

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

Roberto Pereira Hammerle

ANOMALIA GRAVIMÉTRICA DO FLANCO SUL
DO ALTO ESTRUTURAL DE PAU D'ALHO

Trabalho de Formatura apresentado ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, para obtenção do grau de Geólogo.

Rio Claro - SP

2014

Roberto Pereira Hammerle

ANOMALIA GRAVIMÉTRICA DO FLANCO SUL
DO ALTO ESTRUTURAL DE PAU D'ALHO

Trabalho de Formatura apresentado ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, para obtenção do grau de Geólogo.

Comissão Examinadora

Prof.Dr. Walter Malagutti Filho (orientador)

Dr. Francisco de Assis Cavallaro

Msc. Carlos Libório de Barros Tomba

Rio Claro, 14 de Julho de 2014.

Assinatura do(a) aluno(a)

assinatura do(a) orientador(a)

551 Hammerle, Roberto Pereira
H224e Anomalia Gravimétrica do Flanco Sul do Alto Estrutural
de Pau D'Alho / Roberto Pereira Hammerle. - Rio Claro,
2014
68 f. : il., figs., gráfs., forms., tabs., fots., mapas

Trabalho de conclusão de curso (Geologia) -
Universidade Estadual Paulista, Instituto de Biociências
de Rio Claro
Orientador: Walter Malagutti Filho

1. Geofísica. 2. Gravimetria Alto Estu. 3. Anhembi. I.
Título.

AGRADECIMENTOS

Quero expressar meus sinceros agradecimentos a todas as pessoas e instituições que contribuíram para este trabalho. O apoio e a participação destas tornou a realização desta tese possível. Gostaria de agradecer a orientação do Prof. Dr. Walter Malagutti e da Msc. Mariana Fernandes; o apoio do programa PRH-05 (Programa de Formação de Recursos Humanos em Geologia do Petróleo e Ciências Ambientais Aplicadas ao Setor de Petróleo e Gás - 05); os grandes conselhos e assistências do Francisco Manuel G. Barrera (Paco) e do Dr. Francisco de Assis Cavallaro e o apoio e incentivo da minha família e colegas de república.

RESUMO

Este trabalho apresenta os resultados da investigação geofísica (método gravimétrico) da acentuada anomalia gravimétrica situada entre os Altos Estruturais de Anhembi e Pau D'Alho, no contexto geológico do Flanco Nordeste da Bacia do Paraná. As características distintas da região dos Altos Estruturais fizeram desta região o objeto de diversos estudos que visaram o entendimento destas estruturas e a prospecção de hidrocarbonetos. Grande parte dos trabalhos na região têm como enfoque o reconhecimento das cinemáticas das falhas e condicionamento litológico/tectônico dessas estruturas, carecendo de informações de subsuperfície. Na área de 125 km² foi utilizada a linha gravimétrica fechada formando uma malha de estações equidistantes em 1 500 m. Após o processamento dos dados e a comparação das informações de estudos anteriores, foi concluído que o sinal analítico do filtro Butterworth, aplicado sobre a anomalia Bouguer, é o processo de filtragem que seleciona as frequências que melhor representam a configuração geológica descrita na literatura. A partir da análise das relações entre os padrões das anomalias gravimétricas com as estruturas geológicas mapeadas foram confeccionados modelos geológicos da área. As informações gravimétricas indicam uma configuração estrutural para os blocos que poderia ser explicada por um campo de esforços distensivos segundo NE-SW, posterior Formação Serra Geral.

ABSTRACT

This work present the results from a geophysical survey (gravimetric method) of the accentuated gravimetric anomaly between Pau d'Alho and Anhembi structural highs, in the geological context of the Northeast Limb of the Paraná Sedimentary Basin. The distinct characteristics of the structural highs region have made of this region a target for several studies that intend to comprehend these structures and to prospect oil. The great majority of the works in this region have as focus the fault's cinematic recognizement and the litologic/tectonic conditioning of these structures, lacking in subsurface studies. In the 125 km² area, it was used a closed gravimetric line spacing forming a mesh with equispaced stations in 1 500 m. After processing the data and comparing it with previuos studies, it was concluded that the analytical signal from the Butterworth's filter applied to the Bouguer anomaly is the filtering process that select the frequencies that best represent the geological settings described in the literature. Through the analyses of the relations between the gravimetric anomalies patterns and the geological structures previously mapped, geological models for the area were developed. The gravimetric information point to a structural configuration that could be explained by a NE-SW distensive stress field older than Serra Geral Formation.

Sumário

1 INTRODUÇÃO	6
1.1 Enunciado do Problema	7
1.2 Justificativa	9
2 METODOLOGIA.....	10
2.1 Materiais Utilizados	11
3 GEOLOGIA BACIA DO PARANÁ	12
3.2 Estratigrafia.....	13
3.2.1 Embasamento	13
<i>Grupo Passa Dois</i>	15
<i>Grupo São Bento</i>	16
<i>Formação Serra Geral</i>	17
3.1 Quadro Estrutural.....	18
3.2.1 Elementos Tectônicos	18
3.3 Quadro Estrutural.....	20
3.3.1. Falhas e o Sistema Rio das Pedras-Piracicaba.	20
3.3.2 Horsts e Grabens - Estrutura Pau D'Alho	21
3.4 Evolução Geológica Registrada no Flanco Nordeste da Bacia do Paraná.....	24
3.4.1 Hipóteses Genitivas dos altos estruturais	24
<i>Hipóteses Atectônicas</i>	25
<i>Hipóteses Tectônicas</i>	25
4 AQUISIÇÃO DE DADOS – CAMPANHA GRAVIMÉTRICA E GEORREFERENCIAMENTO.....	27
4.1 Georreferenciamento.....	27
4.1.2 Processamentos dos Dados de Posicionamento	28
4.3 Levantamento Gravimétrico.....	29
5 RESULTADOS.....	31
5.1 Mapas.....	31
5.2.1 Definição das Características dos Filtros.	32
5.3 Modelagem	33
5.3.1 Parâmetros Físicos.....	33
5.3.1 Modelagem Do Perfil Central	35
5.3.2 Modelagem Do Perfil Leste	36
6 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	38
7 REFERÊNCIAS.....	42
ANEXO 1 – MAPAS GRAVIMÉTRICOS	46

APÊNDICE 1 – FUNDAMENTOS TEÓRICOS E CARACTERÍSTICAS – GRAVIMETRIA E GPS DIFERENCIAL	52
<i>Teoria Básica da Gravimetria</i>	52
<i>Anomalias</i>	53
<i>Correções/Reduções</i>	53
<i>Variações Normais de Atração Gravimétrica</i>	54
Correção de maré ou luni-solar	55
Redução Free-Air	56
Redução Bouguer	56
Deriva Instrumental.....	57
Filtros Utilizados.....	58
Espectro de Potência Ponderado Radialmente	58
<i>Filtro Butterworth</i>	58
<i>Sinal Analítico</i>	59
Teoria Básica do D-GPS	59
APÊNDICE 2 – CÁLCULOS DA RELAÇÃO ENTRE OS ESTRATOS DO MODELO E A ANOMALIA GERADA.....	60
Estratos de mesma densidade.....	60
Estratos de densidades diferentes.....	61
APÊNDICE 3 – ESTAÇÕES GRAVIMÉTRICAS ADQUIRIDAS NO ESTUDO.....	63

1 INTRODUÇÃO

1.1 Enunciado do Problema

Este trabalho visa o estudo da anomalia gravimétrica situada entre o alto estrutural do Pau d'Alho e o Sistema Rio das Pedras-Piracicaba, no Flanco Nordeste da Bacia do Paraná, através da gravimetria. Esta acentuada anomalia gravimétrica positiva foi identificada anteriormente por Fries (2008), como pode ser observado na Figura 1.

O método gravimétrico consiste na obtenção de medidas das variações no campo gravitacional terrestre, com a finalidade de mapear as variações de densidade nos materiais que compõem a crosta da Terra. Este tipo de resultado pode localizar e delimitar grandes estruturas, falhas e corpos mineralizados de maneira a subsidiar estudos geotectônicos e apoiar um mapeamento geológico-estrutural.

A área de estudo, de aproximadamente 125 km², tem como principal acesso à Rodovia Samuel de Castro Neves - SP 147 e fica próxima às cidades de Piracicaba, Águas de São Pedro e Rio das Pedras, no Centro-Leste do Estado de São Paulo. A região é caracterizada pelos altos estruturais e, por isso, é considerada a região de maior intensidade de dobramentos da bacia segundo Tommasi (1973); Andrade & Soares (1971).

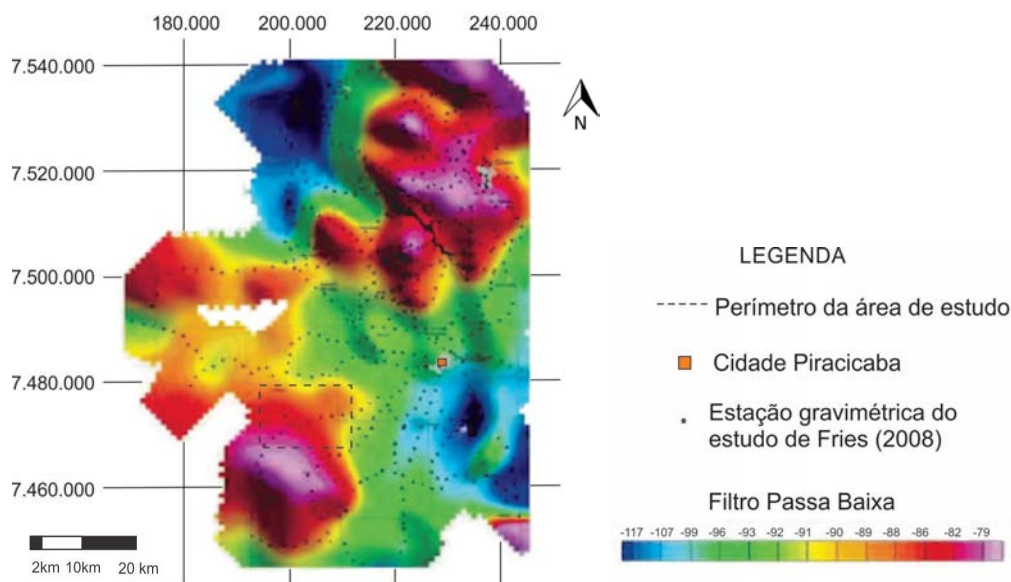
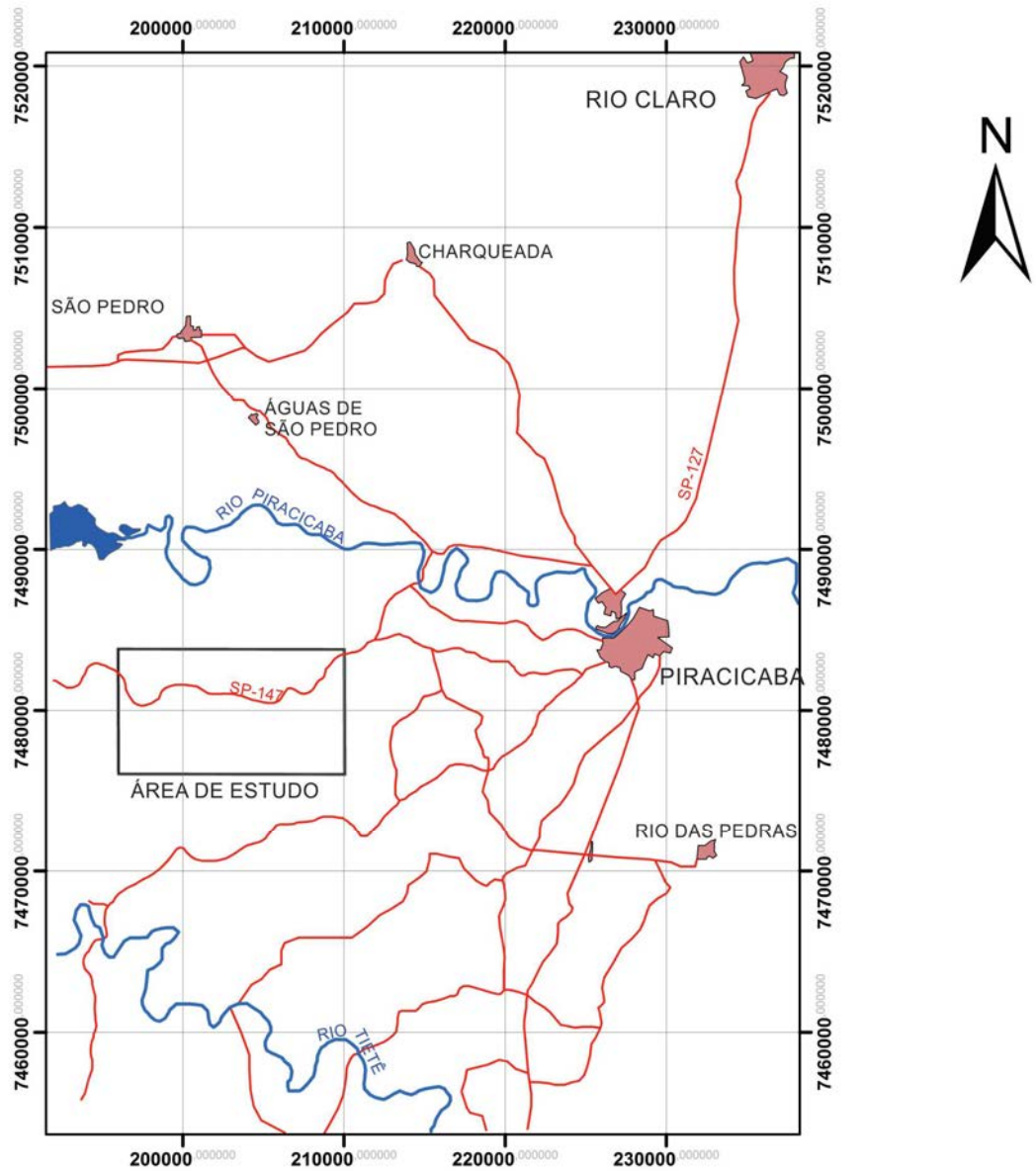
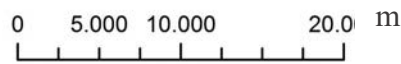


FIGURA 1 – Mapa de anomalia Bouguer após filtro Passa-Baixa por Fries (2008). O mapa mostra a relação espacial entre a área do presente estudo e a área estudada por Fries (2008).



1:400.000



Articulação da Folha

ITIRAPINA	RIO CLARO	LIMEIRA
SÃO PEDRO	PIRACICABA	ARARAS
LARAS	CAPIVARI	AMERICANA



Legenda

- Curso d'água
- Rodovias
- Áreas Urbanas

FIGURA 2 – Mapa de localização da área de estudo.

1.2 Justificativa

O fato da região dos Altos Estruturais apresentar a maior intensidade de dobramentos da bacia fez desta região o alvo de diversos estudos que visaram a prospecção de hidrocarbonetos e o entendimento destas estruturas. Os principais trabalhos na área, como o de Andrade & Soares (1971), Castro (1973), Soares (1974), Souza Filho (1983), Riccomini (1995), Sousa (1997), Sousa (2002), e, têm como enfoque principal o reconhecimento das cinemáticas das falhas e condicionamento litológico/tectônico dessas estruturas. Assim, o estado da arte na região carece de trabalhos de sub-superfície. O presente trabalho acrescenta informações de sub-superfície ao conhecimento científico da região, fornece dados para pesquisas mais abrangentes e ofereceu, ao autor, oportunidade de aplicar o método gravimétrico e as ferramentas essenciais na aplicação do mesmo.

2 METODOLOGIA

Para o desenvolvimento, preparação e elaboração final deste estudo foram cumpridas algumas etapas básicas. Dentre elas, as principais fases e a metodologias empregadas podem ser resumidas da seguinte forma:

- Pesquisa bibliográfica buscando dados pré-existentes, tais como mapas ou publicações referentes ao método aplicado e ao quadro geológico em que a área está inserida;
- Levantamento gravimétrico terrestre conjuntamente ao posicionamento das coordenadas horizontais (X e Y) e altimétricas (Z) das estações, utilizando-se do GPS Diferencial com dados pós-processados;
- Levantamento estrutural concomitante ao levantamento gravimétrico, visando reconhecer a cinemática das falhas e das possíveis dobras;
- Correção diferencial das coordenadas através da utilização do software GPS Pathfinder Office o qual possui rotinas necessárias para gerenciar um projeto de coleta, que permite corrigir, editar e visualizar dados adquiridos no campo;
- Reprocessamento de dados gravimétricos do estudo de Fries (2008) por meio da plataforma OASIS/MONTAJ da Geosoft Inc;
- Processamento dos dados estruturais utilizando-se do OpenStereo, um programa de código aberto produzido por Grohmann, C.H., Campanha, G.A.C. e Soares Junior, A.V.
- Reduções, correções e cálculos dos valores das anomalias gravimétricas regionais e residuais de dados obtidos em campo em conjunto com aqueles de trabalhos anteriores, para posterior elaboração do mapa da anomalia Bouguer através do OASIS/MONTAJ da Geosoft Inc;
- Processamento, análise e interpretação dos dados gravimétricos por meio de aplicação de filtros e rotinas específicas de tratamento de dados através do OASIS/MONTAJ da Geosoft Inc;
- Integração dos dados geofísicos e estruturais para elaboração do modelo tectônico e crustal da área;
- Modelagem dos dados gravimétricos com uso do software GM-SYS da Northwest Geophysical Associates (NGA).

2.1 Materiais Utilizados

Os equipamentos utilizados neste projeto pertencem ao DGA – Departamento de Geologia Aplicada e DPM – Departamento de Petrologia e Metalogenia, do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP de Rio Claro, e são os seguintes:

- Gravímetro Lacoste & Romberg, modelo G987, com precisão de centésimos de miligal;
- GPS Diferencial Pathfinder Pro XR da Trimble;
- Bússola Clar para levantamento estrutural;
- Microcomputadores; além dos equipamentos, serão utilizados os seguintes softwares nas etapas de escritório:
 - Plataforma OASIS/MONTAJ da Geosoft Inc. para redução, tratamento e representação dos dados gravimétricos;
 - GPS PATHFINDER Office da Trimble para correção diferencial das coordenadas X, Y e Z. Este software possui rotinas necessárias para gerenciar um projeto de coleta, que possibilita além da correção, a edição e visualização dos dados adquiridos no campo
 - MICROSOFT EXCEL para confecção de planilhas de cálculo para os dados inicialmente levantados no campo;
 - GMSYS da Northwest Geophysical Associates (NGA), para modelagem crustal a partir dos dados gravimétricos.
 - Openstereo, um programa de código aberto produzido por Grohmann, C.H., Campanha, G.A.C. e Soares Junior, A.V, para a visualização dos dados estruturais;
 - ARCGIS da ERSI para interpretação e integração dos mapas para melhor visualização

3 GEOLOGIA BACIA DO PARANÁ

A área de estudo está inserida no contexto geológico da Bacia do Paraná, mais precisamente, no flanco Nordeste desta. A Bacia do Paraná é uma vasta bacia intracratônica, desenvolvida completamente sobre a crosta continental (ZALÁN *et al.* 1987), preenchida por um pacote estratigráfico composto por rochas sedimentares e magmáticas, cujas idades variam do Ordoviciano ao Cretáceo (MILANI *et al.* 2007). A bacia possui forma ovalada com eixo maior NNE-SSW (1750 km de comprimento), com largura média de 900 km (ZALÁN *et al.* 1987), sendo seu contorno atual definido por erosão comum ou por erosão intensificada por tectonismo (arcos ou soerguimentos). A Nordeste, a bacia é limitada pela Flexura de Goiânia, a Oeste pelo Arco Assunção e a Leste pelo embasamento soerguido e o Arco de Ponta Grossa.

A área atual da bacia abrange os territórios do Brasil, Paraguai, Argentina e Uruguai totalizando 1,5 milhão de quilômetros quadrados. Deste total, 1,1 milhão de quilômetros quadrados estão no Brasil, compreendendo parte dos estados de Mato Grosso, Mato Grosso do Sul, Goiás, Minas Gerais, São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul, como pode ser observado na Figura 3.



FIGURA 3 – Mapa de localização da Bacia do Paraná (SIQUEIRA,2011).

O conjunto de rochas sedimentares e vulcânicas representa a superposição de pacotes depositados, no mínimo, em três diferentes ambientes tectônicos, que ocorreram durante a

dinâmica de placas que conduziu a evolução do Gondwana no tempo geológico, (ZALÁN *et al.*, 1987).

3.2 Estratigrafia

A espessura máxima de rochas sedimentares e vulcânicas alcança 6 000 m no centro geométrico da bacia. Os derrames de lava basáltica, que podem atingir até 1 700 m de espessura, recobrem cerca dois terços da porção brasileira da bacia (ZALÁN *et al.* 1987). As associações litoestratigráficas da Bacia do Paraná e sedimentações posteriores, na região dos altos estruturais, podem ser verificadas na Coluna Estratigráfica da Bacia do Paraná da região nordeste da bacia (Figura 5).

Através das sondagens elétricas verticais, a PAULIPETRO estimou que na região entre a cidade de Charqueada e o Rio Piracicaba, a espessura da cobertura sedimentar varia de 950 a 1 470 metros; e que na proximidade da cidade de Piracicaba e da cidade de São Pedro, a espessura varia de 1 000 a 500 metros, conforme foi citado por Fries (2008).

3.2.1 Embasamento

O embasamento foi formado durante a formação do paleocontinente Gondwana pelo aglutinamento de vários núcleos cratônicos (terrenos granulíticos e de granitos-*greenstones*), que estão rodeados de diversos cinturões orogênicos (rochas metassedimentares deformadas, granitos e faixas de crátons isotopicamente remobilizadas) dispersamente cobertos por sedimentos de molassa do Brasileiro. (ZALÁN *et al.*, 1987). De acordo com Cordani *et al.* (1984) o núcleo cratônico central seria o Rio Paranapanema.

O embasamento da região nordeste da Bacia do Paraná é composto pelo cinturão orogênico de Uruaçu (Proterozóico Médio) e dois maciços rochosos de Guaxupé e Goiás, formados no arqueano e remobilizados durante o Ciclo Brasileiro (ZALÁN *et al.*, 1987).

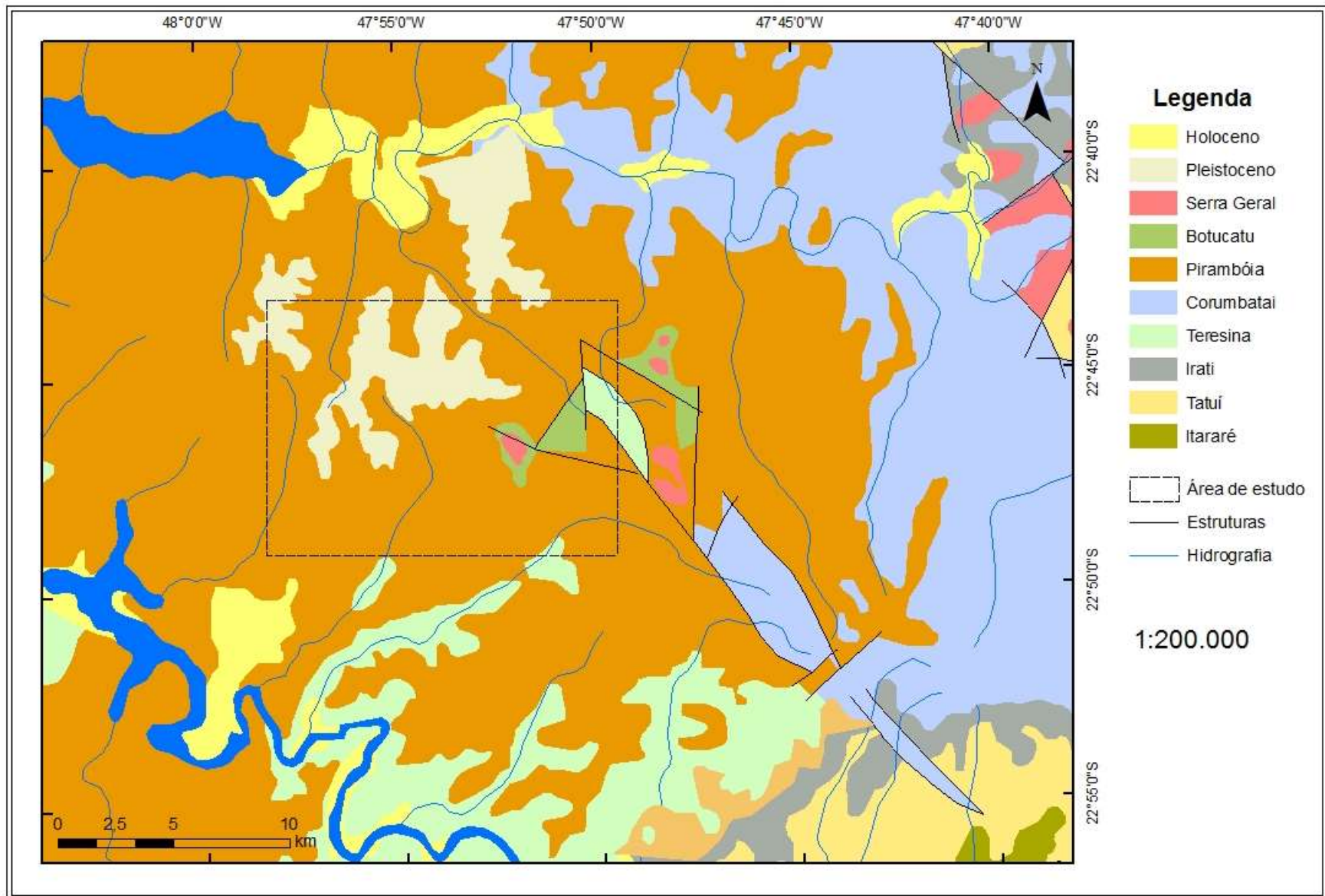


FIGURA 4 – Mapa Geológico Local (CPRM, 2006).

MESOZOICA	CRETACEO	SERRA GERAL	100	DERRAMES DE BASALTOS COM LENTES DE ARENITO NA BASE. DIQUES E SOLEIRAS DE DIABASIO (<i>Basalto e diabasio = materia-prima para brita</i>)	MAGMATISMO FISSURAL	
	JURASSICO	BOTUCATU	100	ARENITOS SEM SELECIONADOS COM GRAOS SEM ARREDONDADOS E SEM ESFERICOS, POUCA ARGILA	CONTINENTAL: DESERTICO	
	TRIASSICO	PIRAMBOIA	150	ARENITOS COM GRAOS ARREDONDADOS E ESFERICOS, DIVERSOS NIVEIS DE LAMITOS	CONTINENTAL: FLUVIAL E DESERTICO	
PALEOZOICA	PERMIANO	PASSA DOIS	CORUMBATAI	100	SILTITOS CONTENDO LENTES DE ARENITOS FINOS ARGILITOS, SILTITOS, ARENITOS FINOS, NIVEIS DE CALCARIOS DOLOMITICOS E COQUINAS (<i>Argilitos = materia-prima para a industria ceramica da regio de Rio Claro</i>)	CONTINENTAL: LACUSTRE TRANSICIONAL: PLANICIE DE MARE
		IRATI	Mb. Assistencia Mb. Taquaral	40	FOLHELHOS, SILTITOS, FOLHELHOS PIROBETUMINOSOS, CALCARIOS DOLOMITICOS (<i>pedregos de calcario no sigilo de Assistencia, pedregos e Piracicaba/Sobrinho</i>)	TRANSICIONAL: LAGUNA MARINHO RASO: PLATAFORMA
	ITARARE	TATUI	60	SILTITOS E SILTITOS ARENOSOS	TRANSICIONAL: PLANICIE COSTEIRA MARINHO RASO: PLATAFORMA	
		Grupo ITARARE (indiviso no Estado de São Paulo)	900	ARENITOS, SILTITOS, VARVITOS E DIAMICTITOS (ALGUNS VERDADEIROS TILITOS) (<i>Arenitos = reservatorios de agua subterranea em poços profundos da regio</i>)	CONTINENTAL (GLACIAL): ALUVIAL - LEQUES E FLUVIAL; LACUSTRE TRANSICIONAL: DELTAS MARINHO (GLACIO-MARINHO): PLATAFORMAL	
	CARBONIFERO	EMBASAMENTO		GRANITOS, MIGMATITOS, GNAISSES, XISTOS, QUARTZITOS		

FIGURA 5 – Coluna Estratigráfica da Bacia do Paraná na região, segundo Perinotto (2008), mod. de Soares & Landim (1975).

Grupo Itararé

Compreende numa sequência sedimentar de idade permo-carbonífera, sendo representado litologicamente por arenitos, siltitos, varvitos e diamictitos (SCHNEIDER *et al.*, 1974). Associada à um paleo-ambiente continental (glacial, fluvial e lacustre) e misto marinho (glácio-marinho) (PERINOTTO & ZAINÉ, 2008).

Formação Tatuí

A Formação Tatuí, datada do período Permiano, possui lamitos de coloração marrom arroxeado ou cinza esverdeado, dentro desses podem ocorrer, na porção média da Formação, uma fina camada de conglomerados e siltitos argilosos (SOARES, 1972). Associada à um paleo-ambiente um misto de planície costeira e plataforma (PERINOTTO & ZAINÉ, 2008).

Grupo Passa Dois

Subdivide-se entre duas formações: Irati na base e Corumbataí em seu topo.

Formação Irati

A Formação Irati consiste basicamente de folhelhos Neo-Permianos ricos em matéria orgânica amorfa. A formação subdivide-se em Membros Taquaral, na base, e Assistência, no topo. O Membro Taquaral é constituído por folhelhos cinza escuro a claro e siltitos (SCHNEIDER et al., 1974). O Membro Assistência, por sua vez, é constituído por folhelhos pretos betuminosos geralmente associados a calcários dolomíticos (SCHNEIDER et al., 1974). Os folhelhos do membro Assistência têm, em média, 2% do seu peso em carbono orgânico e pode alcançar até 23% (LISBOA, 2006). Nesta litologia, a matéria orgânica do tipo 1, algálica e liptinítica, é dominante. (ZÁLAN et al., 1990). Associada à um paleo-ambiente misto de laguna e plataforma (PERINOTTO & ZAINE, 2008).

Formação Corumbataí

A Formação Corumbataí, datada do fim do Permiano ao início do Triássico, é constituída por siltitos contendo lentes de arenitos finos, argilitos, siltitos, arenitos finos, níveis de calcários dolomíticos e por coquilhas (SCHNEIDER, 1974). Associada à um paleo-ambiente continental (lacustre) e misto (planície de maré) (PERINOTTO & ZAINE, 2008).

Grupo São Bento

Encontra-se subdividido em 3 formações representadas da base para o topo pelas formações Pirambóia, Botucatu e Serra Geral.

Formação Piramboia

A Formação Piramboia é constituída de arenitos esbranquiçados, amarelados e avermelhados com grãos sub-arredondados e esféricos intercalados por alguns níveis de lamitos (CAETANO-CHANG, 1997). As estruturas sedimentares são marcadas por estratificação cruzada acanalada ou planar e estratificações plano-paralelas nas porções lamíticas (CAETANO-CHANG, 1997). Associada à um paleo-ambiente continental fluvial e desértico do período Triássico (PERINOTTO & ZAINE, 2008)

Formação Botucatu

A Formação Botucatu é constituída de arenitos com estratificação cruzada, acanalada ou planar, com raras intercalações compostas por arenitos com estratificação plano-paralela (ASSINE *et al.*, 2004). Está associada à um paleo-ambiente continental desértico (PERINOTTO & ZAINE, 2008).

Formação Serra Geral

Compreende uma grande sequência derrames básicos toleíticos em formas de diques e soleiras. É resultado principalmente por vulcanismo fissural iniciado quando ainda ocorria a sedimentação da Formação Botucatu (SCHNEIDER *et al.*, 1974). Segundo Ernesto *et al.* (1999), a partir de resultados de datações geocronológicas ^{40}Ar - ^{39}Ar , as intrusões jurássicas ocorreram entre 132 e 130 Ma.

Os fatores que condicionam o formato do corpo magmático são tectônicos e estratigráficos. Segundo Soares (1981 *citado por* PETERSOHN, 2006), no caso do flanco ENE da Bacia do Paraná, a ocorrência de soleiras é indício de um campo de tenções de caráter compressional cujo eixo de maior esforço é horizontal. De acordo com o mesmo autor, as formações Irati e Ponta Grossa são os níveis preferenciais de intrusão destas soleiras devido a maior concentração de matéria orgânica. A espessura média destas soleiras é da ordem de 50 a 100 metros, o formato predominante destas estruturas é em lençol e, em alguns casos, estes corpos podem acompanhar formas dômicas pré-existentes nas encaixantes (SOARES, 1981 *citado por* PETERSOHN, 2006).

Os diques do flanco ENE da bacia ocorrem principalmente ao longo dos rios Piracicaba e Corumbataí, nas Serras de São Pedro e Itaqueri preenchendo fraturas e falhas nas estruturas de Pitanga, Pau D'Alho e Jibóia (FRIES, 2008). Estes corpos têm contato superior discordante com as formações subsequentes e na maior parte da bacia encontra-se em fase de erosão, segundo Ladim *et al.* (1980).

Em termos de composição, as rochas básicas da região nordeste da Bacia apresentam maior concentração de álcalis e pertencem à família de alto TiO_2 (BELLIENI *et al.*, 1988).

3.1 Quadro Estrutural

A estrutura da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo é dividida em três homoclinais sub-horizontais com mergulhos convergentes. Apesar do ângulo de mergulho variar sistematicamente da periferia para o interior da bacia e localmente nas proximidades de falhas ou dobramentos, o termo "homoclinal" ainda é cabível (SOARES, 1974).

O homoclinal do Paranapanema situa-se na parte sul do estado e apresenta mergulhos menores que 1° e orientação EW/N. Na bacia dos rios Jacaré-Guaçu e Jacaré-Pepira o arqueamento das camadas gera uma estrutura cujo eixo é orientado segundo N20/30W. Na bacia hidrográfica do Rio Mogi-Guaçu as camadas têm mergulho dominante para N45E, formando o homoclinal do Mogi-Guaçu (SOARES, 1974).

3.2.1 Elementos Tectônicos

As antigas faixas móveis, oriundas dos processos de aglutinação do Gondwana, formam uma malha de zonas de fraqueza de orientação NE e NW. Estes elementos tectônicos compõem um padrão de feições lineares em forma de "X", como pode ser observado na Figura 6. De maneira menos expressiva, também são encontrados lineamentos de orientação E-W, como foi reconhecido por Bacocoli & Aranha (1984). Os elementos tectônicos regionalmente mais expressivos (NE e NW) constituem tanto falhas simples como extensas zonas de falhas com centenas de quilômetros de comprimento.

De acordo com Zalán et al. (1987), as reativações recentes destas duas famílias de elementos tectônicos foram são responsáveis pelo controle da evolução de todos os aspectos geológicos da Bacia do Paraná. Os movimentos ao longo delas tiveram componentes horizontais e verticais influenciando significativamente a sedimentação de várias unidades estratigráficas, embora cada componente influenciando em um período diferente.

Os elementos de orientação NW-SE refletem as feições mais antigas do embasamento, como as falhas de Itu, Piraí, Cururu e Cachoeira (PIRES NETO, 1996). Estes alinhamentos passam a ter grande importância a partir do Jurássico Superior, por ser a principal direção de alojamento dos pulsos de magma básicos causados pela reativação Wealdeniana, como é o caso do Arco de Ponta Grossa. Os elementos de orientação NE-SW tem baixa densidade e estão associados a estruturas brasileiras da borda Leste da Bacia do Paraná como as falhas de

Jacutinga e Guaxupé (SOUSA, 2002). Os indícios de movimentações transcorrentes são, relativamente, muito mais comuns nestes alinhamentos (ZALÁN *et al.*, 1987).

Os alinhamentos E-W são pouco compreendidos na Bacia do Paraná. O estudo de Assumpção (1989) sugere a relação com esforços gerados pelo fato da plataforma continental ser estreita e haver uma rápida transição da crosta continental para a oceânica, portanto uma drástica variação lateral na densidade crustal. Segundo Bott & Dean (1972; citado por ASSUMPCÃO, 1989), o drástica aumento da densidade da crosta na trasição da crosta continental para oceânica, dentre outros fatores, pode gerar esforços tracionais na crosta continental perpendiculares à linha da costa (e esforços compressionais menores na crosta oceânica).

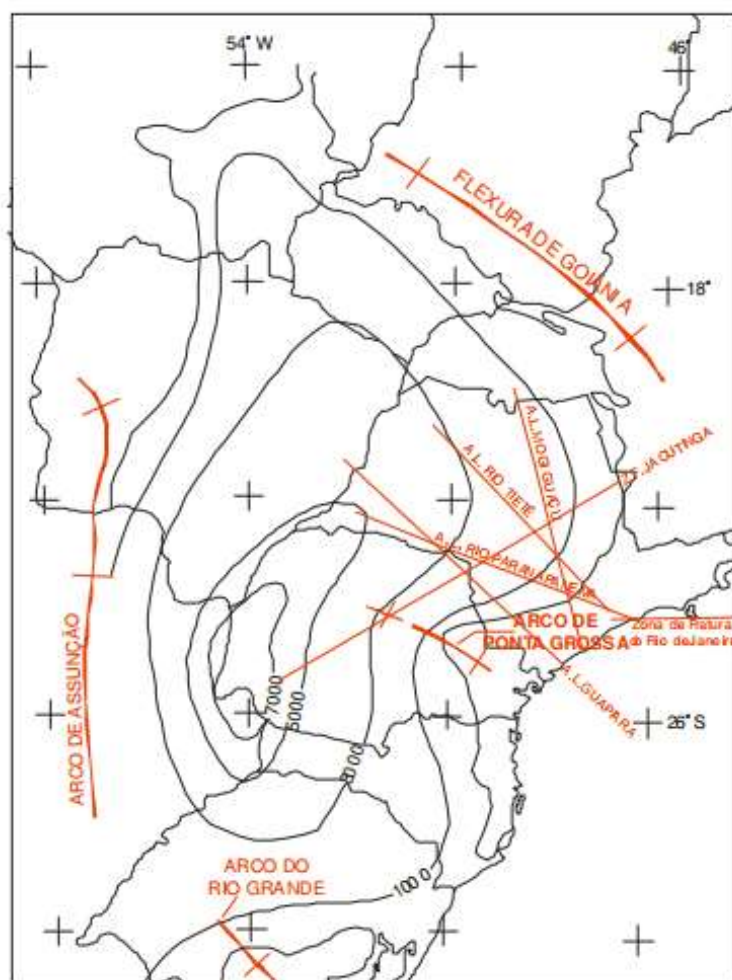


FIGURA 6 – Mapa dos principais alinhamentos estruturais da Bacia do Paraná. (GODOY, 2006; modificado de RICCOMINI, 19

O flanco Leste da bacia do Paraná é a região que apresenta maior intensidade de dobramentos, como foi estudado Tommasi (1973), Andrade (1970) e Soares (1971). Das supersequências organizadas por Milani (2007), somente a Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo) podem ser encontradas no flanco nordeste da bacia. De acordo com Zalán (1987), as sedimentações do Siluriano-Devoniano ficaram restritas às porções centrais e noroeste.

3.3 Quadro Estrutural

Na região nordeste da Bacia do Paraná, região na qual este estudo foi realizado, os tipos básicos de estruturas são as falhas isoladas, sistemas lineares de falhas, *horst* e graben, domos e dobras; sendo que estas formas comumente ocorrem associadas. A área deste estudo está nas proximidades da estrutura Pau D'Alho e abrange o limite norte da porção oeste do Sistema de Falhas Rio das Pedras-Piracicaba. Estas estruturas serão melhores detalhadas a seguir.

3.3.1. Falhas e o Sistema Rio das Pedras-Piracicaba.

Os falhamentos ocorrem isolados ou como sistemas lineares. Os sistemas lineares (ou zonas de falhamento) apresentam planos verticais, rejeitos são inferiores a 100 m, associações de forma descontínua com intrusivas, relações de paralelismo ou sub-paralelismo com o acamamento e concordância estrutural (sintéticas, ou seja, o bloco baixo está voltado para o centro da bacia). De acordo com Soares (1974), estes sistemas podem ser responsáveis por mudanças no mergulho de camadas dentro de um raio de 10 km, a partir do plano de falha. O sistema Rio das Pedras-Piracicaba é composto por falhas normais de orientação N 10°- 20°. Nas falhas descritas por Soares (1974), são comuns deslocamentos em torno de 50 m podendo atingir até 100 m.

A sul de Piracicaba, este sistema forma capas, a oeste; e lapas, a leste, sem grandes alterações no mergulho. Vale observar que este sistema de falhas tem uma orientação semelhante e parece ser uma continuidade da Falha Transcorrente de Itu, que, segundo o mapeamento da CPRM (2006) é de idade Brasileira.

Os falhamentos isolados possuem pouca expressão, seus rejeitos são inferiores a 20 m e estão frequentemente associados aos diques de diabásio. Algumas destas falhas são reversas e com rejeitos inferiores a 3 m, planos com inclinação próxima a 60°. Embora rara, existem

falhas de cavalgamento, com rejeitos aproximados de 2 m e mergulho inferior a 20° (SOARES, 1974).

3.3.2 Horsts e Grabens - Estrutura Pau D'Alho

A estrutura Pau D'Alho foi interpretada pela primeira vez como um anticlinal por Washburne (1930). Atualmente, é sabido que a estrutura Pau D'Alho é um sistema composto por Horst e Graben. Esta teoria foi inicialmente proposta por Castro (1973), que interpreta a estrutura como um alto estrutural formado por um sistema de falhas normais de orientação NW, que através do basculamento dos blocos alçou as rochas da Formação Corumbataí ao mesmo nível das rochas da Formação Pirambóia. Posteriormente, Soares (1974) descreve a estrutura com maior detalhe.

O sistema de *horst e graben* de Pau D'Alho e Fazenda Milhá, limitados por falhas de grande rejeito, são testemunhos da zona de movimentação tectônica mais intensa da região dos altos. Atualmente, esta zona é parte do divisor de águas dos rios Piracicaba e Tietê e se destaca pela presença de morros testemunhos capeados por basalto formando relevos com altitudes superiores a 700 m, mais de 100 m acima da média regional, e pelo forte basculamento exibido em superfície. Estas estruturas são caracterizadas por um sistema de falhas em que a direção predominante é N40/ 50W (SOARES, 1974).

A Falha de Monte Branco, denominada por Soares (1974), é a principal e apresenta direção plano N40W associada a intrusivas por toda sua extensão (cerca de 20km). A Nordeste desta falha, sobrelevaram-se os blocos de Pau D'Alho e o de Milhá. O bloco do Serrote está estruturalmente rebaixado (SOARES, 1974).

O bloco Pau D'Alho é limitado a Nordeste pelo sistema de falhas da Boa Esperança, que é constituído de duas falhas paralelas, uma associada a um dique passa a Sul da Fazenda Boa Esperança, onde aparecem pequenos morros alinhados, e a segunda situa-se no Arroio alinhado junto a esta fazenda. Estas falhas se unem e sofrem uma inflexão para Sul, a Norte do Monte Branco, fechando o bloco de Pau D'Alho contra a falha do Monte Branco. A noroeste este bloco é limitado por falhas em direção N40E passando junto a Fazenda São Pedro, no Córrego do Mico, como pode-se observar na Figura 8. Esta zona de falha está associada ao mergulho e metamorfismo dos siltitos da Formação Estrada Nova e a intrusiva que ocorrem na estrada de Piracicaba para Anhembi (SOARES, 1974).

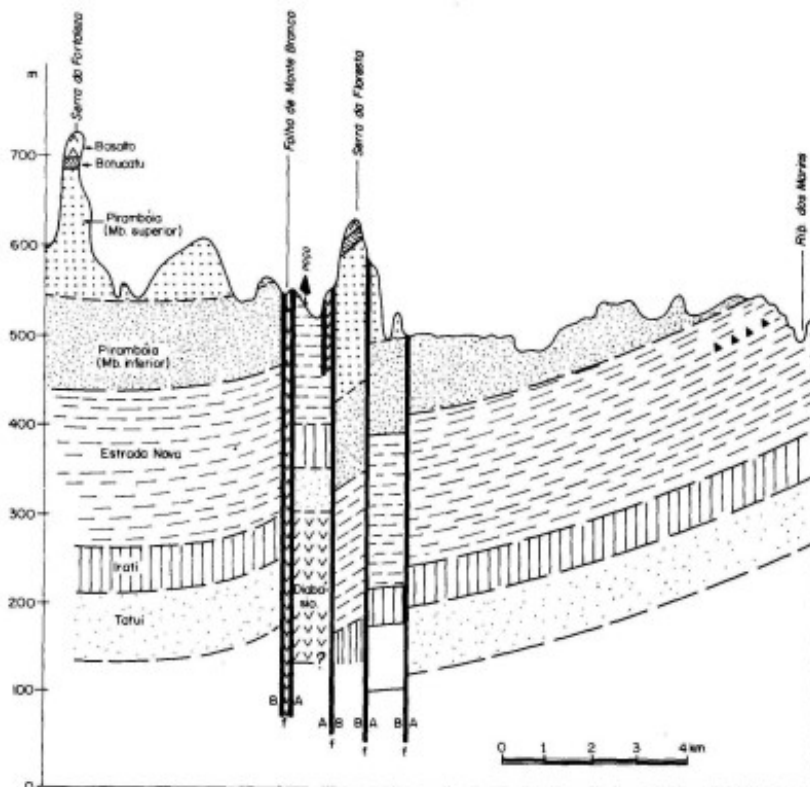


FIGURA 7 – Perfil Geológico do Horst de Pau d’Alho por Soares (1974).

Limitando o bloco rebaixado estão as falhas da Serra da Floresta, da Serra da Fortaleza e a de Pau D’Alho, associada à intrusiva. A disposição dos mergulhos confirma uma estrutura de blocos falhados, com morros adernados em diferentes direções. Os altos ângulos de mergulho, até 25°, das camadas presentes no bloco baixo são interpretadas como falhas de arrasto. Enquanto que a parte central da estrutura, o bloco alto, apresenta camadas sub-horizontais (SOARES, 1974).

Nas projeções de onze medidas estruturais (Figura 9) obtidas em um pequeno afloramento de diabásio, apesar da pequena representatividade, pode-se observar a orientação dominantes, N 340°, com mergulho subvertical para W, é paralela à Falha de Monte Branco, identificada por Soares (1974).

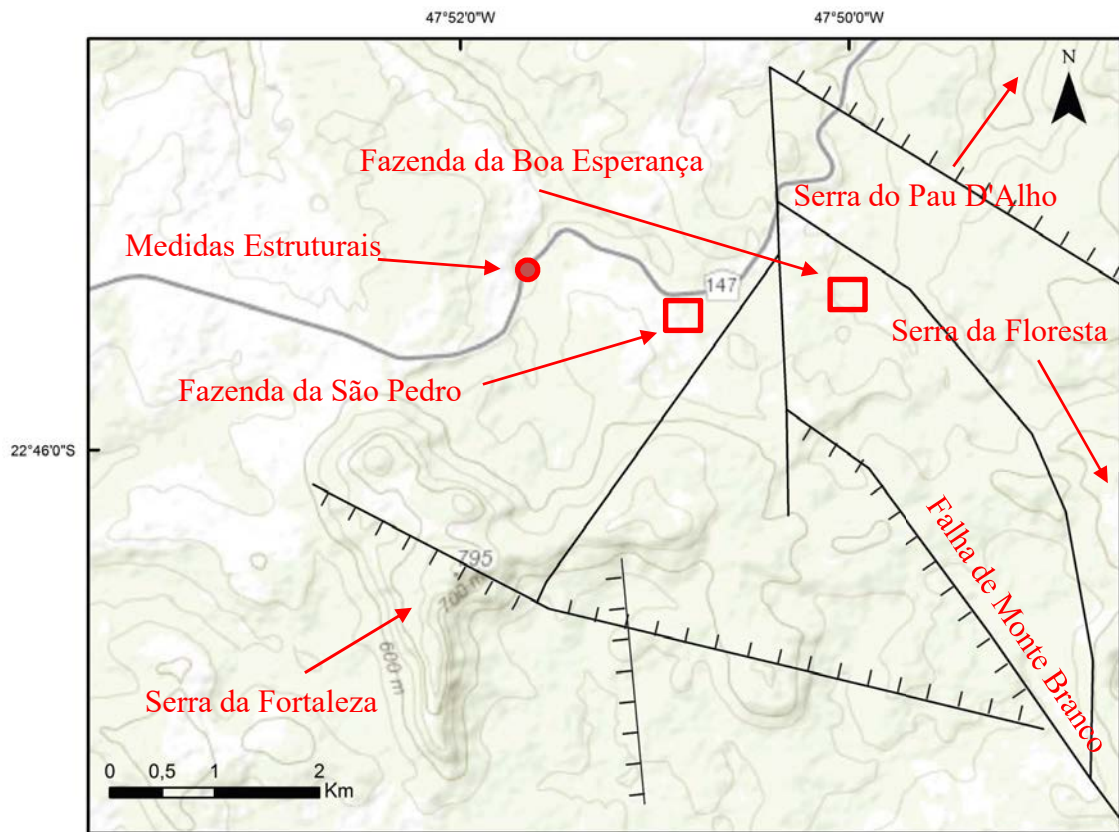


Figura 8 – Mapa topográfico com estruturas mapeadas pela CPRM (2006), as referências utilizadas por Soares (1974) e as modificações propostas neste estudo.

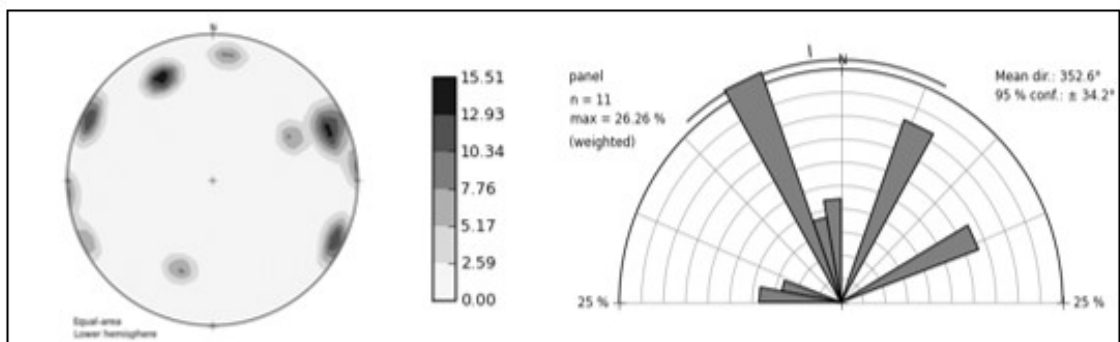


FIGURA 9 – Estereograma e roseta das medidas estruturais obtidas em afloramento da Fm. Serra Geral (indicado na Figura 17).

3.4 Evolução Geológica Registrada no Flanco Nordeste da Bacia do Paraná

No Alto Estrutural Pitanga, o mais estudado até então devido às suas dimensões, Siqueira (2011) propõem uma provável sucessão de regimes de esforços: 1. distensão NW-SE, permotriássica, responsável pela colocação de diques clásticos na Formação Corumbataí de deformações sin-sedimentares na Formação Pirambóia; 2. distensão NE-SW, durante o magmatismo toleítico eocretáceo da Formação Serra Geral; 3. Regime transcorrente, com compressão WNW-ESSE e distensão NE-SW a NNE-SSW. 4. Regime transcorrente com compressão NE-SW e distensão NW-SE; 5. Distensão NW-SE, responsável por falhas normais de direção NE que seccionam terraços fluviais recentes; 6. Compressão NW-SE, com reativação das falhas NE.

Segundo Sousa (2002), que estudou as estruturas de Pitanga, Artemis, Pau D'Alho e Jibóia, o primeiro evento consiste em um regime tectônico distensivo sin-deposicional à Formação Tatuí. Este evento gerou falhas normais de direção NW-SE e pequeno rejeito rotacionado resultando na formação da litofácies Ibicatu (MORALES, 1997). O segundo evento é dado pela posição de corpos básicos da Formação Serra Geral durante o Juro-Cretáceo, que indica uma distensão local NE-SW. O terceiro evento consiste no regime distensivo NW-SE, associado à abertura do Atlântico (fim do Mesozóico ao Terciário Superior). Portanto, falhas normais NE-SW, que controlam a sedimentação de coberturas cenozoicas da região de estudo, podem ser consideradas como a propagação destes esforços para o interior da placa (SOUSA, 2002).

3.4.1 Hipóteses Genitivas dos altos estruturais

A origem destes altos estruturais ainda é controversa. Existem diversas hipóteses envolvendo eventos tectônicos ou atectônicos. As hipóteses atectônicas explicam o arqueamento pela intrusão concordante de rochas no pacote sedimentar ou da compactação diferencial sobre irregularidades paleotopográficas. As hipóteses tectônicas explicam o arqueamento através do surgimento de esforços horizontais ou verticais associados à reativação Wealdeniana.

Hipóteses Atectônicas

A grande quantidade de intrusões concordantes de diabásio no pacote sedimentar da Bacia do Paraná somada ao fato de que a espessura de corpos concordantes é semelhante à sobrelevação gerada por estes nos estratos de sedimentos acima, são informações que levam à hipótese de que os altos estruturais foram produzidos pela intrusão destes corpos concordantes. Porém, perfurações da PETROBRAS nos Altos de Pitanga e Artêmis, mostram a presença de maiores espessuras de diabásio no flanco das estruturas em comparação com os topos (SOARES, 1974).

Hipóteses Tectônicas

Soares (1974), defende que a falta de continuidade nestas estruturas descarta a hipótese da influência de esforços compressoriais externos à bacia na formação dos Altos Estruturais. As estruturas pontuais podem resultar da reativação de estruturas herdadas do embasamento, o que é um fenômeno de ocorrência relativamente comum em bacias intracratônicas segundo Rostirolla (2000).

Segundo Riccomini (1995) os principais alinhamentos, desta região da bacia, são os do Rio Paranapanema, Rio Moji-Guaçu, Rio Tietê (NW-SE) e o prolongamento da zona de Falha de Jacutinga (NE-SW). O alinhamento do Rio Moji-Guaçu engloba uma série de intrusões alcalinas e nas proximidades do cruzamento com o alinhamento Estrutural do Rio Tietê e com a zona de Falha de Jacutinga ocorrem os Altos Estruturais de Pitanga, Artemis, Pau d'Alho e Jibóia.

Esta relação entre a gênese dos Altos Estruturais e a reativação de zonas de falha é uma hipótese proposta por diversos autores. Almeida (1981) atribui uma reativação triássica de falhamentos NW aos altos estruturais de Pau D'Alho, Pitanga e Jibóia. Rostirolla (2000), considera o Alto Estrutural de Quatiguá como consequência da reativação da Zona de Falha de Jacutinga, de orientação NE, existente no embasamento da bacia, por dois eventos. O primeiro, transpressivo e com cinemática NE sinistral, na passagem Permiano-Triássico, formando uma estrutura-em-flor positiva. O segundo, de caráter transcorrente distensivo, provavelmente dextral ao longo das falhas NE, ocorreu durante e/ou após o magmatismo Serra Geral que resultou em uma estrutura negativa com o bloco central elevado, semelhante à estrutura presente na área deste estudo (Figura 7).

Siqueira (2011), que relaciona o Alto Estrutural de Pitanga com os lineamentos do Rio Moji-Guaçu, orientado na direção NW-SE, e do Rio Tiête, de direção NNW-SSE. A reativação por um evento com caráter transpressivo WNW-ESE (σ_2 para ENE-WSW), e posterior a Fm. Serra Geral.

Sousa (2002) atribui a origem dos Altos Estruturais mais próximos da área deste estudo, os de Pau D'Alho, Jibóia e de Pitanga à uma tectônica distensiva (σ_1 vertical) com esforços trativos NE-SW a ENE-WSW, pré ou sin-Fm. Serra Geral.

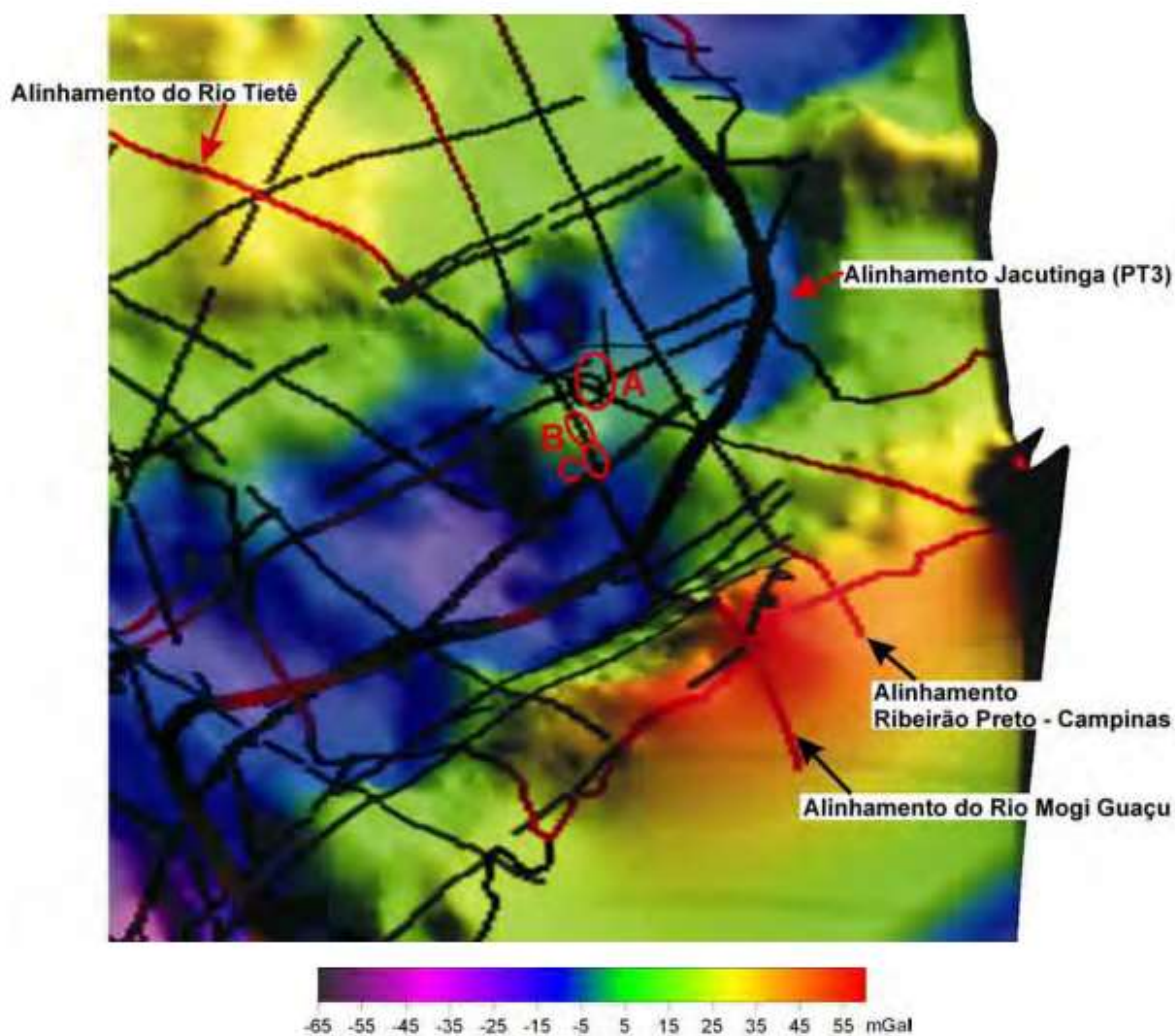


Figura 10: Mapa de anomalia gravimétrica da Bacia do Paraná de Godoy (2006; modificado de Quintas (1995), com os alinhamentos estruturais, segundo Soares (1991) e Riccomini (1995), sobrepostos.

4 AQUISIÇÃO DE DADOS – CAMPANHA GRAVIMÉTRICA E GEORREFERENCIAMENTO.

A escolha de uma malha com estações gravimétricas equidistantes em 1.5 km para este levantamento foi feita considerando geologia estrutural local, que é constituída de blocos estruturais relativamente pequenos, como o bloco alto da Fm. Teresina que tem aproximadamente 5 km², vide mapa Geológico (Figura 4).

4.1 Georreferenciamento

A utilização do GPS Diferencial Pathfinder Pro XR da Trimble (Figura 11) para aquisição dos dados de posicionamento foi simultânea ao levantamento gravimétrico. Vide o *apêndice 1* para maiores informações sobre os sistemas de Geoposicionamento Diferencial.



FIGURA 11 – Antena de captação, componente do GPS Diferencial Pathfinder Pro XR da Trimble.

4.1.2 Processamentos dos Dados de Posicionamento

A estação base de referência escolhida para a correção diferencial fica localizada em Curitiba – PR, e suas características estão descritas na Tabela 1.

Datum	WGS-84
Longitude	49°20'26,33174''W
Latitude	25°26'00,30697''S
Altitude	952,840 m
Receptor	TRS TRIMBLE de 12 canais; L1; SNR Mask4; Elevation Mask10; PDOP Mask8; PDOP Switch8;
Horário Universal de Greenwich	Três (3) horas a mais do que a hora local da região Sul/Sudeste do Brasil, exceto em horário de verão.
Altura da Antena	1,365 m
Antena	CompactL1 com Plano de Terra
Ajuste de ponto	Rede Geodésica da SEMA/IBGE
Formato dos dados	SSF, “zipados” no formato .EXE autoexpansível
Taxa de Gravação	05 segundos (Código C/A + fase L1)

TABELA 1 – Características da estação base de Curitiba – PR.

Estas estações denominadas de base ou de referência fazem parte de uma rede nacional de estações monitoradas e disponibilizadas via Internet pela Empresa Santiago e Cintra - fornecedora do equipamento - a partir de um *login* e senha fornecidos pela empresa ao usuário.

No entanto, para a correção diferencial das coordenadas utilizou-se o programa GPS Pathfinder Office, cujas rotinas permitem transferir os dados do coletor para um computador onde são corrigidos, editados e visualizados.

Para se chegar ao dado pós-processado, algumas etapas foram executadas, tais como:

- 1-) Transferência dos dados do coletor para o computador;

- 2-) Início da correção diferencial;
- 3-) Seleção dos arquivos rover;
- 4-) Seleção dos arquivos base;
- 5-) Confirmação dos arquivos de base selecionados;
- 6-) Especificação da posição de referência;
- 7-) Confirmação dos ajustes da posição de referência;
- 8-) Geração de arquivos corrigidos;
- 9-) Diagnósticos de problemas;
- 10-) Saída dos dados corrigidos em forma de planilhas.

4.3 Levantamento Gravimétrico



FIGURA 12: Gravímetro LaCoste & Romberg, utilizado no levantamento gravimétrico (Fernandes, 2010)

Utilizando o gravímetro LaCoste & Romberg (Figura 12), foram instaladas 90 estações gravimétricas em uma área de 125 km² (Figura 13). Estas estão restritas ao flanco Norte da anomalia, resultando em estações gravimétricas equidistantes em 1.5 km. O foco no flanco Norte da anomalia gravimétrica previamente identificada por Fries (2008) restringiu a área de estudo permitindo, assim, a maior densidade de estações.

Este levantamento foi baseado no método de linha gravimétrica fechada, que consiste numa poligonal, que se obtém ao iniciar e encerrar a linha gravimétrica em estações base, que são locais cuja gravidade é conhecida. A estação base utilizada no presente estudo pertence à rede gravimétrica secundária do Estado de São Paulo implantada pelo Instituto Astronômico e

Geofísico IAG/USP da Universidade de São Paulo e localiza-se em um marco (obelisco) em frente à Igreja matriz na cidade de Rio Claro – SP e possui os seguintes dados de localização (em coordenadas UTM e geográficas):

- Latitude (Y): 7.519.341
- Longitude (X): 236.237
- Latitude: 22°24' 63'' S
- Longitude: 47°33' 67'' W
- Altitude: 624 metros

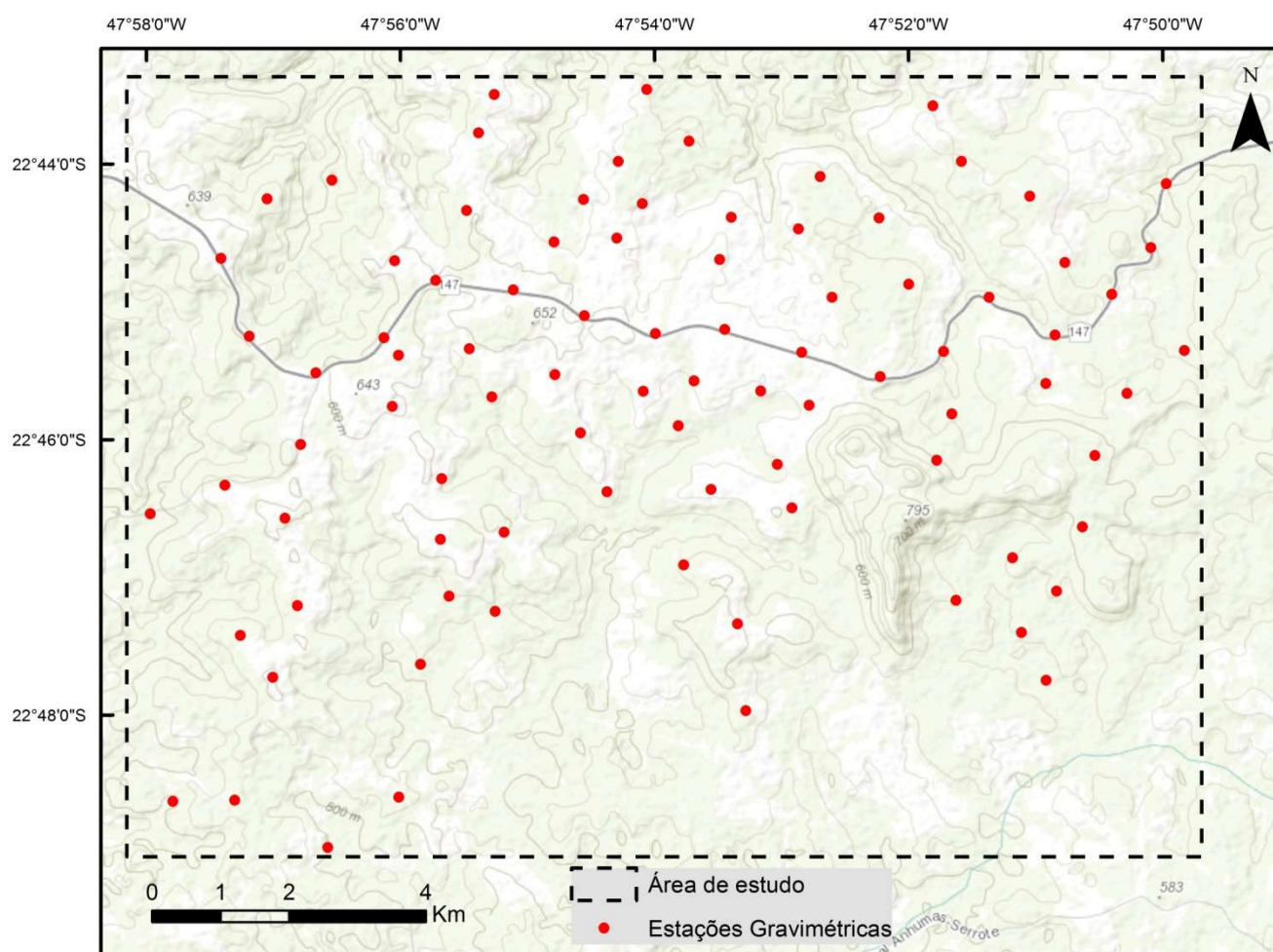


FIGURA 13– Mapa de localização das estações gravimétricas.

5 RESULTADOS

5.1 Mapas

Os mapas elaborados neste estudo (ANEXO 1 – MAPAS GRAVIMÉTRICOS) foram obtidos a partir de *grids* gerado pelo método da mínima curvatura. Para a localização geográfica das estações, foi empregado o sistema de coordenadas UTM, zona 23, S do meridiano de Greenwich. O elipsóide de referência utilizado foi o *SAD 69* para a América do Sul (IBGE).

A superfície de mínima curvatura (BRIGGS, 1994) é a superfície mais suave ajustável aos dados. Este algoritmo é útil para trabalhar com dados nos quais grandes variações são esperadas pois gera resultados de distorções reduzidas. O método estima valores nos nós de um *grid* grosseiro (usualmente 8 vezes o tamanho final do *grid*). Esta estimativa é baseada no inverso da distância média das estações gravimétricas dentro de um raio específico de busca (se não houver dados dentro deste raio, a média de todos os dados no *grid* é utilizada). Um método iterativo é empregado para ajustar o *grid* de maneira que as estações fiquem próximas aos nós do *grid*. Após o alcance de um ajuste aceitável, o tamanho das células do *grid* é dividido por dois. O mesmo processo é repetido de forma cíclica, sempre utilizando o último *grid* gerado, até que a superfície de mínima curvatura se ajuste ao tamanho de célula final.

Os mapas foram tratados com a ferramenta “*Colour Shaded Grid Image*” (Geosoft, 2005), que utiliza o método da equalização do histograma da imagem. De acordo com Queiroz & Gomes (2001), o processo de equalização de histograma visa o aumento da uniformidade da distribuição de níveis de cinza de uma imagem, sendo usualmente empregado para realçar diferenças de tonalidade na imagem e resultando em diversas aplicações, em um aumento significativo no nível de detalhes perceptíveis.

A partir do mapa de variação de densidade que corresponde aos valores obtidos em campo, foi gerado o mapa de anomalia Bouguer. A redução Bouguer é o melhor processo de redução de dados considerando o relevo pouco acidentado da área de estudo.

A através da transformada rápida Fourier pode-se estimar a profundidade de populações de fontes gravimétricas (ou magnéticas). As anomalias de grande comprimento de onda são oriundas de fontes mais profundas, portanto, associadas a estruturas regionais. As anomalias de menor comprimento de onda são oriundas de fontes mais rasas, portanto, estão associadas às heterogeneidades superficiais, que em geral são mais pontuais. Essa transformada possibilita a geração do Espectro de Potencial Radial associado à profundidade estimada da fonte de onda

(Figura 14). Através deste artifício, pode-se realizar a separação do regional (fontes profundas) do residual (fontes rasas) e estimar profundidades.

5.2.1 Definição das Características dos Filtros.

Os filtros têm a função de facilitar a interpretação dos dados. Para facilitar o início da etapa de modelagem os filtros foram utilizados para atenuar os efeitos de fontes regionais (profundas), onde segundo à literatura, existe uma menor variação litológica e geometrias menos complexas, que, no caso da Bacia do Paraná, é o embasamento.

Segundo Spector & Grant (1970) profundidade das fontes anômalas (Figura 14 – gráfico inferior) é estimada utilizando o espectro de energia e uma expressão que considera a declividade do espectro (Apêndice 1- Espectro de Potência Ponderado Radialmente).

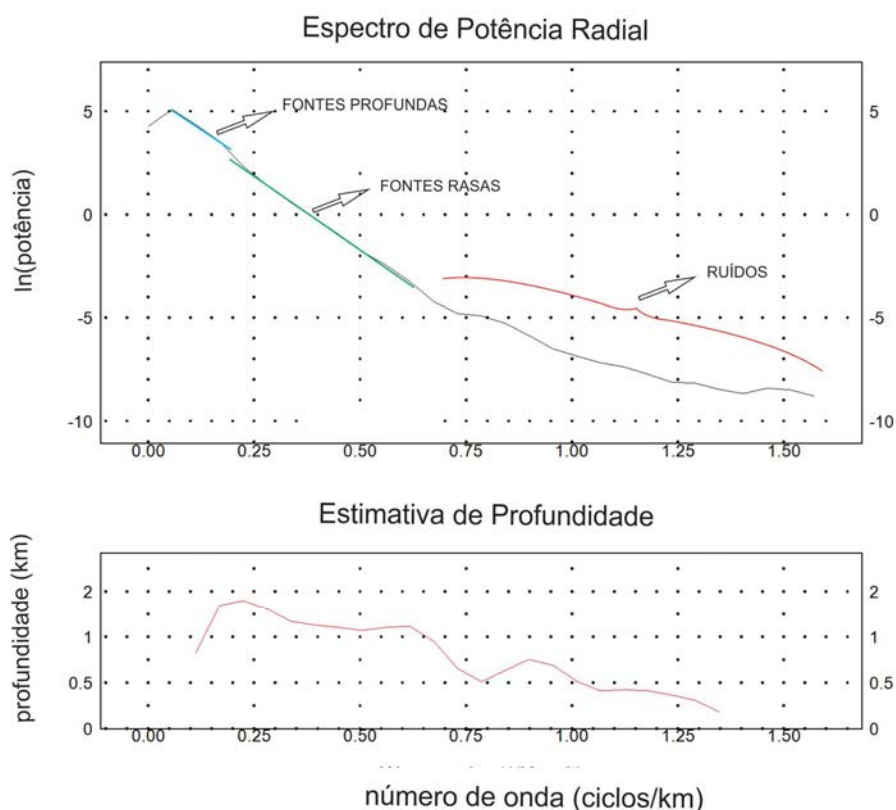


FIGURA 14– Espectro de Potência Radial associado à profundidade estimada da fonte de onda.

De acordo com Spector & Grant (1970), o espectro foi dividido em segmentos de reta separados por inflexões. O segmento cujos valores de número de onda (eixo x da Figura 14) são baixos, é considerado como representação das fontes mais profundas; o segmento cujos

valores são intermediários, é considerado como representação das fontes mais rasas e os segmentos cujos valores são baixos, refletem os ruídos.

5.3 Modelagem

A relação angular ortogonal entre o secção modelada e a orientação principal das estruturas geológicas da área é importante representação destas estruturas. A orientação principal das estruturas geológicas da área foi estipulada através das informações da literatura, principalmente Soares (1974), sobre a geologia estrutural da área, os poucos dados estruturais obtidos em campo (Figura 9) e os dados obtidos através de imagens de satélite (Figura 15).

5.3.1 Parâmetros Físicos

Foram utilizados os valores médios das densidades obtidas por Cavallaro (2013). A densidade média do embasamento foi considerada como $2,8 \text{ g/cm}^3$, a dos sedimentos $2,1 \text{ g/cm}^3$ e o diabásio $2,9 \text{ g/cm}^3$. Na modelagem, foi empregada a tecnica de criar estratos com $0,01 \text{ g/cm}^3$ de diferença mantendo os valores acima como média aritmética. Esta técnica tem como objetivo a simulação da variação de densidade do embasamento. Os efeitos deste artifício são discutidos Apêndice 2.

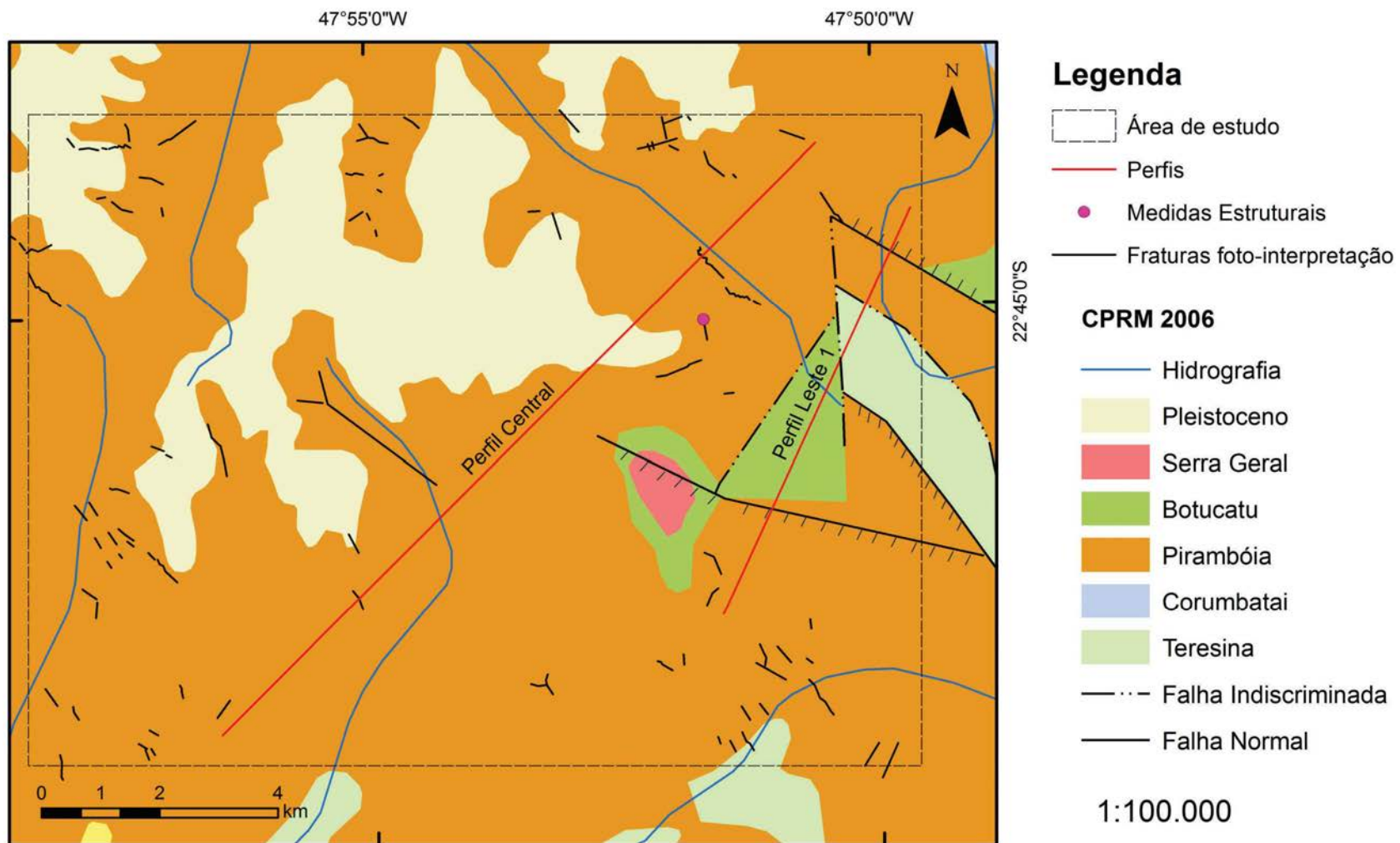


FIGURA 15 – Mapa Geológico da CPRM (2006) com posição dos perfis de modelagem, afloramento fonte das medidas estruturais e fraturas foto-interpretadas.

5.3.1 Modelagem Do Perfil Central

Neste modelo, a soma dos rejeitos não ultrapassa os 150 m , a espessura média da Fm. Pirambóia, no flanco nordeste da bacia, segundo Soares & Landim (1973). Portanto este modelo está de acordo com o mapeamento da CPRM (2006), que mapeou as rochas aflorantes na região da secção deste perfil como pertencentes à Fm. Pirambóia. A profundidade do embasamento está de acordo com os estudos da PAULIPETRO (1980, *citado por* Fries 2008).

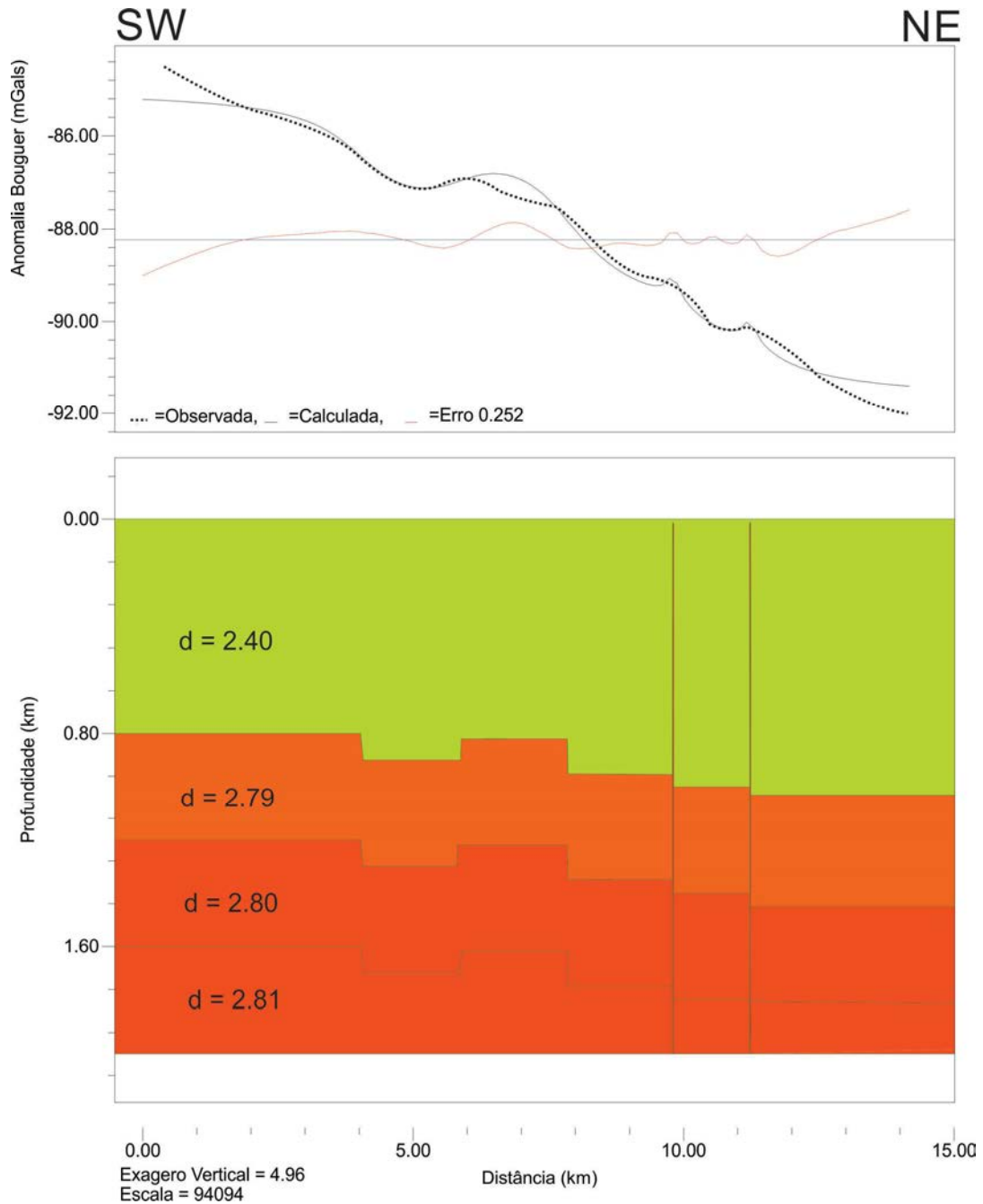


FIGURA 16 – Modelo 1.

5.3.2 Modelagem Do Perfil Leste

Este modelo tem como base o perfil proposto por Soares (1974) para a estrutura do Pau d'Alho; as falhas, do sistema Rio das Pedras – Piracicaba, estão posicionadas segundo o mapeamento realizado pela CPRM (2006) e a profundidade do embasamento está de acordo com os estudos da PAULIPETRO (1980, citado por Fries 2008).

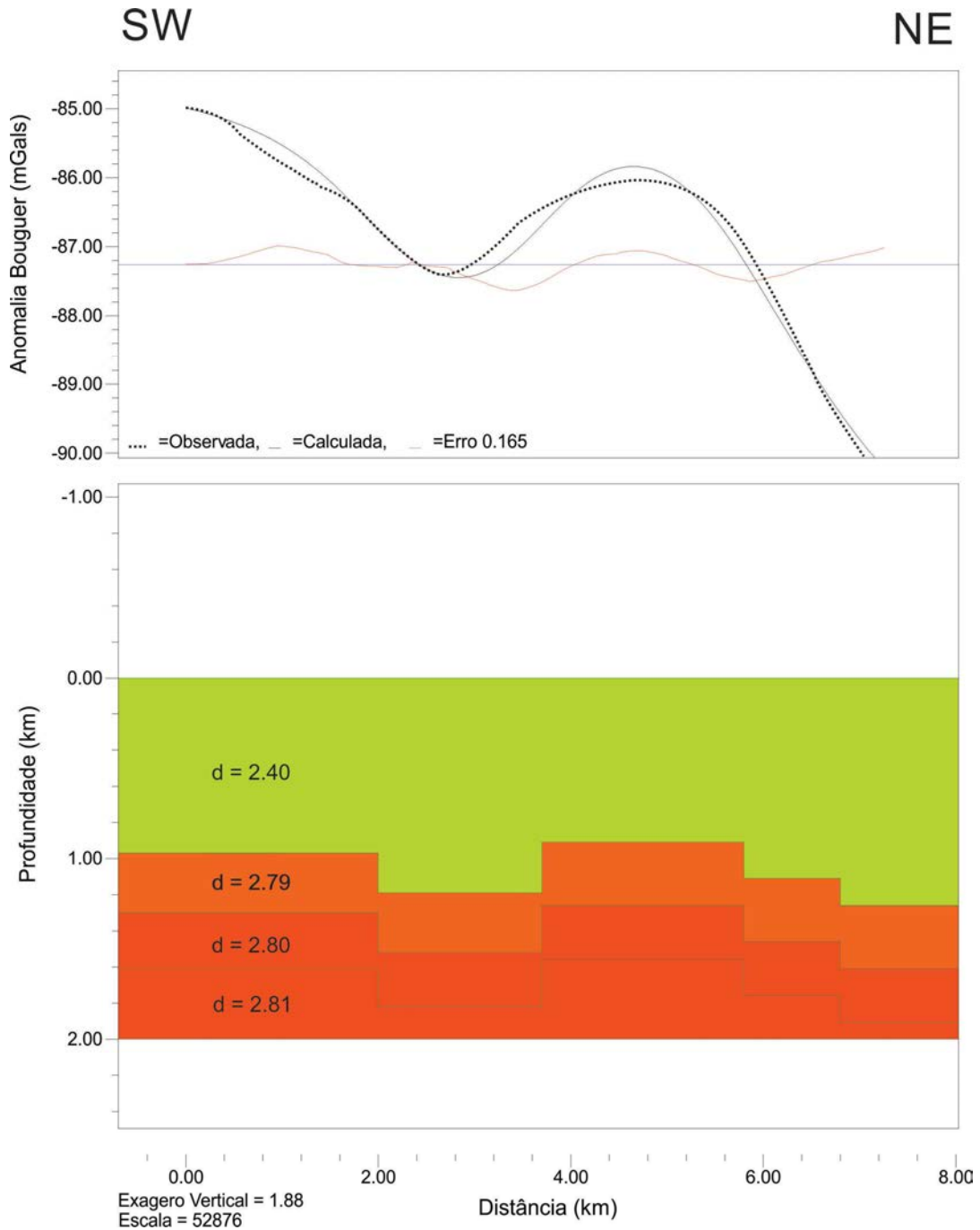


FIGURA 17– Modelo 2.

A figura abaixo é um esquema do MODELO 3 considerando as espessuras aproximadas da coluna estratigráfica da Bacia do Paraná na região modificada por Perinotto (2008) de Soares & Landim (1975) (vide Figura 9).

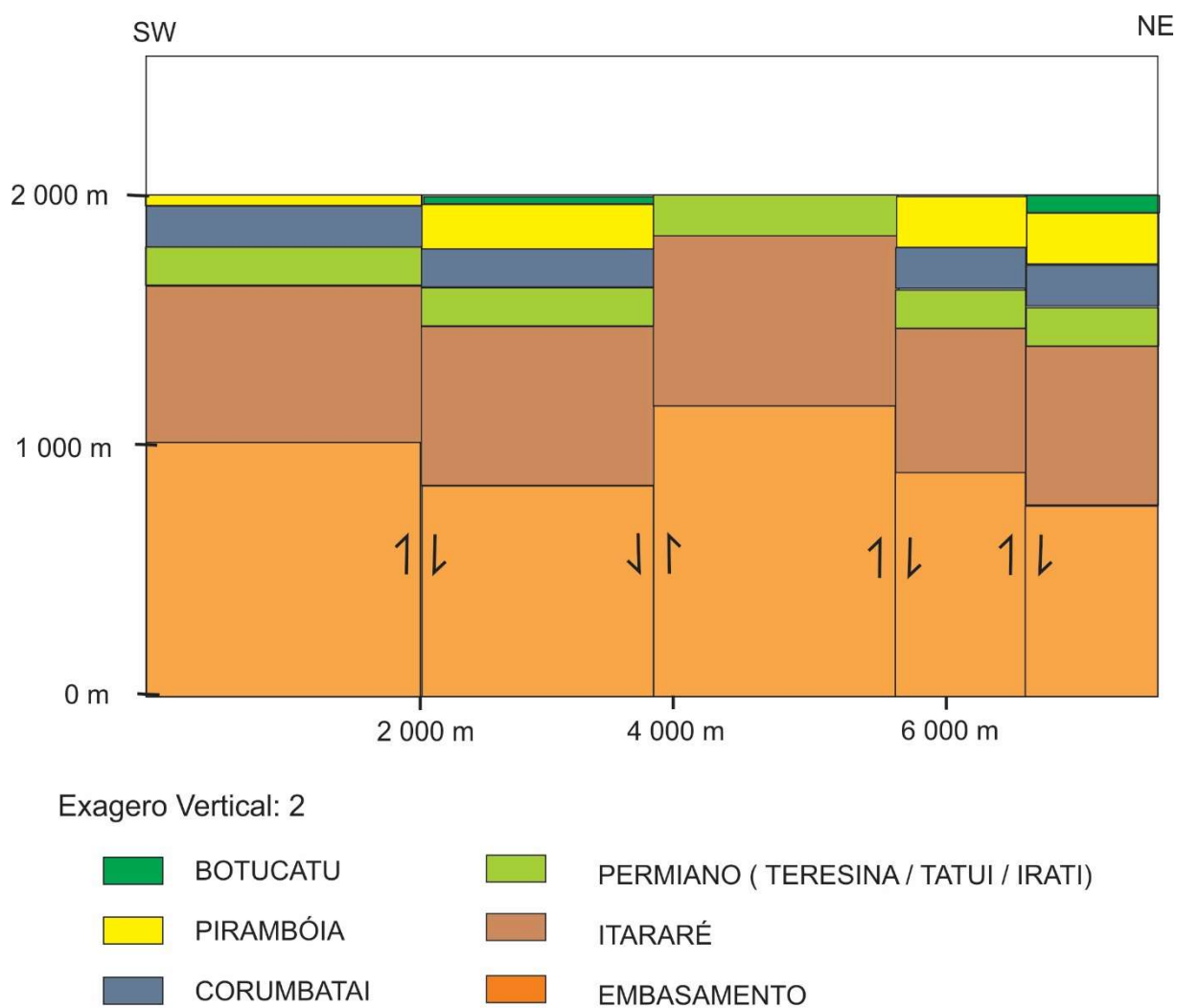


FIGURA 18 – Esquema estratigráfico do modelo 2.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os modelos geológico - geofísicos desenvolvidos neste estudo corroboram a geologia estrutural descrita em estudos anteriores pois concordam com as estruturas previamente mapeadas e contém um baixo valor de erro (a relação entre a resposta calculada do modelo e a resposta obtida no levantamento). As falhas modeladas seguem as características básicas descritas por Soares (1974) para a região ao Sul de Piracicaba e o posicionamento espacial identificado pela CPRM (2006); a profundidade do embasamento está de acordo com as informações levantadas por sondagens elétricas verticais realizadas pelo consórcio PAULIPETRO (1980, citado por Fries 2008) e as formações estratigráficas têm valores de espessuras aproximados aos os valores apresentados na coluna estratigráfica da região de Soares & Landim (1973) e afloram na superfície de acordo com o mapa geológico da CPRM (2006).

Observando as 19, 21 e 22, pode-se notar que o bloco A1 corresponde ao bloco alto onde aflora a Fm. Irati/Teresina; o bloco B1 corresponde ao bloco baixo que preservou a Fm. Botucatu; o bloco A2 corresponde ao bloco relativamente alto onde aflora a Fm. Pirambóia e o bloco B2 corresponde ao bloco baixo que preservou parte da a Fm. Botucatu e Fm. Serra Geral.

Existe uma notável semelhança entre o mapa de sinal analítico da anomalia Bouguer/Butterworth para atenuar fontes profundas (Figura 19) e o mapa geológico da CPRM (2006). Neste mapa, pode-se observar os reflexos do movimento dos blocos na intensidade dos processos erosivos pelo fato das zonas de afloramento de litologias mais antigas apresentarem anomalias positivas profundas (indicando blocos altos); e das zonas de afloramento de litologias mais recentes apresentarem anomalias negativas profundas (indicando blocos baixos).

Pode-se observar na Figura 23, que a anomalia correspondente ao bloco baixo B2 aparece no mapa de fontes baixas como uma anomalia positiva e, no mapa de fontes rasas, aparece como uma anomalia positiva. Isto ocorre, pois, o rejeito foi suficiente para que a Fm. Serra Geral, que é uma litologia de maior densidade, fosse preservada no bloco baixo gerando uma anomalia positiva nos mapas de fonte rasa e um relevo mais acentuado (Figura 8).

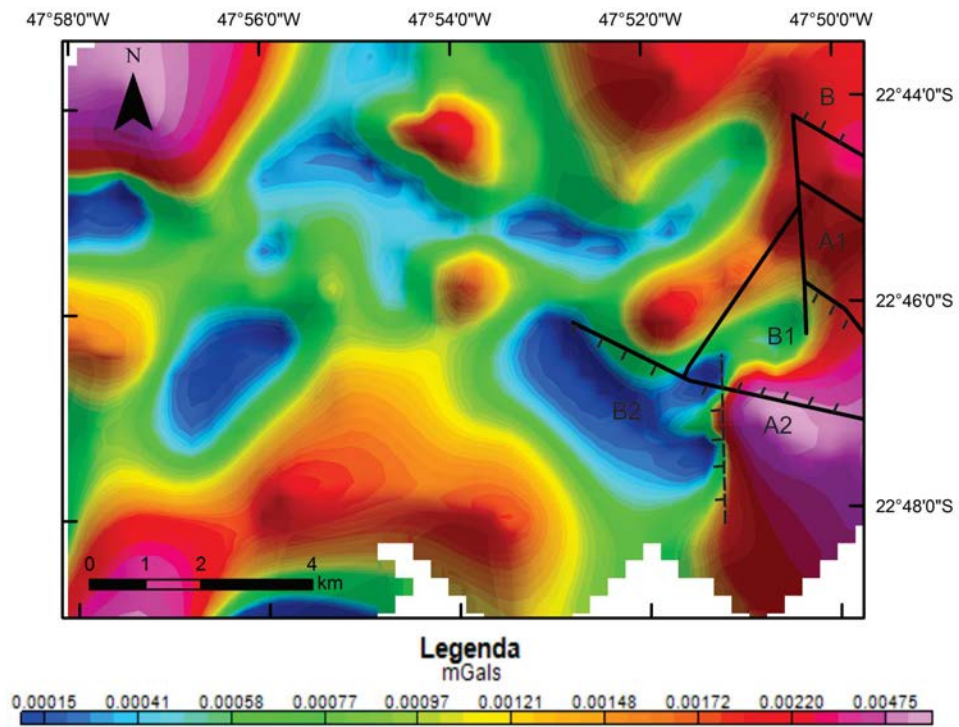


FIGURA 19– Mapa de Sinal analítico da Anomalia Bouguer após filtro Butterworth atenuando as fontes profundas (MAPA 4) com estruturas mapeadas pela CPRM (2006), em linhas cheias, e modificações propostas neste estudo através da linha tracejada.

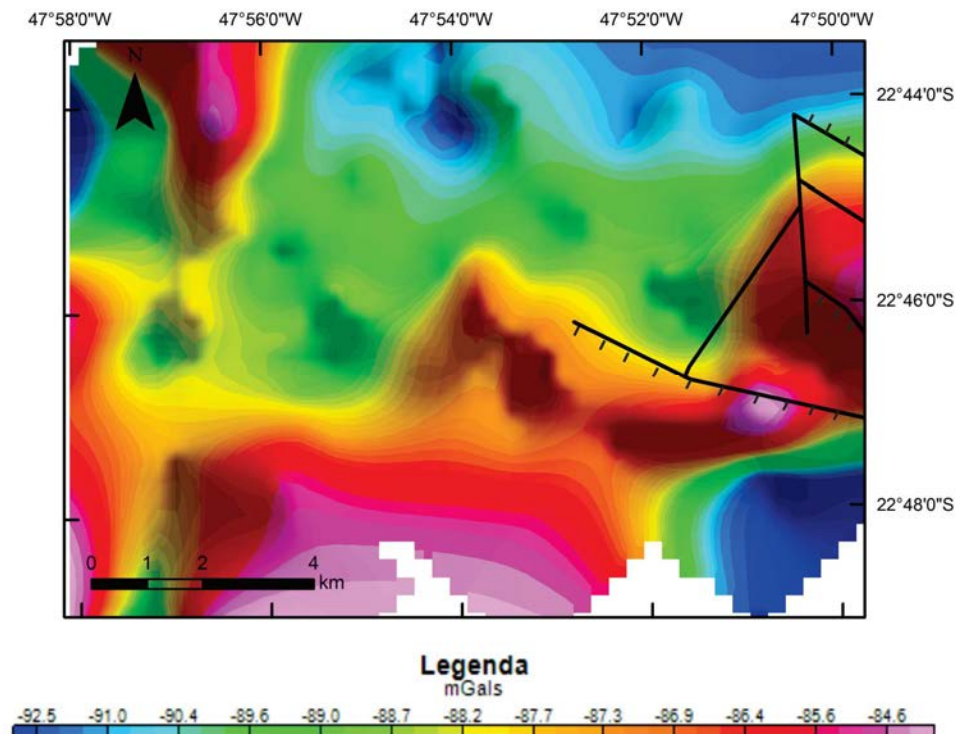


FIGURA 20 – Anomalia Bouguer após filtro Butterworth atenuando as fontes profundas (MAPA 3) com estruturas mapeadas pela CPRM (2006).

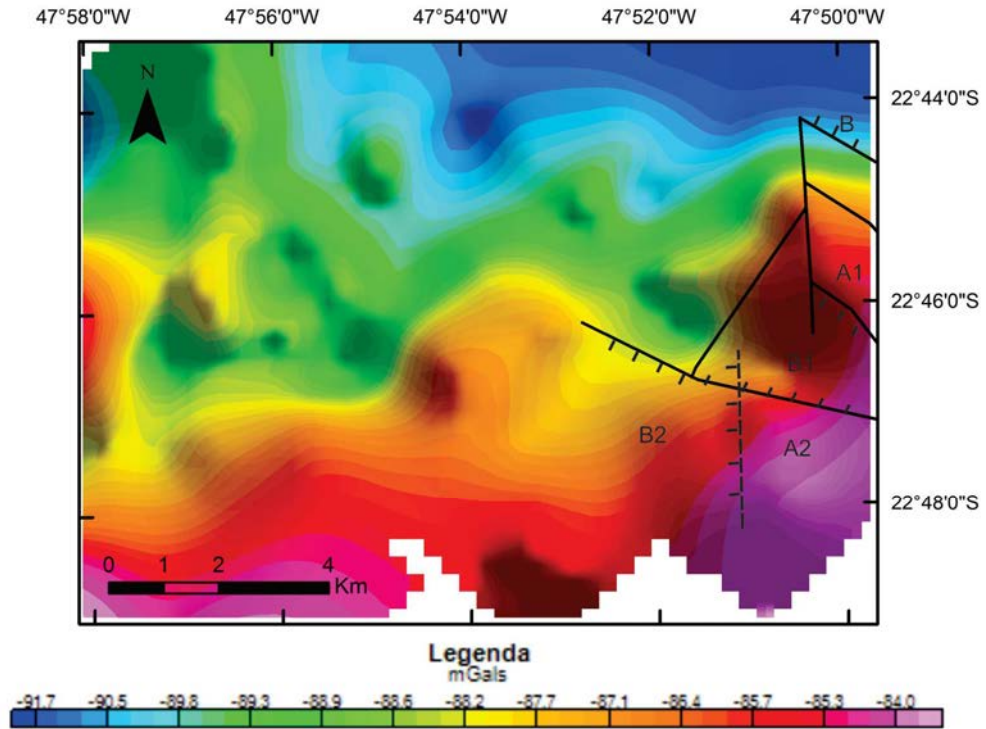


FIGURA 21 – Anomalia Bouguer (MAPA 1) com estruturas mapeadas pela CPRM (2006) e e as modificações propostas neste estudo.

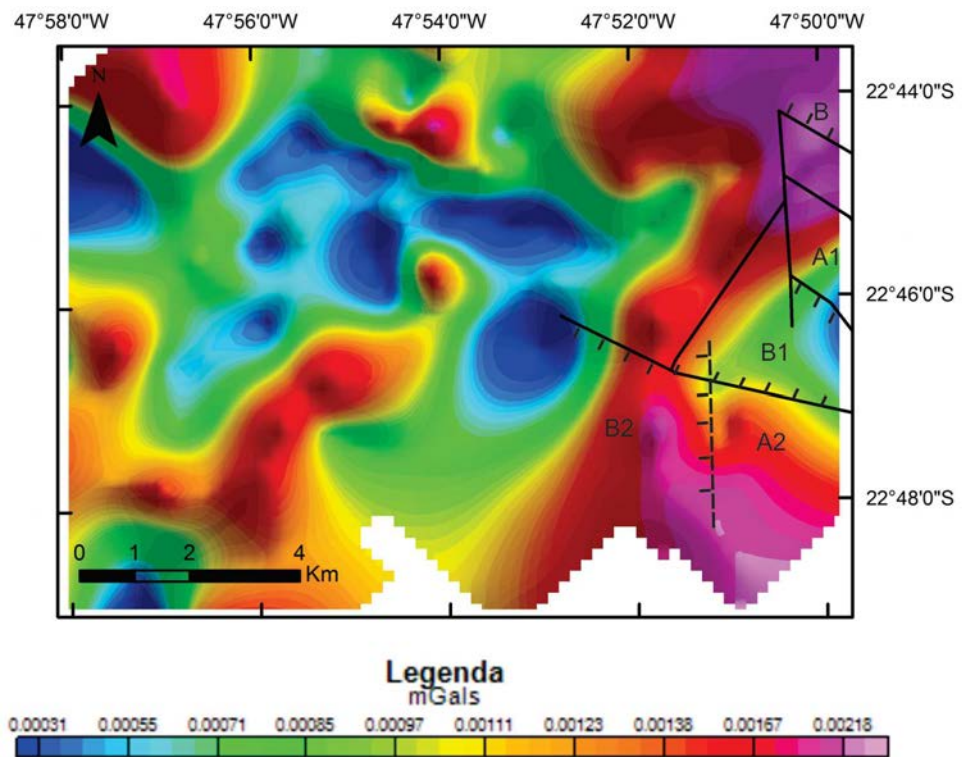


FIGURA 22– Sinal analítico da anomalia Bouguer (MAPA 2) com estruturas mapeadas pela CPRM (2006) e e as modificações propostas neste estudo.

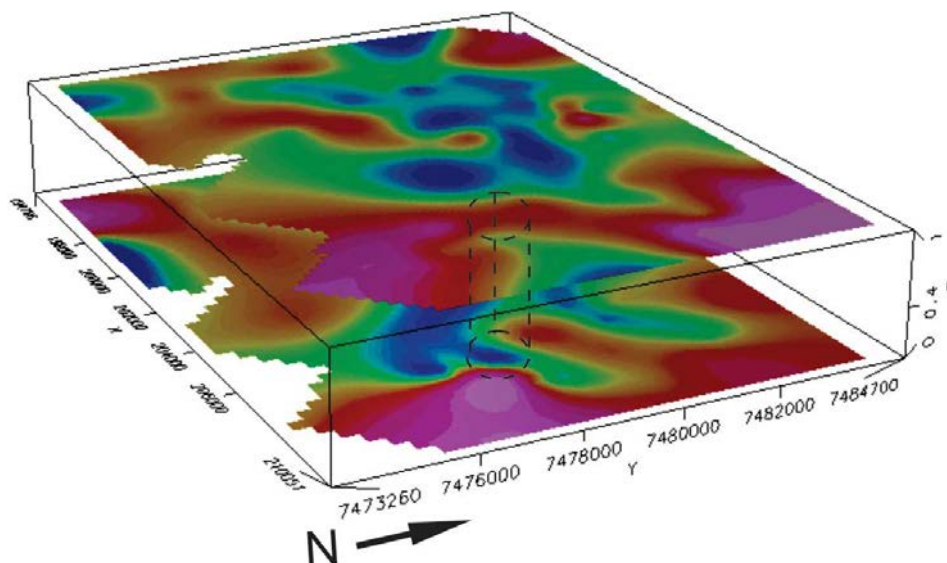


FIGURA 23 – Mapa de sinal analítico da anomalia Bouguer (MAPA 2) sobre o mapa de sinal analítico da anomalia Bouguer após filtro Butterworth para fontes baixas (MAPA 4). Destaque na porção Leste.

De acordo com o mapeamento geológico da CPRM (2006) a falha normal NW-SE localizada mais ao Sul mergulha para SW formando um bloco baixo no extremo Sudeste da área de estudo. Em contraponto, maioria dos mapas obtidos neste estudo indicam a presença de um bloco alto, como pode-se observar nas Figuras 19, 21 e 23. Por este motivo, foi inferida uma nova falha de orientação N-S.

As maiores variações laterais de densidade estão orientadas na direção NE. Esta característica corrobora com a hipótese de um evento de σ_2 para NE-SW posterior à Fm. Serra Geral, pois os derrames basálticos recobrem a formação Botucatu nos blocos baixos.

Os sinais analíticos das anomalias profundas identificadas neste estudo, se considerados como resultantes diretos da geometria dos blocos estruturais, mostram uma configuração semelhantes à descrita por Rostirolla (2000) para o Alto Estrutural de Quatiguá, onde há um bloco central elevado limitado por blocos que estão abatidos mesmo em relação aos blocos externos à estrutura.

7 REFERÊNCIAS

ANDRADE, S. M.; SOARES P. C. (1971). Geologia do Centro Leste do Estado de São Paulo. Ponta Grossa: PETROBRÁS,. (Relatório DESUL, n. 407).

ASSINE,M.L;PIRANHA, J.M.; CARNEIRO,C.D.R. (2004). Os paleodesertos Pirambóia e Botucatu. In: MANTESSO NETO, V; BARTORELLI, A; CARNEIRO, CDR; NEVES,BBB (Orgs.) Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Editora Beca, São Paulo, p. 265-279.

ASSUMPÇÃO, M. (1998) Seismicity and stresses in the Brazilian passive margin. Bulletin of the Seismological Society of America, v. 88, n. 1, p. 160-169,.

BACOCOLI, G., & ARANHA, L. G. (1984). Evolução estrutural fanerozoica do Brasil meridional. Internal reportPetro/. bras (SUPEX), Rio de Janeiro.

BELLIENI, G.; PICCIRILLO, E. M.; COMIN-CHIARAMONTI,P.; MELFI, A.; Da ROIT, P.(1988) Mineral chemistry of continental stratoid volcanics and related intrusives from the Paraná Basin. In: PICCIRILLO, E. M.; MELFI, A. J. The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin - petrogenetic and geophysical aspects. São Paulo: USP,. p.73-92.

BLAKELY, R. J. (1996). Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge University Press.

BRIGGS I.C.(1974). Machine contouring using minimum curvature. Geophysics, 39(1):39- 48.

CAETANO-CHANG, M. R. (1997) - A Formação Pirambóia no centro no centro oeste do Estado de São Paulo. Tese de Livre-docência. UNESP Rio Claro, Instituto de Geociências e Ciências Exatas.

CASTRO, P. R. M. (1973). Contribuição ao Estudo da Estrutura do Pau d' alho (Piracicaba, SP). 87 f. Tese (Doutorado em Ciências) – Faculdade de Engenharia de Limeira, Universidade, Campinas.

CAVALLARO, F.A.(2013). Investigação Geofísica do Alto Estrutural de Anhembi - SP. 2013. Tese (Doutorado em Recursos Minerais e Meio Ambiente) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo,.

CHURCHER, B. (2011). Differential global positioning system.

CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A.; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A.; CUNHA, F.M.B. (1984). Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. Rio de Janeiro, Petrobras (CENPES/SINTEP), 70 p. (Série Ciência –Técnica – Petróleo. Seção: Exploração de Petróleo.

CPRM, (2006). Geologia e recursos minerais do estado de São Paulo sistema de informações geográficas -SIG / CPRM -Escala 1:750.000.

ERNESTO, M., RAPOSO, M. I. B.; MARQUES, L. S.; RENNE, P. R.; DIOGO, L. A.; DE MIN, A. (1999). Paleomagnetism, geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the North-eastern Paraná magmatic province: tectonic implications. *Journal of Geodynamics*, v. 28, p. 321-340.

FEATHERSTONE, W. E., and M. C. Dentith. (1997) A geodetic approach to gravity data reduction for geophysics. *Computers & Geosciences* 23.10. 1063-1070.

FERNANDES, C. E. M. (1984). Fundamentos de prospecção geofísica. Rio de Janeiro.

FRIES, M. (2008) Estudo dos altos estruturais de Pitanga, Artemis, Pau D'Alho e Jibóia (flanco Nordeste da Bacia Sedimentar do Paraná) através dos métodos geofísicos da gravimetria e magnetometria terrestres. 238 f. Tese (Doutorado em Geologia Regional) – Instituto de Geociência e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista “Julio de Mesquita Filho”, Rio Claro, São Paulo.

GEOSOFT (2005). Mapping and processing system. Tutorial and User Guide – V6.1. Geosoft, Inc., Toronto. 271p.

Godoy, D. F. D. (2006). Termotectônica por Traços de Fissão em apatitas dos altos estruturais de Pitanga, Pau d'Alho e Jiboia-Centro do Estado de São Paulo (Doctoral dissertation, Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista).

LISBOA, A. C. (2006). Caracterização Geoquímica Orgânica dos Folhelhos neo-Permianos da Formação Irati-Borda da Bacia do Paraná, São Paulo. Rio de Janeiro. XVIII, 153 p. (COPPE/UFRJ, M.Sc., Engenharia Civil)

MILANI, E. J. (1997). Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul – ocidental.. 255 f. Tese (doutorado em geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre.

MILANI, E. J. et al. (2007). Bacia do Paraná. In: Cartas Estratigráficas. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 265-287, mai/Nov..

MORALES, N.; PERINOTTO, J. A. J.; D' AFFONSECA, F. M. (1997). Evidências de tectônica distensiva sindeposicional à Formação Tatuí na região de Limeira-SP. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DOSUDESTE, 5. Itatiaia. Atas Itatiaia: SBG, 1997. p. 60-61.

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

NEVES, M. A. (1999). Evolução Cenozóica da Região de Jundiaí (SP). Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

PETERSOHN, E. (2006). Evolução térmica de sills encaixados nas formações Irati e Ponta Grossa (Bacia do Paraná) no Estado do Paraná–contribuição para o entendimento da evolução dos sistemas petrolíferos Irati–Rio Bonito/Pirambóia e Ponta Grossa–Itararé. Diss. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná.

PERINOTTO, J.A.J.; ZAINÉ, J.E. (2008). Coluna Estratigráfica da Região de Rio Claro.

PIRES NETO, A. G. (1996). Estudo morfotectônico das Bacias Hidrográficas dos Rios Piracicaba, Capivari, Jundiaí e áreas adjacentes no Planalto Atlântico e Depressão Periférica. Rio Claro: IGCE-UNESP, 71p. Mapas.

QUEIROZ J.E.R; GOMES H. M.(2001). Introdução ao Processamento Digital de Imagens. Departamento de Sistemas e Computação.. UFCG

RICCOMINI, C. (1995). Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-gonduânicos da porção centro-oriental do Estado de São Paulo e áreas vizinhas. São Paulo.

ROBINSON, E.S.; ÇORUH, C. (1988). Basic exploration geophysics. EUA, Ed. John Wiley & Sons, Inc. 562 p.

ROSTIROLA, S. R.; ASSINE, M. L.; FERNANDES, L. A. ARTUR. P. C. (2000). Reativação de paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná – O exemplo do Alto Estrutural de Quatiguá. Revista Brasileira de Geociências. v. 30, n. 4, p. 639-648.

SÁ, N. C. (1994). Reduções e observações gravimétricas: Teoria e prática. Universidade de São Paulo – IAG. 90 p.

SANTOS, J. L. S. (2009). Caracterização estrutural da zona de falha da Cachoeira - UNESP Rio Claro.

SCHNEIDER, R. L.; MÜHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A. A. (1974). Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., , Porto Alegre. Anais...Porto Alegre: SBG, 1974. v.1, p. 41-65.

SHERIFF, R.E.(1989). Geophysical Methods. New Jersey: Prentice Hall,. 605p.

SIQUEIRA, L. F. S. (2011). Tectônica deformadora em sinéclises intracratônicas: a origem do Alto Estrutural de Pitanga, Bacia do Paraná, SP. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

SOARES, P. C. (1972). Arenito Botucatu e Pirambóia no Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., 1972, Belém. Resumos... Belém: SBG,.

SOARES, P. C. & LANDIM, P. M. B. (1973). Aspectos regionais da estratigrafia da Bacia do Paraná no seu flanco nordeste. In: CONGR. BRAS. GEOLOGIA 27, Aracaju, SBG. Anais, Aracaju, SBG, V. 1, p. 243 – 56.

SOARES, P.C. (1974). Elementos estruturais da parte nordeste da Bacia do Paraná: Classificação e Gênese. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, 1974. Anais, Porto Alegre, SBG, v. 4, p. 107-121.

SOUSA, M. O. L. (1997). Caracterização Estrutural do Domo de Pitanga –SP. Dissertação (Mestrado em Geociências) –Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

SOUSA, M. O. L. (2002). Evolução Tectônica dos Altos Estruturais de Pitanga, Ártemis, Pau D' Alho, e Jibóia – Centro de Estado de São Paulo. 206 f. Tese de Doutorado (Pós Graduação em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

SOUZA FILHO, E. E. (1983). Tectônica da região de Rio Claro-Piracicaba, Domo de Pitanga. In: Simpósio Regional de Geologia, n. 4, São Paulo, Atas... SBG/ Núcleo São Paulo, São Paulo, p. 191-196.

SPECTOR, A. & GRANT, F.S. (1970). Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35(2):293-302.

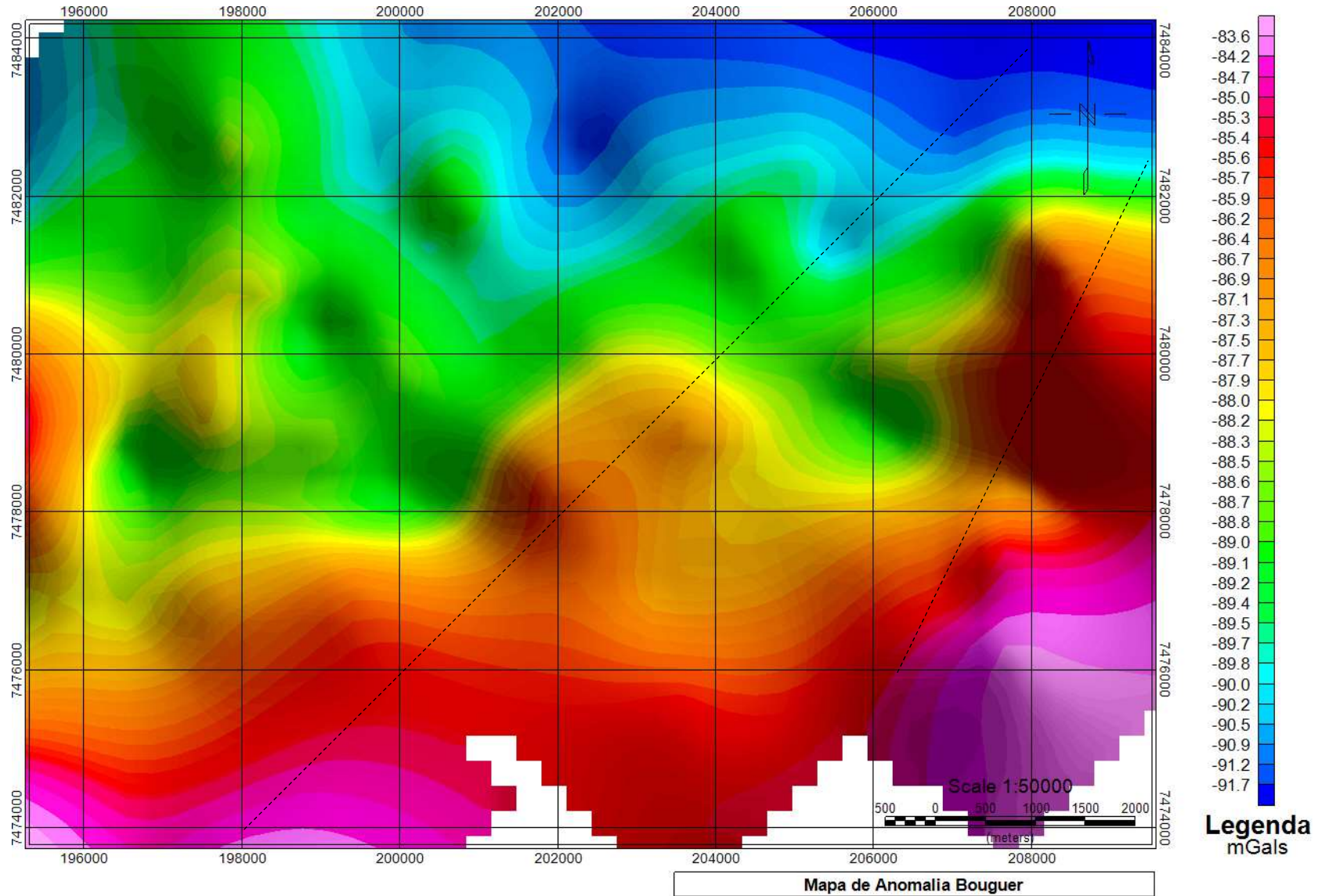
TOMMASI, E.(1973). Geologia do Flanco Sudeste da Bacia do Paraná Rio Grande do Sul. Santa Catarina e Paraná". In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 272, Aracaju Anais. Aracaju, Sociedade Brasileira de Geologia.

ZALÁN, P.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T; ZANOTTO, O.A.P. (1987). Tectônica e Sedimentação da Bacia do Paraná In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba. Atas.Curitiba: SBG,. 441 p.

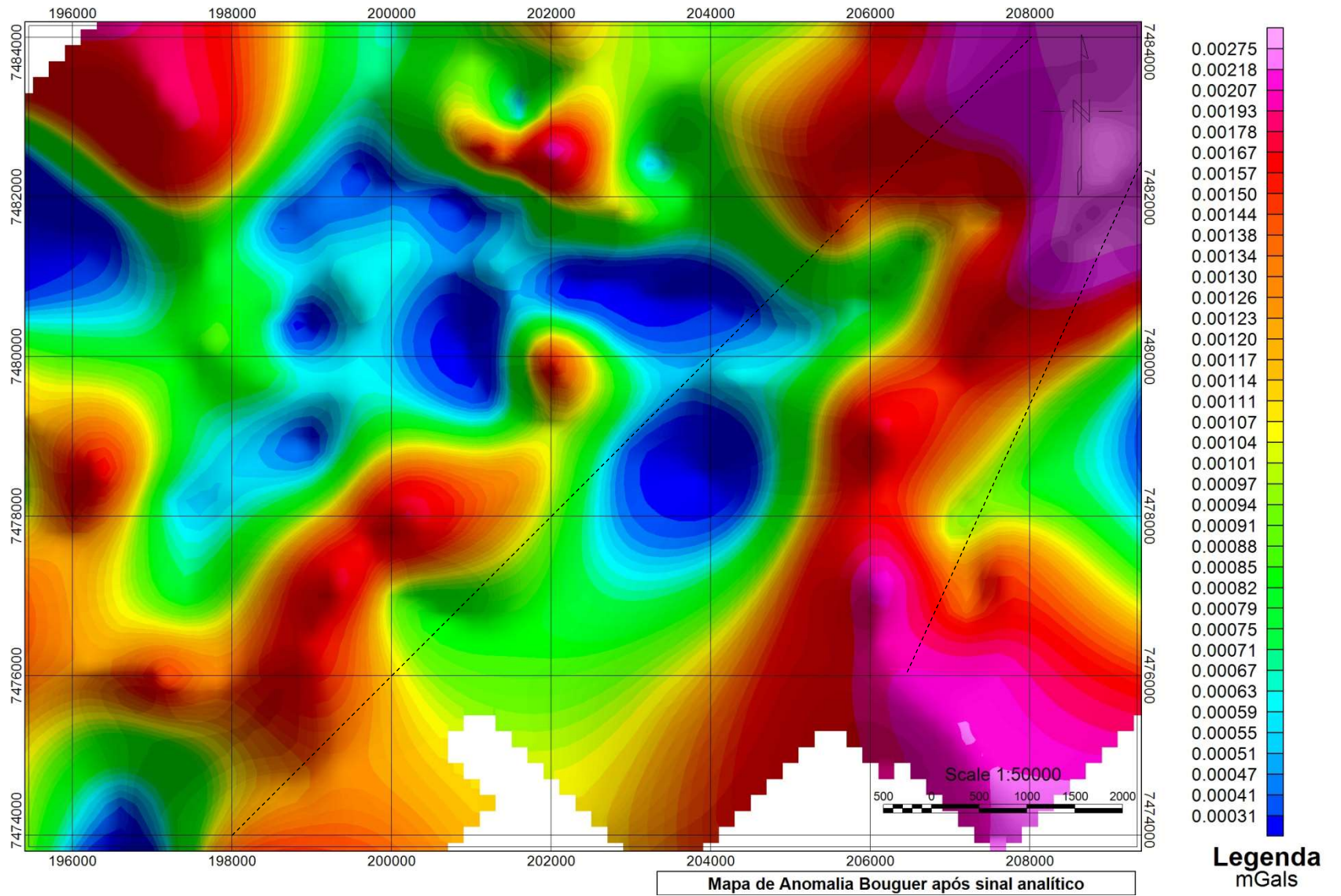
ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; MARQUES, A.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O. A. (1990). Origem e evolução de bacias sedimentares. Bacia do Paraná. In: GABAGLIA, G. P. R.; MILANI, E. J. (Coord.). Rio de Janeiro: PETROBRÁS, p. 135.

ANEXO 1 – MAPAS GRAVIMÉTRICOS

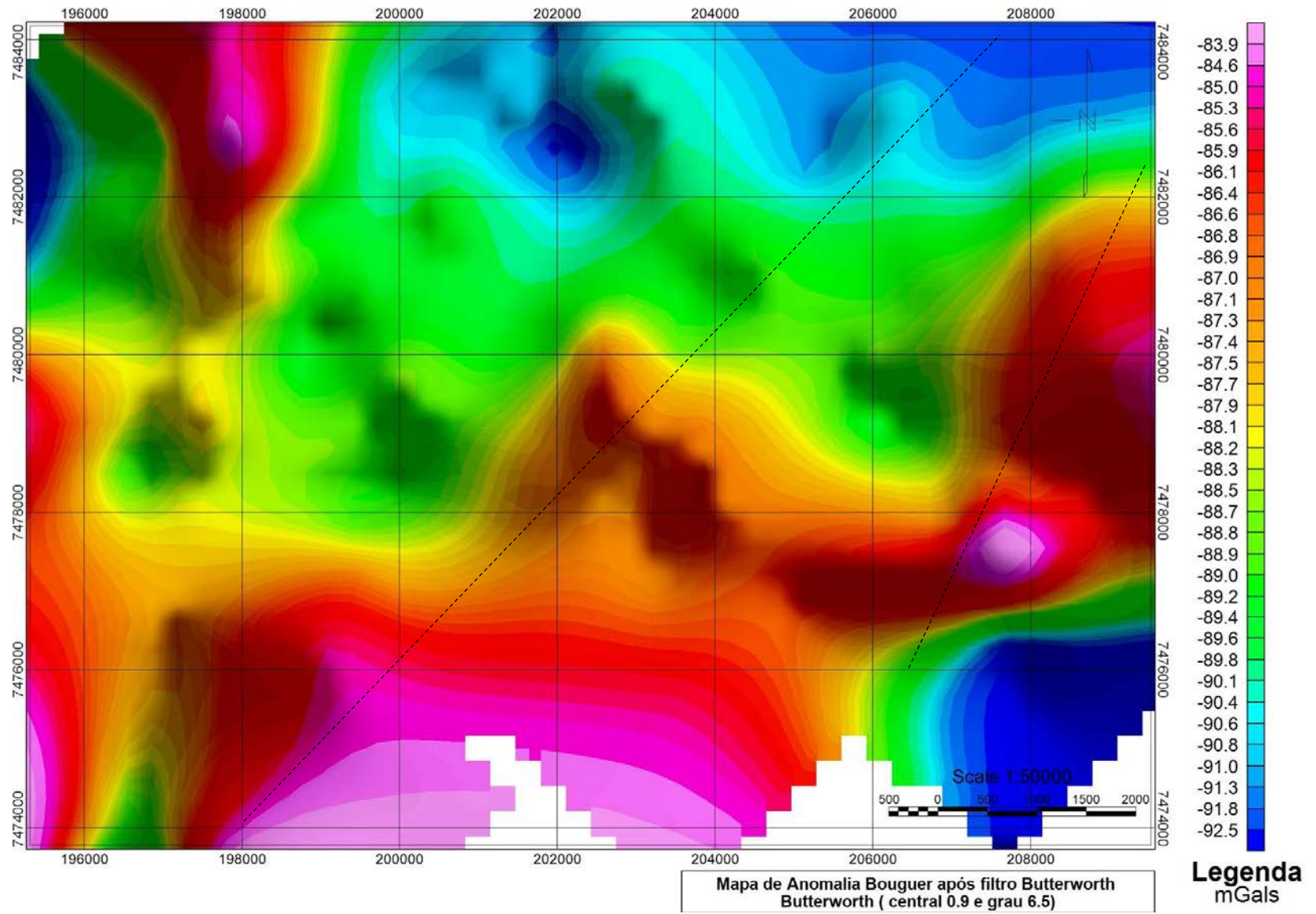
MAPA 1



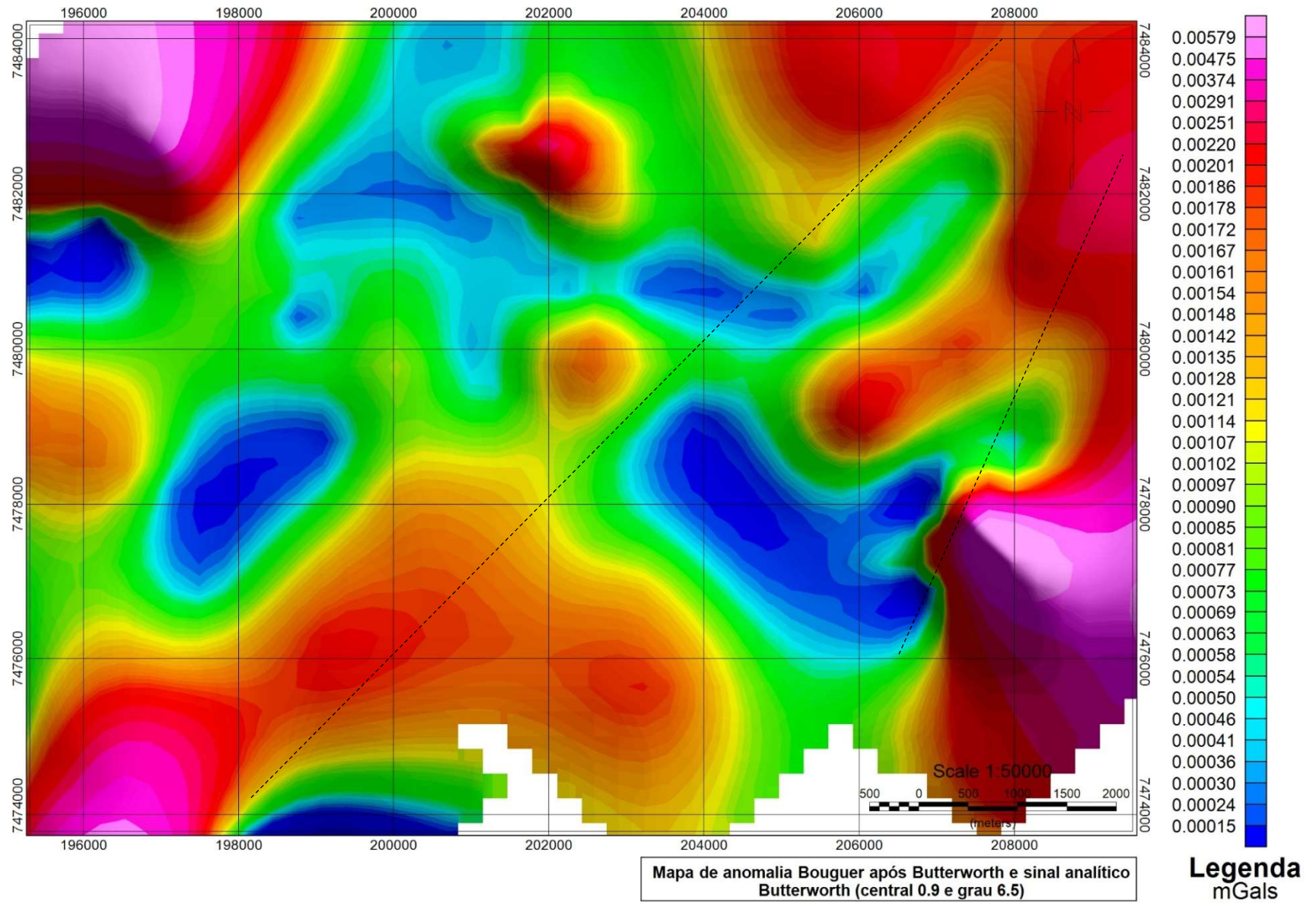
MAPA 2



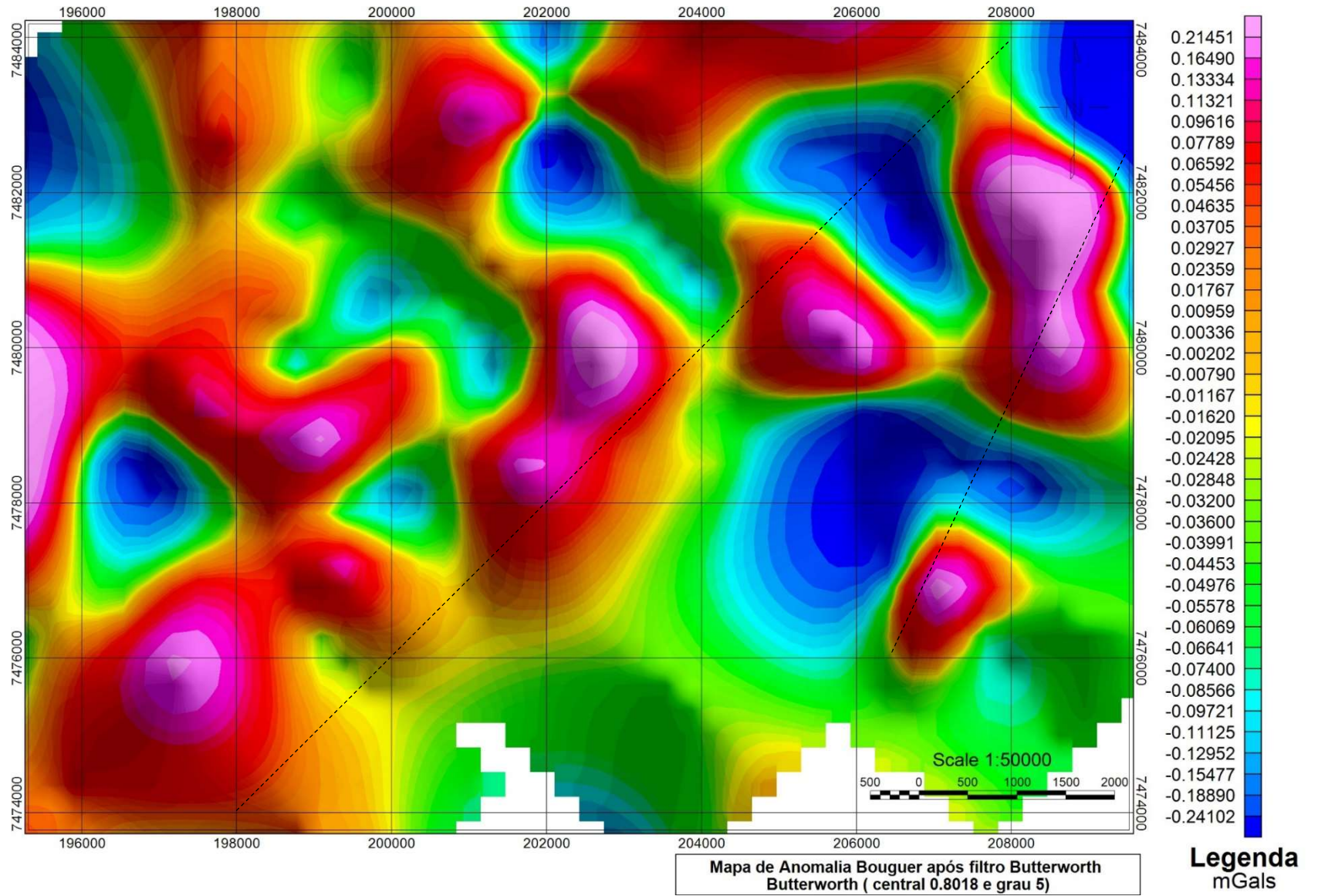
MAPA 3



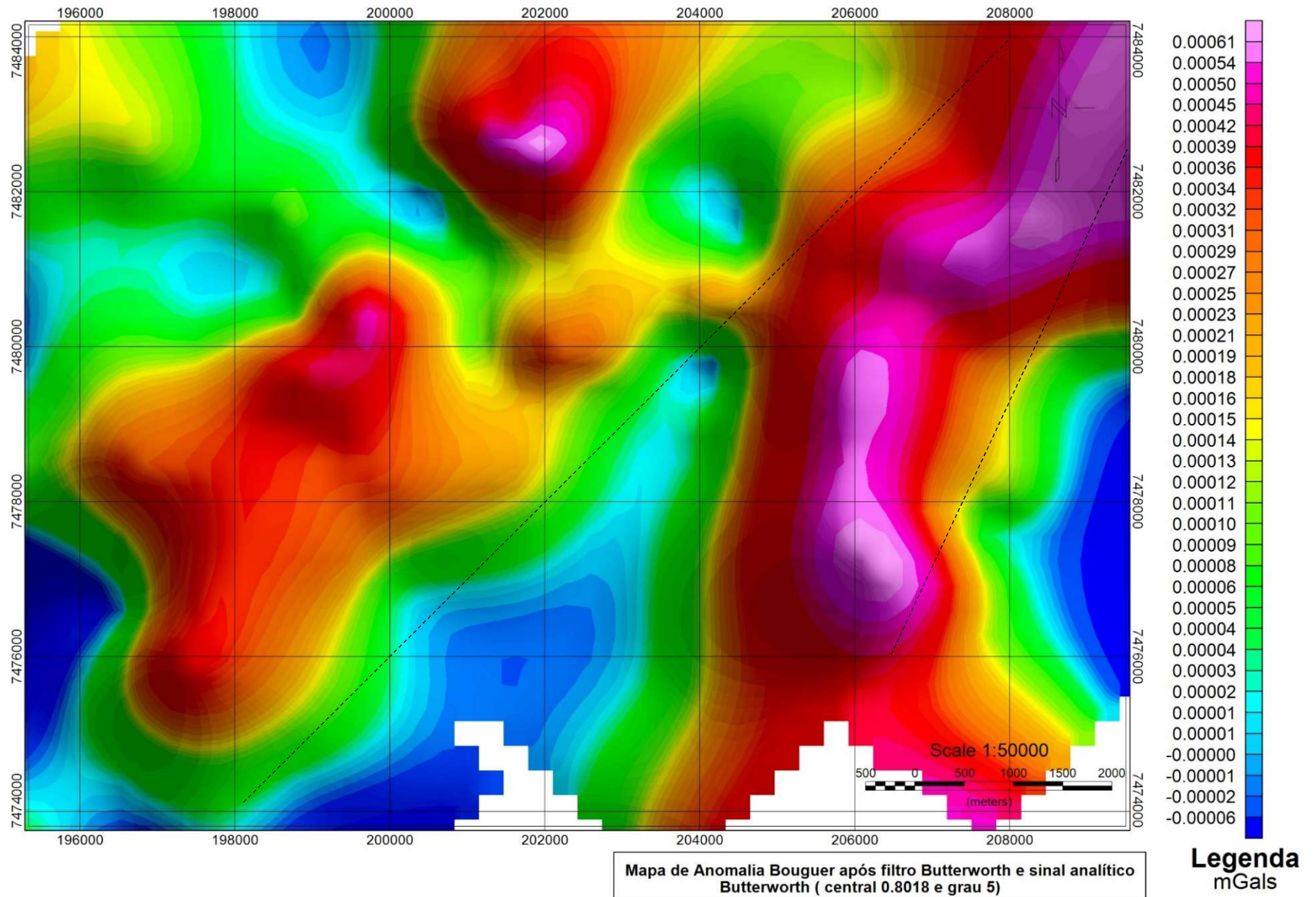
MAPA 4



MAPA 5



MAPA 6



APÊNDICE 1 – FUNDAMENTOS TEÓRICOS E CARACTERÍSTICAS – GRAVIMETRIA E GPS DIFERENCIAL

Teoria Básica da Gravimetria

O método geofísico da gravimetria consiste na obtenção de medidas quantitativas da atração gravitacional. A atração gravitacional é um campo de força vetorial. Os campos de força descrevem as forças que atuam em cada ponto do espaço em um determinado momento. Um campo de força vetorial é caracterizado por três funções de espaço e tempo, ou seja, os componentes do campo em três direções ortogonais. O gravímetro, o instrumento utilizado na obtenção destas medidas, só capaz de mensurar um único vetor do campo de força gravitacional. Portanto, a gravimetria mensura o componente vertical g_x (campo de força escalar) da aceleração gravitacional g (campo de força vetorial) (BLAKELY, 1996).

A análise integrada dos dados gravimétricos é importante nos estudos que visam o conhecimento da forma, da estrutura, das propriedades físicas e dos processos dinâmicos da Terra (SÁ, 1994).

O método da gravimetria tem como princípio fundamental a quantificação da gravidade. A lei de Gravitação Universal de Newton considera que duas massas esféricas e homogêneas atraem-se na razão direta de suas massas, porém inversamente proporcional ao quadrado da distância entre seus centros, como é representado pela equação abaixo:

$$\vec{F} = \frac{G m_1 m_2}{r^2} \vec{r}_1$$

Aplicada ao método da gravimetria a distância entre as massas, que são a Terra e o elemento sensor do gravímetro, é o próprio raio da Terra no ponto de observação; a massa do elemento sensor do gravímetro é irrisória ao ser comparada com a massa da Terra e a densidade dos corpos não é homogênea, portanto, é mais conveniente dividi-las em porções infinitesimais (dM) e integrar os efeitos. Portanto, em sua superfície, a aceleração gravitacional gerada pela massa da Terra é representada pela equação:

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

Anomalias

Segundo Featherstone (1997, traduzido), a anomalia gravimétrica é definida como a diferença escalar entre a gravidade da Terra em um geóide arbitrário relacionado a um *datum* vertical (gp) e a gravidade normal na superfície do elipsoide de referência (y) na latitude de observação, como demonstra a equação a seguir: $\Delta g = gp - y$.

A distribuição anômala de densidades no substrato (Figura 24), altera o valor local da aceleração da gravidade em superfície. Essa alteração, embora corresponda a uma fração diminuta do valor da aceleração gravitacional, pode ser medida com o auxílio de um gravímetro (FERNANDES, 1984). Esta discrepância, permite que inferências sejam feitas sobre a geologia local.

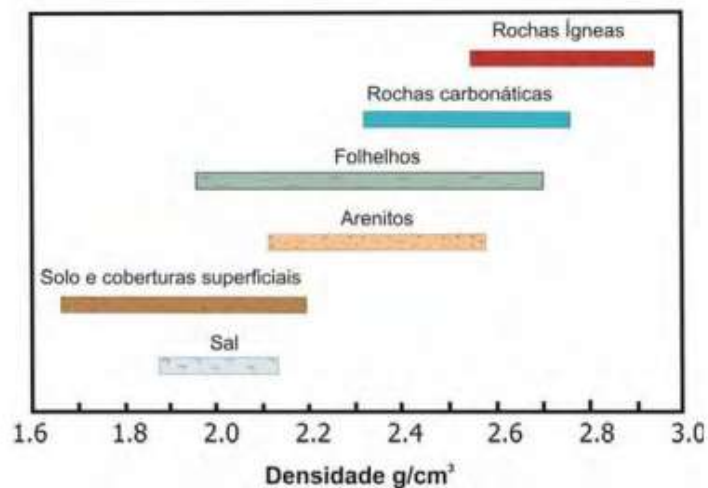


FIGURA 24 – Densidade aproximada de diferentes litologias. (Adaptado de SHERIFF, 1989).

Estudos recentes têm mostrado que distribuições irregulares de densidade até 400 km de profundidade (subcrustais, portanto) devem ser consideradas para a explicação completa e certas anomalias gravimétricas, quando avaliadas até 10^{-5} cm/s², à superfície da Terra, (FERNANDES, 1984).

Correções/Reduções

Os requerimentos da geofísica não são rigorosos, em relação à geodésica, porque somente as variações laterais no campo gravitacional anômalo são importantes. Além disso, é preferível usar a elevação principal acima do geóide (nível do mar) como *datum* vertical. Isto reduz a magnitude das reduções gravimétricas, além de fazer as reduções menos sensíveis aos erros associados às propriedades assumidas para as rochas locais (FEATHERSTONE, 1997).

A redução dos dados de gravidade na superfície (gs) consiste na remoção dos efeitos gravitacionais da topografia do entorno da estação gravimétrica, e da aceleração centrífuga

gerada pelo movimento de rotação da Terra, a influência dos astros mais próximos. Desta maneira, após as correções, as variações de densidade em superfície se tornam mais representativas no resultado obtido.

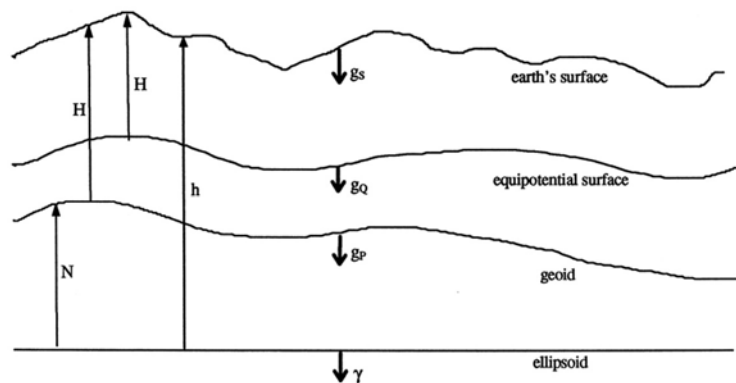


FIGURA 25 – Gravidade superficial (g_s), gravidade geoidal (g_p), gravidade normal (γ) e gravidade de superfície arbitrária equipotencial. " N " é a separação geóide-elipsoide, " H " é a altura relativa ao geóide ou qualquer outra superfície equipotencial, e " h " é a altura do elipsoide, (FEATHERSTONE, 1997).

Variações Normais de Atração Gravimétrica

Variações Normais de gravidade são aquelas que ocorrem mesmo na ausência de qualquer anomalia na distribuição de densidade, ou de espessura, dos solos e rochas que formam a seção geológica, (FERNANDES, 1984).

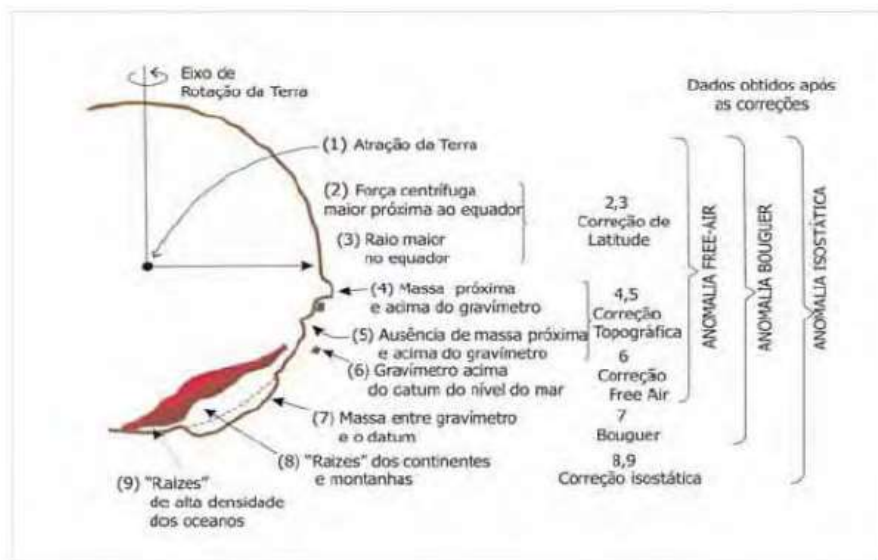


FIGURA 26 – Parâmetros envolvidos na obtenção de dados gravimétricos e suas posteriores correções (com exceção da correção de deriva instrumental) (modificado de SHERIFF, 1989).

Correção de Latitude

A correção de latitude consiste na eliminação da aceleração centrífuga, que é gerada pelo movimento de rotação terrestre e afeta a gravidade observada em superfície, como mostra a Figura 26.

A aceleração centrífuga é uma forma de representar a tendência de inércia de um corpo hipotético no ponto de observação. Quanto mais próximo está o ponto observado do eixo de rotação, maior é a taxa com que sua orientação muda (velocidade angular), portanto, maior é sua aceleração centrífuga. Desta maneira, devido a forma elíptica da Terra, a medida que nos aproximamos dos polos, estamos mais próximos do eixo de rotação, e por este motivo a aceleração centrífuga é menor e a gravidade normal tem maior magnitude.

A variação da aceleração gravitacional de áreas equatoriais para polares e de aproximadamente 5 Gal ou seja, em torno de 0,5% do valor total de g (980 Gal). Portanto a correção da latitude (CL) é necessária devido à gravidade ser distinta no equador e nos polos (SÁ, 1994). Esta é representada pela equação a seguir: $CL = 0,811 \text{sen}^2\Phi \text{ mGal/km}$. Onde Φ representa a latitude da estação gravimétrica usada.

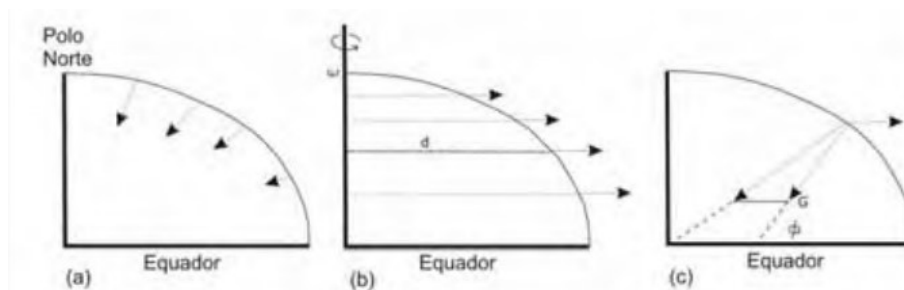


FIGURA 27– Representação esquemática dos efeitos da rotação da Terra e respectivos vetores, por Robinson & Çoruh (1988). Valores representando: a) Atracção gravitacional na superfície do elipsoide; b) Aceleração centrífuga na superfície do elipsoide em rotação e c) O resultado da soma da gravidade e da aceleração centrífuga.

Correção de maré ou luni-solar

A gravidade sofre pequenas variações temporais em magnitude e em direção, geradas pela ação combinada dos outros astros, em particular, da Lua e do Sol. Estes efeitos podem ser diretos, que provêm da atracção que cada um destes corpos exerce, ou indiretos, que têm por origem a deformação elástica induzida na Terra (SÁ, 1994).

A conjugação destes efeitos denomina-se maré terrestre, por semelhança com o fenômeno similar das marés oceânicas. Para a Terra sólida e rígida, o potencial de maré P da superfície terrestre, gerado pelo astro perturbador Lua (Figura 28) é expresso pelo potencial diferencial desse ponto com o geocentro (SÁ, 1994).

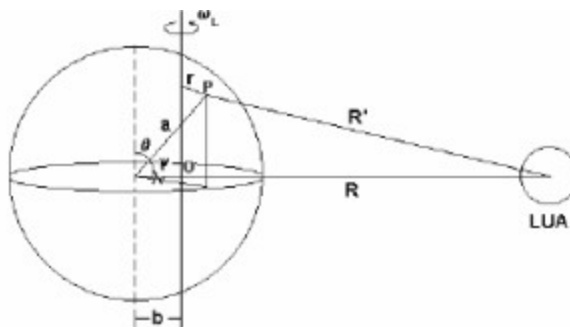


FIGURA 28 – Perturbação Luni-Solar (SÁ, 1994).

Segundo Longman (1959), a aceleração de maré em qualquer ponto da superfície terrestre é representada pela equação a seguir: $C^2 = 1 / (1 + 0.006738 \cdot \sin^2 \lambda)$. Onde λ é a latitude do ponto na superfície terrestre.

Redução Free-Air

A redução Free-Air assume observações gravimétricas que não foram feitas na superfície de datum vertical (nível do mar). Isto é assumido por utilizar o gradiente de gravidade vertical como se a observação fosse feita ao ar-livre, ou seja, à distância “H” acima ou abaixo da superfície do datum vertical, sem considerar o efeito das rochas existentes abaixo (FEATHERSTONE, 1997).

A redução Free-Air é adicionada à gravidade para observações acima da superfície de datum vertical e subtraída para observações abaixo desta superfície (FEATHERSTONE, 1997). O valor numérico frequentemente adotado para o gradiente Free-air é: $VAL = - 0,308 \text{ mgal/m}$

Esta correção resulta na remoção da atração gravitacional da topografia entre a superfície terrestre e a superfície do datum vertical. Isto condensa o efeito da massa da topografia à superfície equipotencial escolhida (FEATHERSTONE, 1997).

Redução Bouguer

A redução Bouguer remove o efeito gravitacional da topografia intermediária entre o datum vertical e a superfície terrestre.

O primeiro estágio de redução Bouguer simples assume que a topografia atrai como um cilindro infinito de espessura igual à elevação do ponto de observação. O cilindro deve ter densidade igual à do material que está entre o geóide e a estação (distribuições anômalas de densidade devem ser evitadas; Luiz & Silva, 1995).

O segundo estágio e redução Bouguer corrige o efeito gravitacional negativo da topografia residual. Este estágio só é pertinente em áreas topograficamente acidentadas, o que não é o caso da área deste estudo. A correção Bouguer é dada por: $CB = 0,04192ph$ (mGal). Onde “h” é altitude da estação e “p” é a densidade em g/cm³.

Deriva Instrumental

O sistema de molas e um gravímetro não é perfeitamente elástico e por isso, apresenta um componente de deformação que, reduz significativamente a precisão dos dados obtidos se não for corrigida.

A deriva instrumental é a composição das derivas estáticas, efeito da deformação ocorrida durante a medição, e derivas dinâmicas, efeito da deformação ocorrida durante o percurso (ou *Loop*) entre as medições, segundo Sá (1994), isto é: $D = De + Dd$. A deriva dinâmica é irrisória se o dispositivo de travamento do gravímetro foi utilizado corretamente.

A deriva estática de uma linha gravimétrica representa a soma das variações ocorridas nas interrupções da linha, geralmente com duração maior que uma hora, representada pela equação a seguir: $De = \Sigma (Li - Li+1)$.

O tempo correspondente à deriva estática é expresso por: $Te^m = \Sigma (Ti - Ti+1)$. Onde m é o número de interrupções da linha e Li é a leitura média em mGal corrigida da perturbação luni – solar, nas n estações da linha (SÁ, 1994)

Filtros Utilizados

Espectro de Potência Ponderado Radialmente

O espectro de potência ponderado radialmente pode ser expresso na equação de energia total: $E = \int_{-\infty}^{\infty} |F(k)|^2 dk$. Onde $k = 2\pi/\lambda$ é o número de onda e λ é o comprimento de onda (BLAKELY,1996)

De acordo com Spector & Grant (1970) a profundidade das fontes anômalas pode ser estimada, utilizando o espectro de energia com a seguinte expressão: $h = -s/4\pi$. Onde s é a declividade numa parte específica do espectro.

Filtro Passa-Banda

Este filtro tem o objetivo de se selecionar intervalos de números de onda dos dados. Na Figura 32, o K_0 é o limite inferior do intervalo e o K_1 é o limite superior do intervalo. Este intervalo pode ser preservado ou retirado do resultado do filtro. Porém, a aplicação deste filtro diretamente sobre o espectro de energia pode gerar um efeito Gibbs significativo. É recomendada a aplicação de um filtro mais suave como o Butterworth (GEOSOFT, 2009).

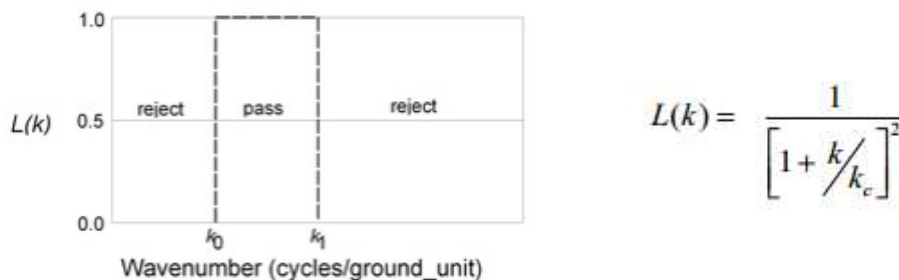


FIGURA 29 – Esquema gráfico do processo de filtragem Passa-Banda (Oasis Montaj Help Topics, 1999).

Filtro Butterworth

O filtro Butterworth é excelente para aplicação direta como filtro passa-alta ou passa-baixa porque pode-se controlar facilmente o grau de rolamento enquanto o número de onda central está fixo. Caso os padrões circulares resultantes do fenômeno de Gibbs aparecerem, o operador pode reduzir o grau de rolamento até que os indícios do fenômeno de Gibbs sejam aceitáveis.

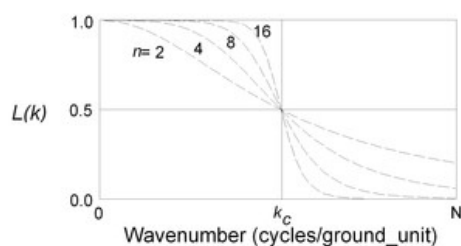


FIGURA 30 – Esquema gráfico do processo de filtragem Butterworth (GEOSOFT, 2009).

Sinal Analítico

Para as anomalias do campo potencial em 2D e 3D, os gradientes horizontal e vertical geralmente foram um par de sinais analíticos, posicionando os valores máximos do sinal analítico resultante sobre os limites dos corpos ou estruturas geológicas (NABIGHIAN,1984).

Teoria Básica do D-GPS

Os sistemas de GPS comuns são baseados em um único receptor de sinal eletromagnético, Sistema de Navegação Global por Satélite (GNSS), encarregado de processar as coordenadas da posição e a data relevante (CHURCHER, 2011). Este sinal GNSS sofre refração e, portanto, variações na velocidade, quando transpõem as camadas da atmosfera. Este que é o fator predominante dos erros de posicionamento, Garmin (2011; *citado por* CHURCHER, 2011).

O DGPS foi desenvolvido pelo Departamento de Defesa Militar Americano para aplicações que requeriam maior acurácia, como pode ser observado na tabela 1, no posicionamento e na mediação de distâncias, Nato (2008; *citado por* CHURCHER, 2011).

O DGPS usa dois receptores de GPS, um de localização já conhecida e outro móvel. É assumido que os sinais eletromagnéticos recebidos por estes receptores percorreram o mesmo percurso na atmosfera e, portanto, foram induzidos pela mesma distorção. A correção diferencial é a aplicação do erro entre o posicionamento do receptor base e sua localização real, previamente mensurada, para corrigir o dado recebido pelo receptor móvel (CHURCHER, 2011).

Neste estudo, os dados coletados nas campanhas de campo foram georreferenciados através do sistema de DGPS da Trimble modelo Pathfinder - Pro XR. A correção diferencial, pós-processamento, foi realizada através do emprego do software GPS Pathfinder Office, que possibilita a correção, edição e visualização das coordenadas. Este software necessita dos dados da estação base, que estão disponíveis comercialmente via internet pela empresa Santiago & Cintra, somente para aqueles que possuem o equipamento.

APÊNDICE 2 – CÁLCULOS DA RELAÇÃO ENTRE OS ESTRATOS DO MODELO E A ANOMALIA GERADA.

Como pode-se observar na modelagem, foi empregada a técnica de criar estratos com acréscimo de $0,01 \text{ g/cm}^3$ no valor de densidade a cada 400 metros de profundidade. Esta técnica tem como objetivo a simulação da variação esperada de densidade do embasamento.

Os cálculos abaixo mostram a diferença entre esta abordagem e uma abordagem que desconsideraria a variação de densidade do embasamento utilizando a lei de Gravitação Universal de Newton.

A razão “bloco alto/ bloco baixo” mostra a relação entre a atração gravitacional, em um datum vertical, de um bloco baixo e um bloco alto e pode ser associada ao valor de anomalia. A razão foi calculada supondo uma densidade homogênea e supondo um aumento na densidade conforme a profundidade aumenta. Pode-se observar na figura que a razão da atração gravitacional no modelo de estratos com densidades diferentes é no máximo 1% menor e tende ao mesmo valor do modelo sem estratos conforme o “x” aumenta, como era esperado. Portanto, o a anomalia calculada pelo modelo de densidades diferentes é, no máximo, 1% mais suave.

Estratos de mesma densidade

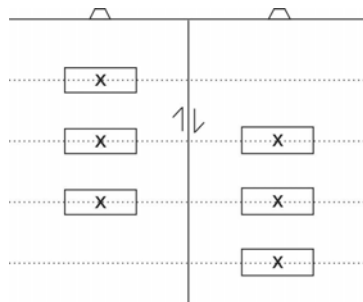


FIGURA 31 – Esquema de mesma densidade.

Força do campo potencial no bloco alto:

$$F_{\text{ALTO}} = \frac{G.M.x}{p^2} + \frac{G.M.x}{(2p^2)} + \frac{G.M.x}{(3p^2)}$$

$$F_{\text{ALTO}} = \frac{36.G.M.x}{36.(p^2)} + \frac{9.G.M.x}{36.(p^2)} + \frac{G.M.x}{36.(p^2)}$$

$$F_{\text{ALTO}} = \frac{49.G.M.x}{36.(p)^2}$$

Força do campo potencial no bloco baixo:

$$F_{\text{BAIXO}} = \frac{G.M.x}{(2.p)^2} + \frac{G.M.x}{(3.p)^2} + \frac{G.M.x}{(4.p)^2}$$

$$F_{\text{BAIXO}} = \frac{72.G.M.x + 16.G.M.x + 9.G.M.x}{144.(p)^2}$$

$$F_{\text{BAIXO}} = \frac{97.G.M.x}{144(p)^2}$$

Relação entre as forças:

$$\frac{F_{\text{ALTO}}}{F_{\text{BAIXO}}} = \frac{49.G.M.x}{36.(p)^2} \cdot \frac{144.(p)^2}{97.G.M.x}$$

$$\frac{F_{\text{ALTO}}}{F_{\text{BAIXO}}} = 2,0206$$

Estratos de densidades diferentes

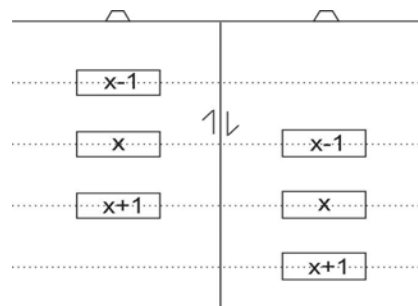


FIGURA 32– Esquema de densidades diferentes.

Força do campo potencial no bloco alto:

$$F_{\text{ALTO}} = \frac{G.M.(x-1)}{p^2} + \frac{G.M.x}{(2.p^2)} + \frac{G.M.(x+1)}{(3.p^2)}$$

$$F_{\text{ALTO}} = \frac{36G.M.x + 36.G.M + 9.G.M.x + 4.G.M.x + 4.G.M}{36.(p)^2}$$

$$F_{\text{ALTO}} = \frac{(36.x + 36).(G.M) + 9.x.G.M + (4.x+4).(G.M)}{36.(P)^2}$$

$$F_{\text{ALTO}} = \frac{(49.x-32).(G.M)}{36.(p)^2}$$

Força do campo potencial no bloco baixo:

$$F_{\text{BAIXO}} = \frac{G.M.(x-1)}{(2p)^2} + \frac{G.M.x}{(3p)^2} + \frac{G.M.(x+1)}{(4p)^2}$$

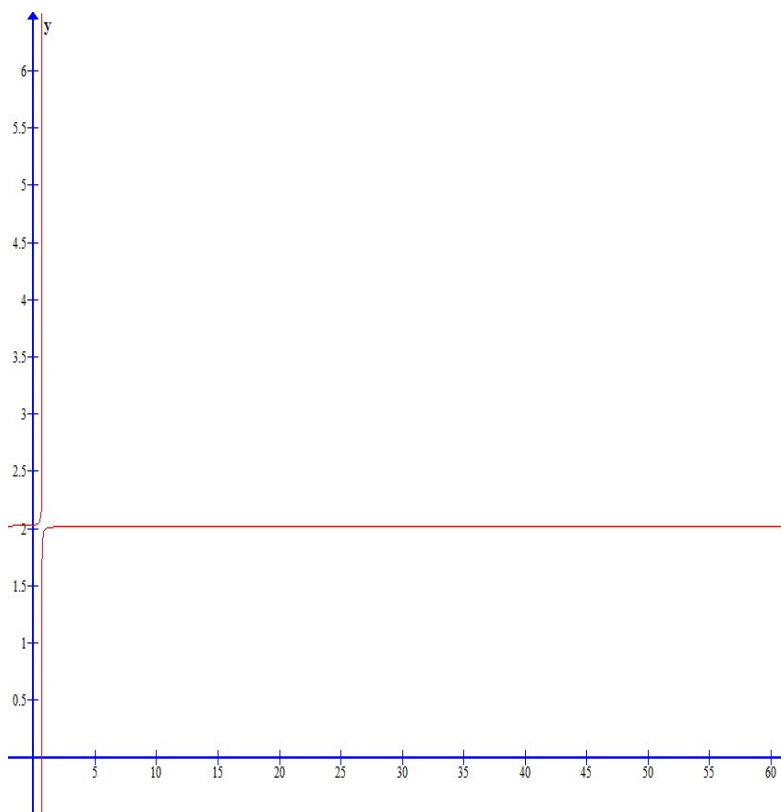
$$F_{\text{BAIXO}} = \frac{(72.x + 72).(G.M)}{144(p)^2} + \frac{16.x.G.M}{144(p)^2} + \frac{(9x+9).(G.M)}{144(p)^2}$$

$$F_{\text{BAIXO}} = \frac{(97.x - 63).(G.M)}{144(p)^2}$$

Relação entre as forças:

$$\frac{F_{\text{ALTO}}}{F_{\text{BAIXO}}} = \frac{(49.x-32).(G.M)}{36.(p)^2} \cdot \frac{144(p)^2}{(97.x - 63).(G.M)}$$

$$\frac{F_{\text{ALTO}}}{F_{\text{BAIXO}}} = \frac{196.x - 128}{97.x - 63}$$



x	f(x)
1	2.0000
2	2.0153
3	2.0175
4	2.0185
5	2.0190
6	2.0193
7	2.0195
8	2.0196
9	2.0198
10	2.0198
11	2.0199
12	2.0200
13	2.0200
14	2.0201
15	2.0201
16	2.0201
17	2.0202
18	2.0202
19	2.0202
20	2.0202
21	2.0203
22	2.0203
23	2.0203
24	2.0203
25	2.0203

FIGURA 33– Representação gráfica da equação de razão “bloco alto/bloco baixo” do modelo com densidades diferentes.

APÊNDICE 3 – ESTAÇÕES GRAVIMÉTRICAS ADQUIRIDAS NO ESTUDO.

ESTUDO GRAVIMÉTRICO DA ÁREA SITUADA AO SUDOESTE DO ALTO ESTRUTURAL DE PAU D'ALHO, NORDESTE DA BACIA DO PARANÁ
--

ROBERTO D.P.C. HAMMERLE

DATA: 27/06/2012

Ponto	Hora	X	Y	Z	G
Abertura	08:41	236193,5	7519293	608,787	2163.210
1	10:15	209027,2	7482925	490	2207,05
2	10:28	208834,8	7482062	529,23	2201,755
3	10:38	208322,1	7481428	549,28	2200,37
4	10:45	207567,3	7480865	516,24	2205,861
5	10:52	206667,1	7481356	526,64	2202,42
6	11:03	206066,1	7480698	517,29	2205,159
7	11:17	205218,7	7480263	565,802	2195,94
8	11:23	204155,8	7480571	571,547	2194,169
9	11:29	203110,1	7480858	580,373	2192,241
10	11:35	202178,4	7480782	585,855	2190,934
11	11:41	201216,1	7481004	591,504	2189,443
12	11:48	200248,2	7481330	601,239	2187,3
13	12:01	199201	7481439	599	2188,35
14	12:13	198517,2	7480656	594,015	2190,488
15	12:18	197608,3	7480167	590,425	2191,887
16	12:24	196701,8	7480636	588,768	2191,169

17	12:34	196300,8	7481674	604,377	2187,029
18	12:52	197426,6	7479201	580,393	2194,445
19	12:57	197231,5	7478208	597,736	2190,98
20	13:06	197423,2	7477041	575,719	2196,84
21	13:18	197111,1	7476072	582,2	2196,453
22	13:29	196411,3	7478635	572,634	2194,942
23	13:45	195415,6	7478231	478,405	2216,48
24	14:00	195759,6	7479096	482,609	2214,971
25	14:24	198647,6	7479734	602,347	2188,749
26	14:34	199046,3	7478781	592,73	2191,786
27	14:41	199332,9	7477968	607,944	2188,751
28	14:47	200188,9	7478079	589,509	2191,95
29	15:09	199462,5	7477207	542,313	2204,253
30	15:17	199095,4	7476289	506,098	2212,633
31	15:31	200088,7	7477016	538,141	2205,319
32	16:05	199671,1	7480531	565,016	2195,792
33	16:14	199988,3	7479890	562,709	2196,985
Fechamento	17:59	236193,5	7519293	608,787	2.163.245

ESTUDO GRAVIMÉTRICO DA ÁREA SITUADA AO SUDOESTE DO ALTO
ESTRUTURAL DE PAU D'ALHO, NORDESTE DA BACIA DO PARANÁ

ROBERTO D.P.C. HAMMERLE

DATA: 28/06/2012

Ponto	Hora	X	Y	Z	G
Abertura	08:22	236192,4	7519300	607,487	2163,184
34	09:55	198640,5	7481687	598,83	2188,013
35	10:18	198721,1	7480419	615,964	2185,15
37	10:35	199600,9	7482380	590,082	2188,584
38	10:42	199737,2	7483426	567,392	2192,332
39	10:53	199940,2	7483943	570,289	2191,153
40	11:17	200787	7481984	557,092	2196,24
41	11:30	200833,2	7480206	592,672	2189,775
42	11:37	201192,6	7479431	570,657	2195,255
43	11:45	201567,3	7478649	541,707	2203,048
44	12:37	202026,7	7480004	569,297	2195,255
45	12:50	201566,1	7482053	581,526	2190,155
46	12:56	201631	7483084	561,043	2193,55
47	13:04	201998,9	7484053	557,195	2193,12
48	13:15	202580,3	7483375	553,817	2194,163
49	13:49	201170,5	7482561	553,663	2195,849

50	13:59	201968,9	7482519	546,028	2195,998
51	14:27	202709,6	7480159	554,965	2198,518
52	14:37	202511,4	7479551	538,427	2202,569
53	14:52	203024,4	7481790	559,849	2194,972
54	15:02	203169,1	7482361	548,294	2196,753
55	15:20	203612,2	7480040	548,458	2199,91
56	15:39	204269,7	7479861	558,879	2197,625
57	15:59	204550,5	7481316	530,195	2202,128
58	16:07	204079,5	7482221	527,601	2101,262
59	16:17	204357,7	7482930	526,29	2200,49
60	16:25	205162	7482390	527,982	2201,24
61	16:44	205582	7481513	570,725	2192,526
Fechamento	18:07	236192,4	7519300	607,487	2163,228

ESTUDO GRAVIMÉTRICO DA ÁREA SITUADA AO SUDOESTE DO ALTO
ESTRUTURAL DE PAU D'ALHO, NORDESTE DA BACIA DO PARANÁ

ROBERTO D.P.C. HAMMERLE

DATA: 29/06/2012

Ponto	Hora	X	Y	Z	G
Abertura	09:07	236193,5	7519293	608,787	2163,141
62	11:03	206195,4	7479781	548,333	2200,374
63	11:08	206004,8	7479155	596,796	2190,045
64	13:00	207453,8	7480215	537,375	2202,84
65	13:22	208550,9	7480104	565,71	2199,095
66	13:31	208133,5	7479263	618,86	2188,672
67	13:44	207983,8	7478302	607,28	2190,332
68	13:56	207049,7	7477871	559,12	2200,437
69	14:09	207187,4	7476873	526,862	2208,921
70	14:20	206299,7	7477286	554,15	2202,315
71	14:55	209312,1	7480693	516,762	2207,971
72	15:14	207680,5	7481843	566,274	2195,028
73	15:21	207187,7	7482722	584,487	2188,439
74	15:34	206259,8	7483171	558,211	2193,404
75	15:45	205858,1	7483910	562,193	2191,5
Fechamento	17:15	236193,5	7519293	608,787	2163,247

ESTUDO GRAVIMÉTRICO DA ÁREA SITUADA AO SUDOESTE DO ALTO
ESTRUTURAL DE PAU D'ALHO, NORDESTE DA BACIA DO PARANÁ

ROBERTO D.P.C. HAMMERLE

DATA: 26/11/2012

Ponto	Hora	X	Y	Z	G
Abertura	07:30	236193,5	7519293	608,787	2159,325
76	09:38	207536,5	7476237	504,93	2211,901
77	10:05	207653,6	7477434	565,29	2197,843
78	11:10	196630,1	7474416	532,435	2205,642
79	11:21	195798,1	7474382	482,167	2216,226
80	11:36	197896,3	7473806	495,76	2214,562
81	11:52	198840,9	7474497	520,872	2208,665
82	12:25	196660,7	7476625	572,646	2193,79
83	14:10	203855,6	7479059	544,056	2199,014
84	14:45	204066,4	7478482	587,223	2190,25
85	14:54	202969,2	7478706	563,57	2195,4
86	15:10	202620	7477686	564,7	2196,236
87	15:28	203362,4	7476913	598,064	2189,503
88	15:44	203495,2	7475749	591,258	2193,212
89	16:41	197775,5	7482756	503,665	2203,761
90	17:05	196904,3	7482481	580,312	2187,678
Fechamento	17:15	236193,5	7519293	608,787	2160,023