Nos estudos do DAEE (1976), o teor médio de sódio para as águas do Sistema Aquífero Serra Geral é de 20,66 mg/L, com um mínimo de 0,40 e um máximo de 176,00 mg/L. Ainda segundo esses estudos, o sódio pode servir de indicador para determinar a origem das águas e evidenciar as circulações das mesmas, mostrando que aquíferos superficiais podem ser alimentados por aquíferos profundos. Rosa Filho *et al.* (1987), associam os teores elevados de sódio a pH superior a 8,00, atribuindo esse fato à influência de águas do Aquífero Botucatu/Pirambóia subjacente às rochas basálticas.

Fraga (1986) admite, em alguns pontos, um leve predomínio do sódio sobre o cálcio, confrontando a característica principal das águas do Serra Geral que é bicarbonatada cálcica. Esse autor definiu, no Aquífero Serra Geral, os seguintes teores médios para o sódio: 14,92 mg/L para a bacia do rio Piquiri e 16,19 mg/L para a bacia do rio Iguaçu. Buchmann Filho (2002) definiu os teores de 8,49 mg/L e 17,42 mg/L para as respectivas bacias.

O teor médio de sódio para área de estudo é de 23,58 mg/L, oscilando entre 0,20 a 320 mg/L. Em 69,00% das amostras os teores são inferiores a 20,30 mg/L, como mostra o histograma da Figura 91. Os teores mais elevados foram detectados nas amostras dos poços de Marechal Cândido Rondon (SA-131), Pato Bragado (SD-73) e Bom Jesus do Sul (SA-106), que correspondem a 320,00, 108,00 e 70,20 mg/L respectivamente. O mapa da distribuição espacial deste íon (Figura 92) mostra concentrações elevadas em compartimentos localizados nas porções Sudeste e Sul

do rio Iguaçu e no segmento do rio Paraná, na porção Noroeste da área de estudo. Estas regiões coincidem com as zonas de elevados valores de pH (p.117, Figura 68), sugerindo que nelas o SASG sofre influências de aquíferos subbasálticos.

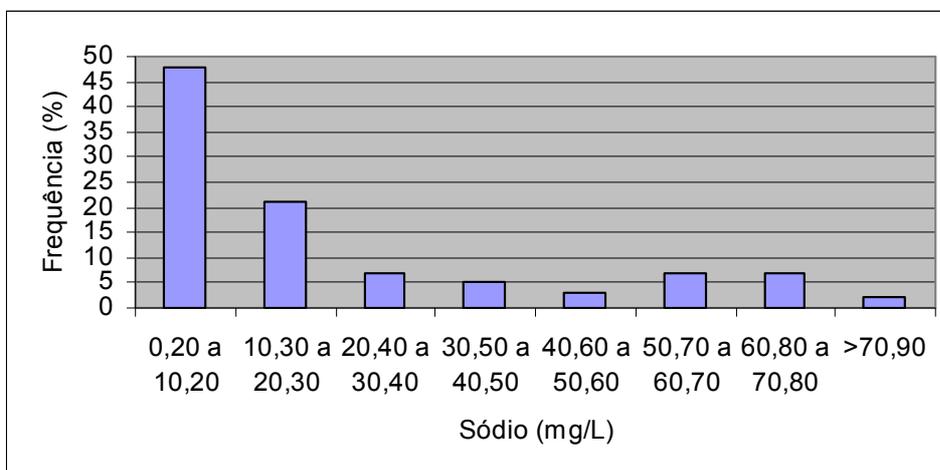


Figura 91 – Histograma de frequência do cátion sódio.

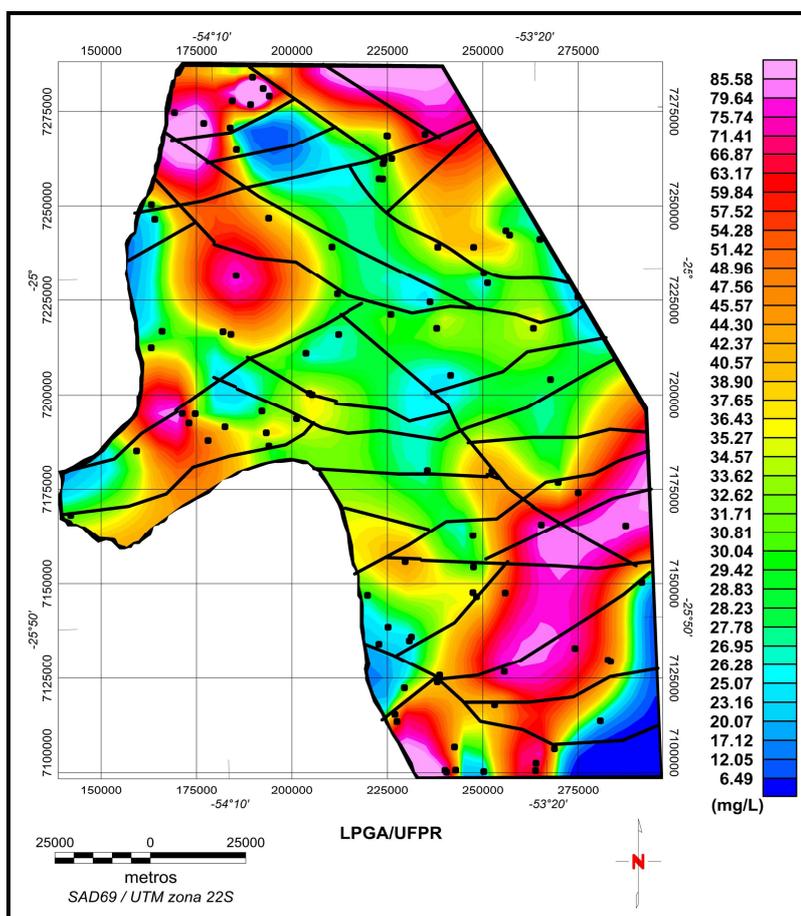


Figura 92 – Mapa da distribuição espacial dos teores de sódio e o arcabouço magnético-estrutural simplificado.

10.2.2.14 POTÁSSIO – K⁺

A presença de potássio nas águas subterrâneas resulta do intemperismo de feldspatos alcalinos, como o ortoclásio, microclínio e da muscovita; também são provenientes do intemperismo da biotita, leucita e nefelina de rochas ígneas e metamórficas. No entanto, as rochas que o contêm são relativamente resistentes ao intemperismo. Por isso, o íon potássio ocorre em pequenas quantidades ou está praticamente ausente nas águas subterrâneas. Normalmente, se apresenta numa faixa de 1,00 a 5,00 mg/L (Custódio e Llamas, 1983).

Todas as amostras têm conteúdos relativamente baixos de K⁺, que podem ser atribuídos à dissolução de feldspatos potássicos, não muito abundante nos basaltos, ou de celadonita. Nas águas subterrâneas da área de estudo, este cátion apresenta valores oscilando entre 0,01 e 5,10 mg/L, e uma média de 0,66 mg/L. O histograma da Figura 93 mostra que em 91,00% das análises os teores não ultrapassam 1,16 mg/L.

O mapa da distribuição espacial dos teores de potássio (Figura 94) apresenta elevadas concentrações nas porções Norte, Nordeste e Sul da área de estudo.

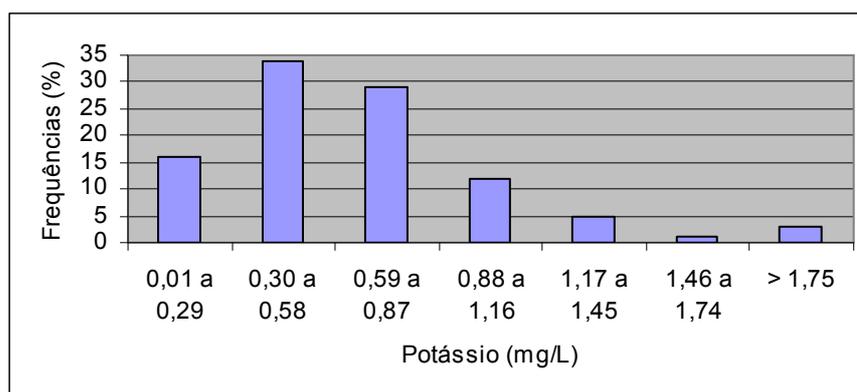


Figura 93 – Histograma de frequência do cátion potássio.

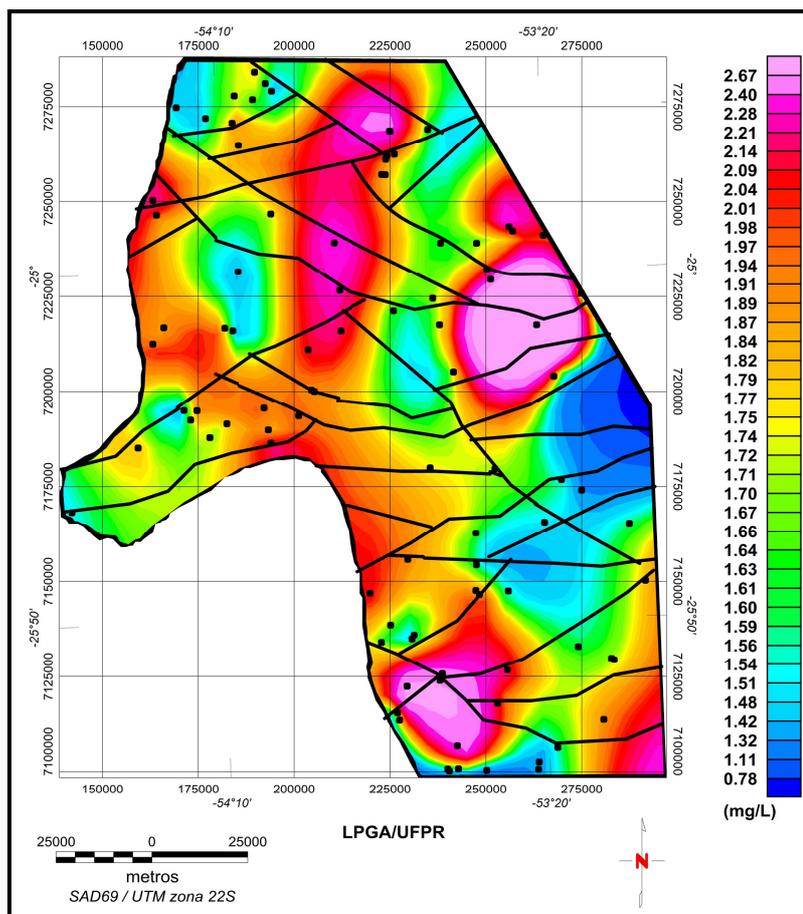


Figura 94 – Mapa da distribuição espacial dos teores de potássio e o arcabouço magnético-estrutural simplificado.

10.2.2.15 FERRO TOTAL – Fe

É um elemento presente em quase todas as águas subterrâneas. Suas fontes são: magnetita, biotita, pirita, piroxênios, anfibólios. Em virtude de afinidades geoquímicas, quase sempre é acompanhado pelo manganês. O ferro no estado ferroso (Fe^{2+}) forma compostos solúveis, principalmente hidróxidos. Em ambientes oxidantes o Fe^{2+} passa a Fe^{3+} , dando origem ao hidróxido férrico, que é insolúvel e se precipita, tingindo fortemente a água. Desta forma, águas com alto conteúdo de Fe, ao saírem do poço são incolores, mas ao entrarem em contato com o oxigênio do ar ficam amareladas, o que lhes confere uma aparência turva.

Na presente pesquisa o ferro total variou de 0,00 mg/L a 0,84 mg/L, com média de 0,087 mg/L. Em 95,00% das amostras, os valores não excedem a 0,29 mg/L, como pode ser visualizado no histograma da Figura 95.

Apenas os poços SD 33 (0,31 mg/L), SD 41 (0,41 mg/L) e SA 146 (0,84 mg/L) apresentaram valores de ferro total acima do estabelecido pela Portaria n° 518 de 25/03/2004 do Ministério da Saúde, que é de 0,30 mg/L. O mapa da Figura 96 mostra às regiões onde ocorrem estas anomalias.

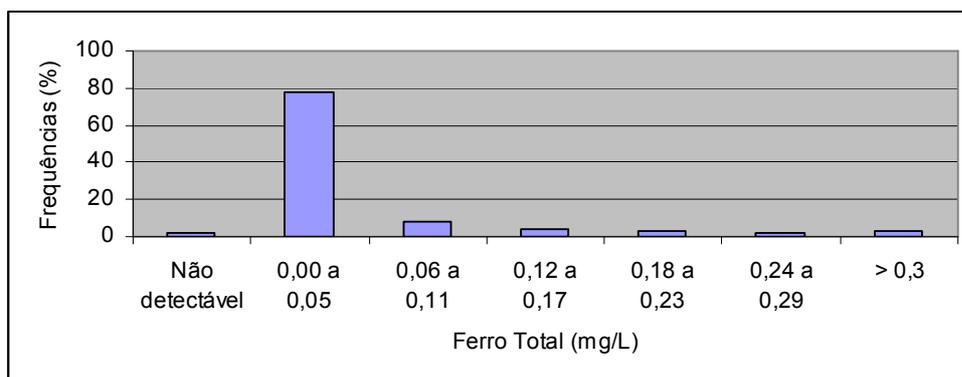


Figura 95 – Histograma de frequência do ferro total.

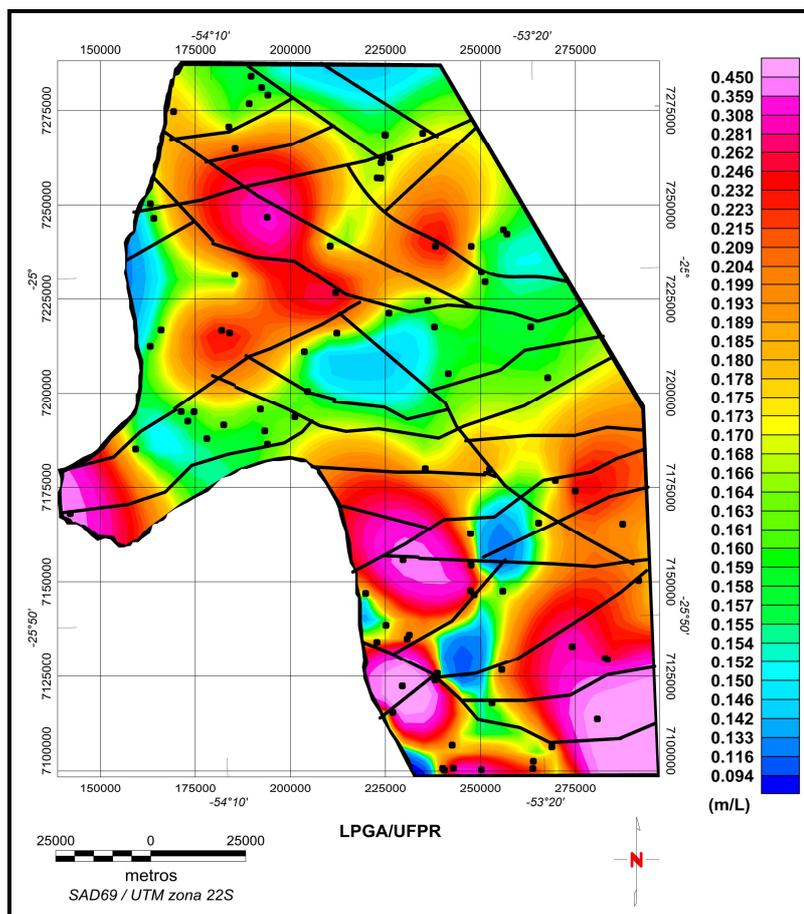


Figura 96 – Mapa da distribuição espacial dos teores de ferro total e o arcabouço magnético-estrutural simplificado.

10.2.3 COMPOSIÇÃO QUÍMICA DAS ÁGUAS DO SASG

Para as classificações geoquímicas das águas subterrâneas da área de estudo, foi considerada somente uma análise por poço, sempre a mais completa e mais recente.

Das 181 análises, somente 100, por serem completas e apresentarem erros de balanço iônico (DBI) inferiores a 10,00%, puderam ser processadas e possibilitaram a interpretação e a caracterização geral das águas subterrâneas da região.

As classificações químicas das águas do SASG foram determinadas através do diagrama de Piper (Figura 97), onde foram plotados os valores em de miliequivalente por litro (meq/L) dos macro-constituintes iônicos. Este diagrama é composto por dois diagramas ternários. Um compõe o diagrama de cátions definindo sua classificação, o outro apresenta a classificação para os ânions. Um terceiro diagrama apresenta o resultado de classificação para os cátions e ânions.

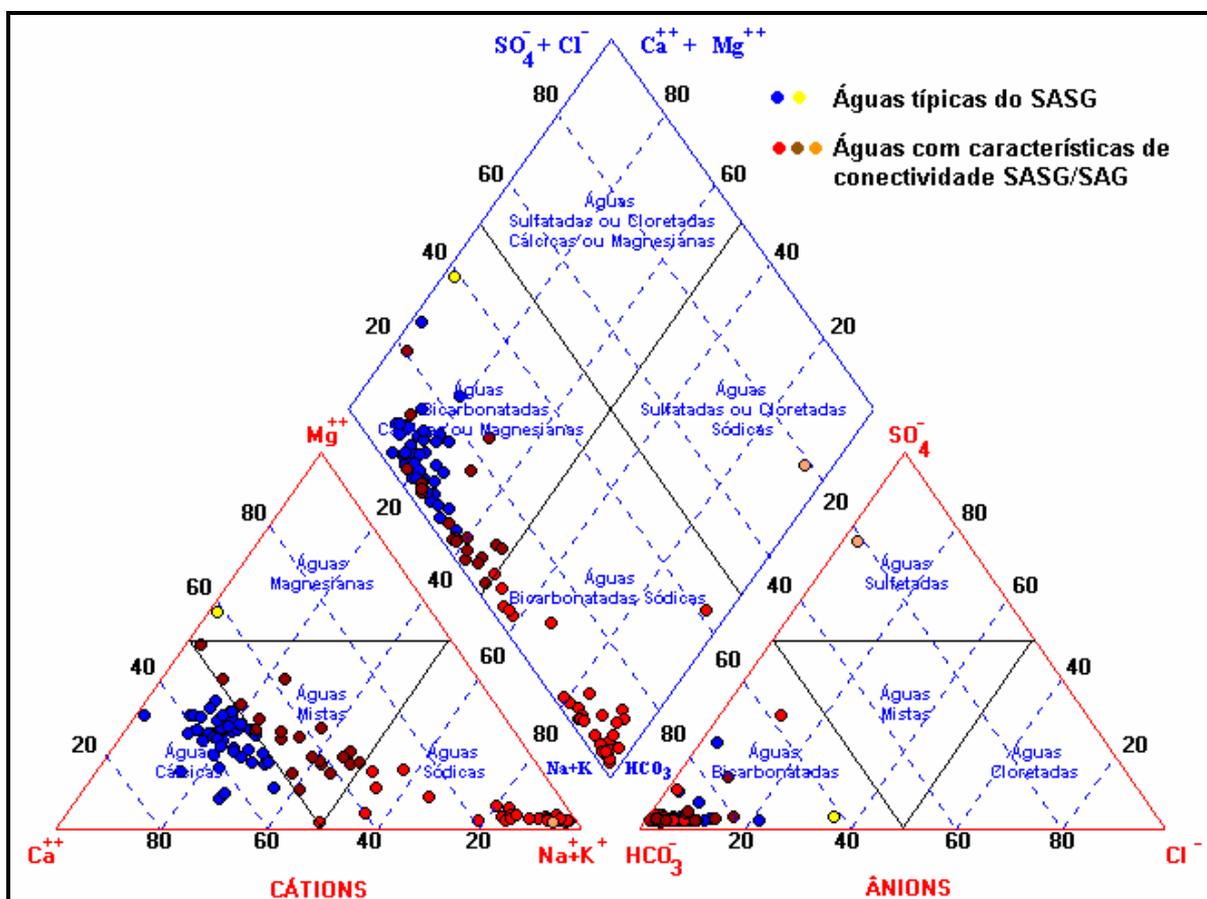


Figura 97 – Diagrama de Piper das amostras de água do SASG na área de estudo.

Através deste estudo observou-se o domínio das águas bicarbonatadas cálcicas (47,00%) com 47 amostras, seguida da bicarbonatadas sódicas (30,00%) com 30 amostras, bicarbonatadas mistas (21,00%) com 21 amostras, bicarbonatadas magnesianas (1,00%) com uma amostra e por último sulfatadas sódicas (1,00%) também com uma amostra (Figura 98).

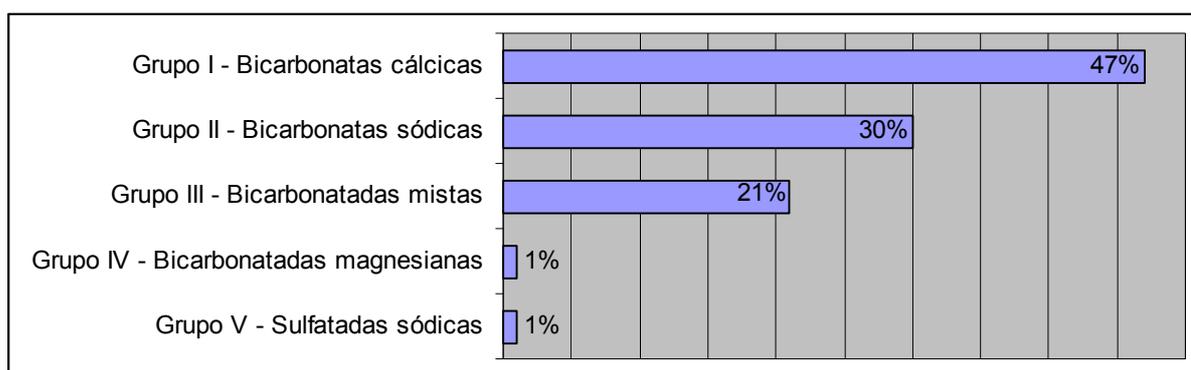


Figura 98 – Histograma de frequência dos tipos de água do SASG da área de estudo.

10.2.3.1 GRUPO I

As águas do Grupo I ($\text{HCO}_3^- \text{Ca}^{2+}$) caracterizam-se por apresentar o íon cálcio como predominante, representando 60,11% do total de cátions majoritários contidos na amostra, assumindo uma concentração média de 19,49 mg/L. A presente característica está diretamente ligada ao arcabouço químico-mineralógico do aquífero, ou seja, reflexo da facilidade de solubilização dos plagioclásios e minerais ferromagnesianos dos basaltos. A solubilidade do Ca^{2+} em águas naturais está relacionada à presença de espécies carbônicas dissolvidas como, H_2CO_3 , HCO_3^- e CO_3^{2-} . Com relação aos demais cátions o sódio representa 22,37%, com teor médio de 7,25 mg/L, seguido do magnésio com 15,33% e teor médio de 4,97mg/L e finalmente o potássio representando 2,19% do total de cátions, assumindo um teor médio de 0,71 mg/L.

A profundidade média de entrada de água nos poços é 58,04 m e suas elevações variam de 226,00 a 743,01 m. Os valores de pH variam entre 6,82 e 8, 65; neste intervalo é sabido que há o predomínio do íon bicarbonato, gerado

diretamente por decomposição do ácido carbônico, ou como produto da hidrólise dos silicatos do basalto. O teor médio observado é de 92,09 mg/L, com valores variando entre 20,53 e 221,82 mg/L, representando 96,26% do total de ânions majoritários presente. A concentração média de sólidos totais dissolvidos observadas é de 125,11 mg/L, assumindo valores entre 55,00 a 285,00 mg/L. Em relação à temperatura, apenas 63,8% das amostras puderam ser avaliadas e a média encontrada foi de 21,91°C, oscilando entre 19,60 e 27,20°C. A dureza varia de 13,26 a 168,75 mg/L de CaCO₃, com média de 68,75 mg/L, o que as caracteriza como águas pouco duras. Em relação à condutividade, a média observada foi de 147,76 µS/cm oscilando entre 24,00 e 305,00 µS/cm.

As águas deste grupo apresentam um tempo de residência não muito grande, com recarga relacionada às precipitações pluviométricas através do manto de intemperismo. Estas águas estão associadas com as áreas de recarga do aquífero fraturado em questão. Para Bittencourt *et al.* (2003), esta fácies é a que melhor representa as características do SASG. Sua distribuição ocorre em toda a área de interesse sem um padrão definido.

10.2.3.2 GRUPO II

As águas do Grupo II (HCO₃⁻ Na⁺), apresentam uma forte tendência alcalina, visto que o pH assume valores entre 6,70 e 10,09, com 93,3 % das amostras acima de 8,00. Nestas águas, o teor médio de sólidos totais dissolvidos é de 148,85 mg/L, podendo atingir até 229,00 mg/L. A dureza total varia de 1,90 a 69,65 mg/L, com média de 16,83 mg/L de CaCO₃, classificando-as como águas brandas ou moles.

Em 99,00% das amostras, a relação Na⁺/Ca²⁺ (meq/L) mostram valores acima de um, o que significa que o sódio é o íon predominante nestas águas representando 88,45% do total de cátions majoritários; seus valores oscilam entre 11,00 e 108,00 mg/L.

Apenas 60,00% das amostras apresentaram valores de temperatura. A média observada foi de 21,93°C, variando entre 18,00 e 25,80°C. Com relação à condutividade elétrica, a média é 284,70 µS/cm, com valores oscilando entre 93,00 e

2725,00 $\mu\text{S}/\text{cm}$. A profundidade média de entrada de água nos poços é de 100,82 m e suas elevações oscilam entre 229,00 e 680,88 m.

Esta fácies encontra-se em discordância com aquilo que era de se esperar de um aquífero suportado por rochas basálticas. São águas com composição química gerada provavelmente em ambiente externo ao SASG.

Em águas superficiais, o sódio é frequentemente atribuído a contaminações antrópicas, o que pode ocorrer em alguns poços pouco profundos e água com pouco tempo de residência. Na maioria dos casos, o ambiente alcalino é quem eleva a relação iônica $\text{Na}^+/\text{Ca}^{2+}$ pela insolubilização do cálcio e também do magnésio. O ambiente do SASG em condições de confinamento é típico destas condições. Neste contexto, não se pode descartar a influência de unidades aquíferas paleozóicas subjacentes (SAG) acessadas também por estruturas tectônicas.

O quadro que se observa é de uma composição química, em termos de macroconstituintes dissolvidos, muito semelhante ao observado em outras áreas do Estado do Paraná, para as águas subterrâneas do SASG (Bittencourt, 1978; Rosa Filho *et al.*, 1987). Nos casos citados, é nítido o fato de águas cálcicas e cálcio-magnesianas, tipicamente afins aos basaltos, tenderem para águas sódicas, mediante misturas crescentes de soluções vindas de aquíferos subjacentes.

As águas deste grupo estão presentes em grandes compartimentos localizados nas porções Sul e Oeste, e nos quadrantes Nordeste e Noroeste, regiões que apresentam um alto grau de fraturamento.

10.2.3.3 GRUPO III

As águas do Grupo III ($\text{HCO}_3^- \text{Ca}^{2+}\text{Mg}^{2+}$, $\text{HCO}_3^- \text{Ca}^{2+}\text{Na}^+$, $\text{HCO}_3^- \text{Na}^+\text{Mg}^{2+}$), englobam águas bicarbonatadas cálcio-magnesianas a bicarbonatadas cálcio-sódicas. A profundidade média de entrada de água nos poços é de 57,21 m e suas elevações variam entre 218,58 e 617,00 m. Em relação ao total de cátions majoritários presentes nas amostras, o cálcio é o mais representativo com 44,26%, seguido do sódio com 38,30%, do magnésio com 15,24% e do potássio com 2,20%. A relação $\text{Na}^+/\text{Ca}^{2+}$ (meq/L) é superior a um em 28,57% das amostras e a relação $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ (meq/L) é superior a um em 99,00% das amostras. Composições

tendendo para o vértice sódico, como já foi mencionado, sugerem contribuição de fontes infrabasálticas, enquanto que teores maiores de magnésio, segundo Bittencourt *et.al* (2003), podem perfeitamente se relacionar com os basaltos da Formação Serra Geral.

O bicarbonato é o íon predominante, representando 93,64% do total de ânions majoritários analisados, com concentração média de 100,94 mg/L e valores variando entre 29,63 a 166,72 mg/L. Estas águas são levemente alcalinas, pois os valores do pH oscilam entre 6,84 e 9,02, com 57,14% dos valores acima de 8,00. O teor médio de sólidos totais dissolvidos encontrado foi de 128,14 mg/L, podendo assumir valores próximos a 200,00 mg/L.

A dureza total varia de 6,82 a 138,00 mg/L, com valor médio de 59,88 mg/L de CaCO₃, o que as caracteriza como águas pouco dura. A temperatura oscila entre 18,40 a 23,60°C e a condutividade elétrica varia de 67,00 a 302 µS/cm. Estas águas distribuem-se aleatoriamente na área de estudo.

10.2.3.4 GRUPO IV

Águas do Grupo IV (HCO₃⁻ Mg²⁺) ocorrem apenas em uma amostra, no poço SD-6, localizado ao sul da área de estudo em regiões de cotas mais elevadas (616,03 m) e afastadas dos principais lineamentos. Sua profundidade é de 200,00 m e suas entradas de água ocorrem a 39,48 e 53,00 metros. O íon cálcio apresenta concentração de 32,90 mg/L, seguido pelo magnésio com 28,10 mg/L, do sódio com 0,80 mg/L e, finalmente, do potássio com 0,10 mg/L. Para Bittencourt *et al.* (2003), com já foi citado, teores elevados de Mg²⁺ podem perfeitamente estar relacionado com o SASG. O íon bicarbonato apresenta concentração de 150,00 mg/L, seguidos pelo cloreto com 49,70 mg/L e sulfato com 3,00 mg/L.

A água desta amostra é considerada alcalina, pois seu pH é de 8,29. O teor de sólidos totais dissolvidos é de 37,00 mg/L e a temperatura medida é de 18,00°C. A dureza total obtida é de 136,00 mg/L de CaCO₃, classificando-a como água pouco dura. A condutividade assume valor de 285,00 µS/cm.

10.2.3.5 GRUPO V

Águas do Grupo V ($\text{SO}_4^{2-} \text{Na}^+$) também só ocorrem em uma amostra, no poço SA-131, localizado a noroeste da área de estudo, numa elevação de 363,00 m. Sua profundidade é de 432,00 m e suas entradas de água são respectivamente de 57,00 e 87,00 metros. O sódio é o íon predominante, representando 95,95% do total de cátions majoritários presentes na amostra, com concentração de 320,00 mg/L. O ânion sulfato também predomina sobre os demais, com concentração de 580,00 mg/L. O teor de sólidos totais dissolvidos encontrados foi de 1076,00 mg/L valor acima do padrão de potabilidade da Portaria n° 518 de 25/03/2004 do Ministério da Saúde. Este fato, como já foi salientado, pode estar ligado diretamente ao tempo de residência da água no aquífero ou resultante uma possível mistura com águas provenientes do SAG. A temperatura e a condutividade elétrica assumem valores respectivos de 25,40°C e 1081,00 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Em relação à concentração de CaCO_3 , o valor é de 31,43 mg/L, classificando-a como água branda ou mole.

Considerando que as águas bicarbonatadas cálcicas são típicas do SASG, as águas bicarbonatadas mistas e bicarbonatadas sódicas devem refletir uma mistura com águas provenientes do SAG. O condicionamento geológico observado indica a possibilidade de conexão hidráulica dos aquíferos, por meio de zonas de fratura e/ou falhas que favoreçam movimentos ascendentes de águas confinadas.

A Tabela 4 mostra a classificação das águas do SASG, com base nas predominâncias dos cátions e dos ânions majoritários, enquanto o mapa da Figura 99 exhibe a disposição geográfica dos grupos hidrogeoquímicos na área de estudo.

Os mapas ternários das Figuras 100 e 101 foram elaborados na tentativa de observar a distribuição espacial dos grupos descritos acima. A escala de cor utilizada nos mapas ternários associa os vértices do triângulo (R-G-B ou vermelho-verde-azul), aos cátions (Mg^{2+} , Ca^{2+} , $\text{Na}^+ + \text{K}^+$) e aos ânions (SO_4^{2-} , $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$; Cl^-). Dessa maneira, as cores estão relacionadas aos grupos de classificação química das águas, permitindo uma análise espacial da distribuição química do SASG e a localização geográfica de áreas de conexão hidráulica com o SAG.

Nestes mapas podem ser identificadas áreas de maior ou menor contribuição do SAG, as quais normalmente se caracterizam por apresentar teores de sódio mais elevados, em relação aos demais cátions. Estas áreas coincidem com

o posicionamento das águas bicarbonatadas sódicas, revelando a importância das estruturas NE-SW.

Tabela 4 – Classificação química das águas do SASG na área de estudo.

Código do Poço	Predominância iônica (mg.L ⁻¹)		Classificação da água
SD 1	Na ⁺ + K ⁺ > Ca ²⁺ > Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻ > Cl ⁻ > SO ₄ ²⁻	Bicarbonatada Sódica
SD 4	Ca ²⁺ > Mg ²⁺ > Na ⁺ + K ⁺	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻ > SO ₄ ²⁻ > Cl ⁻	Bicarbonatada Cálcica
SD 5	Ca ²⁺ > Na ⁺ + K ⁺ > Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻ > Cl ⁻ > SO ₄ ²⁻	Bicarbonatada Cálcica
SD 6	Ca ²⁺ > Mg ²⁺ > Na ⁺ + K ⁺	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻ > Cl ⁻ > SO ₄ ²⁻	Bicarbonatada Magnésiana
SD 8	Ca ²⁺ > Na ⁺ + K ⁺ > Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻ > SO ₄ ²⁻ > Cl ⁻	Bicarbonatada Cálcica
SD 10	Ca ²⁺ > Na ⁺ + K ⁺ > Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻ > Cl ⁻ > SO ₄ ²⁻	Bicarbonatada Cálcica
SD 11	Ca ²⁺ > Na ⁺ + K ⁺ > Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻ > SO ₄ ²⁻ > Cl ⁻	Bicarbonatada Cálcica
SD 12	Ca ²⁺ > Na ⁺ + K ⁺ > Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻ > SO ₄ ²⁻ > Cl ⁻	Bicarbonatada Cálcica
SD 13	Ca ²⁺ > Na ⁺ + K ⁺ > Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻ > SO ₄ ²⁻ > Cl ⁻	Bicarbonatada Cálcica
SD 14	Na ⁺ + K ⁺ > Ca ²⁺ > Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻ > Cl ⁻ > SO ₄ ²⁻	Bicarbonatada Sódica
SD 22	Na ⁺ + K ⁺ > Ca ²⁺ > Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻ > SO ₄ ²⁻ > Cl ⁻	Bicarbonatada Sódica
SD 25	Na ⁺ + K ⁺ > Ca ²⁺ > Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻ > SO ₄ ²⁻ > Cl ⁻	Bicarbonatada Sódica
SD 32	Ca ²⁺ > Na ⁺ + K ⁺ > Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻ > Cl ⁻ > SO ₄ ²⁻	Bicarbonatada Cálcica
SD 33	Ca ²⁺ > Na ⁺ + K ⁺ > Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻ > Cl ⁻ > SO ₄ ²⁻	Bicarbonatada Mista
SD 41	Ca ²⁺ > Mg ²⁺ > Na ⁺ + K ⁺	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻ > Cl ⁻ > SO ₄ ²⁻	Bicarbonatada Cálcica
SD 49	Ca ²⁺ > Na ⁺ + K ⁺ > Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻ > Cl ⁻ > SO ₄ ²⁻	Bicarbonatada Cálcica
SD 50	Na ⁺ + K ⁺ > Ca ²⁺ > Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻ > Cl ⁻ > SO ₄ ²⁻	Bicarbonatada Mista
SD 51	Ca ²⁺ > Na ⁺ + K ⁺ > Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻ > Cl ⁻ > SO ₄ ²⁻	Bicarbonatada Cálcica
SD 57	Ca ²⁺ > Na ⁺ + K ⁺ > Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻ > SO ₄ ²⁻ > Cl ⁻	Bicarbonatada Mista
SD 58	Ca ²⁺ > Na ⁺ + K ⁺ > Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻ > Cl ⁻ > SO ₄ ²⁻	Bicarbonatada Mista
SD 61	Ca ²⁺ > Na ⁺ + K ⁺ > Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻ > SO ₄ ²⁻ > Cl ⁻	Bicarbonatada Cálcica
SD 67	Ca ²⁺ > Na ⁺ + K ⁺ > Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻ > Cl ⁻ > SO ₄ ²⁻	Bicarbonatada Mista
SD 70	Ca ²⁺ > Na ⁺ + K ⁺ > Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻ > Cl ⁻ > SO ₄ ²⁻	Bicarbonatada Cálcica
SD 71	Na ⁺ + K ⁺ > Ca ²⁺ > Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻ > SO ₄ ²⁻ > Cl ⁻	Bicarbonatada Sódica
SD 73	Na ⁺ + K ⁺ > Ca ²⁺ > Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻ > SO ₄ ²⁻ > Cl ⁻	Bicarbonatada Sódica
SD 74	Na ⁺ + K ⁺ > Ca ²⁺ > Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻ > Cl ⁻ > SO ₄ ²⁻	Bicarbonatada Sódica
SD 75	Na ⁺ + K ⁺ > Ca ²⁺ > Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻ > SO ₄ ²⁻ > Cl ⁻	Bicarbonatada Mista
SD 76	Na ⁺ + K ⁺ > Ca ²⁺ > Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻ > Cl ⁻ > SO ₄ ²⁻	Bicarbonatada Sódica
SD 77	Na ⁺ + K ⁺ > Ca ²⁺ > Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻ > SO ₄ ²⁻ > Cl ⁻	Bicarbonatada Sódica
SD 81	Na ⁺ + K ⁺ > Ca ²⁺ > Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻ > SO ₄ ²⁻ > Cl ⁻	Bicarbonatada Sódica
SD 85	Ca ²⁺ > Na ⁺ + K ⁺ > Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻ > SO ₄ ²⁻ > Cl ⁻	Bicarbonatada Cálcica
SD 86	Na ⁺ + K ⁺ > Ca ²⁺ > Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻ > SO ₄ ²⁻ > Cl ⁻	Bicarbonatada Sódica
SD 92	Ca ²⁺ > Na ⁺ + K ⁺ > Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻ > SO ₄ ²⁻ > Cl ⁻	Bicarbonatada Cálcica

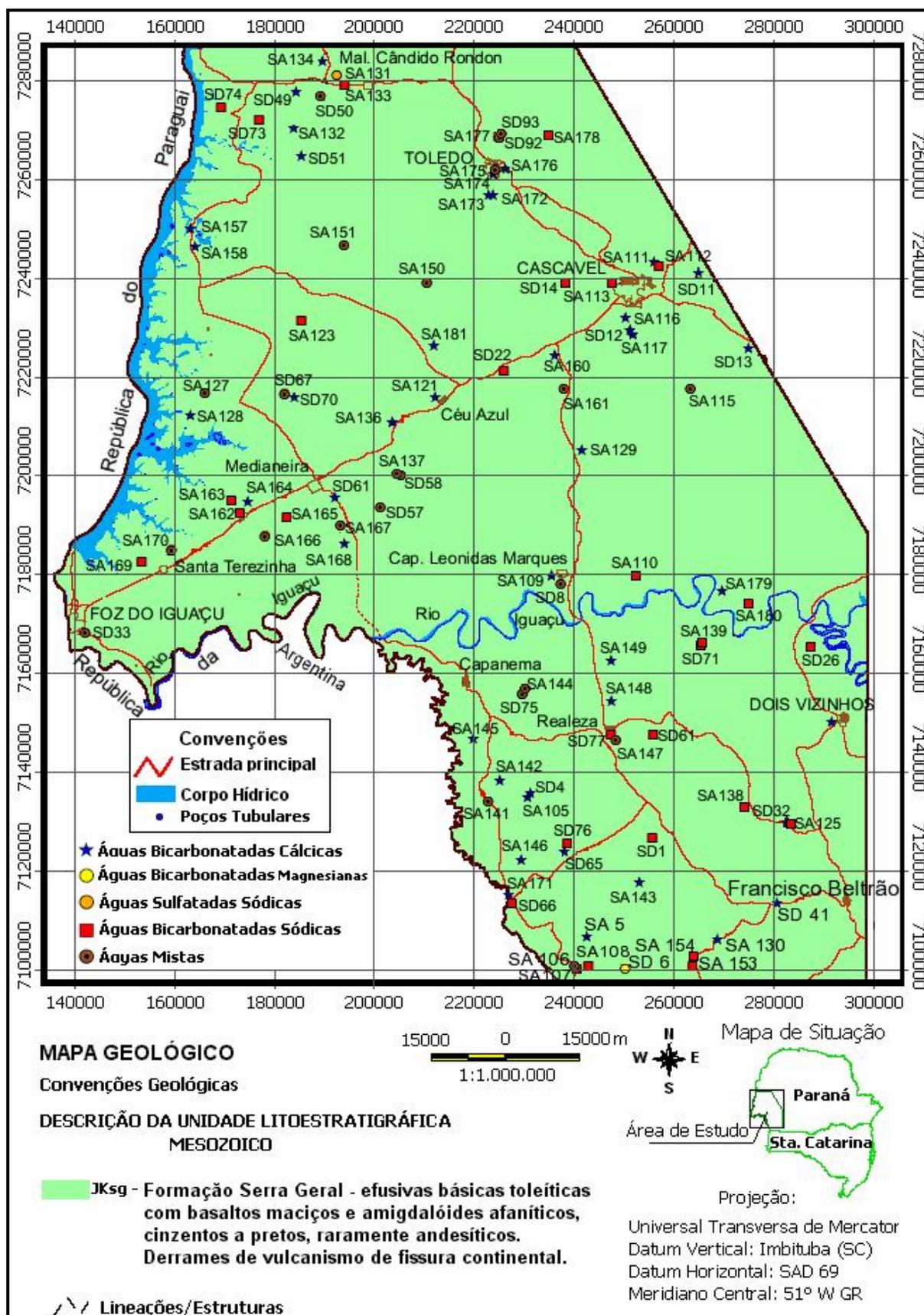


Figura 99 – Mapa da distribuição geográfica da composição química das águas do SASG na área de estudo.

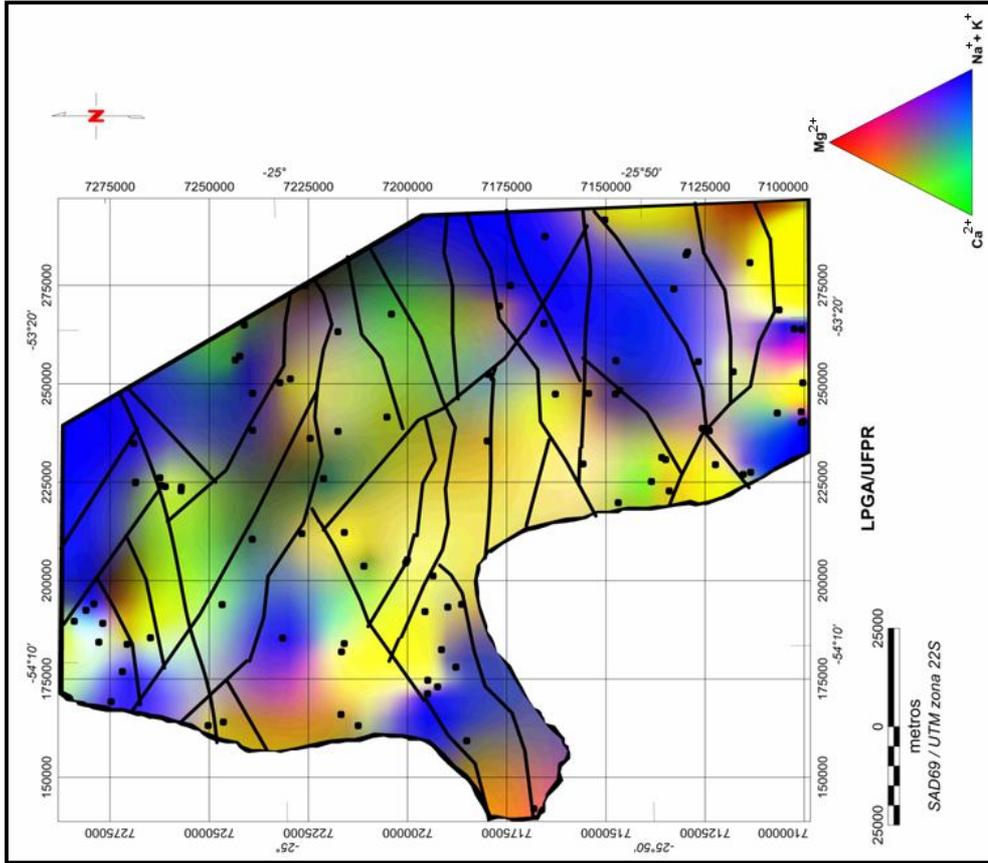


Figura 101 – Mapa ternário dos cátions e o arcabouço magnético-estrutural simplificado.

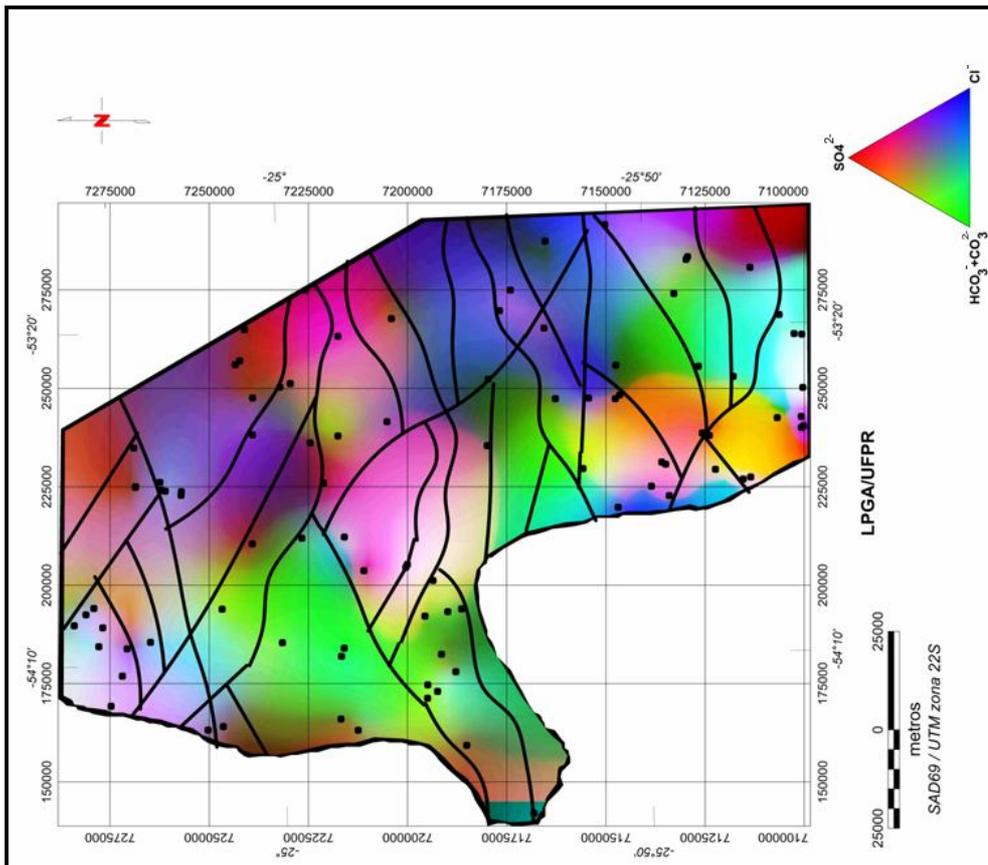


Figura 100 – Mapa ternário dos ânions e o arcabouço magnético-estrutural simplificado.

10.3 SISTEMA AQUÍFERO GUARANI (SAG)

A indicação do termo Guarani ao Aquífero, foi sugerida por Danilo Antón, geólogo uruguaio. Uma das intenções era homenagear os índios Guaranis, que habitavam a região nos primórdios do período colonial.

O Sistema Aquífero Guarani, definido por Rocha (1997), foi originalmente denominado de Aquífero Gigante do Mercosul (Araújo *et al.*, 1995). É constituído por um pacote de rochas sedimentares predominantemente arenosas, que se depositaram na Bacia Sedimentar do Paraná ao longo do Mesozóico. É composto pelos sedimentos flúvio-lacustres das formações Pirambóia e Santa Maria no Brasil, Misiones no Paraguai e Buena Vista na Argentina e Uruguai, além dos arenitos eólicos das formações Botucatu no Brasil, Misiones no Paraguai e Tacuarembó na Argentina e Uruguai.

Geograficamente, o SAG está localizado no Centro-Leste do América do Sul, envolvendo as bacias geológicas do Paraná e Chaco-Paraná, entre as latitudes 16°00S e 32°00S e as longitude 47°00W e 60°00W. Segundo o PSAG (Projeto para a Proteção Ambiental e Desenvolvimento Sustentável do Sistema Aquífero Guarani – SG/SAG, 2008), o SAG estende-se por uma área total de 1.087.879 km². Esta área é compartilhada pelos estados brasileiros de Goiás (39.367 km²); Minas Gerais (38.585 km²); Mato Grosso (7.217 km²); Mato Grosso do Sul (189.451 km²); São Paulo (142.959 km²); Paraná (119.525 km²); Santa Catarina (44.132 km²); Rio Grande do Sul (154.680 km²) e os países limítrofes do Paraguai (87.535 km²); Argentina (228.255 km²) e Uruguai (36.171 km²), com mostra a Figura 102.

A fácies flúvio-lacustre (Formação Pirambóia), que representa a base desse sistema, é caracterizada por heterogeneidades litológicas, granulométricas e texturais. Essas heterogeneidades, que são um reflexo do ambiente deposicional, notabilizam-se pela alternância de níveis argilosos que interferem na relação permeabilidade vertical/permeabilidade horizontal, onde a primeira é reduzida, a despeito da pequena espessura dos níveis argilosos. A fácies eólica (Formação Botucatu), que representa o topo do Sistema Aquífero Guarani, é caracterizada, ao contrário, pelas homogeneidades litológicas, granulométricas e texturais. Essas homogeneidades permitem, em termos hidrogeológicos, expressivas permeabilidades vertical e horizontal (Fraga, 1986).

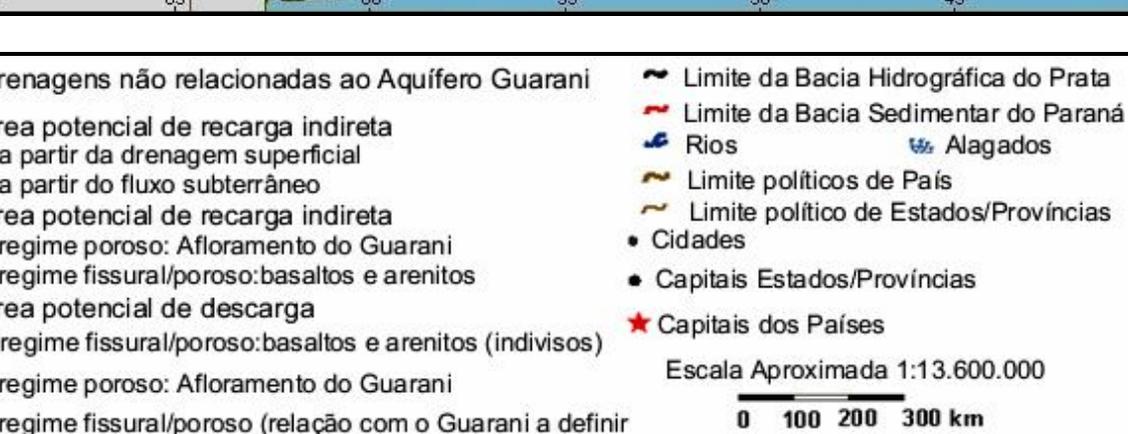
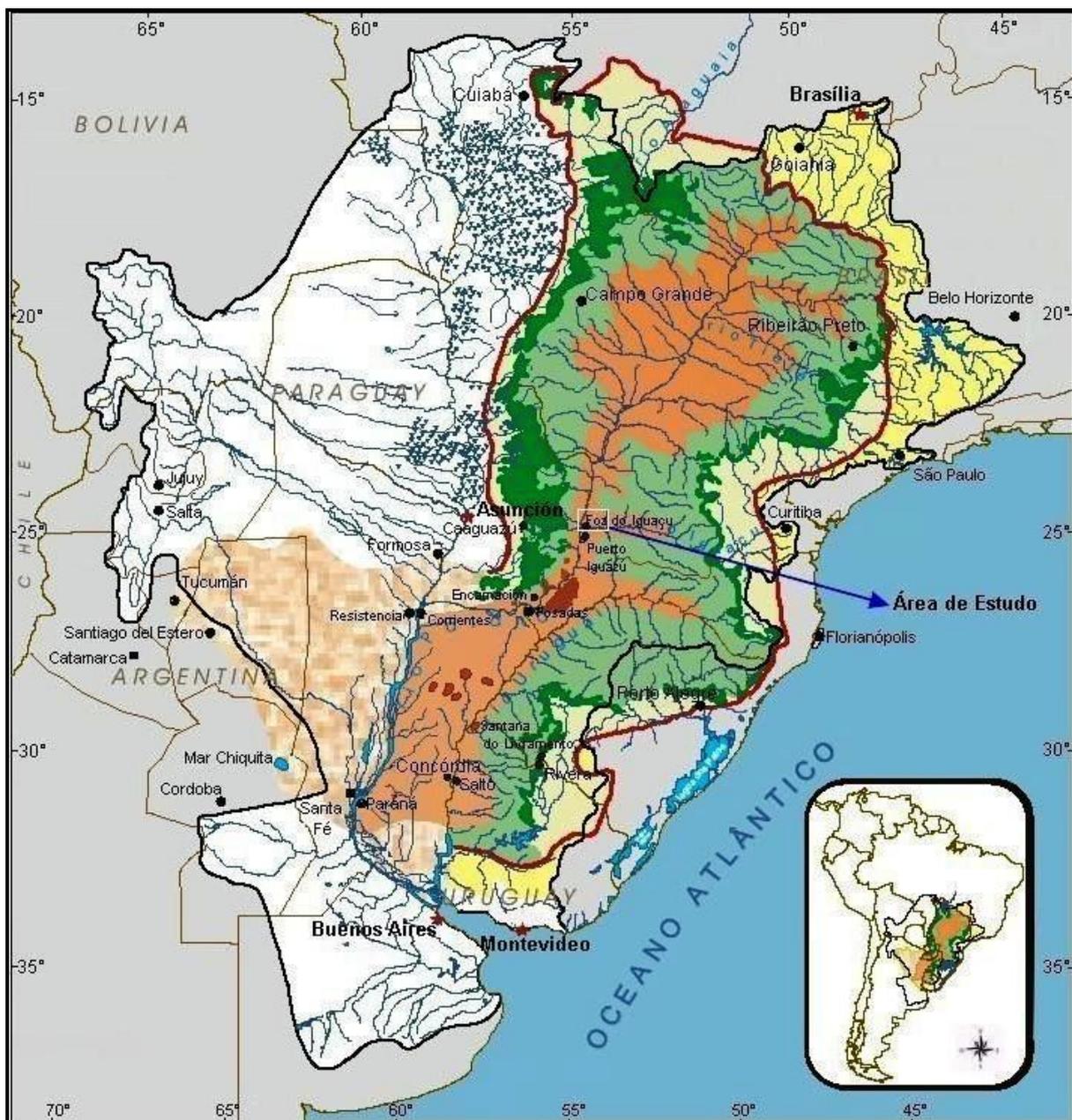


Figura 102 – Mapa da localização do Sistema Aquífero Guarani na América do Sul.

Fonte: <http://www.ana.gov.br/guarani/sistema/mapa.htm>

Segundo Rebouças *et al.* (2002), este aquífero é classificado como granular (poroso ou sedimentar), onde a circulação de água se faz por meio de poros formados entre os grãos de areia, silte e argila, confinado por cerca de 90,00% da sua área total. Ele se encontra recoberto pelas espessas camadas de rochas basálticas da Formação Serra Geral e, em algumas regiões, pelos sedimentos que constituem os grupos Bauru e Caiuá. À medida que se direciona para as partes centrais da bacia geológica, o SAG é encontrado em maiores profundidades devido à sobreposição das unidades mencionadas acima.

Segundo Araújo *et al.* (1995), a espessura total do Aquífero Guarani (formações Pirambóia e Botucatu) pode variar de valores superiores a 800,00 metros (Alegrete-RS) até a ausência completa em áreas internas da bacia (Muitos Capões-RS). O depocentro, delineado por espessuras superiores a 500,00 m, ocorre ao longo do eixo NNE-SSW subparalelo e próximo aos rios Paraná e Uruguai. Os maiores depocentros ocorrem a Leste de Campo Grande, no Estado de Mato Grosso do Sul, com valores superiores a 600,00 m, e ao longo do rio Uruguai no limite entre a Província Entre Rios, na Argentina, e o Estado do Rio Grande do Sul. Essas variações na espessura são atribuídas ao controle estrutural durante a deposição, à variação faciológica ambiental e ao controle erosional do ambiente desértico. O comportamento estrutural desse aquífero foi controlado por diversos fatores, destacando-se os depocentros de lavas da Formação Serra Geral que subdividiu o aquífero; a ativação regional de sistemas de falhas; os soerguimentos das atuais bordas da bacia; e a ativação dos arcos do Rio Grande e de Ponta Grossa.

Segundo Araújo *et al.* (1995), o Arco de Ponta Grossa compartimenta o aquífero em dois regimes hidrológicos. O primeiro, ao norte do arco, é caracterizado por um fluxo controlado pelas elevações dos afloramentos que imprimiram um padrão regional de deslocamento hidráulico de norte para sudoeste a partir de afloramentos nos estados de São Paulo, Goiás, Mato Grosso e Mato Grosso do Sul. Nos afloramentos da borda Leste do Estado de São Paulo, as cotas potenciométricas possuem em média 600,00 m e podem localmente atingir valores superiores a 800,00 m. A partir dessa área de recarga ocorre um fluxo regional com deslocamento vetorial para Sudoeste. O fluxo se desloca com gradiente de 3,00 m/km junto às regiões de recarga e cai para 0,20 m/Km a uma distância aproximada de 50,00 km dos afloramentos. A outra importante área de recarga localiza-se nos afloramentos dos estados de Goiás e Norte do Mato Grosso do Sul, onde as cotas

potenciométricas são da ordem de 600,00 m. Desta região desenvolve-se um fluxo regional cuja direção do vetor de deslocamento é para Sul na porção central da bacia, e para as áreas de afloramento no Paraguai. O fluxo junto à região de afloramento se desloca segundo um gradiente de 1,50 m/km, caindo, a 30,00 km das áreas limítrofes de recarga, para 0,20 m/km. Um baixo potenciométrico delineado na calha central da bacia, com cota de 350,00 m, indica uma despressurização do aquífero nesta região. Essa queda na pressão foi atribuída a uma comunicação hidráulica do aquífero ao longo do rio Paraná, que está encaixado, nesta região, na Zona de Falha Loanda-Presidente Epitácio (Marques *et al.*, 1983). O rebaixamento potenciométrico ocorreria pela descarga regional do aquífero no rio Paraná na região de Presidente Epitácio (SP).

O segundo compartimento hidrogeológico, individualizado ao Sul do Arco de Ponta Grossa, distingue-se do anterior pelos altos gradientes hidráulicos e por proeminentes áreas de descarga. Na região ao sul do Arco de Ponta Grossa, a queda de pressão entre as áreas de afloramento da borda Leste e Oeste é determinada pela grande diferença das cotas potenciométrica a Leste, de 1200,00 m, e a Oeste, de 50,00 m. A direção regional do fluxo, a partir da borda Leste, é no sentido Sudoeste. O fluxo desenvolve-se junto à área de recarga com gradiente de 5,00 m/km, caindo em direção à Argentina para 2,00 m/km, até atingir valores de 0,30 m/km ao longo das regiões adjacentes aos rios Uruguai e Paraná, que são constituídas por terrenos pantanosos e que representam a grande área de descarga global do Aquífero Guarani (p.155 Figura 102).

Ainda na borda Leste, a área de recarga no Estado de Santa Catarina é responsável por duas direções preferenciais de fluxo. A direção de fluxo Sudoeste, coincidente com a global, controla os deslocamentos até a descarga regional encaixada no rio Uruguai. A direção preferencial para Sul, com inflexão para Sudeste a partir de Torres (RS), sugere uma descarga localizada junto à linha de praia do Oceano Atlântico. Descargas localizadas, como a observada ao longo do rio Pelotas, na região de Piratuba (SC), são sugeridas pela queda abrupta da cota potenciométrica de 650,00 m para 300,00 m em uma distância inferior a 40,00 km.

O volume de água estimado do SAG varia de 37,00 a 50,00 mil km³. Esses volumes distintos são decorrentes dos diferentes parâmetros dimensionais (espessura média e área) e coeficientes de porosidade efetiva, adotados pelos

autores. Para Rebouças (1976), as reservas permanentes do Sistema Aquífero Guarani são da ordem de 48,00 mil km³, e para Borghetti *et al.* (2004) o volume estimado oscila entorno de 46,00 mil km³, constituindo a maior reserva de água subterrânea do continente Sul-Americano. Rebouças (1976) menciona valores de permeabilidade (K) que variam entre 10⁻³ e 10⁻⁴ cm/s e porosidade entre 16,00 e 24,00%. Em relação ao coeficiente de armazenamento (S), Teissedre e Barner (1981), constatou valores entre 10⁻⁴ e 10⁻⁶ para condições de confinamento e de 10⁻¹ para condições de aquífero livre.

Nas regiões de alto confinamento, as águas do SAG não são apropriadas ao consumo humano, devido ao elevado teor de sólidos totais dissolvidos, bem como a elevada concentração de sulfatos e a presença de flúor acima dos limites recomendáveis. Essas concentrações de flúor podem estar associadas, tanto, as condições de alto grau confinamento e conseqüentemente a um elevado tempo de residência das águas no aquífero, quanto a termos intermediários e ácidos da Formação Serra Geral. Recentemente, nas cidades de Cianorte, Marechal Cândido Rondon e Itaipulândia, sendo as duas últimas relacionadas com a área de estudo deste trabalho, foram perfurados poços cuja qualidade da água apresentou teores de sólidos totais dissolvidos superiores a 1000,00 mg/L e concentrações de flúor acima de 3,00 mg/L.

A composição química das águas do SAG é muito variável, principalmente nas zonas confinadas, seja por efeitos de variações faciológicas, seja por influência de misturas induzidas por fraturas. Segundo Sracek e Hirata (2002), existem evoluções de águas bicarbonatadas-cálcicas, nas áreas de afloramento e de baixo confinamento, para águas bicarbonatadas-sódicas, com aumento das concentrações de cloretos e sulfatos em profundidade, nas zonas de alto confinamento. Esta mudança na composição química da água dá-se através da diminuição do cálcio por intercâmbio com o sódio, originada pela dissolução dos carbonatos, fazendo com que as águas evoluam para bicarbonatadas sódicas. Parte do sódio envolvido na reação provém provavelmente do SAG e a adição de cloretos e sulfatos parece estar relacionada à dissolução de evaporitos como NaCl e mirabilita (Na₂SO₄.10H₂O) ou gibsita e difusão de produtos de dissolução da Formação Pirambóia.

As concentrações de sódio nas zonas aflorantes são menores que 5,00 mg/L, e podem alcançar valores acima de 200,00 mg/L nas zonas de alto confinamento. A alcalinidade passa de valores inferiores a 15,00 mg/L nas regiões de recarga para valores acima de 240,00 mg/L nas regiões de fraco confinamento. Os valores do pH também aumentam com o confinamento. Para Silva (1983), as águas desse sistema aquífero, com base em estudos realizados no Estado de São Paulo, apresentam um aumento na concentração de sais à medida que aumenta o tempo de residência. Nas regiões de afloramento, as águas são classificadas como bicarbonatadas-magnesianas a cálcicas-magnesianas, com valores de sólidos totais dissolvidos girando em torno de 100,00 mg/L. Nas regiões de baixo confinamento as águas são classificadas como bicarbonatadas-cálcicas e cálcicas-magnesianas com valores de sólidos totais dissolvidos superiores a 200,00 mg/L. Já nas porções de fraco confinamento, os valores de sólidos totais dissolvidos superam, com frequência, a ordem de 1200,00 mg/L, sendo as águas classificadas com bicarbonatadas-sódicas evoluindo para sulfatadas-cloretadas-sódicas nas porções de alto confinamento.

Rocha (1996) sintetiza a informação, indicando que as águas do SAG são, em geral, fracamente salinas, com teor de sólidos totais dissolvidos inferior a 300,00 mg/L na maior parte da área. A partir das regiões de recarga, há uma tendência à alcalinização das águas no sentido do fluxo subterrâneo, acompanhada por um aumento linear na concentração de sais dissolvidos e nos valores de pH e temperatura. Essa evolução hidroquímica, no âmbito regional, é controlada pelo grau de confinamento do aquífero, pela velocidade de circulação e pelo tempo de residência de suas águas.

Hindi (2007) classificou a composição química das águas do SAG no Estado do Paraná, em função das condições de confinamento. Segundo o autor os tipos químicos predominantes encontrados foram: bicarbonatada cálcica, bicarbonatada sódica e bicarbonatada cálcica-magnesiana (zona aflorante e de baixo confinamento); bicarbonatadas sódicas, bicarbonatada cálcica, bicarbonatada-sulfatada sódica e sulfatada sódica (médio confinamento) e bicarbonatada sódica, sulfatada sódica e cloretada-sulfatada sódica (alto confinamento).

Para Teissedre e Barner (1981), a temperatura da água aumenta gradativamente com a profundidade de confinamento. Esses autores definiram um

gradiente geotérmico de $35,00^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Hamza (1982) por meio de perfilagens térmicas em poços atingindo o SAG, um deles localizado em Cornélio Procópio (PR), constata a ocorrência de movimentos verticais de água através das formações, determinando fluxos descendentes de água, a partir de 220,00 m de profundidade. Bittencourt (1985) estudou as propriedades químicas e termais de dois poços profundos e 13 surgências naturais atribuídas ao SAG, todos localizados no Estado do Paraná, cujas águas apresentavam temperaturas variando de $21,00$ a $41,00^{\circ}\text{C}$.

Araújo *et al.* (1995), com base em dados obtidos de poços produtores e com a temperatura medida por termômetros de máxima em poços de petróleo, apresentaram um gradiente médio de $29,00^{\circ}\text{C}/\text{km}$ para o Aquífero Guarani. Para esses autores, as isotermas do aquífero, de uma maneira geral, distribuem-se segundo o gradiente de temperatura equivalente a $29,00^{\circ}\text{C}/\text{km}$ e delineiam uma calha de alta temperatura que tem a mesma configuração da calha estrutural, no eixo da bacia. Nessa calha, individualizam-se três áreas com temperatura acima de $55,00^{\circ}\text{C}$. Essa mesma isoterma é constatada na região da Província de Entre Rios, na Argentina. Ainda segundo esses autores, localmente são observadas áreas com anomalias positivas e negativas de gradiente geotérmico. Na região de Aratiba (RS) e Piratuba (SC), na divisa entre Santa Catarina e Rio Grande do Sul, ao longo do rio Pelotas, o gradiente geotérmico cai para $20,00^{\circ}\text{C}/\text{km}$, originando temperaturas locais anormalmente baixas. Essa diminuição da isoterma é coerente com a interpretação de que a área constitui uma zona de descarga local, onde haveria mistura com águas mais frias do Aquífero Serra Geral. Na região de Cachoeira Dourada (MG), onde o aquífero assenta diretamente sobre o embasamento e é coberto por basalto (característica de toda a porção NW da bacia nos estados de São Paulo e Goiás), verifica-se um aumento do gradiente para $55,00^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Essa anomalia poderia ser explicada pela maior densidade de fluxo de calor proveniente do cristalino e pela maior estagnação do fluxo causada pelo completo confinamento proporcionado pelo “Sistema Magmático Serra Geral”.

Segundo Hindi (2007), o gradiente geotérmico médio do SAG no Estado do Paraná é de $26,60^{\circ}\text{C}/\text{km}$, com uma região mais fria situada no Sudoeste do Estado e uma região mais quente situada ao longo do eixo do Arco de Ponta Grossa,

O uso mais intensivo das águas extraídas do SAG está concentrado em território brasileiro, onde as diversidades de aplicações são maiores. Já nos demais

países, o principal uso se baseia no hidrotermalismo com fins recreativos e hidroterapêutico (Calcagno, 2001). O uso principal das águas do SAG, no Brasil, é para o abastecimento da população (70,00%), seguido do uso no setor industrial (25,00%), e para fins de irrigação, hidrotermalismo recreativo e terapêutico, com 5,00% (Calcagno, 2001).

De acordo com um estudo de Chang em 2001, os maiores usuários do SAG foram os estados de São Paulo, Mato Grosso, Rio Grande do Sul e Paraná. Na região Sul do Brasil, verifica-se pouco uso de suas águas, sendo que os aquíferos mais aproveitados, devido às facilidades de exploração, é o SASG, que ocorre capeando o SAG, e os aquíferos das coberturas cenozóicas, que ocorrem em estreitas faixas entre as escarpas dos basaltos e o litoral (Leal, 1999).

Rabelo *et al.* (2004), fazem uma revisão sobre o aproveitamento de energia geotérmica e apresentam um estudo de caso aplicado à cidade de São José do Rio Preto (SP), cujo abastecimento é feito com águas captadas do SAG. Segundo esse estudo, o aproveitamento de energia geotérmica do SAG para produção de energia é inviável, porém com possibilidade para uso direto em aplicações agrícolas e industriais.

No Estado do Paraná, há poucos estudos sobre as características químicas do SAG. Rosa Filho *et al.* (1987) estudando a hidrogeologia do Aquífero Serra Geral, considera que as composições químicas das águas captadas na Formação Serra Geral são resultantes de mistura de águas oriundas de aquíferos subbasálticos (SAG). Esta hipótese também foi aventada do Bittencourt (1995). Seguindo essa mesma linha de pesquisa, os trabalhos realizados por Buchmann Filho (2002), Souza (2004) e Silva (2007), apresentam evidências da ascensão de águas do SAG, através de zonas de fraturas, ao SASG.

Segundo Rosa Filho *et al.* (1987), Rosa Filho *et al.* (2000), Bittencourt *et al.* (2003), Souza (2004), Borgheti (2004), Rosa Filho *et al.* (2005), Rosa Filho *et al.* (2006) e Hindi (2007), o SAG no Estado do Paraná, em mais de 50,00% de sua área de ocorrência predominam águas que não são adequadas ao consumo humano, na sua condição *in natura*. Essas áreas estão situadas na região central, Oeste e Sudoeste do Paraná, onde, via de regra, existe uma cobertura de basaltos com espessura superior a 600,00 m

10.3.1 COMPORTAMENTO DAS VARIÁVEIS HIDROGEOLÓGICA E HIDROQUÍMICA DE POÇOS COMPLETADOS NAS FORMAÇÕES BOTUCATU/PIRAMBÓIA

Baseado em 6 relatórios conclusivos de poços tubulares profundos que seccionam a Formação Serra Geral e captam água do SAG na área de estudo, foram analisados os dados hidrogeológicos e hidroquímicos. Na Tabela 5 são apresentados os dados referentes às altitudes dos poços, profundidade total dos poços, altitudes do topo do SAG, espessuras de basaltos e de arenitos seccionados nas perfurações, além dos níveis estáticos e vazões de exploração.

Tabela 5 – Estatística básica dos parâmetros hidrogeológicos de poços completados no SAG inseridos na área de estudo.

Código do poço	Altitude do poço (m)	Profundidade total (m)	Altitude do topo do SAG (m)	Espessura do basalto (m)	Espessura do arenito (m)
SAG- 1	420,00	920,00	-374,00	794,00	125,00
SAG- 2	170,00	810,00	-391,00	561,00	71,00
SAG- 3	218,00	632,00	-321,00	539,00	93,00
SAG- 4	345,00	990,00	-563,00	908,00	82,50
SAG- 5	799,00	1358,00	-559,00	1358,00	*
SAG- 6	289,00	1030,00	-631,00	920,00	110,00

Código do poço	Altitude do poço (m)	Nível estático (m)	Altura da carga hidráulica (m)	Vazão de exploração (m ³ /h)
SAG- 1	420,00	-92,00	303,00	90,00 (a)
SAG- 2	170,00	55,00	225,00	92,55 (b)
SAG- 3	218,00	21,80	239,80	112,84 (b)
SAG- 4	345,00	29,87	374,87	180,00 (a)
SAG- 5	799,00	*	*	36,00 (c)
SAG- 6	289,00	-10,00	279,00	75,00 (a)

(a) teste de bombeamento (b) surgência natural (c) vazão de outorga

A espessura de basaltos sobrepostos ao SAG na área de estudo varia de 539,00 m no município de Foz do Iguaçu a 1358,00 m no município de Francisco Beltrão, enquanto as espessuras dos arenitos que constituem o SAG variam de

71,00 m no município de Foz do Iguaçu, a 125,00 m no município de Marechal Cândido Rondon. A análise da altitude do topo do SAG na área de estudo, sugere grandes deslocamentos de blocos, cujo gradiente máximo é 310,00 m, possivelmente, relacionados à falhamentos. Isto pode ser um parâmetro indicativo da existência de compartimentos hidrogeológicos com características próprias. Em três poços (SAG - 2, SAG - 3 e SAG - 4) a altura da carga hidráulica é superior a altitude do poço, favorecendo, por diferença de pressão, que a água do SAG ascenda para o SASG. Este fato é evidenciado em alguns poços completados na Formação Serra Geral que apresentam águas com composição hidroquímica mista, vinculada aparentemente à conectividade dos aquíferos mencionados.

O valor de vazão referente a testes de bombeamento e vazões de surgência natural, varia de 36,00 a 180,00 m³/h, com uma média de 97,73 m³/h e um coeficiente de variação de 48,87 %. Isto reforça a hipótese que os compartimentos hidrogeológicos do SAG, na área de estudo, apresentam dimensões variadas e conseqüentemente diferentes volumes de águas armazenadas.

Na Tabela 6 são apresentados os dados hidroquímicos relativos aos seguintes parâmetros: potencial hidrogeniônico (pH), sólidos totais dissolvidos (STD), condutividade elétrica (CE), temperatura, bicarbonato (HCO₃⁻), carbonato (CO₃²⁻), cloreto (Cl⁻), sulfato (SO₄²⁻), fluoreto (F⁻), cálcio (Ca²⁺), magnésio (Mg²⁺), sódio (Na⁺) e potássio (K⁺).

Tabela 6 – Estatística básica dos principais parâmetros hidroquímicos das águas do SAG na área de estudo.

Código do Poço	(pH)	Sólidos Totais Dissolvidos (mg.L ⁻¹)	Condutividade elétrica (µS.cm ⁻¹)	Temperatura (°C)
SAG - 1	8,39	2080,00	5100,00	37,90
SAG - 2	8,43	1940,00	4800,00	38,80
SAG - 3	8,90	2955,00	4620,00	*
SAG - 4	8,60	1217,00	1774,00	32,00
SAG - 5	9,48	258,40	*	45,00
SAG - 6	8,50	2208,00	3570,00	42,00
Média	8,71	1776,40	3972,80	39,14
VMP*	*	1000,00	*	*

Tabela 6 – Estatística básica dos principais parâmetros hidroquímicos das águas do SAG na área de estudo (continuação).

Código do poço	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	F ⁻	Ca ²⁺	Mg ⁺²	Na ⁺	K ⁺
	mg.L ⁻¹								
SAG - 1	70,15	9,72	612,10	2225,00	6,20	112,62	12,60	1347,00	6,60
SAG - 2	227,57	5,81	497,15	611,20	13,80	33,62	8,56	616,00	7,60
SAG - 3	224,40	12,5	512,00	1344,20	6,00	22,40	9,20	1015,00	7,30
SAG - 4	146,13	16,27	146,31	388,00	0,89	9,07	1,040	280,52	2,85
SAG - 5	103,70	6,00	7,81	42,90	0,05	4,00	0,70	63,00	1,30
SAG - 6	228,90	4,70	448,00	840,50	5,60	12,80	2,90	756,00	4,30
Média	166,80	9,16	370,56	908,63	5,42	32,42	5,83	679,59	4,99
VMP*	*	*	250,00	400,00	1,50	*	*	200,00	*

* VMP = Valor Máximo Permitido, de acordo com a Portaria 518/2004 do Ministério da Saúde.

Como já foi salientado o SAG na área de estudo apresenta um alto grau de confinamento, e nestas condições ocorre um predomínio da concentração do sódio em relação ao cálcio e magnésio, cujas concentrações médias são respectivamente: de 679,59 mg/L, 32,42 mg/L e 5,83 mg/L. A concentração do sulfato é superior às do cloreto e bicarbonato+carbonato, cujas médias são de 908,63 mg/L, 307,56 mg/L e 175,97 mg/L, respectivamente.

Segundo Bittencourt (1996), os teores de sódio nas zonas de confinamento são controlados pelas reações de dissolução da albita e que as concentrações de sulfato estariam relacionadas à oxidação de sulfetos.

Sracek e Hirata (2002) relacionam o processo de troca catônica à dissolução de albita na zona de recarga ou à introdução de Na⁺, por difusão, a partir de evaporitos contendo halita ou mirabilita e o aumento de sulfato e cloreto pode estar relacionado a depósitos em ambientes restritos, na Formação Pirambóia, de minerais contendo esses ânions. Meng e Maynard (2001) associam o aumento de sódio, sulfato e cloreto nas regiões mais profundas do SAG a contribuições das formações subjacentes.

A concentração média do íon fluoreto é de 5,42 mg/L, variando de 0,05 a 13,80 mg/L, enquanto que os sólidos totais dissolvidos (STD) apresentam teores entre 258,40 a 2955 mg/L, com média 1776,40 mg/L. Os valores do pH situam-se entre 8,39 a 9,48 e a temperatura da água atinge valores entre 32,00 a 45,00 °C. A condutividade elétrica varia de 1774,00 a 5100,00 µS/cm. Percebemos que os

parâmetros, sólidos totais dissolvidos, cloreto, sulfato, fluoreto, sódio, frequentemente ultrapassam os valores máximos permissíveis (VMP), logo as águas captadas no SAG, pelo menos na área de estudo apresentam restrições para o consumo humano sem prévio tratamento.

A classificação química das águas do SAG na área de estudo foi realizada mediante o diagrama de Piper (Figura 103), que leva em conta o conteúdo relativo dos íons principais dissolvidos. As amostras apresentam as seguintes tipologias: sulfatada sódica (4 amostras), sulfatada-cloretada-sódica (1 amostra) e bicarbonatada sódica (1 amostra). A Tabela 7 sintetiza os tipos de água encontrados, com base nas predominâncias dos cátions e ânions majoritários.

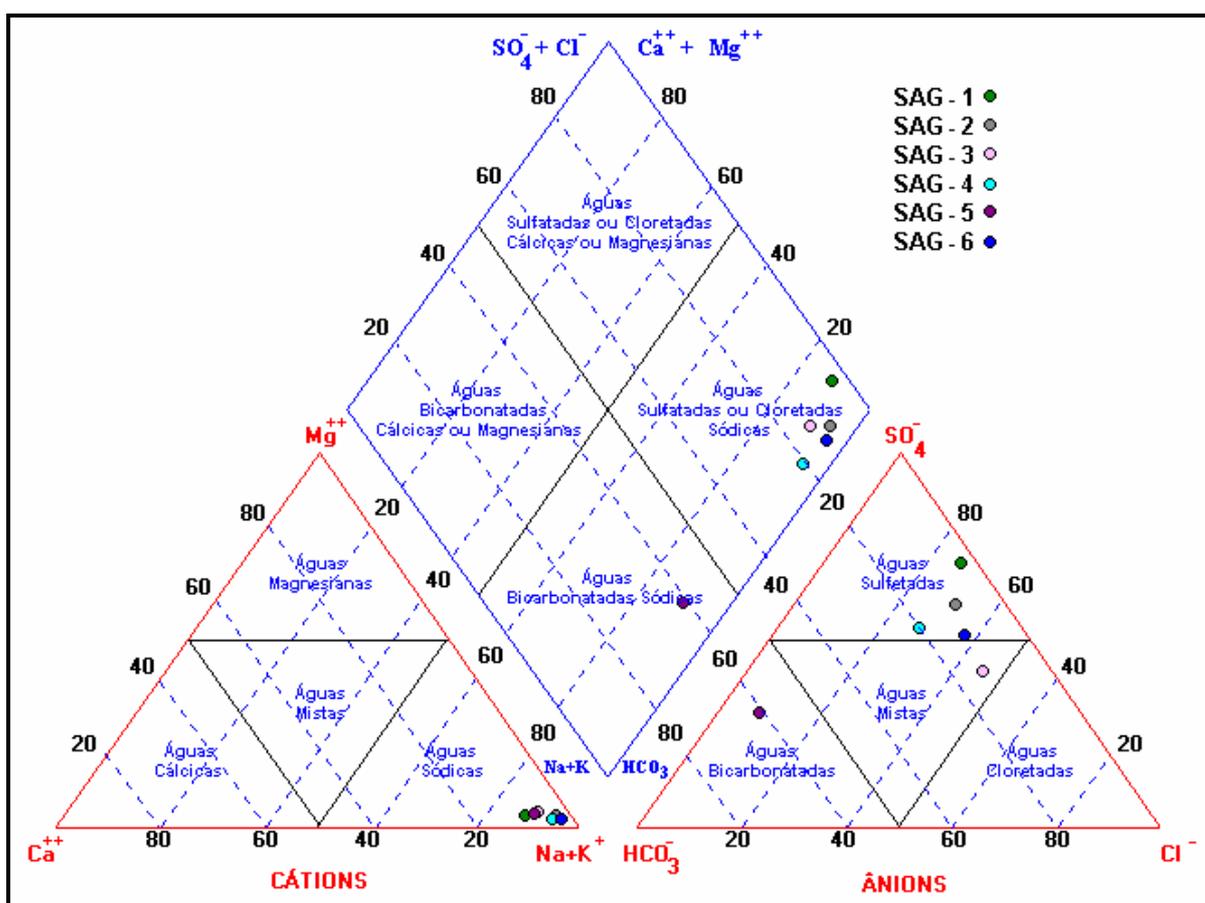


Figura 103 – Diagrama de Piper das amostras de água do SAG na área de estudo.

Código do poço	Predominância iônica (mg.L ⁻¹)		Classificação da água
SAG - 1	Na ⁺ + K ⁺ > Ca ²⁺ > Mg ²⁺	SO ₄ ²⁻ > Cl ⁻ > HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻	Sulfatada sódica
SAG - 2	Na ⁺ + K ⁺ > Ca ²⁺ > Mg ²⁺	SO ₄ ²⁻ > Cl ⁻ > HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻	Sulfatada cloretada sódica
SAG - 3	Na ⁺ + K ⁺ > Ca ²⁺ > Mg ²⁺	SO ₄ ²⁻ > Cl ⁻ > HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻	Sulfatada sódica
SAG - 4	Na ⁺ + K ⁺ > Ca ²⁺ > Mg ²⁺	SO ₄ ²⁻ > HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻ > Cl ⁻	Sulfatada sódica
SAG - 5	Na ⁺ + K ⁺ > Ca ²⁺ > Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻ > SO ₄ ²⁻ > Cl ⁻	Bicarbonatada sódica
SAG - 6	Na ⁺ + K ⁺ > Ca ²⁺ > Mg ²⁺	SO ₄ ²⁻ > Cl ⁻ > HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻	Sulfatada sódica

Tabela 7 – Classificação química das águas do SAG na área de estudo.

Analisando a Figura 104 percebe-se que os poços penetrantes no SAG localizam-se em zonas compartimentadas por lineamentos geofísicos de direção NE-SW e afetadas por sucessivos eventos tectônicos que causaram descontinuidades físicas, heterogeneidades geológicas e intrusões de rochas magmáticas que seccionam o SAG em blocos tectônicos e controlam o fluxo subterrâneo e a evolução química da água. Como já mencionado, sugere-se que SASG, pelo menos em algumas regiões da área de estudo seja recarregado pelo SAG, refletindo numa composição hidroquímica diferente da vinculada a um aquífero de rochas basálticas.

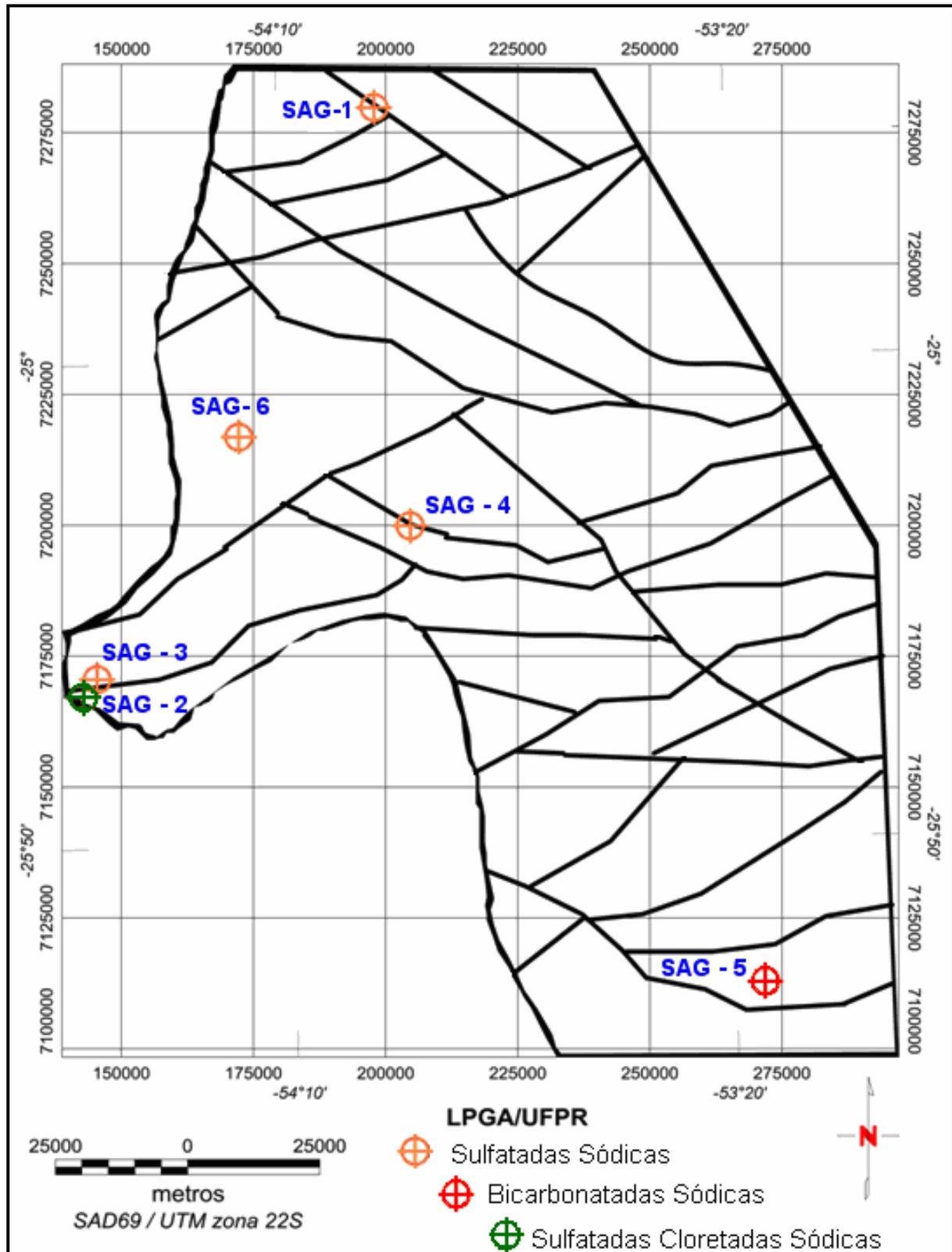


Figura 104 – Mapa da distribuição espacial da composição química das águas do SAG na área de estudo e o arcabouço magnético-estrutural simplificado.

11. CARACTERÍSTICAS LITOGEOQUÍMICAS

A área de estudo, como já foi salientado, insere-se na Formação Serra Geral, topo da Supersequência Gondwana III, a qual é composta por rochas ígneas, representadas por basaltos toleíticos e andesitos basálticos, subordinadamente riólitos e riodacitos. Diabásios intrusivos em toda a secção sedimentar da Bacia, na forma de soleiras e diques, são também correlacionados à Formação Serra Geral (Milani *et al.*, 1997).

De acordo com Ruëgg (1969) e Piccirillo *et al.* (1988), na composição mineralógica essencial dessas rochas predominam plagioclásio (andesina), seguido de augita e pigeonita. Ainda, conforme estes autores, as análises químicas revelam uma predominância de óxidos de silício, seguidos pelos óxidos de alumínio, de ferro, de cálcio, de magnésio, de sódio, de titânio e de potássio.

Piccirillo *et al.* (1988) propôs a primeira divisão destas rochas vulcânicas em riólitos ($> 63,00\% \text{ SiO}_2$) e basaltos ($< 55,00\% \text{ SiO}_2$). As unidades geoquímicas da Formação Serra Geral são divididas em dois grandes grupos: alto Ti ($\text{TiO}_2 \geq 2,00\%$) e baixo Ti ($\text{TiO}_2 \leq 2,00\%$). Os primeiros predominam na porção Norte da bacia e os últimos no Sul (*e.g.* Bellieni *et al.*, 1984 a,b; Piccirillo *et al.*, 1988; Petrini *et al.*, 1987; Mantovani *et al.*, 1985 a,b).

A composição química das águas subterrâneas do SASG deve refletir a tipologia da Formação Serra Geral. Visando reconhecer as variações nos teores de elementos alcalinos e alcalino-terrosos em águas relacionadas aos basaltos, promovidas pela sua solubilização, foram analisados dados geoquímicos de 123 amostras de rochas basálticas inseridas na área de estudo (Figura 105), cedidas gentilmente pela MINEROPAR, através do Dr. Edir Edemir Arioli, que podem ser visualizadas no Anexo III. Foram tratados apenas os teores percentuais dos óxidos de elementos maiores, como SiO_2 , TiO_2 , MgO , Na_2O , K_2O , CaO , Fe_2O_3 , Al_2O_3 e P_2O_4 .

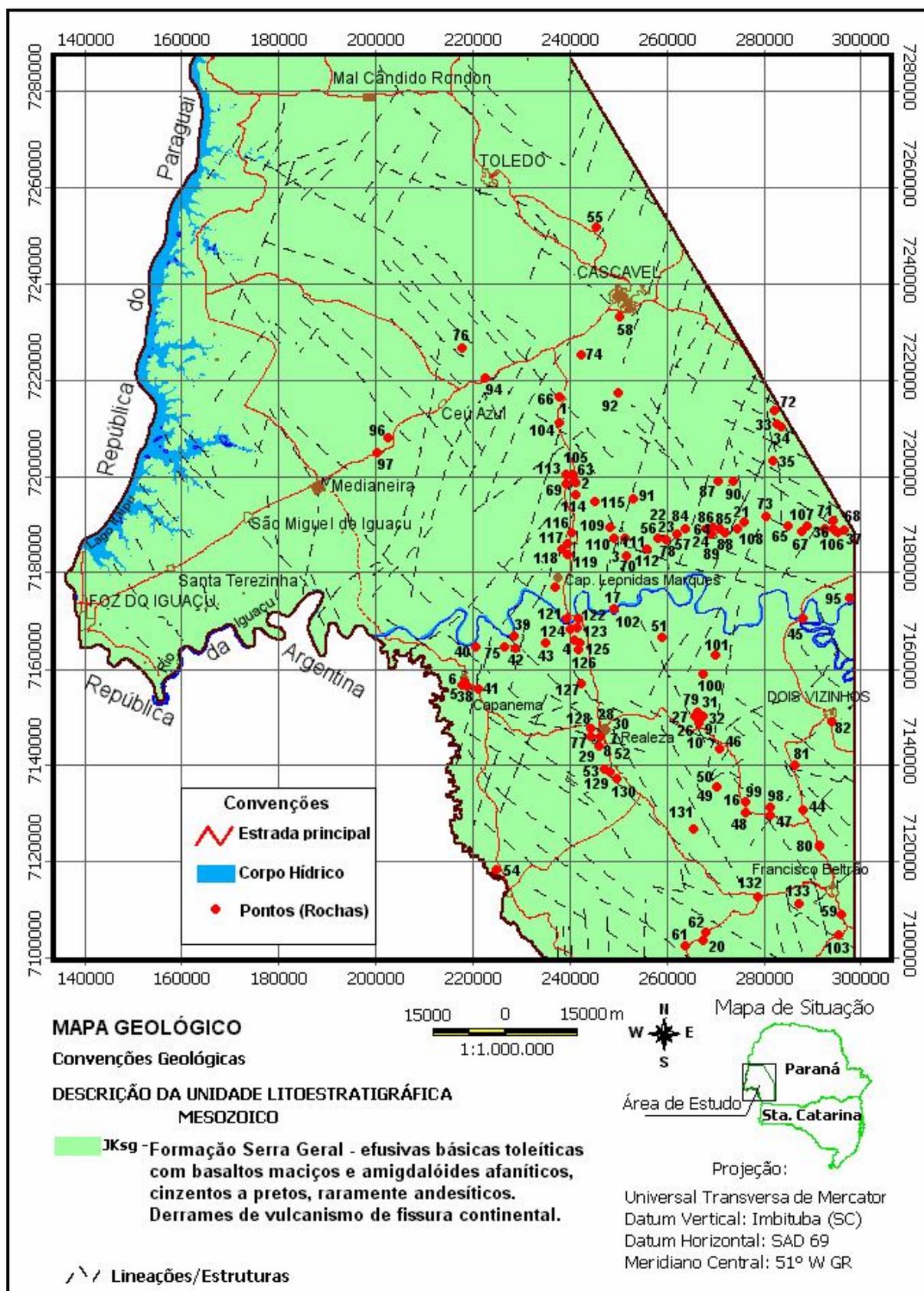


Figura 105 – Mapa da distribuição geográfica das amostras de rochas basálticas da área de estudo.

As amostras analisadas são constituídas por basaltos com teores de SiO_2 entre 45,55 a 55,83 %, de TiO_2 entre 1,35 a 3,87 %, com 66,66 % das amostras enquadradas no grupo dos basaltos com alto titânio ($\text{TiO}_2 \geq 2,00\%$) e 33,33% das amostras com baixo de titânio ($\text{TiO}_2 \leq 2,00\%$).

A sua composição química é marcada, ainda, por teores de Al_2O_3 entre 10,21 a 15,36%, de Fe_2O_3 entre 2,77 a 18,26 %, de CaO entre 2,22 a 11,16%, de MgO entre 2,68 a 10,00 %, Na_2O entre 1,08 a 3,01%, de K_2O entre 0,27 a 3,50% e, finalmente, de P_2O_4 variando de 0,18 a 0,59%. É possível verificar, através dos valores estatísticos das amostras que os menores teores de MgO estão associados a maiores de Si_2O , adquirindo valores mais sódicos em substituição aos cálcios.

Considerando que os óxidos MgO , CaO , K_2O e Na_2O são os que influenciam diretamente a composição química das águas, os mesmos foram selecionados e tiveram suas concentrações recalculadas em relação aos percentuais totais, mantendo suas estequiometrias. De posse dos valores obtidos foi construído o diagrama triangular da Figura 106, o qual reflete a composição média dos basaltos (e.g Piccirillo & Melfi 1988). A ausência de teores significativos de K_2O e Na_2O na Figura 106 faz supor que as águas bicarbonatadas sódicas, mistas e sulfatadas sódicas, destacadas no SASG, podem refletir prioritariamente zonas de conexão hidráulica com aquíferos subbasálticos, principalmente o SAG, e, secundariamente, envolver elementos provenientes dos basaltos em equilíbrio com minerais secundários.

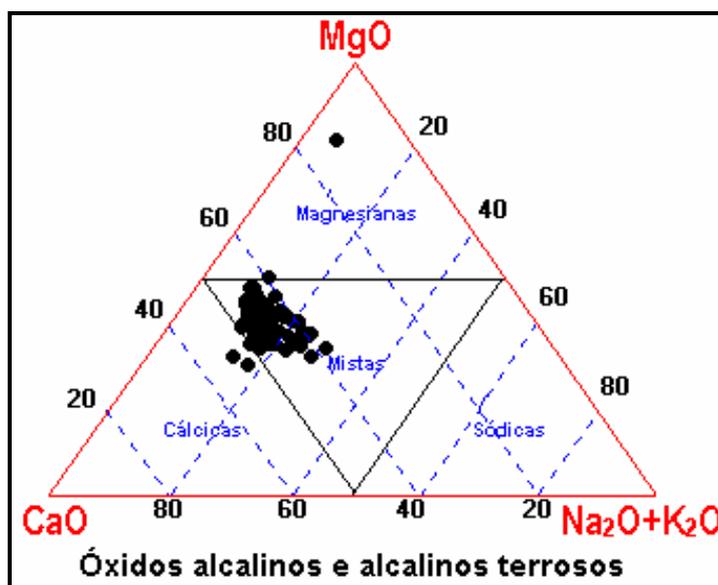


Figura 106 – Diagrama triangular mostrando a composição química das amostras de rochas oriundas da Formação Serra Geral.

12. DISCUSSÕES

Para gerar a cartografia estrutural de superfície da área de estudo, foi realizado um estudo detalhado dos trabalhos de Ferreira (1982 a,b), Soares *et al.*(1982), e Zalán *et al.* (1990), juntamente com análise da rede de drenagem, dos lineamentos obtidos a partir do Modelo Digital de Elevação (MDE) e de sensores remotos. Este estudo revelou que a área é caracterizada principalmente por estruturas NW-SE e NE-SW, secundariamente E-W e N-S.

A configuração do arcabouço geofísico-estrutural de subsuperfície foi baseada na interpretação dos dados aeromagnéticos, a partir de vários métodos de realce de anomalias, as quais permitiram identificar estruturas e zonas magnéticas anômalas. É interessante ressaltar que estas zonas anômalas foram delineadas com o auxílio do mapa do campo magnético residual micronivelado e continuado para 5000 m (vide p.67, Figura 26), do mapa da integral vertical a partir do campo magnético residual (vide p.70, Figura 28), do mapa do gradiente horizontal total continuado para 5000 m (vide p.77, Figura 37) e do mapa da amplitude do sinal analítico continuado para 5000 m (vide p. 80, Figura 39). Dentre estas, a que merece atenção especial é aquela disposta segundo NE-SW, situada no extremo oeste da área (vide p.77, Figura 37 e p.80, Figura 39), a qual pode se relacionar ao Grabén de Foz do Iguaçu/Araçatuba, como denominado por Marques *et al.* (1993), feição que integra o Rifte Central da Bacia do Paraná.

Os lineamentos geofísicos foram traçados com a assistência do mapa da inclinação do sinal analítico do gradiente horizontal total continuado para 5000 m (vide p.87, Figura 45), o qual se mostrou muito eficiente na identificação de feições magnéticas. Posteriormente, outros lineamentos menores foram traçados com ajuda dos demais mapas.

Através da união das tramas estruturais de superfície e subsuperfície, foi possível conceber o arcabouço magnético-estrutural integrado, o qual, de forma simplificada, foi confrontado com os dados hidrogeológicos e hidroquímicos oriundos de poços completados tanto na Formação Serra Geral, quanto nas formações Botucatu/Pirambóia, na tentativa de identificar possíveis zonas de conectividade hidráulica dos SASG e SAG.

Para os poços perfurados na área de estudo, que captam água no Sistema Aquífero Serra Geral, observa-se que, como consequência da heterogeneidade das tendências estruturais nos basaltos, os parâmetros hidráulicos analisados apresentam coeficientes de variação muito elevados. Desta maneira, os valores das medianas são mais representativos que os valores das médias (vide p.100, Tabela 2).

A profundidade dos poços foi o primeiro parâmetro analisado, mostrando valores elevados na porção Sul (vide p.102, Figura 52). Foi constatada a relação direta da vazão e da capacidade específica (vide p.109, Figura 60 e p.112, Figura 65), notando-se que às porções Norte, Noroeste e Nordeste da área de estudo apresentam valores médios superiores aos da porção Sul, mostrando que o SASG pode-se dividir em duas subprovíncias, Norte e Sul.

Potenciais hidrogeniônicos superiores a 8,00 são responsáveis pela presença do íon CO_3^{-2} e, conseqüentemente, pela depleção dos teores de Ca^{2+} , precipitado como calcita, tendo como uma de suas conseqüências o aumento do sódio. Por este motivo, podem ser relacionados com águas de maior tempo de residência no aquífero, ou com águas subterrâneas com influência do SAG subjacente. Altos valores de pH foram observados principalmente na porção sudeste, ao Sul do rio Iguaçu, e no quadrante Noroeste, junto ao rio Paraná (vide p.117, Figura 68).

A concentração de sólidos totais dissolvidos está diretamente relacionada com a composição mineralógica das rochas-reservatório e com o tempo de percolação/ residência das águas subterrâneas no interior do aquífero. Seus maiores teores (vide p.119, Figura 70) ocorrem em regiões onde o pH também apresenta valores elevados. Essa correlação pode estar vinculada à presença de diques de diabásio, os quais, neste caso, atuam como barreiras ao fluxo das águas subterrâneas, de forma a aumentar o tempo de contato das águas com meio físico, que aliadas à profundidade, temperatura e pressões elevadas, facilitarão o incremento da concentração salina das águas. Porém, zonas de falhas e lineamentos favorecem a compartimentação regional e conectividade hidráulica dos SASG e SAG. Esse fato é evidenciado tanto na porção Sudeste, quanto na porção Sul da área de estudo. A análise conjunta revela que as áreas de menor produtividade coincidem com aquelas de valores elevados de pH e STD. Portanto, é

possível que nestas áreas o tempo de residência das águas do SASG seja maior, ou que haja conectividade com o SAG, como sugerido por Portella Filho *et al.* (2005) e Ferreira *et al.* (2005).

Os dados hidroquímicos, oriundos de 100 poços com erro de balanço iônico inferior a 10,00%, foram analisados através do diagrama de Piper (vide p.143, Figura 97), o qual possibilitou a classificação química das águas na área de estudo. Este exame mostrou que as águas de composição bicarbonatadas cálcicas são preferenciais, e águas bicarbonatadas sódicas, mistas, magnesianas e as sulfatadas sódicas são subordinadas. Pode-se também observar uma tendência de evolução de águas bicarbonatadas cálcicas evoluindo para águas bicarbonatadas sódicas, retratando desta forma uma possível mistura de tipos de águas, representado por águas bicarbonatadas mistas. Segundo Bittencourt *et al.* (2003) e Fraga (1992), águas de composições químicas diferentes das bicarbonatadas cálcicas, típicas do SASG, podem ser relacionadas a águas de zonas de maior tempo de residência no aquífero, ou a influência de águas de aquíferos sotopostos (zonas de conectividade com o SAG). As águas com estas características ocorrem junto aos traços de drenagens e a lineamentos assumindo um posicionamento geográfico principalmente na porção Sul do rio Iguaçu, nos quadrantes Nordeste e Noroeste e no extremo Oeste.

De acordo com Fraga (1992), é admissível supor que as principais contribuições de água dos poços perfurados na Formação Serra Geral estejam relacionadas ao SAG quando o valor da relação $(Na^+ + K^+) / Ca^{2+}$ (meq/L) for igual ou superior a 10,00, como ocorre nos quadrantes Nordeste e Nordeste e nas porções Sul e Oeste da área de estudo.

Em relação ao ânion bicarbonato, pode-se dizer que esse parâmetro, por si só, não indica a origem de um determinado grupo de água, pois é gerado diretamente por decomposição do ácido carbônico ou como produto da hidrólise dos silicatos do basalto, do que decorrem águas bicarbonatadas cálcicas. Porém, para o grupo de águas bicarbonatadas sódicas, os ânions bicarbonato e carbonato coexiste indicando o seu caráter alcalino. Nesse contexto, pode-se dizer que a coexistência dos bicarbonatos e carbonatos mostra que águas desta fácies sofrem influências do SAG.

No contexto apresentado sobre o SASG e o SAG, o cálcio só pode ser usado como indicador da origem do aquífero a que pertence uma determinada amostra de água, quando puder ser comparado ao sódio. Com base nos teores de cálcio e sódio analisados, as águas bicarbonatadas sódicas apresentam concentrações de sódio superiores ao de cálcio em todas as amostras. Águas bicarbonatadas sódicas estão em nítido desequilíbrio como que seria de se esperar para um aquífero suportado por rochas basálticas. São águas com quimismo formatado provavelmente em ambiente externo ao Aquífero Serra Geral.

O cátion magnésio foi detectado em todas as amostras e exibe uma concentração média de 0,92 mg/L, revelando um comportamento geoquímico muito semelhante ao do cálcio. Portanto, também não é um parâmetro conclusivo sobre a origem de uma determinada amostra de água. No caso em questão, utilizando apenas esse parâmetro, pode-se vincular as águas com concentrações elevadas de magnésio como relacionadas aos próprios basaltos.

Os mapas da distribuição espacial dos teores de cálcio e de magnésio (vide p.135, Figura 88 e p.137, Figura 90) exibem uma tendência a valores elevados no quadrante Sudoeste da área de estudo, comprovando a similaridade dos dois elementos.

Os mapas da distribuição espacial dos teores de sulfato, sódio e potássio (vide p.130, Figura 82, p.139, Figura 92 e p.141, Figura 94), apresentam tendências elevadas nas porções Sul e Sudeste e nos quadrantes Nordeste e Noroeste. Estes elementos, com já foi salientado, são indicativos de condições de compartimentação hidráulica (dissolução de basaltos) e/ou conectividade de águas de diferentes aquíferos (SASG e SAG).

O principal processo geoquímico condicionador do teor dos macroconstituintes dissolvidos nas águas é a hidrólise dos silicatos do basalto e equilíbrio do carbonato de cálcio e pH alcalino. Com a depleção do cálcio e magnésio dissolvidos, o aumento dos teores relativos em sódio é uma das consequências.

De todos os poços completados na Formação Serra Geral, apenas um poço SA-146 (Pranchita - 0,84 mg/L), apresentou teor de ferro superior ao limitado pela Portaria nº 518 de 25/03/2004 do Ministério da Saúde (> 0,30 mg/L). A concentração do ânion fluoreto, foi superior a 1,50 mg/L (valor estipulado pela mesma portaria) em

dois poços SA-131(Marechal C. Rondon -1,56 mg/L) e SA-173 (Toledo - 2,00 mg/L). É interessante destacar que as elevadas concentrações de flúor e de sulfatos em águas subterrâneas podem torná-las inadequadas para o consumo humano, ainda que os poços seccionem apenas as rochas efusivas da Formação Serra Geral.

As águas foram classificadas segundo Custódio e Llamas (1983) como brandas/moles e pouco duras, não ocorrendo amostras duras. As temperaturas das águas dos poços variam de 18,00 °C a 27,20 °C, não podendo ser usada com parâmetro para identificação de zonas de conectividade hidráulica.

As análises de poços penetrantes no SAG na área permitiram constatar que a espessura dos derrames da Formação Serra Geral varia de 539,00 m no município de Foz do Iguaçu a 1358,00 m no município de Francisco Beltrão, enquanto a espessura dos sedimentos perfurados no SAG varia de 71,00 m no município de Foz do Iguaçu, a 125,00 m no município de Marechal Cândido Rondon.

Portanto trata-se de um aquífero com elevado grau de confinamento, onde ocorre o predomínio do sódio sobre o cálcio e o magnésio, e a concentração de bicarbonato é inferior a de sulfato e de cloreto. A tipologia química da água varia em função das condições de confinamento e do tempo relativo de residência da água no SAG. Foram encontrados três tipos químicos para a água da área de estudo: sulfatada sódica, sulfatada cloretada sódica e bicarbonatada sódica. O tratamento estatístico dos dados hidroquímicos indicou que os parâmetros sólidos totais dissolvidos, sódio, fluoreto, cloreto, sulfato e pH frequentemente ultrapassam os valores máximos permissíveis pela Portaria nº 518 de 25/03/2004 do Ministério da Saúde, logo, as águas captadas no SAG, pelo menos na área de estudo, apresentam algumas restrições para o consumo humano sem tratamento prévio. É de fundamental importância ressaltar que os poços analisados localizam-se em zonas compartimentadas por lineamentos geofísicos de direção NE-SW, sugerindo ascensão de água subterrânea do SAG para o SASG, por meio de falhas ou fraturas.

O estudo litogeoquímico revelou ausência de teores de Na₂O e K₂O nas composições químicas das rochas analisadas, mostrando correspondência aos basaltos da Formação Serra Geral, o que faz supor que as águas bicarbonatas sódicas, mistas e sulfatadas sódicas, detectadas no SASG, podem refletir prioritariamente zonas de conexão hidráulica com aquíferos subbasálticos,

principalmente o SAG, e, secundariamente, envolver elementos provenientes dos basaltos em equilíbrio com minerais secundários.

Finalmente, a Figura 107 procura sintetizar todas as informações obtidas neste estudo mostrando o arcabouço magnético-estrutural simplificado, as composições químicas das águas e as possíveis zonas de conectividade hidráulica dos SASG e SAG. Supõe-se que nestas zonas, localizadas entre importantes estruturas de direções NW-SE e NE-SW, existam águas que caracterizem um aquífero híbrido, com taxas variadas de mesclagem das águas.

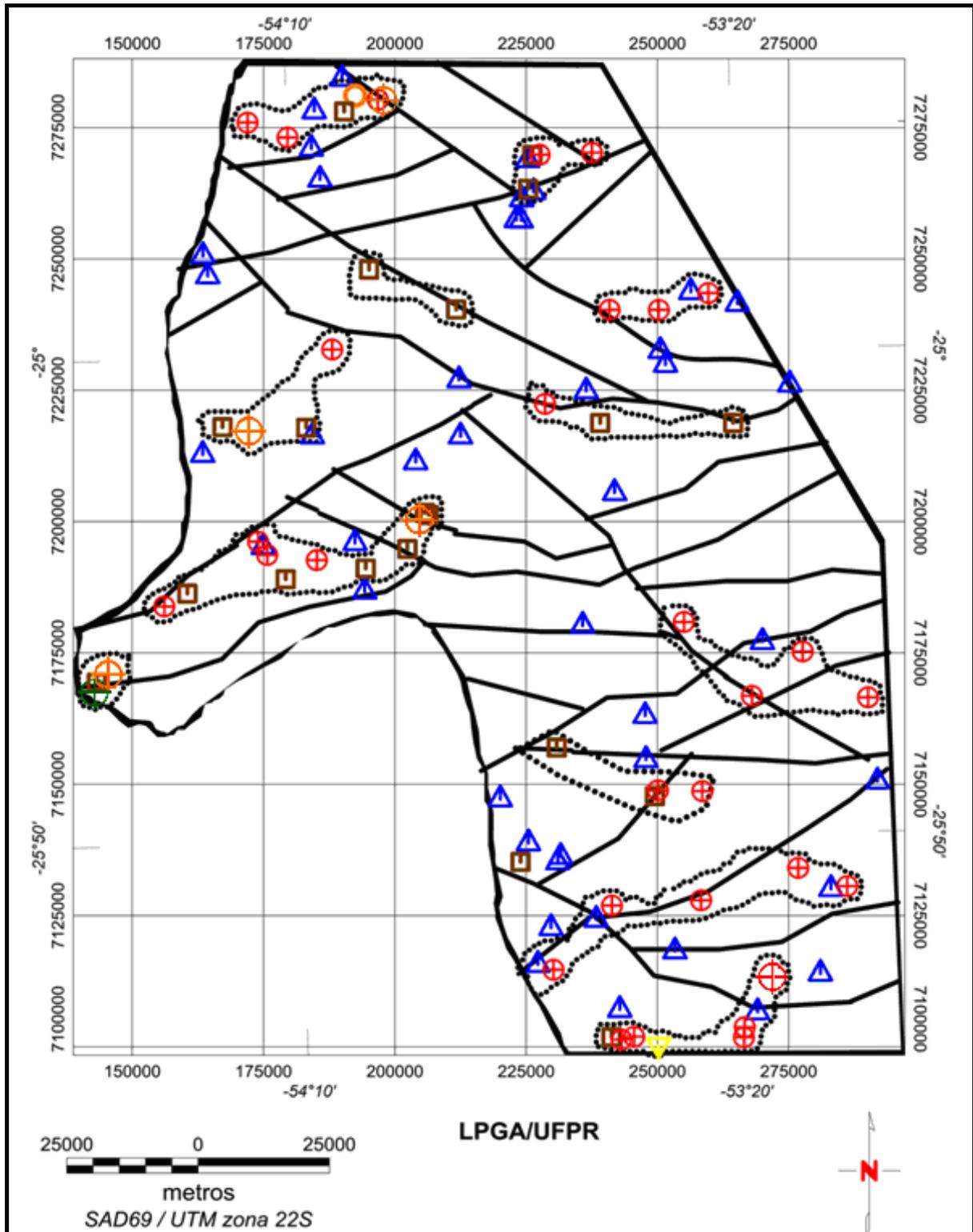


Figura 107 – Mapa de interpretação das zonas de conectividade hidráulica entre o SASG e o SAG. Águas do SASG: \triangle (bicarbonatadas cálcicas), ∇ (bicarbonatadas magnesianas), \square (bicarbonatadas mistas), \oplus (bicarbonatadas sódicas) e \circ (sulfatadas sódicas). Águas do SAG: \oplus (sulfatada cloretada sódica), \oplus (sulfatada sódica), \oplus (bicarbonatada sódica). Em preto lineamentos geofísicos e os contornos pontilhados sugerem possíveis zonas de conectividade hidráulica dos SASG e SAG.

13. CONCLUSÕES

A integração dos dados aeromagnéticos, geológicos, morfoestruturais da rede de drenagem e de sensores remotos, permitiram definir um arcabouço magnético-estrutural integrado, caracterizado principalmente por tendências nas direções NW-SE e NE-SW, E-W e N-S.

Foi possível perceber através da evolução deste trabalho que as imagens aeromagnetométricas permitiram a identificação de feições indicativas de falhas/fraturas, diques e lineamentos estruturais, corroborado pelas interpretações das imagens de sensores remotos. Estas feições rúpteis certamente condicionam o padrão de fluxo e a composição química das águas subterrâneas.

A integração do arcabouço magnético-estrutural e dos dados hidrogeológicos e hidroquímicos, oriundos tanto de poços completados na Formação Serra Geral (SASG), quanto das formações Pirambóia/Botucatu (SAG), ensejou avaliar o comportamento das águas subterrâneas no SASG e sugerir relações com o SAG sotoposto. A presente investigação procurou demonstrar que parâmetros físicos como a potenciometria, vazão, capacidade específica, potencial hidrogeniônico e sólidos totais dissolvidos, estão controlados pela trama estrutural proposta.

O tratamento estatístico dos dados hidroquímicos discriminou cinco grupos distintos para águas do SASG e três grupos para águas do SAG, os quais permitiram tecer considerações sobre sua origem e evolução. Os tipos químicos predominantes encontrados foram: bicarbonatadas cálcicas, bicarbonatadas sódicas, bicarbonatadas mistas, bicarbonatadas magnesianas e sulfatadas sódicas para o SASG e sulfatada sódica, sulfatada cloretada sódica e bicarbonatada sódica para o SAG. Em termos gerais as águas do SASG apresentaram uma pequena variação nos ânions se comparada com a dos cátions, este últimos sugestivos da diversidade hidroquímica. A variação nos conteúdos de cátions é marcada por uma tendência que evolui de composições bicarbonatadas cálcicas, típicas do SASG, para composições bicarbonatadas sódicas, sendo estas enriquecidas em STD e pH alcalino, provavelmente representando águas de conexão hidráulica com aquíferos subbasálticos.

Os resultados litogeoquímicos mostraram correspondência aos basaltos da Formação Serra Geral. A ausência de teores de N_2O e K_2O nestas rochas ensejou interpretar as águas bicarbonatadas sódicas, mistas e sulfatadas sódicas, detectadas no SASG, como reflexo de zonas de conectividade com o SAG, e, secundariamente, envolver elementos provenientes das solubilizações dos basaltos.

A análise conjunta das feições geofísicas mapeadas, da tectônica rúptil associada à falhas/fraturas, diques e lineamentos estruturais e da evolução química das águas na área de estudo, permitiu sugerir que SASG apresenta-se compartimentado e recarregado pelo SAG, visto que a composição hidroquímica das águas de vários poços que seccionam apenas os basaltos apresenta características físicas e químicas semelhantes ao SAG.

Por fim, a integração dos produtos de sensoriamento remoto e aeromagnetométricos demonstram que tais ferramentas são eficazes para os trabalhos de mapeamento regionais, pois possibilita uma melhor compreensão do arcabouço estrutural.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGARWAL B.N.P.; SHAW, R.W. Comment on: An analitic signal approach to the interpretation of total field magnetic anomalies by Shuang Qin. **Geophysical Prospecting** v.44, p.911-914, 1996

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. **Divisão Hidrográfica Nacional**. Disponível em: < <http://www.ana.gov.br/guarani/sistema/mapa.htm> Acesso em de setembro de 2008.

ALMEIDA F.F.M. Botucatu, A Triassic desert of South America **Déserts actuels et anciens** Congrès Géologique International Comptes rendus de la dix-neuvième session Alger, 1952, Section VII, Fascicule VII, Alger, 1953

ALMEIDA, F.F.M. **Fundamentos geológicos do relevo paulista**. Instituto Geográfico e Geológico, Boletim (41). p.161-263,1964.

ALMEIDA, F.F.M. **Grupo São Bento**. Boletim IGG, v. 42, p. 85-100, 1964.

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, H.; PONÇANO, W. L.; DANTAS, A. S. L.; CARNEIRO, C. D. R.; MELO, M. S.; BISTRICHI, C. A. Mapa geológico do estado de São Paulo (escala 1:500.000). São Paulo: IPT, 1981. 126 p. v.1 (Publicação, 1184).

ALMEIDA, F.F.M. Síntese sobre a tectônica da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, 198, São Paulo. **Atas do...** São Paulo: SBG, 1981. v. 1, p.1-20.

ALMEIDA, F.F.M. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozóico no Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 16, p.325-349, 1986.

ALONSO, M.T.A. Vegetação. In: IBGE. **Geografia do Brasil**: região sul. Rio de Janeiro, 1977. v. 5, p. 81-109.

ARAÚJO, L. M.; FRANÇA, A. B.; POTTER, P. E. **Aqüífero Gigante do Mercosul no Brasil, Argentina, Uruguai e Paraguai: mapas hidrogeológicos das Formações Botucatu, Pirambóia, Rosário do Sul, Buena Vista, Misiones e Taquarembó**. Curitiba: UFPR, 1995.

ARAÚJO, L. M.; FRANÇA, A. B.; POTTER, P. E., Hhydrogeology of the Mercosul aquifer system in the Paraná and Chaco-Paraná Basins, South America, and comparison with the Navajo-Nugget aquifer system, USA. **Hydrogeology Journal**, n. 7, p. 317-336, 1999.

ARIOLI, E.E. **Arquitetura faciológica da sequência vulcânica e o significado exploratório das anomalias geoquímicas de Elementos do Grupo da Platina (EGP) e metais associados no Sistema Magmático Serra Geral, Estado do Paraná, Brasil.** Curitiba, 2008. 195p. Tese (Doutorado em Geologia Exploratória) Departamento de Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.

ARTUR, P.C.; SOARES, P. C. Paleoestruturas e petróleo na Bacia do Paraná, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, V. 32, n.4, p. 433-448, 2002.

ASSINE, M. L.; SOARES, P. C.; MILANI, E. J. Sequências tectono-sedimentares mesopaleozóicas da bacia do paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 23, n. 23, p. 254-269, 1993.

ASSINE, M.L.; PIRANHA, J.M.; CARNEIRO, C.D.R. Os Paleodesertos Pirambóia e Botucatu. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.;BRITO-NEVES, B.B **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**, p.77-92,2004.

ASTOLFI, A. M.; PAULA, O. B.; GONZAGA, P. M. Integração aeromagnética da Bacia do Paraná. In: Congresso da Sociedade Brasileira de Geofísica, 2, Salvador.**Resumos Expandidos**. Salvador. p. 408-412 , 1991.

BARBERENA, M. C. **Bioestratigrafia preliminar da Formação Santa Maria.** Pesquisas, [S.l.], v. 7, p. 11-129, 1977.

BELLIENI, G.; BROTZU, P.; ERNESTO, M.; MELFI, A.J.; PACCA, I.G.; PICCIRILLO, E.M. Flood basalt to rhyolite suites in the southern Paraná plateau (Brazil): paleomagnetism, petrogenesis and geodynamic implications. **Journal of Petrology**, Oxford, v. 25, p. 579-618, 1984a.

BELLIENI , G.; BROTZU , P.; ERNESTO , M.; MELFI , A.J.; PACCA , I.G.; PICCIRILO , E.M. Flood basalt to rhyolite suites in the southern Paraná plateau (Brazil): paleomagnetism, petrogenesis and geodynamic implications. **Journal of Petrology**, Oxford, v. 25, p. 579-618, 1984b.

BELLIENI G.; COMIN-CHIARAMONTI P.; MARQUES L.S.; MELFI A.J.; NARDY A.J.R.; Papatrechas C.; Piccirillo E.M.; Roisemberg A. Stolfa D.Petrogenetic Aspects of Acid and Basaltic Lavas from the Paraná Plateau (Brazil): Geological, Mineralogical and Petrochemical Relationships. **Journ. of Petrol.**, V.27, p. 915-944, 1986.

BETTÚ, D. F. **Conectividade e Compartimentação dos Sistemas Aquíferos Caiuá e Serra Geral no Nordeste do Estado do Paraná.** Curitiba, 2004. 76 p. Dissertação (Mestrado em Geologia Exploratória). Departamento de Geologia. Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.

BETTÚ, D. F.; FERREIRA, F. J. F. Predição da potenciometria do aquífero Caiuá na região de Umuarama-PR: comparação entre krigagens ordinária e com tendência do relevo. **Águas Subterrâneas** (São Paulo), Curitiba - PR, v. 19, n. 2, p. 1-30, 2005.

BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R. Early Mesozoic Wind patterns as suggested by dune bedding in the Botucatu Sandstone of Brasil and Uruguay. *Geological Society of America Bulletin*, v. 72, p.1089-1106, 1961.

BIGARELLA J.J., SUGUIO K., BECKER R.D. 1979. **Ambiente fluvial: ambientes de sedimentação, sua interpretação e importância.** Editora Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 183pp, 1979.

BITTENCOURT, A.V. L. **Sólidos transportados na Bacia Hidrográfica do Rio Ivaí: Aplicação de balanços hidrogeoquímicos na conservação da redução de processos da dinâmica externa.** Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, 1978.

BITTENCOURT, A.V.L.; LISBOA, A. M. Contribuição ao estudo dos controles geoquímicos dos elementos dissolvidos em águas termais da Bacia do Paraná. Simpósio Regional de Geologia. **Boletim Resumos.** São Paulo, 1983.

BITTENCOURT, A.V.L. **Caracterização geoquímica de águas termais na Bacia do Paraná** (Projeto 40.4779/83 - Relatório Técnico), Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná – SURHEMA, 14f. e anexos, 1985 (inédito).

BITTENCOURT, A. V. L. Sobre o controle do quimismo de águas termais da Bacia do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, n.44, p.117-129, 1996.

BITTENCOURT, A.V.L.; ROSA FILHO, E. F.; HINDI, E. C.; BUCHMANN FILHO, A. C. A influência dos basaltos e de misturas com águas de aquíferos sotopostos nas águas subterrâneas do Sistema Aquífero Serra Geral na bacia do rio Piquiri, Paraná – BR. **Revista de Águas Subterrâneas**, São Paulo, n. 17, p. 67-76, 2003.

BLAKELY, R.J. **Potencial theory in gravity and magnetic applications:** 1995.Cambridge University Press.

BORGHETTI, N.R.B.; BORGUETTI, J.R.; ROSA FILHO, E.F. **Aquífero Guarani: A verdadeira integração dos países do Mercosul.** Curitiba: Fundação Roberto Marinho, 2004. 214p.

BRIGGS, I.C. Machine contouring using minimum curvature. **Geophysics**, v.39, p. 39- 48, 1974.

BRASIL. Ministério da Saúde. Portaria nº 518, de 25 de março de 2004. Estabelece os procedimentos e responsabilidades relativos ao controle e vigilância da qualidade da água para consumo humano e seu padrão de potabilidade, e dá outras providências. **Diário Oficial da União**, Brasília, v. 141, n. 59, p.266, 26 mar. 2004. Seção 1.

BRIGHETTI, J.M.P.; CHANG, M.R.C. **Feições características de depósitos interdunas eólicas em Sedimentos da Formação Pirambóia na região de Rio Claro (SP)**. IN: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA ,37, 1992, SÃO PAULO – Boletim de resumos expandidos. São Paulo : SBG.p.510 – 511, 1992.

BUCHMANN FILHO, A.C. **Características das águas subterrâneas do SistemaAqüífero Serra Geral no Estado do Paraná**. Curitiba, 2002, 120p. Dissertação (Mestrado em Geologia Ambiental) Departamento de Geologia, UFPR.

CAETANO-CHANG, M.R.; WU, F.T. Afloramento – Modelo da formação Pirambóia. **Geociências**, v.13, n.2, p. 371- 385,1994.

CALCAGNO, A. Proyecto de protección ambiental y manejo sostenible integrado del sistema Acuífero Guaraní: actividad 03. In: GREGORASCHUK, J. S. **Estúdio del uso actual y potencial del Acuífero Guaraní**. Montevideo: [s.n.], 21 p, 2001.

CELLIGOI, A.; DUARTE, U. **Aspectos hidrogeoquímicos da Formação Serra Geral em Londrina-PR**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 8º, Recife. Anais. ABAS, p.425-433, 1994.

CHANG, H.K.; KOWSMANN, R.O. **Significado dos diques do Arco de Ponta Grossa na abertura diferencial do Atlântico Sul**. In: UNESP/SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 3º, Rio Claro. Boletim de Resumos, p.77-78,1991.

CHANG, H.K. Projeto de **Proteção Ambiental e Gerenciamento Sustentável Integrado do Aqüífero Guaraní** – Atividade 3: Uso atual e potencial do Aqüífero Guaraní – Parte B. (Relatório Final), GEF – Banco Mundial – OEA, 2001

CHRISTOFOLETTI A. **Geomorfologia fluvial**. Edgar Blücher. São Paulo, 313p.1981.

CORDELL L., GRAUCH V.J.S. Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico. In: Hinze W.J. (Ed.), **The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly Maps**. Society of Exploration Geophysicists, p. 181-197, 1985.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – CPRM. Hidrogeologia conceitos e aplicações. Serviço Geológico do Brasil. 2º ed., 2000b.

CUSTÓDIO,E.; LLAMAS, M.R. **Hidrologia Subterrânea**. Barcelona: Ediciones Omega, p.1007-1061 1983.

DAEE- DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA. **Estudo de águas subterrâneas**, Regiões Administrativas 7, 8, e 9 (Bauru, São José do Rio Preto, Araçatuba). São Paulo, v.2 (texto), 1976.

DAEE. **Mapa de Águas Subterrâneas do Estado de São Paulo**. Nota Explicativa. Governo do Estado de São Paulo, 2005

DEBEGLIA, N. & CORPEL, J. Automatic 3-D interpretation of potential field data using analytic signal derivatives. **Geophysics** v.62, p.87-96,1997.

DEBEGLIA, N., MARTELET, G., PERRIN, J., TRUFFERT, C., LEDRU, P., TOURLIERE, B. Semi-automated structural analysis of high resolution magnetic and gamma ray spectrometry airborne surveys. **Journal of Applied Geophysics**, v.58, p.13-28, 2006.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - **EMBRAPA**. Centro Nacional de Pesquisas de Solos. Rio de Janeiro. Sistema Brasileiro de classificação de solos. Brasília, Serviço de Produção de Informação, 412p.1999.

ENCAL S.A. – Consultoria e Aerolevantamentos, "**Projeto Aeromagnetométrico Borda Oeste da Bacia do Paraná-Bloco Leste**", Relatório Final de Aquisição e Processamento de Dados, 3 vol., texto e anexos, Consórcio ENCAL/LASA/PROSPEC, Petróleo Brasileiro S.A. - PETROBRAS, DEPEX, Rio de Janeiro, 1990 (arquivado no SEDOC/PETROBRAS/Rio de Janeiro sob o registro 103-07746).

ERNESTO , M.; PACCA , I.G. Palaeomagnetism of the Paraná basin flood volcanics, southern Brazil. In: PICCIRILLO, E.M.; MELFI, A.J. (Ed.). **The Mesozoic flood volcanism of the Parana Basin: petrogenetic and geophysical aspects**. São Paulo: IAG/USP, p. 229-255, 1988.

ESPINDOLA, C.R.; BONI, N.R.; GARCIA, G.J. **Componentes de basaltos alterados sob diferentes condições locais da região de Barra Bonita-Jaú (SP). Geociências**, Universidade Estadual Paulista. São Paulo, v.1, p.25-36, 1994.

EVJEN, H.M. The place of vertical gradient in gravitational interpretations. **Geophysics**, v.1, p.127-136, 1936.

FEDI, M.; FLORIO, G. Detection of potential fields source boundaries by enhanced horizontal derivative method. **Geophysical Prospecting**, V.49, p.40-58, 2001.

FEITOSA, F.A.C.; MANOEL FILHO, J. **Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações**. Fortaleza: CPRM, LABHID – UFPE, 412 p, 1997.

FENZL, N. **Introdução a hidrogeoquímica**. 1ª ed. Pará: Universidade Federal do Pará, 1986.

FERNANDES, L.A. **A cobertura Cretácea suprabasáltica no Paraná e Pontal do Paranapanema: Os Grupos Bauru e Caiuá**. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paul, 1992.

FERNANDES, A.J.; MALDANER, C.; WAHNFRIED, I.; FERREIRA, L.M.R.; PRESSINOTTI, M.M.N.; VARNIER, C.; IRITANI, M.A.; HIRATA, R. Modelo Conceitual preliminar de circulação da água subterrânea no aquífero Serra Geral, Ribeirão Preto, SP. In: XIV CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS. Curitiba, 2006. **Resumos expandidos**. Curitiba: ABAS, 2007.

FERREIRA, F. J. F.; MORAES, R. A. V.; FERRARI, M. P.; VIANNA, R. B. Contribuição ao estudo do alinhamento estrutural de Guapiara. In: **Simpósio Regional de Geologia**, 3., Curitiba, 1981. Atas. Curitiba,, SBG, Núcleo São Paulo, v.1, p. 226-240, 1981.

FERREIRA, F. J. F. Alinhamentos Estruturais – Magnéticos da Região Centro-Oriental da Bacia do Paraná e seu Significado Tectônico. In: **Geologia da Bacia do Paraná – Reavaliação da Potencialidade e Prospectividade em Hidrocarbonetos**. Consórcio CESP-IPT, p.144-166, 1982a.

FERREIRA, F. J. F. **Integração de Dados Aeromagnéticos e Geológicos: Configuração e Evolução Tectônica do Arco de Ponta Grossa**. São Paulo, 1982b. Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo Instituto de Geociências, USP, 174p.

FERREIRA, F. J. F., CAMPANHA, G.A.C., MONNA, R., HENDRIK, H.E. An estimate of the degree of crustal extension and thinning associated with the Guapiara Lineament based on aeromagnetic and gravimetric modeling. In: WORKSHOP MAFIC DYKES OF BRAZIL, **Boletim Especial** (Trabalhos Apresentados), São Paulo, IUGS/UNESCO p.60-70, PIGC-257, 1989,

FERREIRA, F. J. F & PORTELA FILHO, C. V. **Mapa magnético do estado do Paraná (parcial). Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada (LPGA)**, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná – UFPR, 2000.

FERREIRA, F. J. F.; PORTELA FILHO, C. V.; ROSA FILHO, E. F.; ROSTIROLLA, S. P. Connection of the Serra Geral and Guarani Aquifer Systems across Ponta Grossa Arch (Paraná Basin, Brazil). In: XXXIII International Congress of the International Association of Hydrogeologists (IAH) and 7^o International Congress of the Latin-American Association of Underground Hydrology for Development (**ALHSUD**). Zacatecas, México (CD ROM), 2004.

FERREIRA, F. J. F. Inclinação do sinal analítico do gradiente horizontal total: Novo método de realce de anomalia de campo potencial. Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada (LPGA/UFPR), 23p. (apostila), 2005.

FERREIRA, F. J. F.; PORTELA FILHO, C. V.; ROSA FILHO, E. F.; ROSTIROLLA, S. P. Conectividade e compartimentação dos sistemas aquíferos Serra Geral e Guarani na região central do Arco de Ponta Grossa (Bacia do Paraná, Brasil). **Revista Latino- Americana de Hidrogeologia**, v.5 p.61-74, 2005.

FERREIRA F.J.F & BONGIOLO, A.B.S. Inclinação do sinal analítico do gradiente horizontal e sua comparação com outros métodos de realce de anomalias de campos potenciais. Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada, LPGA/UFPR, Curitiba-PR (apostila), 2009.

FRAGA, C.G. **Introdução ao zoneamento do Sistema Aquífero Serra Geral no Estado do Paraná**. São Paulo, 1986. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo 125p.

FRAGA, C.G. **Origem de fluoreto em águas subterrâneas dos sistemas aquíferos Botucatu e Serra Geral na Bacia do Paraná.** São Paulo, 1992. Tese (Doutorado em Hidrogeologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo 177 p.

FREITAS, R. C. **Análise Estrutural Multitemática do Sistema Petrolífero Irati-Rio Bonito, Bacia do Paraná.** Curitiba, 2005. 116 p. Dissertação (Mestrado em Geologia Exploratória). Departamento de Geologia. Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.

FÚLFARO, V. J.; SUGUIO, K. Campos de Diques de Diabasios da Bacia do Parana. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, v. 16, n. 2, p. 23-73, 1967.

FÚLFARO, V.J.; SAAD, A.R.; SANTOS, M.V.; VIANNA, R.B. Compartimentação e Evolução Tectônica da Bacia do Paraná. In: **Geologia da Bacia do Paraná: Reavaliação da Potencialidade e Prospectividade em Hidrocarbonetos.** São Paulo: IPT, p. 75-115, 1982.

GALLAGHER, K.; HAWKESWORTH, C.J. Mantle plumes, continental magmatism and asymmetry in the South Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 123, p. 105-117, 1994.

GALLO, G.; SINELLI, O. Estudo hidroquímico e isotópico das águas subterrâneas na região de Ribeirão Preto. **Revista Brasileira de Geociências**, n.10, p. 129 – 140.1980.

GEOSOFT. Griddepth: 3-D Euler deconvolution of potential data field. **Geosoft Technical Note**, 29p, 1994.

GEOSOFT. Magmap – 2-D Frequency Domain Processing. **Geosoft Technical Note**, 34 p., 2001.

GEOSOFT. Microlevelling using bi-directional gridding. **Geosoft Technical Note**, 2 p., 2003.

GONÇALVES, A. ; SCHENEIDER, R.L. **Geologia do centro leste de Mato Grosso.** Ponta Grossa : PETROBRAS – DESUL 1970. 43p. (relatório técnico interno, 394)

GONZAGA DE CAMPOS, L.F. Secção geológica. In: São Paulo, Comissão Geographica e Geológica. **Relatório...** São Paulo: p. 21-34, 1889.

GORDON Jr., M. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. **Notas Preliminares e Estudos**, DNPM/DGM, Rio de Janeiro nº 38, p.1-20, 1947.

GUNN, J.P. Linear transformations of gravity and magnetic fields. **Geophys Prospect**, V.23, p. 300-312, 1975.

GUNN, P J. Quantitative methods for interpreting aeromagnetic data: a subjective review. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, V.17,: p.105-113, 1997.

HANEY, M.; JOHNSTON, C.; LI, Y.; NABIGHIAN, M. Envelopes of 2D and 3D magnetic data and their relationship to the analytical signal. *In: 73rd Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts*, p.592-595, 2003.

HAMZA, V.M.; ESTON, S.M.; ARAÚJO, R.L.C. Geothermal energy prospects in Brazil: A preliminary analysis. *Pure and Applied Geophysics*, v.117, p.180-196, 1978.

HAWKESWORTH, C.J.; GALLAGHER, K.; KELLEY, S.; MANTOVANI, M.; PEATE, D.W.; REGELOUS, M.; ROGERS, N.W. Paraná magmatism and the opening of the South Atlantic. *In: STOREY, B.C.; ALABASTER, T.; PANKHURST, R.J. (eds.) Magmatism and the causes of continental break-up. Geological Society Special Publication*, v. 68, p. 221-240, 1992.

HAWKESWORTH, C.; GALLAGHER, L.A.; KIRSTEN, M. S. M.; MANTOVANI, D.W.; PEATE, O.; TURNER, S.P. Tectonic controls on magmatism associated with continental break-up: an example from the Paraná-Etendeka province. *Earth and Planetary Science Letters*, Amsterdam, v.179, n. 2, p. 335-349, Jun. 2000.

HEINEN, CLARISSA; BRINCKMANN, WANDERLEIA, ELIZABETH; BRINCKMANN, CARLOS ANDRÉ. **Aqüífero Guarani**. Boletim informativo, v.4, n.2 fev.2001. Santa Cruz do Sul: Núcleo de Pesquisa e extensão em gerenciamento de recursos hídricos da Universidade de Santa Cruz do Sul – UNISC.

HEM, J.D. Study and interpretation of the chemical characteristics of natural waters. *Geological Survey Water - Supply Paper*. N.2254, p. 1-263, 1985.

HINDI, E.C. **Hidroquímica e hidrotermalismo do Sistema Aqüífero Guarani no Estado do Paraná**. 2007. 156p. Tese (Doutorado em Geologia Ambiental) Departamento de Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.

HSU, S.K., COPPENS, D., SHYU, C.T. Depth to magnetic source using the generalized analytical signal. *Geophysics*, v.63, p.1947-1957, 1998.

HSU, S.K.; SIBUET, J.C.; SHYU, C.T. High-resolution detection of geological boundaries from potential-field anomalies: An enhanced analytical signal technique. *Geophysics*, v.61, p. 373-386, 1996.

INSTITUTO DE PESQUISA AGROPECUÁRIA DO PARANÁ – IAPAR. **Cartas de climáticas do Estado do Paraná**. Disponível em <http://www.iapar.br> acessado em abril de 2008

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – IBGE. 2007. Disponível em <http://www.ibge.com.br> Acesso em junho de 2008.

INSTITUTO DE TERRAS, CARTOGRAFIA E GEOCIÊNCIAS – ITCG. Cartas topográficas em meio digital e formato vetorial, escala 1:250.000, Disponível em <<http://www.itcg.com.br>> acessado em fevereiro de 2008.

JERRAM, D.A.; STOLLHOFEN, H. Lava-sediment interaction in the desert setting; are all peperite like textures the result of magma-water interaction? *Journal of volcanology and geothermal research*, Amsterdam, v. 114, n. 1-2, p. 231-249, May 2002.

JERRAM , D.A.; WIDDOWSON , M. The anatomy of continental flood basalt provinces: geological constraints on the processes and products of flood volcanism. *Lithos*, Amsterdam, v. 79, n. 3-4, p. 385-405, 2005

KITTL, S. T. *Contributions to the knowledge on the stratigraphy and hydrochemistry of the Giant Guarani Aquifer System, South America*; Tubingem 2000. Master thesis (Dip. Geologie) as part of the Internacional Master course "Tropical Hydrogeology" at the Eberhard – Karls - Universitat Zu Tubingen.

KRAUSKOPF, K.B., 1972. **Introdução à geoquímica**. Vol. 1 São Paulo. São Paulo: Polígono, 1972

LANDIN, P.M.B ;SOARES, P.C ;GAMA Junior, E.G. **Estratigrafia do nordeste da Bacia do Paraná, Rio Claro**. DGG/IGCE/UNESP, 77p. 1980.

LASA - Engenharia e Prospecções S.A. - "**Projeto Aeromagnetométrico Borda Oeste da Bacia do Paraná-Bloco Oeste**", Relatório Final de Aquisição e Processamento de Dados, 2 vol. Em 3 vol., texto e anexos, Consórcio ENCAL/LASA/PROSPEC, Petróleo Brasileiro S.A. - PETROBRAS, DEPEX, Rio de Janeiro, 1990 (arquivado no SEDOC/PETROBRAS/Rio de Janeiro sob o registro 103-07745).

LAVINA, E.L.; FACCINI, U.F. Formações Pirambóia e Sanga do Cabral: **Um episódio de desertificação da Bacia do Paraná ao final do Permiano?** Simpósio sobre a Cronoestratigrafia da bacia do Paraná, 1º, Rio Claro, Resumos, p.94-95, 1993.

LEAL, A.S. **As águas subterrâneas no Brasil. Ocorrências, disponibilidades e usos**. O Estado das Águas no Brasil. Brasília: ANEEL, 1999. CD-ROM. (Série Estudos e Informações Hidrológicas e Energéticas. ÁGUA).

LEINZ, V. **Contribuição à geologia dos derrames basálticos do sul do Brasil**. **Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras. Geologia**, São Paulo, n.5, p.1- 103, 1949.

LEGRAND, H. **Evaluation techniques of fractured – rock hidrology**. *Journal of Hydrology*, n 43. p 333-346, 1979.

LICHT, O.A.B., 2001. **A Geoquímica Multielementar na gestão ambiental**- Identificação e caracterização de províncias geoquímicas naturais, alterações antrópicas da paisagem, áreas favoráveis à prospecção mineral e regiões de risco para a saúde no Estado do Paraná, Brasil. (Tese: Doutorado em Geologia Ambiental) Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Departamento de Geologia, Curitiba, 2001, 209 páginas e anexos.

LI, X. **Understanding 3D analytic signal amplitude. Geophysics**, V.71, p.13-16, 2006.

LOGAN, J. Interpretação de análises químicas da água. **U.S. Agency for International Development**, Recife, 1965, 67p.

LUCHETTI, A.C.F.; MACHADO, F.B.; NARDY, A.J.R.; SQUIZATO, E.; OLIVEIRA, M.A.F. de. Litogeoestratigrafia e litogeoquímica das rochas vulcânicas ácidas associadas ao vulcanismo Serra Geral. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 3, 2005, Cabo Frio, RJ. **Anais...** Cabo Frio, RJ: Sociedade Brasileira de Geologia, v.1. p., 277-282, 2005.

MAACK, R. **Geografia física do Estado do Paraná**. Publicação da Universidade Federal do Paraná, 350p.- Curitiba, 1968.

MACLEOD, I.N.; JONES, K.; DAI, T.F. 3-D Analytical Signal in the interpretation of total magnetic field data at low magnetic latitudes. **Exploration Geophysics**, v.24, p. 679-687, 1993

MANTOVANI, M.S.M.; CORDANI, U.G.; ROISENBERG, A. Geoquímica isotópica em vulcânicas ácidas da Bacia do Paraná e implicações genéticas associadas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 15, n. 1, p. 61-65, 1985a.

MANTOVANI, M.S.M.; MARQUES, L.S.; SOUSA, M.A.; CIVETTA, L.; ATALLA, L.T.; INNOCENTI, F. Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Paraná continental flood basalts of Santa Catarina State (Southern Brazil). **Journal of petrology**, v. 26, n. 1, p. 187-209, 1985b.

MANTOVANI, M.S.M.; PEATE, D.W.; HAWKESWORTH, C.J. Geochemical stratigraphy of the Paraná continental flood basalts: a contribution from borehole samples. In: PICCIRILLO E. M.; MELFI, A. J. (Ed.). **Mesozoic flood volcanism from the Paraná Basin (Brazil):** petrogenetic and geophysical aspects. São Paulo: IAG/USP, p.15-24, 1988.

MANTOVANI, M.S.M.; STEWART, K.; TURNER, S.; HAWKESWORTH, C.J. Duration of Parana magmatism and implications for the evolution and source regions of continental flood basalts. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Brasil, v. 67, n. 2, p. 163-169, 1995.

MANTOVANI, M.S.M.; FREITAS, S.R.C.; SHUKOWSKY, W. Tidal gravity anomalies as a tool to measure rheological properties of the continental lithosphere: application to the South America Plate. **Journal of south america earth sciences**, Amsterdam, n. 1, v.14, p. 1-14, Apr. 2001.

MARQUES, A.; ZANOTTO, O.A.; FRANÇA, A.B.; ASTOLFI, M.A.; PAULA, O.B. **Compartimentação Tectônica da Bacia do Paraná**. Curitiba: PETROBRAS/NEXPAR, 87p. 1993 (relatório interno).

MARQUES, A.; ZANOTTO, O.A.; PAULA, O.B. de; ASTOLFI, M.A.; FRANÇA, A.B.; BARBOSA, E.A. **Arcabouço tectônico da bacia do Paraná**. In: Simpósio Sul Brasileiro de Geologia, 5.º, Curitiba, PR. Boletim de resumo expandido e programa. Curitiba, PR. Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleos PR/SC/RS. p.101-102, 1993.

MELFI, A.J. **Potassium – Argon ages for core samples of basaltic rocks from southern Brazil**, **Geoch. et Cosmoch**, Acta, p. 1079-1089, 1967.

MELFI, A.J.; PICCIRILLO, E.M.; NARDY, A.J.R. Geological and magmatic aspects of the Parana basin: an introduction. In: PICCIRILLO E. M.; MELFI, A. J. (Ed.). **The Mesozoic flood volcanism of the Parana basin (brazil): petrogenetic and geophysical aspects**. São Paulo: IAG/USP, p.1-14, 1988.

MELO, J. H. G. A paleontologia do Siluriano da Bacia do Paraná: estado-da-arte. In: I SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 1., 1993, Rio Claro. **Resumos**. Rio Claro: UNESP, 1993. p. 6-7.

MENG, S.X.; MAYNARD, J.B. Use of statistical analysis to formulate conceptual models of geochemical behavior: water chemical data from the Botucatu aquifer in São Paulo state, Brazil. **Journal of Hydrology**, v. 250, p. 78-97, 2001.

MEZZALIRA S., Azevedo A.A.B., Tominaga L.K., Pressinotti M.M.N., Massoli M. orgs. **Léxico estratigráfico do Estado de São Paulo**. São Paulo, Instituto Geológico. 161p. (Boletim 5), 1981.

MILANI, E.J.; FRANÇA, A.B.; SCHNEIDER, R.L. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 8, n. 1, p. 69-82. 1994.

MILANI, E. J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica Fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental**. Porto Alegre, 1997, 254 p. (Tese: Doutorado em Ciências) instituto de geociências, UFRGS.

MILANI, E.J.; RAMOS, V.A. Orogenias Paleozóicas no domínio Sul-Occidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v.28, n. 4, p.473-484, dez. 1998.

MILANI, E. J. *et al.* Sequence and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. **Boletim do Instituto de Geociências-USP-IG**, São Paulo. n. 29, p.125-173, 1998. (Série Científica).

MILANI, E. J. Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana sul-ocidental e a evolução geológica da Bacia do Paraná. In: HOLZ, M.; DE ROS, L. F. (Eds.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: CIGO/UFRGS, 2000. p. 275-302.

MILANI, E. J. Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: V. MANTESSO NETO; A. BARTORELLI; C. D. R. CARNEIRO; B. B. B. NEVES (Organizadores.), **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. Editora Beca, São Paulo, p. 265-279, 2004.

MILLER, H.G.; SINGH, V. Potential field tilt – a new concept for location of potential field sources. **Journal of Applied Geophysics**, V.32, p. 213-217, 1994b.

MILLIGAN, P.R. & GUNN, P.J. Enhancement and presentation of airborne geophysical data. **AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics**, v.17, p. 63-75, 1997.

MILNER S.C., DUNCAN A.R., WHITTINGHAM A.M., EWAR, A. Trans-Atlantic correlation of eruptive sequences and individual silic volcanic units within Paraná-Etendeka Igneous Province. **Journ. Volcan. Geot. Res.**, V.69, p.137- 157, 1995.

MINEROPAR- Minerais do Paraná S.A. **Mapa Geológico do Estado do Paraná**. Escala 1:1.000.000 Curitiba: Mineropar-DNPM-DGM, 2006.

MINEROPAR- Minerais do Paraná S.A. **Carta geológica**: Folha SG-21-X-B (Guaira), Folha SG-22-V-A (Cascavel), Folha SG 1-X-D (Foz do Iguçu), Folha SG-22Y-A (Pato Branco) e Folha SG-22-V-C (Guaraniaçu). Escala 1: 250.000 Curitiba: Mineropar-DNPM-DGM, 2005.

MINEROPAR- Minerais do Paraná S.A. **Atlas Geomorfológico do Estado do Paraná**. Escala 1:500.000. Curitiba: Mineropar-DNPM-DGM, 2006.

MINTY, B.R.S. Enhancement and presentation of airborne geophysical data. **AGSO Journal**, V. 17, p. 63-75, 1991.

MOREIRA, A.A.N.; LIMA, G.R. Relevo. In: IBGE. **Geografia do Brasil: região Sul**. Rio de Janeiro, n. 5, p.1- 34, 1977.

MÜHLMANN, H.; SCHNEIDER, R. L.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A. A. **Revisão Estratigráfica da Bacia do Paraná**. Ponta Grossa PETROBRÁS/DESUL , 186 p. (Relatório DESUL, 444). 1974.

NABIGHIAN, M.N. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. **Geophysics**, n.37, p. 507-517, 1972.

NABIGHIAN, M.N. Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. **Geophysics**, n.39, p.85-92, 1974.

NABIGHIAN, M.N. Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: fundamental relations. **Geophysics**, n.49, p.780-786, 1984.

NARDY, A. J. R.; MACHADO, F. B.; OLIVEIRA, M. A.F. **Litoestratigrafia da Formação Serra Geral**. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE , 7., 2001, Rio de Janeiro. Boletim de Resumos. Rio de Janeiro, SBG , 2001. p. 77. SILVA , A.B. Sistemas de Informações Geo-referenciadas: conceitos e fundamentos. Campinas, UNICAMP, 1999.

NARDY A.J.R.; OLIVEIRA M.A.F.; BETANCOURT R.H.S.; VERDUGOS D.R.; MACHADO F.B. Geologia e Estratigrafia da Formação Serra Geral. *Geociências*, V.21, p.15-32, 2002.

O'CONNOR, J.M.; DUNCAN, R.A. Evolution of the Walvis Ridge – Rio Grande Rise hotspot system: implications for African and South American plate motions over plumes. *Journal of Geophysical Research*, v. 95, p. 17474-17502, 1990.

O'LEARY D.W.; FRIEDMAN D.D.; POHN H.A. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. *Bulletin of the Geological Society of America*, V.87, p.1463-1469, 1976.

PACHECO J. Relatório elucidativo do esboço geológico da região compreendida entre o meridiano 4.º, rio Itararé e os paralelos 23º34' e 24º 38'. In: Comissão Geográfica e Geológica do Estado de São Paulo, Exploração da região compreendida pelas folhas topográficas Sorocaba... p. 9-12 São Paulo, 1927.

PEATE, D.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M. chemical Stratigraphy of the Parana Lavas (South America): Classification of Magma Types and their Spatial Distribution. *Bulletin of Volcanology*, v. 55, p. 119-139, 1992.

PETRI, S.; FÚLFARO, V.J., 1983. **Geologia do Brasil Fanerozóico**. T.A. Queiroz, Editor Ltda. Editora da Universidade de São.

PETRINI, R.; CIVETTA, L.; PICCIRILLO, E.M.; BELLINI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.J. Mantle heterogeneity and crustal contamination in the genesis of low-Ti continental flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): Sr-Nd isotopes and geochemical evidence. *Journal of petrology*, Oxford, v. 28, n. 4, p.701-726, 1987.

PETROBRAS. **Projeto Aerogeofísico Bordo Oeste da Bacia do Paraná** : bloco Leste /Sul. [S.l.], 1989.

PICCIRILLO, E.M.; L. CIVETTA; R. PETRINI; A. LONGINELLI; G. BELLINI; P. COMIN-CHIARAMONTI; L.S. MARQUES; A.J. MELFI. Regional variations within the Paraná flood basalts (southern Brazil): evidence for subcontinental mantle heterogeneity and crustal contamination, subcontinental mantle heterogeneity and crustal contamination, **chemical geology** 75, 103-122, 1989.

PICCIRILLO, E. M.; MELFI, A. J. ***The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin: Petrogenic and Geophysical Aspects***, São Paulo: IAG – USP. 600 p. 1988.

PINTO, H.S.; ALFONSI, R.R. **Estimativas das temperaturas médias e mínimas mensais do Estado do Paraná, em função de altitude e latitude**. Caderno de Ciências da Terra, (52), p.1-8, 1974.

PIPER, A.M A graphic procedure in geochemical interpretation of water-analyses. **Transactions of the American Geophysical Union-1944**. Washington (DC), Part VI, p. 914-958, May/1944.

PITTAS, I. **Digital image processing algorithms and applications**. John Wiley & Sons, 2000.

POMPEAU, G.; SOLIANI JR., E.; KAWASHITA, K.; BAITELLI, R.; BERBERT, M.; CESAR, M.F. Um perfil geocronológico (K/Ar – traços de fissão) leste-oeste no Escudo Sul-riograndense. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2. Florianópolis, 1985. **Anais...** Florianópolis, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 219-237, 1985.

PORTELA FILHO, C. V; FERREIRA, F.J.F.; ROSA FILHO, E. F.; BUCHMANN FILHO, A.C.; ROSTIROLLA, S.P. Estudo Preliminar da Conexão entre os aquíferos Serra Geral e Guarani com base em dados aeromagnetométricos e hidroquímicos. **Boletim Paranaense de Geociências**, 2002.

PORTELA FILHO, C. V. **Condicionamento Estrutural-Magnético do Sistema Aquífero Serra Geral na Região Central do Arco de Ponta Grossa (Bacia do Paraná) e sua Conectividade com o Sistema Aquífero Guarani**. Curitiba, 2003. 128 p. Dissertação (Mestrado em Geologia Exploratória) Departamento de Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.

PORTELA FILHO, C. V; FERREIRA, F.J.F.; ROSA FILHO, E. F.; ROSTIROLLA, S.P. **Compartimentação Estrutural-Magnética do Sistema Aquífero Serra Geral e sua Conectividade com o Sistema Aquífero Guarani na Região Central do Arco de Ponta Grossa (Bacia do Paraná)**. **Revista Brasileira de Geociências**. n. 35, p. 369-381, 2005.

PORTO, R; BRANCO, S. M.; LUCA, S. J. **Caracterização da qualidade as água** . In: PORTO, R. L. L. (Org.). São Paulo:EDUSP:ABRH. V.3 p. 27-66, 1991

QUINTAS, M.C.L. **O embasamento da Bacia do Paraná: reconstrução geofísica de seu arcabouço**. 1995. 213p. Tese (Doutorado em Geofísica)-Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

QIN, S. An analytical signal approach to the interpretation of total field magnetic anomalies. **Geophysical Prospecting**, V. 42, p. 665-675, 1994.

RABELO, J.L.; OLIVEIRA, J.N.; REZENDE, R.J.; WENDLAND, E. Aproveitamento de energia geotérmica do Sistema Aquífero Guarani – estudo de caso. XII Congresso Brasileiro de águas Subterrâneas, **Anais...**, CD-ROM, 2004.

REBOUÇAS, A.C. **Recursos hídricos subterrâneos da Bacia do Paraná: Análise de pré-viabilidade**, São Paulo, Tese de Livre Docência, apresentada ao Instituto de Geociências – USP, 1976.

REBOUÇAS, A.C.; FRAGA, C.G. **Hidrogeologia das rochas vulcânicas do Brasil**. Revista de Águas Subterrâneas, ABAS, Agosto (12), p.29-55, 1988.

REBOUÇAS, A.C.; BRAGA, B.; TUNDISI, J.G. Águas Doces no Brasil-capital ecológico, uso e conservação, 2ª edição, São Paulo. Escrituras Editora, 703p. 2002.

RENNE P.R.; ERNESTO M.; PACCA I.G.; COE R.S., GLEN J.M.; PREVÓT M.; PERRIN M. The Age of Paraná Flood Volcanism, Rifting of Gondwanaland, and the Jurassic- Cretaceous Boundary. **Science**, v. 258. p.975-979, 1992a.

RENNE P.R.; ERNESTO M.; PACCA I.G.; NARDY A.J.R.; COE R.S.; GLEN J.M.; PREVÓT M.; PERRIN M. Age and Duration of Paraná Flood Volcanism in Brazil. **EOS-AGU**, v. 27: p.531-532, 1992b.

RENNE, P.R. Geochronology of the Paraná-Etendeka igneous province. In: SOUTH-AMERICA SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 1997, Campos do Jordão. [Extended abstracts]. Campos do Jordão: [s.n.], p. 20-23, 1997

RICCOMINI, C. **O Rift Continental do Sudeste do Brasil**. Instituto de Geociências. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. 256p. São Paulo, 1989.

RICCOMINI, C. **Tectonismo gerador e deformador dos depósitos pós-gondvânicos da porção centro-oriental do Estado de São Paulo e áreas vizinhas**. 100p. Tese (Livre-Docência) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

ROCHA, G. **O grande manancial do Cone Sul**. Estudos avançados, USP, V. 30, p.191-212, 1997.

ROEST, W.R.; VERHOEF, V.; PILKINGTON, M. 1992. **Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal**. *Geophysics*, **57**: p.116-125, 1992.

ROSA FILHO, E.F.; SALAMAMUNI, R.; BITTENCOURT, A.V.L. **Contribuição aos estudos das águas subterrâneas nos basaltos do Estado do Paraná**. Boletim Paranaense de Geociências, n. 37, p.22-52, 1987.

ROSA FILHO, E.F.; HINDI, E.C.; GIUSTI, D. A.; NADAL, C.A. **Utilização das águas subterrâneas no abastecimento público das cidades paranaenses**. Boletim Paranaense de Geociências, n. 46, p. 13-24, 1998.

ROSA FILHO, E.F.; HINDI, E.C.; GIUSTI, D.A. ; MANTOVANI, L.E. Usos potenciais do hidrotermalismo do Sistema Aquífero Guarani. **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, v. 48, p. 63-69, 2000.

ROSA FILHO, E.F.; HINDI, E.C.; GIUSTI, D.A. ; NADAL, C.A. ; XAVIER, J.M. Distribuição do Geotermalismo na Bacia Sedimentar do Paraná. **Revista Latino-Americana de Hidrogeologia**, Curitiba, Brasil, v. 1, n. 1, p. 67-74, 2001.

ROSA FILHO, E. F.; HINDI, E. C.; ROSTIROLLA, S. P.; FERREIRA, F. J. F. ; BITTENCOURT, A. V. L. Sistema Aquífero Guarani – Considerações Preliminares sobre a influência do Arco de Ponta Grossa no fluxo das águas subterrâneas. **Revista de Águas Subterrâneas**, São Paulo, n. 17, p. 91-112, 2003.

ROSA FILHO, E.F.; HINDI, E.C; BITTENCOURT, A.V.L; ARAVENA R; Caracterização Hidroquímica do Aquífero Guarani na porção centro-norte do Estado do Paraná, Brasil. **Águas Subterrâneas**, Curitiba, v.19 n.1, p.87–94, 2005.

ROSA FILHO, E. F.; HINDI, E. C. Diagnóstico das águas subterrâneas no Estado do Paraná: Quantidade e Qualidade. 2006, **Relatório Técnico**.

ROSTIROLLA, S.P.; ASSINE, M.L.; FERNANDEZ, L.A.; ARTUR, P.C. Reativação de paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná – O exemplo do Alto Estrutural do Quatiguá. **Revista Brasileira de Geociências**, 30(4): 639-648, 2000.

ROSTIROLLA, S.P.; MANCINI, F.; RIGOTI, A. **Reativação de Megalineamentos na Evolução Fanerozóica da Placa Sul-Americana**. In: X SNET, Curitiba, Resumo expandido submetido e aceito, 2005.

RÜEGG, N.A. **Aspectos geoquímicos e petrográficos de rochas basálticas da Bacia do Paraná**. São Paulo, Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 1969.

RÜEGG, N.R. **Modelos de variações químicas na província basáltica do Brasil meridional: Características do teor, distribuição geográfica e diferenciação**, IG. USP, Universidade de São Paulo, 1975. Tese de Livre Docência.

SALEM, A.; RAVAT, D.; GAMEY, T.J.; USHIJIMA, K. **Analytic signal approach and its applicability in environmental magnetic investigations**. *Journal of Applied Geophysics*, 49: 231-244, 2002.

SARTORI, P.L.P.; MACIEL FO, C.L. **Petrologia da seqüência vulcânica da Formação Serra Geral no rebordo ocidental do planalto meridional (RS)**, Anais XIX Congresso Brasileiro de Geologia, v1, p.297, 1976.

SARTORI, P.L.P.; GOMES, C.B., 1980. **Composição químico-mineralógica das últimas manifestações vulcânicas na região de Santa Maria (RS)**. Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, 52 (1), p. 125-133.

SECRETARIA-GERAL, **Projeto para a Proteção Ambiental e Desenvolvimento Sustentável do Sistema Aquífero Guarani (PSAG)**. Disponível em < <http://www.sg-guarani.org> > acessado julho de 2009

SILVA, B. A. **Conectividade e Compartimentação Magnética – Estrutural dos Sistemas Aquíferos Serra Geral e Guarani na região central do Estado do Paraná**. Curitiba, 2007. 147 p. Dissertação (Mestrado em Geologia Ambiental). Departamento de Geologia. Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.

SILVA, J.B.C. 2-D Magnetic interpretation using the vertical integral. **Geophysics**, v. 61, p. 387-393, 1996.

SILVA, R.B.G. **Estudo hidroquímico e isotópico das águas subterrâneas do aquífero botucatu no Estado do São Paulo**. São Paulo, 1983. 133p Tese (Doutorado em Geologia Geral e de Aplicação) - Instituto de Geociências, USP.

SINELLI, O. Água subterrânea no município de Ribeirão Preto. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., 1971, Salvador. **Anais ...** Salvador: SBG, 1971. V.2, p. 19-34.

SINELLI, O.; SOUZA, A.; DAVINO, A.; SANCHES, J.L. As intrusivas básicas e suas implicações na prospeção das águas subterrâneas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS , 3., 1984, Fortaleza. **Anais...** Fortaleza: ABAS,1984. v.2, p. 441-449.

SOARES, P.C. Divisão estratigráfica do Mesozóico no Estado de São Paulo, **Revista Brasileira de Geociências** V. 5, p. 229-251, SBG-São Paulo, 1975.

SOARES, P.C.; BARCELLOS, P.E.; CSORDAS, S.M.; MATTOS, J.T.; BALLIEIRO,M.G.; MENESES, P.R. Lineamentos em imagens de Landsat e Radar e suas implicações no conhecimento tectônico da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 2, 1982, Brasília, DF. **Anais...** Brasília, DF: INPE, V. 2, p.143-156,1982.

SOARES ,P.C. **Tectônica sinsedimentar cíclica na Bacia do Paraná – controles**. 148p. Tese (Professor titular) – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 1991.

SOUZA, A.A. **Caracterização da bacia do rio Iguaçu, a jusante do município de Reserva do Iguaçu, como área de descarga do aquífero Guarani**. Curitiba, 2004, 58p. Dissertação (Mestrado em Geologia Ambiental) Departamento de Geologia, UFPR

SRACEK, O.; HIRATA, R. Geochemical and stable isotopic evolution of the Guarani Aquifer System in the state of São Paulo, Bvazil. **Hydrogeology Journal**, n. 10, p. 643- 655, 2002.

STEWART, K.; TURNER, S.; KELEY, S.; HAWKES - WORTH, C.J.; KIRSTEIN, L.; MANTOVANI, M.S.M. 40 Ar-39 Ar Geochronology in the Paraná continental flood basalt province. *Earth and Planetary Science Letters*, Amsterdam, v.143, p. 95-109, 1996.

STRUGALE, M.; **Arcabouço e evolução estrutural do Arco de Ponta Grossa no Grupo São Bento (Mesozóico): implicações na hidrodinâmica do Sistema Aquífero Guarani e na migração de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná.** Curitiba, 2002, 124p. Dissertação (Mestrado em Geologia Exploratória), Departamento de Geologia, UFPR.

SUDERHSA, Superintendência de Desenvolvimento de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental. Atlas de Recursos Hídricos, **Atlas de Recursos Hídricos do Estado do Paraná.** Governo do Paraná, 1998.

SZUBERT, E.C.; KIRCHNER, C.A.; SHINTAKU, I. **Vulcanismo ácido no planalto meridional do Rio Grande do Sul.** Anais, XXX Congresso Brasileiro de Geologia, v. 3, p.1350-1356, 1978.

TEISSEDRE, J.M.; BARNER, U. Comportamento geotérmico e geoquímico das águas do Aquífero Botucatu na Bacia do Paraná. **Revista de Águas Subterrâneas**, v.4, p.85-95, 1981.

THOMPSON, D.T.; EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data: *Geophysics*, v.47, p.31-37, 1982.

THURSTON, J.B.; SMITH, R.S. Automatic conversion of magnetic data to depth, dip, and susceptibility contrast using SPI (TM) method. *Geophysics*, n. 62, p.807-813, 1997.

TURNER, S.; REGELOUS, M.; KELEY, S.; HAWKES - WORTH, K.; MANTOVANI, M.S.M. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision 40Ar-39Ar geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*. Amsterdam, v.121, n. 3-4, p.333-348, 1994.

VERDUZCO, B.; FAIRHEAD, C.; GREEN, C.; MACKENZIE, C. New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *The Leading Edge*, V.23, n.2 p.116-119, 2004.

VIEIRA A.J **Geologia do Centro e Nordeste do Paraná e Centro Sul de São Paulo.** Congresso Brasileiro de Geologia, 27, Anais SBG v3, p.259- 277, São Paulo, 1973.

ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI,V.T.; ZANOTTO, O.A. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SUL BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba. **Atas...** SBG, v.1, p. 441 - 477, 1987.

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; NETO, E.V.S.; Cerqueira, J.R.; MARQUES, A. The Paraná Basin, Brasil. Tulsa: AAPG, p.681-708, 1990.

WHITE, I.C. Relatório final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil. Rio de Janeiro : **DNPM** , 1988. Parte I, p.1-300 ; Parte II, p. 301-617, 1908.

WILDNER, W.; BRITO, R.S.; BONI LICHT, O.A.; ARIOLI, E.E. (Coords). 2006> Geologia e Recursos Minerais do Sudoeste do Estado do Paraná – Escala 1:200.000, Brasília: CPRM, 95p. + mapas.

WINJS, C.; PEREZ, C.; KOWALCZYK, P. Theta map: Edge detection in magnetic data. **Geophysics**, n.70, p. L39-L43, 2005.

ANEXOS

**ANEXO I–TABELA DOS DADOS HIDROGEOLÓGICOS
(SUDERHSA e Sanepar, 2008)**

Cód.	UTM L-W (x)	UTM L-W (y)	Altitude (z)	Município	Localidade	Aquífero	Prof. (m)	NE(m)	Nível Potenciométrico	ND(m)	Rebaix. (m)	Vazão (m³/h)	Capacidade Específica (m³/h)/m	Data Análise	E.A.1		E.A.2		E.A.3	
															de	até	de	até	de	até
SD1	255616.24	7126711.68	557.67	Ampére	Centro	Serra Geral	250.00	108.88	448.79	132.09	23.21	1.50	0.06	03/06/2005	168	169	*	*	*	*
SD2	254775.46	7184732.14	339.69	Boa Vista da Ap.	Centro	Serra Geral	125.00	9.31	330.38	17.75	8.44	14.40	1.71	31/07/2004	24	24	*	*	*	*
SD3	263650.93	7175105.24	360.06	Boa Vista da Ap.	Marinas	Serra Geral	228.00	27.29	332.77	168.60	141.31	8.25	0.06	21/01/2005	210	210	*	*	*	*
SD4	231275.34	7135935.60	523.20	Bela Vista do C.	Linha Progresso	Serra Geral	150.00	30.00	493.20	68.00	38.00	10.00	0.26	05/04/2007	52	52	*	*	*	*
SD5	242550.92	7106806.46	567.80	Bom Jesus do Sul	Linha Boa Vista	Serra Geral	154.00	11.87	555.93	24.90	13.03	6.00	0.46	29/07/2005	15	16	87	88	*	*
SD6	250239.62	7100360.77	616.03	Bom Jesus do Sul	Linha Planaltinho	Serra Geral	200.00	100.00	516.03	140.00	40.00	3.00	0.08	14/02/2007	39	39	48	48	53	53
SD7	234239.55	7168167.08	371.73	Capanema 15	Linha Faraday	Serra Geral	100.00	36.20	335.53	51.64	15.44	12.00	0.78	15/08/2006	54	54	*	*	*	*
SD8	235464.39	7179930.94	271.96	Capitão L. Marques	Centro	Serra Geral	286.00	3.36	268.60	15.45	12.09	160.46	13.27	26/09/2002	26	26	66	66	*	*
SD9	283098.42	7209443.80	712.86	Catanduvas	Centro	Serra Geral	150.00	97.50	615.36	104.27	6.77	3.60	0.53	10/03/2005	120	120	*	*	*	*
SD10	269118.66	7246281.46	649.16	Cascavel	Flam APEC	Serra Geral	72.00	20.37	628.79	22.22	1.85	4.80	2.59	07/11/2000	24	24	*	*	*	*
SD11	264929.90	7241179.29	658.87	Cascavel	Flam APEC	Serra Geral	120.00	1.00	657.87	28.48	27.48	6.00	0.22	08/10/2000	37	37	*	*	*	*
SD12	251235.19	7229566.52	622.00	Cascavel	Centro	Serra Geral	200.00	4.24	617.76	13.36	9.12	170.17	18.66	17/05/2002	66	66	72	72	*	*
SD13	274903.60	7225832.67	743.01	Cascavel	Refopas	Serra Geral	120.00	46.17	696.84	55.75	9.58	1.20	0.13	28/11/2000	18	18	*	*	*	*
SD14	238177.15	7239098.75	680.88	Cascavel	Liassi	Serra Geral	120.00	11.00	669.88	63.39	52.39	6.00	0.11	06/07/1997	48	48	*	*	*	*
SD15	251959.53	7237515.21	786.47	Cascavel	Centro	Serra Geral	126.00	67.00	719.47	67.35	0.35	9.90	28.29	09/03/2006	84	84	114	114	*	*
SD16	253030.21	7238653.93	755.90	Cascavel	Centro	Serra Geral	100.00	23.23	732.67	27.87	4.64	9.90	2.13	07/11/2005	43	43	93	93	*	*
SD17	247153.31	7232960.71	752.14	Cascavel	Santo Dumont	Serra Geral	100.00	62.47	689.67	62.86	0.39	6.03	15.46	06/09/2006	72	72	96	96	*	*
SD18	245522.76	7229394.76	710.83	Cascavel	Linha Peroba	Serra Geral	108.00	45.12	665.71	47.09	1.97	9.90	5.03	21/01/2002	54	54	66	66	103	103
SD19	248503.18	7259696.16	586.23	Cascavel	Espigão Azul	Serra Geral	162.00	36.00	550.23	98.10	62.10	16.50	0.27	16/06/2006	60	60	148	148	*	*
SD20	244604.54	7229355.45	750.18	Cascavel	Linha Peroba	Serra Geral	196.00	13.63	736.55	82.37	68.74	1.50	0.02	03/04/2000	22.5	22.5	*	*	*	*
SD21	221982.63	7227816.13	541.53	Céu Azul	Nova União	Serra Geral	180.00	121.00	420.53	156.70	35.70	1.10	0.03	13/04/2005	30	30	144	144	*	*
SD22	225902.73	7221210.85	607.61	Céu Azul	Tatu Jupy	Serra Geral	141.00	97.93	509.68	103.67	5.74	9.00	1.57	30/07/2002	126	126	132	132	*	*
SD23	222484.33	7226983.82	550.44	Céu Azul	Centro	Serra Geral	280.00	158.55	391.89	184.96	26.41	3.30	0.12	20/05/2005	266	266	*	*	*	*
SD24	263096.19	7257903.72	556.31	Corbéia	Centro	Serra Geral	192.00	18.00	538.31	152.71	134.71	72.70	0.54	04/10/2002	28	28	79	79	187	187
SD25	287406.68	7165353.97	421.02	Cruzeiro	Centro	Serra Geral	240.00	65.90	355.12	121.95	56.05	27.31	0.49	30/03/2006	121	121	*	*	*	*
SD26	185231.64	7230976.92	263.27	Diamante d'Oeste	Ponte Nova	Serra Geral	132.00	14.98	248.29	70.10	55.12	12.00	0.22	18/10/2001	74	76	123	123	*	*
SD27	190063.57	7228237.48	297.87	Diamante d'Oeste	Rserva Indígena	Serra Geral	126.00	8.00	289.87	18.30	10.30	24.75	2.40	03/06/2005	72	72	102	102	*	*
SD28	192537.17	7242265.01	302.46	Diamante d'Oeste	A. A. R. Henrique	Serra Geral	90.00	12.60	289.86	23.73	11.13	34.43	3.09	11/07/2005	42	42	54	54	*	*
SD29	169053.13	7265830.42	244.95	Entre Rios do Oeste	Centro	Serra Geral	156.00	28.30	216.65	91.36	63.06	3.17	0.05	01/04/2005	60	60	108	108	*	*
SD30	180736.25	7261413.50	241.51	Entre Rios do Oeste	Barra Gande	Serra Geral	174.00	6.20	235.31	132.00	125.80	6.89	0.05	28/02/2005	36	36	146	146	*	*
SD31	170956.01	7264212.14	241.64	Entre Rios do Oeste	Centro	Serra Geral	210.00	28.60	213.04	131.00	102.40	5.28	0.05	25/02/2005	63	63	153	153	*	*
SD32	282757.49	7129805.32	571.29	Enéas Marques	Centro	Serra Geral	150.00	0.00	571.29	16.00	16.00	5.00	0.31	08/11/2000	17	17	75	75	85	85
SD33	142061.26	7168138.94	218.58	Foz do Iguaçu	Vila Yolanda	Serra Geral	96.00	21.00	197.58	55.00	34.00	5.00	0.15	01/01/2001	55	55	66	66	*	*
SD34	147881.03	7176426.25	257.41	Foz do Iguaçu	Três Lagoa	Serra Geral	180.00	18.00	239.41	84.00	66.00	5.00	0.08	15/07/2005	*	*	*	*	*	*
SD35	150604.28	7162430.20	202.02	Foz do Iguaçu	Parque N. do Iguaçu	Serra Geral	130.00	15.00	187.02	78.00	63.00	5.00	0.08	31/08/2005	95	95	*	*	*	*
SD36	142839.55	7167638.35	201.60	Foz do Iguaçu	Carimã	Serra Geral	162.00	22.42	179.18	26.14	3.72	11.31	3.04	19/09/2007	*	*	*	*	*	*
SD37	144947.00	7175427.80	261.11	Foz do Iguaçu	Resid. T. Bandeiras	Serra Geral	102.00	17.10	244.01	18.54	1.44	13.20	9.17	01/09/2006	60	60	84	84	*	*
SD38	145583.96	7165858.79	186.20	Foz do Iguaçu	Carimã	Serra Geral	108.00	23.64	162.56	72.87	49.23	8.89	0.18	30/10/2004	*	*	*	*	*	*
SD39	141804.41	7172081.96	200.92	Foz do Iguaçu	Centro	Serra Geral	200.00	21.00	179.92	43.00	22.00	6.00	0.27	11/04/2005	47	47	185	185	*	*
SD40	141557.82	7174893.53	228.02	Foz do Iguaçu	Vila A	Serra Geral	100.00	44.68	183.34	45.57	0.89	8.80	9.89	19/05/2005	72	72	*	*	*	*
SD41	280743.03	7113702.10	721.21	Francisco Beltrão	Vila Rural G. Azul	Serra Geral	120.00	2.71	718.50	11.18	8.47	9.00	1.06	30/10/2000	24	30	40	40	83	83
SD42	295713.14	7113169.68	556.50	Francisco Beltrão	Unipar	Serra Geral	120.00	29.10	527.40	84.28	55.18	6.09	0.11	27/09/2002	66	66	96	96	*	*
SD43	294848.04	7113455.29	586.95	Francisco Beltrão	Centro	Serra Geral	162.00	62.00	524.95	150.00	88.00	3.00	0.03	04/05/2000	87	87	*	*	*	*
SD44	293045.08	7113559.75	558.16	Francisco Beltrão	Marrecas	Serra Geral	114.00	54.00	504.16	97.00	43.00	11.00	0.26	15/07/2000	*	*	*	*	*	*
SD45	174022.27	7212891.37	339.21	Itaipulândia	Linha Buriti	Serra Geral	120.00	61.80	277.41	67.52	5.72	7.20	1.26	16/06/2006	78	78	114	114	*	*
SD46	241470.46	7210952.12	526.33	Lindoeste	Centro	Serra Geral	126.00	38.20	488.13	49.40	11.20	10.42	0.93	24/03/2005	54	54	78	78	108	108
SD47	233669.62	7203507.08	429.13	Lindoeste	Centro	Serra Geral	100.00	53.84	375.29	69.08	15.24	8.89	0.58	11/01/2006	70	70	*	*	*	*
SD48	241754.97	7211899.71	549.24	Lindoeste	Centro	Serra Geral	102.00	88.91	460.33	94.24	5.33	5.28	0.99	09/05/2005	102	102	108	108	*	*
SD49	184343.51	7277841.24	306.87	Marechal C. Rondon	Linha Ajuricaba	Serra Geral	92.00	20.40	286.47	25.00	4.60	11.31	2.46	10/05/2002	72	72	*	*	*	*
SD50	189151.55	7276851.57	292.89	Marechal C. Rondon	Arroio Fundo	Serra Geral	162.00	4.10	288.79	26.48	22.38	78.02	3.49	15/06/2005	33	33	*	*	*	*
SD51	185459.79	7264815.03	256.52	Marechal C. Rondon	Margarida	Serra Geral	90.00	18.58	237.94	39.18	20.60	44.00	2.14	17/04/2007	30	36	72	78	*	*

Cód.	UTM L-W (x)	UTM N-S (y)	Altitude (z)	Município	Localidade	Aquífero	Prof. (m)	NE(m)	Nível Potenciométrico	ND(m)	Rebaix. (m)	Vazão (m³/h)	Capacidade Específica (m³/h)/m	Data Análise	E.A.1		E.A.2		E.A.3	
															de	até	de	até	de	até
SD52	188350.50	7266909.53	283.43	Marechal C. Rondon	Centro	Serra Geral	150.00	49.50	233.93	54.80	5.30	8.80	1.66	01/04/2005	90	90	144	144	*	*
SD53	191208.27	7281953.45	419.49	Marechal C. Rondon	Coopagrill	Serra Geral	282.00	120.00	299.49	220.00	100.00	20.00	0.20	06/06/2005	135	135	234	234	278	278
SD54	188230.75	7269534.81	256.20	Marechal C. Rondon	Margarida	Serra Geral	72.00	20.00	236.20	22.22	2.22	15.84	7.14	24/11/2005	36	36	46	46	60	60
SD55	191954.52	7262931.75	471.14	Marechal C. Rondon	Centro	Serra Geral	80.00	35.60	435.54	36.01	0.41	13.20	32.20	09/01/2007	48	48	*	*	*	*
SD56	294404.78	7104150.70	683.07	Marmeleiro	Centro	Serra Geral	114.00	42.80	640.27	97.00	54.20	4.65	0.09	09/12/1993	24	24	30	30	102	102
SD57	201193.49	7193591.40	298.04	Matelândia	Vila S. Família	Serra Geral	84.00	0.00	298.04	1.02	1.02	18.00	17.65	22/06/2000	24	24	33	33	63	69
SD58	205253.85	7200056.46	329.95	Matelândia	Centro	Serra Geral	78.00	21.35	308.60	28.00	6.65	72.00	10.83	18/04/2000	33	33	40	40	*	*
SD59	205457.55	7199961.12	319.61	Matelândia	Centro	Serra Geral	66.00	13.00	306.61	35.43	22.43	110.00	4.90	08/04/2000	21	21	25	25	42	42
SD60	210747.91	7198634.19	441.05	Matelândia	Centro	Serra Geral	156.00	105.12	335.93	116.40	11.28	7.01	0.62	09/02/2006	70	78	116	116	144	144
SD61	192127.99	7195638.22	374.82	Medianeria	Vila Rural	Serra Geral	120.00	52.90	321.92	59.13	6.23	14.40	2.31	02/06/2000	84	84	107	107	*	*
SD62	187517.91	7199723.98	370.32	Medianeria	Centro	Serra Geral	193.00	39.59	330.73	70.38	30.79	46.59	1.51	13/04/2007	60	60	130	130	170	170
SD63	195478.25	7203942.28	394.46	Medianeria	Centro	Serra Geral	138.00	70.30	324.16	121.30	51.00	11.00	0.22	09/01/2006	120	120	128	128	*	*
SD64	187928.85	7198957.22	406.85	Medianeria	Centro	Serra Geral	80.00	67.20	339.65	67.30	0.10	6.60	66.00	08/11/2005	66	60	78	78	*	*
SD65	193550.09	7196923.71	438.17	Medianeria	Centro	Serra Geral	121.00	15.00	423.17	28.00	13.00	15.00	1.15	15/03/2002	*	*	*	*	*	*
SD66	190404.95	7200888.37	435.36	Medianeria	Centro	Serra Geral	108.00	23.30	412.06	52.26	28.96	8.80	0.30	17/08/2005	40	40	*	*	*	*
SD67	181917.70	7216660.82	434.30	Missal	Linha Bandeirantes	Serra Geral	107.00	35.87	398.43	36.90	1.03	8.00	7.77	16/08/2004	48	48	60	60	100	100
SD68	177918.07	7222278.15	296.94	Missal	Linha São Pedro	Serra Geral	100.00	40.19	256.75	40.53	0.34	13.20	38.82	25/08/2006	18	18	60	60	84	84
SD69	178825.17	7213382.98	338.04	Missal	Santa Paula	Serra Geral	130.00	74.00	264.04	84.00	10.00	10.00	1.00	24/08/2006	108	108	*	*	*	*
SD70	184003.66	7215955.39	285.33	Missal	Médio Rio Branco	Serra Geral	100.00	21.04	264.29	23.07	2.03	9.00	4.43	16/08/2004	40	46	60	60	*	*
SD71	265316.28	7165625.40	398.30	Nova P.do Iguaçú	Centro	Serra Geral	201.00	16.32	381.98	64.25	47.93	21.33	0.45	17/07/2002	28	28	64	64	*	*
SD72	194394.07	7256576.93	275.00	Ouro V.do Oeste	Centro	Serra Geral	78.00	19.00	256.00	56.00	37.00	4.00	0.11	11/08/2005	*	*	*	*	*	*
SD73	176876.05	7271903.51	253.40	Pato Bragado	Linha A. Fundo	Serra Geral	126.00	4.63	248.77	5.50	0.87	18.00	20.69	08/06/2000	13	13	96	96	123	123
SD74	169246.67	7274729.60	240.86	Pato Bragado	Linha Oriental	Serra Geral	90.00	9.41	231.45	48.93	39.52	18.00	0.46	10/06/2000	66	66	73	73	84	84
SD75	229635.12	7155802.06	399.48	Planalto	Sagrada Família	Serra Geral	200.00	60.85	338.63	62.86	2.01	10.12	5.03	18/02/2002	12	12	66	66	*	*
SD76	238650.19	7125707.92	485.65	Pranchita	Linha Toledo	Serra Geral	232.00	89.90	395.75	131.03	41.13	2.00	0.05	24/05/2005	134	134	215	215	*	*
SD77	247388.61	7147628.13	436.55	Realeza	Centro	Serra Geral	350.00	0.00	436.55	100.50	100.50	5.40	0.05	17/09/2002	102	102	*	*	*	*
SD78	244586.85	7148217.18	472.29	Realeza	Centro	Serra Geral	150.00	92.00	380.29	94.63	2.63	7.20	2.74	11/05/2005	108	108	*	*	*	*
SD79	163405.45	7249334.78	236.37	Santa Helena	Chácara	Serra Geral	150.00	16.86	219.51	54.21	37.35	7.54	0.20	17/05/2005	84	84	*	*	*	*
SD80	159344.17	7238409.14	265.28	Santa Helena	Santa Helena Velha	Serra Geral	102.00	29.30	235.98	87.89	58.59	28.28	0.48	18/10/2004	44	44	*	*	*	*
SD81	255862.02	7147499.25	480.87	Sta. Isabel do Oeste	Linha São Paulo	Serra Geral	154.00	81.78	399.09	111.89	30.11	3.40	0.11	07/12/2005	124	125	*	*	*	*
SD82	252332.48	7138244.53	509.14	Sta. Isabel do Oeste	Linha Sarandi	Serra Geral	162.00	112.50	396.64	145.41	32.91	13.20	0.40	28/08/2006	148	148	*	*	*	*
SD83	236779.88	7235026.20	634.22	Sta. Tereza. do Oeste	Centro	Serra Geral	126.00	51.00	583.22	55.20	4.20	6.60	1.57	25/04/2005	24	24	29	29	*	*
SD84	235275.56	7226628.33	754.62	Sta. Tereza. do Oeste	Centro	Serra Geral	174.00	144.00	610.62	151.83	7.83	11.30	1.44	01/06/2006	78	78	*	*	*	*
SD85	238053.92	7123955.51	434.49	Sto. Ant. do Sudoeste	São P. do Flórido	Serra Geral	120.00	23.00	411.49	60.00	37.00	22.62	0.61	28/09/2004	*	*	*	*	*	*
SD86	227500.18	7113495.59	535.26	Sto. Ant. do Sudoeste	Centro	Serra Geral	114.00	30.35	504.91	61.35	31.00	3.60	0.12	16/07/2002	*	*	*	*	*	*
SD87	191481.25	7250568.80	447.63	São J. das Palmeira	Estrada Gameleira	Serra Geral	100.00	16.03	431.60	46.15	30.12	2.17	0.07	12/11/1993	41	41	48	50	*	*
SD88	184392.46	7248134.97	254.96	São J. das Palmeira	Centro	Serra Geral	120.00	3.80	251.16	14.59	10.79	15.84	1.47	17/01/2005	72	72	78	78	*	*
SD89	170585.38	7189117.04	284.31	São M. do Iguaçú	São Vicente	Serra Geral	78.00	27.90	256.41	37.56	9.66	36.00	3.73	09/05/2007	60	60	*	*	*	*
SD90	171695.30	7200634.91	288.78	São M. do Iguaçú	Urussanga	Serra Geral	60.00	36.00	252.78	42.00	6.00	10.00	1.67	03/08/2005	25	25	54	54	*	*
SD91	170685.57	7195730.07	255.10	São M. do Iguaçú	Centro	Serra Geral	135.00	18.00	237.10	60.00	42.00	3.00	0.07	12/12/2005	51	51	96	96	*	*
SD92	225007.50	7268560.24	492.14	Toledo	Centro	Serra Geral	100.00	0.00	492.14	15.45	15.45	177.76	11.51	29/07/2000	22	22	28	28	40	40
SD93	224997.38	7268560.04	492.29	Toledo	Centro	Serra Geral	250.00	0.00	492.29	76.09	76.09	64.91	0.85	04/08/2000	82	82	180	180	*	*
SD94	215890.69	7284971.84	440.41	Toledo	Vila Nova	Serra Geral	108.00	60.47	379.94	63.13	2.66	9.90	3.72	20/03/2002	84	84	96	96	*	*
SD95	221168.39	7273616.12	515.02	Toledo	Novo Sobradinho	Serra Geral	246.00	110.60	404.42	214.25	103.65	2.40	0.02	17/07/2006	222	222	*	*	*	*
SD96	216563.68	7259943.02	453.23	Toledo	Recanto Municipal	Serra Geral	210.00	18.88	434.35	146.97	128.09	3.44	0.03	08/04/2005	66	66	168	168	*	*
SD97	225260.02	7265527.97	547.28	Toledo	Centro	Serra Geral	126.00	38.00	509.28	53.00	15.00	8.50	0.57	03/02/2005	38	38	72	72	114	114
SD98	224211.00	7249599.92	558.99	Toledo	Centro	Serra Geral	80.00	24.15	534.84	70.80	46.65	3.17	0.07	31/05/2005	45	45	72	72		
SD99	213481.24	7285255.22	449.52	Toledo	Centro	Serra Geral	100.00	47.78	401.74	51.15	3.37	20.31	6.03	18/09/2006	78	78	90	90		
SD100	281683.04	7187923.26	533.29	Três Barras do PR	Linha Kennedy	Serra Geral	220.00	138.00	395.29	170.95	32.95	98.00	2.97	12/04/2005	78	78	150	150	192	192
SD101	210020.46	7224662.26	650.00	Vera C. do Oeste	Centro	Serra Geral	120.00	30.00	620.00	37.00	7.00	12.00	1.71	13/07/2005	90	90	114	114	*	*
SD102	193192.31	7241459.13	308.64	Vera C. do Oeste	Centro	Serra Geral	220.00	29.30	279.34	140.00	110.70	2.40	0.02	07/03/2006	96	96	200	200	*	*

Cód.	UTM L-W (x)	UTM N-S (y)	Altitude (z)	Município	Localidade	Aquífero	Prof. (m)	NE(m)	Nível Potenciométrico	ND(m)	Rebaix. (m)	Vazão (m³/h)	Capacidade Específica (m³/h)/m	Data Análise	E.A.1		E.A.2		E.A.3	
															de	até	de	até	de	até
SD103	195849.22	7234288.74	508.69	Vera C. do Oeste	Centro	Serra Geral	244.00	216.60	292.09	220.84	4.24	7.01	1.65	01/01/2001	48	48	236	236	*	*
SA104	251500.00	7132650.00	461.26	Ampére	Centro	Serra Geral	210.00	83.20	378.06	120.00	36.80	40.00	1.09	20/02/2004	113	113	122	122	130	130
SA105	230737.00	7134921.00	432.00	Bela Vista do C.	Sede	Serra Geral	216.00	46.00	386.00	60.28	14.28	21.98	1.54	31/05/2007	24	24	60	60	168	168
SA106	240064.00	7100683.00	601.00	Bom Jesus. do Sul	Sede	Serra Geral	98.00	0.00	601.00	58.00	58.00	2.00	0.03	31/05/2007	*	*	*	*	*	*
SA107	240485.00	7100210.00	604.00	Bom Jesus. do Sul	Sede	Serra Geral	204.00	132.20	471.80	142.66	10.46	2.22	0.21	31/05/2007	187	187	*	*	*	*
SA108	242874.00	7100750.00	572.76	Bom Jesus. do Sul	Linha Panassolo	Serra Geral	150.00	58.00	514.76	70.00	12.00	4.50	0.38	14/02/2007	70	70	90	90	*	*
SA109	235462.00	7179879.00	270.00	Capitão L. Marques	Sede	Serra Geral	286.00	5.10	264.90	16.50	11.40	110.00	9.65	24/04/2007	26	26	66	66	*	*
SA110	252357.00	7179698.00	325.00	Capitão L. Marques	Alto A. do Iguaçu	Serra Geral	252.00	15.20	309.80	158.00	142.80	9.00	0.06	05/06/2006	42	42	152	152	176	176
SA111	256044.00	7243434.00	657.00	Cascavel	Sede	Serra Geral	120.00	0.00	657.00	49.69	49.69	80.00	1.61	17/04/2007	48	48	92	92	*	*
SA112	256997.00	7242300.00	657.00	Cascavel	Sede	Serra Geral	150.00	9.84	647.16	66.50	56.66	36.50	0.64	17/04/2007	91.5	91.5	*	*	*	*
SA113	247579.00	7239083.00	649.00	Cascavel	Sede	Serra Geral	117.00	16.58	632.42	88.00	71.42	100.00	1.40	17/04/2007	84	84	108	108	*	*
SA114	267708.00	7204086.00	573.00	Cascavel	Juvinópolis	Serra Geral	174.00	0.00	573.00	23.00	23.00	14.00	0.61	17/04/2007	29.5	29.5	*	*	*	*
SA115	263234.00	7217572.00	547.00	Cascavel	Rio do salto	Serra Geral	240.00	4.48	542.52	9.92	5.44	14.00	2.57	17/04/2007	30	30	*	*	*	*
SA116	250264.00	7232206.00	682.00	Cascavel	Sede	Serra Geral	300.00	0.88	681.12	26.00	25.12	100.00	3.98	17/04/2007	26	26	90	90	109	109
SA117	251227.00	7229566.00	622.00	Cascavel	Sede	Serra Geral	200.00	4.54	617.46	30.00	25.46	250.00	9.82	18/04/2007	66	66	72	72	*	*
SA118	285100.00	7211300.00	637.95	Catanduvas	Centro	Serra Geral	350.00	14.51	623.44	172.86	158.35	4.00	0.03	01/06/2006	*	*	*	*	*	*
SA119	207783.00	7208703.00	432.00	Céu Azul	Gruta N. S. de Lourdes	Serra Geral	47.00	6.90	425.10	25.00	18.10	15.00	0.83	28/06/2004	*	*	*	*	*	*
SA120	207990.00	7217314.00	506.00	Céu Azul	Linha Dois Irmãos	Serra Geral	264.00	35.15	470.85	40.00	4.85	20.00	4.12	07/09/2004	60	60	186	186	*	*
SA121	212216.00	7215943.00	583.00	Céu Azul	Sede	Serra Geral	80.00	12.00	571.00	27.50	15.50	29.00	1.87	08/05/2007	*	*	*	*	*	*
SA122	286995.00	7164753.00	432.00	Cruzeiro do Iguaçu	Sede	Serra Geral	200.00	68.90	363.10	153.10	84.20	7.48	0.09	30/05/2007	158	158	189	189	*	*
SA123	185372.00	7231540.00	255.00	Diamante do Oeste	Ponte Nova	Serra Geral	76.00	0.75	254.25	6.34	5.59	25.46	4.55	10/05/2007	76	76	*	*	*	*
SA124	291615.00	7150289.00	495.00	Dois Vizinhos	Sede	Serra Geral	203.00	2.00	493.00	28.78	26.78	11.00	0.41	30/05/2007	60	60	155	155	*	*
SA125	283453.00	7129423.00	580.00	Enéas Marques	Sede	Serra Geral	256.00	21.07	558.93	126.99	105.92	18.76	0.18	28/06/2007	90	90	190	190	250	250
SA126	286997.00	7116623.00	606.00	Francisco Beltrão	Francisco Beltrão	Serra Geral	300.00	14.50	591.50	20.52	6.02	5.00	0.83	11/08/2008	63	63	242	242	*	*
SA127	165997.00	7216774.00	230.00	Itaipulândia	Sede	Serra Geral	80.00	2.80	227.20	5.23	2.43	36.00	14.81	09/05/2007	32	32	40	40	*	*
SA128	163131.00	7212443.00	249.00	Itaipulândia	São J. Do Itavó	Serra Geral	120.00	27.43	221.57	30.68	3.25	11.00	3.38	09/05/2007	*	*	*	*	*	*
SA129	241546.00	7205194.00	547.00	Lindoeste	Sede	Serra Geral	150.00	14.80	532.20	24.00	9.20	25.00	2.72	24/04/2007	25	25	*	*	*	*
SA130	268766.00	7106370.00	550.00	Mafrinópolis	Sede	Serra Geral	186.00	65.12	484.88	66.23	1.11	7.49	6.75	31/05/2007	72	72	176	176	*	*
SA131	192454.00	7281079.00	363.00	Marechal C. Rondon	Faville	Serra Geral	432.00	94.00	269.00	97.35	3.35	3.60	1.07	12/07/2007	57	57	87	87	*	*
SA132	183810.00	7270705.00	319.00	Marechal C. Rondon	Margarida	Serra Geral	113.00	53.27	265.73	54.43	1.16	7.20	6.21	12/07/2007	*	*	*	*	*	*
SA133	194077.00	7279087.00	379.00	Marechal C. Rondon	Feiden	Serra Geral	150.00	84.09	294.91	88.80	4.71	20.00	4.25	12/07/2007	*	*	*	*	*	*
SA134	189655.00	7284045.00	329.00	Marechal C. Rondon	Dierings	Serra Geral	78.00	27.69	301.31	28.65	0.96	80.00	83.33	12/07/2007	25	25	60	60	*	*
SA135	210270.00	7195286.00	228.00	Matelândia	Picada Benjamin	Serra Geral	94.00	11.90	216.10	22.00	10.10	20.00	1.98	05/06/2008	85	85	87	87	91	91
SA136	203671.00	7211024.00	587.00	Matelândia	V. Agrocafeeira	Serra Geral	120.00	19.09	567.91	36.89	17.80	23.94	1.34	10/05/2007	45	45	62	62	91	91
SA137	204519.00	7200467.00	339.00	Matelândia	Sede	Serra Geral	99.00	28.50	310.50	52.55	24.05	122.00	5.07	10/05/2007	*	*	*	*	*	*
SA138	274106.00	7132888.00	549.00	Nova Esp. do Iguaçu	Sede	Serra Geral	124.00	11.31	537.69	23.46	12.15	16.50	1.36	28/06/2007	22	22	79	79	106	106
SA139	265294.00	7165631.00	390.00	Nova P. do Iguaçu	Sede	Serra Geral	201.00	34.00	356.00	72.25	38.25	13.60	0.36	30/05/2007	28	28	64	64	*	*
SA140	255132.00	7170177.00	296.00	Nova P. do Iguaçu	Nova Vitória	Serra Geral	250.00	10.80	285.20	55.00	44.20	4.00	0.09	30/05/2007	54	54	138	138	*	*
SA141	222751.00	7134017.00	368.00	Pérola do Oeste	Conciolândia	Serra Geral	150.00	4.80	363.20	16.23	11.43	9.63	0.84	31/05/2007	108	108	*	*	*	*
SA142	225149.00	7138522.00	335.00	Pérola do Oeste	Sede	Serra Geral	234.00	8.42	326.58	18.92	10.50	45.33	4.32	31/05/2007	20	20	60	60	*	*
SA143	253053.00	7117925.00	526.00	Pinhal de S. Bento	Sede	Serra Geral	150.00	14.23	511.77	28.31	14.08	6.60	0.47	31/05/2007	42	42	120	120	*	*
SA144	229632.00	7155793.00	377.00	Planalto	Sagrada Família	Serra Geral	200.00	60.85	316.15	63.00	2.15	6.00	2.79	18/02/2002	12	12	66	66	*	*
SA145	219777.00	7146898.00	383.00	Planalto	Centro Novo	Serra Geral	129.00	78.05	304.95	89.26	11.21	8.00	0.71	31/05/2007	*	*	*	*	*	*
SA146	229447.00	7122382.00	577.09	Pranchita	Sta. Cruz Baixa	Serra Geral	94.00	7.74	569.35	15.92	8.18	9.00	1.10	06/06/2006	24	25	54	56	76	77
SA147	248326.00	7146548.00	300.00	Realeza	Sede	Serra Geral	200.00	5.40	294.60	92.00	86.60	5.50	0.06	13/09/2002	*	*	*	*	*	*
SA148	247529.00	7154361.00	343.00	Realeza	São Roque	Serra Geral	150.00	7.55	335.45	9.00	1.45	3.66	2.52	31/05/2007	14	14	*	*	*	*
SA149	247382.00	7162746.00	285.00	Realeza	Saltinho	Serra Geral	135.00	5.35	279.65	8.45	3.10	8.99	2.90	31/05/2007	19	19	65	65	85	85
SA150	210475.00	7239154.00	482.00	S. Pedro do Iguaçu	Sede	Serra Geral	110.00	31.85	450.15	43.95	12.10	33.00	2.73	10/05/2007	43	43	*	*	*	*
SA151	193903.00	7246745.00	307.00	S. Pedro do Iguaçu	Sede	Serra Geral	87.00	17.00	290.00	62.00	45.00	30.00	0.67	10/05/2007	19	19	27	27	60	60
SA152	196933.00	7246616.00	324.00	S. Pedro do Iguaçu	São Tarciso	Serra Geral	58.00	28.43	295.57	29.00	0.57	20.00	35.09	28/03/2005	*	*	*	*	*	*
SA153	263772.00	7100628.00	574.00	Salgado Filho	Sede	Serra Geral	150.00	29.90	544.10	95.16	65.26	6.31	0.10	31/05/2007	72	72	117	117	*	*

Cód.	UTM L-W (x)	UTM N-S (y)	Altitude (z)	Município	Localidade	Aquífero	Temp. (°C)	Cor (uH)	Turb. (NTU)	pH	STD (mg/L)	Dureza (mg/L)	Alcalinidade (mg/L)	Condu. Elétrica (µS.cm ⁻¹)	Sub. Bacia
SD1	255616.24	7126711.68	557.67	Ampére	Centro	Serra Geral	*	2.50	1.00	9.07	229.00	30.53	144.29	2725.00	Iguaçu
SD2	254775.46	7184732.14	339.69	Boa Vista da Ap.	Centro	Serra Geral	*	2.50	0.40	8.50	159.60	58.20	71.00	171.85	Iguaçu
SD3	263650.93	7175105.24	360.06	Boa Vista da Ap.	Marinas	Serra Geral	*	0.00	0.00	9.37	72.00	155.60	50.00	1090.80	Iguaçu
SD4	231275.34	7135935.60	523.20	Bela V. do Caroba	Linha Progresso	Serra Geral	*	0.20	0.50	6.82	115.00	60.23	54.00	100.00	Iguaçu
SD5	242550.92	7106806.46	567.80	Bom Jesus do Sul	Linha Boa Vista	Serra Geral	*	5.00	0.50	7.86	124.00	72.28	86.40	145.40	Iguaçu
SD6	250239.62	7100360.77	616.03	Bom Jesus do Sul	Linha Planaltinho	Serra Geral	18.00	2.00	0.00	8.29	37.00	136.00	150.00	285.00	Iguaçu
SD7	234239.55	7168167.08	371.73	Capanema 15	Linha Faraday	Serra Geral	*	0.10	1.00	7.68	221.20	104.80	101.00	170.00	Iguaçu
SD8	235464.39	7179930.94	271.96	Capitão L. Marques	Centro	Serra Geral	*	10.00	1.00	7.29	77.00	56.17	64.84	129.10	Iguaçu
SD9	283098.42	7209443.80	712.86	Catanduvas	Centro	Serra Geral	*	0.00	0.00	8.25	63.00	31.85	70.00	146.20	Iguaçu
SD10	269118.66	7246281.46	649.16	Cascavel	Flam APEC	Serra Geral	*	5.00	0.40	7.58	64.00	55.76	55.76	49.00	Piquiri
SD11	264929.90	7241179.29	658.87	Cascavel	Flam APEC	Serra Geral	*	5.00	0.30	8.65	55.00	33.66	51.00	97.00	Iguaçu
SD12	251235.19	7229566.52	622.00	Cascavel	Centro	Serra Geral	*	5.00	1.00	7.58	92.00	57.00	64.92	154.70	Iguaçu
SD13	274903.60	7225832.67	743.01	Cascavel	Refopas	Serra Geral	*	5.00	0.20	6.86	56.00	13.26	16.85	24.00	Iguaçu
SD14	238177.15	7239098.75	680.88	Cascavel	Liassi	Serra Geral	*	5.00	0.30	7.25	116.00	19.00	58.00	122.00	Paraná 3
SD15	251959.53	7237515.21	786.47	Cascavel	Centro	Serra Geral	*	*	0.50	7.70	35.00	28.60	33.70	65.00	Iguaçu
SD16	253030.21	7238653.93	755.90	Cascavel	Centro	Serra Geral	*	*	0.00	6.40	53.00	72.00	50.00	87.80	Iguaçu
SD17	247153.31	7232960.71	752.14	Cascavel	Santo Dumont	Serra Geral	*	2.00	5.00	6.56	45.00	18.10	10.10	43.00	Iguaçu
SD18	245522.76	7229394.76	710.83	Cascavel	Linha Peroba	Serra Geral	*	*	*	7.10	41.00	50.38	50.10	89.90	Iguaçu
SD19	248503.18	7259696.16	586.23	Cascavel	Espigão Azul	Serra Geral	*	12.00	*	6.39	59.00	44.20	50.00	94.70	Piquiri
SD20	244604.54	7229355.45	750.18	Cascavel	Linha Peroba	Serra Geral	*	2.00	*	7.50	30.00	10.60	55.44	63.20	Iguaçu
SD21	221982.63	7227816.13	541.53	Céu Azul	Nova União	Serra Geral	*	0.00	0.00	8.04	54.00	48.90	80.00	218.20	Paraná 3
SD22	225902.73	7221210.85	607.61	Céu Azul	Tatu Jupy	Serra Geral	*	5.00	0.60	8.39	57.00	24.40	44.59	93.00	Paraná 3
SD23	222484.33	7226983.82	550.44	Céu Azul	Centro	Serra Geral	13.00	0.00	0.00	9.27	69.00	15.90	130.00	176.30	Paraná 3
SD24	263096.19	7257903.72	556.31	Corbélia	Centro	Serra Geral	*	5.00	1.00	9.78	91.00	3.94	77.22	151.30	Piquiri
SD25	287406.68	7165353.97	421.02	Cruzeiro	Centro	Serra Geral	*	5.00	1.00	9.83	164.00	1.90	125.81	252.00	Iguaçu
SD26	185231.64	7230976.92	263.27	Diamante d'Oeste	Ponte Nova	Serra Geral	*	5.00	1.00	8.56	134.00	27.77	115.50	224.00	Paraná 3
SD27	190063.57	7228237.48	297.87	Diamante d'Oeste	Rserva Indigena	Serra Geral	13.00	0.00	0.00	7.26	68.00	56.45	120.00	316.60	Paraná 3
SD28	192537.17	7242265.01	302.46	Diamante d'Oeste	A. A. R. Henrique	Serra Geral	12.00	3.00	1.00	7.08	58.00	132.20	180.00	560.80	Paraná 3
SD29	169053.13	7265830.42	244.95	Entre Rios do Oeste	Centro	Serra Geral	*	0.00	0.00	8.35	67.00	28.24	90.00	194.80	Paraná 3
SD30	180736.25	7261413.50	241.51	Entre Rios do Oeste	Barra Gande	Serra Geral	*	0.00	0.00	9.15	71.00	15.52	130.00	698.40	Paraná 3
SD31	170956.01	7264212.14	241.64	Entre Rios do Oeste	Centro	Serra Geral	*	0.00	0.00	9.38	78.00	23.43	210.00	562.00	Paraná 3
SD32	282757.49	7129805.32	571.29	Enéas Marques	Centro	Serra Geral	*	5.00	0.30	7.49	151.00	84.92	87.17	177.00	Iguaçu
SD33	142061.26	7168138.94	218.58	Foz do Iguaçu	Vila Yolanda	Serra Geral	*	59.00	*	8.73	84.72	61.89	91.20	169.30	Iguaçu
SD34	147881.03	7176426.25	257.41	Foz do Iguaçu	Três Lagoa	Serra Geral	*	0.00	0.50	6.53	159.00	52.80	53.50	299.60	Paraná 3
SD35	150604.28	7162430.20	202.02	Foz do Iguaçu	Parque N. do Iguaçu	Serra Geral	*	*	0.50	7.18	130.00	26.90	67.90	140.00	Iguaçu
SD36	142839.55	7167638.35	201.60	Foz do Iguaçu	Carimã	Serra Geral	*	*	*	7.55	84.00	216.00	70.00	450.00	Iguaçu
SD37	144947.00	7175427.80	261.11	Foz do Iguaçu	Resid. T. Bandeiras	Serra Geral	*	*	*	6.16	49.00	68.00	80.00	116.30	Paraná 3
SD38	145583.96	7165858.79	186.20	Foz do Iguaçu	Carimã	Serra Geral	*	*	0.00	7.62	98.00	72.53	48.50	104.30	Iguaçu
SD39	141804.41	7172081.96	200.92	Foz do Iguaçu	Centro	Serra Geral	*	0.00	5.00	7.00	80.50	44.20	90.00	104.30	Paraná 3
SD40	141557.82	7174893.53	228.02	Foz do Iguaçu	Vila A	Serra Geral	*	*	0.00	7.84	52.00	40.00	110.00	271.80	Paraná 3
SD41	280743.03	7113702.10	721.21	Francisco Beltrão	Vila Rural G. Azul	Serra Geral	*	40.00	9.50	7.17	82.00	67.00	61.00	116.00	Iguaçu
SD42	295713.14	7113169.68	556.50	Francisco Beltrão	Unipar	Serra Geral	*	1.00	2.00	7.60	101.00	127.53	120.00	206.00	Iguaçu
SD43	294848.04	7113455.29	586.95	Francisco Beltrão	Centro	Serra Geral	*	5.00	1.00	6.35	157.00	113.00	89.00	125.00	Iguaçu
SD44	293045.08	7113559.75	558.16	Francisco Beltrão	Marrecas	Serra Geral	*	5.00	1.00	7.30	166.00	91.00	93.00	137.16	Iguaçu
SD45	174022.27	7212891.37	339.21	Itaipulândia	Linha Buriti	Serra Geral	*	2uh	0.00	6.78	124.00	141.50	110.00	164.90	Paraná 3
SD46	241470.46	7210952.12	526.33	Lindoeste	Centro	Serra Geral	12.00	0.00	0.00	7.24	65.00	48.20	100.00	147.50	Iguaçu
SD47	233669.62	7203507.08	429.13	Lindoeste	Centro	Serra Geral	15.00	0.00	0.00	7.75	47.00	28.40	120.00	141.10	Iguaçu
SD48	241754.97	7211899.71	549.24	Lindoeste	Centro	Serra Geral	13.00	0.00	0.00	7.42	53.00	44.72	80.00	136.50	Iguaçu
SD49	184343.51	7277841.24	306.87	Marechal C. Rondon	Linha Ajuricaba	Serra Geral	*	0.00	0.39	7.18	65.00	110.00	126.04	131.50	Paraná 3
SD50	189151.55	7276851.57	292.89	Marechal C. Rondon	Arroio Fundo	Serra Geral	*	0.00	0.31	7.74	63.00	61.24	108.00	133.10	Paraná 3
SD51	185459.79	7264815.03	256.52	Marechal C. Rondon	Margarida	Serra Geral	*	0.00	*	7.71	64.00	89.36	103.97	134.40	Paraná 3
SD52	188350.50	7266909.53	283.43	Marechal C. Rondon	Centro	Serra Geral	*	0.00	0.00	8.94	68.00	22.17	160.00	691.20	Paraná 3

Cód.	UTM L-W (x)	UTM N-S (y)	Altitude (z)	Município	Localidade	Aquífero	Temp. (°C)	Cor (uH)	Turb. (NTU)	pH	STD (mg/L)	Dureza (mg/L)	Alcalinidade (mg/L)	Conduct. Elétrica (µS.cm ⁻¹)	Sub. Bacia
SD53	191208.27	7281953.45	419.49	Marechal C. Rondon	Coopagrill	Serra Geral	*	16.00	6.00	9.57	179.60	10.16	248.00	220.80	Paraná 3
SD54	188230.75	7269534.81	256.20	Marechal C. Rondon	Margarida	Serra Geral	*	*	0.00	7.05	53.00	92.50	110.00	289.40	Paraná 3
SD55	191954.52	7262931.75	471.14	Marechal C. Rondon	Centro	Serra Geral	*	2.00	*	6.91	34.60	92.00	90.00	168.30	Paraná 3
SD56	294404.78	7104150.70	683.07	Marmeleiro	Centro	Serra Geral	*	2.50	0.14	9.17	135.00	45.00	76.45	145.30	Iguaçu
SD57	201193.49	7193591.40	298.04	Matelândia	Vila S.Família	Serra Geral	*	10.00	0.40	7.25	142.00	86.10	101.08	212.00	Iguaçu
SD58	205253.85	7200056.46	329.95	Matelândia	Centro	Serra Geral	*	5.00	0.50	7.56	191.00	87.24	84.66	204.00	Iguaçu
SD59	205457.55	7199961.12	319.61	Matelândia	Centro	Serra Geral	*	5.00	0.45	7.58	177.00	62.86	80.58	197.00	Iguaçu
SD60	210747.91	7198634.19	441.05	Matelândia	Centro	Serra Geral	*	0.00	0.00	7.50	50.00	60.30	100.00	193.20	Iguaçu
SD61	192127.99	7195638.22	374.82	Medianeria	Vila Rural	Serra Geral	*	5.00	0.45	8.03	129.00	86.90	87.10	174.00	Iguaçu
SD62	187517.91	7199723.98	370.32	Medianeria	Centro	Serra Geral	*	1.00	*	7.56	31.00	128.00	130.00	182.52	Paraná 3
SD63	195478.25	7203942.28	394.46	Medianeria	Centro	Serra Geral	*	3.00	0.00	7.27	51.00	44.80	110.00	206.40	Paraná 3
SD64	187928.85	7198957.22	406.85	Medianeria	Centro	Serra Geral	16.00	3.00	0.00	7.17	54.00	152.30	110.00	382.60	Iguaçu
SD65	193550.09	7196923.71	438.17	Medianeria	Centro	Serra Geral	*	*	*	7.00	103.00	62.30	60.00	221.00	Paraná 3
SD66	190404.95	7200888.37	435.36	Medianeria	Centro	Serra Geral	12.00	12.00	4.00	5.95	53.00	44.20	50.00	57.90	Paraná 3
SD67	181917.70	7216660.82	434.30	Missal	Linha Bandeirantes	Serra Geral	*	5.00	*	7.60	206.00	138.00	136.65	217.00	Paraná 3
SD68	177918.07	7222278.15	296.94	Missal	Linha São Pedro	Serra Geral	14.00	11.00	3.00	9.08	41.00	16.10	60.00	33.70	Paraná 3
SD69	178825.17	7213382.98	338.04	Missal	Santa Paula	Serra Geral	*	2.00	*	7.69	275.20	104.60	100.10	290.45	Paraná 3
SD70	184003.66	7215955.39	285.33	Missal	Médio Rio Branco	Serra Geral	*	5.00	*	7.79	204.00	96.00	141.00	213.00	Iguaçu
SD71	265316.28	7165625.40	398.30	Nova P.do Iguaçu	Centro	Serra Geral	*	15.00	1.00	8.88	152.00	4.27	133.10	254.00	Iguaçu
SD72	194394.07	7256576.93	275.00	Ouro V.do Oeste	Centro	Serra Geral	*	*	0.28	7.48	109.00	147.00	187.20	228.00	Paraná 3
SD73	176876.05	7271903.51	253.40	Pato Bragado	Linha Arroio Fundo	Serra Geral	*	0.00	3.85	9.46	201.00	8.00	132.08	422.00	Paraná 3
SD74	169246.67	7274729.60	240.86	Pato Bragado	Linha Oriental	Serra Geral	*	16.00	3.00	9.45	103.00	22.00	133.12	218.00	Paraná 3
SD75	229635.12	7155802.06	399.48	Planalto	Sagrada Família	Serra Geral	*	5.00	1.00	8.10	145.00	88.68	134.62	242.00	Iguaçu
SD76	238650.19	7125707.92	485.65	Pranchita	Linha Toledo	Serra Geral	*	2.50	0.50	8.40	191.00	48.10	118.30	220.00	Iguaçu
SD77	247388.61	7147628.13	436.55	Realeza	Centro	Serra Geral	*	15.00	4.00	9.36	58.00	8.82	55.73	97.40	Iguaçu
SD78	244586.85	7148217.18	472.29	Realeza	Centro	Serra Geral	13.00	0.00	0.00	7.03	58.00	65.60	100.00	161.80	Iguaçu
SD79	163405.45	7249334.78	236.37	Santa Helena	Chácara	Serra Geral	*	5.00	14.00	9.05	149.00	21.00	92.00	137.50	Paraná 3
SD80	159344.17	7238409.14	265.28	Santa Helena	Santa Helena Velha	Serra Geral	16.00	0.00	0.00	9.46	187.00	13.32	120.00	451.20	Paraná 3
SD81	255862.02	7147499.25	480.87	Sta. Isabel do Oeste	Linha São Paulo	Serra Geral	*	2.50	0.50	8.53	162.00	34.70	154.00	166.00	Iguaçu
SD82	252332.48	7138244.53	509.14	Sta. Isabel do Oeste	Linha Sarandi	Serra Geral	*	1.00	0.00	7.12	48.00	22.00	180.00	373.20	Iguaçu
SD83	236779.88	7235026.20	634.22	Sta. Tereza. do Oeste	Centro	Serra Geral	*	0.00	0.00	6.88	60.00	52.20	50.00	135.80	Paraná 3
SD84	235275.56	7226628.33	754.62	Sta. Tereza. do Oeste	Centro	Serra Geral	*	3.00	1.00	8.67	51.00	24.30	130.00	116.90	Iguaçu
SD85	238053.92	7123955.51	434.49	Sto Ant. do Sudoeste	São P. do Flórido	Serra Geral	*	5.00	1.00	7.61	123.00	56.43	59.29	121.00	Iguaçu
SD86	227500.18	7113495.59	535.26	Sto Ant. do Sudoeste	Centro	Serra Geral	*	10.00	1.00	6.70	118.00	9.16	106.35	197.00	Iguaçu
SD87	191481.25	7250568.80	447.63	São J. das Palmeira	Estrada Gameleira	Serra Geral	*	2.50	0.20	7.90	230.00	150.00	176.40	289.00	Paraná 3
SD88	184392.46	7248134.97	254.96	São J. das Palmeira	Centro	Serra Geral	*	0.00	0.00	7.70	83.00	142.29	210.00	242.80	Paraná 3
SD89	170585.38	7189117.04	284.31	São M. do Iguaçu	São Vicente	Serra Geral	*	0.00	0.27	7.46	115.90	117.90	77.00	235.50	Paraná 3
SD90	171695.30	7200634.91	288.78	São M. do Iguaçu	Urussanga	Serra Geral	*	4.00	0.10	6.82	441.00	189.90	117.20	230.00	Paraná 3
SD91	170685.57	7195730.07	255.10	São M. do Iguaçu	Centro	Serra Geral	*	3.00	0.05	6.88	356.50	148.60	259.15	133.00	Paraná 3
SD92	225007.50	7268560.24	492.14	Toledo	Centro	Serra Geral	*	5.00	2.00	7.53	77.00	39.00	54.56	90.00	Paraná 3
SD93	224997.38	7268560.04	492.29	Toledo	Centro	Serra Geral	*	5.00	0.25	8.70	74.00	30.00	59.04	96.00	Paraná 3
SD94	215890.69	7284971.84	440.41	Toledo	Vila Nova	Serra Geral	*	*	*	7.20	50.00	80.15	60.00	106.30	Paraná 3
SD95	221168.39	7273616.12	515.02	Toledo	Novo Sobradinho	Serra Geral	15.00	2.00	0.00	8.07	40.00	8.55	90.00	313.80	Paraná 3
SD96	216563.68	7259943.02	453.23	Toledo	Recanto Municipal	Serra Geral	*	0.00	0.00	7.25	61.00	38.16	70.00	141.70	Paraná 3
SD97	225260.02	7265527.97	547.28	Toledo	Centro	Serra Geral	*	0.00	0.78	7.85	60.00	27.00	30.00	72.60	Paraná 3
SD98	224211.00	7249599.92	558.99	Toledo	Centro	Serra Geral	10.00	0.00	0.00	6.25	72.00	45.60	50.00	76.60	Paraná 3
SD99	213481.24	7285255.22	449.52	Toledo	Centro	Serra Geral	16.00	2.00	0.00	7.42	47.00	92.30	100.00	162.10	Paraná 3
SD100	281683.04	7187923.26	533.29	Três Barras do PR	Linha Kennedy	Serra Geral	14.00	0.00	0.00	9.27	58.00	28.12	70.00	345.20	Iguaçu
SD101	210020.46	7224662.26	650.00	Vera C. do Oeste	Centro	Serra Geral	18.00	0.00	0.00	6.27	52.00	48.10	30.00	74.80	Paraná 3
SD102	193192.31	7241459.13	308.64	Vera C. do Oeste	Centro	Serra Geral	15.00	2.00	0.00	8.81	47.00	8.55	160.00	781.20	Paraná 3
SD103	195849.22	7234288.74	508.69	Vera C. do Oeste	Centro	Serra Geral	*	1.00	*	7.45	35.30	116.80	0.00	382.80	Paraná 3
SA104	251500.00	7132650.00	461.26	Ampère	Centro	Serra Geral	*	0.00	0.27	9.90	177.00	15.00	164.00	ND	Iguaçu

Cód.	UTM L-W (x)	UTM N-S (y)	Altitude (z)	Município	Localidade	Aquífero	Temp. (°C)	Cor (uH)	Turb. (NTU)	pH	STD (mg/L)	Dureza (mg/L)	Alcalinidade (mg/L)	Conduct. Elétrica (µS.cm ⁻¹)	Sub. Bacia
SA105	230737.00	7134921.00	432.00	Bela V. do Caroba	Sede	Serra Geral	20.60	*	*	7.85	195.00	93.96	112.51	197.00	Iguaçu
SA106	240064.00	7100683.00	601.00	Bom Jesus. do Sul	Sede	Serra Geral	22.30	*	*	9.02	126.00	6.82	150.12	302.00	Iguaçu
SA107	240485.00	7100210.00	604.00	Bom Jesus. do Sul	Sede	Serra Geral	21.80	*	*	9.06	148.00	6.32	128.77	211.00	Iguaçu
SA108	242874.00	7100750.00	572.76	Bom Jesus. do Sul	Linha Panassolo	Serra Geral	18.00	5.00	1.00	9.95	35.00	40.00	90.00	225.00	Iguaçu
SA109	235462.00	7179879.00	270.00	Capitão L. Marques	Sede	Serra Geral	23.70	*	*	7.52	125.00	61.85	66.82	136.40	Iguaçu
SA110	252357.00	7179698.00	325.00	Capitão L. Marques	Alto A. do Iguaçu	Serra Geral	*	2.50	0.50	9.04	158.00	43.71	98.20	170.30	Iguaçu
SA111	256044.00	7243434.00	657.00	Cascavel	Sede	Serra Geral	22.10	*	*	7.75	100.00	39.62	53.25	114.50	Piquiri
SA112	256997.00	7242300.00	657.00	Cascavel	Sede	Serra Geral	23.00	*	*	10.09	84.00	6.72	54.49	119.80	Piquiri
SA113	247579.00	7239083.00	649.00	Cascavel	Sede	Serra Geral	25.00	*	*	9.92	90.00	4.25	58.22	183.00	Iguaçu
SA114	267708.00	7204086.00	573.00	Cascavel	Juvinópolis	Serra Geral	22.50	*	*	8.14	108.00	46.04	63.20	136.00	Iguaçu
SA115	263234.00	7217572.00	547.00	Cascavel	Rio do salto	Serra Geral	21.20	*	*	8.57	154.00	49.99	83.81	203.00	Iguaçu
SA116	250264.00	7232206.00	682.00	Cascavel	Sede	Serra Geral	23.50	*	*	7.64	84.00	37.15	43.30	91.80	Iguaçu
SA117	251227.00	7229566.00	622.00	Cascavel	Sede	Serra Geral	21.30	*	*	7.41	130.00	68.96	76.04	169.50	Iguaçu
SA118	285100.00	7211300.00	637.95	Catanduvas	Centro	Serra Geral	*	10.00	0.50	9.32	144.00	20.44	90.75	165.00	Iguaçu
SA119	207783.00	7208703.00	432.00	Céu Azul	Gruta N. S. de Lurdes	Serra Geral	*	0.00	0.15	7.60	138.00	74.00	90.00	190.00	Iguaçu
SA120	207990.00	7217314.00	506.00	Céu Azul	Linha Dois Irmãos	Serra Geral	*	2.50	0.24	7.40	159.30	59.10	55.00	150.00	Iguaçu
SA121	212216.00	7215943.00	583.00	Céu Azul	Sede	Serra Geral	19.60	*	*	7.30	130.00	95.05	90.16	200.00	Iguaçu
SA122	286995.00	7164753.00	432.00	Cruzeiro do Iguaçu	Sede	Serra Geral	23.70	*	*	9.62	184.00	2.77	122.46	212.00	Iguaçu
SA123	185372.00	7231540.00	255.00	Diamante do Oeste	Ponte Nova	Serra Geral	23.10	*	*	9.64	179.00	2.67	146.49	276.00	Paraná 3
SA124	291615.00	7150289.00	495.00	Dois Vizinhos	Sede	Serra Geral	20.20	*	*	7.44	119.00	60.66	58.43	120.00	Iguaçu
SA125	283453.00	7129423.00	580.00	Enéas Marques	Sede	Serra Geral	23.80	*	*	9.13	176.00	7.09	98.11	179.40	Iguaçu
SA126	286997.00	7116623.00	606.00	Francisco Beltrão	Francisco Beltrão	Serra Geral		2.50	0.41	10.00	170.00	10.00	125.00	243.00	Iguaçu
SA127	165997.00	7216774.00	230.00	Itaipulândia	Sede	Serra Geral	20.40	*	*	8.10	123.00	51.67	65.89	119.80	Paraná 3
SA128	163131.00	7212443.00	249.00	Itaipulândia	São J. Do Itavó	Serra Geral	22.20	*	*	7.94	75.00	65.21	81.33	115.80	Paraná 3
SA129	241546.00	7205194.00	547.00	Lindoeste	Sede	Serra Geral	22.30	*	*	7.45	115.00	53.35	60.50	121.10	Iguaçu
SA130	268766.00	7106370.00	550.00	Mafrinópolis	Sede	Serra Geral	21.00	*	*	7.97	285.00	168.75	181.82	305.00	Iguaçu
SA131	192454.00	7281079.00	363.00	Marechal C. Rondon	Faville	Serra Geral	25.40	*	*	9.42	1076.00	31.43	125.52	1081.00	Paraná 3
SA132	183810.00	7270705.00	319.00	Marechal C. Rondon	Margarida	Serra Geral	21.90	*	*	7.68	125.00	56.90	56.60	109.30	Paraná 3
SA133	194077.00	7279087.00	379.00	Marechal C. Rondon	Feiden	Serra Geral	22.70	*	*	9.20	175.00	4.11	101.66	176.00	Paraná 3
SA134	189655.00	7284045.00	329.00	Marechal C. Rondon	Dierings	Serra Geral	20.60	*	*	7.97	163.00	66.86	84.00	161.00	Paraná 3
SA135	210270.00	7195286.00	228.00	Matelândia	Picada Benjamin	Serra Geral	*	2.50	0.03	8.10	176.00	77.00	105.00	213.00	Iguaçu
SA136	203671.00	7211024.00	587.00	Matelândia	V. Agrocafeira	Serra Geral	20.10	*	*	7.57	107.00	42.09	47.86	100.90	Paraná 3
SA137	204519.00	7200467.00	339.00	Matelândia	Sede	Serra Geral	21.80	*	*	7.95	169.00	84.08	99.04	261.00	Iguaçu
SA138	274106.00	7132888.00	549.00	Nova Esp. do Iguaçu	Sede	Serra Geral	20.10	*	*	9.12	204.00	17.87	119.80	205.00	Iguaçu
SA139	265294.00	7165631.00	390.00	Nova P. do Iguaçu	Sede	Serra Geral	20.60	*	*	9.45	177.00	2.17	127.84	205.00	Iguaçu
SA140	255132.00	7170177.00	296.00	Nova P. do Iguaçu	Nova Vitória	Serra Geral	22.50	*	*	9.37	621.00	43.77	51.07	866.00	Iguaçu
SA141	222751.00	7134017.00	368.00	Pérola do Oeste	Conciolândia	Serra Geral	20.90	*	*	7.72	127.00	61.45	63.61	89.60	Iguaçu
SA142	225149.00	7138522.00	335.00	Pérola do Oeste	Sede	Serra Geral	20.60	*	*	7.76	144.00	68.76	72.21	146.00	Iguaçu
SA143	253053.00	7117925.00	526.00	Pinhal de S. Bento	Sede	Serra Geral	20.00	*	*	7.86	193.00	101.17	116.76	204.00	Iguaçu
SA144	229632.00	7155793.00	377.00	Planalto	Sagrada Família	Serra Geral	*	5.00	1.00	8.10	145.00	88.68	134.62	242.00	Iguaçu
SA145	219777.00	7146898.00	383.00	Planalto	Centro Novo	Serra Geral	21.60	*	*	7.81	133.00	60.76	49.83	122.50	Iguaçu
SA146	229447.00	7122382.00	577.09	Pranchita	Santa Cruz Baixa	Serra Geral	*	20.00	9.80	7.35	176.00	92.58	107.60	184.50	Iguaçu
SA147	248326.00	7146548.00	300.00	Realeza	Sede	Serra Geral	*	5.00	0.50	6.84	40.00	18.96	40.69	67.00	Iguaçu
SA148	247529.00	7154361.00	343.00	Realeza	São Roque	Serra Geral	21.50	*	*	7.89	115.00	53.35	53.46	104.00	Iguaçu
SA149	247382.00	7162746.00	285.00	Realeza	Saltinho	Serra Geral	21.70	*	*	7.98	154.00	78.35	73.04	169.00	Iguaçu
SA150	210475.00	7239154.00	482.00	S. Pedro do Iguaçu	Sede	Serra Geral	22.80	*	*	8.09	104.00	32.21	53.15	91.50	Paraná 3
SA151	193903.00	7246745.00	307.00	S. Pedro do Iguaçu	Sede	Serra Geral	22.90	*	*	8.41	171.00	66.00	110.96	203.00	Paraná 3
SA152	196933.00	7246616.00	324.00	S. Pedro do Iguaçu	São Tarciso	Serra Geral		2.50	0.13	8.70	182.00	72.00	122.00	150.00	Paraná 3
SA153	263772.00	7100628.00	574.00	Salgado Filho	Sede	Serra Geral	21.40	*	*	8.82	155.00	9.39	115.20	168.60	Iguaçu
SA154	263928.00	7102561.00	505.00	Salgado Filho	Sede	Serra Geral	19.90	*	*	8.93	148.00	5.24	120.59	198.00	Iguaçu
SA155	268940.00	7115443.70	360.00	Salto do Lontra	Barra do Lontra	Serra Geral	*	2.50	0.26	8.60	123.00	27.00	89.00	176.00	Iguaçu
SA156	264850.00	7143700.00	520.00	Salto do Lontra	Linha São Valentim	Serra Geral	*	205.00	0.27	7.80	125.00	79.00	91.00	179.00	Iguaçu

Cód.	UTM L-W (x)	UTM N-S (y)	Altitude (z)	Município	Localidade	Aquífero	Temp. (°C)	Cor (uH)	Turb. (NTU)	pH	STD (mg/L)	Dureza (mg/L)	Alcalinidade (mg/L)	Condut. Elétrica (µS.cm ⁻¹)	Sub. Bacia
SA157	163174.00	7250294.00	226.00	Santa Helena	Sede	Serra Geral	21.40	*	*	7.90	98.00	67.09	75.00	151.90	Paraná 3
SA158	164081.00	7246442.00	232.00	Santa Helena	Sede	Serra Geral	21.30	*	*	7.83	119.00	54.34	59.47	119.40	Paraná 3
SA159	241506.00	7187390.00	418.00	Santa Lúcia	Sede	Serra Geral	24.00	*	*	7.20	170.00	100.68	74.18	249.00	Iguaçu
SA160	236140.00	7224541.00	603.00	Sta. Tereza do Oeste	Sede	Serra Geral	22.50	*	*	7.39	100.00	45.94	48.90	114.90	Iguaçu
SA161	237906.00	7217546.00	617.00	Sta. Tereza do Oeste	Santa Maria	Serra Geral	23.60	*	*	8.09	154.00	57.11	96.24	168.90	Iguaçu
SA162	173003.00	7192437.00	275.00	São M. do Iguaçu	Sede	Serra Geral	20.60	*	*	8.14	224.00	69.65	142.04	275.00	Paraná 3
SA163	171270.00	7194961.00	229.00	São M. do Iguaçu	Sede	Serra Geral	21.30	*	*	9.56	222.00	6.82	159.23	292.00	Paraná 3
SA164	174658.00	7194914.00	247.00	São M. do Iguaçu	Sede	Serra Geral	20.70	*	*	7.83	201.00	109.17	127.01	243.00	Paraná 3
SA165	182450.00	7191455.00	264.00	São M. do Iguaçu	Aurora do Iguaçu	Serra Geral	20.70	*	*	8.84	174.00	20.65	111.99	202.00	Paraná 3
SA166	178032.00	7187832.00	248.00	São M. do Iguaçu	São Jorge	Serra Geral	18.40	*	*	7.94	69.00	43.18	67.44	105.70	Paraná 3
SA167	193261.00	7189866.00	305.00	Serranóp. do Iguaçu	Flor da Serra	Serra Geral	21.10	*	*	8.22	171.00	61.35	98.73	201.00	Iguaçu
SA168	193960.00	7186388.00	311.00	Serranóp. do Iguaçu	Jardinópolis	Serra Geral	21.60	*	*	7.68	95.00	67.18	75.40	145.80	Iguaçu
SA169	153409.00	7182639.00	232.00	Sta. T. do Itaipu	Sede	Serra Geral	20.80	*	*	9.35	163.00	12.55	109.61	196.60	Paraná 3
SA170	159305.00	7185094.00	225.00	Sta. T. do Itaipu	Sede	Serra Geral	20.30	*	*	8.24	118.00	35.07	65.27	119.30	Paraná 3
SA171	226953.00	7115391.00	506.00	Sto Ant. do Sudoeste	Sede	Serra Geral	20.20	*	*	7.54	157.00	77.96	88.58	169.00	Iguaçu
SA172	223765.00	7257050.00	455.00	Toledo	Sede	Serra Geral	25.30	*	*	7.41	133.00	66.89	67.86	182.40	Paraná 3
SA173	222829.00	7257105.00	451.00	Toledo	Sede	Serra Geral	24.10	*	*	7.64	135.00	64.81	69.72	191.70	Paraná 3
SA174	223857.00	7261092.00	469.00	Toledo	Sede	Serra Geral	27.20	*	*	7.27	172.00	95.64	85.57	274.00	Paraná 3
SA175	224207.00	7262095.00	474.00	Toledo	Sede	Serra Geral	23.40	*	*	7.84	125.00	47.72	69.52	172.60	Paraná 3
SA176	226126.00	7262449.00	484.00	Toledo	Sede	Serra Geral	24.40	*	*	7.57	153.00	74.10	79.98	222.00	Paraná 3
SA177	224860.00	7268621.00	487.00	Toledo	Sede	Serra Geral	25.80	*	*	9.04	108.00	26.48	63.20	126.10	Paraná 3
SA178	234824.00	7269012.00	508.00	Toledo	Ouro Preto	Serra Geral	24.60	*	*	10.05	178.00	4.05	118.93	255.00	Paraná 3
SA179	269703.00	7176842.00	326.00	Três Barras do PR	Barra Bonita	Serra Geral	21.70	*	*	7.45	113.00	54.93	62.89	88.30	Iguaçu
SA180	274962.00	7174088.00	468.00	Três Barras do PR	Santo Isidoro	Serra Geral	21.70	*	*	9.25	116.50	4.45	75.63	110.60	Iguaçu
SA181	211925.00	7226641.00	493.00	Vera C. do Oeste	Sede	Serra Geral		5.00	3.80	7.51	150.00	63.87	87.70	178.00	Paraná 3
SAG 1	197812.00	7280157.00	420.00	Marechal C. Rondon	Sede	Guarani	37.90	*	*	8.39	2080.00	*	73.70	5100.00	Paraná 3
SAG 2	142831.00	7167479.00	170.00	Foz do Iguaçu M.H	Sede	Guarani	38.80	5.00	1.00	8.43	1940.00	780.68	196.22	4800.00	Iguaçu
SAG 3	145428.00	7170874.00	218.00	Foz do Iguaçu B.H	Sede	Guarani		31.00	5.50	8.90	2955.00	63.80	*	4620.00	Iguaçu
SAG 4	204650.00	7200270.00	345.00	Matelândia	Sede	Guarani	32.00	10.00	5.00	8.60	1217.00	26.95	146.90	1774.00	Iguaçu
SAG 5	266967.00	7125187.00	799.00	Francisco Beltrão	Sede	Guarani	45.00	*	*	9.48	258.40	*	95.00	*	Iguaçu
SAG 6	172230.00	7217186.00	289.00	Itapulândia	Sede	Guarani	42.00	*	*	8.50	2208.00	*	195.46	3570.00	Paraná 3

**ANEXO II –TABELA DOS DADOS HIDROQUÍMICOS DOS POÇOS
COM BALANÇO IÔNICO(SUDERHSA e Sanepar, 2008)**

Cód.	UTM L-W (x)	UTM N-S (y)	Altitude (z)	Município	Localidade	DBI	HCO ₃ ⁻ (mg/L)	CO ₃ ²⁻ (mg/L)	Cl ⁻ (mg/L)	F ⁻ (mg/L)	PO ₄ ⁻³ (mg/L)	SO ₄ ²⁻ (mg/L)	NO ₃ ⁻ (mg/L)	NO ₂ ⁻ (mg/L)	Ca ⁺ (mg/L)	Mg ⁺² (mg/L)	Na ⁺ (mg/L)	K ⁺ (mg/L)	Fe ⁺² (mg/L)
SD1	255616,24	7126711,68	557,67	Ampére	Centro	8,82	123,09	26,04	0,86	0,56	ND	0,50	0,93	0,01	9,27	1,94	66,40	1,00	0,06
SD4	231275,34	7135935,60	523,20	Bela V. do Caroba	Linha Progresso	0,27	54,00	0,00	1,00	0,05	0,10	12,50	1,90	0,00	16,90	4,39	0,20	0,05	0,05
SD5	242550,92	7106806,46	567,80	Bom Jesus do Sul	Linha Boa Vista	0,75	105,80	0,00	1,08	0,28	ND	0,50	2,70	0,01	21,34	5,40	6,50	1,20	0,03
SD6	250239,62	7100360,77	616,03	Bom Jesus do Sul	Linha Planaltinho	0,46	150,00	0,00	49,70	0,07	0,82	3,00	0,50	0,02	32,90	28,10	0,80	0,10	0,17
SD8	235464,39	7179930,94	271,96	Capitão L. Marques	Centro	4,57	79,10	0,00	0,97	0,06	ND	1,00	5,21	0,01	14,90	4,54	7,60	0,50	0,04
SD10	269118,66	7246281,46	649,16	Cascavel	Flam APEC	1,48	68,03	0,00	2,45	0,01	0,09	1,00	0,46	0,01	15,94	3,72	2,93	0,91	ND
SD11	264929,90	7241179,29	658,87	Cascavel	Flam APEC	0,04	54,75	3,67	0,24	0,24	0,03	1,00	0,11	0,01	11,45	1,24	8,40	0,75	0,00
SD12	251235,19	7229566,52	622,00	Cascavel	Centro	0,13	79,20	0,00	0,91	0,07	0,16	1,00	8,84	0,01	16,29	4,57	6,20	1,30	0,01
SD13	274903,60	7225832,67	743,01	Cascavel	Refopas	8,08	20,53	0,00	0,98	0,01	0,03	1,00	0,21	0,01	4,09	0,74	1,32	0,36	0,00
SD14	238177,15	7239098,75	680,88	Cascavel	Liassi	3,76	70,76	0,00	3,10	0,01	ND	1,00	1,19	0,01	6,00	1,00	18,35	0,43	0,10
SD22	225902,73	7221210,85	607,61	Céu Azul	Tatu Jupy	2,00	54,40	0,00	0,62	0,11	ND	1,00	0,09	0,01	9,74	0,02	11,00	0,40	0,01
SD25	287406,68	7165353,97	421,02	Cruzeiro	Centro	7,22	32,68	59,41	0,43	0,48	ND	0,50	0,04	0,01	0,61	0,10	67,00	0,40	0,04
SD32	282757,49	7129805,32	571,29	Eneás Marques	Centro	4,56	106,35	0,00	1,00	0,00	0,15	1,00	2,98	0,01	24,25	5,91	7,10	0,60	0,02
SD33	142061,26	7168138,94	218,58	Foz do Iguaçu	Vila Yolanda	1,07	86,20	5,00	1,50	0,28	0,07	ND	0,15	0,01	12,00	7,75	8,52	0,30	0,31
SD41	280743,03	7113702,10	721,21	Francisco Beltrão	Vila Rural G. Azul	7,06	74,42	0,00	1,85	0,09	0,16	1,00	0,17	0,01	18,04	5,35	3,00	0,70	0,41
SD49	184343,51	7277841,24	306,87	Marecha C. Rondon	Linha Ajuricaba	8,54	126,04	0,00	5,00	0,08	ND	1,00	4,50	0,00	31,66	7,53	12,00	0,51	0,00
SD50	189151,55	7276861,57	292,89	Marecha C. Rondon	Arroio Fundo	8,88	100,00	0,00	4,00	0,22	ND	2,00	1,80	0,00	15,69	5,37	24,00	0,36	0,01
SD51	185459,79	7264815,03	256,52	Marecha C. Rondon	Margarida	9,41	110,60	0,00	5,00	ND	0,25	1,00	1,30	0,00	26,16	5,86	14,10	0,65	0,06
SD57	201193,49	7193591,40	298,04	Matelândia	Vila S. Família	0,57	132,32	0,00	0,35	0,51	0,07	1,00	2,65	0,01	22,78	7,13	12,50	0,80	0,01
SD58	205253,85	7200056,46	329,95	Matelândia	Centro	9,94	109,28	0,00	9,43	0,01	ND	1,00	0,04	0,01	23,60	7,20	17,80	0,80	ND
SD61	192127,99	7195638,22	374,82	Medianeira	Vila Rural	3,33	106,26	0,00	0,68	0,54	0,27	1,00	8,66	0,01	22,60	7,41	7,70	0,80	0,01
SD67	181917,70	7216660,82	434,30	Missal	Linha Bandeirantes	0,46	166,72	0,00	1,47	0,11	0,12	0,50	2,21	0,01	27,42	11,13	11,40	0,80	0,09
SD70	184003,66	7215955,39	285,33	Missal	Linha São Pedro	1,05	172,02	0,00	0,76	0,02	0,07	0,50	2,23	0,01	29,85	5,42	20,40	0,20	0,08
SD71	265316,28	7165625,40	398,30	Nova P. do Iguaçu	Centro	5,91	41,27	59,51	0,26	0,15	0,04	1,00	0,13	0,01	1,38	0,19	67,60	0,50	0,02
SD73	176876,05	7271903,51	253,40	Pato Bragado	Linha A. Fundo	4,52	74,88	57,20	21,00	0,69	ND	75,00	0,20	0,00	2,80	0,29	108,00	0,20	0,00
SD74	169246,67	7274729,60	240,86	Pato Bragado	Linha Oriental	8,56	70,72	62,40	6,00	0,41	ND	2,00	0,20	0,01	6,41	1,45	57,00	0,27	0,03
SD75	229635,12	7155802,06	399,48	Planalto	Sagrada Família	1,21	164,24	0,00	0,47	0,23	0,03	1,00	3,84	0,06	21,07	9,09	24,00	0,70	0,26
SD76	238650,19	7125707,92	485,65	Pranchita	Linha Toledo	0,70	133,58	5,28	1,40	0,03	ND	0,50	2,98	0,01	12,80	4,28	32,20	1,48	0,04
SD77	247388,61	7147628,13	436,55	Realeza	Centro	0,91	54,23	6,77	0,15	0,01	0,07	1,00	1,85	0,01	3,21	0,19	22,80	0,70	0,23
SD81	255862,02	7147499,25	480,87	Sta. Isabel do Oeste	Linha São Paulo	0,91	109,20	4,84	0,04	0,03	ND	0,50	1,19	0,01	5,37	0,07	40,00	0,20	0,03
SD85	238053,92	7123955,51	434,49	Sto. Ant. Do Sudoeste	São P. do Flórido	0,08	72,34	0,00	0,84	0,29	ND	5,30	5,30	0,01	14,82	5,28	4,90	1,20	0,01
SD86	227500,18	7113495,59	535,26	Sto. Ant. Do Sudoeste	Centro	9,86	129,40	0,00	0,92	0,31	0,80	10,50	0,04	0,01	2,89	0,46	62,50	0,50	0,00
SD92	225007,50	7268560,24	492,14	Toledo	Centro	1,75	66,44	0,00	0,26	ND	0,11	1,00	0,76	0,01	12,02	2,19	7,20	0,01	0,01
SD93	224997,38	7268560,04	492,29	Toledo	Centro	6,21	72,03	0,00	0,98	0,10	0,03	1,00	0,71	0,01	8,02	2,43	11,50	0,01	0,01
SA105	230737,00	7134921,00	432,00	Bela V. do Caroba	Sede	3,02	137,26	0,00	4,10	0,17	0,15	0,50	ND	ND	25,22	7,63	8,10	0,40	< 0,01
SA106	240064,00	7100683,00	601,00	Bom Jesus do Sul	Sede	0,51	97,95	41,90	3,83	0,87	0,09	0,50	ND	ND	2,42	0,19	70,20	0,30	0,10
SA107	240485,00	7100210,00	604,00	Bom Jesus do Sul	Sede	3,11	107,56	24,37	9,25	0,44	0,08	0,50	ND	ND	2,18	0,22	59,00	0,20	0,01
SA108	242874,00	7100750,00	572,76	Bom Jesus do Sul	Linha Panassolo	0,35	46,50	39,00	14,20	0,31	0,51	2,00	0,60	0,02	17,30	10,50	0,70	0,30	0,19
SA109	235462,00	7179879,00	270,00	Capitão L. Marques	Sede	4,33	81,52	0,00	1,37	0,01	0,23	0,50	ND	ND	16,04	5,37	6,00	0,60	< 0,01
SA110	252357,00	7179698,00	325,00	Capitão L. Marques	Alto A. do Iguaçu	0,56	101,38	9,06	0,69	0,14	0,10	0,50	3,14	0,01	13,89	2,33	26,00	0,50	0,04
SA111	256044,00	7243434,00	657,00	Cascavel	Sede	0,94	64,97	0,00	0,94	0,01	0,20	0,50	ND	ND	14,53	0,83	6,00	1,30	< 0,01
SA112	256997,00	7242300,00	657,00	Cascavel	Sede	5,16	20,98	22,38	0,47	0,09	0,08	0,50	ND	ND	2,30	0,24	19,90	0,40	< 0,01
SA113	247579,00	7239083,00	649,00	Cascavel	Sede	4,36	4,55	32,70	0,31	0,13	0,05	0,50	ND	ND	1,47	0,15	22,90	0,40	< 0,01
SA114	267708,00	7204086,00	573,00	Cascavel	Juvinópolis	0,79	77,10	0,00	0,31	0,08	0,15	0,50	ND	ND	16,39	1,26	7,80	0,40	< 0,01
SA115	263234,00	7217572,00	547,00	Cascavel	Rio do salto	8,16	85,06	2,11	3,50	0,34	0,19	2,52	ND	ND	13,90	3,77	18,30	5,10	< 0,01
SA116	250264,00	7232206,00	682,00	Cascavel	Sede	0,20	52,83	0,00	0,57	0,01	0,25	0,50	ND	ND	10,30	2,82	3,10	0,90	< 0,01
SA117	251227,00	7229566,00	622,00	Cascavel	Sede	2,01	92,77	0,00	1,51	0,01	0,26	0,50	ND	ND	19,68	4,89	5,50	0,90	< 0,01
SA121	212216,00	7215943,00	583,00	Céu Azul	Sede	5,63	110,00	0,00	4,88	0,02	0,21	0,50	ND	ND	23,44	8,99	5,90	1,00	< 0,01
SA123	185372,00	7231540,00	255,00	Diamante do Oeste	Ponte Nova	3,91	61,93	57,44	1,10	0,06	0,07	0,50	ND	ND	0,99	0,05	62,00	0,20	< 0,01
SA124	291615,00	7150289,00	495,00	Dois Vizinhos	Sede	0,42	71,29	0,00	11,38	0,19	0,10	0,50	ND	ND	16,59	4,74	6,10	0,60	0,05
SA125	283453,00	7129423,00	580,00	Eneás Marques	Sede	2,88	69,17	41,41	0,82	0,25	0,09	0,50	ND	ND	2,31	0,32	52,00	0,40	0,17
SA127	165997,00	7216774,00	230,00	Itaipulândia	Sede	0,63	80,39	0,00	0,42	0,01	0,17	0,50	ND	ND	12,99	4,74	7,10	0,60	< 0,01
SA128	163131,00	7212443,00	249,00	Itaipulândia	São J. Do Itavó	4,63	99,22	0,00	1,31	0,01	0,14	0,50	ND	ND	19,15	4,29	12,00	0,90	< 0,01

Cód.	UTM L-W (x)	UTM N-S (y)	Altitude (z)	Município	Localidade	DBI	HCO ₃ ⁻ (mg/L)	CO ₃ ²⁻ (mg/L)	Cl ⁻ (mg/L)	F ⁻ (mg/L)	PO ₄ ⁻³ (mg/L)	SO ₄ ²⁻ (mg/L)	NO ₃ ⁻ (mg/L)	NO ₂ ⁻ (mg/L)	Ca ⁺ (mg/L)	Mg ⁺² (mg/L)	Na ⁺ (mg/L)	K ⁺ (mg/L)	Fe ⁺² (mg/L)
SA129	241546,00	7205194,00	547,00	Lindoeste	Sede	0,60	73,81	0,00	2,22	<0,01	0,24	0,50	ND	ND	15,72	3,48	4,40	0,50	< 0,01
SA130	268766,00	7106370,00	550,00	Mafrinópolis	Sede	1,33	221,82	0,00	8,26	0,33	0,08	0,50	ND	ND	45,46	13,61	9,10	0,40	0,03
SA131	192454,00	7281079,00	363,00	Marecha C. Rondon	Faville	3,49	97,85	45,32	12,94	1,56	0,06	580,00	ND	ND	12,80	0,12	320,00	0,60	< 0,01
SA132	183810,00	7270705,00	319,00	Marecha C. Rondon	Margarida	6,74	69,05	0,00	1,76	0,08	0,11	0,50	ND	ND	15,47	4,33	5,20	0,70	< 0,01
SA133	194077,00	7279087,00	379,00	Marecha C. Rondon	Feiden	3,32	86,78	30,53	1,81	0,16	0,03	0,50	ND	ND	1,48	0,10	52,00	0,20	< 0,01
SA134	189655,00	7284045,00	329,00	Marecha C. Rondon	Dierings	4,86	103,21	0,00	2,40	0,02	0,06	0,50	ND	ND	20,25	3,87	14,00	0,60	< 0,01
SA136	203671,00	7211024,00	587,00	Matelândia	V. Agrocafeeira	4,89	58,39	0,00	0,53	0,01	0,26	0,50	ND	ND	13,62	1,99	5,20	0,90	< 0,01
SD137	204519,00	7200467,00	339,00	Matelândia	Sede	2,58	120,83	0,00	8,72	0,08	0,12	15,00	ND	ND	21,70	7,37	16,40	0,60	< 0,01
SA138	274106,00	7132888,00	549,00	Nova Esp. do Iguaçu	Sede	3,83	98,66	38,93	0,60	0,20	0,09	0,50	ND	ND	6,59	0,34	54,40	0,40	0,17
SA139	265294,00	7165631,00	390,00	Nova P. do Iguaçu	Sede	3,88	47,27	53,46	3,99	0,05	0,03	0,50	ND	ND	0,67	0,12	56,00	0,10	0,02
SA141	222751,00	7134017,00	368,00	Pérola do Oeste	Conciolândia	0,83	77,60	0,00	4,49	0,04	0,20	0,50	ND	ND	13,66	6,73	3,40	0,40	< 0,01
SA142	225149,00	7138522,00	335,00	Pérola do Oeste	Sede	0,98	88,10	0,00	4,10	0,61	0,17	0,50	ND	ND	23,05	2,77	5,70	0,50	< 0,01
SA143	253053,00	7117925,00	526,00	Pinhal de São Bento	Sede	3,24	142,44	0,00	3,72	0,27	0,20	0,50	ND	ND	27,36	8,10	6,10	0,70	< 0,01
SA144	229632,00	7155793,00	377,00	Planalto	Sagrada Família	1,43	164,24	0,00	0,47	0,23	0,03	0,50	3,84	0,06	21,07	9,09	24,00	0,70	0,26
SA145	219777,00	7146898,00	383,00	Planalto	Centro Novo	7,07	70,79	0,00	6,13	0,51	0,09	0,50	ND	ND	17,94	3,94	7,80	0,90	0,01
SA146	229447,00	7122382,00	577,09	Pranchita	Sta. Cruz Baixa	2,24	131,27	0,00	0,90	0,01	0,03	0,50	1,38	0,01	23,81	8,45	8,00	1,96	0,84
SA147	248326,00	7146548,00	300,00	Realeza	Sede	8,47	29,63	11,06	0,04	0,01	0,16	0,50	0,97	0,01	5,07	1,51	8,00	0,90	0,01
SA148	247529,00	7154361,00	343,00	Realeza	São Roque	0,10	65,22	0,00	5,09	0,15	0,13	0,50	ND	ND	13,70	4,72	3,50	0,30	< 0,01
SA149	247382,00	7162746,00	285,00	Realeza	Saltinho	9,93	89,11	0,00	0,03	0,12	0,21	0,50	ND	ND	22,25	5,62	5,20	0,50	< 0,01
SA150	210475,00	7239154,00	482,00	S. Pedro do Iguaçu	Sede	0,72	64,84	0,00	0,47	0,01	0,15	0,50	ND	ND	10,93	1,22	9,90	1,20	< 0,01
SA151	193903,00	7246745,00	307,00	S. Pedro do Iguaçu	Sede	2,33	135,37	0,00	0,47	0,02	0,09	0,50	ND	ND	20,79	3,48	18,40	0,50	0,19
SA153	263772,00	7100628,00	574,00	Salgado Filho	Sede	9,50	100,27	19,02	4,54	0,56	0,08	0,50	ND	ND	3,41	0,22	42,00	0,20	0,07
SA154	263928,00	7102561,00	505,00	Salgado Filho	Sede	3,05	84,43	30,83	4,43	0,38	0,03	0,50	ND	ND	1,82	0,17	53,00	0,20	0,01
SA157	163174,00	7250294,00	226,00	Santa Helena	Sede	4,38	91,50	0,00	1,89	0,01	0,11	0,50	ND	ND	18,26	5,30	7,70	1,10	< 0,01
SA158	164081,00	7246442,00	232,00	Santa Helena	Sede	4,15	72,55	0,00	1,31	0,01	0,14	0,50	ND	ND	14,73	4,33	5,50	0,70	< 0,01
SA160	236140,00	7224541,00	603,00	Sta. Tereza do Oeste	Sede	3,24	59,66	0,00	0,94	0,01	0,40	0,50	ND	ND	12,32	3,74	3,70	0,50	< 0,01
SA161	237906,00	7217546,00	617,00	Sta. Tereza do Oeste	Santa Maria	1,14	117,42	0,00	0,05	0,01	0,19	0,50	ND	ND	16,55	3,89	19,10	0,40	< 0,01
SA162	173003,00	7192437,00	275,00	São M. do Iguaçu	Sede	0,80	173,28	0,00	3,36	0,05	0,06	0,50	ND	ND	19,72	5,03	36,40	0,60	< 0,01
SA163	171270,00	7194961,00	229,00	São M. do Iguaçu	Sede	2,74	93,15	49,73	0,51	0,19	0,02	0,50	ND	ND	1,62	0,68	66,80	0,20	< 0,01
SA164	174658,00	7194914,00	247,00	São M. do Iguaçu	Sede	3,43	154,96	0,00	0,89	0,01	0,14	0,50	ND	ND	28,95	9,09	12,70	0,70	< 0,01
SA165	182450,00	7191455,00	264,00	São M. do Iguaçu	Aurora do Iguaçu	2,91	108,32	13,92	0,47	0,02	0,04	0,50	ND	ND	7,96	0,19	39,40	0,40	< 0,01
SA166	178032,00	7187832,00	248,00	São M. do Iguaçu	São Jorge	2,74	82,28	0,00	0,84	0,10	0,14	0,50	ND	ND	11,13	3,79	10,00	0,60	< 0,01
SA167	193261,00	7189866,00	305,00	Serranóp. do Iguaçu	Flor da Serra	1,94	120,45	0,00	1,05	0,01	0,17	0,50	ND	ND	17,54	4,33	19,60	0,60	< 0,01
SA168	193960,00	7186388,00	311,00	Serranóp. do Iguaçu	Jardinópolis	5,17	92,00	0,00	0,84	0,01	0,11	0,50	ND	ND	17,74	5,64	7,80	1,00	< 0,01
SA169	153409,00	7182639,00	232,00	Sta. T. do Itaipu	Sede	0,63	68,76	31,95	0,63	0,10	0,08	0,50	ND	ND	4,28	0,46	41,20	0,40	< 0,01
SA170	159305,00	7185094,00	225,00	Sta. T. do Itaipu	Sede	4,97	79,63	0,00	0,74	0,01	0,13	0,50	ND	ND	10,61	2,11	13,00	0,60	< 0,01
SA171	226953,00	7115391,00	506,00	Sto. Ant. do Sudoeste	Sede	1,40	108,07	0,00	5,85	0,11	0,10	0,50	ND	ND	22,45	5,40	7,50	0,40	< 0,01
SA172	223765,00	7257050,00	455,00	Toledo	Sede	6,39	82,79	0,00	2,77	0,01	0,24	0,50	ND	ND	19,32	4,59	6,70	0,70	0,02
SA173	222829,00	7257105,00	451,00	Toledo	Sede	4,97	85,06	0,00	2,35	2,00	0,28	0,50	ND	ND	19,72	3,84	10,00	0,60	< 0,01
SA174	223857,00	7261092,00	469,00	Toledo	Sede	9,61	104,40	0,00	7,36	0,01	0,37	0,50	ND	ND	28,35	6,13	10,80	0,80	< 0,01
SA175	224207,00	7262095,00	474,00	Toledo	Sede	3,85	84,81	0,00	1,72	0,28	0,24	0,50	ND	ND	13,46	3,48	14,20	0,50	< 0,01
SA176	226126,00	7262449,00	484,00	Toledo	Sede	5,52	97,57	0,00	4,33	0,01	0,29	0,50	ND	ND	22,25	4,57	10,10	0,70	0,03
SA177	224860,00	7268621,00	487,00	Toledo	Sede	0,05	63,20	5,47	0,57	0,03	0,14	0,50	ND	ND	10,02	0,36	14,30	3,90	< 0,01
SA178	234824,00	7269012,00	508,00	Toledo	Ouro Preto	3,28	133,47	5,72	1,15	0,22	0,23	0,50	ND	ND	1,11	0,32	50,40	0,40	0,02
SA179	269703,00	7176842,00	326,00	Três Barras do PR	Barra Bonita	3,44	76,72	0,00	4,65	0,17	0,15	0,50	ND	ND	14,30	4,74	4,70	0,40	< 0,01
SA180	274962,00	7174088,00	468,00	Três Barras do PR	Santo Isidoro	2,81	37,92	26,73	4,05	0,51	0,03	0,50	ND	ND	1,62	0,10	34,00	0,10	0,09
SA181	211925,00	7226641,00	493,00	Vera C. Oeste	Sede	3,20	106,99	0,00	1,07	0,13	0,19	0,50	3,01	0,01	17,46	5,08	9,50	1,10	0,13
SAG 1	197812,00	7280157,00	420,00	Marechal C. Rondon	Sede	0,01	70,15	9,72	612,10	6,20	0,09	2225,00	1,59	0,00	112,62	12,60	1347,00	6,60	0,20
SAG 2	142831,00	7167479,00	170,00	Foz do Iguaçu M.H	Sede	3,33	227,57	5,81	497,15	13,80	0,06	611,20	0,04	0,01	33,62	8,56	616,00	7,60	0,18
SAG 3	145428,00	7170874,00	218,00	Foz do Iguaçu B.H	Sede	0,69	224,40	12,50	512,00	6,00	*	1344,20	2,10	0,02	22,40	9,20	1015,00	7,30	4,05
SAG 4	204650,00	7200270,00	345,00	Matelândia	Sede	8,44	146,13	16,27	146,31	0,89	0,11	388,00	0,10	0,06	9,07	1,04	280,52	2,85	0,46
SAG 5	266967,00	7125187,00	799,00	Francisco Beltrão	Sede	0,25	103,70	6,00	7,81	0,05	*	42,90	*	*	4,00	0,70	63,00	1,30	*
SAG 6	172230,00	7217186,00	289,00	Itapuílândia	Sede	0,63	228,90	4,70	448,00	5,60	0,04	840,50	0,02	0,01	12,80	2,90	756,00	4,30	1,03

**ANEXO III –TABELA DOS DADOS LITOGEOQUÍMICOS DE
ROCHAS DA FORMAÇÃO SERRA GERAL (MINEROPAR 2006)**

Número no mapa	Código (MINEROPAR)	UTM L-W (x)	UTM L-W (y)	Altitude (z)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅
					%	%	%	%	%	%	%	%	
1	WW-05a	237951.00	7216703.61	680.00	50.42	12.50	15.84	5.08	9.29	2.42	1.10	2.21	0.28
2	WW-07	240537.38	7198748.02	600.00	48.77	12.70	15.08	5.58	9.91	2.26	0.56	2.31	0.25
3	WW-08	251820.14	7183293.26	451.00	46.55	13.26	13.63	7.18	10.54	2.18	0.66	1.97	0.22
4	WW-16	242247.48	7165526.87	382.00	49.24	13.19	14.81	6.00	10.34	2.30	0.85	2.14	0.25
5	WW-18a	217829.79	7156566.26	373.00	48.92	12.78	15.12	5.53	9.81	2.25	1.23	2.44	0.27
6	WW-18b	217829.79	7156566.26	373.00	50.04	11.68	18.11	2.91	5.42	2.60	3.50	3.54	0.37
7	WW-19a	244393.89	7146207.13	434.00	48.42	13.02	14.68	6.30	10.29	2.26	0.85	2.09	0.23
8	WW-19b	244393.89	7146207.13	434.00	50.34	10.21	18.14	4.48	7.16	2.40	1.41	3.47	0.33
9	WW-20a	266535.44	7149845.65	527.00	48.78	13.56	13.46	6.87	10.97	2.21	0.77	1.74	0.21
10	WW-20b	266535.44	7149845.65	527.00	53.18	11.38	16.02	3.13	6.07	2.50	2.37	2.76	0.43
11	WW-36	276123.02	7132024.13	613.00	49.21	13.20	14.34	5.97	10.34	2.25	0.91	1.97	0.26
12	WW-39	249187.03	7172363.75	284.00	49.12	12.96	15.37	5.24	10.09	2.28	1.12	2.28	0.30
13	WW-45	267824.31	7103465.38	774.00	48.90	12.87	16.11	5.42	9.17	2.22	0.90	2.32	0.26
14	WW-61	275986.05	7190828.43	527.00	48.54	13.39	13.61	6.77	10.70	2.15	0.90	1.95	0.19
15	WW-68	258558.64	7187068.83	515.00	49.59	13.72	13.47	6.75	10.77	2.22	0.73	1.68	0.18
16	WW-69	259716.58	7187131.27	488.00	48.42	13.49	13.49	6.85	10.44	2.26	1.01	1.92	0.21
17	WW-72	269965.45	7189469.02	342.00	48.83	12.83	15.05	5.61	10.00	2.22	1.08	2.23	0.27
18	OL-2010B	244465.55	7146168.30	440.00	50.34	11.31	16.85	3.38	7.38	2.69	1.60	3.24	0.41
19	OL-2011A	266478.18	7149900.99	540.00	50.42	11.15	17.37	3.45	6.03	2.61	2.33	3.38	0.39
20	OL-2011D	266478.18	7149900.99	540.00	52.62	11.60	15.60	2.68	5.75	2.97	2.29	2.93	0.48
21	OL-2010A	244465.55	7146168.30	440.00	49.51	11.16	17.44	3.52	7.67	2.82	1.52	3.36	0.36
22	OL-2010B	244465.55	7146168.30	440.00	51.58	11.47	16.33	3.22	7.09	3.01	1.79	3.05	0.44
23	OL-2010C	244465.55	7146168.30	440.00	48.72	10.81	18.26	4.52	8.12	2.48	1.55	3.56	0.31
24	OL-2011A	266478.18	7149900.99	540.00	50.42	11.19	17.16	3.57	6.42	2.85	2.27	3.35	0.35
25	OL-2011D	266478.18	7149900.99	540.00	50.90	11.31	16.81	3.21	6.45	2.99	2.16	3.27	0.44
26	OL-2076	283470.11	7210844.35	700.00	50.84	12.26	15.94	4.34	8.24	2.66	1.45	2.50	0.29
27	OL-2077	283678.76	7210404.44	690.00	50.78	12.58	15.43	4.90	8.90	2.65	1.17	2.23	0.25
28	OL-2079	282182.16	7203177.72	580.00	48.51	12.97	13.52	5.98	10.37	2.11	0.67	1.95	0.21
29	OL-2084	292976.87	7189164.38	560.00	51.68	10.70	16.05	4.10	6.63	2.85	2.01	2.41	0.29
30	OL-2086	295101.75	7188421.33	550.00	49.76	12.79	14.33	5.71	9.91	2.42	0.78	1.94	0.23
31	OL-2140	217847.22	7156873.75	370.00	52.12	11.07	16.25	3.61	6.41	2.64	2.66	2.94	0.27
32	OL-2142	228589.61	7167074.94	300.00	46.57	11.65	12.27	2.86	6.37	2.76	1.40	1.88	0.23
33	OL-2146	220795.02	7164807.39	260.00	51.64	11.60	14.88	4.05	8.60	2.64	1.42	2.21	0.24
34	OL-2151	220369.52	7156372.86	400.00	48.89	13.26	13.28	6.02	10.42	2.22	1.00	2.00	0.22
35	OL-2154	228945.27	7164421.68	300.00	55.83	10.72	14.35	3.11	5.94	2.57	2.20	1.98	0.28
36	OL-2155	235159.16	7165322.82	380.00	48.87	12.46	15.16	5.40	9.84	2.33	1.20	2.39	0.23
37	OL-2161	288063.32	7131145.41	660.00	49.36	13.26	13.92	5.89	10.16	2.34	0.80	1.91	0.22
38	OL-2169	288236.66	7170501.64	300.00	50.85	12.52	14.26	3.66	8.03	2.79	1.75	3.40	0.48
39	OL-2172	271302.70	7143614.17	560.00	49.29	12.41	15.77	4.45	8.96	2.54	1.24	2.70	0.30
40	OL-2175A	281566.42	7129930.32	560.00	48.75	13.26	13.20	6.14	10.69	2.23	0.97	1.90	0.19
41	OL-2177C	276337.46	7130840.06	720.00	50.28	11.24	15.75	4.36	7.22	2.53	1.72	2.69	0.33
42	OL-2179A	270338.10	7135614.81	550.00	48.33	12.49	15.57	5.44	9.81	2.38	1.01	2.68	0.23
43	OL-2179B	270338.10	7135614.81	550.00	49.78	12.72	15.08	4.66	9.52	2.56	1.14	2.57	0.27
44	OL-2181A	259232.80	7167126.98	460.00	52.91	10.98	15.77	3.20	5.64	2.54	2.41	2.83	0.48
45	OL-2185	245695.57	7144143.59	500.00	48.83	13.07	14.13	5.87	10.13	2.35	0.80	2.04	0.22
46	OL-2186	247597.49	7139190.14	460.00	48.96	12.82	13.94	5.67	9.99	2.23	0.82	1.99	0.22
47	OL-2188	224855.15	7118105.56	700.00	49.45	13.53	13.36	6.35	10.97	2.24	0.67	1.77	0.18
48	EA-1073	245386.00	7251964.00	*	50.16	12.55	16.78	4.72	8.81	2.41	1.14	2.58	0.27
49	EA-1075	259738.00	7187136.00	*	52.16	11.21	17.01	3.28	5.59	2.66	2.41	3.03	0.43
50	EA-1076	262131.00	7187775.00	*	50.01	11.39	17.67	3.78	7.31	2.63	1.60	3.51	0.40
51	EA-1080	250280.00	7233398.00	*	49.30	12.72	15.32	5.61	10.02	2.22	0.89	2.19	0.30
52	EA-1082	295989.00	7108780.00	*	50.34	10.21	18.14	4.48	7.16	2.40	1.41	3.47	0.33
53	EA-1084	264090.00	7102597.00	*	50.48	12.29	16.82	4.93	9.20	2.34	1.12	2.28	0.28
54	EA-1085	267774.00	7103977.00	*	50.94	11.47	17.69	3.36	7.46	2.51	1.65	3.14	0.43
55	EA-1086	240795.00	7199451.00	*	50.65	11.34	17.08	4.41	7.30	2.78	2.21	2.66	0.29
56	SG-001	267497.00	7189356.00	*	51.28	12.92	14.51	4.91	8.59	2.58	1.23	2.21	0.25
57	SG-002	284975.00	7189555.00	*	51.55	11.93	14.85	4.93	7.89	2.90	1.80	2.09	0.25
58	SG-003	237951.00	7216704.00	*	49.11	11.43	17.41	3.38	9.59	2.19	1.10	1.69	0.20
59	SG-004	288047.00	7188941.00	*	49.85	13.15	14.60	5.59	9.90	2.44	1.04	2.32	0.31
60	SG-005	296134.00	7188609.00	*	49.72	13.12	14.98	5.61	9.98	2.46	1.12	2.11	0.25
61	SG-006	240537.00	7198748.00	*	49.55	11.60	16.88	5.38	8.53	2.47	1.00	2.30	0.31

Número no mapa	Código (MINEROPAR)	UTM L-W (x)	UTM L-W (x)	Altitude (z)	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	TiO ₂ %	P ₂ O ₅ %
62	SG-007	251820.00	7183293.00	*	49.64	13.05	14.57	5.67	9.93	2.18	0.94	1.83	0.25
63	SG-008	294146.00	7190689.00	*	50.72	12.69	15.73	4.95	8.95	2.57	1.06	2.38	0.28
64	SG-009	282468.00	7213927.00	*	49.60	11.35	17.29	4.12	8.36	2.47	1.53	2.67	0.59
65	SG-010	280082.00	7192296.00	*	49.83	12.31	15.60	4.15	8.27	2.44	1.13	3.15	0.52
66	SG-011	242247.00	7225527.00	*	48.97	12.13	16.95	5.64	9.37	2.17	1.13	1.93	0.35
67	SG-012	226573.00	7164760.00	*	50.42	12.50	15.84	5.08	9.29	2.42	1.10	2.21	0.28
68	SG-013	217830.00	7226566.00	*	48.77	11.70	17.08	5.58	8.91	2.26	0.56	2.31	0.25
69	SG-014	244394.00	7146207.00	*	46.55	13.26	13.63	7.18	10.54	2.18	0.66	1.97	0.22
70	SG-015	260307.00	7186948.00	*	50.28	13.32	14.10	5.67	9.95	2.52	1.02	2.15	0.24
71	SG-016	266535.00	7149846.00	*	49.84	11.95	15.55	4.33	8.19	2.41	1.80	3.87	0.57
72	SG-017	291358.00	7123498.00	*	49.33	11.01	16.98	5.83	9.99	2.29	1.00	2.21	0.29
73	SG-018	286430.00	7140172.00	*	49.54	11.92	17.06	4.91	10.52	2.25	1.05	2.06	0.25
74	SG-019	294188.00	7149482.00	*	49.24	12.19	16.81	5.00	10.34	2.30	0.85	2.14	0.25
75	SG-021	263378.00	7189178.00	*	50.23	13.37	14.19	5.91	10.06	2.49	0.98	2.13	0.23
76	SG-022	268493.00	7189265.00	*	54.24	10.36	15.40	3.61	6.99	2.73	1.99	3.05	0.34
77	SG-023	269292.00	7189492.00	*	49.93	13.21	14.14	5.81	10.19	2.45	0.98	2.13	0.24
78	SG-024	270516.00	7199250.00	*	50.73	12.64	15.01	4.82	8.78	2.58	1.33	2.30	0.27
79	SG-025	270899.00	7189016.00	*	51.43	12.49	15.33	4.88	8.75	2.61	1.30	2.24	0.27
80	SG-026	271876.00	7188663.00	*	49.78	12.90	13.73	5.72	10.34	2.12	1.35	2.04	0.23
81	SG-027	273359.00	7198824.00	*	49.88	13.19	14.30	5.96	10.25	2.16	0.78	1.83	0.24
82	SG-028	252860.00	7195594.00	*	49.43	13.55	12.91	6.91	11.16	2.28	0.72	1.59	0.19
83	SG-029	249786.00	7217417.00	*	48.81	13.05	14.26	6.07	9.97	2.18	0.82	2.01	0.23
84	SG-031	222384.00	7220381.00	*	48.55	12.98	14.67	5.70	9.92	2.26	1.22	2.23	0.28
85	SG-032	297606.00	7174909.00	*	48.42	13.02	14.68	6.30	10.29	2.26	0.85	2.09	0.23
86	SG-033	202663.00	7207883.00	*	48.83	12.83	15.05	10.00	20.22	1.08	0.27	2.23	0.19
87	SG-034	200502.00	7204901.00	*	48.86	13.18	14.79	5.43	10.05	2.29	0.74	2.28	0.34
88	SG-035	281382.00	7130750.00	*	49.15	11.76	16.77	5.71	9.13	2.21	0.33	2.36	0.20
89	SG-036	276123.00	7132024.00	*	49.62	11.26	16.69	4.11	8.50	2.67	0.51	3.28	0.21
90	SG-037	267345.00	7159022.00	*	49.47	12.69	14.89	4.48	9.13	2.37	1.36	3.05	0.38
91	SG-038	270102.00	7163016.00	*	48.99	11.16	17.45	4.20	8.86	2.51	0.88	3.25	0.49
92	SG-039	249187.00	7172364.00	*	49.55	12.43	15.63	4.15	8.64	2.59	1.20	3.30	0.50
93	SG-040	295520.00	7104619.00	*	49.10	13.27	13.49	6.57	10.97	2.10	0.69	1.90	0.24
94	SG-041	237825.00	7211272.00	*	49.10	13.24	14.90	5.29	9.51	2.26	1.03	2.29	0.32
95	SG-042	241024.00	7199936.00	*	49.91	13.16	14.76	5.70	9.78	2.28	1.07	2.33	0.34
96	SG-043	294190.00	7188985.00	*	50.21	12.60	15.97	4.79	8.93	2.47	1.19	2.34	0.27
97	SG-044	288769.00	7189226.00	*	48.90	12.87	16.81	5.42	9.17	2.22	0.90	2.32	0.26
98	SG-045	274823.00	7189552.00	*	48.55	12.31	15.87	5.55	9.08	2.29	1.25	2.98	0.20
99	SG-046	248344.00	7189313.00	*	45.75	12.65	15.86	5.69	8.11	2.45	1.30	3.32	0.44
100	SG-047	249191.00	7187302.00	*	49.90	12.88	15.41	5.24	9.20	2.31	1.14	2.16	0.25
101	SG-048	251178.00	7187112.00	*	49.38	13.01	14.94	5.80	9.77	2.20	0.98	2.23	0.27
102	SG-049	255804.00	7184744.00	*	49.43	13.15	14.75	5.51	9.83	2.14	0.86	1.85	0.22
103	B826	239713.00	7200088.68	750	51.16	14.87	2.77	4.94	9.30	2.59	0.98	1.44	0.36
104	B824	240893.49	7196342.63	720	51.62	15.01	4.35	3.56	8.56	2.88	1.15	1.76	0.37
105	B823	244747.59	7194975.24	630	51.54	13.45	5.59	4.07	8.21	2.41	1.81	1.91	0.42
106	B822	240346.88	7188129.41	580	50.20	15.35	3.28	4.37	9.21	2.94	1.00	1.85	0.37
107	BIC21C	239586.87	7185786.87	615	48.92	14.93	6.02	5.23	9.68	2.20	0.82	1.57	0.34
108	B821	238888.94	7185440.76	470	48.71	14.56	4.73	6.61	10.39	2.21	0.63	1.37	0.29
109	BIC11C	239522.83	7183901.19	530	49.48	13.82	7.64	7.51	9.52	2.28	1.06	1.35	0.26
110	BIC2C	237039.66	7177090.74	500	47.86	15.27	8.36	5.99	9.40	2.51	0.70	1.53	0.31
111	B820	239880.12	7170716.98	285	49.21	14.26	7.64	4.75	9.17	2.27	1.14	1.55	0.37
112	BPI17A	241708.70	7169754.88	425	49.49	14.56	7.32	5.70	9.17	2.68	0.85	1.52	0.27
113	BPI15D	241315.27	7169303.85	405	50.87	13.70	7.98	4.94	8.75	2.61	1.07	1.51	0.24
114	B819	240316.72	7168951.88	305	45.23	13.79	9.94	6.13	9.45	2.13	0.51	2.23	0.27
115	B818	241685.57	7165763.84	340	48.03	14.39	7.27	5.81	9.32	2.43	1.21	1.75	0.32
116	B817	241704.94	7164766.56	395	49.96	15.36	4.14	4.59	9.24	2.77	1.05	1.77	0.36
117	B816	242253.08	7157239.37	435	49.58	14.86	3.90	4.72	9.70	2.62	0.86	1.91	0.35
118	B815	244150.77	7147410.45	465	49.57	14.93	4.28	4.48	9.48	2.74	0.92	1.99	0.35
119	BPI100D	247936.57	7138393.67	590	49.20	14.84	5.78	5.52	9.85	2.52	0.67	1.38	0.33
120	BPI96D	249455.29	7137646.74	600	48.06	14.14	9.37	6.59	9.86	1.92	0.58	1.45	0.34
121	B813	265597.53	7126639.00	795	50.03	15.02	4.52	3.76	9.07	2.68	0.87	1.91	0.43
122	B812	278858.69	7112683.71	815	51.09	14.30	3.13	2.97	8.76	2.78	0.83	2.15	0.42
123	B811	287087.97	7111269.31	735	50.73	14.52	3.17	4.16	9.09	2.63	1.01	1.87	0.39