

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro

**ESTUDO DAS FEIÇÕES ESTRUTURAIS E TECTÔNICAS DO
NORDESTE DO ESTADO DE SÃO PAULO E SUDOESTE DO
ESTADO DE MINAS GERAIS ATRAVÉS DA GRAVIMETRIA**

Maximilian Fries

Orientador: Prof. Dr. Walter Malagutti Filho

Co-orientador: Prof. Dr. Norberto Morales

Dissertação de Mestrado elaborada junto ao Programa
de Pós Graduação em Geociências Área de
Concentração em Geologia Regional, para obtenção
do Título de Mestre em Geociências

RIO CLARO (SP)

2003

551 Maximilian Fries.
F912e Estudo das feições estruturais e tectônicas do nordeste do Estado de São paulo e sudoeste do Estado de Minas Gerais através da gravimetria / Maximilian Fries. -- Rio Claro : [s.n.], 2003
101 f. : il., figs., tabs., fots., mapas

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Walter Malagutti Filho
Co-orientador: Norberto Morales

1. Geofísica. 2. Anomalia. 3. Alinhamentos estruturais.
4. Zona de sutura. 5. Modelagem gravimétrica I. Título

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Walter Malagutti Filho-orientador

Prof. Dr. João Carlos Dourado

Profa. Dra. Yara Regina Marangoni

-Maximilian Fries-

Rio Claro _____ de _____ de _____

Resultado: _____

DEDICATÓRIA

*Aos meus pais Bruno e Rosemari
e a Fernanda, sempre*

AGRADECIMENTOS

Quero agradecer a todas as pessoas que colaboraram na execução e finalização deste trabalho.

Em especial os meus sinceros agradecimentos:

- ao Prof. Dr. Walter Malagutti Filho, pelo acompanhamento e ajuda nas várias etapas desta dissertação de mestrado. Sua orientação, conselhos e dicas foram essenciais para o andamento e término desta dissertação;
- ao Prof. Dr. Norberto Morales, por suas sugestões e co-orientação neste trabalho;
- aos Profs. Drs. João Carlos Dourado e Antonio Celso de Oliveira Braga pelas sugestões e críticas;
- a meus pais Bruno Fries, Rosemari Fries, que sempre foram meus maiores incentivadores;
- a Fernanda, minha namorada, obrigado pela paciência e pelo seu incentivo;
- ao meu cachorrinho Spitz, que tantas vezes veio me dar um “apoio” no computador com suas lambidas;
- a todos os colegas da Pós-graduação, em especial Iramaia F. Braga, Alessandra C. Corsi e Luis Henrique Mancini, pela ajuda na elaboração desta dissertação;
- a Francisco Manuel G. Barrera (Paco), pelo companheirismo e ajuda nas etapas de campo que realizamos, e aos alunos de graduação Rafael Cunha Basílio de Oliveira e Rodrigo Zanão;
- a Carlos César de Araújo pela ajuda e sugestões durante o levantamento gravimétrico
- agradeço ao parceiro e amigo Maximiliano de Paulo Reato, sempre presente e pronto a dar uma palavra amiga nas dificuldades;
- agradeço a FAPESP (Fundação de Amparo à Pesquisa no Estado de São Paulo), processo nº: 01/10006-9 pelo apoio financeiro concedido ao projeto que possibilitou e deu origem a esta dissertação de mestrado.
- agradeço ainda, ao auxílio financeiro concedido pela Coordenação de Aperfeiçoamento Pessoal de Nível Superior (CAPES), fundamental na execução desta dissertação.

Toda a nossa ciência, comparada com a realidade, é primitiva e infantil e, no entanto, é a coisa mais preciosa que temos.

Albert Einstein (1879 – 1955)

SUMÁRIO

Índice.....	i
Índice de figuras.....	iv
Índice de fotos.....	viii
Resumo.....	x
Abstract.....	xi
 CAPÍTULO I - Introdução,Objetivos e Métodos.....	 1
CAPÍTULO II - Aspectos Geomorfológicos, Quadro Geológico Regional e Geofísico da Área	7
 CAPÍTULO III - Geologia Local e Arcabouço Estrutural da Área.....	 35
CAPÍTULO IV - Gravimetria - Fundamentos Teóricos e Campanha Gravimétrica.....	58
 CAPÍTULO V - Mapas da Anomalia Bouguer e Modelagem Gravimétrica.....	 72
 CAPÍTULO VI - Considerações Finais e Conclusões.....	 89
 CAPÍTULO VII- Referências Bibliográficas.....	 93
 APÊNDICE - Terminologia.....	 101

ÍNDICE

CAPÍTULO I – Introdução, Objetivos e Métodos

1.1-Generalidades.....	1
1.2-Localização.....	1
1.3-Objetivos.....	4
1.4-Metodologia.....	4

CAPÍTULO II – Aspectos Geomorfológicos, Quadro Geológico Regional e Geofísico da Área

2.1-Introdução.....	7
2.2.-Aspectos Geomorfológicos Local.....	7
2.2.1-Aspectos Geomorfológicos no Estado de São Paulo.....	7
2.2.2-Aspectos Geomorfológicos no Estado de Minas Gerais.....	10
2.3-Contexto Geológico Regional.....	14
2.3.1-Introdução.....	14
2.3.2-Quadro Geotectônico Regional.....	14
2.3.2.1-Os Blocos Crustais.....	15
2.3.2.2-Zonas de Sutura de Alterosa e de Ribeirão Preto.....	18
a) Zona de Sutura de Alterosa.....	18
b) Zona de Sutura de Ribeirão Preto.....	19
2.3.3-Unidades Litológicas Regionais.....	20
2.3.3.1-Unidades Pré-Cambrianas.....	20
2.3.3.1.1-Características Metamórficas.....	21
2.3.3.1.2-Quadro Geocronológico.....	21
2.3.3.2-Sedimentos da Bacia Sedimentar do Paraná.....	22
2.3.3.2.1-Grupo Tubarão.....	22
a)Formação Aquidauana.....	22
2.3.3.2.2-Grupo São Bento.....	22
a)Formação Pirambóia.....	22
b)Formação Botucatu.....	23
c)Formação Serra Geral.....	23

2.3.3.2.3-Intrusão de Diabásio <i>Sill</i> Borda da Mata.....	24
2.3.3.2.4-Intrusões Alcalinas.....	24
2.3.3.2.5-Grupo Bauru.....	25
2.3.3.2.6-Coberturas Sedimentares Cenozóicas.....	25
2.4-Quadro Geofísico.....	28
CAPÍTULO III – Geologia Local e Arcabouço Estrutural da Área	
3.1-Introdução.....	35
3.2-Grupo Araxá-Canastra.....	37
3.3-Grupo Itararé.....	45
3.3.1-Formação Aquidauana.....	45
3.4-Grupo São Bento.....	46
3.4.1-Formação Pirambóia.....	46
3.4.2-Formação Botucatu.....	47
3.4.3-Formação Serra Geral e Intrusivas Básicas.....	48
3.5-Grupo Bauru.....	50
3.5.1-Formação Itaqueri-Franca.....	50
3.6-Sedimentos Cenozóicos.....	52
3.6.1-Coberturas Superficiais.....	52
3.7-Arcabouço Estrutural da Área Pesquisada.....	53
3.7.1-Introdução.....	53
3.7.2-As Estruturas da Área Pesquisada.....	53
3.7.2.1- Padrão de Drenagens.....	54
3.7.2.2- Grupo Araxá-Canastra;Foliação e lineação.....	54
3.7.2.3- Quadro Geral de Juntas e de Fraturas.....	54
CAPÍTULO IV – Gravimetria - Fundamentos Teóricos e Campanha Gravimétrica	
4.1-Introdução.....	58
4.2-Conceitos Teóricos.....	59
4.2.1-Campo Gravitacional.....	59
4.2.2-Forma da Terra.....	59
4.2.3-Densidade.....	60
4.2.4-Efeitos de Rotação da Terra.....	60

4.3-Tratamento dos Dados Gravimétricos.....	62
4.3.1-Efeitos de Maré ou Luno-Solares.....	63
4.3.2-Correção da Deriva Instrumental.....	64
4.3.3-Correção de Latitude.....	64
4.3.4-Correção Ar-livre ou <i>Free-Air</i>	65
4.3.5-Correção Bouguer.....	65
4.3.6-Correção Topográfica.....	65
4.4-Levantamento Gravimétrico da Área em Estudo.....	65
4.4.1-Generalidades.....	65
4.4.2-Altimetria.....	66
4.4.3-A Campanha Gravimétrica.....	67
4.5-Redução das Observações Gravimétricas.....	71
4.5.1-O <i>Software</i> OASIS – MONTAJ da <i>Geosoft</i>	71
CAPÍTULO V – Mapas da Anomalia Bouguer e Modelagem Gravimétrica	
5.1-Introdução.....	72
5.2-Anomalias Gravimétricas e Domínios Litoestruturais.....	72
5.2.1-Anomalias Bouguer.....	73
5.2.2-Aplicação de Filtros.....	75
5.2.2.1-Conceitos Básicos.....	75
5.2.2.2-Procedimentos Adotados.....	76
5.2.3-Mapa da Anomalia Bouguer Residual.....	78
5.3-Conceitos Básicos de Modelagem Gravimétrica.....	79
5.3.1-Premissas para a Modelagem Gravimétrica-.....	81
5.3.2-Modelagem Gravimétrica da Área Estudada.....	82
5.3.3 Características dos Modelos Obtidos.....	87
5.4-Discussão.....	87
CAPÍTULO VI – Considerações Finais e Conclusão	
6.1- Conclusões.....	89
CAPÍTULO VII – Referencias Bibliográficas	93
APÊNDICE – Terminologia aplicada ao método geofísico gravimetria.....	101

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Localização da área e principais cidades	02
Figura 1.2: Detalhe da área de estudo, distribuição dos pontos gravimétricos e articulação das folhas topográficas utilizadas	30
Figura 1.3: Fluxograma dos Procedimentos Metodológicos	05
Figura 2.1: Unidades Geomorfológicas da área estudada	08
Figura 2.2 Blocos Crustais	16
Figura 2.3: Mapa Bouguer de Minas Gerais	30
Figura 2.4: Seções Gravimétricas e Modelo Crustal	31
Figura 2.5: Mapa geológico e curvas isogálicas da anomalia Bouguer	32
Figura 2.6: Traçado da Sutura de Alterosa	33
Figura 2.7: Modelagem gravimétrica	34
Figura 3.1: Mapa geológico simplificado da área de pesquisa	36
Figura 3.3: Projeção das medidas de foliação	35
Figura 3.4: Orientações das medidas de mergulho da foliação principal	35
Figura 3.5: Diagrama de contorno das orientações preferenciais da foliação	36

Figura 3.6: Projeção das orientações preferenciais de fraturas e juntas	36
Figura 3.7: Diagrama de contorno das orientações preferenciais de fraturas	57
Figura 4.1: Densidades aproximadas em diferentes litologias	60
Figura 4.2: Representação esquemática dos efeitos da rotação da terra e respectivos vetores	61
Figura 4.3: Parâmetros envolvidos na obtenção de dados gravimétricos	62
Figura 4.4: Perturbação Luni-Solar	64
Figura 4.5: Esquema de abertura e fechamento de base (<i>Loop</i>)	68
Figura 4.6: Mapa de pontos gravimétricos com as principais vias de acesso	70
Figura 5.1: Mapa da Anomalia Bouguer mostrando	74
Figura 5.2: Mapa de contorno da Anomalia Bouguer	75
Figura 5.3: Valores da anomalia Bouguer	77
Figura 5.4: Mapa de anomalia Bouguer com filtro passa-faixa	78
Figura 5.5: Mapa residual	79
Figura 5.6: Perfis A-A' e B-B' da modelagem gravimétrica	83
Figura 5.7: Modelo crustal A-A' da área estudada	84

Figura 5.8: Modelo crustal B-B' da área estudada 85

Figura 5.9: Modelo alternativo para o perfil B-B' 86

Figura 6.1: Principais domínios gravimétricos reconhecidos neste trabalho, 90
blocos crustais e traçados das Descontinuidades de Alterosa e de Ribeirão Preto.

ÍNDICE DE FOTOS

Foto 2.1: Relevos residuais cuestiformes	9
Foto 2.2: Relevo residual com escarpa monoclinal nos Patamares da Canastra	12
Foto 2.3: Ravinamentos na Unidade Geomorfológica Serra da Canastra	13
Foto 3.1: Afloramento próximo à cidade da Cássia (M.G.)	37
Foto 3.2: Quartzo-xistos intercalados com quartzitos	38
Foto 3.3: Acesso Cássia-Ibiraci, afloramento de quartzo-xisto	39
Foto 3.4: Detalhe do afloramento anterior	39
Foto 3.5: Quartzitos com intercalações de rochas metabásicas	40
Foto 3.6: Mesmo afloramento anterior	40
Foto 3.7: Vista de Sul para Norte. Rio Grande com a Serra Preta ao fundo	41
Foto 3.8: Vista da escarpa de quartzito onde passa a falha de Cássia	41
Foto 3.9: Sequência de maior metamorfismo atingindo fácies anfibolito	42
Foto 3.10: Mesmo afloramento. Medição de fraturas	42
Foto 3.11: Afloramento de quartzo-xisto	43

Foto 3.12: Intercalações de quartzito e quartzo-mica xistos. Mesma estrada	43
Foto 3.13: Mica sericita xistos com intenso fraturamento	44
Foto 3.14: Afloramentos do tipo lajeado de quartzito	44
Foto 3.15: Afloramento lajeado da Formação Aquidauana	45
Foto 3.16: Mesmo afloramento. Notar a presença de fraturas	46
Foto 3.17: Afloramento da Formação Botucatu	47
Foto 3.18: Estratificações cruzadas de grande porte da Formação Botucatu	48
Foto 3.19: Pedreira abandonada de Basalto da Formação Serra Geral	49
Foto 3.20: Formação Franca. Intercalações de seixos (níveis conglomeráticos)	50
Foto 3.21: Formação Franca. Mesmo afloramento em detalhe	51
Foto 3.22: Formação Franca. Intercalações de níveis conglomeráticos e lateritas	51
Foto 3.23: Formação Franca. Mesmo afloramento em detalhe	52
Foto 4.1: Altímetro da <i>American Paulin System</i> usado no levantamento de dados gravimétricos deste trabalho.	67
Foto 4.2: Gravímetro LaCoste & Romberg, empregado no levantamento gravimétrico.	68

RESUMO

Um levantamento gravimétrico foi realizado a nordeste do Estado de São Paulo e a sudoeste do Estado de Minas Gerais em uma área de 80 de largura por 97.5 km de comprimento na região sudeste do Brasil. Dados estruturais conjuntamente com o mapa da anomalia Bouguer gerado permitem identificar-se três domínios gravimétricos diferentes correlacionada as feições estruturais (blocos crustais limitados por descontinuidades) na área. Estas descontinuidades são interpretadas como zonas de geosutura partindo da porção de rochas pré-cambrianas e tendo sua extensão continuando sob os sedimentos da Bacia Sedimentar. As descontinuidades são denominadas de Alterosa e de Ribeirão Preto. Dados anteriores foram utilizados em conjunto com os dados gravimétricos obtidos neste estudo. Os dados gravimétricos (valores da anomalia Bouguer), mostra um proeminente alto gravimétrico na porção sudoeste do mapa da anomalia Bouguer.. São identificadas duas orientações preferenciais dessas anomalias interpretadas como as suturas de Alterosa e Ribeirão Preto. a zona de sutura de Alterosa encontra-se na direção preferencial NW-SE e perpendicularmente a zona de sutura de Ribeirão Preto com direção de NE-SW. A sutura dos blocos crustais e sua forma sugerem um cavalgamento de baixo ângulo do Bloco São Paulo sobre o Bloco Brasília. O mapa da anomalia Bouguer gerado, fornece subsídios e um melhor entendimento dos conceitos e teorias e na formulação de modelos tectônicos e geológicos futuros na região.

Abstract

A geophysical survey have been carried out at northeast of São Paulo State and Southwest of Minas Gerais State (an area 80 km wide and 97,5 long) in Brazil. The Bouguer anomaly map, geological and structural data allowed to identify three different gravity domains related to the structural features (crustal blocks limited by major discontinuities) in the area. These discontinuities interpreted as geosuture zones lying under the Paraná Basin sediments have its extend in the Pré-Cambrian Basement. The crustal discontinuities named Alterosa and Ribeirão Preto. Pre-existing datas were previously taken before the new datas were colected. Gravity data indicate a gravimetric high (less negatives Bouguer values) in the southwestern sector of the Bouguer anomaly map. Two linear proeminent positive anomalies are recognized in the Bouguer anomaly map. The limit between the Brasília and São Paulo crustal blocks or paleoplates, the Alterosa suture zone is in a NW-SE trend. Perpendicular in a NE-SW trend is the Ribeirão Preto suture. The distribution and the shape of the two crustal blocks suggests a low-angle overthrusting of the São Paulo block on the Brasília block. The produced Bouguer anomaly map provides information and understanding of the concepts and theories for future tectonic models and geologic evolution in the area.

1 – Introdução

1.1- GENERALIDADES

A gravimetria, aplicada em nível regional, fornece indicações sobre o arranjo, relações e compartimentações entre massas crustais, que associadas às informações sobre a constituição litológica e as estruturas geológicas, constituem uma importante base para modelagens tectônicas.

Um levantamento gravimétrico de semidetalhe, em conjunto com um levantamento estrutural, pode proporcionar informações necessárias para formular hipóteses, bem como confirmar e/ou refinar modelos propostos, buscando, desta maneira, a localização de eventuais estruturas de grande porte, as quais podem contribuir para a determinação dos processos evolutivos que ocorreram na área de estudo.

1.2- LOCALIZAÇÃO

A região estudada localiza-se na porção nordeste do Estado de São Paulo e na parte do sudoeste do Estado de Minas Gerais, na qual Franca, Pedregulho, Cristais Paulista e Patrocínio Paulista são as principais cidades paulistas e Delfinópolis, Capetinga, Cássia e Itaú de Minas as principais cidades mineiras. Abrange uma área de aproximadamente 8.229 km² (84 Km X 97,5 Km), alongada na direção W –E (Figura 1.1 e 1.2).

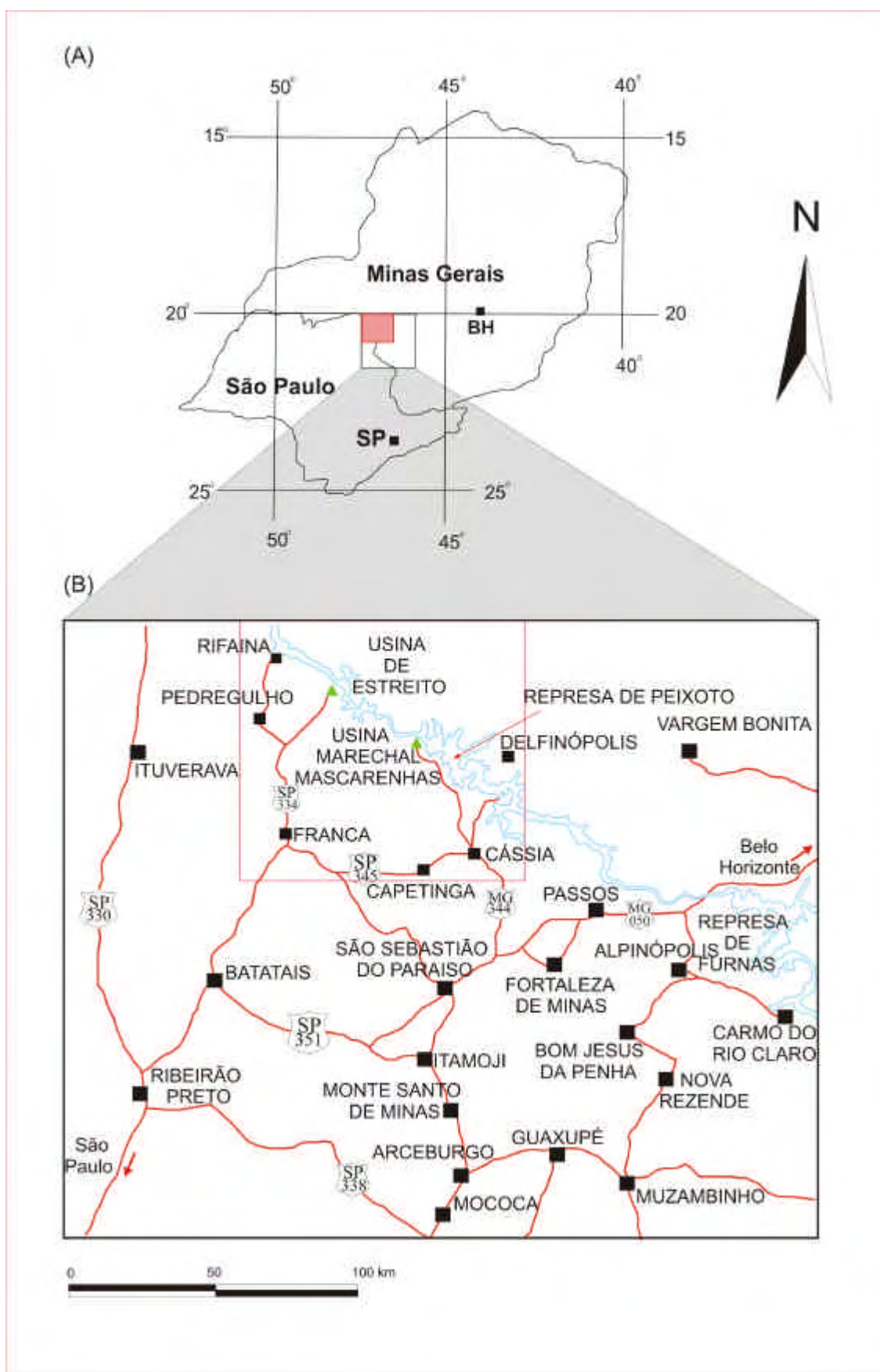


Figura 1.1: Localização da área e as principais cidades; a) no contexto regional e b) no contexto local. Área de pesquisa delimitada em vermelho.

Articulação das folhas

SF-23-Y-C-IV-4	SF-23-Y-C-V-3	Porto Fajardo	Tapira	Córrego Formoso
Buritizal	Rifaina	Desemboque	Chapadão da Zagaia	Serra da Canastra
Jeriquara	Pedregulho	Marechal Mascarenhas	Delfinópolis	Serra da Guarita
S.José da Bela Vista	Franca	Capetinga	Cássia	Passos
Batatais	Esmeril	S. Tomás de Aquino	São Sebastião do Paraíso	Fortaleza de Minas

Figura 1.2: Articulação das folhas topográficas do IBGE (escala 1:50.000) utilizadas e a delimitação da área de estudo deste trabalho.

1.3 OBJETIVOS

Os principais objetivos deste trabalho são:

- Elaboração do Mapa de Anomalia Bouguer (escala 1:50. 000) e modelos em perfis perpendiculares aos principais gradientes gravimétricos relacionáveis às zonas de sutura.
- Determinação dos principais gradientes gravimétricos nas áreas correlacionáveis às zonas de suturas relativas às Descontinuidades de Alterosa e Ribeirão Preto, permitindo sua delineação precisa e o conhecimento da articulação entre elas.
- A elaboração de um modelo geológico estrutural, baseado na gravimetria, do nordeste paulista e sudoeste mineiro, como subsídio para a delimitação das principais unidades litoestratigráficas com ênfase na determinação do limite da Bacia Sedimentar do Paraná com o Embasamento Pré-Cambriano.

1.4 METODOLOGIA

Para o desenvolvimento e a preparação desta dissertação, foram efetuadas etapas preliminares básicas (referências bibliográficas, mapas, etc.), etapas de campo e trabalhos em escritório para o tratamento de dados e análise final (Figura 1.3). As fases de desenvolvimento podem ser compreendidas em:

a) Trabalhos de escritório:

- Pesquisa bibliográfica objetivando o levantamento de dados existentes sobre o tema, mapas da anomalia Bouguer preliminares, dados anteriores, tratamento dos dados.

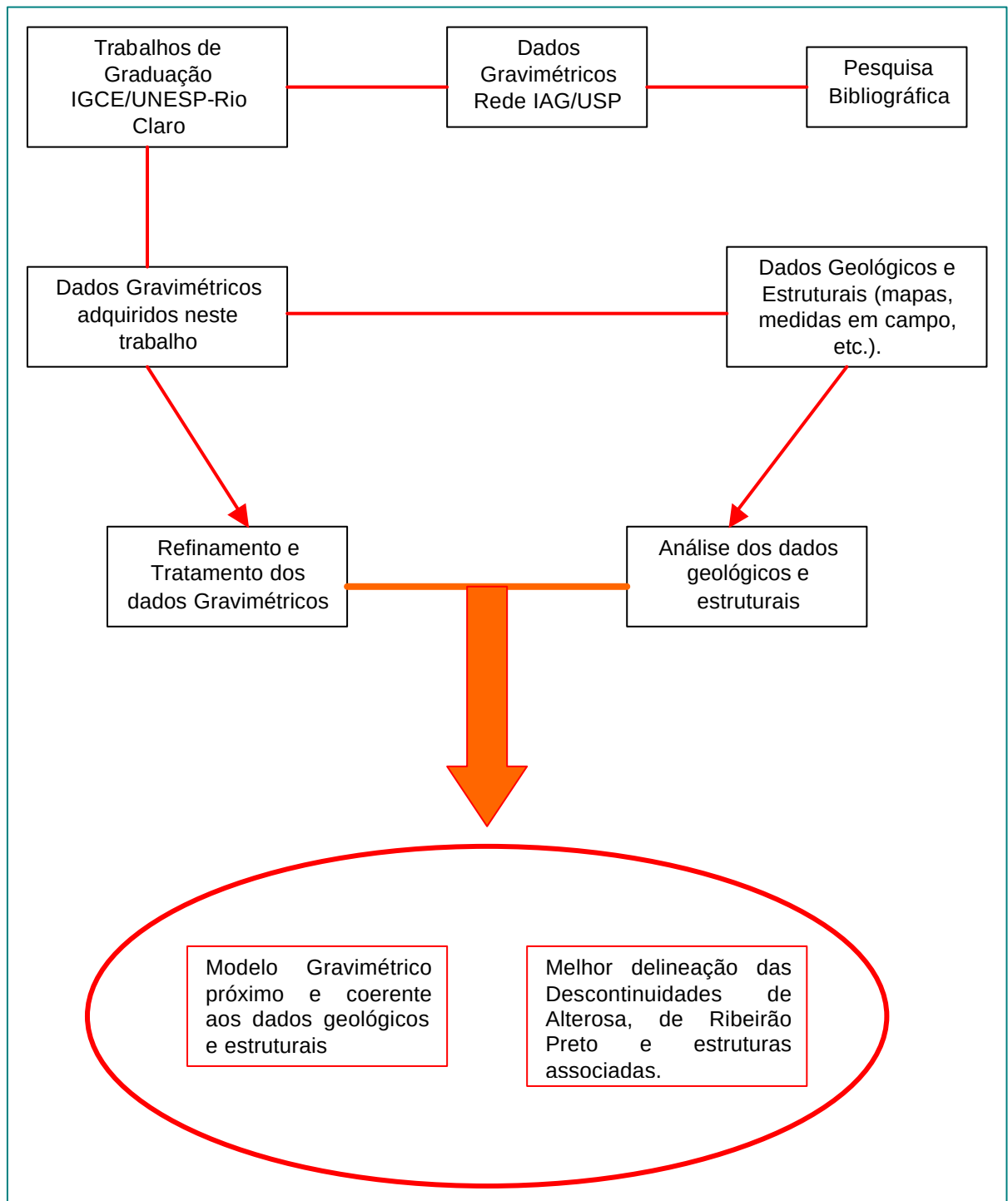


Figura 1.3 Fluxograma dos procedimentos metodológicos de pesquisa adotados neste trabalho.

- Reprocessamento com o programa OASIS/MONTAJ da Geosoft inc. dos dados gravimétricos pré-existentes: (Rede IAG-USP); Trabalhos de Graduação de 1994 e 1998 do Curso de Geologia do IGCE-UNESP.
- Correções e cálculo dos valores das anomalias gravimétricas de dados gravimétricos obtidos no campo, com posterior elaboração do Mapa de Anomalias Bouguer;
- Interpretação de fotos de satélite Landsat TM 7 como ferramenta auxiliar na cobertura e adensamento de pontos gravimétricos, análise geológica e estrutural da área (localização de estruturas).
- Elaboração de mapas, perfis e diagramas (geológicos e geofísicos).
- Modelagem dos dados gravimétricos com uso de programas específicos para o uso em geociências como o GM-SYS da Northwest Geophysical Associates (NGA) e o SUSHI da Geosoft inc..
- Integração dos dados estruturais e geofísicos para elaboração do modelo tectônico e crustal da área.
- Referências bibliográficas segundo as normas ABNT.

b) Trabalhos de Campo:

- Levantamento gravimétrico e altimétrico na área de estudo.
- Levantamento geológico, com observações das litologias predominantes e suas principais características em escala de afloramento.
- Levantamento litoestrutural, que incluiu coleta de amostras das principais litologias para, medição de acamamentos, foliações, fraturas e falhas.

2 – Aspectos Geomorfológicos, Quadro Geológico Regional e Geofísico da Área

2.1 INTRODUÇÃO

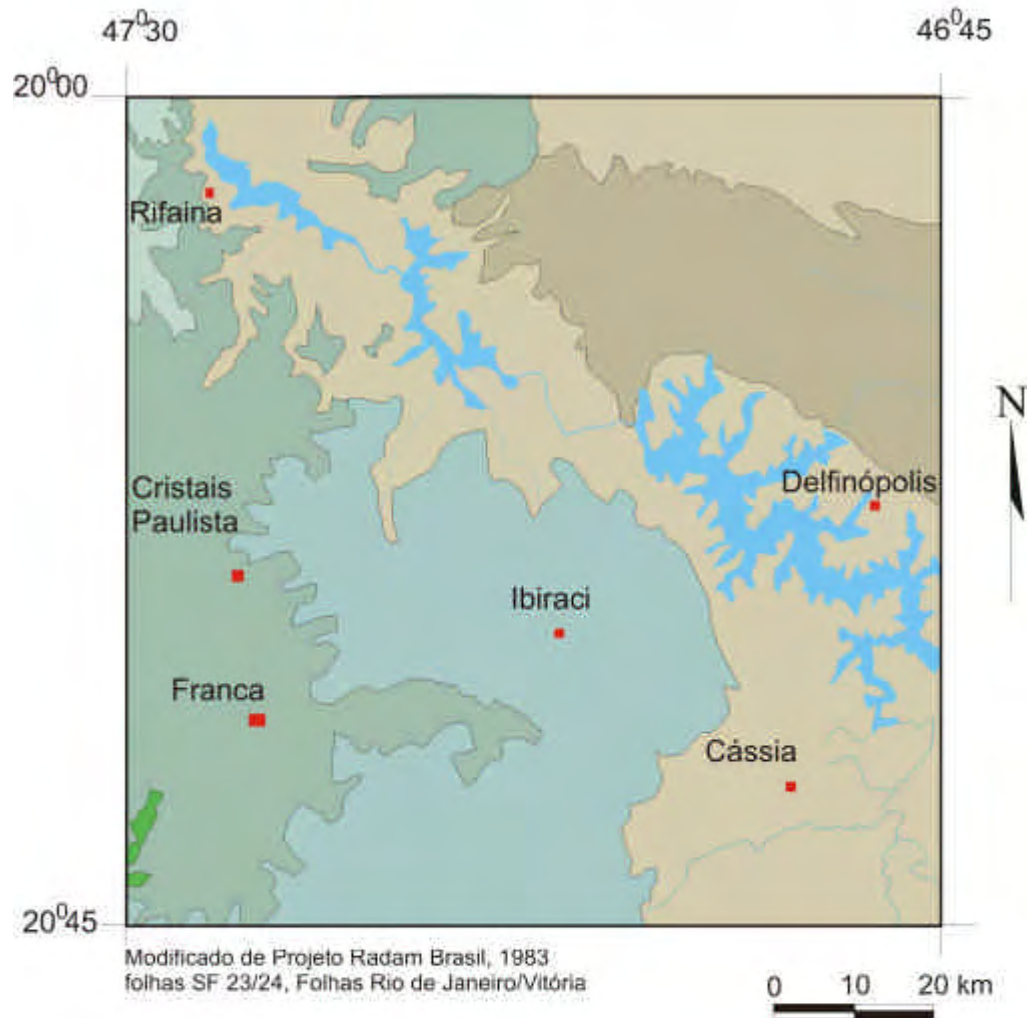
As características geomorfológicas da área estudada são bem peculiares apresentando feições bem marcadas e contrastantes em toda região. Isso ocorre devido a sua localização, estando situada no limite do embasamento/cristalino e da Bacia Sedimentar do Paraná, apresentando feições estruturais bem marcadas ao longo dos ciclos geotectônicos. Portanto, a dissecação do relevo, o padrão das drenagens e os tipos de solos estão diretamente condicionados a esses fatores. Efetuou-se a distribuição em dois grupos para uma melhor compreensão deste capítulo; sendo o primeiro a geomorfologia local no estado de São Paulo, e o segundo a geomorfologia local no estado de Minas Gerais e suas principais feições distintamente divididas.

2.2 ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS LOCAIS

2.2.1 No Estado de São Paulo

Na região de Franca (Figura 2.1), as rochas basálticas e suas coberturas foram submetidas a intensos entalhamentos, levando ao aparecimento, na porção central, das cuestas, de numerosos relevos testemunhos isolados tais como baús peões e pequenas chapadas.

Mapa Geomorfológico da Área



LEGENDAS

Bacia e Coberturas
Sedimentares do Paraná

Remanescentes
de Cadeias Dobradas
(Grupo Araxá/Canastra)

-  Planaltos Rebaixados
-  Planaltos Residuais Cuestiformes
-  Patamares Cuestiformes
-  Planaltos da Canastra
-  Planaltos Serra da Canastra

Figura 2.1: Unidades Geomorfológicas da área estudada (Adaptado do Projeto Radam Brasil, 1983).

Na porção denominada de reverso da cuesta (unidade Patamares Cuestiformes), a ação da drenagem forma autênticos cânions e relevos residuais com variações de altitude quase sempre superiores a 100 m (Projeto Radam Brasil, 1983).

O alto da Serra de Franca apresenta um relevo de colinas médias. Nesta região, o reverso das cuestas, é caracterizado por relevos de morros arredondados, resultantes do forte entalhamento da drenagem. Seguem-se regiões onduladas, embora menos entalhadas, de colinas amplas (Foto 2.1).



Foto 2.1: Relevos residuais cuestiformes. Na unidade Geomorfológica Patamares Cuestiformes o relevo ocorre esculpido em arenito Botucatu.(Fonte: Projeto Radam Brasil,1983).

Durante o entalhamento do reverso da cuesta, originaram-se relevos de morros, escarpas e cânions locais, o Planalto de Franca hoje se apresenta bastante desfigurado da condição de uma área de relevo mais ou menos uniforme, disposta segundo uma superfície topográfica inclinada. Em diversos pontos ainda é possível distinguir morros amplos e morros arredondados, manchas isoladas de colinas amplas e de colinas médias, compondo restos de planalto em altitudes mais baixas rumo ao interior da Bacia do Paraná.

As principais feições do Planalto de Franca são:

- Caracteriza-se por um intervalo de altitude entre 750 e 1187 m e altitude média de topos de 950 m.
- Inclina-se para W, possuindo escarpas frontais bem marcadas, digitadas em espigões de topo suavizado como a Serra de Franca.
- Os rios que saem do planalto para W formam cânions. Segundo o IPT (1981), as formas de relevo podem ser divididas em 5 diferentes tipos:
 - a) Relevos de Agradação
 - b) Relevos de Degradação em Planaltos Dissecados
 - c) Relevos Residuais Suportados por Litologias Particulares
 - d) Relevos Cársticos
 - e) Relevos de Transição

2.2.2 No Estado de Minas Gerais

A porção da área de estudo situada no Estado de Minas Gerais é denominada de Serra da Canastra (Projeto Radam Brasil, 1983), apresentando-se subdividida em dois setores: a unidade Planaltos da Canastra (Foto 2.2) e a unidade Planaltos Serra da Canastra localizados a norte e a sul da referida serra (Foto 2.3). A unidade Planaltos da Canastra encontra-se dentro do denominado setor sul que representa uma área rebaixada entre 750 e 600 m, sendo aproveitada pelo Complexo Hidrelétrico de Furnas no Rio Grande (Figura 2.1).

A drenagem que entalha a unidade é constituída pelos afluentes do Rio Paraná, destacando-se o Rio Grande, responsável pela dissecação do setor sul do Patamar, e o rio Araguari, que tem suas nascentes mais a norte da área.

Os filitos e os micaxistos em torno das represas do Rio Grande condicionam a um relevo caracterizado por amplas colinas de topos planos e vertentes convexas e rampeadas, em fase incipiente de dissecação, resultando numa densidade de drenagem grosseira e aprofundamentos entre 51 e 58 m. As formações superficiais espessas de origem colúvio-aluvionares, depositadas durante o Pleistoceno, são resultantes do remanejamento das coberturas do pediplano da Serra da Canastra

Os relevos mais dissecados, de densidade de drenagem média a fina e aprofundamentos dos vales entre 62 e 82 m, esculpidos sobre os filitos, xistos e micaxistos, ocorrem numa menor área. Distribuem-se ao longo do Rio Araguari (mais ao norte) e nos arredores das cidades de Passos-MG, Capetinga-MG e Itaú de Minas-MG mais ao sul da área. O contato com litologias distintas, refletidas em relevos de vertentes com maiores declividades em áreas de rede de drenagem divergente, compõe um elenco de fatores que se reflete na maior dissecação destas áreas em direção ao nível de base local e conseqüente raspagem das antigas formações superficiais, vestígios de condicionantes paleoclimáticos. As cristas e morros com topos abaulados são sustentados por quartzitos, apresentando cornijas e desdobrando-se em patamares estruturais.

A Unidade Serras da Canastra (porção norte-nordeste da área de pesquisa) encontra-se emoldurada pelos Patamares da Canastra onde se destaca o Parque Nacional da Canastra, ocupando os topos planos e elevados à cerca de 1.400 m de altitude. Esta unidade geomorfológica constitui no divisor de águas dos rios que correm para a Bacia do São Francisco e de afluentes formadores da Bacia do Paraná. Inclui as barras, cristas e chapadas que se constituem nos relevos mais elevados da região dos Planaltos da Canastra. Os topos das chapadas geralmente planos são herança da superfície de aplanamento que truncou os topos dessas estruturas, em que as camadas possuem mergulhos elevados.

Esses topos planos ocorrem predominantemente em quartzitos e são descontínuos em vista da ocorrência de vales encaixados que aproveitam as camadas de rochas mais sensíveis à erosão linear a exemplo dos filitos (Projeto Radam Brasil, 1983).



Foto 2.2: Relevo residual com escarpa monoclinal nos Patamares da Canastra, próxima a cidade mineira de Altinópolis onde ocorrem cornijas nos trechos de rochas expostas (Fonte Projeto Radam Brasil, 1983).



Foto 2.3: Ravinamentos na Unidade Geomorfológica Serra da Canastra. As ravinas encontram-se em modelados de aprofundamento fraco que compõem nível de acesso aos topos aplanados do chapadão da Zagaia a norte da área pesquisada (Fonte Projeto Radam Brasil, 1983).

2.3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.3.1 Introdução

A área pesquisada encontra-se regionalmente situada na borda nordeste da Bacia Sedimentar do Paraná no Estado de São Paulo e na porção Sudoeste do Estado de Minas Gerais abrangendo uma faixa de rochas Pré-Cambrianas e sedimentos da Bacia do Paraná. A área caracteriza-se pelas bordas dos *Crátons* do São Francisco de idade Proterozóica, Paramirim (Arqueano) e os principais complexos alcalinos Cretáceos e a província Kimberlítica do Alto Paranaíba (Almeida, 1981).

Nos terrenos pré-cambrianos regionalmente expostos encontram-se rochas como gnaisses, anfibolitos, migmatitos e quartzitos, em complexos granito-gnáissico e gnáissico-migmatítico, que formam o embasamento conjuntamente com as coberturas vulcano-sedimentares. Nas coberturas vulcano-sedimentares as rochas são compostas por micaxistos, quartzitos, anfibolitos, xistos magnesianos, filitos, metadiamictitos, rochas metamáfico-ultramáficas, metaconglomerados, cataclasitos e filonitos (Claro, 1999).

Sobre as unidades fanerozóicas da Bacia do Paraná e as rochas do embasamento Pré-Cambriano, encontram-se depósitos sedimentares inconsolidados aluviais, coluviais e eluviais.

2.3.2 Quadro Geotectônico Regional

O início do desenvolvimento da Bacia do Paraná se deu no Paleozóico sobre um substrato cratonizado do Pré-Cambriano, razão pela qual foi classificada como bacia intracratônica. A partir da definição do Cráton do Paramirim (Almeida 1981) e da delimitação precisa desse Cráton (zona de sutura), assim como dos cinturões móveis que o rodeavam esta bacia pode ser considerada intracratônica.

Na região NE da bacia, esses alinhamentos estruturais se apresentam com as direções NW e NE, sendo coincidentes com os que foram encontrados no Cráton do Paramirim (Almeida, op.cit).

A região sudoeste de Minas Gerais tem seu quadro geotectônico delineado em termos de dois grandes blocos crustais (Figura 2.2), o do sul (Bloco São Paulo) e do norte (Bloco Brasília) com terrenos granito – greenstone separados por uma zona de sutura, na altura de Alterosa (MG), bem marcada pela gravimetria (Haralyi & Hasui 1982, Haralyi et al., 1985).

2.3.2.1 Os Blocos Crustais

A aplicação de novos conceitos de análise estrutural, métodos geofísicos no reconhecimento da macroestrutura e o conhecimento mais adequado das estruturas da região desenvolvidos ao longo de mapeamentos sistemáticos no nordeste do estado de São Paulo e sul/sudeste do Estado de Minas Gerais levaram vários pesquisadores a apresentarem modelos de evolução com grandes blocos crustais, ajustados ao longo de cinturões colisionais (Morales, 1993). Esta divisão de blocos passou então a ser a visão mais adequada para uma apresentação do quadro lito-estratigráfico regional.

Com a utilização de dados geofísicos no estudo da estrutura regional (gravimetria e aeromagnetometria) surgiu a separação em grandes blocos crustais (Morales, 1993). No início, reconheceu-se a separação entre o cráton do Paramirim e o Cinturão Móvel de Alfenas (Almeida, 1981), apresentada como uma geosutura marginal antiga arqueana ou transamazônica.

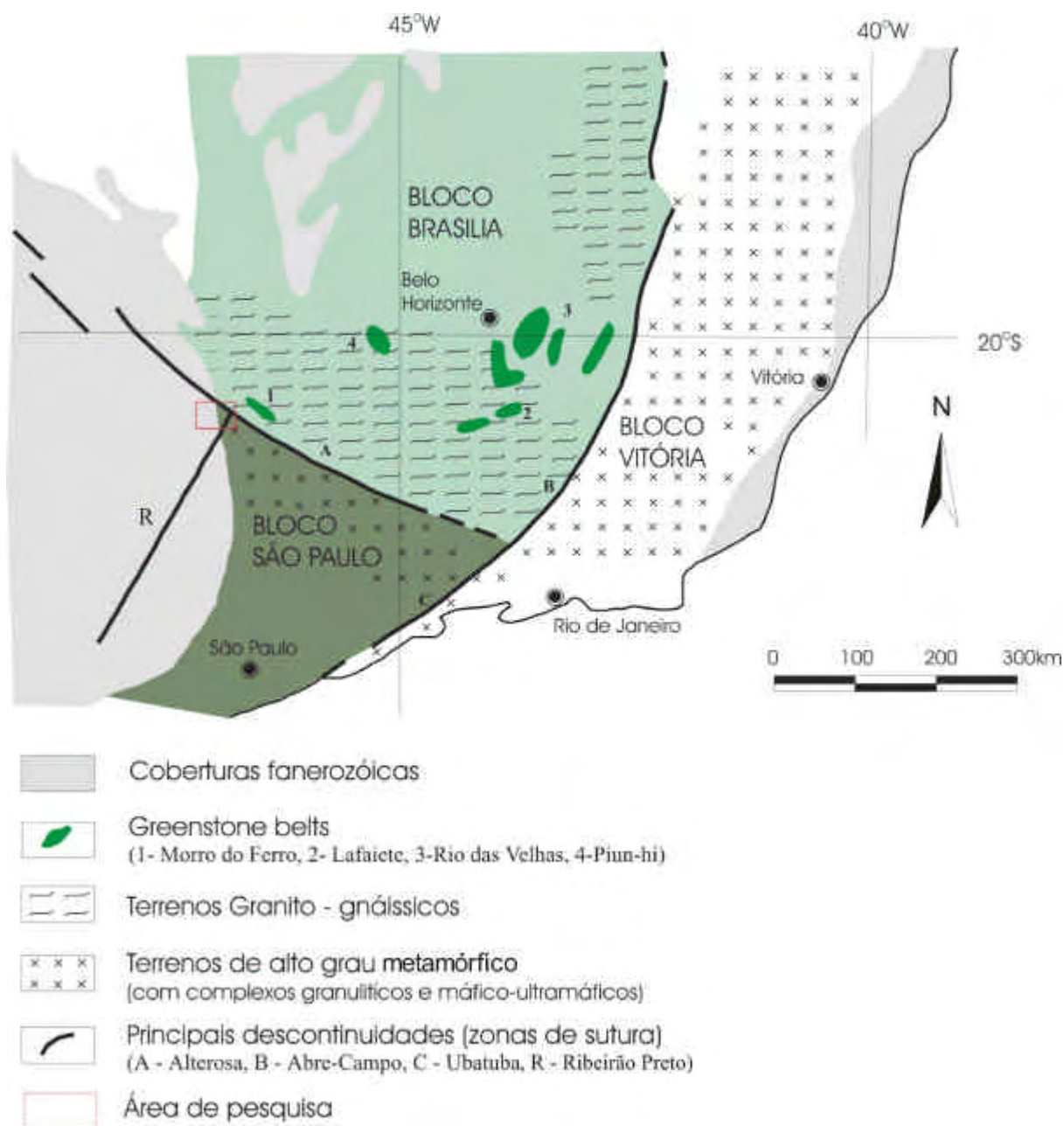


Figura 2.2 Blocos Crustais. Compartimentação da região sudeste do território brasileiro, com base na interpretação de dados gravimétricos. Destaca-se os principais tipos de terrenos com limites dos blocos crustais.

(Fonte: Morales, 1993).

Posteriormente a configuração foi melhor delineada e a estruturação apresentada foi a de blocos justapostos, separados por descontinuidades crustais (Figura 2.2), sendo reconhecidos os blocos Brasília, São Paulo, Vitória e Paraná (Hasui 1989, Haralyi et al. 1985, Morales, 1993).

O Bloco São Paulo é representado por terrenos de alto grau metamórfico, constituindo o cinturão granulítico que bordeja a zona colisional, representante das porções inferiores da crosta soerguidas pela colisão dos blocos. As litologias encontradas compõem o Complexo Varginha, representado por granulitos ácidos a básicos, gnaisses graníticos diversos, gnaisses biotíticos e anfibolíticos e, com menor expressão, quartzitos, gnaisses cálcio-silicáticos, mármore e gnaisses kinzigíticos. Este conjunto de rochas metassedimentares, quando passível de mapeamento, tem sido separado como Grupo Caconde. Parte dos gnaisses orto-derivados tem sido tentativamente separada como Grupo Pinhal para as rochas granitóides e como Suíte São José do Rio Pardo para as rochas charnoquitóides, porém trabalhos estruturais na região têm mostrado que a separação entre os conjuntos com base em critérios estruturais não é possível. De modo geral, apresenta uma foliação de direção preferencial em torno de WNW - ESE, com baixo ângulo de mergulho para SSW.

É persistente por toda a área uma lineação de estiramento mineral de direção NNW-SSE, com indicadores cinemáticos (foliação S-C e porfíroide rotacionados) mostrando movimentos principalmente cavalgantes para N ou NNW, e localmente inversos para SSE sugerindo segmentos extensionais localizados ou heterogeneidade de movimento entre blocos crustais (Almeida, 1997).

O Bloco Brasília apresenta as feições do bloco cavalgado, com complexos gnáissico-granitóides e sequências greenstones associadas, com cobertura meta-vulcano-sedimentar. O Complexo Barbacena é o representante do embasamento, com gnaisses migmatíticos, granodioríticos a graníticos de estruturas diversas, e intercalações de rochas meta-básicas e meta-sedimentares. A Sequência Vulcano-sedimentar Morro do Ferro é constituída de rochas metabásicas e metaultrabásicas, com rochas metassedimentares associadas, representantes de terrenos tipo greenstone belt. O Grupo Araxá representa a cobertura metassedimentar do Bloco Brasília, constituída por

xistos, quartzitos e gnaisses diversos, metamorfisados em fácies xisto-verde a anfibolito.

De acordo com Almeida (1992) a foliação principal varia de baixo a alto ângulo de mergulho, voltados ora para NW, ora para SSE ou SSW. As lineações de estiramento assumem direções WNW – ESSE a W – E. Em nível microscópico observa-se uma trama planar granolepdoblástica de elevada temperatura, superposta por feições miloníticas com recrystalizações que indicam que os movimentos se deram durante temperaturas decrescentes.

Segundo Almeida (1992) o Bloco Brasília é afetado por zonas de cisalhamento transcorrentes do Cinturão Transcorrente Campo do Meio, associando-se dobras isoclinais, lenticularização e estruturas do tipo flor. Essas estruturas são caracterizadas pela íntima associação entre zonas de cisalhamento transcorrente (deslocamentos direcionais) com dobras, inflexões e outras estruturas indicativas de encurtamento com tectonitos SL ou LS e os elipsóides variando no campo do prolato e do oblato.

Os indicadores cinemáticos (foliação S-C, porfiróides de feldspatos) mostram, embora não sistemático, movimentos sinistrais e denotam uma deformação não coaxial (Almeida, *op. cit.*).

2.3.2.2 Zonas de Sutura de Alterosa e de Ribeirão Preto

a) Zona de Sutura de Alterosa

Acima dos limites do Bloco São Paulo, na região compreendida entre as cidades de Jacuí e Bom Jesus da Penha, ocorre uma faixa de rochas metabásicas/metaultrabásicas, migmatizadas em maior ou menor grau metamórfico, interpretadas como possível representante de seqüência ofiolítica (Morales 1993). É esta associação petro-tectônica que se prolonga para NW, em direção a Cássia e desaparecendo por debaixo dos sedimentos e diabásios da Bacia do Paraná, que é apresentada com associada à Descontinuidade de Alterosa, objetivo de investigação desta dissertação. O conjunto apresenta maior complexidade litológica incluindo sedimentos de margem passiva e ativa e de granitóides sincolisionais, representando a Zona de Sutura de Alterosa na região de Alfenas (Almeida, 1997).

A Zona de Sutura de Alterosa (Almeida, 1992) que separa os blocos São Paulo a sul e Brasília a norte, coincide com expressivo limite de dois domínios com diferentes tipos litológicos e padrões estruturais. A estruturação é caracterizada pela partição da deformação ao longo de zonas transcorrentes de direção E-W, de um expressivo feixe de zonas transcorrentes (Cinturão Transcorrente Campo do Meio) e segmentos marcados por estruturas tangenciais fletidas e rotacionadas em segmentos predominantemente transpressivos.

De acordo com Hasui *et al.*, (1989) esta descontinuidade associa-se as anomalias gravimétricas denominadas de alto gradiente horizontal por km (1 a 2 mgal/km) com amplitudes de 40 mgal. Esta feição encontra-se com direção aproximada de E-W , acompanha a direção “a grosso modo” do Vale do Rio Grande e continua para oeste do estado de Minas Gerais. É interceptada em ambos os limites por estruturas orientadas segundo NW-SE.

Esta feição foi modelada como uma descontinuidade crustal de baixo ângulo, com o bloco elevado a sul, no Estado de São Paulo. O perfil modelado (Hasui *op cit*) mostra o bloco soerguido e as rochas supracrustais do Grupo Araxá-Canastra preservadas em uma calha associada a zona de espessamento crustal. A zona de Sutura de Alterosa separa o bloco São Paulo, a sul, do bloco Brasília, a norte. A conexão desta sutura com as de Ubatuba e de Abre Campo localiza-se na região das divisas Minas Gerais/ Rio de Janeiro/ São Paulo. A ausência de maior detalhamento de dados gravimétricos no território mineiro dificultam uma melhor delineação da junção tríplice (Figura 2.3).

b) Zona de Sutura de Ribeirão Preto

Estrutura denominada por Haralyi e Hasui (1982) por se situar próxima a esta importante cidade do interior paulista. Separa o bloco São Paulo a leste do bloco Paraná a oeste. Ela se articula com as suturas de Alfenas e de Itumbiara, sob a Bacia Sedimentar do Paraná, configurando outra junção tríplice. (Hasui *et al.*, 1989).

Segundo Hasui *et al.*, (op cit.), é também associada ao conjunto de anomalias lineares com amplitudes de 10-15 mgal e gradientes e 0.5 a 0.7

mgal/km com direções de NE na altura das cidades de Franca, Ribeirão Preto, Jaboticabal, Garça e Cruzália. Esses lineamentos de direção NE são descritos como sendo associados às anomalias gravimétricas de segunda ordem, associadas a descontinuidades sem evidência segura de espessamento crustal (Haralyi et al, 1985).

Esse tipo de anomalia é representado na área, pela descontinuidade de Ribeirão Preto (Hasui & Haralyi, 1982), que se manifesta por baixo dos terrenos paleozóicos e mesozóicos da Bacia do Paraná, de difícil reconhecimento em escala de mapeamento de superfície devido à existência de poucas evidências desses lineamentos ligados a descontinuidade de Ribeirão Preto. Nessa área são verificadas estruturas gravimétricas positivas, considerando-se as anomalias dos sedimentos vulcânicos da Bacia do Paraná e o “trend” regional dado pelo embasamento exposto, há uma anomalia positiva de até 30 mgal na região (Hasui et al., 1989). Uma modelagem gravimétrica dessas feições, segundo os autores, não pode ser tratada apenas como uma zona de maior concentração de dique de diabásio cortando a crosta. Por outro lado, mapas aeromagnéticos mostram poucos diques de diabásio “pós-lavas”, e que não podem ser a causa das anomalias com esta magnitude.

Outro modelo que também não se adapta é o de simples afinamento crustal por distensão da crosta sob a Bacia do Paraná, uma vez que este tipo de estrutura apenas corresponderia a uma anomalia regional com amplitude variando gradualmente e não em degraus, como foi verificado (Hasui et al., op cit.).

A delimitação mais precisa desses limites, marcados sobre anomalias gravimétricas associadas a essas descontinuidades, em especial a Descontinuidade de Alterosa é, portanto, um dos objetivos desse trabalho.

2.3.3 Unidades Litológicas Regionais

2.3.3.1 Unidades Pré – Cambrianas

As unidades Pré-Cambrianas abrangem as áreas a leste e a nordeste. Compreendem o Vale do Rio Grande, constituído por quartzitos, quartzo micaxistos granatíferos, clorita xistos, metabasitos, metaultrabasitos, milonitos

e cataclasitos correspondentes ao Grupo Araxá-Canastra. Estas rochas apresentam uma seqüência sedimentar depositada em ambiente litorâneo e posteriormente metamorfasadas em condição de xisto verde até anfibolito (Claro, 1999).

A exposição regional desses terrenos inclui gnaisses, anfibolitos, migmatitos e quartzitos encaixados em complexos granito-gnáissico (Barbosa *et al.*, 1970 *in* Ponçano *et al.*, 1992) e gnáissico migmatítico (CPRM, 1978 *in* Ponçano *et al.*, 1992), que constituem o embasamento de coberturas vulcano-sedimentares. Estas últimas são compostas por micaxistos, quartzitos, anfibolitos, xistos magnesianos, filitos, metadiamictitos, corpos metamáficos-ultramáficos, metaconglomerados, cataclasitos e filonitos atribuíveis ao Grupo Araxá-Canastra (Barbosa *et al.*, *op. cit.*, *in* Ponçano *et al.*, 1992) ou aos complexos Canastra e Furnas (CPRM, 1978 *in* Ponçano, *op. cit.*).

2.3.3.1.1 Características Metamórficas

As paragêneses reconhecidas da base para o topo marcam um metamorfismo inverso, desde xisto verde a anfibolito, alcançando a fusão parcial nas calhas sinformais. Alguns estudos (Simões *et al.*, 1990) mostram que a inversão do metamorfismo se ajusta à deformação por cisalhamento não coaxial do pacote em planos próximos ao acamamento reliquiar (hoje bandamento composicional), com transporte de material para leste (Morales, 1993).

2.3.3.1.2 Quadro Geocronológico

Datações K/Ar realizadas no Grupo Canastra no oeste mineiro e sul de Goiás (Hasui & Almeida, 1970 *in* IPT, 1981) apresentaram idades entre 800 e 450 M. a., sendo consideradas como mínimas. Para o Araxá tem-se idades K/Ar de 980 M. a. (Hasui & Almeida *op. cit.*) e uma isócrona Rb/Sr de 1,0 b. a. (Hasui *et al.*, 1989), valores que são tidos como referentes ao metamorfismo regional desta unidade. A sedimentação da unidade ter-se-ia dada no intervalo de 1.500 e 1.000 m. a. (Hasui *et al.*, *op. cit.*), porém idades Rb/Sr convencional

em IPT (1981) indicam idade de 1.660 m. a., ainda dentro do Proterozóico Médio.

2.3.3.2 Sedimentos da Bacia Sedimentar do Paraná

2.3.3.2.1 Grupo Tubarão

a) Formação Aquidauana:

Os sedimentos da Fm. Aquidauana (Carbonífero superior a Permiano inferior) foram depositados em ambiente flúvio glacial, dispostos sobre o Grupo Canastra e recobertos pelos sedimentos mesozóicos, sendo que neste contato superior ocorre um sill de diabásio de idade cretácea.

Predominam arenitos de granulação grosseira a muito fina, cor vermelho tijolo com estratificação cruzada a planar. Arenitos conglomeráticos são comuns na base da unidade, e são comuns também siltitos maciços laminados (Soares et al.,1973).

Admite-se também que, devido à extensão e modo de ocorrência e em analogia com outras áreas diamantíferas como Tibagi (PR) e Rio da Água Suja (MS), pode ser a Formação Aquidauana a mais provável fonte secundária do diamante da região de Franca (Leite et al.,1984).

2.3.3.2.2 Grupo São Bento

a) Formação Pirambóia

É formada predominantemente por pacotes de arenito com granulação fina, siltoargilosos, com camadas de folhelhos e lamitos e acamamento plano-paralelo (Soares & Landim, 1973).

Associam-se a esta unidade, com muita frequência, extensos e espessos corpos de intrusões diabásicas. Na região de Franca a espessura da unidade não deve ultrapassar a 60 m (Soares et al.,1973).

b) Formação Botucatu

De acordo com Soares & Landim (1973), o ciclo desértico na sequência de eventos durante o Mesozóico é representado pela Formação Botucatu. Corpos de arenito com boa seleção, granulação fina a muito fina e estratificação cruzada plana tangencial são resultantes de sedimentação eólica. Localmente incluem-se lamitos, siltitos e arenitos lamíticos, representando as fácies lacustres desta formação. Esta fácies associada aos mais altos horizontes do Botucatu as vezes é encontrada entre derrames da Formação Serra Geral.

A Formação Botucatu ocorre, caracteristicamente, na porção inferior das escarpas de planalto. De acordo com Soares *et al.* (1973) sua espessura tem valor médio em torno de 60 m.

O conglomerado basal da Fm. Botucatu, que ocorre em alguns locais, no contato brusco com a Formação Pirambóia é o único componente da Fm. Botucatu a apresentar interesse como possível fonte diamantífera (Ponçano *et al.*, 1992).

c) Formação Serra Geral

O vulcanismo basáltico recobriu com numerosos derrames as áreas de sedimentação e áreas fonte do Botucatu, assentando-se diretamente sobre o cristalino nos limites da bacia. A continuidade do processo eólico junto as primeiras manifestações vulcânicas produziu numerosos corpos de arenito interderrames com espessuras de até 40 m, como os encontrados nas serras de Botucatu ou de Rifaina. Associado a este ciclo vulcânico, numerosos *sills* interpenetram o pacote sedimentar. Estes corpos são surpreendentemente abundantes no flanco nordeste da Bacia do Paraná (Soares & Landim, 1973).

Os derrames são formados por rochas de cor cinza escura a negra, afaníticas. Tem espessura individual variando, desde poucos metros a 100 m (Leinz, 1949 *in* IPT, 1981).

De acordo com IPT (1981) os basaltos da Fm. Serra Geral apresentam, petrograficamente, composição mineralógica constituída de labradorita zonada associada a clinopiroxênio (augita e as vezes pigeonita). Os acessórios são

representados por titano-magnetita, apatita, quartzo e raramente olivina ou seus produtos de transformação.

2.3.3.2.3 Intrusão de Diabásio - *Sill* Borda da Mata

Constitui a maior intrusão mapeada na região de Franca sendo denominado, por Soares *et al.*, (1973) de Borda da Mata. Serve de nível de base para os rios Canoas, Sapucaizinho e Santa Bárbara. Sua espessura chega a atingir 150 m. O *Sill* Borda da Mata apresenta grande importância no estudo do diamante da região, pois serviu como soleira ou embasamento rochoso durante o entalhe dos cursos d'água, originando deposições de aluviões garimpados. Possibilitou a formação de corredeiras, poços e marmitas, ou seja, um substrato irregular propício a mecanismos de concentração e seleção de minerais pesados, entre eles o diamante e pode ter atuado como um “escudo” para eventuais diatremas kimberlíticos, devido a sua grande espessura e o seu fraturamento menos intenso.

2.3.3.2.4 Intrusões Alcalinas

As manifestações alcalinas deram origem a um grande número de kimberlitos/lamproitos durante o Cretáceo Superior na parte oeste do Estado de Minas Gerais, relacionados tectonicamente ao Soerguimento do Alto Paranaíba. Grande parte dos Kimberlitos da região de Coromandel e Patrocínio Paulista foram localizados via rastreamento de minerais pesados principalmente granada e ilmenita.

A existência de kimberlitos mineralizados no oeste mineiro é inferida diretamente pela presença secular de atividade garimpeira e de achados esporádicos de grandes diamantes, situação que se diferencia da região de Franca somente pelo não conhecimento de kimberlitos/lamproitos presentes nessa área.

2.3.3.2.5 Grupo Bauru

De acordo com Soares et al. (1973) o Grupo Bauru é representado por arenitos lamíticos de cor marrom avermelhada, maciços ou com acamamento plano paralelo e mais raramente, estratificação cruzada de pequeno porte.

Na faixa de exposição na região de Franca a espessura máxima é da ordem de 40 m (Soares et al., 1973) e em torno de 100 m nas proximidades de Pedregulho (Ponçano et al., 1992).

De acordo com Ponçano et al. (1992) o Grupo Bauru teria se depositado em decorrência do soerguimento do Alto Paranaíba, num sistema de rios anastomosados fluindo no rumo sudoeste, dando origem a leques aluviais. Condições climáticas áridas a semi-áridas atuante durante o Terciário Inferior teriam culminado na formação de uma vasta superfície regional, correspondente a Superfície Sul Americana, cujos restos ocupam hoje as posições primeiras dos planaltos de Franca.

O contato do Grupo Bauru com a Formação Serra Geral é uma superfície de descontinuidade (discordância erosiva). É caracterizado por um regolito fóssil no basalto e conglomerado, com seixos de basalto, arenito e rochas metamórficas (Soares et al., 1973).

Ponçano et al., (1992) caracterizam o Grupo Bauru como provável fonte de diamantes na região de Franca. Os argumentos que embasam esta teoria são, em primeiro lugar, as assembléias de minerais pesados e suas rochas conglomeráticas, que são compatíveis com os satélites dos garimpos de diamantes, sugerindo, portanto que sejam fontes secundárias desse mineral. Em segundo lugar, o fato de alguns garimpos e ocorrências diamantíferas estarem situadas a oeste das escarpas que limitam o planalto de Franca, em terraços aluvionares, permite supor que os sedimentos do Grupo Bauru, principalmente os níveis conglomeráticos possam ser diamantíferos.

2.3.3.2.6 Coberturas Sedimentares Cenozóicas

Os depósitos do Terciário recobrem as maiores altitudes, em torno de 1.000 m da região centro-leste (Itaqueri e Cuzcuzeiro) e nordeste (espigão

França-Rifaina, Chapadão da Zagaia e do Bugre). Nesta região são encontradas extensas ocorrências desses depósitos (Soares & Landim, 1973).

Segundo Soares & Landim (op. cit), a sedimentação cenozóica apresenta dois ciclos, os quais são constituídos por duas fases distintas:

a) Inferior de caráter aluvial com espessuras da ordem de 20 – 30 metros, predominantemente arenosa, exibindo na base brechas sedimentares constituídas pelo material imediatamente sotoposto, contendo estruturas sedimentares como estratificação plano paralela cruzada, de dissecamento, corte e preenchimento, além de lentes de argilitos ricos em fragmentos vegetais.

b) Superior com características coluviais, bem mais esparramadas, porém com espessura que raramente atinge 10 m, constituída exclusivamente por areias sem estrutura alguma e apresentando invariavelmente na sua base, seja sobre a fase inferior, seja quando esta falta, sobre formações mais antigas, uma cascalheira e/ou “linha” de seixos(stone line), constituída por seixos de quartzo e de quartzito, e eventualmente por pedaços de limonita. São sedimentos extremamente porosos e permeáveis, apresentando duas características importantes para o seu reconhecimento que são a presença de boçorocas e de cerrados, além de situarem-se sobre espigões ou chapadões.

Segundo IPT (1998), os sedimentos cenozóicos da área de pesquisa, próximos a Franca, estão amplamente distribuídos em extensas coberturas arenosas de origens diversas, em idades diferentes, recobrimdo indistintamente rochas de diferentes unidades, compreendendo depósitos eluviais, aluviais, coluviais, de tálus e algumas coberturas de derivação incerta.

Os depósitos eluviais recobrem extensos chapadões e espigões (acima de 1.000 m), essencialmente conglomeráticos (limonitizados), correspondendo possivelmente a depósitos residuais associados a Superfície Sul Americana, do terciário, a mais antiga superfície de erosão preservada na região (IPT, 1998). Em quase toda a área ocorrem esses depósitos, capeando as rochas da Formação Franca, produzem solos muito pobres, sendo de difícil definição o contato, com drenagem de baixa densidade. Atingem espessuras superiores a 3 m. Sua estrutura é predominantemente maciça, com incipientes estratificações cruzadas e acamamentos paralelos. Os conglomerados são compostos principalmente por seixos e calhaus de quartzitos, quartzo e fragmentos de canga limonítica, com matriz arenosa mal selecionada. Observa-

se intensa laterização, onde a camada rudácea encontra-se freqüentemente cimentada por material ferruginoso, formando níveis encouraçados, associados as partes mais elevadas dos planaltos, relacionadas a referida Superfície Sul Americana. Observa-se também que atualmente, ainda ocorrem processos de formação de agregados limoníticos, controlados pela variação do lençol freático e pela evolução dos níveis de base locais das drenagens (mecanismo de intensa laterização).

Os depósitos aluviais ocorrem em patamares associados aos principais vales da região, ou seja, nas várzeas e nos terraços fluviais (principalmente nos rios Sapucaí, Grande Canoas, Sapucaizinho e Santa Bárbara). Esses depósitos, de idade quaternária, são portadores na região de mineralizações diamantíferas (IPT, 1998).

Os sedimentos das várzeas são mais variados em termos líticos, texturais e estruturais que os de terraços. São compostos do conglomerados suportados por seixos, arenitos e lamitos inconsolidados podendo apresentar espessuras superiores a 5 m, e com cores cinza e creme esbranquiçadas. Depósitos de argila orgânica preta, com troncos e fragmentos carbonizados de madeira são freqüentes (IPT, 1998).

Nos terraços predominam depósitos conglomeráticos pouco espessos, geralmente 20 a 40 cm, podendo atingir 1 m. As fácies lamíticas e as estruturas sedimentares são raras, restringindo-se a incipiente acamamento e imbricações de seixos.

Predominam seixos e calhaus de quartzo, quartzito (bem arredondados) e laterita. As cascalheiras de terraço são geralmente capeadas por solo coluvionar, mascarando a forma plana de terraços, dificultando o seu reconhecimento (IPT, 1998).

Os coluviões são depósitos mais espalhados de toda a área. Recobrem as mais variadas formas de relevo e tipo de rochas, principalmente nas encostas, geralmente na frente das cuestas, e são resultantes de um processo de entalhamento das escarpas, sob condições climáticas provavelmente áridas a semi-áridas (Ponçano, Silva et al., 1992). Os sedimentos são constituídos de areias intercaladas com níveis de cascalhos, principalmente retrabalhados dos depósitos subjacentes, parcialmente limonitizados. Estes depósitos são encontrados em níveis topográficos variando de 700 a 900 m.

Tem espessuras variáveis, chegando a atingir 10 m nos cortes da SP-334, nas proximidades de Brodowsky e Ribeirão Preto (IPT, 1998).

Os depósitos de tálus (IPT, 1998) são de pequenas dimensões e freqüentes nos sopés das serras e de morros mais elevados. São constituídos por clastos grossos onde predominam matações de basalto, arenitos e couraças limoníticas.

2.4 Quadro Geofísico

A estruturação de primeira ordem do território brasileiro vem sendo revelada por dados geofísicos e geológicos, desde o fim da década de 70, e as informações atuais já permitem delinear-la em termos de vários blocos crustais separados por grandes descontinuidades. O uso da gravimetria aplicada a geotectônica, começou então a se consolidar a partir dos trabalhos de Haralyi (1982), Davino (1972) e Almeida et al.(1976), que estudaram a evolução geodinâmica do oeste do Estado de Minas Gerais e do sul de Goiás.

As descontinuidades crustais são vistas como suturas de colisão do tipo A e conectam-se segundo junções tríplices. Cinturões de cisalhamento com extensões de centenas de quilômetros e larguras de até mais de uma centena de quilômetros, erodidos de modo a expor suas zonas profundas, desenvolveram-se afetando as bordas dos blocos, ou seja, eles correspondem a sistemas de cavalgamento devido as convergências de placas do tipo oblíquo (em parte frontal e lateral), muitos deles tendo sistemas de transcorrência tardios associados (Hasui et al.,1993).

Haralyi & Hasui (1982) e Haralyi et al. (1985) delinearão, através de interpretações gravimétricas, a estruturação de terrenos brasileiros considerando os movimentos relativos de blocos tanto horizontais como verticais, quantificando os deslocamentos e até definindo-os temporalmente. O quadro apresentado pelos autores mostra a estruturação de blocos pré-Brasilianos, apontando os principais tipos de anomalias gravimétricas encontradas no mapa de anomalia Bouguer, em levantamento gravimétrico no Estado de Minas Gerais. Em termos gerais, foram classificados quatro tipos fundamentais (Figuras 2.3 e 2.4).

As anomalias de primeira ordem (Figura 2.3) são representadas por faixas e forte gradiente, que em perfil são descritas como dois platôs gravimétricos desnivelados de várias dezenas de miligals (Hasui et al.,1993). Essas anomalias representam descontinuidades crustais. Em planta, ocorrem variações de 1,5 a 2,5 mgal/km, alcançando amplitudes de 100 mgal. Relacionam-se com a articulação de blocos crustais, seguindo o modelo de subducção do tipo A (Hasui et al.,1993), decorrente de vários cavalgamentos.

As anomalias de segunda ordem são semelhantes às de primeira, porém, com gradientes da ordem de 0,6 a 1,5 mgal/km. São marcadas pelo desvio de feixes de curvas isogálicas em planta, correspondendo a zonas de movimentação com apreciável movimentação direcional, que afetam as anomalias de primeira ordem e deslocam seus segmentos por distâncias de até centenas de quilômetros, sendo, portanto, posteriores a estas (Hasui et al., 1993).

As anomalias menores correspondem a lineamentos que truncam e deslocam as anomalias anteriores. Em planta ocorre o desvio das curvas isogálicas. Os deslocamentos de centenas de quilômetros apresentam importantes componentes de rejeito horizontal e de rejeito vertical, sugerindo que são posteriores às anomalias de primeira ordem (Almeida, 2001).

Há também, as anomalias que correspondem à anomalia regional da faixa costeira, com elevado gradiente ($>1,5$ mgal/km) em direção ao mar, refletindo adelgaçamento ou passagem da crosta continental para oceânica (Haralyi et al.,1985).

Com base nesse tipo de anomalias a articulação entre os blocos São Paulo, Paraná e Vitória é então descrita segundo Haralyi & Hasui (1982), Haralyi et al. (1985), Hasui et al. (1993).

Esses dados geofísicos existentes, segundo Hasui et al.,(1993), permitem traçar a maior parte das descontinuidades de primeira ordem, bem como descontinuidades de segunda ordem que induziram deslocamentos direcionais na geometria das primeiras.

A Figura 2.3 mostra, segundo Hasui et al.,(1993) as descontinuidades de primeira ordem. As descontinuidades de segunda ordem são numerosas e não foram indicadas na figura.

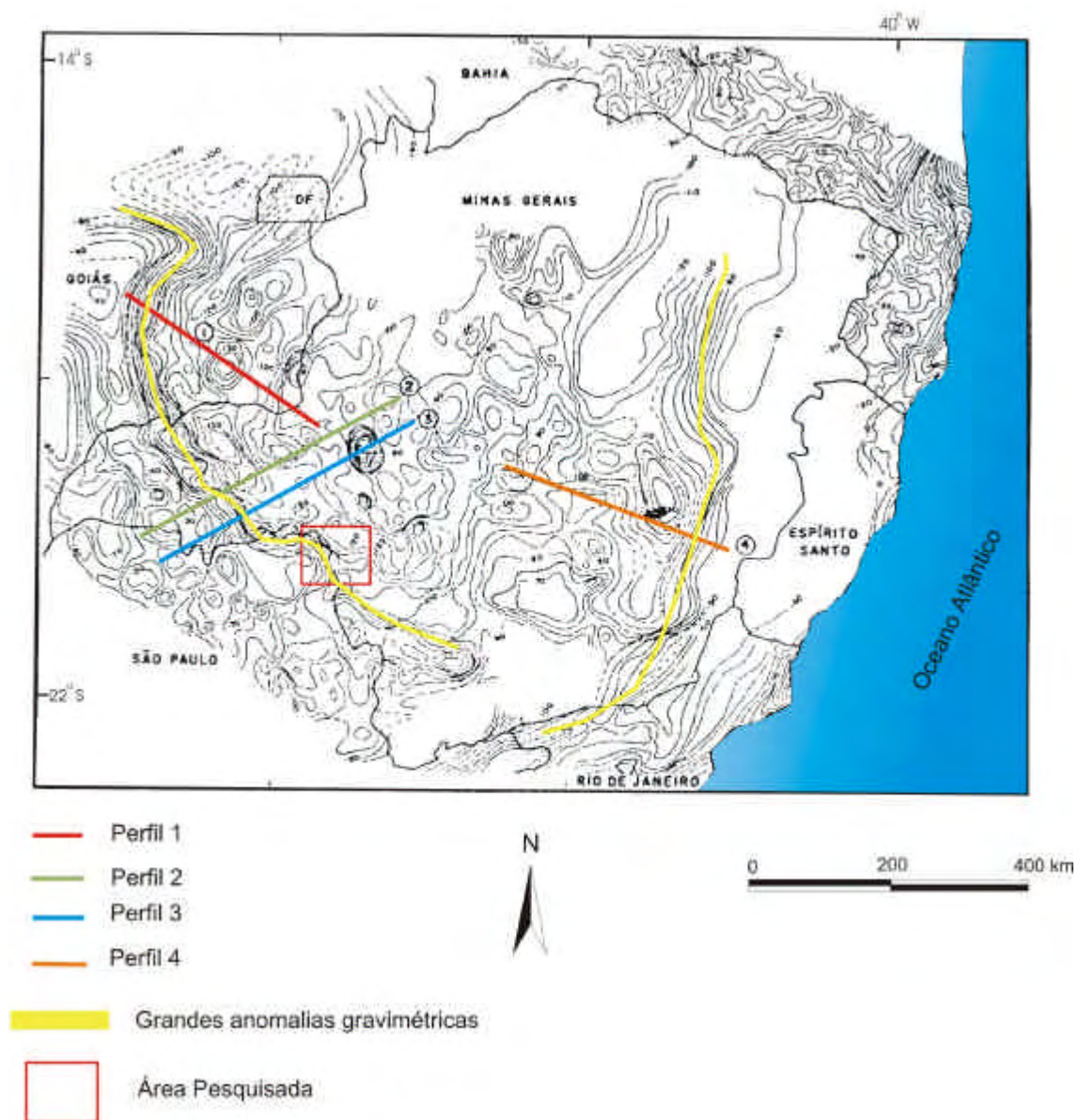


Figura 2.3: Mapa Bouguer de Minas Gerais (simplificado), com as duas grandes anomalias no leste e sudoeste do estado. O retângulo vermelho delimita a área de pesquisa deste trabalho. (Adaptado e modificado de Haralyi *et al.*, 1985).

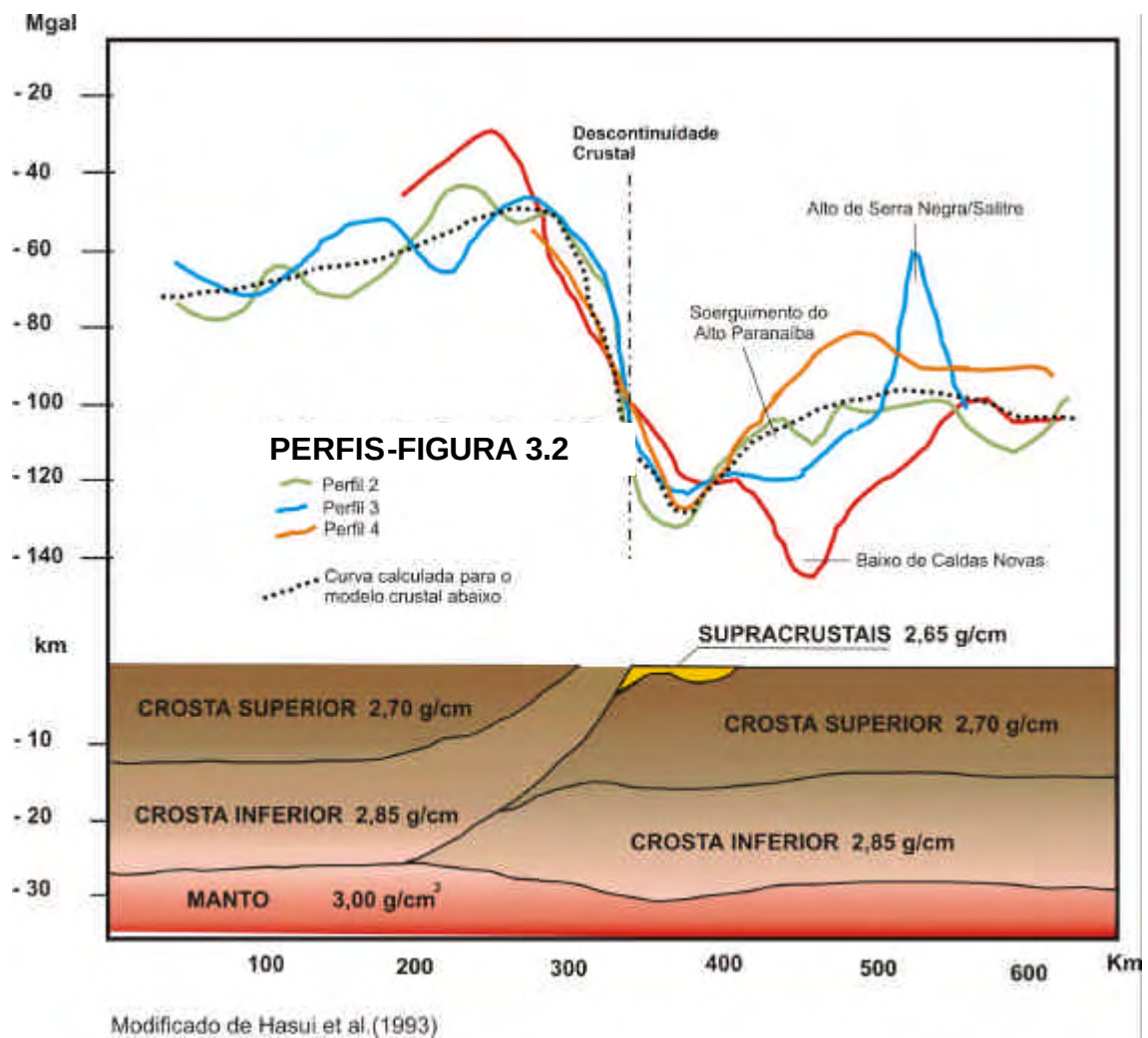


Figura 2.4: Seções gravimétricas de Minas Gerais e modelo crustal segundo as principais anomalias. (Modificado de Hasui *et al.*, 1993).

Na porção sul do Estado de Minas Gerais, a sul da área de pesquisa deste trabalho, foi realizado pela UNESP – Rio Claro um levantamento gravimétrico em uma área de 250 X 250 km onde foram levantadas um total de 907 estações gravimétricas com o intuito de melhorar a rede de dados existente. No mapa Bouguer obtido conjuntamente com informações lito-estruturais (Figura 2.5) salientam-se as grandes anomalias negativas a oeste e sudeste que coincidem com os maciços alcalinos de Poços de Caldas e Passa Quatro/Itatiaia, ambas de abrangência local (Malagutti Filho et al., 1996).

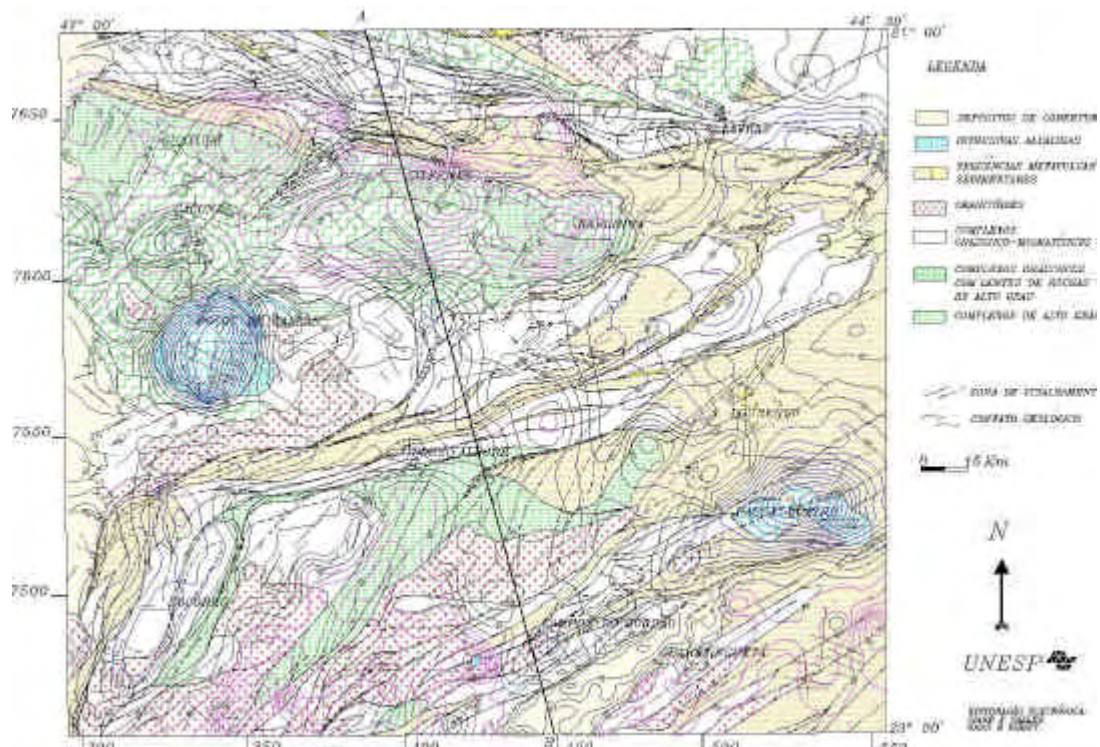


Figura 2.5: Mapa geológico simplificado e curvas isogáficas da anomalia Bouguer da área estudada. Perfil AB: ver figura 3.6. (Malagutti Filho et al.,1996)

Os resultados obtidos permitem distinguir também: (1) alto gravimétrico linear associado ao Cinturão Granulítico de Alfenas, (2) um baixo gravimétrico linear que coincide com faixas de supracrustais pré-cambrianas e (3) áreas e valores intermediários relacionados a complexos gnáissico-migmatíticos.

Segundo Malagutti Filho et al., (1996), salienta-se uma faixa de alto gradiente gravimétrico que permite traçar a Sutura de Alterosa, que demarca a borda norte do Cinturão Granulítico de Alfenas e corresponde ao limite entre os

blocos crustais ou paleo-placas Brasília e São Paulo, o primeiro estendendo-se a norte e o segundo a sul (Figura 2.6).

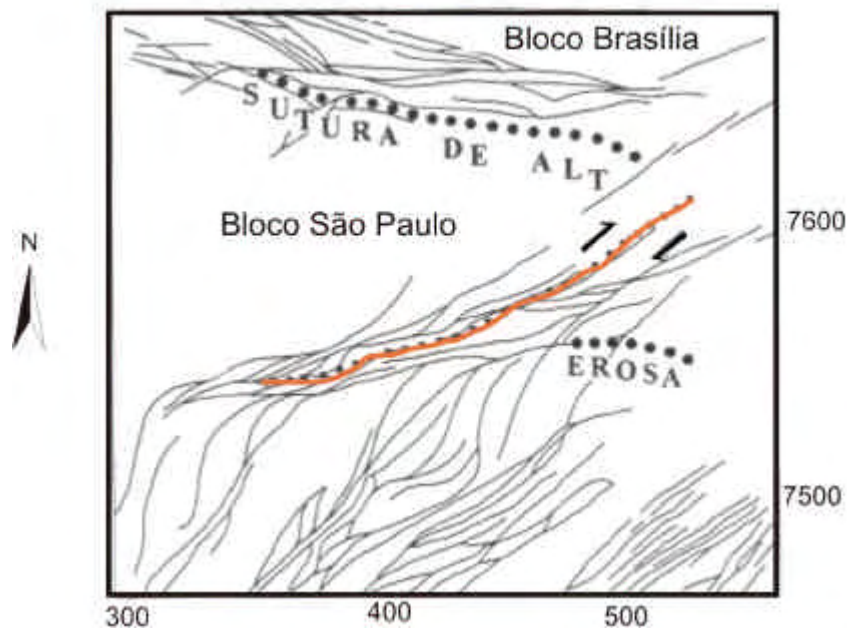


Figura 2.6 Traçado da Sutura de Alterosa (em pontilhado). As zonas transcorrentes (em laranja) desestruturaram profundamente a sutura e seus segmentos menores não podem ser traçados precisamente com os dados existentes. (Modificado de Malagutti Filho et al.,1996)

O modelo 2 D^{1/2} da Figura 2.7 é coerente com a geometria de um quadro de subducção do Bloco Brasília sob o Bloco São Paulo, reconhecido por um sistema tectônico do tipo compressivo complicado por deslocamentos transcorrentes superimpostos (Malagutti et al.,1996).

Os dados obtidos permitem delinear a compartimentação dos blocos crustais na área estudada. A norte e a leste dos fortes gradientes positivos ocorrem domínios do Bloco Brasília, cuja área preservada dos processos termo-tectônicos do Proterozóico corresponde ao chamado Cráton do São Francisco. A zona de articulação original das massas continentais colididas foi fortemente afetada pela tectônica transcorrente na direção NE-SW, que a segmentou impondo deslocamentos dextrais, da forma que a sutura de Alterosa não é mais uma superfície contínua, mas se apresenta com porções distribuídas nos trechos indicados na Figura 2.6. O traçado dos segmentos

entre esses trechos e a extensão da descontinuidade para leste requer investigações adicionais.

O perfil gravimétrico AB (Malagutti Filho et al., 1996), condiz com a estruturação crustal do modelo de colisão de paleo-placas litosféricas mergulhando para sul, em consonância com subducção do Bloco Brasília para sul, sob o bloco São Paulo.

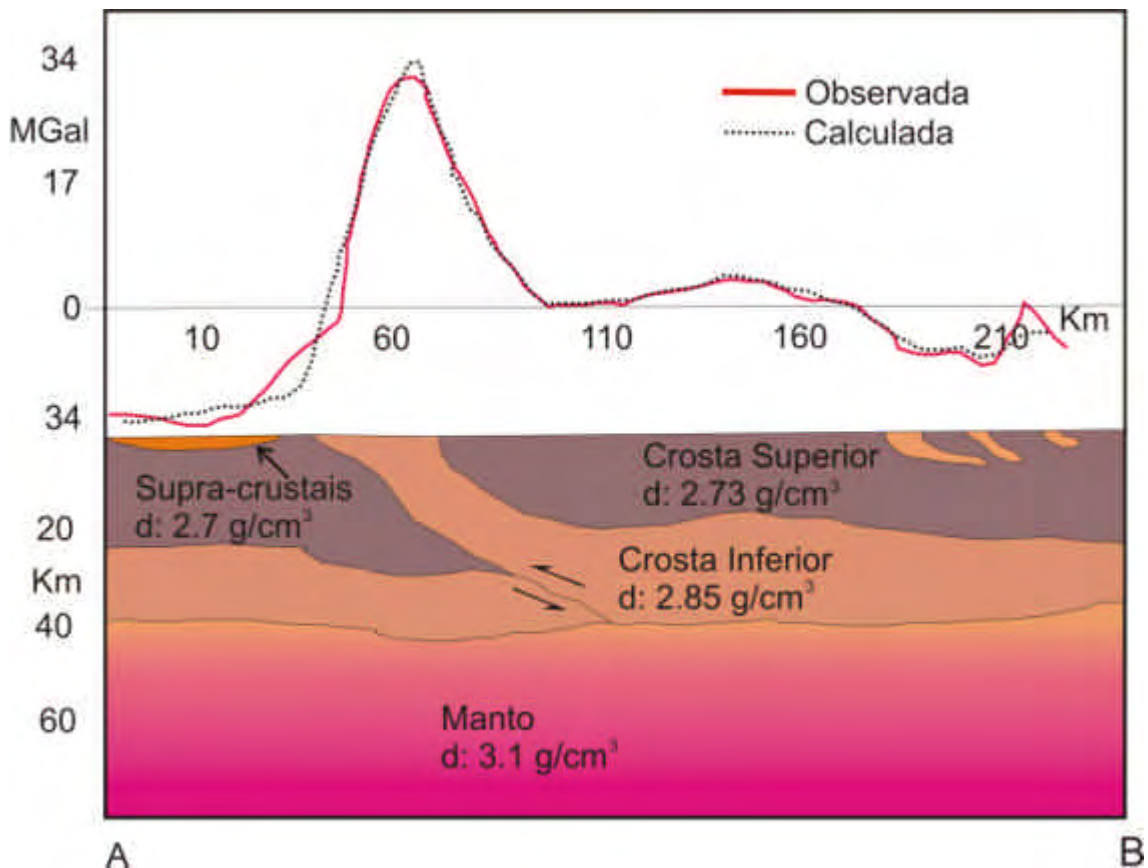


Figura 2.7: Modelagem gravimétrica. O perfil de anomalias Bouguer observado e a seção crustal correspondente estão indicados por AB na Figura 2.5. Em pontilhado o perfil de Anomalia Bouguer calculado para a seção crustal. (Modificado de Malagutti Filho et al., 1996).

3 – Geologia Local e Arcabouço Estrutural da Área

3.1 INTRODUÇÃO

A estratigrafia da área pesquisada é representada basicamente pelo Grupo Araxá e por materiais constituintes da Bacia do Paraná. A região estudada está inserida de forma a abranger ambos representantes litológicos embasamento/bacia (Figura 3.1). Na região, a bacia do Paraná é composta pela Formação Aquidauana do Grupo Tubarão, pelas formações Pirambóia, Botucatu e Serra Geral do Grupo São Bento e coberturas superficiais denominada de Formação Franca/Itaqueri do Grupo Bauru. Na região de Franca não há registros das formações Tatuí, Irati e Corumbataí como na sucessão normal estratigráfica do flanco nordeste da bacia em outros lugares. Como se trata de uma área marginal da Bacia, essa ausência pode ser consequência de eventos erosivos associados ao episódio de Soerguimento do Alto Paranaíba ou mesmo não terem sido depositadas (Soares *et al.*, 1973), já que ambas as unidades (Tatuí, Irati e Corumbataí) são aparentemente marinhas, cuja sedimentação se processa do centro para a borda da bacia podendo, portanto, não ter alcançado essa área.

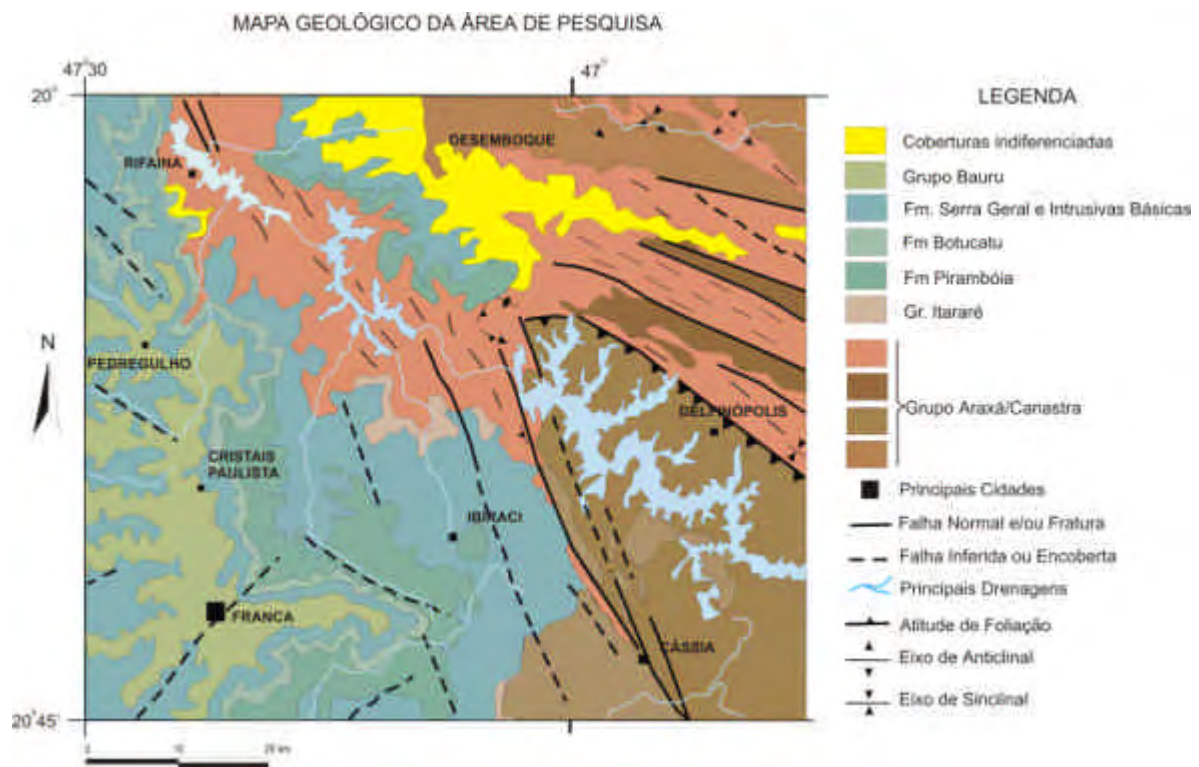


Figura 3.1: Mapa geológico simplificado da área de pesquisa com as principais cidades e litologias presentes na área. Compilado e modificado de: Projeto Radam Brasil, (1983), Simões, (1995), Claro, (1999).

3.2 GRUPO ARAXÁ - CANASTRA

O Grupo Araxá-Canastra representa aproximadamente 4.200 km² da área pesquisada, estando localizado em toda porção leste tendo a Serra da Canastra a nordeste. Seus principais limites são próximos a cidade mineira de Capetinga (M.G.) e estendendo-se a norte próximo ao Rio Grande até a cidade de Rifaina. No extremo nordeste da área encontra-se o Parque Nacional da Serra da Canastra.

A litologia predominante na área é composta predominantemente de quartzitos micáceos intercalados por xistos do tipo biotita xistos, quartzo muscovita xistos e granada xistos (Fotos 3.1 a 3.14). Existem em menor número algumas rochas metabásicas (Fotos 3.5 e 3.6) e representantes da seqüência de maior grau de metamorfismo atingindo até a fácies anfibolito (Fotos 3.9 e 3.10).



Foto 3.1 Afloramento próximo à cidade da Cássia (MG). Embasamento representado por quartzitos

Os quartzitos apresentam uma coloração clara com granulação fina e estrutura maciça, bandada, foliada ou finamente laminada. Caracterizam-se por apresentarem foliação bem marcada e dobras recumbentes a isoclinais (por vezes falhadas na base), intrafoliares e concêntricas, redobrando a xistosidade e as lineações presentes.

As melhores exposições dessas rochas estão nos extremos norte e nordeste da área próximo a norte da represa de Peixoto e próximo a cidade de Delfinópolis (Fotos 3.7 e 3.8).



Foto 3.2 Quartzo-xistos intercalados com quartzitos. Acesso da cidade de Cássia para Ibiraci.



Foto 3.3 Acesso Cássia-Ibiraci, afloramento de quartzo-xisto. Milonitização característica da proximidade da zona de falha de Cássia.



Foto 3.4 Detalhe do afloramento anterior. Foliação e lineação em Quartzo-xisto.



Foto 3.5 Quartzitos com intercalações de rochas metabásicas (clorita, anfibólio-xistos)



Foto 3.6 Mesmo afloramento. Notar a foliação, o padrão de fraturamento e as dobras.



Foto 3.7 Vista de Sul para Norte. Rio Grande com a Serra Preta ao fundo.



Foto 3.8 Vista da escarpa de quartzito onde passa a falha de Cássia



Foto 3.9 Seqüência de maior metamorfismo atingindo fácies anfibolito



Foto 3.10 Mesmo afloramento. Medição de fraturas



Foto 3.11 Quartzo-xisto. Estrada vicinal que liga Delfinópolis a Sacramento, próximo a Serra Preta.



Foto 3.12 Intercalações de quartzito e quartzo-mica xistos. Mesma estrada.



Foto 3.13 Mica sericita xistos com intenso fraturamento. Estrada vicinal que atravessa a Serra Preta rumo a Serra da Canastra próximo ao Rio Santo Antônio.



Foto 3.14 Afloramentos do tipo lajeado de quartzito nas margens do Rio Santo Antônio.

3.3 - GRUPO ITARARÉ

3.3.1 - Formação Aquidauana

Os sedimentos da Formação Aquidauana (Fotos 3.15 e 3.16) foram depositados em ambiente continental sendo os depósitos fluviais mais comuns. Os diamictitos que ocorrem podem ter sua origem relacionada ao retrabalhamento de depósitos glaciais por água corrente (Soares et al., 1973).

Soares et al. (1973) mencionam que as rochas mais comuns da Formação Aquidauana são arenitos que ocorrem como corpos lenticulares e tabulares de grande extensão, apresentando uma composição granulométrica muito variada.



Foto 3.15: Afloramento lajeado da Formação Aquidauana-Itararé. Notar o seixo facetado e os diversos clastos arredondados suportados pela matriz arenosa.



Foto 3.16 Mesmo afloramento. Notar a presença de fraturas.

Ritmitos são presentes, exibindo lâminas de coloração cinza escura de argilito e/ou siltito, alternadas com lâminas de coloração cinza clara de siltito e/ou arenito fino. Seixos “pingados” são encontrados nesse material (Soares & Landim, 1973).

Segundo Soares et al. (1973) os sedimentos desta unidade são datados do Permo-Carbonífero.

3.4 GRUPO SÃO BENTO

3.4.1 - Formação Pirambóia

A Formação Pirambóia é caracterizada por arenitos argilosos com raras intercalações de camadas de siltito. Os arenitos apresentam predominantemente granulação média a muito fina com grãos subarredondados e angulosos, esfericidade regular a boa, geralmente com má seleção.

De acordo com Soares et al. (1973), a idade desta formação fica situada entre o Triássico Inferior e o Jurássico Superior, sendo estes sedimentos de origem fluvial de rios meandantes.

3.4.2 Formação Botucatu

A litologia predominante da Formação Botucatu (Fotos 3.17 e 3.18) é representada por arenitos de granulação fina à média (subsidiariamente frações de grãos muito finos e grosseiros), com grãos normalmente foscos e com bom arredondamento e boa esfericidade. As estratificações cruzadas planares são dominantemente de grande porte e tangencial na base (Soares et al., 1973).

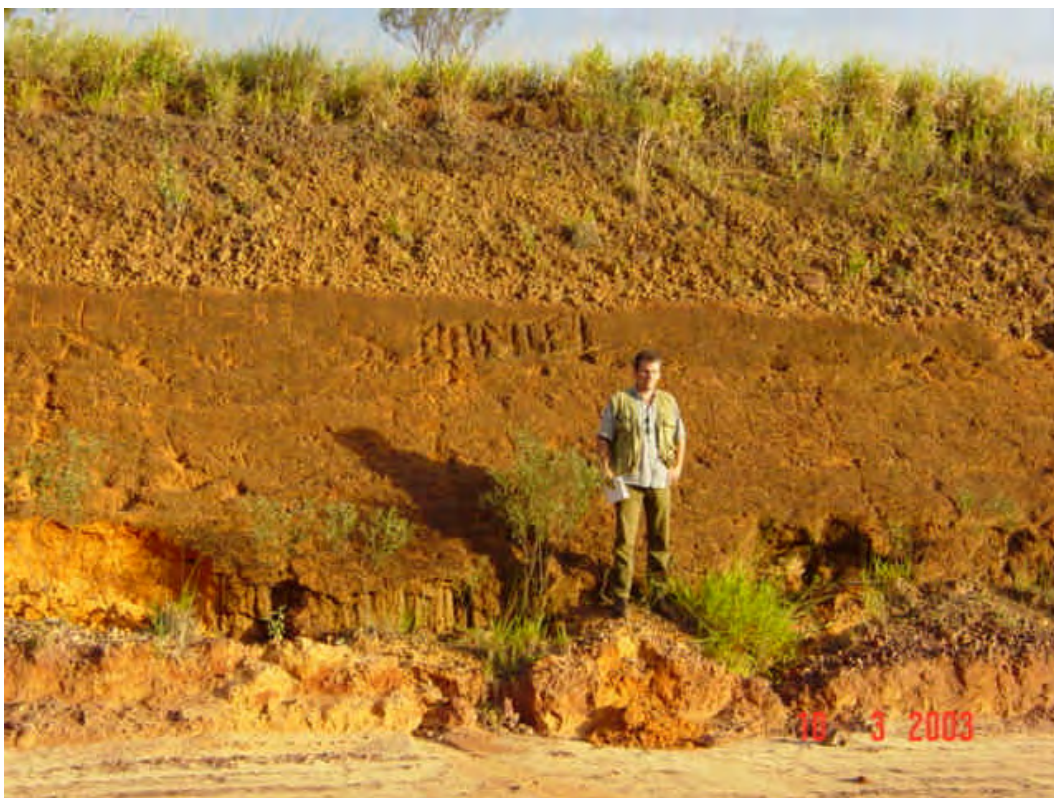


Foto 3.17 Afloramento da Formação Botucatu. Notar cascalheira de material transportado na parte superior. Estrada de acesso Cássia –Ibiraci



Foto 3.18: Estratificações cruzadas de grande porte típicas da Formação Botucatu

Soares & Landim (1973) definiram que os conglomerados e arenitos conglomeráticos constituem depósitos de rios temporários de borda de deserto (*wadis*), originando planícies pedregosas (*“seris”* ou *“reg”*). Ocorrem intercalados depósitos de arenitos fluviais, com ambiente de planície de inundação, dificultando a separação local desta unidade com as rochas da Fm Pirambóia.

A idade desta unidade é do Jurássico Superior a Cretáceo Inferior. Os sedimentos foram depositados pelo vento em extenso deserto com campos de dunas, mantendo este ambiente até as manifestações vulcânicas (Soares *et al.*, 1973).

3.4.3 Formação Serra Geral e Intrusivas Básicas

Presente em grande parte da área pesquisada, as intrusões da Formação Serra Geral aparecem freqüentemente associadas à Formação Botucatu. Recobrando extensas áreas na forma de *sills*, o que provoca quebras de relevo muito bem evidenciadas na paisagem local muitas vezes preservados

em pequenos morros devido a sua maior resistência a erosão. Essa Formação encontra-se diretamente sobre o cristalino na região próxima aos limites da Bacia do Paraná (Foto 3.19).

Os derrames apresentam-se com um aspecto brechóide, escoriáceo e vesículo-amigdaloidal. Ocorre também um diaclasamento essencialmente nos derrames proveniente do mecanismo de contração por resfriamento. Essas estruturas primárias do basalto seccionam o derrame em colunas prismáticas, algumas mais regulares com base hexagonal.



Foto 3.19 Pedreira abandonada de basalto da Formação Serra Geral. Rodovia Franca - Patrocínio Paulista.

3.5 GRUPO BAURU

3.5.1 Formação Itaqueri/Franca

A Formação Itaqueri/Franca na área de pesquisa é constituída por arenitos com matriz argilosa, conglomerados e níveis de arenito intensamente silicificados. Algumas camadas de conglomerado basal ocorrem ocasionalmente com até 5 metros de espessura (Fotos 3.20 a 3.23).



Foto 3.20 Formação Franca. Intercalações de seixos (níveis conglomeráticos). Os clastos variam de tamanho ao longo da área. Rodovia Franca-Patrocínio Paulista.



Foto 3.21 Formação Franca. Mesmo afloramento em detalhe.



Foto 3.22 Formação Franca. Intercalações de níveis conglomeráticos e lateritas. Rodovia Franca-Patrocínio Paulista.



Foto 3.23 Formação Franca. Mesmo afloramento em detalhe.

3.6 - SEDIMENTOS CENOZÓICOS

3.6.1 - Coberturas Superficiais

Os sedimentos cenozóicos que ocorrem na região de Franca incluem basicamente depósitos eluviais, coluviais, de tálus e aluviais. A ocorrência de boçorocas na área é bem marcante, ocorrendo muitas vezes próximas a áreas de garimpo, muito comum próximo à cidade de Franca.

Os elúvios formam coberturas essencialmente conglomeráticas nas porções mais elevadas do planalto de Franca, sempre capeando rochas do Grupo Bauru. Podem ter espessuras variadas, apresentando estrutura maciça.

Os coluviões são os depósitos mais espalhados de toda a área. Possuem textura fina, às vezes arenosas e com pequenos seixos dispersos não apresentando estruturas sedimentares dinâmicas e com coloração avermelhada característica.

Os depósitos de tálus ocorrem ao pé das serras e morros mais elevados. São constituídos por detritos conglomeráticos com clastos grossos.

3.7 ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA ÁREA

3.7.1 Introdução

Executou-se uma etapa de campo com o objetivo de um melhor entendimento do arcabouço geológico-estrutural da área para posterior refinamento dos dados gravimétricos na área pesquisada. Efetuou-se também medidas de direção e mergulho de fraturas e foliações principais para análise de frequência e direções preferenciais. Essa análise estrutural macroscópica da área estudada conjuntamente com informações e dados anteriores (Morales, 1993; Simões, 1995; Claro, 1999) torna o modelo o mais representativo possível. Um perfil partindo da cidade paulista de Franca em direção a Delfinópolis foi executado para a coleta, estudo, e medidas da transição Bacia do Paraná/Embasamento.

3.7.2 As Estruturas da Área Pesquisada

A partir dos dados obtidos em campo, conjuntamente com dados de outros trabalhos (Simões, 1995; Morales, 1993; Claro, 1999), é possível estabelecer o padrão de fraturamento da área estudada. O padrão de fraturamento é analisado a partir do reconhecimento de juntas, falhas, lineações e foliações nas diferentes litologias que compõem o arcabouço geológico da área estudada. Os dados de foliação e de lineação implicam diretamente na análise do padrão de fraturamento, pois os seus traços regionais estão diretamente relacionados ao estabelecimento do padrão de drenagens.

3.7.2.1 Padrão de drenagens

A comparação de mapas de lineamentos de drenagem, permite observar em escala regional, uma direção preferencial para as estruturas lineares traçadas de NW-SE, caracterizadas por longos alinhamentos que se tornam muito representativos. Esses lineamentos aparecem em maior frequência alinhados na direção preferencial NW-SE, enquanto que mais a sudeste, os

alinhamentos aparecem com maior frequência com direções de NE-SW, mas mesmo assim a maior frequência acumulada tem uma atitude preferencial de NW-SE (Claro, 1999).

3.7.2.2 Grupo Araxá-Canastra: Foliação e lineação

A foliação regional na área de estudo é de baixo ângulo em grande parte da área com mergulho para SW e W (Figuras 3.3, 3.4, 3.5). Segundo Claro (1999), a foliação principal possui orientação preferencial de N41/43SW, seguida de N20W/24SW e N49E/38NW sendo reconhecida no quadro regional como S_2 (associada ao processo de cavalgamento da Faixa Brasília para leste sobre os domínios do Cráton do São Francisco. A lineação reforça a mesma idéia, com uma marcante orientação de NNW.

3.7.2.3 Quadro Geral de Juntas e Fraturas

Considerando-se todos os valores de todas as unidades litoestratigráficas reconhecidas na área estudada e de trabalhos anteriores, as famílias de orientações preferenciais sendo as principais NW/SE e NE/SW (Figuras 3.6 e 3.7) obedecendo ao padrão existente na região segundo trabalhos na área. Em outros trabalhos, como Claro (1999), as juntas obtidas formam basicamente quatro famílias de orientações preferenciais, sendo a principal a de N50W/86NE seguido de outras em menor frequência de N10W/89NW e N72W/85SW.

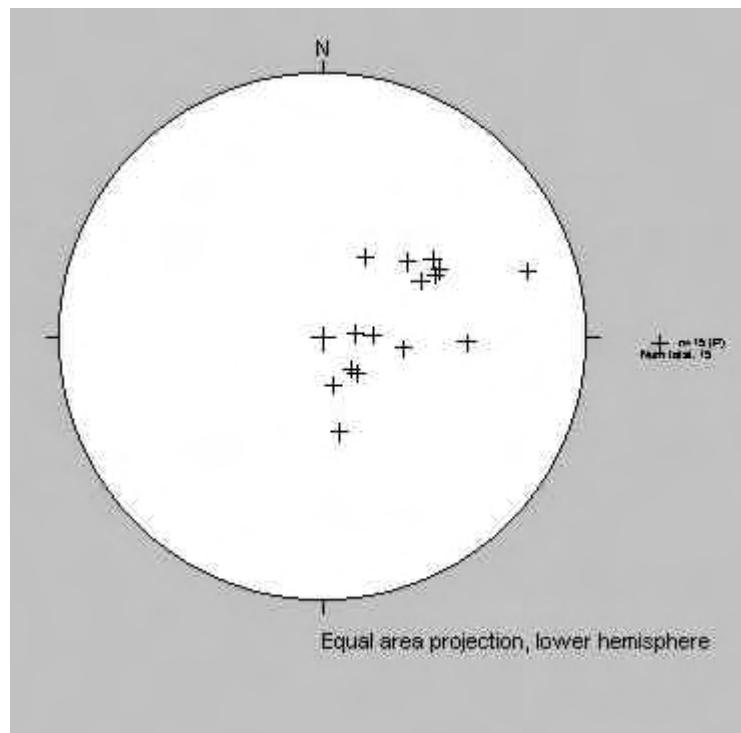


Figura 3.3: Projeção das medidas de foliação.

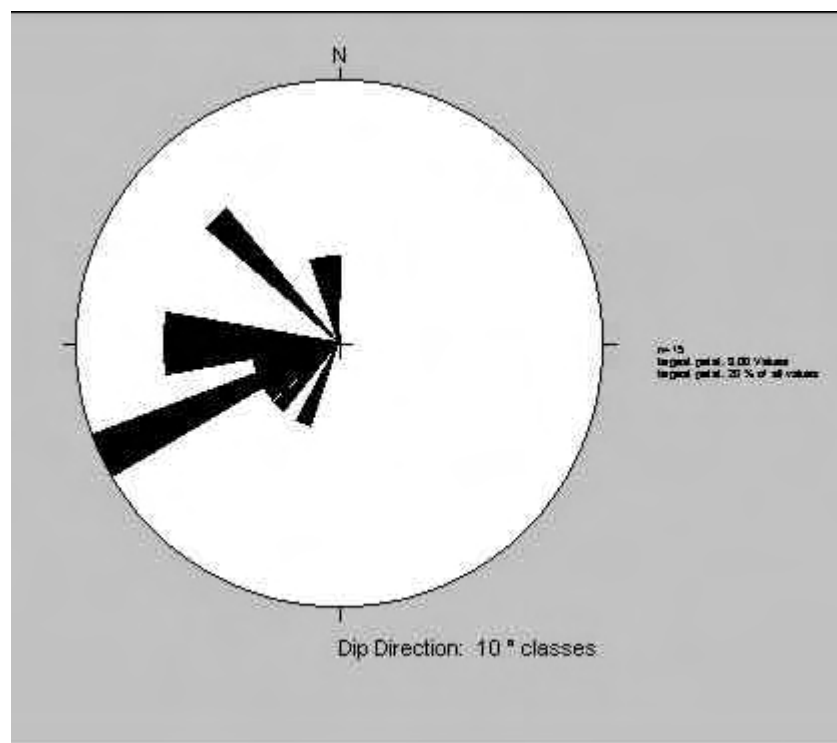


Figura 3.4: Orientações preferenciais das medidas de mergulho da foliação principal.

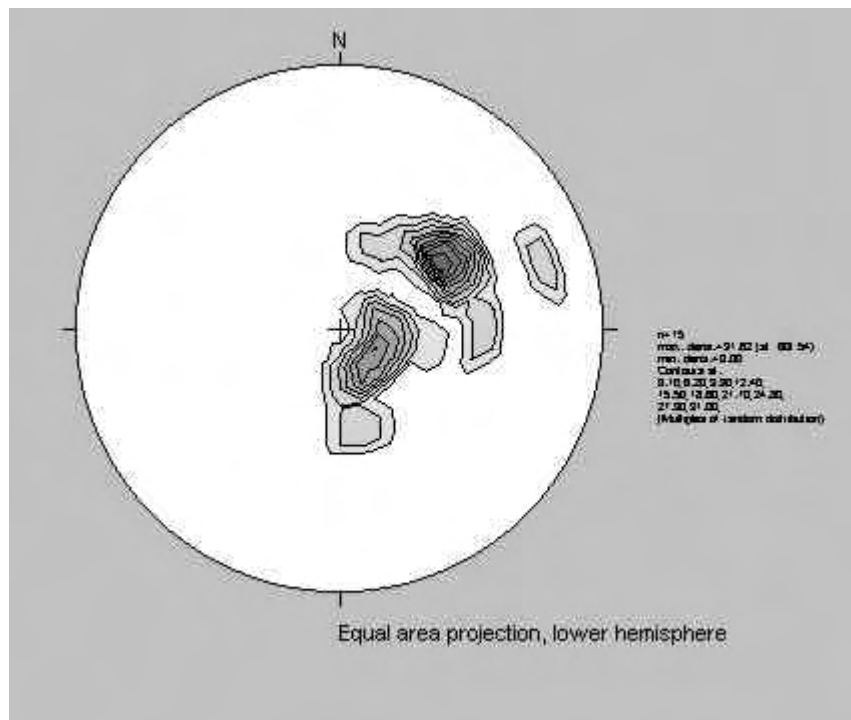


Figura 3.5: Diagrama de contorno das orientações preferenciais da foliação.

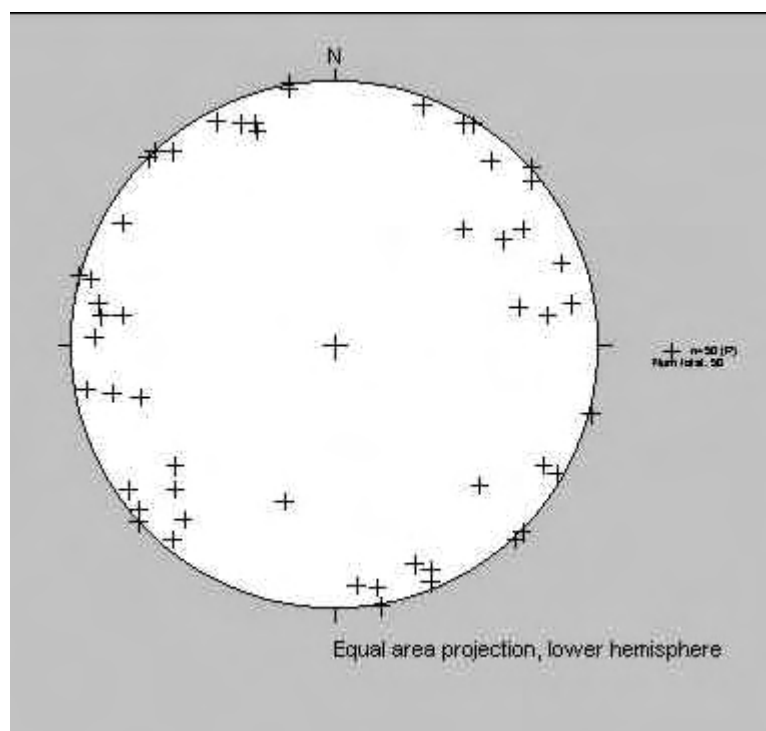


Figura 3.6: Projeção das orientações preferenciais de fraturas e juntas.

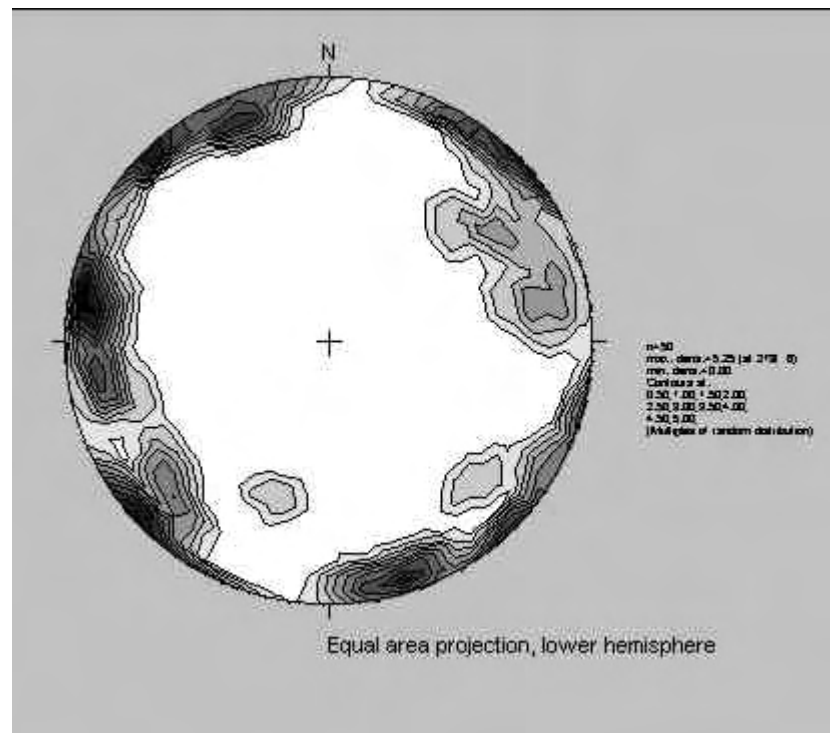


Figura 3.7: Diagrama de contorno das orientações preferenciais de fraturas.

4 – Gravimetria - Fundamentos Teóricos e Campanha Gravimétrica

4.1. INTRODUÇÃO

A gravimetria envolve medidas do campo gravitacional terrestre, com o objetivo de mapear variações de densidade nos materiais da Terra e assim subsidiar estudos em várias áreas das Geociências, como estudos geotectônicos, em apoio ao mapeamento geoestrutural.

Nos estudos subsuperficiais, baseia-se no fato, de que diferentes distribuições de densidade abaixo da superfície provocam distorções (anomalias) no campo gravitacional normal que envolve a Terra. Portanto, no levantamento gravimétrico é medida a atração gravitacional em diferentes pontos da superfície da Terra com o principal objetivo de detectar as diferenças de densidade das rochas correlacionadas à estruturas geológicas.

A atração gravitacional em cada ponto da Terra é definida, em termos gerais, pela forma, e o tamanho do nosso planeta conjuntamente com a velocidade de rotação da mesma.

Em campanhas de prospecção geológica, consiste na obtenção da mensuração da atração que o material em subsuperfície exerce sobre uma massa, localizada no instrumento de medidas conhecido como Gravímetro.

É necessária a abordagem de alguns conceitos do método potencial da gravimetria para uma melhor compreensão e visualização deste trabalho. São demonstrados os principais fundamentos, tratamento de dados e sua forma

final. Uma explanação minuciosa do método, todas as suas características, histórico e fórmulas, seria muito extenso e este não é o objetivo desta dissertação. São explanados aqui os princípios básicos que regem a gravimetria, assim como os métodos que usou-se para o tratamento dos dados finais obtidos.

4.2 CONCEITOS TEÓRICOS

4.2.1 Campo Gravitacional

A gravimetria tem como principal alicerce a lei da gravitação universal proposta por Isaac Newton pela qual a força gravitacional F , entre dois corpos com massas m_1 e m_2 é, diretamente proporcional ao produto das massas e inversamente proporcional ao quadrado da distância r entre seus centros de massa (Telford *et al.*, 1976):

$$F = \frac{G.m_1.m_2}{r^2} r_1$$

onde:

G é a constante gravitacional universal ($6,672 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{kg}^2$ no sistema SI e $6,672 \times 10^{-8} \text{ dynas.cm}^2/\text{g}^2$ no cgs)

r_1 é o vetor unitário dirigido da massa m_1 para m_2

4.2.2 Aceleração Gravitacional

Quando consideramos a Terra com massa M e raio R , uma massa m_2 , que pode ser o elemento sensor de um gravímetro na superfície e que está sujeita à aceleração gravitacional terrestre dada por Sheriff, (1989):

$$g = \frac{G.M}{R^2}$$

Como a distribuição das densidades no interior da Terra não é perfeitamente homogênea, devido as diferenças de litologias presentes (Figura 4.1), e as massas encontram-se dispersas em grandes volumes e dimensões, é mais convenientes dividi-las em elementos infinitesimais (dM) e somar o efeito de cada um (Telford et al., 1976). Portanto a equação mais correta é:

$$g = G \int_v \frac{dM}{R^2}$$

4.2.3 Densidade

Sendo a crosta terrestre composta por diferentes tipos de rochas (Figura 4.1), das mais densas (rochas ígneas) até as menos densas como coberturas superficiais (sedimentos e solo), a variação de densidade na crosta da Terra não é homogênea e possui, então, diferentes valores da aceleração gravitacional dependendo do domínio geológico em que se encontra a estação gravitacional medida.

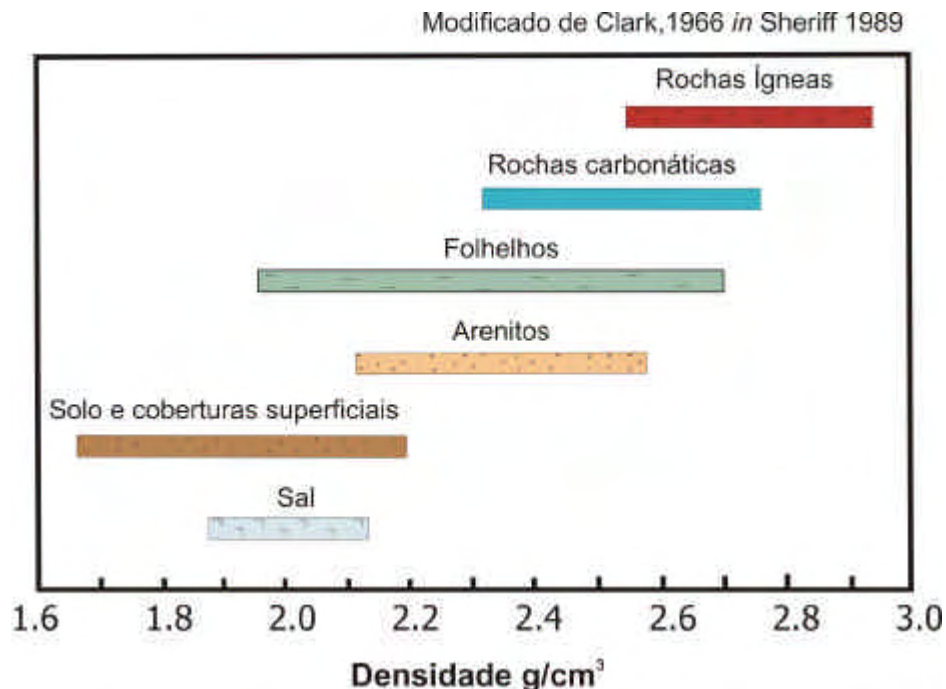


Figura 4.1 Densidades aproximadas em diferentes litologias (Modificado e adaptado de Sheriff, 1989).

4.2.4 Efeitos da Rotação da Terra

Ao movimentar-se rotacionalmente (Figura 4.2), a Terra está sujeita a uma força centrífuga (Telford et al., 1976), que depende do raio de rotação (l) e da velocidade angular (w). A aceleração centrífuga associada a esta força é definida por:

$$a_c = w^2 \cdot l$$

A orientação da aceleração de atração é para o centro da Terra e a orientação da aceleração centrífuga é no sentido contrário. Como a intensidade da atração é muito maior que a centrífuga, um corpo na superfície é atraído para o centro da Terra, com uma aceleração resultante denominada de gravidade (ou aceleração gravitacional g), cuja intensidade é:

$$g = G \int_v \frac{dM}{r^2} - w^2 l \cos \phi$$

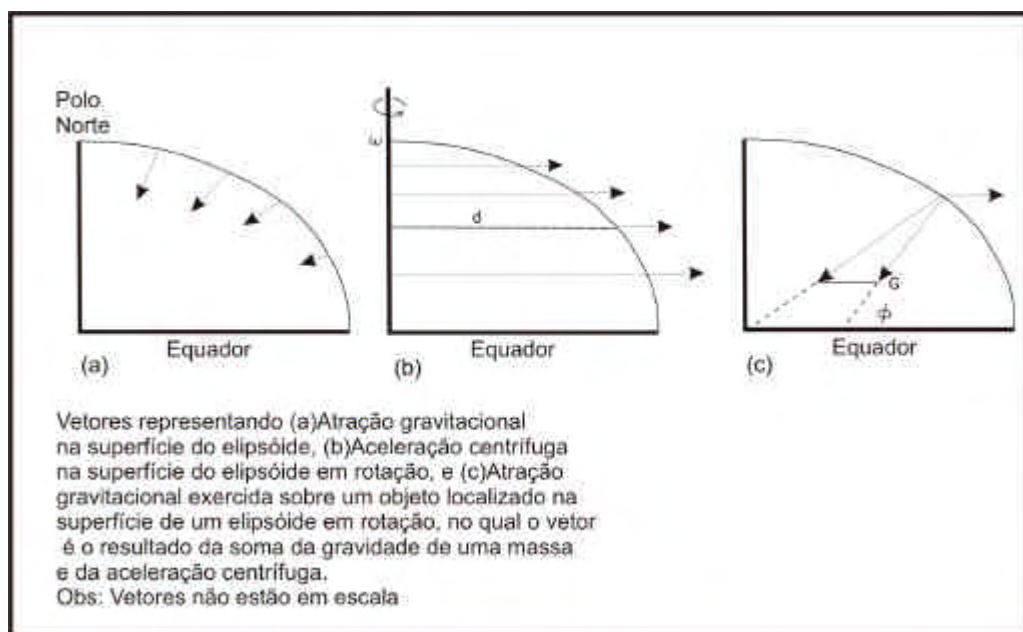


Figura 4.2 Representação esquemática dos efeitos da rotação da terra e respectivos vetores (Robinson e Çoruh, 1988).

4.3. Tratamento dos dados Gravimétricos

Na teoria assume-se que a atração gravitacional da Terra ao longo de toda a sua superfície é em média em torno de 980 Galileu, ou seja, 980.000 mGal (Sheriff, 1989). Os valores das anomalias gravimétricas em campanhas de prospecção geralmente são da ordem de magnitude de 1 mGal ou menos.

Fatores de correção além da distribuição de massas que afetam o campo gravitacional de interesse são resumidos na Figura 4.3.

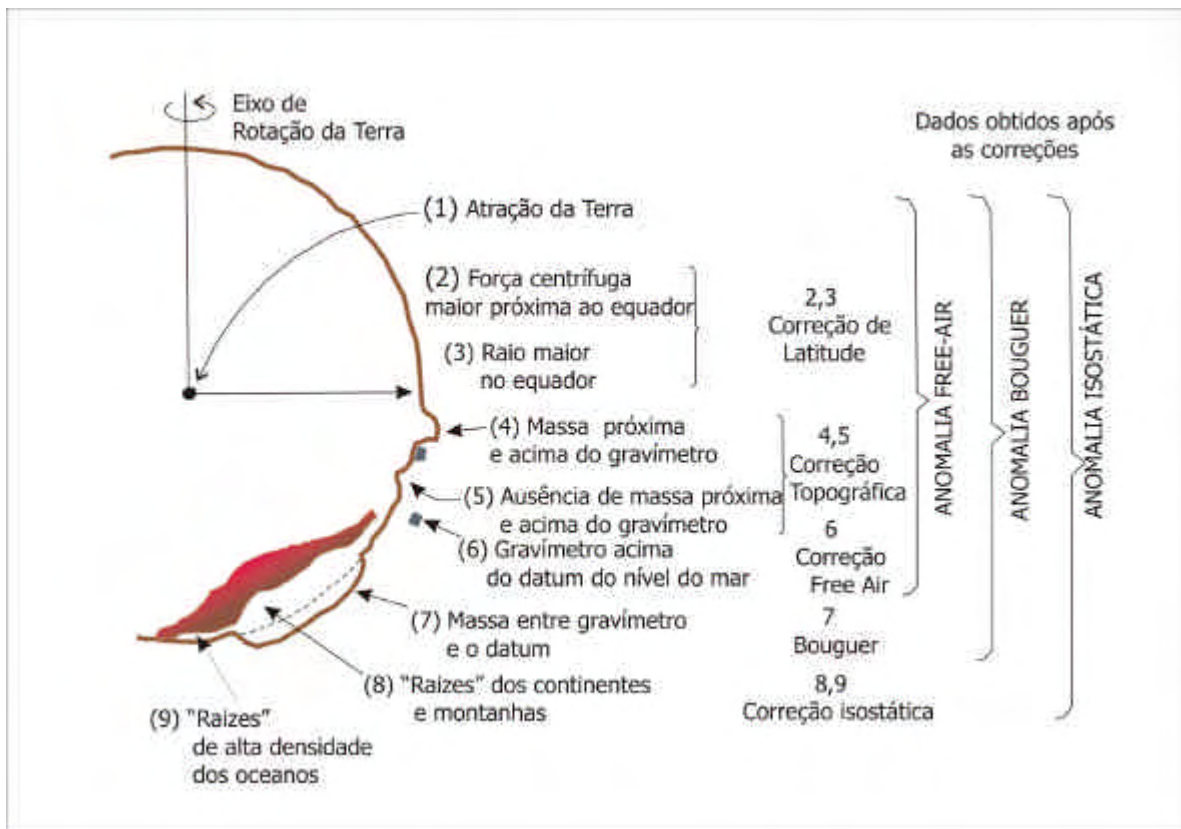


Figura 4.3 Parâmetros envolvidos na obtenção de dados gravimétricos e suas posteriores correções (Modificado de Sheriff, 1989).

Foi estabelecida pela União Internacional de Geodésia e Gravimetria uma equação teórica para a atração gravitacional na superfície de um modelo de referência idealizado. Esta equação, adotada em 1971, é expressa por:

$$g_{\phi} = g_e \cdot (1 + C_1 \cdot \sin^2 \phi - C_2 \cdot \sin^2 2\phi)$$

onde: ϕ é a latitude, $g_e = 978.031,846$ mGal, $C_1 = 0,005278895$ e $C_2 = 0,000023462$ (Telford *et al.*, 1976).

O valor de g_ϕ representa a aceleração normal da gravidade em mGal na superfície de referência definido por valores numéricos que dependem do raio equatorial, o coeficiente de achatamento ω , e a massa da Terra, supondo então que a superfície deste elipsóide de referência seja uma superfície equipotencial.

No entanto, para o cálculo das anomalias gravimétricas, é utilizada a superfície média dos mares, que define o geóide, o qual nem sempre coincide com o elipsóide da referência, devido principalmente a variações laterais da densidade no interior da Terra.

A magnitude de uma medida gravimétrica depende dos fatores latitude, elevação (altitude), relevo (ou topografia) da vizinhança da estação, marés terrestres e variações de densidade em superfície. Para isolar o efeito dessas últimas variações, que são o objeto dos estudos gravimétricos, é necessário efetuar uma redução dos dados (Telford *et al.*, 1976), ou seja, proceder a uma série de correções, descritas a seguir:

4.3.1 Efeitos de Maré ou Luni – Solares

A interação gravitacional da Terra com a Lua e o Sol introduz perturbações no campo de gravidade terrestre que devem ser removidas da aceleração de gravidade medida nos levantamentos gravimétricos (Sá, 1994).

A perturbação luni – solar numa estação gravimétrica (Figura 4.4) é obtida a partir das coordenadas geodésicas da estação, dos elementos orbitais da Terra e da Lua, das massas da Terra, da Lua e do Sol, e dos parâmetros da elasticidade terrestre. As fórmulas geralmente usadas para o cálculo da perturbação luni – solar nas observações dos levantamentos gravimétricos rotineiros são descritas por Sá, (1994).

Para a Terra sólida e rígida, o potencial de maré no ponto P da superfície terrestre, gerado pelo astro perturbador A, (Figura 4.4) é expresso pelo potencial diferencial desse ponto com o geocentro (Sá, 1994).

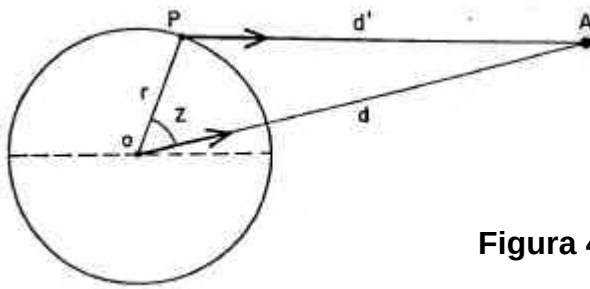


Figura 4.4: Perturbação Luni-Solar (Sá, 1994).

4.3.2 Correção de Deriva Instrumental (C_D)

A deriva instrumental é a composição das derivas estática e dinâmica ocorridas no percurso segundo Sá, (1994), isto é:

$$D = D_e + D_d$$

Onde D_e é a deriva estática e D_d é a deriva dinâmica. A deriva estática de uma linha gravimétrica representa a soma das variações ocorridas nas interrupções da linha, geralmente com duração maior que uma hora.

$$D_e = \sum_{k=1}^m (L_i - L_{i+1})$$

onde m é o número de interrupções da linha e L_1 é a leitura média em mGal corrigida da perturbação luni-solar, nas n estações da linha (Sá, 1994). O tempo correspondente à deriva estática é expresso por:

$$T_e = \sum_{k=1}^m (T_{i+1} - T_i)$$

4.3.3 Correção de latitude (C_L)

A correção de latitude é necessária, pois o efeito da atração gravitacional é diferente no equador e nos pólos da Terra.

$$CL = 0,81 \sin \phi \text{ mGal/km}$$

onde ϕ representa a latitude da estação gravimétrica usada

4.3.4 Correção Ar – Livre ou *Free Air* (C_F)

A correção *Free-Air* elimina a influência da altitude, a gravidade teórica é calculada no nível de referência do mar e não no nível da estação medida.

$$C_F = 0,3086 h \text{ mGal}$$

4.3.5 Correção *Bouguer* (C_B)

É feita levando-se em conta a atração gravitacional exercida em determinado ponto da crosta, entre a estação que se efetua as medidas gravimétricas e o nível do mar.

$$C_B = \rho G d h, d = 2,67 \text{ g/cm}^3$$

$$C_B = -0,118 h \text{ mGal}$$

Onde h = altitude da estação, d = densidade média da crosta da Terra e G = Constante Gravitacional

4.3.6 Correção Topográfica (C_T)

É executada em caso de acentuadas elevações presentes na área de estudo ou mesmo grandes depressões ou vales próximos à estação que se deseja efetuar a leitura gravimétrica (Sheriff, 1989).

4.4. LEVANTAMENTO GRAVIMÉTRICO DA ÁREA EM ESTUDO

4.4.1 Generalidades

As campanhas gravimétricas foram executadas com propósito de se efetuar uma cobertura a mais representativa possível da área de estudo, a fim de se obter uma amostragem adequada de todos os pontos. Sendo assim, o levantamento foi executado ao longo de linhas, com um espaçamento médio entre as estações de dois quilômetros. As feições e os principais domínios, tanto estruturais como geológicos, foram prioridades a fim de se atingir o objetivo desse trabalho.

Alguns locais de difícil acesso impossibilitam a obtenção de dados em uma campanha terrestre, devido ao número limitado de rodovias e acessos.

4.4.2 Altimetria

Como ressaltado anteriormente, na determinação de anomalias gravimétricas, é importante a determinação da localização e da altitude de cada estação (coordenadas X, Y e Z). O valor dos dados de altitude foi obtido com o levantamento altimétrico, cujo instrumento registra as variações da pressão atmosférica ao longo do dia, devido às variações de altitude.

A obtenção das medidas de altimetria é feita conjuntamente com o levantamento gravimétrico, tendo como referência uma base de cota conhecida, utilizando de preferência as estações de referência de nível (RNs) de primeira ordem, do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE).

Utilizando procedimentos de correção para os altímetros, medindo-se a temperatura a cada leitura efetuada com os altímetros chamados de “itinerantes” e de “base” obtém-se os valores da cota com a melhor precisão possível.

O levantamento altimétrico foi feito com quatro altímetros da *American Paulin System* (Foto 4.1), ficando dois deles registrando as variações nas condições barométricas numa base escolhida e outros dois acompanhando o gravímetro para a medida da altitude nas estações gravimétricas levantadas. Medidas de temperatura foram tomadas simultaneamente às leituras do altímetro para correção desta variável. As reduções altimétricas foram feitas segundo procedimento de cálculo proposto pelo manual da *American Paulin System* (Hodgson, 1989) programada em planilha de cálculo EXCEL 2000 da Microsoft.



Foto 4.1 Altímetro da *American Paulin System* usado no levantamento de dados gravimétricos deste trabalho.

4.4.3 A Campanha Gravimétrica

O gravímetro usado nos estudos e na campanha gravimétrica foi o LaCoste & Romberg, modelo G987 (Foto 4.2) com uma precisão de 0,01 mGal. O procedimento de obtenção de dados nos perfis de levantamento gravimétrico foi o de utilizar uma estação base conhecida (Igreja matriz da cidade de Franca), seguindo para as estações programadas para o dia e fazendo o fechamento nessa mesma estação base (Figura 4.5).



Foto 4.2 Gravímetro LaCoste & Romberg, empregado no levantamento gravimétrico.

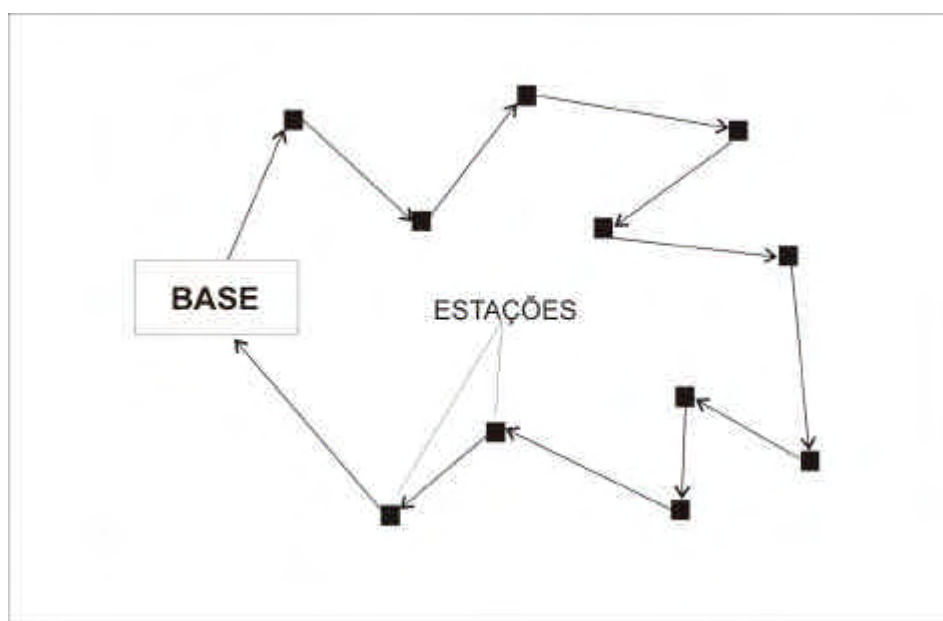


Figura 4.5 Esquema de abertura e fechamento de base (*Loop*) no levantamento e na aquisição de dados gravimétricos.

Nas primeiras etapas de campo (1 a 3) a estação base de referência usada foi a da Igreja Matriz de Franca que faz parte da rede Gravimétrica Secundária do Estado de São Paulo – IAG/USP com os seguintes dados:

- a) Gravidade absoluta: 978373,895 mGal ($1\text{mgal} = 10^{-3} \text{ cm/s}^2$)
- b) Altitude: 1001,8 metros
- c) Coordenadas Geográficas: lat. $20^{\circ}32'34''$ Long. $47^{\circ}24'06''$
- d) Coordenadas UTM X 249.650.000, Y 7727.025.000

A etapa 4 de levantamento, foi executada com a estação base de Delfinópolis, referência do IBGE nº 671 onde há o **g** local e a referência de nível (Rn). Os dados são:

- a) Gravidade absoluta: 978417,90 mGal (cm/s^2)
- b) Altitude: 684,00 metros
- c) Coordenadas Geográficas: lat. $20^{\circ}20'38''$ Long. $46^{\circ}51'14''$
- d) Coordenadas UTM X 306.371.000, Y 7749.283.000

A localização de cada estação foi obtida através de GPS da marca Garmin com precisão de 10 metros e as linhas gravimétricas com seus respectivos pontos foram plotadas em folhas topográficas do IBGE escala 1:50.000

Os levantamentos gravimétricos foram realizados em um total de 20 dias de campo desmembrados em 5 campanhas usando como estação base a Igreja Matriz de Franca. Foram obtidos um total de 400 pontos ou estações gravimétricas (Figura 4.6) por meio das principais rodovias e estradas vicinais existentes na área. Procurou-se manter um padrão de espaçamento entre as estações de dois a quatro quilômetros.

As respectivas correções e reduções dos dados de campo foram efetuadas com uma rotina, denominada de SUSHI, desenvolvido pela *GEOSOFT Inc.*, tendo-se ao final os resultados das anomalias Bouguer e *free – air*, utilizando como densidade padrão para a crosta da Terra o valor de $2,67 \text{ g/cm}^3$ (sistema cgs).

Os dados desta dissertação, somados com os dados pré-existent, totalizam um total de 600 pontos gravimétricos na área de estudo (Figura 4.6).

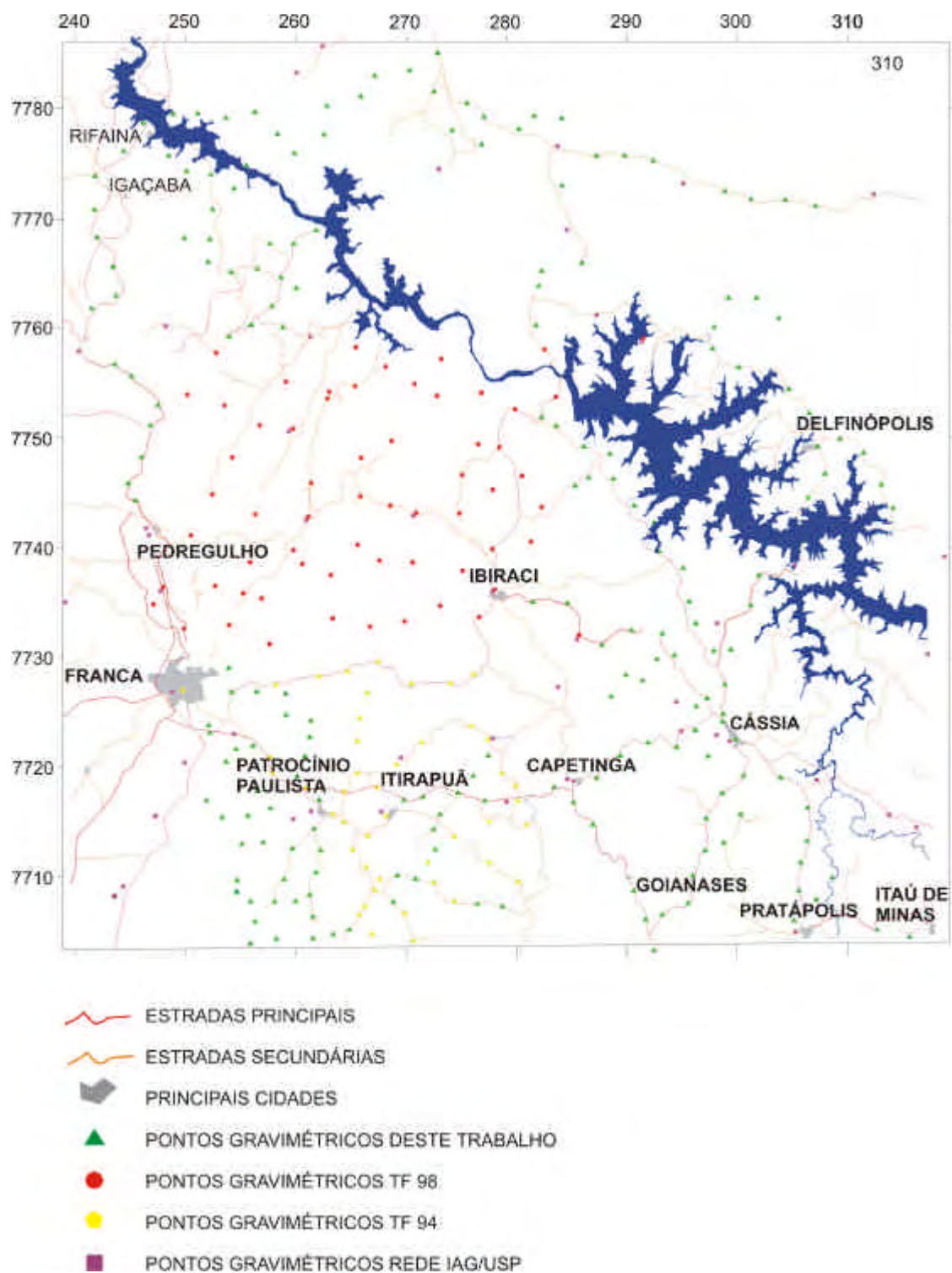


Figura 4.6 - Mapa de pontos gravimétricos com as principais vias de acesso.

4.5 REDUÇÃO DAS OBSERVAÇÕES GRAVIMÉTRICAS

Na redução das observações gravimétricas obtidas pelas campanhas de campo feitas ao longo dessa pesquisa, foi usado o programa SUSHI da GEOSOFT Inc. do Departamento de Geologia Aplicada (DGA) do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP – Rio Claro. O programa exige um correto procedimento quanto à inserção dos dados para a correção (dia/mês/ano, hora, latitude e leitura no dial do gravímetro) em formato texto (txt) que deve ser então convertido na extensão .raw. Após os dados serem corretamente digitados, é gerado um arquivo de saída com extensão .dat, .ano(anomalias), .rep (report) e .XYZ, todos contendo os dados de anomalia Bouguer, free-air, localização das linhas, data e hora. A precisão de altitude e localização (coordenadas) influencia diretamente nos dados finais do arquivo gerado, portanto é um dos itens que mais exige atenção do usuário.

4.5.1 Software OASIS Montaj

Os dados gravimétricos reduzidos obtidos nas etapas de campo, assim como os dados de trabalhos anteriores (IAG/USP, Trabalhos de Graduação 1994 e 1998) passaram pelo reprocessamento para uma homogeneidade dos dados, evitando se possíveis diferenças nos valores da anomalia Bouguer e foram inseridos a fim de se ter o grid dos pontos por interpolação da mínima curvatura com o mapa de isogálicas dos valores da anomalia como produto principal. Usou-se para tanto a plataforma OASIS/MONTAJ versão 4.3. O programa foi desenvolvido para o uso em geociências, e proporciona uma interação amigável dos dados inseridos no banco de dados, mapas gerados, imagens e possibilidade de modificação em vários parâmetros permitindo um resultado final com múltiplas utilidades. O seu tronco central é denominado de Data Processing and Analysis (DPA), e compreende, portanto, uma plataforma central do sistema operacional.

5 - Mapas da Anomalia Bouguer e Modelagem Gravimétrica

5.1 INTRODUÇÃO

O mapa da anomalia Bouguer e as respectivas curvas isogálicas foram obtidos através da plataforma OASIS MONTAJ da Geosoft . Os dados de campo foram previamente reduzidos e inseridos em um banco de dados com os valores X, Y, anomalia e filtro que foram submetidos ao método de interpolação geoestatística da mínima curvatura, obtendo-se o respectivo *grid*. Com esses dados foram confeccionados os mapas com tratamentos especiais, tais como filtros de frequências (passa-banda), superfície de tendência e residual, a serem descritos com mais detalhe na sequência.

A geração e interpretação dos mapas com isovalores da anomalia gravimétrica forneceram subsídios para a modelagem gravimétrica, com base na informação adicional da média das densidades das litologias presentes na área de estudo.

5.2 ANOMALIAS GRAVIMÉTRICAS E DOMÍNIOS LITOESTRUTURAIS

A partir da variação dos valores das anomalias gravimétricas, é possível, através de perfis geológicos, gravimétricos e modelamento posterior, detectar-se os efeitos devido às massas presentes em superfície e em subsuperfície, como sendo as fontes causadoras das anomalias gravimétricas agrupadas por profundidades e separadas em domínios.

As fontes rasas são denominadas de fontes residuais, produto de heterogeneidades intracrustais, e as profundas, chamadas de fontes regionais, sendo causadas por variações na espessura da crosta. A separação qualitativa e classificação dessas anomalias ou fontes é um processo importante para que se possa associa-las às feições geológicas e estruturais. O mapa da anomalia Bouguer pode ser considerado como a soma dos efeitos regionais e locais, que equivale a massas profundas e de grandes dimensões (embasamento, interface crosta/manto, etc), e aos efeitos residuais devido à massas superficiais (intrusões de corpos geológicos, domos, etc) (Almeida, 2001).

5.2.1 Mapa da Anomalia Bouguer

Na geração do mapa da anomalia Bouguer, foi considerado um *grid* de 80 pontos na direção X e 83 pontos na direção Y. Primeiramente foi obtido um mapa livre de qualquer tratamento especial ou mesmo que destaque qualquer estrutura desejada, como mapas de filtros, etc. (Figura 5.1 e 5.2).

Os valores da anomalia Bouguer menos negativos (denominados de altos gravimétricos) são maiores na porção sudoeste e oeste da área (Figura 5.1 e 5.2) com valores de até -80 mgal, decrescendo (tornando-se mais negativos) para NE. Os valores mais negativos (denominados baixos gravimétricos) concentram-se ao longo de uma faixa NW-SE na porção central da área, evidenciando uma região de densidade intermediária. Deve-se considerar as soleiras espessas da Formação Serra Geral distribuídas amplamente pela área, que ocasionam, na área, altos gravimétricos superficiais.

Em uma visão mais ampla, pode-se visualizar na área três grandes domínios:

- (1) valores Bouguer que variam de -80 a -120 mgal, localiza-se na porção sudoeste com eixos de direções NW-SE e NE -SW.
- (2) valores entre -120 e -150 mgal na porção central do mapa numa faixa com direção NW-SE respeitando a região limítrofe que delimita bacia/embasamento.
- (3) leste/nordeste e sudeste intermediário, com valores que variam de -110 a -118 mgal onde se localiza o embasamento, as cidades de

Delfinópolis e a Serra da Canastra representados pela seqüência metasedimentar dos Grupos Araxá e Canastra.

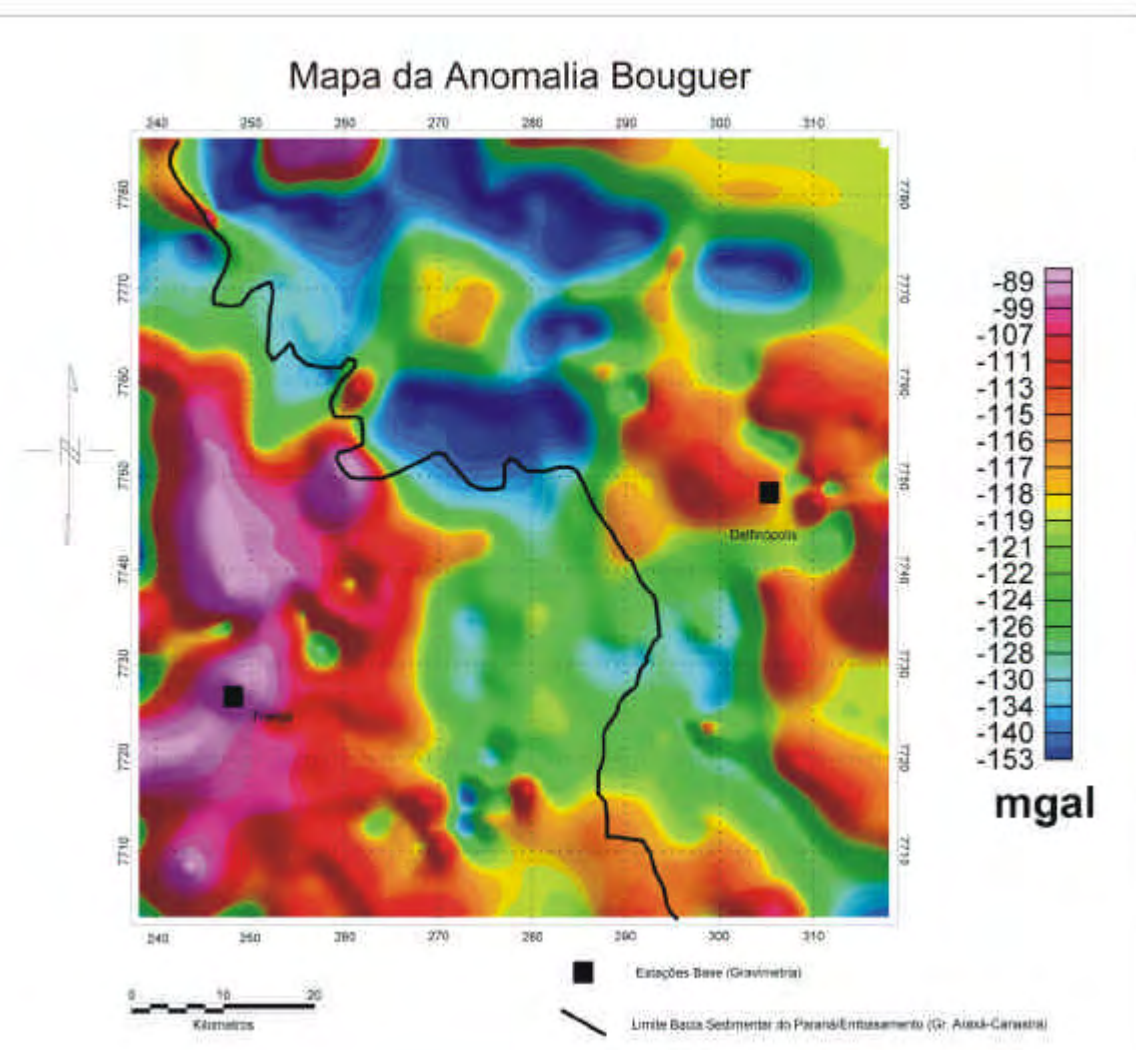


Figura 5.1 Mapa da Anomalia Bouguer mostrando; as bases gravimétricas de Franca e Delfinópolis e limite Bacia do Paraná e embasamento (Grupo Araxá/Canastra).

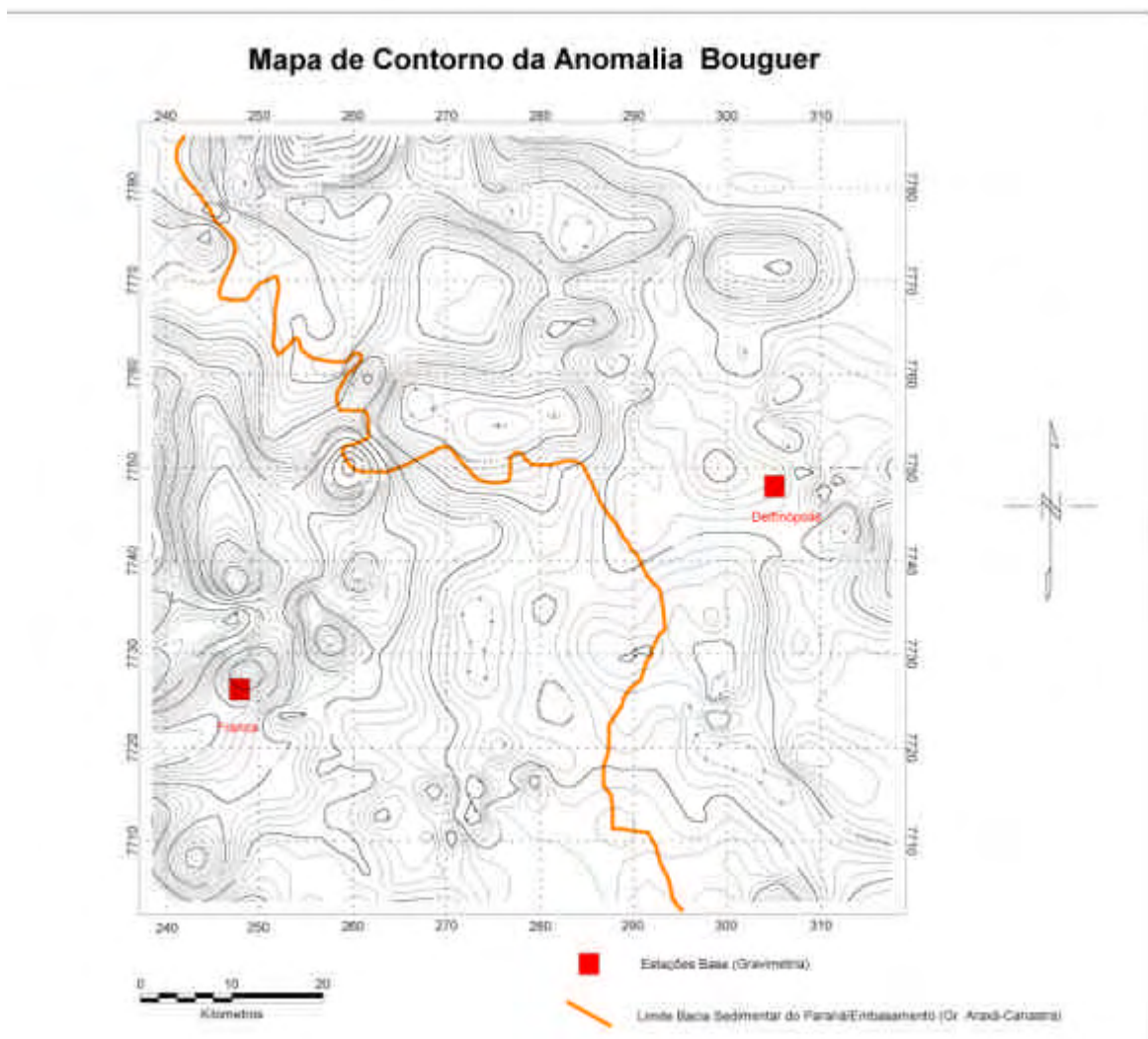


Figura 5.2 Mapa de contorno da Anomalia Bouguer. O espaçamento do contorno das isogálicas é de 2 mgal.

5.2.2 Aplicação de Filtros

5.2.2.1 Conceitos Básicos

As medidas geofísicas englobam efeitos de feições de interesse denominados de “sinal”, como também efeitos indesejáveis, conhecidos como ruídos. No caso do método gravimétrico, podemos denominar o sinal conjuntamente com o ruído, de medida gravimétrica.

A medida (M) pode então ser representada sob a forma:

$$M = \{ (S,R) \}$$

Sendo **S** o sinal e **R** o ruído.

Uma razão sinal ruído (S/R) baixa pode tornar proibitiva a aplicação da geofísica, pois as medidas se mostrarão como uma amálgama de efeitos indistinguíveis (Luiz & Silva, 1995).

A necessidade de filtragem ou correção é, por vezes, necessária pelo fato das medidas de campo, serem comumente influenciadas por ruídos de caráter natural provocados, no caso desse trabalho, pelos derrames basálticos da Formação Serra Geral, abundantes na área. As correções são feitas utilizando a função específica para isso na plataforma OASIS MONTAJ.

Os filtros podem ser classificados basicamente em quatro tipos principais segundo Luiz & Silva (op cit.).

- a) **Passa Baixa** – Elimina as freqüências altas, ou seja, rejeita freqüências que, em módulo, são maiores do que um certo valor, mantendo somente freqüências entre zero e aquele valor.
- b) **Passa Alta** – Elimina as freqüências baixas, ou seja, rejeita freqüências entre zero e um determinado valor, mantendo somente freqüências maiores do que o módulo daquele valor.
- c) **Passa Faixa** - Mantém uma faixa de freqüências desejada e rejeita todas as outras
- d) **Rejeita Faixa**- Rejeita uma faixa de freqüências e mantém todas as outras

5.2.2.2 Procedimentos Adotados

No procedimento de filtragem adotado neste trabalho, os valores da anomalia Bouguer foram previamente separados e analisados, tendo-se como base as diferentes freqüências produzidas.

As pequenas heterogeneidades do terreno, que ocorrem próximo a superfície fazem as medidas, ao longo do perfil gravimétrico observado, oscilarem a curtas distâncias. Na área estudada, as feições mais rasas (Fm. Serra Geral) e pequenas, produzem efeitos de pequeno comprimento de onda ou freqüências espaciais altas.

O processo de filtragem teve o intuito de separar os efeitos dessas feições rasas, comumente denominados de feições locais associadas às

freqüências altas. Atendendo ao objetivo do estudo, que compreende a delimitação de descontinuidades mais profundas e de caráter regional, procurou-se ressaltar as feições denominadas regionais, mais profundas da crosta terrestre atingindo a interface crosta/manto ou Moho. Essas estruturas estão diretamente correlacionadas às freqüências mais baixas do perfil gravimétrico observado, sendo a filtragem, portanto, uma ferramenta auxiliar importante.

Na plataforma OASIS MONTAJ usou-se a opção *band pass* (passa faixa) na opção *filters* em *x-utilities* na barra de ferramentas do menu principal. Especifica-se, então, uma faixa apropriada de freqüência que se deseja filtrar. Usou-se o *cut off* ou corte em freqüências com o comprimento de onda em 25 km (Figura 5.3). Outras freqüências, com diferentes valores de *cut off* foram utilizadas, mas não houve alteração significativa no *grid* final gerado. O corte em 25 quilômetros foi, portanto, o mais coerente e ressaltou os gradientes gravimétricos mais elevados delimitando as descontinuidades (ver Figura 5.4).

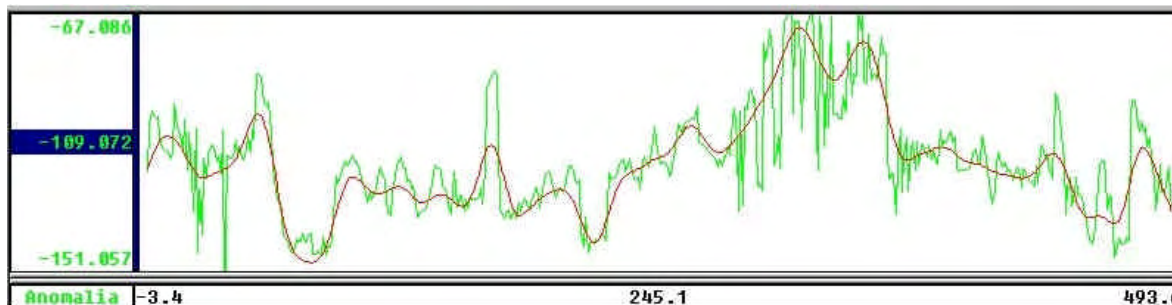


Figura 5.3 Valores da anomalia Bouguer na área estudada (em verde). Notar como o filtro passa faixa (linha vermelha) atenua as altas freqüências mantendo os valores regionais (maior comprimento de onda).

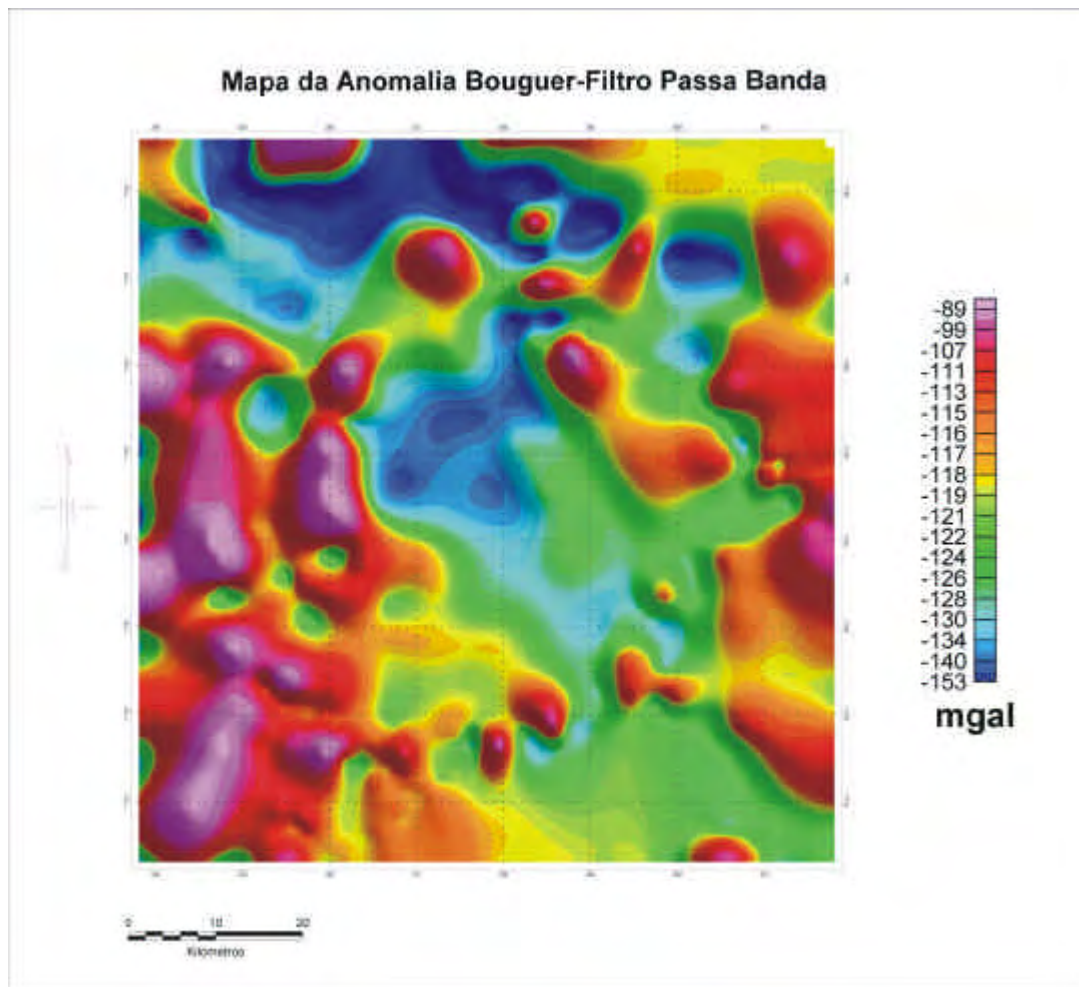


Figura 5.4 Mapa de anomalia Bouguer com filtro passa-faixa em 25 quilômetros.

5.2.3 Mapa da Anomalia Bouguer Residual

Elaborou-se um mapa com valores residuais da anomalia Bouguer, objetivando uma melhor visualização espacial dos dados e seu comportamento na área estudada (Figura 5.5). Os resíduos, que originaram o mapa, são produto dos dados gerados em uma superfície de tendência polinomial de grau 3, menos a variável (valores Bouguer). O procedimento para a geração do mapa segue as mesmas premissas dos anteriores, com a plataforma OASIS MONTAJ. No menu principal do programa em *x-utilities* escolhe-se a opção *polynomial trend*. O programa oferece a opção de escolha do grau da tendência (trend) polinomial que se aplica, podendo ser de 1 a 9 e, em seguida fornece os dados residuais obtidos dessa superfície. Neste mapa optou-se pela superfície polinomial de grau 3.

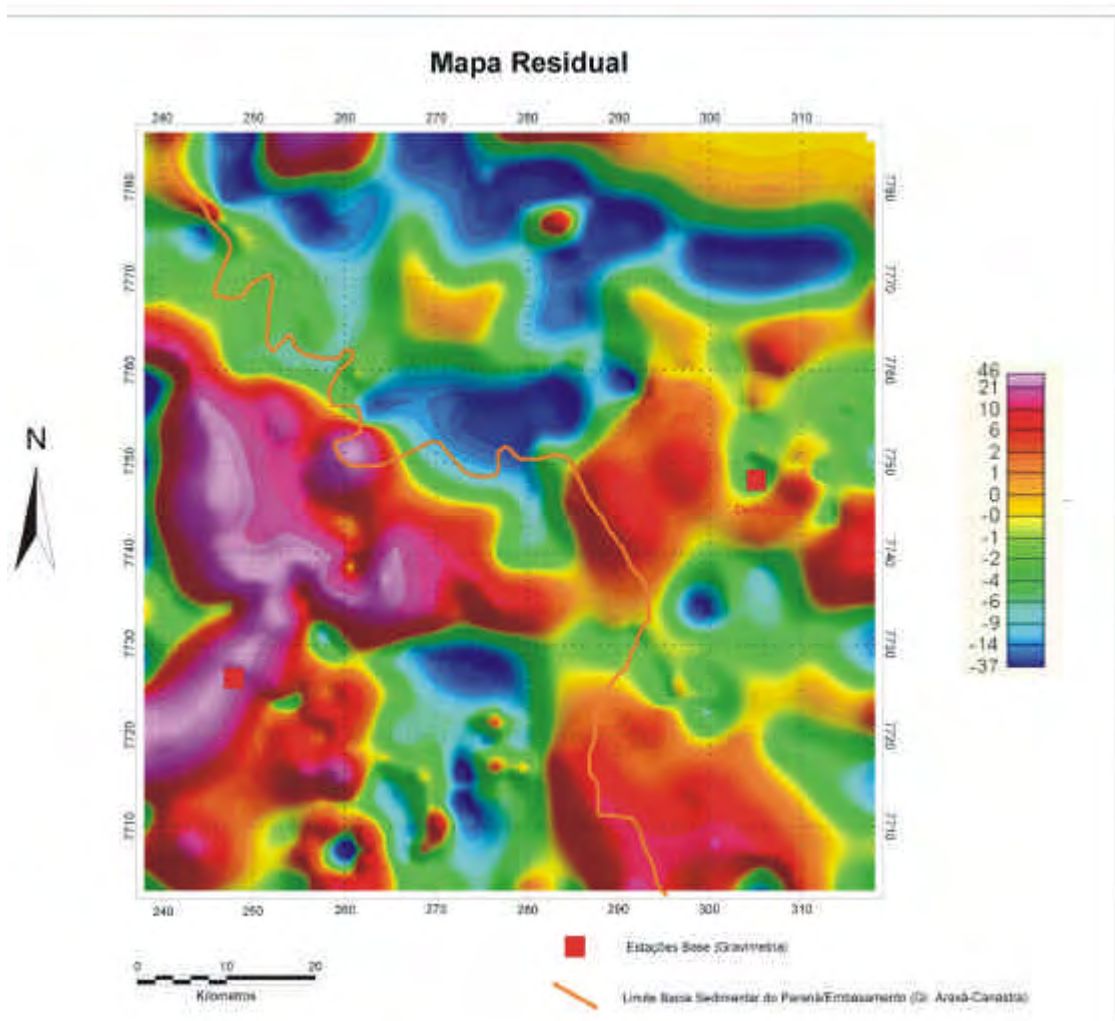


Figura 5.5 Mapa residual de superfície com tendência polinomial de grau 3 dos dados da anomalia Bouguer.

Pode-se observar que as anomalias das zonas a sudoeste (Sutura de Ribeirão Preto) e a oeste (Sutura de Alterosa) do mapa são mais proeminentes formando uma configuração de junção tríplice.

5.3 CONCEITOS BÁSICOS DE MODELAGEM GRAVIMÉTRICA E SOBRE O PROGRAMA GM-SYS DA NORTHWEST GEOPHYSICAL ASSOCIATES (NGA).

O programa GM-SYS foi desenvolvido para o cálculo das respostas obtidas em dados magnetométricos e gravimétricos em um modelo geológico. Este programa proporciona uma interação conjunta entre os valores

observados (gravimétricos ou magnetométricos) simultaneamente com a construção do modelo e a resposta da curva calculada, dispostos em um mesmo *display*.

O modelo gravimétrico deve atender os seguintes requisitos: (1) corresponder de forma real a área estudada, (2) ter os dados de densidades das estruturas e feições de forma que correspondam ao perfil gravimétrico observado em campo.

A construção de modelos geológicos fundamentados em observações gravimétricas (dados Bouguer ou *free-air*) envolve a criação de um modelo geológico calculando-se a resposta geofísica inserida em um modelo da Terra. Modelos gravimétricos e magnéticos não são únicos, podendo diferentes tipos de modelos, resultarem na mesma resposta geofísica. Dessa maneira deve-se atentar que em muitas soluções os resultados podem não corresponder a um modelo real. É importante que o intérprete atenha-se às inferências geológicas e avalie o quanto à “coerência geológica” aproxima os valores medidos em campo com as características presentes na área em questão.

A construção de um modelo GM-SYS básico consiste de sete arquivos gerados, com as seguintes extensões de saída na raiz principal do nome:

- a) <nomemodelo>.sur - Delimita a superfície do modelo geológico
- b) <nomemodelo>.blk - Arquivo dos blocos criados e seus respectivos grupos (densidades, máximo X e Y, mínimo X e Y).
- c) <nomemodelo>.grv - Arquivo que contém os dados da anomalia Bouguer observados importados diretamente da plataforma OASIS/MONTAJ. Nele estão inseridos também os dados de gravidade absoluta, calculada e *DC shift* que permite alterar determinado valor da curva observada aproximando-o da curva calculada.
- d) <nomemodelo>.mag - Semelhante aos dados gravimétricos observados, é utilizado em dados de magnetometria. Possui uma linha extra onde estão contidos os parâmetros do campo magnético terrestre.
- e) <nomemodelo>.view - Possui os dados da opção *view* no programa. Essa opção permite a interação entre diferentes opções de visualização.
- f) <nomemodelo>.wel - Contem dados de perfilagens de poços (petróleo) com os diferentes horizontes estratigráficos.

g) <nomemodelo>.gms - Contém os dados da área de trabalho do programa como ajustes de modelo, cores de linhas, anomalias, escala de X e Y utilizadas, etc.

5.3.1 Premissas para a Modelagem Gravimétrica

A modelagem geotectônica deve necessariamente considerar os principais fatores que são, segundo Hasui *et al.*, (1993):

- a) A presença de descontinuidades marcadas pelas anomalias gravimétricas, separando blocos crustais, com arranjos em junções tríplices.
- b) A presença na área, ou próxima, de cinturões de alto grau metamórfico nas bordas dos blocos superiores. Ao longo de amplas faixas em que se inserem esses cinturões as colunas de crosta apresentam excesso de massa mais densa.
- c) A presença, nos blocos inferiores, de zonas de espessamento crustal, com excesso de massas menos densas; ao longo delas aparecem, com frequência, cinturões metavulcano-sedimentares
- d) A presença de cinturões de cavalgamento, freqüentemente complicados por transcorrências, afetando porções crustais dos dois lados das descontinuidades.
- e) A distribuição dos terrenos granito – *greenstone* nos dois blocos.

Uma importante ressalva: Os dados gerados no perfil com os dados da anomalia Bouguer, ao serem exportados da plataforma OASIS/MONTAJ, precisam, necessariamente, estar na mesma escala do eixo X (horizontal). Nesse trabalho, os dados do perfil exportado estavam em quilômetros, sendo os perfis A -A' e B - B', 120 e 45 quilômetros respectivamente (Figura 5.6). Como os arquivos gerados com a extensão .grv estavam em unidades de metros a escala horizontal, no modelo A-A', por exemplo, correspondia a 120 metros. Durante a confecção dos modelos, não havia, portanto, resposta na curva gravimétrica calculada, independente da densidade que fosse usada nos blocos inseridos no modelo. Somente com o auxílio direto da empresa (NGA)

via e-mail, foi possível mudar o arquivo .grv onde se alterava os dados da escala X (horizontal).

Alterando-se a escala horizontal, o programa passou a funcionar conforme o esperado, obtendo-se as respostas da curva calculada de acordo com o modelo geológico proposto e dos blocos com as densidades para sedimentos, crosta superior/inferior, e manto.

5.3.2 Modelagem Gravimétrica da Área Estudada

Foram elaborados dois modelos principais e um alternativo que atendem, em caráter regional, os objetivos básicos deste projeto e das premissas referidas anteriormente. Os modelos delimitam as duas principais zonas de sutura presentes na área; a sutura de Alterosa e a sutura de Ribeirão Preto (Figuras 5.6, 5.7, 5.8 e 5.9). A modelagem gravimétrica executada ao longo de dois perfis, tem como objetivo quantificar a distribuição das massas relacionada às porções crustais em subsuperfície e testar o modelo tectônico de colisão dos blocos Brasília e São Paulo, deduzido conjuntamente com as informações litoestruturais.

O perfil A – A' (Figura 5.7), com direção E-W, atravessa uma das faixas principais de forte gradiente gravimétrico horizontal, relacionado à zona de sutura de Alterosa. Gradientes gravimétricos horizontais menores, encontram-se em um padrão de junção tríplice, perpendicular em relação a sutura de Alterosa, representadas pelo perfil B-B' (Figura 5.8), com direção NW-SE.

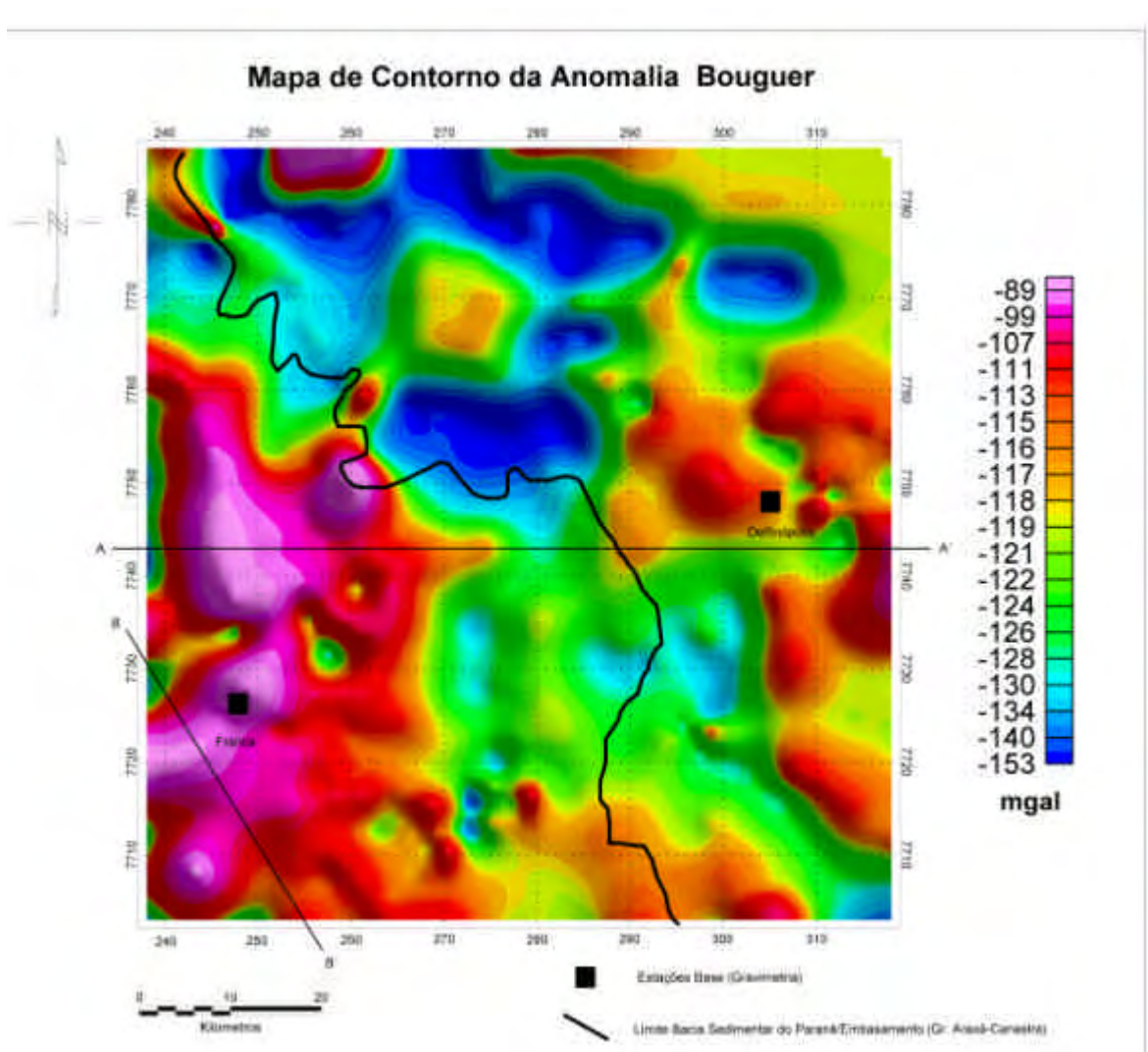


Figura 5.6: Perfis A-A' e B-B' usados para a modelagem gravimétrica cortando as principais estruturas e os altos gradientes gravimétricos.

Esse perfil atravessa esses feixes de curvas isogálicas de menor gradiente horizontal (menor que 10 mgal/km), mas também característicos de zona de sutura de blocos crustais. Esse perfil, portanto, é relacionado à Zona de Sutura de Ribeirão Preto, de poucas evidências em superfície segundo Hasui *et al.*, 1989.

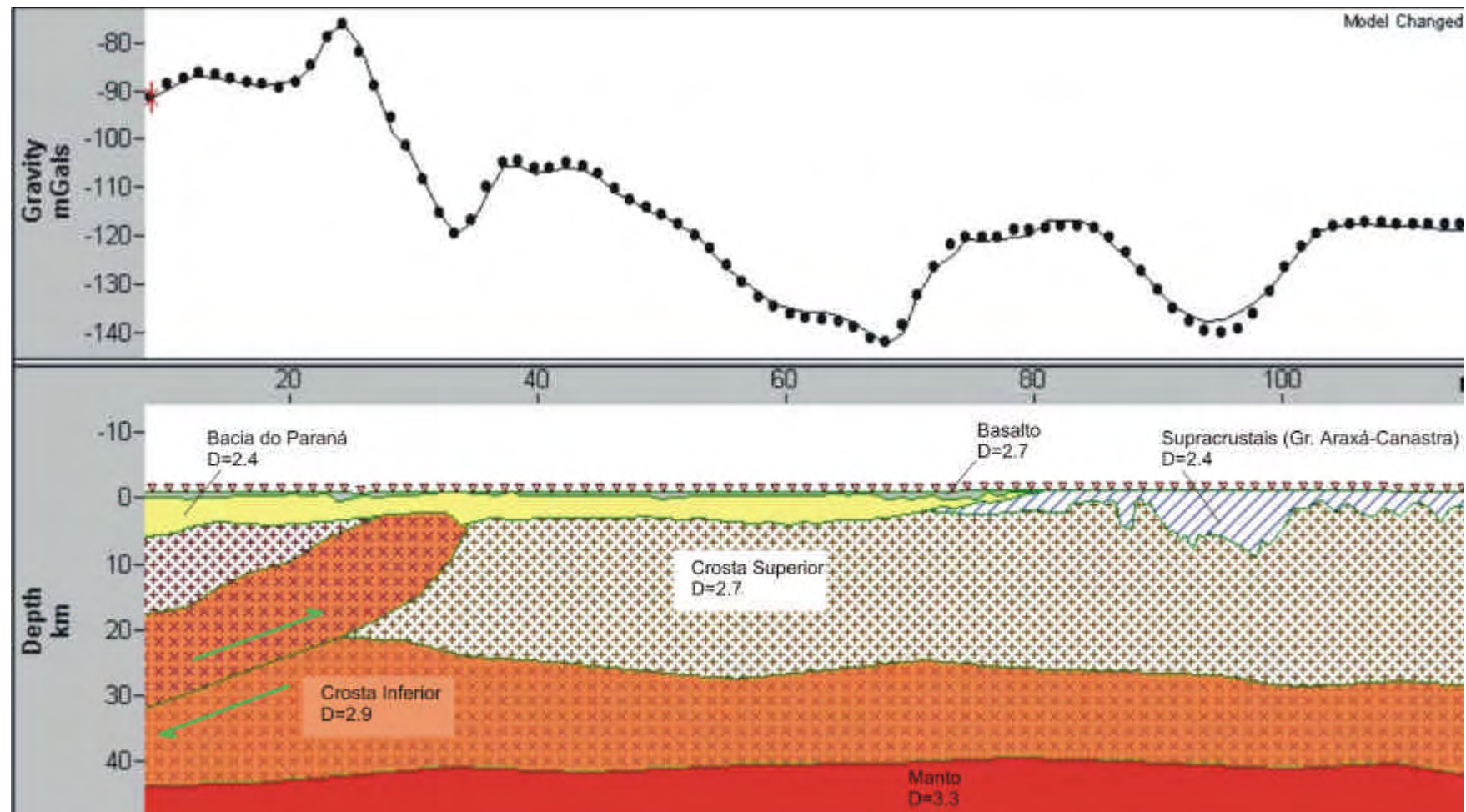


Figura 5.7 Modelo crustal da área estudada. Curvas da Anomalia Bouguer calculada (linha preta) e da observada (pontos), segundo perfil A – A' do mapa da anomalia Bouguer (Figura 5.6).

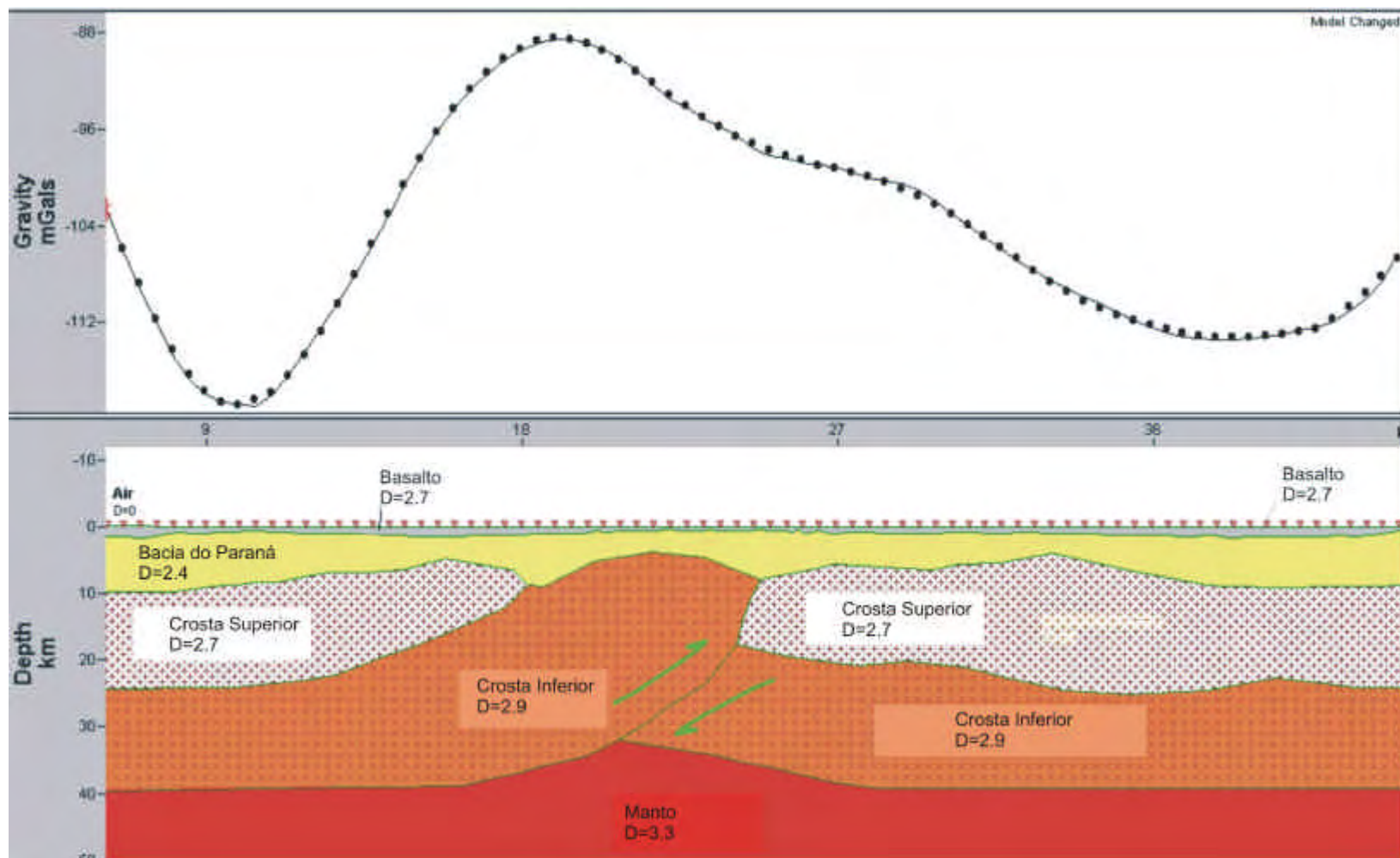


Figura 5.8 Modelo crustal da área estudada. Curvas da Anomalia Bouguer calculada (linha contínua preta) e da observada (pontos) segundo perfil B – B' do mapa da anomalia Bouguer (Figura 5.6.).

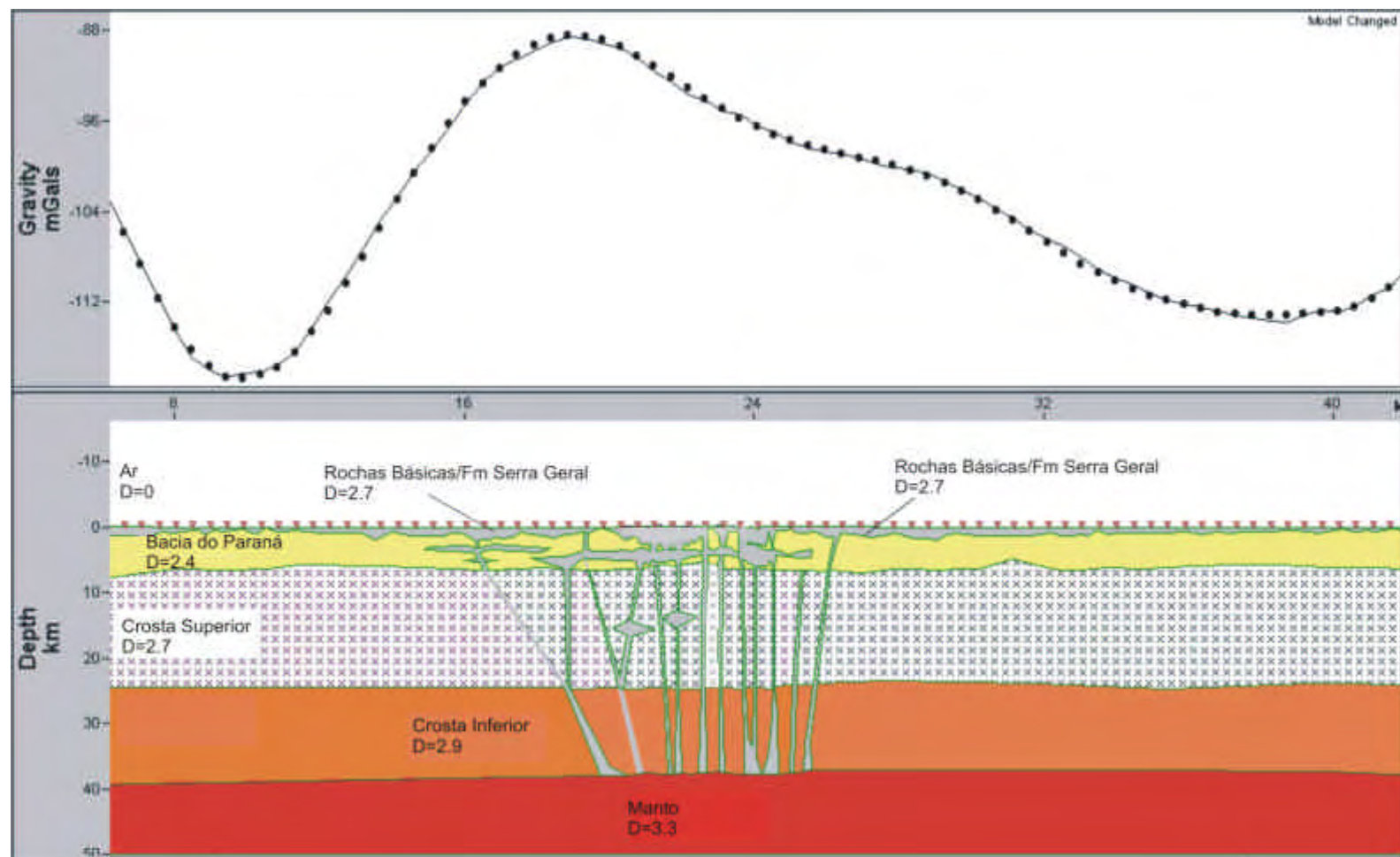


Figura 5.9 Modelo alternativo (perfil B-B') para a Zona de Sutura de Ribeirão Preto, onde vários diques de rochas básicas na zona de transcorrência NE-SW, alimentam a Fm. Serra Geral.

5.3.3 Características dos Modelos Obtidos

A partir do grid gerado pela plataforma OASIS/MONTAJ, e do mapa com os valores da anomalia Bouguer, utilizou-se, conjuntamente com os perfis geológicos elaborados, o programa GM-SYS, integrado com a plataforma. Dentro da área da plataforma OASIS, escolheu-se a opção from map profile em gm-sys no menu principal do programa. Em seguida foi traçado o perfil na direção e tamanho desejado.

Nos modelos gravimétricos obtidos (Figuras 5.7, 5.8 e 5.9), a fim de se atender os objetivos básicos deste projeto que seria a delimitação das duas principais zonas de sutura de Alterosa e de Ribeirão Preto presentes, procurou-se manter a fidelidade às características geológicas da área, ao perfil geológico criado, as principais litologias, distribuição em superfície e as estruturas presentes.

As diferentes densidades dos corpos foram especificadas com base em dados de trabalhos anteriores, como Hasui et al.(1989), Luiz & Silva,(1995) e Malagutti Filho et al.(1996), assim como as espessuras, comportamento em superfície e em subsuperfície, foram também levados em conta na construção do modelo.

5.4 DISCUSSÃO

No passado recente, a constituição, idade e evolução da crosta continental eram determinadas estimando-se o tempo de geração da crosta ou através de métodos de datação isotópica.

Estudos de anomalias geofísicas, entre elas a gravimetria, feitos nas últimas décadas no continente norte americano, no Canadá e Brasil, deram grande contribuição no entendimento de estruturas tanto regionais como locais (Gibb, e Thomas, 1976; Gibb, e Thomas, 1977; Hasui et al.,1989; Haralyi e Hasui, 1982).

A aplicação e uso de gradientes gravimétricos, derivados das curvas da anomalia Bouguer observada conjuntamente com suas tendências mostram-se eficazes na detecção e no reconhecimento das variações laterais abruptas de caráter regional em pacotes rochosos, onde os gradientes gravimétricos são

relacionados diretamente com comprimentos de onda maiores. Esses comprimentos, como já dito anteriormente, auxiliam na comparação, detecção e análise para se identificar e reconhecer padrões e tendências relacionadas a domínios estruturais.

A distinção de gradientes gravimétricos maiores ou menores que 20 mgal/km é importante para o reconhecimento de assinaturas estruturais de primeira ordem segundo alguns autores (Gibb e Thomas, 1977; Hasui et al., 1989; Haralyi e Hasui, 1982; Thomas et al., 1988). Sustentam também que o significado, em termos estruturais, de tendências ou trends estruturais de gradientes gravimétricos maiores ou menores e os domínios delimitados como produto direto possuem correlação direta a domínios estruturais e gravimétricos reconhecidos e confirmados anteriormente em estudos geológicos de superfície. Como exemplo, pode-se citar o escudo Canadense e as províncias existentes (Thomas et al., op cit.). Os maiores gradientes gravimétricos no Escudo Canadense ocorrem, via de regra, ao longo de junções entre províncias estruturais, interpretadas como zonas de sutura de caráter colisional de dois proto-continentes (Gibb e Thomas, 1976; Gibb, e Thomas, 1977; Thomas et al., 1988).

É importante destacar que essas suturas reconhecidas delineiam junções tríplices e não padrões de entrecruzamentos, sugerindo desenvolvimento coeso, mas não necessariamente sincrônico, e devem ter culminado com a agregação dos blocos em um megacontinente que se formou por volta de 2,5 Ga (Hasui et al. 1989).

O modelo alternativo B – B' (Figura 5.9) é uma proposta, que também atende os dados gravimétricos observados no levantamento em campo. Havendo esses lineamentos mais recentes de direção NE-SW (capítulos 2 e 3), fica em aberto essa alternativa, que sugere vários enxames e diques atingindo a superfície através das zonas de maior fraqueza (falhamentos e fraturas), compondo, então, os extensos derrames da Formação Serra Geral na Bacia Sedimentar do Paraná.

6 – Considerações Finais e Conclusões

6.1 CONCLUSÕES

Na área de estudo desta dissertação, os valores da anomalia Bouguer são maiores na porção W-SW do mapa Bouguer, com valores de até -80 mgal tornando-se mais negativos para NE. Os maiores valores concentram-se ao longo de uma faixa alongada de direção N-S na porção oeste do mapa, evidenciando uma região de alta densidade tanto em superfície como a maiores profundidades, obedecendo ao modelo geotectônico de zonas de geosutura presentes na área de acordo com o modelo gravimétrico, já anteriormente proposto por trabalhos anteriores (Hasui, 1975, Hasui et al., 1989 e Haralyi & Hasui, 1993). Deve-se levar em consideração as soleiras em espessuras diversas da Formação Serra Geral distribuída amplamente pela área. Com base no mapa de isovalores da Anomalia Bouguer (vide Figura 5.1, capítulo 5) tem-se três domínios principais de valores gravimétricos (Figura 6.1);

- (1) valores Bouguer de -80 a -120 mgal, localiza-se na porção sudoeste numa faixa alongada de direção NS.

(2) valores entre -120 e -150 mgal na porção central do mapa numa faixa com direção NW-SE respeitando a região limítrofe que delimita bacia/embasamento.

(3) domínio a leste/nordeste e sudeste, intermediário, com valores que variam de -110 a -118 mgal onde se localiza o embasamento, as cidades de Delfinópolis e a Serra da Canastra. Corresponde a região da Serra da Canastra representados pela seqüência metasedimentar dos Grupos Araxá e Canastra.

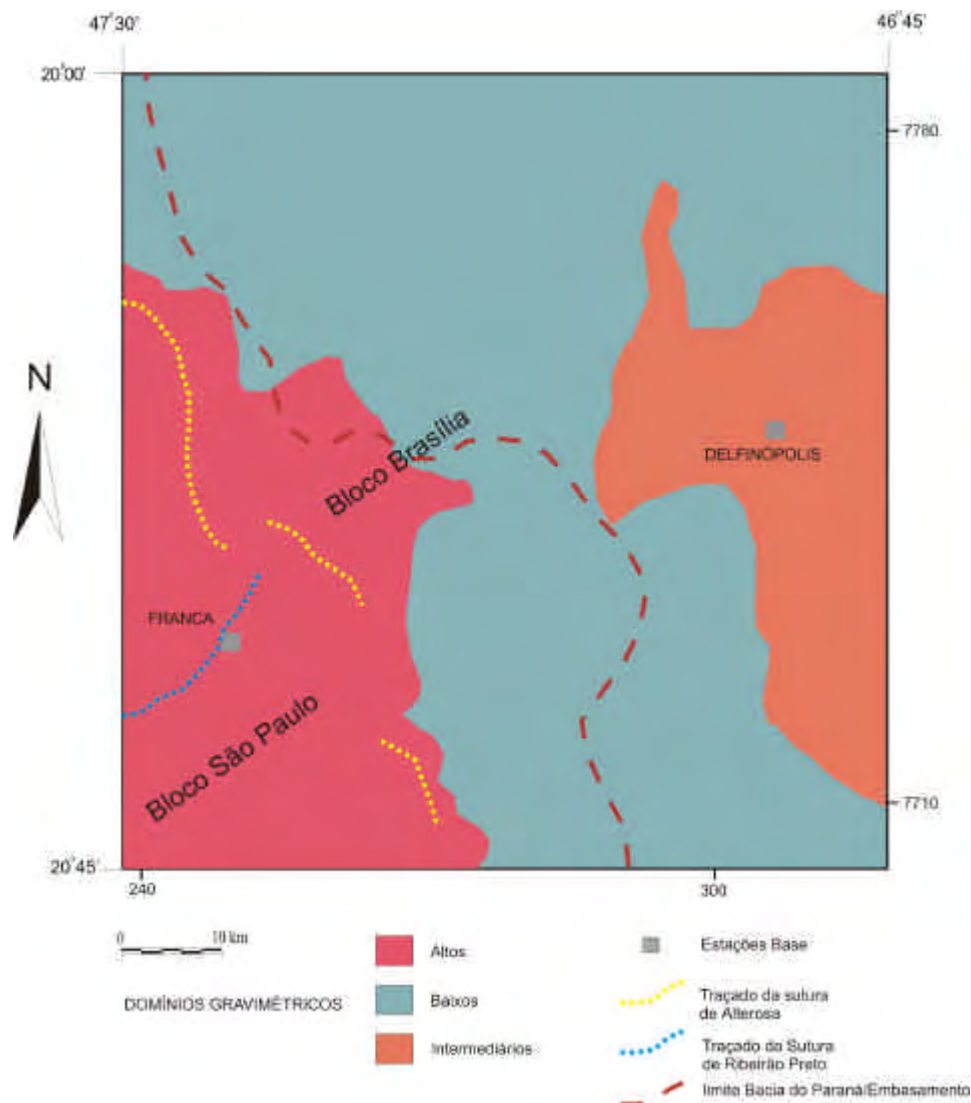


Figura 6.1 Principais domínios gravimétricos reconhecidos neste trabalho, blocos crustais e traçados das Descontinuidades de Alterosa e de Ribeirão Preto baseados nos altos gradientes horizontais das curvas isogálicas.

No quadrante SW da área os valores da Anomalia Bouguer possuem um forte gradiente horizontal de até 10mgal/km, na porção extremo oeste/sudoeste numa faixa alongada de direção NW-SE e outra NE-SW configurando um arranjo perpendicular ou junção tríplice de zonas de colisão dos blocos crustais. Os valores da anomalia Bouguer observados, formam, em perfil E-W, um platô gravimétrico de valores mais elevados (-80 e -120 mgal), seguido de um baixo gravimétrico onde prolonga-se um segundo platô com valores de -110 mgal e -140 mgal, configurando o modelo citado por autores (Hasui et al., 1989) como sendo de zonas de colisão do tipo A.

Na modelagem gravimétrica baseada nos dados observados da anomalia Bouguer, a Bacia Sedimentar do Paraná está representada a oeste no perfil A-A' e no perfil B-B' compreende toda a área. Os fortes gradientes a leste e sudeste da área correlacionam-se segundo a modelagem gravimétrica de crosta as rochas supracrustais (quartzitos, xistos e algumas metaultrabásicas) representadas pelo Grupo Araxá-Canastra.

Os fortes gradientes gravimétricos a oeste/sudoeste, englobam na maior parte o Bloco São Paulo, denominado de obductado, tendo como seu fator delimitante a Descontinuidade de Alterosa com uma direção de NW/SE. Conjuntamente nesse domínio encontra-se a articulação com a Descontinuidade de Ribeirão Preto evidenciada tanto pelo alto gradiente gravimétrico como por falhas de superfície mais recentes, com direções preferenciais de NE/SW, reconhecidas em fotos aéreas e em superfície através do padrão das drenagens presentes no local. A articulação das zonas de sutura, segundo o modelo crustal, mostra um cavalgamento de blocos crustais com baixo ângulo, segundo o Himalaiano (Hasui et al., 1989), onde as rochas soerguidas pelo evento de colisão foram erodidas.

O modelo alternativo B-B' que foi elaborado, atende as necessidades dos dados observados mostrando diques das rochas básicas, atuando como meio de acesso do manto superior até as camadas mais superficiais compondo, portanto, as rochas mais densas da Fm. Serra Geral. Esse modelo atende a anomalia gravimétrica observada do perfil executado. A falta de dados de subsuperfície como sondagens ou métodos geofísicos, não permite até o presente momento a execução e elaboração de um modelo definitivo.

A zona de articulação original das massas continentais colididas foi afetada pelos processos tectônicos na área (falha transcorrente oblíqua de Cássia) mudando a sua configuração original. A articulação das Descontinuidades de Alterosa e de Ribeirão Preto, sendo ambas de abrangência regional possuem um prolongamento além da área em questão, tendo, portanto, uma extensão e articulação complexa e mais extensa do que a observada na área.

Os dados obtidos permitem delinear com maior precisão a articulação e compartimentação dos blocos crustais na área estudada. A zona de articulação original das massas continentais colididas foi afetada pelos processos tectônicos na área (falha transcorrente oblíqua de Cássia) mudando a sua configuração original. A articulação das Descontinuidades de Alterosa e de Ribeirão Preto, sendo ambas de abrangência regional certamente possuem um prolongamento além da área em questão, tendo, portanto, uma extensão e articulação complexa e mais extensa do que a observada na área.

O zoneamento, tanto litoestrutural como gravimétrico, associado a uma compartimentação delineada, permite uma melhor visualização e compreensão da distribuição das unidades presentes na área. Em áreas em que o conhecimento geológico e o mapeamento são ainda de um nível de reconhecimento regional e geral, a aquisição de dados gravimétricos em maior detalhe, associados ao estudo das feições estruturais, serve como uma ferramenta de grande utilidade.

7 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, S. H. S.; EBERT, H. D.; HASUI, Y; NEVES, M. A.; 1992 – A zona de sutura de Alterosa na região de Alfenas (MG. In: CONGR. BRAS. GEOL., 37, São Paulo. Bol. Res. Exp., SBG, 1992, V., P. 137.

ALMEIDA, S. H. S. 1997 – Estruturação Tectônica da Borda Norte da Cunha de Guaxupé na Região de Alfenas (MG). Dissertação de Mestrado, Rio Claro, IGCE, UNESP – 156 pp.

ALMEIDA, S.H.S. Gravimetria e tectônica do cinturão Ribeira na região limítrofe entre os estados de São Paulo e Rio de Janeiro. 2001, 201f. Tese (Doutorado)- Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro, 2001.

ALMEIDA et al. The Upper Precambrian of South America. Bol. IGUSP, São Paulo, 7, p.45-80, 1976.

ALMEIDA, F.F.M. O cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: SIMP. CRÁTON S. FRANC. E FAIXAS MARGINAIS, 1981, Salvador, Anais... Salvador: SBG, 1981, p. 1-10.

ALMEIDA, F.F.M.de Os Fundamentos Geológicos do Relevo Paulista In: IGG: Geologia do Estado de São Paulo. São Paulo, IGG, p.169-263,1968

BARCELOS, J. H. 1984 – Reconstrução paleogeográfica da sedimentação do Grupo Bauru baseada na sua redefinição estratigráfica parcial em torno do território paulista e no estudo preliminar fora do Estado de São Paulo. Tese de livre Docência, Rio Claro, IGCE, UNESO – 190 PP.

CLARO, C. Geologia Estrutural da Região de Franca e Patrocínio Paulista, 1999, 105 f. Monografia (Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1999.

COOPER, G.R.J. Grav2dc for Windows - 2.5D interactive gravity modelling and inversion - Version 1.59. Johannesburg. South Africa. 1994. 15p.

COTTAS, L. R. & FULFARO, J. V. 1978 – Mapeamento geológico da área de Nuporanga – Batatais e Estratigrafia dos depósitos sedimentares Mesozóicos e Cenozóicos. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30, Recife, SBG. Anais., Recife, SBG, V. 1, p 98- 107.

DAVINO, A.; SINNELI, O.; SOUZA, A.; CORREIA, C. T. 1982 – Diabásios na região nordeste da Bacia do Paraná. In: CONGR. BRAS. GEOL., 32, Salvador, SBG. Anais., Salvador. SBG, V. 4, p. 1736 – 44.

DAVINO, A. 1990 – Os basaltos como meios fissurados na região de Ribeirão Preto (SP). Principais métodos de pesquisa, com ênfase na prospecção geofísica. In: CONGR. BRAS. GEOL.. 36, Natal. SBG. Anais., Natal, SBG, V. 5, p. 2484 – 96.

DAVINO, A. O baixo gravimétrico da região de Caldas Novas, Goiás. In: SIMP. REG. GEOL., 2, 1972, Rio Claro. Resumos... Rio Claro: SBG, 1979, p. 4-5.

GARY, L. P., Remote sensing for geologists. A guide to image interpretation. Amsterdam: Gordon and Breach Science Publishers, 1994. 326p.

GIBB, R.A., THOMAS, M.D. Gravity Signatures of a Fossil Plate Boundary in the Canadian Shield. Nature, vol.262, 1976,p.199-200.

GIBB, R.A., THOMAS, M.D. The Thelon Front: A Cryptic Suture in the Canadian Shield?. Tectonophysics, vol.38, 1977,p.211-222.

GONZAGA, G.M., TOMPKINS, L. A. Geologia do Diamante. In: C. SCHOBENHAUS, E.T. QUEIROZ & C.E.S. COELHO (Coord.). Principais Depósitos Minerais do Brasil, v.4, parte A, Gemas e Rochas Ornamentais, DNPM, Brasília, p. 53-116, 1991.

HARALYI, N.L.E., HASUY, Y., Compartimentação geotectônica do Brasil Oriental com base na Informação geofísica. In: CONG. BRAS. GEOC. 32, 1982, Salvador. Anais... Salvador. SBG, 1982, v.1, p. 374-385.

HARALYI, N.L.E. et al., Ensaio sobre a estruturação crustal do Estado de Minas Gerais com base na informação geofísica, 1985. SBG Boletim Especial (volume Djalma Guimarães). Belo Horizonte, p. 71-93,.

HASUI, Y.; MIOTO, J. A.; HARALY, N. L. E.; SAAD, A. R. ; CAMPANHA, V. A.; HANZA, V. M.; GALLY, V. A. 1989 – Compartimentação estrutural e evolução tectônica do Estado de São Paulo (Pró – Minério) – 1989. (Relatório IPT nº 27394).

HASUI, Y. et al. The Phanerozoic Tectonic Evolution of the Western Minas Gerais State. An. Acad. Bras. Ci., Rio de Janeiro, v. 47, n.3 e 4, p. 431-438, 1975.

HASUI, Y & PENALVA, F. O problema do diamante do alto Paranaíba, Estado de Minas Gerais. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo, n. 1, p. 71-78, 1970.

HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E. & COSTA, J.B.B. Megaestruturação Pré-Cambriana do território brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos. Geociências, São Paulo, v.12, p. 7-31, 1993.

HELLMEISTER, Z. J. 1997 – Aspectos geológicos e principais recursos minerais da região de Franca – Pedregulho, Nordeste do Estado de São Paulo. Dissertação de Mestrado. IG – USP, São Paulo, 167 p.

HODGSON, R.A. Precision Altimeter Survey Procedures. Monterey Park (Cal., EUA): American Paulin System, 1989. 59p.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS – IPT. Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000, São Paulo, v. 1 e 2, p. 125, 1981.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS – IPT. Compartimentação estrutural e evolução tectônica do Estado de São Paulo, São Paulo, 2 v. (IPT Relatório), p. 27-394, 1989.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS – IPT. Subsídios técnicos para um plano de controle preventivo e corretivo de erosão para a área urbana do município de Franca, S.P., São Paulo, (parecer técnico nº 7.149), 1998.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS–IPT-Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000. São Paulo, v. 1 e 2, p.125, 1981

LUIZ, J.G.; COSTA E SILVA, L.M. Geofísica de Prospeção. Belém-Pará, Univ. Fed. do Pará, 1995, 311p.

LEITE, C.R. et al. Diamantes da região de Franca: Novas considerações sobre áreas fontes. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, 1984, Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro: SBG, 1984, p.388-395.

MALAGUTTI FILHO, W. et al. Gravimetria e compartimentação crustal do sul de Minas Gerais. Geociências, São Paulo, v.15, p.199-217, número especial, 1996.

MORALES, N. 1993 – Evolução Tectônica do Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio na sua Porção Ocidental. Tese de Doutorado. UNESP – IGCE, Rio Claro. 2 Volumes. V II pp. 125

NOVO, E.M.L.M. Sensoriamento remoto. Princípios e aplicações. Editora Edgar Blucher Ltda. 2ª Edição. 308p. 1998.

PONÇANO, W. L. et al. Avaliação preliminar do potencial diamantífero da região francana (S.P.). Cadernos IG UNICAMP, v. 2, n. 1, p. 54-89, 1992.

PROJETO RADAM BRASIL. Levantamento de Recursos Minerais. Folhas SF. 23/24, Rio de Janeiro Vitória. V.32, p.450, 1983

ROBINSON, E.S. & ÇORUH, C. Basic Exploration Geophysics. New York: John Wiley & Sons, 1988. 454p.

SÁ, N.C. Redução e observações gravimétricas: teoria e prática. Universidade de São Paulo – IAG 90p. 1994

SHERIFF, R.E. Geophysical methods. New Jersey: Prentice Hall, 1989. 605p.

SOARES, P.C. & LANDIM, P.M.B. Aspectos Regionais da Bacia do Paraná no seu Flanco Nordeste. In: CONGRES. BRAS. GEOL., 27, 1973, Salvador. Anais... Aracaju: SBG, v.1, 1973, p. 243-256.

SOARES, P.C. et al. Geologia da folha de Franca (São Paulo e Minas Gerais). In: CONGRES. BRAS. GEOL., 27, 1973, Aracaju. Boletim..., Aracaju: SBG, 1973, p. 122-123.

SIMÕES, L. S. A 1995 – Evolução tectonometamórfica da Nappe de Passos, sudoeste de Minas Gerais. Tese de Doutorado. IG – USP, São Paulo, 149 p.

SIMÕES, L. S. A & VALERIANO, C. de M. 1990 – Porção Meridional da Faixa de Dobramento Brasília: estágio atual do conhecimento e problemas de correlação tectono-estratigráfico. In: CONGRESSO BRAS. GEOL., 36, Natal, SBG. Anais..., Natal, SBG, V. 6, p. 2564 – 2575.

SOARES, P. C.; PENALVA, F.; WERNICK, E.; SOUZA, A.; CASTRO, P. R. M. 1973 – Geologia do Nordeste do Estado de São Paulo. In: CONGR. BRAS. GEOL., 27, Aracaju, SBG. Anais..., Aracaju, SBG, V. 1, p. 209– 28.

SUGUIO, K.; SVISERO, D. P.; FILHO, W. F. 1979- Conglomerados polimíticos diamantíferos de idade cretácea de Romaria (MG): um exemplo de sedimentação em leques aluviais. In: SIMP. REG. GEOL., 2, Rio Claro, SBG. Atas., Rio Claro, SBG, V. 1, p. 217 – 9.

TALWANI, M.; WORZEL, J.L. & LANDISMAN, N.M. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. J. Geophys. Res. v.64, p.49-59, 1959.

TELFORD, W.M.; GELDART, L.P.; SHERIFF, R.E. & KEYS, D.A. Applied Geophysics. Cambridge: Cambridge University, 1976. 860p.

THOMAS, M.D., GRIEVE, R.A.F., SHARPTON, V.L. Gravity Domains and Assembly of the North American Continent by Collisional Tectonics. Nature, vol.331, 1988, p.333-334.

THOMAS, M.L., KIEFER, R.W. Remote sensing and image interpretation. New York: John Wiley & Sons, 1994. 747p.

WILLIAM, J. H. The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps. Tulsa, Oklahoma: Society of exploration geophysics, 1985. 454p.

APÊNDICE

Terminologia Utilizada no Método Geofísico Potencial Gravimetria

Nas reduções gravimétricas é usada existe toda uma terminologia peculiar ao método. São abordados aqui segundo Sá (1994), somente os termos principais e mais usados na aquisição e redução de dados. Essa terminologia proporciona um fácil acesso aos termos técnicos usados na medição e no processamento de observações gravimétricas.

a) Aceleração de Gravidade

É a resultante da aceleração de atração gravitacional e da aceleração centrífuga sobre a superfície terrestre.

b) Gravímetro

É o instrumento com o qual se mede a aceleração de gravidade. Dependendo das grandezas físicas envolvidas no processo de medição, os gravímetros são classificados em *gravímetros absolutos* e *gravímetros relativos*. Nos gravímetros absolutos são medidas duas grandezas fundamentais (tempo e distância) enquanto que nos gravímetros relativos é medida uma grandeza fundamental (distância) e usada uma grandeza derivada (aceleração).

Os gravímetros relativos fornecem a diferença de aceleração entre os pontos medidos. Assim para se determinar a aceleração nestes pontos é necessário iniciar a medição num ponto onde se conheça a aceleração, denominado de base gravimétrica sendo o caso desta pesquisa

c) Leitura Gravimétrica

É o resultado da operação que envolve duas etapas:

- a) Posicionar a massa do sistema elástico do aparelho sobre a posição de referência na escala graduada (linha de leitura), e

- b) Ler o resultado combinando o contador e o *dial* do gravímetro.

d) Estação Gravimétrica

É o ponto no qual se determina a aceleração de gravidade, a posição geográfica, a altitude ortométrica e outros dados de interesse a representação do campo da gravidade.

e) Linha Gravimétrica

É a denominação da poligonal que se obtém com a ligação sucessiva das estações gravimétricas implantadas entre duas estações básicas. Coincidindo a primeira estação com a última temos uma *linha gravimétrica fechada* como no caso desta pesquisa.

f) Altitude Fundamental

Distância contada sobre a vertical da estação compreendida entre a superfície geoidal e o ponto considerado. Em outras palavras é a altitude ortométrica da estação.

g) Anomalia Gravimétrica

Diferença entre a gravidade observada, referida ao geóide através de correções específicas (para topografia, massa, etc.), e a gravidade produzida por um modelo através da fórmula internacional de gravidade.

h) Correção Topográfica

Correção que leva em conta o efeito das irregularidades topográficas no cálculo da anomalia Bouguer.