UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**INVESTIGAÇÃO GEOFÍSICA (MAGNETOMETRIA) NO
CARBONATITO DA FAZENDA VARELA, DOMO DE LAGES,
SC**

VIKTOR YURI DONÁ SUMIDA

Orientador: Prof. Dr. Rômulo Machado

Dissertação de Mestrado

Nº 783

COMISSÃO JULGADORA

Dr. Rômulo Machado

Dr^a. Yara Regina Marangoni

Dr. César Augusto Moreira

Dr. José Domingos Faraco Gallas

SÃO PAULO

2017

VIKTOR YURI DONÁ SUMIDA

**Investigação Geofísica (Magnetometria) no
Carbonatito da Fazenda Varela, Domo de Lages, SC**

Versão corrigida

Dissertação apresentada ao Instituto de
Geociências da Universidade de São Paulo
para obtenção do título de Mestre em
Ciências.

Área de concentração: Métodos Potenciais

Orientador: Prof. Dr. Rômulo Machado

São Paulo

2017

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e Documentação do
Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Sumida, Viktor Yuri Doná
Investigação geofísica (Magnetometria) no
carbonatito da Fazenda Varela, Domo de Lages, SC /
Viktor Yuri Doná Sumida - São Paulo, 2017.
79 p. : il + mapas

Dissertação (Mestrado) : IGc/USP
Orient.: Machado, Rômulo

1. Magnetometria 2. Carbonatito Fazenda Varela
3. Magnetização remanente I. Título

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus familiares. À minha mãe que nunca me deixou desistir de meus objetivos. Ao meu pai em quem me espelho, sendo a pessoa, a quem tenho conhecimento, mais dedicada em relação à família e íntegra em relação ao trabalho. E à minha irmã que sempre me ajudou.

Agradeço, em especial, ao Professor Doutor Rômulo Machado, orientador deste trabalho, por ter me aceitado e confiado na realização deste trabalho. Também por sua solicitude e paciência em todos os momentos que precisei, visando unicamente meu aprendizado.

À Universidade de São Paulo, mais especificamente ao Instituto de Geociências e ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas pela oportunidade de realização do curso de mestrado e pela estrutura disponibilizada.

À Professora Yára Regina Marangoni pelos ensinamentos e pela disponibilização do Laboratório de Gravimetria do Instituto Astronômico e Geofísico.

Ao Roberto Zanon pelas sugestões propostas e auxílio ao longo da elaboração deste trabalho. Aos meus amigos da Pós-Graduação, especialmente ao Ney, Rodrigo e Bruno que me auxiliaram muito nesta caminhada.

Ao Doutor Francisco de Assis Cavallaro pela obtenção dos dados geofísicos de campo.

Ao Professor Doutor Excelso Ruberti que, por meio do Projeto Temático Fapesp (Proc. 12/06082-6), viabilizou o suporte financeiro para a realização dos trabalhos de campo.

À CAPES e ao CNPQ pela concessão da bolsa de mestrado e pelo apoio financeiro para realização desta pesquisa.

Por fim agradeço minha amiga e namorada, Luana, pelo carinho, incentivo e compreensão durante estes dois anos dedicados ao mestrado e à minha aventura na segunda graduação, a engenharia.

RESUMO

O presente estudo teve como objetivo investigar o Carbonatito Fazenda Varela, envolvendo a aplicação de um método geofísico, a magnetometria, que apresenta destaque na investigação de intrusões alcalinas. Os resultados do levantamento geofísico realizado no carbonatito, localizado no Distrito Alcalino de Lages, Santa Catarina, mostram uma forte assinatura magnética, sendo três anomalias reconhecidas na área do estudo: uma delas evidencia a presença de intensa magnetização remanente, enquanto as outras duas possuem polarização normal, ou seja, apresenta uma componente remanente fraca. A partir dos dados coletados no levantamento de campo foi realizada a inversão para obter modelos 3D, que permitiram avaliar a extensão, a geometria e os contrastes de susceptibilidades dos carbonatitos com as rochas sedimentares do Grupo Guatá, pertencentes à Formação Rio Bonito. Porém, a presença da magnetização remanente em um dos corpos gerou resultados imprecisos na inversão do campo magnético residual. Em função disso, foram aplicadas duas técnicas, a Integral Vertical do Sinal Analítico e o Sinal Analítico da Integral Vertical, para atenuar ou minimizar sua influência. Os resultados dos modelos 3D da distribuição do contraste de susceptibilidades indicaram três anomalias com extensões de 70m, 15m e 80m, e profundidades de 90m, 50m, 115m, respectivamente, sendo aqui apresentados e avaliados.

ABSTRACT

The present study aimed to investigate the Carbonatito Fazenda Varela, through the application of a geophysics method, magnetometry, which presents as a stand out investigation of alkaline intrusions. The results from magnetic survey that was held in Carbonatito Fazenda Varela, located in Alkaline District of Lages, Santa Catarina, reveal a strong magnetic signature, with highlight to three anomalies in the studied region: one of them has a strong remanent magnetization, whereas the other two have normal polarization, therefore, presents a weak remanent component. From the data collected through the survey, 3D models were obtained by inversion, which allowed to evaluate the extent, geometry and the contrasts of susceptibilities of the carbonatites with the sedimentary rocks of the Guatá Group, belonging to the Rio Bonito Formation. However, the presence of the remanent magnetization in one of the bodies produced inaccurate results in the inversion of the residual magnetic field. Thus, two techniques, the Vertical Integral of the Analytical Signal and the Analytical Signal of the Vertical Integral, were applied to attenuate or minimize its influence. The results of 3D models of susceptibility distribution indicated three anomalies with lengths of 70m, 15m, 80m, and depths of 90m, 50m, 115m, respectively, being presented and evaluated here.

SUMÁRIO

1	CONSIDERAÇÕES INICIAIS.....	11
1.1	Introdução	11
1.2	Localização e acessos	13
2	GEOLOGIA.....	14
2.1	Bacia do Paraná.....	14
2.1.1	Estratigrafia	15
2.1.2	Tectônica.....	20
2.1.3	Estruturas.....	23
2.2	Domo de Lages	25
2.3	Carbonatitos e magmatismo alcalino	28
2.3.1	Carbonatito Fazenda Varela	31
3	METODOLOGIA	34
3.1	Método Magnetométrico Terrestre	34
3.2	Correção dos Dados Magnetométricos	39
3.2.1	Correção da Variação Magnética Diurna	39
3.2.2	Correção do IGRF	39
3.3	Processamento dos Dados Magnéticos	40
3.3.1	Método de interpolação.....	40
3.3.2	Redução ao Polo (RTP)	41
3.3.3	Amplitude do Sinal Analítico (ASA)	42

3.3.4	Continuação para cima	43
3.3.5	Separação Regional-Residual.....	44
3.4	Aplicação da teoria de inversão 3D aos dados magnéticos	44
3.5	Integral Vertical do Sinal Analítico (VIAS) e Sinal Analítico da Integral Vertical (ASVI)	47
3.6	Levantamento Magnético	47
4	PROCESSAMENTO DOS DADOS E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	50
4.1	Campo Magnético Total (CMT)	50
4.2	Separação Regional-Residual.....	52
4.3	Amplitude do Sinal Analítico (ASA)	54
4.4	Redução ao Polo (RTP)	56
4.5	Integral Vertical do Sinal Analítico (VIAS) e Sinal Analítico da Integral Vertical (ASVI)	57
4.6	Inversão dos dados magnéticos.....	59
4.6.1	Grid do Campo Magnético Residual.....	59
4.6.2	ASVI.....	62
4.6.3	VIAS.....	65
5	CONCLUSÕES	68
6	REFERÊNCIAS.....	70

Lista de Figuras

Figura 1.1 - Mapa de localização e acessos ao Carbonatito Fazenda Varela (CFV).....	14
Figura 2.1 - Limite da Bacia do Paraná com a profundidade do embasamento e as supersequências	17
Figura 2.2 - Principais estruturas tectônicas lineares da Bacia do Paraná	24
Figura 2.3 - Mapa geológico da região do Domo de Lages. No círculo em vermelho a região do Carbonatito Fazenda Varela (CFV).	27
Figura 2.4 - Ocorrência de carbonatitos no Brasil, Bolívia e Paraguai	31
Figura 2.5 - Mapa geológico da área de ocorrência do Carbonatito Fazenda Varela.....	33
Figura 3.1 - Histograma ilustrando os intervalos de máxima e mínima susceptibilidade e os valores médios de rochas mais comuns	35
Figura 3.2 - Diferenças entre os polos geográfico, geomagnético e magnético da Terra e o equador.....	37
Figura 3.3 - (a) Módulo do campo calculado para um campo dipolar simples; (b) campo observado; (c) linhas de campo ou isodinâmicas extrapoladas para uma região inferior até a fronteira manto-núcleo, evidenciando o aumento do tamanho do campo não-dipolar em relação ao campo dipolar; (d) linhas isodinâmicas comportam-se aproximadamente como um campo dipolar longe do núcleo, mas próximas à fronteira manto-núcleo, tornam-se mais complicadas. Dentro do núcleo, elas são emaranhadas pelos fortes movimentos convectivos	38
Figura 3.4 - Magnetômetro GSM-19.....	48
Figura 3.5 - Topografia da região da ocorrência do CFV com os pontos obtidos no levantamento.	49

Figura 4.1 – Mapa do campo magnético total (CMT) da região do Carbonatito Fazendo Varela. As posições onde foram feitas as medições estão representados por pontos pretos. As letras A, B e C correspondem às anomalias magnéticas.	51
Figura 4.2 – Mapas regionais: (A) superfície de ordem 1; (B) superfície de ordem 2; (C) superfície de ordem 3.....	52
Figura 4.3 – Mapas de anomalias residuais por remoção de: (A) polinômio de grau 1; (B) polinômio de grau 2; (B) polinômio de grau 3.....	53
Figura 4.4 – Mapa de campo magnético residual.....	54
Figura 4.5 – Mapa de Amplitude do Sinal Analítico	55
Figura 4.6 - Mapa da Redução ao Polo Magnético (RTP).....	57
Figura 4.7 - Mapa do Sinal Analítico da Integral Vertical, calculada a partir dos dados do campo magnético residual.....	58
Figura 4.8 - Mapa da Integral Vertical do Sinal Analítico, calculada a partir dos dados do campo magnético residual.....	59
Figura 4.9 - Modelo 3D da distribuição da susceptibilidade magnética obtida pela inversão dos dados do campo magnético residual. A legenda de contraste de susceptibilidade está em unidades do SI	60
Figura 4.10 – Anomalia A: corte vertical do modelo 3D da distribuição de susceptibilidade gerado a partir da inversão dos dados de campo magnético residual. Este corte intercepta o eixo horizontal na coordenada 571878 E. A legenda de contraste de susceptibilidade está em unidades do SI.....	61
Figura 4.11 - Anomalia B: corte vertical do modelo 3D da distribuição de susceptibilidade gerado a partir da inversão dos dados de campo magnético residual. Este corte intercepta o eixo horizontal na coordenada 571898 E. A legenda de contraste de susceptibilidade está em unidades do SI.....	61
Figura 4.12 - Modelo 3D da distribuição da susceptibilidade magnética obtida pela inversão dos dados de ASVI. A legenda de contraste de susceptibilidade está em unidades do SI	63
Figura 4.13 - Anomalia A: corte vertical do modelo 3D da distribuição de susceptibilidade gerado a partir da inversão dos dados de ASVI. Este corte intercepta o eixo horizontal na coordenada 571868 E. A legenda de contraste de susceptibilidade está em unidades do SI	63
Figura 4.14 - Anomalia B: corte vertical do modelo 3D da distribuição de susceptibilidade gerado a partir da inversão dos dados de ASVI. Este corte	

intercepta o eixo horizontal na coordenada 571898 E. A legenda de contraste de susceptibilidade está em unidades do SI64

Figura 4.15 - Anomalia C: corte vertical do modelo 3D da distribuição de susceptibilidade gerado a partir da inversão dos dados de ASVI. Este corte intercepta o eixo horizontal na coordenada 572048 E. A legenda de contraste de susceptibilidade está em unidades do SI64

Figura 4.16 - Modelo 3D da distribuição da susceptibilidade magnética obtida pela inversão dos dados de VIAS. A legenda de contraste de susceptibilidade está em unidades do SI65

Figura 4.17 - Corte vertical do modelo 3D da distribuição de susceptibilidade gerado a partir da inversão dos dados de VIAS. Este corte intercepta o eixo vertical na coordenada 6941490 N. A legenda de contraste de susceptibilidade está em unidades do SI66

Figura 4.18 – Valores do (A) campo magnético residual e (B) ASVI obtidos a partir dos dados observados e calculados pelo modelo de distribuição de distribuição da susceptibilidade magnética obtida pela inversão67

1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS

1.1 Introdução

O interesse pelo estudo de carbonatitos tem crescido ultimamente em todo mundo, em função do seu enorme potencial para mineralização de elementos terras raras (ETRs), fosfatos e nióbio (MITCHEL, 2005). Tais elementos possuem uma larga aplicação em diversos setores, como os do petróleo e computação, na indústria bélica, bem como na produção de energia limpa, denominados de *Green Elements* (SERVICE, 2010; STONE, 2009). O monopólio chinês de consumo e produção de ETRs conduz o planeta à necessidade de uma maior exploração das reservas já existentes e a descoberta de novas.

A área do presente estudo situa-se no Planalto Catarinense, a cerca de 120 km da borda Leste da Bacia do Paraná. Do ponto de vista geológico, encontra-se em um dos altos estruturais/domos mais espetaculares da Bacia do Paraná, conhecido como Domo de Lages, descrito originalmente como um domo do tipo ‘perfurante’ (LOCZY, 1968). Diferencia-se, em relação aos demais domos da borda leste da Bacia do Paraná (Juro-Cretáceo), pela presença de rochas alcalinas e com idade aparentemente pouco mais nova (~75 Ma) do que a dos outros domos conhecidos até o momento (SCHEIBE, 1986; MACHADO; TEIXEIRA, 2008). Estas rochas alcalinas e carbonatitos associados, nas décadas de 1970 a 1980, foram alvo de investigações, principalmente mineralógica e petrológica (SCHEIBE, 1979; 1986; SCHEIBE; FORMOSO, 1979; TRAVERSA *et al.*, 1994; 1996; dentre outros).

As rochas alcalinas e lamprófiros associados ao Domo de Lages foram estudadas inicialmente por Scheibe (1976, 1979 e 1986), Scheibe e Formoso (1979), Furtado e Scheibe (1989), Traversa *et al.* (1994, 1996) Dani (1998), Dani *et al.* (1999), e têm sido divididas em dois grupos: rochas alcalinas leucocráticas e rochas ultrabásicas. Destacam-se ainda o carbonatito da Fazenda Varela (motivo deste estudo), o kimberlito “Janjão” e as brechas de chaminé.

Em virtude de sua importância econômica, diversos estudos petrológicos, geoquímicos e mineralógicos foram realizados no Carbonatito Fazenda Varela, embora não há trabalhos relacionados à geometria e extensão que esses corpos possam apresentar em subsuperfície. Scheibe (1979) salienta a dificuldade para a definição do contato do corpo carbonatítico com as rochas sedimentares encaixantes:

Mesmo trabalhando em campo e contando com a ajuda de poços, trincheiras e da projeção em superfície dos resultados das sondagens, a escassez de afloramentos naturais e, especialmente o caráter transicional das litologias híbridas, resultantes da transformação e reação dos sedimentos com os produtos relacionados com o evento carbonatítico, impedem a definição de contato em escala de detalhe.

Além disso, Scheibe (1979) salienta a possibilidade de existência de uma massa consideravelmente maior de rocha carbonatítica em níveis ainda não atingidos pela erosão, e que seria representativa das fases iniciais da sua cristalização. O autor sugere também que, apesar de não haver evidências regionais, possivelmente a localização aproximadamente central dos carbonatitos em relação ao complexo alcalino de Lages se ajustaria ao modelo concêntrico de complexo carbonatítico.

Em função dos resultados conclusivos obtidos por Scheibe (1979), decidiu-se nesta investigação o emprego de uma metodologia geofísica, a magnetometria, que permite a delimitação lateral da fonte de uma anomalia com as rochas encaixantes, valendo-se dos contrastes de susceptibilidade magnética observados entre elas. A magnetometria apresenta destaque na investigação de intrusões magmáticas, quando o contraste é significativo, mesmo se comparado aos métodos sísmicos (VIGNERESSE, 1995). Como exemplos do uso de dados magnéticos para o estudo de intrusões alcalinas no território brasileiro, podem ser citados alguns trabalhos: Rugenski (2006), Jácomo (2010), Ribeiro (2011), Dutra (2006), Rugenski (2003), Louro (2013).

Em vista disso, o principal objetivo deste trabalho é investigar as anomalias magnéticas associadas ao Carbonatito Fazenda Varela e, com isso, inferir modelos

para avaliar a extensão e geometria do corpo e suas relações com as rochas encaixantes do mesmo.

1.2 Localização e acessos

A área deste estudo localiza-se na porção centro-oeste do Domo de Lages e abrange uma área de aproximadamente 1.300 km². Suas dimensões são aproximadamente 1500 x 900m e seu centro tem como coordenadas geográficas aproximadas de 27° 39' de latitude Sul e 50° 17' de longitude Oeste. O acesso pode ser feito pela rodovia BR 116, que liga Lages-Correia Pinto. A partir de Lages, a área pode ser acessada, percorrendo-se aproximadamente 12 km na direção norte pela referida rodovia, depois pega-se à direita para leste em uma estrada vicinal e percorre-se cerca de 5 km até o acesso à antiga Fazenda Varela. O local do estudo, onde ocorre o carbonatito, é mostrado na Fig. 1.1.

Figura 1.1 - Mapa de localização e acessos ao Carbonatito Fazenda Varela (CFV).

Fonte: Elaborada pelo autor.

2 GEOLOGIA

2.1 Bacia do Paraná

Caracterizada como uma bacia intracratônica em virtude de seu posicionamento tectônico e de suas características tectono-sedimentares (MILANI et al., 2007b), a Bacia do Paraná tem uma área aproximada de 1.500.000 km² e abrange oito estados brasileiros (MT, MS, GO, MG, SP, PR, SC, RS), além de parte do Uruguai, Argentina e Paraguai.

A organização da Bacia do Paraná, segundo Milani e Ramos (1998), é o resultado da superposição de seis episódios distintos de sedimentação, tanto

geográfica como temporalmente, podendo ser separada em três diferentes bacias, com geometrias distintas. Sua sedimentação teve início no Cambriano-Ordoviciano, cuja seção sedimentar paleozoica pode ser dividida em três sequências tectonosedimentares: Ordoviciano-Devoniano, Eocarbonífero-Permiano e Neojurássico-Eocretáceo, limitadas por inconformidades (ZALÁN et al., 1991). Fulfaro et al. (1982) descrevem, para a transição Permotriássica, uma mudança do nível de base regional. Neste período, segundo estes autores, depósitos de um mar raso (Teresina/Corumbataí) são sobrepostos por depósitos eólicos de dunas litorâneas (Pirambaia) e, posteriormente, por dunas de um deserto continental (Botucatu). Para eles, esta mudança ocorreu, em princípio, devido ao levantamento dos Andes Meridionais e à movimentação tectônica positiva do assoalho da Bacia do Paraná.

Em toda a bacia, segundo Zalán et al. (1991), dois estilos estruturais principais estão presentes: deformações associadas a intrusões ígneas e deformações associadas a reativações de lineamentos tectônicos com direção NE e NW, associando-se, com esta última, estruturas dômicas, flexuras e falhas, particularmente na borda leste da bacia ou nos seus limites imediatos com o embasamento pré-Siluriano (ALMEIDA, 1986).

Na porção oriental da bacia, incluindo o trecho entre o sudeste brasileiro e o Uruguai, estima-se que foi removido por erosão cerca de 2500 metros de sedimentos dessa porção da bacia, em função do soerguimento crustal associado ao rifte do Atlântico Sul (ZANOTTO, 1993). A porção oeste é definida por uma feição estrutural positiva orientada norte-sul, com um bulge flexural, resultante da sobrecarga litosférica no continente promovido pelo cinturão orogênico andino, envolvendo a região do Pantanal Mato-Grossense e o Arco de Assunção, o qual teria surgido no Devoniano e divido as bacias do Paraná e do Chaco (MELO, 1989; ALMEIDA, 2004).

2.1.1 Estratigrafia

A primeira proposta estratigráfica da Bacia do Paraná foi feita em um relatório elaborado por White (1908), como produto de um levantamento geológico realizado nas minas de carvão de Santa Catarina, e que ficou conhecido na literatura brasileira como a Coluna White. Desde então, pouca coisa mudou em termos da estratigrafia básica da bacia, a não ser com as informações oriundas da perfuração de poços com vistas às pesquisas voltadas para petróleo e gás, conduzidas pela Petrobras e pelo consórcio da Paulipetro. A Bacia do Paraná compreende um registro estratigráfico com espessura máxima de aproximadamente sete mil metros, cujo depocentro principal coincide geograficamente com a calha atual do rio Paraná. Milani (1997) divide o seu registro sedimentar em seis unidades de ampla escala denominadas Supersequências (Fig. 2.1), as quais compreendem sucessões estratigráficas com intervalos de tempo da ordem de dezenas de milhões de anos, delimitadas por superfícies de discordância de caráter interregional.

As Supersequências Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano) e Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico) compreendem sucessões sedimentares de ciclos transgressivo-regressivos que estão relacionadas às oscilações do nível relativo do mar no Paleozoico. As Supersequências Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo) correspondem às sucessões sedimentares continentais com rochas ígneas associadas.

Figura 2.1 - Limite da Bacia do Paraná com a profundidade do embasamento e as superseqüências

Fonte: Milani et al. (2007a).

A Supersequência Rio Ivaí, considerada a mais antiga identificada na bacia, foi depositada no intervalo do Ordoviciano ao Siluriano. Registra o primeiro ciclo transgressivo-regressivo associado à fase *rift* e é constituída pelo Grupo Rio Ivaí. Segundo Milani *et al.* (2007a), esta unidade, na maioria das vezes, assenta-se diretamente sobre rochas magmáticas e/ou metamórficas do embasamento cristalino pré-cambriano da bacia. Três formações, da base para o topo, compõem o Grupo Rio Ivaí: Alto Garças, Iapó e Vila Maria (ASSINE *et al.*, 1994).

Segundo Milani *et al.* (1994), o final do ciclo ordovício-siluriano é caracterizado por um significativo episódio regressivo que ocasionou a discordância do topo do Grupo Rio Ivaí com a base do Grupo Paraná, de idade devoniana. A Supersequência Paraná possui espessura máxima de 800 metros e compreende duas formações: Furnas, na base, e Ponta Grossa, no topo. A Formação Furnas exibe uma geometria tabular, com espessuras entre 250 e 300m e natureza essencialmente psamítica (ASSINE, 1996).

A Supersequência Gondwana I, ocorrida entre o Neocarbonífero e o Eotriássico, apresenta espessura máxima de 2.500 metros, sendo este o maior volume sedimentar da bacia. Esta unidade aloestratigráfica é dividida em três grupos, da base para o topo: Itararé, Guatá e Passa Dois. Um longo período de glaciação gondwânica, estimado em cerca de 45 Ma, inibiu expressivamente a acumulação sedimentar, causando um grande hiato no registro litológico entre os pacotes devoniano e carbonífero superior. O Grupo Itararé e a Formação Aquidauana (de ocorrência setentrional) são equivalentes estratigraficamente e são representados por seções acumuladas ainda na fase de degelo (FRANÇA; POTTER, 1988). Com o declínio do período de glaciação na bacia, Artinskiano-Kunguriano ao Eokazaniano, elevou-se o nível médio do mar, propiciando um ciclo de sedimentação transgressiva denominado Grupo Guatá (MEDEIROS, 1995). A condição transgressiva, devido à subida do nível do mar, é momentaneamente interrompida pelo influxo de cunhas arenosas da Formação Rio Bonito (base do Grupo Guatá), registrando uma importante retrogradação do mar Itararé (ZALÁN *et al.*, 1990). A sedimentação de siltitos e siltitos arenosos bioturbados da Formação Palermo (topo do Grupo Guatá) indica a retomada da transgressão marinha, a qual culmina com a máxima inundação durante a deposição de folhelhos betuminosos da Formação Irati (MILANI *et al.*, 1994). O Grupo Passa Dois é constituído, da base

para o topo, pelas formações Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto. Milani et al. (2007b) salientam a interrupção da conexão de circulação de águas entre a sinéclise e o Oceano Panthalassa, favorecendo um ambiente hipersalino de sedimentação na Formação Irati. A Formação Serra Alta expõe um pacote sedimentar de folhelhos relacionados ao afogamento do golfo Irati, consequente da decantação de argila em um contexto marinho de baixa energia, sendo a última incursão marinha documentada (GAMA JR., 1979). Na sucessão sedimentar, desenvolveu-se uma sequência regressiva pertencente às formações Teresina e Rio do Rasto. À Bacia do Paraná, o mar nunca mais retornou, iniciando depósitos mesozoicos estritamente continentais.

A Supersequência Gondwana II, presente somente no Rio Grande do Sul e norte do Uruguai, é constituída pela Formação Santa Maria. Ocorrida no ladiniano-noriano, a sedimentação lacustre está associada a um pulso de subsidência nos grábens da bacia e, presumivelmente, a unidade sedimentar foi confinada em uma dessas estruturas na região sul (MILANI et al., 1998). Uma relevante erosão, concomitantemente com a deflação eólica da Formação Botucatu, resultou na ausência de sedimentos da Formação Santa Maria em outras regiões da Bacia do Paraná (MILANI et al., 2007b).

A Supersequência Gondwana III é representada pelas formações Botucatu e Serra Geral, de idade neojurássica-eocretácica. Uma tendência de desertificação do Gondwana, que antecede a ruptura do mesmo, gera um extenso lençol de dunas arenosas com estratificação cruzada tangencial, constituindo a Formação Botucatu (MILANI et al., 2007b). Segundo os mesmos autores, esse imenso deserto, posteriormente, foi sobreposto por uma espessa cobertura de lavas basálticas da Formação Serra Geral, do Eocretáceo, que invadiu toda a bacia e estendeu-se pela Bacia Etendeka na África. Esse magmatismo, com um volume superior a 800.000 km³ é considerado como uma das maiores LIPs (*Large Igneous Provinces*) do mundo (FRANK et al., 2009). A Formação Serra Geral, além de um espesso pacote de rochas vulcânicas (de até 2.000 m), exibe uma complexa rede de diques, que atravessam toda a seção sedimentar da bacia, incluindo também a presença de soleiras (MILANI et al., 2007b). Esse evento foi um importante período para subsidência e estruturação da Bacia do Paraná (ZALÁN et al., 1990).

A Supersequência Bauru consiste em sedimentos acumulados em virtude dos reajustes flexurais causados pelas rochas basálticas da Formação Serra Geral (MILANI et al., 2007a). É formada pelos grupos Bauru e Caiuá (cronocorrelatos), sendo que o primeiro compreende as formações Uberaba, Vale do Rio do Peixe, Araçatuba, São José do Rio Preto, Presidente Prudente e Marília, e o segundo, Rio Paraná, Goio Erê e Santo Anastácio. Segundo estes autores, prosseguiu a evolução estrutural da Bacia do Paraná, embora a evolução estratigráfica tenha se extinguido ao final do estágio rifte da separação de ambos os continentes, África e América do Sul.

2.1.2 Tectônica

Os eventos pós-paleozoicos na América do Sul foram determinantes para a configuração atual da Bacia do Paraná e significativas áreas foram subtraídas do contexto deposicional original. No flanco leste da sinéclise, segundo Milani (2004), é exposto profundamente o embasamento cristalino, como resultado da erosão em função do soerguimento marginal ao rifte sul-atlântico. Já o flanco oeste da bacia é limitado pelo Arco de Assunção, uma feição positiva originada pela sobrecarga litosférica imposta ao continente pelo cinturão andino (MILANI, 2004).

A subsidência inicial e acomodação das unidades sedimentares basais (Supersequência Rio Ivaí) da Bacia do Paraná é tema controverso e ainda em discussão. De acordo com Fulfaro et al. (1982), um conjunto de calhas aulacogênicas (riftes abortados) de orientação NW- SE seriam as estruturas “*precursoras da sedimentação cratônica*”. Zalán et al. (1990) propõem que durante o Ciclo Orogênico Brasileiro ocorreu um aquecimento da região mediante eventos tectônicos compressoriais e, posteriormente, uma contração térmica litosférica possibilitou um provável mecanismo de subsidência inicial. Estes autores não descartam a possibilidade de um estiramento crustal como desencadeador para tal subsidência, sugerindo um rifte na parte mais profunda da bacia. Em contraposição, Soares (1991) afirma que não há traços de um grande rifte que elucidasse a origem da bacia por evento de estiramento litosférico. Para este autor, a subsidência foi ocasionada por uma flexura litosférica com abatimento de grábens, que

acomodaram o “*primeiro ciclo cratônico*”. Milani e Ramos (1998) relacionam ciclos de criação de espaço deposicional na área intracratônica com a reativação transtensiva de zonas de fraqueza originada por esforços compressivos derivados da colisão entre a Pré-Cordilheira e o Gondwana. O substrato do Gondwana reagiu por flexura litosférica, decorrente da sobrecarga tectônica, propagada pelo continente a partir da calha de ante-país, desenvolvida na porção ocidental gondwânica.

A configuração do embasamento cristalino sob a bacia do Paraná tem sido inferida em conjunto com informações geofísicas, dados de afloramentos e diretamente por meio de amostras obtidas em testemunhos de sondagens. O trabalho de Cordani et al. (1984) foi o primeiro a propor a existência de um núcleo cratônico no substrato da bacia, com base em dados radiométricos de duas amostras do embasamento, que forneceram idades superiores a 2 Ga, e outras inferências geológicas. Desse modo, eles previram que o núcleo cratônico era composto por um único bloco localizado sob a região axial da bacia circundado por faixas móveis brasileiras. Mantovani *et al.* (2005) analisaram a anomalia Bouguer residual, mediante um grande levantamento gravimétrico na Bacia do Paraná, e constataram um alto gravimétrico bem delineado com formato quase triangular. Tal feição foi denominada bloco Paranapanema, reforçando o modelo de núcleo central cratônico.

Milani e Ramos (1998) discordam da existência de um núcleo cratônico centralizado, pois isto implicaria a presença de um domínio estável na porção central, o que contrasta com a história de subsidência da bacia. Anomalias gravimétricas, magnetométricas e perfis de sísmica de reflexão revelaram estruturas do embasamento, com orientação SW-NE, sendo interpretadas por Marques et al. (1993) como um rifte central em estágio inicial. Além disso, com auxílio de amostras do embasamento de vários furos de sondagens, Milani e Ramos (1998) propuseram que essas orientações das estruturas SW-NE resultaram de uma acreção de vários blocos cratônicos, separados por zonas de sutura. O conceito de rifte central abortado é baseado na existência de um corpo basáltico (Três Lagoas) encontrado num poço a uma profundidade de 4.569 metros, em nível estratigráfico correspondente ao da Supersequência Rio Ivaí (MILANI, 2004). Recentemente, estudos sismológicos têm ajudado a elucidar o modelo de embasamento mais adequado. Julià et al. (2008) empregaram os métodos função receptor e dispersão

de ondas Rayleigh para investigar a espessura crustal por toda a bacia, fornecendo evidências sísmicas de *underplating* sob vários locais da mesma. A conclusão do estudo destes autores é inconsistente com a visão tradicional da existência de um núcleo cratônico central no substrato da bacia rodeado por faixas móveis, refutando assim a interpretação anterior de Mantovani et al. (2005). Essa nova interpretação converge com o modelo de embasamento cratônico fragmentado, postulado por Milani (1997) e Milani e Ramos (1998).

A Província Magmática Paraná teve início no Cretáceo Inferior e representa uma intensa atividade ígnea na forma de derrames de composição básica e natureza tholeiítica (PICCIRILLO; MELFI, 1988). Também ocorre significativa atividade ígnea intrusiva caracterizada por soleiras (*sills*), que afloram a nordeste da bacia, e o enxame de diques que ocorrem nas regiões do Arco de Ponta Grossa, da Serra do Mar e de Florianópolis (MARQUES et al., 2005).

O processo de rifteamento do Atlântico Sul propiciou a reativação de estruturas no Brasil, reestruturação e criação de bacias, tanto interiores quanto exteriores (PICCIRILLO *et al.*, 1990). Segundo alguns autores (e.g. MORGAN, 1981; GIBSON *et al.*, 1999; MILNER; LE ROEX, 1996), o mecanismo de ativação e a fonte de calor refletem a atuação da pluma de Tristão da Cunha, embora Marques et al. (1999), ao realizarem estudos geoquímicos, sugerem que essa pluma possa ter colaborado somente como fonte de calor para fusão do manto litosférico. Além disso, trabalhos recentes de Ernesto et al. (2002), baseando-se em dados geoquímicos, paleomagnéticos e de anomalias de geoide, e Marques et al. (2005), mediante reconstruções paleomagnéticas, opõem-se a possibilidade de envolvimento da pluma de Tristão da Cunha como forma de suprimento de calor ou massa, pois não apresenta posição favorável relativamente à Placa Sul-Americana. Sendo assim, os processos geodinâmicos causadores do magmatismo ainda estão por ser adequadamente equacionados.

2.1.3 Estruturas

Na Bacia do Paraná são identificadas três direções principais estruturais que afetam a sucessão da bacia: NW-SE, NE-SW e E-W (ZALÁN et al., 1990). As direções estruturais NW e NE são as mais antigas e estão relacionadas com descontinuidades já existentes no embasamento da bacia. Estes padrões foram reativados sucessivamente durante a sua evolução, e podem corresponder a falhas simples ou extensas zonas de falhas (comprimento de centenas de quilômetros e largura de poucas dezenas de quilômetros), por vezes associadas à estruturas em flor, dobras e falhas reversas escalonadas ou grandes falhas normais. As falhas com orientação NW foram reativadas durante a ruptura do no Gondwana no Juro-Cretáceo e são preenchidas por diques básicos. Zalán et al. (1987) chamam a atenção para o padrão estrutural distinto das zonas de falhas NE, constituído por uma única falha larga ou por uma zona de falha retilínea, e salientam a ausência significativa de diques nessa direção. Os lineamentos E-W, ativos a partir do Triássico, são pouco compreendidos e detectáveis em mapas aeromagnéticos e imagens LANDSAT. Apresentam correlação com o desenvolvimento do Atlântico Sul pelo singular paralelismo com as zonas de fraturas oceânicas (ZALÁN et al., 1990). A Fig. 2.2 ilustra a orientação das principais estruturas tectônicas lineares presentes na Bacia do Paraná.

A estrutura da bacia também é caracterizada por altos estruturais, referidos como arcos e domos, podendo haver intrusões alcalinas. Há uma tendência, destacado por Almeida (1983), de ocorrer rochas alcalinas nas margens da Bacia do Paraná, onde o embasamento pré-siluriano se acha exposto. A reativação tectônica de estruturas do embasamento foi muito importante na formação destas estruturas e a movimentação/reativação de falhas antigas do substrato da bacia foi um processo determinante na deformação de seu arcabouço (ALMEIDA, 1986; ROLDAN et al., 2010, dentre outros).

Figura 2.2 - Principais estruturas tectônicas lineares da Bacia do Paraná

Direção NW: (1) Arco Alto Paranaíba; (2) Flexura de Goiânia; (3) Baixo de Ipiacú/Campina Verde; (4) Alto de Cardoso; (5) Zona de Falha de Guapiara; (6) Falha de Santo Anastácio; (7) Falha de São Jerônimo/Curiúva; (8) Arco de Ponta Grossa; (9) Zona de Falha Curitiba/Maringá; (10) Falha do Rio Alonzo; (11) Zona de Falha Cândido de Abreu/Campo Mourão; (12) Lineamento Rio Piquiri; (13) Zona de Falha Caçador; (14) Sinclinal Torres; (15) Arco do Rio Grande; **Direção NE:** (16) Zona de Falha Transbrasiliana; (17) Lineamento Araçatuba; (18) Falha de Guaxupé; (19) Falha de Jacutinga; (20) Zona de Falha Taxaquara; (21) Zona de Falha Lancinha/Cubatão; (22) Zona de Falha Blumenau/Soledade; (23) Falha do Leão; (24) Falha Açotea; **Direção E-W:** (25) Lineamento de Cassilândia; (26) Lineamento Mogi-Guaçu/Dourados; (27) Lineamento de São Sebastião; (28) Lineamento de Taquara Verde; (29) Lineamento de Bento Gonçalves; **Direção N-S:** (30) Arco de Assunção.

Fonte: Zalán et al. (1987).

Estudos de lineamentos estruturais realizados por Jacques et al. (2010, 2012) na borda leste da Bacia do Paraná e seu embasamento em Santa Catarina, com base em imagens SRTM e LANDSAT, nas escalas 1:100.000 e 1:500.000, destacam as principais direções estruturais: N-S e NNE-SSW (no embasamento), NW-SE e N-S $\pm 5^\circ$ (Supersequência Gondwana I) e NE-SW e NW-SE (Supersequência Gondwana III e Formação Serra Geral).

Estudos de lineamentos magnéticos realizados por Jacques et al. (2014) no Escudo Catarinense e na borda leste da Bacia do Paraná mostram o prolongamento das estruturas pré-cambrianas NE-SW, particularmente das zonas de cisalhamento dúcteis Major Gercino e Itajaí-Perimbó, pelo substrato da bacia até pelo menos a

região do Domo de Lages, mostrando que este padrão estrutural destacado também nas imagens de satélite é o resultando da reativação de descontinuidade presente no embasamento na bacia, conforme já salientado por Almeida (1981).

2.2 Domo de Lages

O Domo de Lages apresenta um formato circular e uma área aproximada de 2100 km², sendo localizado imediatamente ao norte da cidade homônima. Diferencia-se das demais estruturas dômicas da bacia pela sua associação com rochas alcalinas. Estas rochas penetraram e arquearam as rochas sedimentares gondwânicas (carboníferas e permianas) e elevaram no centro da estrutura as camadas dos grupos Itararé, Guatá e Passa Dois por cerca de 1100 a 1200 m (LOCZY, 1968). O referido domo possui um eixo maior (~ 35 km), orientado na direção NW-SE, e um eixo menor (~20 km), segundo à direção NE-SW. Expõe na sua parte central rochas sedimentares mais antigas (Permocarbonífero) pertencentes ao Grupo Itararé, as quais em direção às bordas se tornam sucessivamente mais jovens (Formações Rio do Rasto e Piramboia) e são recobertas pelas rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, de idade cretácica.

Os trabalhos pioneiros realizados na região de Lages remontam à década de 1930 do século passado e foram relacionados à pesquisa de petróleo. Nessa ocasião, Paiva (1933) identificou um grande domo, que denominou de Domo de Núcleo Vulcânico. Reconheceu um núcleo de rochas intrusivas alcalinas (Morro do Tributo), circundado por rochas sedimentares mais antigas, conhecidas na época como folhelho Irati. Identificou ainda a partir do Morro do Tributo (norte da cidade de Lages) camadas com mergulhos de 10 a 15°. Barbosa (1933), ao fazer a primeira descrição petrográfica das rochas alcalinas de Lages, classifica-as de sienitos nefelínicos (Morro do Tributo), descritos típicos por Paiva (1933) como fonolitos. Descreveu ainda lamprófiros, brecha fonolítica com alteração hidrotermal e augítitos. Posteriormente, Scorza (1937) descreve as rochas do Morro do Tributo como microfoiaito e rochas com olivina (olivinamelilito) provenientes do Morro Grande, localizado no fechamento sul do domo. É deste mesmo autor a caracterização de

uma rocha efusiva porfírica com fenocristais de plagioclásio (até 1,5 cm), classificada como aegerina-augita, nefelina e kersurtita.

Loczy (1968) considerou as rochas alcalinas do domo de Lages como sendo posterior à deposição do Membro Morro Pelado (Formação Rio do Rasto) e anterior à deposição da Formação Botucatu. Descreveu, na parte central do domo, uma cobertura sedimentar intensamente fraturada e falhada com presença de falhas de empurrão primitivas, que exibem simetria radial e concêntrica em relação à parte central. Almeida (1983) considera a ocorrência de rochas alcalinas em Lages (Fig. 2.3) como sendo associada à reativação tectônica de falhas tardi-brasilianas situadas ao sul de Santa Catarina. Além disso, salienta que o Domo de Lages se encontra localizado na região de inflexão entre duas estruturas tectônicas regionais, o Arco de Ponta Grossa, ao norte, e o Sinclinal de Torres, ao sul.

Estudos geológicos e estruturais desenvolvidos no Domo de Lages sugerem que a sua estruturação ocorreu durante o Neocretáceo, e foi resultante da reativação de estruturas NW presentes no substrato da bacia e que são registradas no escudo catarinense, sugerindo assim a reativação, durante o Eocretáceo, de estruturas mais antigas (MACHADO et al. 2012). Duas direções principais de falhas transcorrentes são registradas nas rochas alcalinas do domo: uma dextral, com direção ao redor de N-S (NNW a NNE), e outra, sinistral, com direção aproximadamente E-W (ENE a ESE) (ROLDAN, 2007). Um evento compressivo com campo de tensão principal máximo (σ_1) orientado próximo de NE-SW é sugerido para a formação dessas estruturas (ROLDAN, 2007; MACHADO et al., 2012).

Figura 2.3 - Mapa geológico da região do Domo de Lages. No círculo em vermelho a região do Carbonatito Fazenda Varela (CFV).

Fonte: Roldan (2007).

Estudos específicos das rochas alcalinas, conduzidos por Scheibe (1979, 1986), permitiram separá-las em alcalinas leucocráticas (fonólitos, analcima traquitos e nefelina sienitos) e ultrabásicas alcalinas (olivina melilitos e lamprófiros,

geralmente na forma de diques), além de carbonatitos, kimberlitos e brechas de chaminé, compondo o que então foi denominado Distrito Alcalino de Lages. Datações geocronológicas obtidas nestas rochas forneceram idades K/Ar entre 78 a 63 Ma, Ar/Ar entre 76 a 73 Ma e Rb/Sr ao redor de 81 ± 8 Ma (SCHEIBE et al., 1985; SCHEIBE, 1986; MACHADO; TEIXEIRA, 2008).

2.3 Carbonatitos e magmatismo alcalino

Brögger (1921) foi provavelmente o primeiro autor a considerar os carbonatitos como rochas de origem magmática, com o termo sendo posteriormente empregado para definir dois grupos de rochas, um rico em carbonatos e outro em silicatos (HEINRICH, 1966).

Atualmente os carbonatitos são considerados rochas intrusivas ou extrusivas que contêm mais de 50% de carbonatos em volume e se distinguem, das demais rochas, pelo fato de conter uma grande diversidade de elementos de terras-raras (ETRs) (WOOLLEY, 1989; STANTON, 1972; MITCHEL, 2005).

Os carbonatitos compõem menos de 1% das rochas da crosta terrestre, sendo, portanto, considerados relativamente raros. Corpos intrusivos de carbonatitos podem ocorrer na forma de diques, *stocks*, *pipes*, *plugs*, derrames, zonas brechadas e *sills*, sendo comumente associados às rochas alcalinas, como kimberlitos do tipo I, lamprófiros, piroxenitos, dentre outros (BELL et al., 1998). Como os carbonatitos contêm mais de 50% de carbonatos, a sua denominação depende do mineral predominante como, por exemplo, o beforsito (dolomita), o ferrocarbonatito (siderita ou ankerita), o sövito ou alvikito (calcita), o natrocarbonatito (carbonato de sódio). Hogarth (1989) salienta a importância dos carbonatitos que, além de carbonatos, contêm mais de 280 minerais, muitos de alto valor econômico, destacando-se: pirocloro (Nb), barita (Ba), anatásio e rutilo (Ti), apatita (P e ETR), zircão (Zr), monazita e minerais da série bastnaesita-synchysita (ETR).

Diferentes propostas são disponíveis na literatura para explicar a origem das rochas alcalinas e carbonatitos, pois há vários pontos que ainda não há consenso entre os pesquisadores. Existe consenso de que os carbonatitos têm origem

magmática, mas até o momento não há ainda um modelo petrogenético aceito por todos. Segundo Jones et al. (2013), a gênese dos magmas carbonatíticos é sustentada por três hipóteses:

- I. Fusão residual, proveniente da cristalização fracionada de um magma álcali-peridotítico carbonatado (GITTINS, 1989).
- II. Imiscibilidade de líquidos fracionados de um magma silicático carbonatado. (FREESTONE; HAMILTON, 1980; AMUNDSEN, 1987; KJARSGAARD; HAMILTON, 1988; BROOKER; HAMILTON, 1990; KJARSGAARD; PETERSON, 1991; CHURCH; JONES, 1995; LEE; WYLLIE, 1997; DAWSON, 1998; HALAMA *et al.*, 2005; BROOKER; KJARSGAARD, 2011).
- III. Fusão do manto primário gerado pela fusão parcial de peridotito carbonatado. (WALLACE; GREEN, 1988; SWEENEY, 1994; HARMER; GITTINS, 1998; HARMER et al., 1998; YING et al., 2004).

A combinação dessas três hipóteses é defendida por alguns autores (e.g. WYLLIE, 1989; GITTINS, 1989; WINTER, 2001), sendo suportadas por dados experimentais e isotópicos, embora nenhuma delas tenha sido completamente confirmada. Wyllie (1995) salienta que os carbonatitos também podem ser gerados no manto litosférico à medida que fusões parciais ascendem rapidamente acima de uma pluma quente mantélica. Caso haja interrupção da convecção térmica, haverá estagnação desses grandes volumes de carbonatitos, originando metassomatismo carbonatítico no manto.

Middlemost (1974), ao estudar as origens dos carbonatitos associados aos rifts africanos, afirma que, embora haja correlação entre os *rifts* e o magmatismo alcalino, ambos estão geralmente associados a arqueamentos da crosta. As forças originadas da separação dos continentes, transmitidas por meio de uma placa rígida, produziriam tais arqueamentos e poderiam resultar em fusão parcial na zona subjacente de pressão reduzida. Além disso, o autor destaca que voláteis no manto poderiam fluir para uma zona de alívio de pressão e, assim, rebaixariam as temperaturas de fusão dessas rochas e liberariam o calor adicional. O fluxo de voláteis poderia trazer consigo elementos móveis, mais especificadamente álcalis, e, em condições favoráveis, anfibólios, flogopita e carbonatos poderiam se formar no manto. A grande diversidade de minerais encontrada nos diferentes complexos

alcalinos tem sido explicada pelas variações termais do manto (anteriores ao arqueamento), natureza dos voláteis, seu nível de formação, volume e forma como eles são liberados.

Até 1987 eram conhecidas apenas 56 ocorrências de carbonatitos no mundo. Contudo, segundo Woolley e Kjarsgaard (2008), este número subiu atualmente para 527. No Brasil há uma grande ocorrência de carbonatitos (Fig. 2.4), principalmente na porção Sul, os quais foram subdivididos em dois grupos por Woolley (1989). O primeiro grupo ocorre em Goiás e Minas Gerais, ao longo de uma estrutura alongada e antiga, com lineamentos NW-SE, denominada Arco do Alto Paranaíba. Compreende uma região entre o limite sudeste do Cráton do São Francisco e o limite nordeste da Bacia do Paraná, sendo marcada por altos gravimétricos e magnéticos. O segundo grupo, de idades entre 65 e 131 Ma, inclui os carbonatitos de Jacupiranga, Anitápolis, Lages, dentre outros, com o primeiro deles situado no Estado de São Paulo e os dois últimos, no Estado de Santa Catarina.

Figura 2.4 - Ocorrência de carbonatitos no Brasil, Bolívia e Paraguai

Fonte: Woolley e Kjarsgaard (2008).

2.3.1 Carbonatito Fazenda Varela

A ocorrência de carbonatito, localizado na Fazenda Varela, se restringe, segundo Scheibe (1979), a duas elevações por ele denominadas de Morro Oeste e Morro Norte (Fig. 2.5). Nesses locais, Menegoto e Formoso (1998) ressaltam que as eruptivas ocorrem sob a forma de um complexo sistema de veios e diques, que se entrelaçam dentro de litologias constituídas principalmente por brechas, e não

ocorrem extensivamente. De acordo com os autores, o carbonatito encontra-se inteiramente intemperizado, exceto em dois locais: no Morro Oeste, em uma pedreira dinamitada e, no topo do Morro Norte, em uma trincheira.

No Morro Oeste, também conhecido como Morro do Carbonatito, ocorre o principal afloramento do carbonatito, aproximadamente tabular, com espessura da ordem de 20m (SCHEIBE, 1979). O autor salienta a existência de um furo de sondagem com 100m de profundidade, realizada pela CIMENVALE S/A, que corta continuamente o carbonatito, e propõe a hipótese de que se trata de um único corpo. No Morro Norte, também chamado de Morro Grande, o carbonatito aflora em área reduzida na forma de veios com espessuras entre 20 e 50 centímetros, cortando subverticalmente brechas feldspáticas alteradas (SCHEIBE, 1979; MENEGOTO; FORMOSO, 1998).

O padrão anelar de drenagem que circunda a região carbonatítica, descrita por Menegoto e Formoso (1998), é determinado pelas rochas encaixantes perturbadas pela intrusão. As encaixantes são rochas sedimentares do Grupo Guatá, pertencentes à Formação Rio Bonito, constituídas por arenitos finos a médios, quartzosos e subordinadamente feldspáticos, e eventualmente apresentam cimentação por óxidos de ferro hidratados (SCHEIBE, 1979).

Scheibe (1976), ao estudar a mineralogia e a petrologia do carbonatito da Fazenda Varela, descreve a rocha como beforsito característico e beforsito ankerítico do tipo carbonato com terras raras, comparando-a com carbonatitos encontrados no Lago Chilwa, na África Oriental. O autor considera a hipótese de que os beforsitos da Fazenda Varela representam o estágio final de fracionamento carbonatítico do Complexo Alcalino de Lages, sendo assim, essa região poderá ser prospectável para todas as mineralizações associadas às rochas alcalinas e carbonatitos.

Figura 2.5 - Mapa geológico da área de ocorrência do Carbonatito Fazenda Varela

Fonte: Manfredi et al. (2013).

Manfredi et al. (2013) descrevem mineralização de parisita- (Ce) associada ao Carbonatito Vazenda Varela e consideram o principal fluorcarbonato portador de ETRs do carbonatito. Trata-se de um mineral fibroso e fibrorradial bem desenvolvido que preenche fraturas e veios hidrotermais que cortam a rocha encaixante metassomatizada. Segundo os autores, a mineralização de parisita- (Ce) foi formada a partir da percolação de um fluido com baixa atividade de F, que teria reagido com a rocha e lixiviado preferencialmente os ETRL e transportados provavelmente por compostos clorados.

3 METODOLOGIA

3.1 Método Magnetométrico Terrestre

O método magnético permite investigar a geologia de uma região com base nas propriedades magnéticas das rochas em subsuperfície que causam anomalias no campo magnético terrestre. A maior parte dos minerais formadores das rochas não é magnética, no entanto, certos tipos de rochas contêm minerais suficientes para originar anomalias magnéticas significativas (KEAREY et al., 2009). Esses minerais correspondem a um pequeno grupo de óxidos de ferro e titânio, sendo mais comum a magnetita (série magnetita-titanomagnetita). Segundo Luiz e Costa (1995), ao se mapear a distribuição destes minerais na superfície terrestre, é possível compreender as características das rochas, uma vez que a sua presença nas rochas está associada aos ambientes formadores e aos processos experimentados durante a evolução geológica.

Os principais tipos de magnetização nas rochas são a magnetização induzida e a magnetização remanente. A intensidade de magnetização induzida é proporcional à intensidade da força de magnetização H do campo indutor:

$$\vec{M}_I = \chi \cdot \vec{H} \quad (1)$$

sendo M_I a magnetização induzida, χ a susceptibilidade magnética da rocha e H a força de magnetização do campo externo. As direções de M_I podem ser identificadas como paralelas ao Campo Magnético Terrestre (CMT).

A susceptibilidade no sistema SI é adimensional e indica o grau de magnetização a ser induzido em um determinado material, uma vez inserido em um campo magnético externo. O mineral magnético mais comum é a magnetita que, segundo Kearey et al. (2009), é possível classificar o comportamento magnético das rochas, dependendo do conteúdo de magnetita na mesma, considerando ainda que o tamanho, a forma e a dispersão dos grãos magnéticos influenciam na sua característica magnética. A Fig. 3.1 mostra as susceptibilidades dos tipos de rochas mais comuns.

Figura 3.1 - Histograma ilustrando os intervalos de máxima e mínima susceptibilidade e os valores médios de rochas mais comuns

Fonte: Dobrin e Savit (1998).

Em campos magnéticos com magnitudes semelhantes ao terrestre, ou seja, campos magnéticos fracos, a relação entre a magnetização induzida e o campo aplicado, definida pela Eq. 1, é linear e a susceptibilidade χ é constante. A ausência de campo magnético externo implica numa magnetização induzida nula. Todavia, materiais ferromagnéticos apresentam uma magnetização espontânea e, ao serem inseridos em um campo magnético externo, esses materiais têm seus momentos alinhados com o campo, o que gera uma magnetização induzida forte, podendo perdurar mesmo após a retirada do campo. Essa propriedade de retenção é denominada magnetização remanente. Segundo Blakely (1995), a magnetização remanente, para corpos crustais, não é correlativa apenas do raio atômico, da cristalografia e da composição química das rochas, mas também da geologia, da história termal e da tectônica da região.

Considerando corpos tridimensionais em função de seu volume (V), a magnetização (M) resultará pelo somatório dos momentos magnéticos (m_i):

$$\vec{M} = \frac{1}{V} \sum_{i=1}^n \vec{m}_i \quad (2)$$

Assim sendo, por meio da magnetometria, a magnetização total da rocha ($\overrightarrow{M_T}$) é constituída pela soma de duas componentes vetoriais: a magnetização induzida ($\overrightarrow{M_I}$) e a magnetização remanente ($\overrightarrow{M_R}$):

$$\overrightarrow{M_T} = \overrightarrow{M_I} + \overrightarrow{M_R} \quad (3)$$

O conhecimento do comportamento do campo geomagnético é imprescindível para as correções e realces de informação dos dados magnéticos e para a interpretação das anomalias resultantes. Aproximadamente 90% do campo magnético da Terra pode ser representado pelo campo de um dipolo magnético teórico situado no centro da Terra, inclinado cerca de 11,5° em relação ao seu eixo de rotação, conforme a Fig. 3.2. A diferença entre o campo magnético da Terra e o campo do dipolo teórico é denominada de campo não-dipolar (cerca de 10%). Esse valor é muito pequeno comparado ao campo do dipolo na superfície, mas para regiões inferiores até a fronteira manto-núcleo ilustrado na Fig. 3.3, o tamanho do campo não-dipolar aumenta substancialmente ao tamanho do campo dipolar (FOWLER, 2005).

Figura 3.2 - Diferenças entre os polos geográfico, geomagnético e magnético da Terra e o equador

Fonte: Fowler (2005).

Os campos dipolar e não-dipolar são alterados com o tempo de acordo com registros magnéticos dos últimos três séculos. Essa alteração é denominada de variação secular e é mais rápida na parte não dipolar. Segundo Press *et al.* (2006), o deslocamento do fluido dentro do sistema de um geodínamo é da ordem de milímetros por segundo e mudanças na intensidade e na direção do CMT ocorrem com períodos muito lentos, na escala de tempo de décadas. A variação secular é corrigida por um modelo teórico do CMT, conhecido como IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*), sendo previsível a curto prazo, tendo, no entanto, de ser recalculada para cada quinquênio.

A região externa à Terra ocupada pelo campo geomagnético é denominada magnetosfera. Sua forma é consequência do vento solar, que são partículas emitidas pelo Sol e que exercem uma pressão sobre as linhas de força do CMT, comprimindo-o. A variação do CMT está sujeita a oscilações causadas

fundamentalmente pela interação de ventos solares na ionosfera que fazem com que o CMT varie diariamente, produzindo as variações diurnas.

Figura 3.3 - (a) Módulo do campo calculado para um campo dipolar simples; (b) campo observado; (c) linhas de campo ou isodinâmicas extrapoladas para uma região inferior até a fronteira manto-núcleo, evidenciando o aumento do tamanho do campo não-dipolar em relação ao campo dipolar; (d) linhas isodinâmicas comportam-se aproximadamente como um campo dipolar longe do núcleo, mas próximas à fronteira manto-núcleo, tornam-se mais complicadas. Dentro do núcleo, elas são emaranhadas pelos fortes movimentos convectivos

Fonte: Press et al. (2006).

3.2 Correção dos Dados Magnetométricos

O levantamento magnetométrico é influenciado pela CMT, pela magnetização natural das rochas (remanência) e pela ação de campos magnéticos externos, sendo necessária a aplicação de algumas correções, como a correção da variação diurna e a correção do *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF).

3.2.1 Correção da Variação Magnética Diurna

O campo geomagnético apresenta flutuações temporais de curto e longo períodos. A variação diurna está associada à atividade solar e influencia diretamente no campo magnético terrestre (TELFORD et al., 1990). Para o controle da variação diurna utiliza-se um magnetômetro base, que é estacionado próximo à região de levantamento e que faz a leitura contínua, registrando assim as variações magnéticas. É necessário que os relógios dos magnetômetros base e móvel estejam sincronizados para o mesmo dia, horário e intervalos de aquisição. Para um mesmo horário, o valor registrado pelo magnetômetro base é subtraído do registrado pelo magnetômetro itinerante.

3.2.2 Correção do IGRF

A correção do IGRF é um método mais rigoroso e envolve o campo magnético não perturbado em termos de um grande número de harmônicos esféricos e inclui termos temporais para a correção da variação secular (KEAREY, 2009). O valor do IGRF é disponibilizado pelo site <http://www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod/igrf.html>, acessado em agosto de 2016.

3.3 Processamento dos Dados Magnéticos

3.3.1 Método de interpolação

Interpolação é um procedimento para estimar, a partir de valores conhecidos, valores desconhecidos. A utilização de uma determinada técnica interpoladora, portanto, dependerá do conhecimento do conjunto de dados, ou seja, da malha de distribuição dos dados, e do método matemático empregado na geração dos produtos (MEDINA; QUINTAS, 2008).

Segundo (BILLINGS; RICHARDS, 2001), os programas geofísicos disponibilizam ao menos duas classes de métodos interpoladores. Uma é baseada em *splines* bidirecionais e a outra na mínima curvatura. Em geral, não há uma reposta simples sobre a escolha do interpolador apropriado, pois um determinado método pode apresentar melhores resultados em situações específicas (LI; HEAP, 2008).

O método por mínima curvatura (BRIGGS, 1974) interpola os dados a serem gridados com uma superfície que possui as segundas derivadas contínuas com a redução da curvatura integrada minimizada (SMITH; WESSEL, 1990). Com a analogia de uma carga exercida sobre uma placa elástica, a Eq. (4) apresenta uma solução única chamada de spline bicúbica natural:

$$\nabla^2(\nabla^2 z) = \sum_i f_i \delta(x - x_i, y - y_i) \quad (4)$$

Smith e Wessel (1990) demonstram que a Eq. (4) é um caso específico formulado por Love (1927), para forças horizontais iguais a zero, dada por:

$$D\nabla^2(\nabla^2 z) - \left[T_{xx} \frac{\partial^2 z}{\partial x^2} + 2T_{xy} \frac{\partial^2 z}{\partial x \partial y} + T_{yy} \frac{\partial^2 z}{\partial y^2} \right] = q \quad (5)$$

onde D é a constante de rigidez flexural e q a tensão vertical. Na perspectiva da física, f_i representa a força q/D exercida em um ponto sobre a placa elástica e,

matematicamente, representam coeficientes de uma solução composta por funções de Green para a flexão da placa em um ponto devido à carga.

O método de interpolação desenvolvido por Smith e Wessel (1990), conhecido como método de interpolação por curvatura contínua com tensão (*continuous curvature splines in tension*), assume valores $T_{xx} = T_{yy} = T$ e T_{xy} da Eq. (5) para uma tensão isotrópica uniforme. Após algumas manipulações algébricas, a expressão do método é dada por:

$$(1 - T_i)\nabla^2(\nabla^2 z) - T_i\nabla^2 z = \sum_i f_i \delta(x - x_i, y - y_i) \quad (6)$$

onde T é o parâmetro de tensão e o subscrito i indica tensão interna. T_i pode assumir valores entre 0 e 1, sendo que:

- Para $T_i = 0$, a equação apresenta a solução da mínima curvatura;
- Para $T_i = 1$, a solução é a harmônica entre os pontos.

Segundo Billings e Richards (2001), algoritmo RANGRID, disponibilizado pelo programa GEOSOFT, baseia-se nas proposições de Briggs (1974), Swain (1976) e Smith e Wessel (1990), com o uso do parâmetro de tensão na equação de interpolação. Essa é uma técnica numérica amplamente empregada em levantamentos cujos dados apresentam aleatoriedade (GEOSOFT, 2005). Sendo assim, o algoritmo foi escolhido para a elaboração dos mapas de anomalias magnéticas no presente estudo.

3.3.2 Redução ao Polo (RTP)

Proposto inicialmente por Baranov (1957), a aplicação da Redução ao Polo tem por finalidade remover o efeito de distorção gerado pela variação da inclinação e do azimute da polarização magnética de um corpo geológico, assumindo que o mesmo apresente somente magnetização induzida (HINZE, 1990). Ao utilizar um operador de filtro, essa remoção ajusta os dados a uma condição de polarização vertical, observada nos polos magnéticos.

O programa *Oasis Montaj* (GEOSOFT, 1994), emprega a seguinte equação para o cálculo do RTP, em coordenadas polares:

$$L(\theta) = \frac{[\text{sen}(I) - i \cdot \cos(I) \cdot (D - \theta)]^2}{[\text{sen}^2(Ia) + \cos^2(Ia) \cdot \cos^2(D - \theta)] \cdot [\text{sen}^2(I) + \cos^2(I) \cdot \cos^2(D - \theta)]} \quad (7)$$

onde I é a inclinação magnética, D é a declinação magnética e Ia , a inclinação para correção de amplitude.

Em situações que a magnetização da fonte for induzida, deve-se recuperar uma resposta de superfície gaussiana. Na presença, entretanto, de uma magnetização remanente, a Redução ao Polo o grid gerado apresentará resultados distorcidos (COOPER; COWAN, 2005).

3.3.3 Amplitude do Sinal Analítico (ASA)

Segundo Blakely (1995), o Sinal Analítico depende apenas da localização dos corpos causadores das anomalias e é independente da direção de magnetização e da direção do campo da Terra. Segundo Cordani e Shukowsky (2009), a técnica ASA não utiliza a informação da magnetização remanente, pois computa apenas as derivadas do campo, sendo a função escrita como:

$$\overline{A}_n(x, y) = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial^n M}{\partial z^n} \right) \hat{x} + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial^n M}{\partial z^n} \right) \hat{y} + i \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial^n M}{\partial z^n} \right) \quad (8)$$

onde $n \in \mathbb{N}$ e representa a ordem do sinal analítico e M é o campo magnético (NABIGHIAN, 1972 e 1974).

A importância da função da ASA reside no contexto da interpretação, visto que os valores máximos do Sinal Analítico ocorrem sobre os limites dos corpos ou estruturas geológicas, constituindo assim uma ferramenta útil para delimitar lateralmente fontes magnéticas (NABIGHIAN, 1972). Paine, Haederle e Flis (2001) chamam a atenção para a grandeza física da técnica, por compor derivadas direcionais do campo, gera mapas com unidades de nT/m.

3.3.4 Continuação para cima

A técnica de continuação para cima atenua anomalias de curto comprimento de onda, semelhante ao filtro passa-baixa. Possui a vantagem de não produzir grandes distorções laterais e é possível utilizar essa transformação para estimar a componente regional no processo de separação das anomalias com diferentes profundidades de origem.

A integral da continuação para cima, segundo (BLAKELY, 1995) é representada por:

$$U(x, y, z_0 - \Delta z) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} U(x', y', z_0) \cdot \psi_u(x - x', y - y', \Delta z) dx' dy' \quad (9)$$

onde U é o campo potencial e:

$$\psi_u(x, y, \Delta z) = \frac{\Delta z}{2\pi} \frac{1}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} \quad (10)$$

Assim, aplicando o teorema da convolução, temos:

$$\mathcal{F}[U_u] = \mathcal{F}[U] \mathcal{F}[\psi_u] \quad (11)$$

onde $\mathcal{F}[\psi_u]$ é a transformada de Fourier para o campo da continuação para cima.

Ao determinar a expressão analítica para $\mathcal{F}[\psi_u]$, achada pela transformada de Fourier da Eq. (11), obtém-se:

$$\mathcal{F}[\psi_u] = e^{-\Delta z |k|} \quad (12)$$

para $\Delta z > 0$.

O mapa filtrado pela técnica de continuação para cima pode ser obtido, portanto, aplicando a transformada de Fourier nos dados, multiplicando pelo termo exponencial da Eq. (12), e realizar o inverso da transformada de Fourier.

3.3.5 Separação Regional-Residual

Agocs (1951) foi o primeiro a empregar o ajuste polinomial por mínimos quadrados para os dados (NABIGHIAN et al., 2005). A separação Regional-Residual é uma importante etapa para interpretação de dados magnéticos para a mineração, pois isola as anomalias locais, alvo de interesse no levantamento, com a retirada da influência de estruturas geológicas de grande comprimento de onda.

O filtro de superfície polinomial ajustada aos valores dos dados pelo método de mínimos quadrados, disponível no programa Oasis Montaj, foi importante para o presente estudo, pois o programa de inversão utiliza os dados residuais.

3.4 Aplicação da teoria de inversão 3D aos dados magnéticos

Li e Oldenburg (1996) desenvolveram um método para inversão 3D aplicado neste trabalho pelo programa MAG3D (2002) da UBC - GIF (*University of British Columbia – Geophysical Inversion Facility*).

A inversão da superfície de dados magnéticos tem como objetivo obter um modelo 3D de distribuição de susceptibilidade magnética (χ), atribuindo, segundo os autores, a cada célula retangular de uma malha ortogonal 3D, um valor constante de susceptibilidade magnética.

O algoritmo desenvolvido por Li e Oldenburg (1996) assume que não há magnetização remanente, considerando apenas a componente induzida. O valor de magnetização, portanto, apresenta uniformidade em cada célula e é calculado pelo produto da susceptibilidade e o campo geomagnético.

Segundo Williams (2006), o modelo para o problema inverso linear pode ser expresso como:

$$d = G \cdot \chi \quad (13)$$

onde $d = (d_1, d_2, \dots, d_N)^T$ representa o vetor de dados, $\chi = (\chi_1, \chi_2, \dots, \chi_M)^T$ o vetor de susceptibilidades a serem criados com a inversão, G a matriz $N \times M$ de sensibilidade, M é o número de células retangulares individuais e N é o número de dados amostrados.

A função objetivo do modelo usada no algoritmo MAG3D (2002) é descrita da forma:

$$\begin{aligned} \phi_m(m) = & \alpha_s \int_V w_s [w_r(z)(m - m_{ref})]^2 dV \\ & + \alpha_x \int_V w_x \left[\frac{\partial}{\partial x} w_r(z)(m - m_{ref}) \right]^2 dV \\ & + \alpha_y \int_V w_y \left[\frac{\partial}{\partial y} w_r(z)(m - m_{ref}) \right]^2 dV \\ & + \alpha_z \int_V w_z \left[\frac{\partial}{\partial z} w_r(z)(m - m_{ref}) \right]^2 dV \quad (14) \end{aligned}$$

onde $\alpha_s, \alpha_x, \alpha_y, \alpha_z$ são coeficientes ajustáveis para balancear as contribuições de componentes pequenas e suaves; a função w_s “força” o valor da suscetibilidade das células da malha aproximar ao modelo de referência fornecido; $w_r(z)$ é a função peso da profundidade. Os parâmetros w_x, w_y, w_z podem ser usados para tornar o modelo de diferença mais ou menos suave nos limites das células, caracterizando uma melhor continuidade ou limites geológicos esperados (WILLIAMS, 2006).

A função peso da profundidade tem como objetivo inibir que modelos de fontes se concentrem próximos à superfície. Ela é dada por:

$$w_r^2(z) \frac{1}{(z + z_0)^\beta} \quad (15)$$

onde z é a profundidade do centro da célula, β e z_0 são os parâmetros usados para ajustar a função peso ao decaimento da matriz de susceptibilidade em função da profundidade. Segundo Williams (2006), caso a célula da malha for relativamente

distante do ponto de observação dos dados magnéticos, portanto β assumirá o valor 3.

De acordo com Lelièvre, Oldenburg e Phillips (2006), um modelo que se adequa para encontrar a solução de otimização é dado por:

$$\phi = \phi_d + \mu \phi_m \quad (16)$$

sendo μ um parâmetro de balanceamento que define a importância dada a cada função; ϕ a função objetivo a ser minimizada pelo programa; ϕ_m a função que quantifica a diferença entre o modelo da inversão e os vínculos que são estabelecidos pelo usuário; e ϕ_d a função de erro no ajuste dos dados, dada por:

$$\phi_d = \|w_d(d^{obs} - d^{mod})\| \quad (17)$$

onde d^{obs} representa o vetor de dados magnéticos obtidos no levantamento; e d^{mod} o vetor com os parâmetros do modelo gerado; w_d é uma matriz diagonal cujo i -ésimo elemento é dado por:

$$w_i = \frac{1}{\sigma_i} \quad (18)$$

onde σ_i é o desvio padrão do i -ésimo dado.

A solução da minimização da função objetivo, a descrição das demais restrições aplicadas no algoritmo de inversão e a utilização do vínculo de positividade empregados no programa MAG3D, estão demonstradas em Li e Oldenburg (1996).

3.5 Integral Vertical do Sinal Analítico (VIAS) e Sinal Analítico da Integral Vertical (ASVI)

O programa MAG3D inverte dados de anomalias magnéticas considerando somente a presença da magnetização induzida. Corpos geológicos que apresentam uma forte magnetização remanente podem gerar, na inversão, modelos não reais de distribuição das susceptibilidades.

Paine, Haederle e Flis (2001) introduzem duas técnicas para o problema inverso causado para uma anomalia com forte magnetização remanente: Integral Vertical do Sinal Analítico (VIAS - *Vertical Integral of the Analytic Signal*) e o Sinal Analítico a partir da Integral Vertical (ASVI - *Analytic Signal of the Vertical Integral*). Uma vez que a metodologia se baseia na Amplitude do Sinal Analítico, a aplicação do cálculo VIAS e ASVI aos dados magnéticos terá pouca dependência da magnetização remanescente presente nos dados. Portanto, o campo magnético anômalo pode produzir dados qualitativamente semelhantes à resposta observada para esse mesmo campo se este fosse gerado apenas por uma magnetização puramente induzida na presença de um campo magnético vertical.

De acordo com Paine, Haederle e Flis (2001), ao aplicar as técnicas VIAS e ASVI em anomalias que contêm uma forte componente remanente, gera, como resultado da inversão pelo MAG3D, modelos de susceptibilidades mais adequados com a realidade.

3.6 Levantamento Magnético

A área deste estudo localiza-se na porção centro-oeste do Domo de Lages e abrange uma área com dimensões aproximadas de 1500m por 900m. Seu centro tem como coordenadas geográficas aproximadas de 27°39' de latitude Sul e 50° 17' de longitude W.

O levantamento magnético consistiu de duas etapas. A primeira realizada no mês de julho de 2016 consistiu na coleta de dados nas regiões de afloramento do

carbonatito e em locais mais afastados da possível anomalia gerada pelo mesmo. Foram obtidos 357 pontos em uma área não afetada pela cobertura vegetal, com espaçamento entre os pontos variável. Algumas medições foram realizadas com espaçamento de até 20 metros, fora da ocorrência do carbonatito, e de apenas cinco metros próximo aos afloramentos do mesmo. O segundo levantamento, realizado no mês de agosto de 2017, teve como prioridade a coleta em pontos ao norte, onde ocorre a anomalia com forte magnetização remanente, totalizando 987 pontos medidos.

O levantamento magnetométrico foi executado com um Magnetômetro GSM-19, da empresa GEM Systems, como mostra a Fig. 3.4, com resolução em escala de detalhe na área de ocorrência do carbonatito. Este magnetômetro mede a intensidade do campo magnético baseado pelo movimento de precessão de prótons presentes em um líquido hidrogenado de baixa viscosidade. Segundo Telford et al. (1990), magnetômetro com tal propriedade são um pouco mais sofisticados que os magnetômetros comuns de precessão de prótons.

A localização dos pontos medidos foi feita automaticamente com o GPS acoplado no próprio magnetômetro. O mapa da topografia encontra-se na Fig. 3.5.

Figura 3.4 - Magnetômetro GSM-19

Fonte: disponível em: <<http://www.gemsys.ca/portuguese-landing/>> acessado em:
25/07/2016.

Figura 3.5 - Topografia da região da ocorrência do CFV com os pontos obtidos no levantamento.

Fonte: Elaborada pelo autor.

4 PROCESSAMENTO DOS DADOS E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Os dados magnetométricos foram processados por rotinas do software Oasis Montaj, da empresa Geosoft, que permite aplicações de correções, processamentos e confecção de mapas. As inversões foram geradas pelo programa MAG3D (2002) da UBC - GIF (*University of British Columbia – Geophysical Inversion Facility*), método desenvolvido por Li e Oldenburg (1996).

4.1 Campo Magnético Total (CMT)

A Fig. 4.1 mostra o mapa do campo magnético total, com a variação diurna corrigida na região de ocorrência do carbonatito no Domo de Lages. Após a correção diurna, a partir dos valores do campo magnético total, foi realizada a correção do IGRF. O mapa gerado com a correção do IGRF, entretanto, não ocasionou mudanças significativas.

Na Fig. 4.1 é possível identificar três anomalias magnéticas, com característica dipolar, sendo representadas pelas letras A, B e C.

Figura 4.1 – Mapa do campo magnético total (CMT) da região do Carbonatito Fazenda Varela. As posições onde foram feitas as medições estão representados por pontos pretos. As letras A, B e C correspondem às anomalias magnéticas.

Fonte: Elaborada pelo autor.

O mapa do CMT pode apresentar resultados diferentes para um mesmo corpo magnético dependendo da sua localização geográfica. Segundo Cordani (2008), o campo magnético induzido no Brasil é mais fraco que em países situados próximos aos polos magnéticos e possui uma característica assimétrica, com o polo positivo ao norte e o polo negativo, mais intenso, ao sul.

Na região do estudo, a inclinação do campo magnético é de aproximadamente -38° . A anomalia gerada pelo corpo intrusivo C apresenta uma polarização E-W, que pode ser explicada por uma forte magnetização remanente. Na Fig. 4.1, nota-se ainda a presença de dois dipolos magnéticos A e B, no entanto estes com polarização normal.

4.2 Separação Regional-Residual

A separação regional-residual é essencial para a retirada da influência de variações de grande comprimento de onda do campo geomagnético, que não são o alvo deste trabalho, que visa anomalias causadas por fontes crustais de curto comprimento de onda, por isso deve ser removida.

A escolha do melhor regional para a subtração dos dados é feita com a análise qualitativa dos mapas regionais e residuais. Portanto, faz-se necessária uma avaliação de como a superfície regional se ajusta aos dados na área de concentração das anomalias, assim como fora delas.

A Fig. 4.2 mostra os mapas de estimativas dos campos regionais para polinômios de grau 1, 2 e 3. Os mapas residuais obtidos com as remoções desses polinômios estão dispostos na Fig. 4.3.

Figura 4.2 – Mapas regionais: (A) superfície de ordem 1; (B) superfície de ordem 2; (C) superfície de ordem 3

Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 4.3 – Mapas de anomalias residuais por remoção de: (A) polinômio de grau 1; (B) polinômio de grau 2; (C) polinômio de grau 3

Fonte: Elaborada pelo autor.

Uma tendência clara na direção NW-SE é observada no mapa (Fig.4.1), essa tendência corresponde a variações de grande comprimento de onda do campo geomagnético, que não são o alvo deste trabalho, que visa anomalias causadas por fontes crustais de curto comprimento de onda, por isso deve ser removida.

Com a remoção da superfície polinomial de grau 1 (Fig. 4.2 A), o mapa residual da Fig. 4.3 A apresentou uma forte tendência NE-SW, gerando uma interferência magnética positiva ao lado da anomalia C.

O polinômio de grau 2 (Fig. 4.3 B) começa a ajustar, suavizando a tendência, enquanto que o polinômio de grau 3 apresenta os melhores resultados para a remoção da mesma (Fig. 4.3 C). Criando uma anomalia positiva ao Sul do mapa, entretanto, o polinômio de grau 3 remove a tendência NE-SW, mas gera resultados inconsistentes com a geologia local.

O polinômio de grau 2 apresentou, portanto, o melhor resultado e o mapa de campo magnético residual da Fig. 4.4 foi utilizado no processo de inversão 3D.

Figura 4.4 – Mapa de campo magnético residual

Fonte: Elaborada pelo autor.

4.3 Amplitude do Sinal Analítico (ASA)

Na Fig. 4.5, tem-se o mapa de Amplitude do Sinal Analítico do campo magnético para a área estudada. No mapa obtido pelo cálculo do Sinal Analítico foi aplicado, ao nível de 15m, o processo de continuação para cima para atenuar os efeitos de anomalias rasas.

Figura 4.5 – Mapa de Amplitude do Sinal Analítico

Fonte: Elaborada pelo autor.

A técnica da ASA não utiliza a informação da remanente e, segundo Cordani e Shukowsky (2009), simplifica a interpretação das anomalias, pois centram as mesmas relativamente à fonte e as transformam em grandezas diretamente proporcionais à força destas.

O método é uma ferramenta útil para obtenção preliminar do comportamento e extensão dos corpos em subsuperfície, pois a geometria das fontes magnéticas e o contato dos corpos magnéticos ficam localizadas nas bordas da anomalia.

Ao considerar as fontes como cilindros verticais, obtém-se um diâmetro de aproximadamente 75m para a anomalia A, 15m para a anomalia B e 90m para a anomalia C.

4.4 Redução ao Polo (RTP)

A Redução ao Polo Magnético, proposta por Baranov (1957), cujo operador só utiliza a magnetização induzida, é apresentada na Fig. 4.6. O mapa foi obtido após a aplicação do filtro de continuação para cima de 15m.

Para uma anomalia, localizada na região do estudo, a transformação dos dados de qualquer latitude para uma latitude cuja inclinação é 90° altera o comportamento dipolar da anomalia magnética para um formato aproximadamente gaussiano. O método pode apresentar resultado satisfatório, caso a magnetização remanente possua pouca influência no vetor de magnetização total. Entretanto, para um campo anômalo com forte magnetização remanente, como a anomalia C, a resposta da superfície gerada por esse método apresenta um comportamento distorcido, nada representativo do comportamento real do corpo magnético. A importância da RTP, portanto, reside também na determinação da significância da remanescência.

Figura 4.6 - Mapa da Redução ao Polo Magnético (RTP)

Fonte: Elaborada pelo autor.

4.5 Integral Vertical do Sinal Analítico (VIAS) e Sinal Analítico da Integral Vertical (ASVI)

O mapa obtido pela aplicação da técnica ASVI (Sinal Analítico da Integral Vertical) observado para a área estudada está disposto na Fig. 4.7. Foi aplicado o filtro de continuação para cima, considerando a altura de 15m, para atenuar grandes comprimentos de ondas.

Figura 4.7 - Mapa do Sinal Analítico da Integral Vertical, calculada a partir dos dados do campo magnético residual

Fonte: Elaborada pelo autor.

O mapa gerado pela técnica ASVI apresentou limites semelhantes aos corpos magnéticos gerados pelo mapa da amplitude do Sinal Analítico (Fig. 4.5). O corpo A e C possuem diâmetros ligeiramente menores comparados à ASA, com aproximadamente 78m e 83m, respectivamente. O corpo B possui 15m de diâmetro.

O mapa gerado pelo cálculo do VIAS (Integral Vertical do Sinal Analítico) foi aplicado o filtro de continuação para cima para um valor de 15m e está disposto na Fig. 4.8.

Figura 4.8 - Mapa da Integral Vertical do Sinal Analítico, calculada a partir dos dados do campo magnético residual

Fonte: Elaborada pelo autor.

O resultado da técnica VIAS apresenta valores de magnetização não adequados para o caso estudado. Os picos possuem valores acima de 2000nT, enquanto a técnica ASVI e o residual do campo magnético apresentaram valores máximos de aproximadamente 360nT e 270nT, respectivamente.

Tais valores causaram anomalias maiores e geometrias distintas do Sinal Analítico e do ASVI, podendo gerar uma inversão em que o resultado pode não ser o esperado.

4.6 Inversão dos dados magnéticos

4.6.1 Grid do Campo Magnético Residual

A inversão dos dados resultantes do grid do campo magnético residual gerou um modelo 3D da distribuição de susceptibilidades, disposto na Fig. 4.9. Os cortes horizontais foram escolhidos de forma que cortassem os corpos magnéticos A (Fig. 4.10) e B (Fig. 4.11) em subsuperfície para o entendimento do contraste de suas susceptibilidades, profundidade do corpo e extensão.

Vale ressaltar que o programa de inversão MAG3D considera somente a componente induzida da anomalia magnética. Como o corpo magnético C já indicava uma remanência significativa, não apresentou um resultado coerente no modelo 3D.

Figura 4.9 - Modelo 3D da distribuição da susceptibilidade magnética obtida pela inversão dos dados do campo magnético residual. A legenda de contraste de susceptibilidade está em unidades do SI

Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 4.10 – Anomalia A: corte vertical do modelo 3D da distribuição de susceptibilidade gerado a partir da inversão dos dados de campo magnético residual. Este corte intercepta o eixo horizontal na coordenada 571878 E. A legenda de contraste de susceptibilidade está em unidades do SI

Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 4.11 - Anomalia B: corte vertical do modelo 3D da distribuição de susceptibilidade gerado a partir da inversão dos dados de campo magnético residual. Este corte intercepta o eixo horizontal na coordenada 571898 E. A legenda de contraste de susceptibilidade está em unidades do SI

Fonte: Elaborada pelo autor.

A Fig. 4.10 representa a seção da distribuição do contraste de susceptibilidade magnética para o corpo magnético A. Este apresenta uma extensão de aproximadamente 70m, com uma profundidade de 90m. Na Fig. 4.11, representativa do corpo intrusivo B, nota-se uma forte correlação na base com o corpo A, apresentando uma extensão de 30m e profundidade de aproximadamente 50m.

As dimensões dos modelos gerados permitem caracterizá-los como sendo estruturas do tipo *pipe* (SMITH, 2008). As anomalias apresentaram um contraste de susceptibilidade de 0,031 SI.

4.6.2 ASVI

As técnicas VIAS e ASVI, introduzidas por Paine, Haederle e Flis (2001), foram utilizadas para a inversão dos dados com o objetivo de gerar um resultado preliminar do corpo anômalo magnético C, com forte magnetização remanente, e comparar as dimensões dos corpos magnéticos A e B, obtidos pelo grid do campo magnético residual.

A partir do cálculo do ASVI, o modelo 3D (Fig. 4.12) da distribuição das susceptibilidades foi gerado pela inversão dos dados. Os cortes horizontais foram escolhidos de forma que cortassem os corpos magnéticos A (Fig. 4.13), B (Fig. 4.14) e C (Fig. 4.15) em subsuperfície para o entendimento do contraste de suas susceptibilidades, profundidade do corpo e extensão.

Figura 4.12 - Modelo 3D da distribuição da susceptibilidade magnética obtida pela inversão dos dados de ASVI. A legenda de contraste de susceptibilidade está em unidades do SI

Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 4.13 - Anomalia A: corte vertical do modelo 3D da distribuição de susceptibilidade gerado a partir da inversão dos dados de ASVI. Este corte intercepta o eixo horizontal na coordenada 571868 E. A legenda de contraste de susceptibilidade está em unidades do SI

Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 4.14 - Anomalia B: corte vertical do modelo 3D da distribuição de susceptibilidade gerado a partir da inversão dos dados de ASVI. Este corte intercepta o eixo horizontal na coordenada 571898 E. A legenda de contraste de susceptibilidade está em unidades do SI

Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 4.15 - Anomalia C: corte vertical do modelo 3D da distribuição de susceptibilidade gerado a partir da inversão dos dados de ASVI. Este corte intercepta o eixo horizontal na coordenada 572048 E. A legenda de contraste de susceptibilidade está em unidades do SI

Fonte: Elaborada pelo autor.

A anomalia magnética A obtida pela inversão da técnica ASVI (Fig. 4.13) apresentou uma profundidade de 115m e uma extensão de 50m. A anomalia magnética B (Fig. 4.14) apresentou uma extensão de 10m e uma profundidade de 23m. O cálculo da integral vertical removeu ainda a correlação das estruturas entre o corpo magnético A e B.

O corpo anômalo C (Fig. 4.15), com uma forte componente remanente, motivo pela qual foi aplicado esse método, apresenta uma profundidade de aproximadamente 115m e extensão de 80m. As anomalias apresentaram um contraste de susceptibilidade de aproximadamente 0,03 SI.

4.6.3 VIAS

Na Fig. 4.16 observa-se o modelo 3D gerado pela técnica VIAS, descrito por Paine, Haederle e Flis (2001). O corte vertical foi escolhido de forma que cortasse o corpo magnéticos A e B (Fig. 4.17) em subsuperfície para o entendimento do contraste de suas susceptibilidades, profundidade do corpo e extensão.

Figura 4.16 - Modelo 3D da distribuição da susceptibilidade magnética obtida pela inversão dos dados de VIAS. A legenda de contraste de susceptibilidade está em unidades do SI

Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 4.17 - Corte vertical do modelo 3D da distribuição de susceptibilidade gerado a partir da inversão dos dados de VIAS. Este corte intercepta o eixo vertical na coordenada 6941490 N. A legenda de contraste de susceptibilidade está em unidades do SI

Fonte: Elaborada pelo autor.

O modelo 3D obtido pela técnica VIAS apresentou valores inconsistentes de contraste de susceptibilidades e pouca correlação com a geologia local.

Li e Odenburg (1996) e Li et al. (2004) apresentam valores aproximados de susceptibilidades da ordem de 0,05 SI, valor correspondente a uma anomalia magnética da ordem de 500nT. Ao comparar os valores de contraste de susceptibilidades obtidos pelas inversões dos dados, obteve-se um valor esperado para a intrusiva alcalina.

Na Fig. 4.18, os valores do campo magnético residual (A) e da ASVI (B) foram comparados com as respostas dos dados calculados obtidos pelo modelo da inversão 3D. Nota-se que os valores foram ajustados. Por possuir uma forte componente remanente, entretanto, a anomalia C na Fig. 4.18(A) não gerou um modelo satisfatório da distribuição da susceptibilidade magnética, impossibilitando o ajuste para essa anomalia.

Figura 4.18 – Valores do (A) campo magnético residual e (B) ASVI obtidos a partir dos dados observados e calculados pelo modelo de distribuição de distribuição da susceptibilidade magnética obtida pela inversão

Fonte: Elaborada pelo autor.

5 CONCLUSÕES

O estudo teve como objetivo investigar as anomalias magnéticas associadas ao Carbonatito Fazenda Varela. Para tal, foi realizado um levantamento magnético de detalhe na região do afloramento do referido carbonatito.

Três anomalias magnéticas foram reconhecidas, sendo duas caracterizadas por dipolos normais, ou seja, com o polo positivo situado ao norte e o polo negativo, mais intenso, situado ao sul, e uma anomalia com presença de magnetização remanente. Como o programa utilizado para inversão assume que exista apenas no corpo a magnetização induzida, foram aplicadas técnicas para atenuar ou minimizar a influência da componente remanescente. A existência do corpo magnético com polaridade E-W, que difere das outras duas anomalias, pode ser explicada pela existência de dois eventos magmáticos distintos, os quais poderiam ser responsáveis pela magnetização remanente da anomalia C adquirida durante uma reversão do campo magnético. Essa característica peculiar somente poderá ser elucidada com o uso de outros métodos geofísicos, como a geolétrica, a gravimetria ou mesmo a determinação do campo magnético na época de intrusão do Carbonatito Fazenda Varela.

A inversão 3D dos dados de campo magnético residual apresentou uma correlação satisfatória com o comportamento esperado para as anomalias magnéticas A e B. Confrontado com os resultados obtidos pela técnica da Amplitude do Sinal Analítico, pode-se concluir que o modelo gerado forneceu uma adequada aproximação da extensão dos corpos magnéticos.

A comparação do modelo gerado pelo método do Sinal Analítico da Integral Vertical (ASVI) com o modelo do campo magnético residual mostra inconsistências nas anomalias magnéticas A e B. A anomalia A apresentou uma extensão lateral menor e uma profundidade maior, enquanto a anomalia B perdeu a correlação de sua estrutura em profundidade com o corpo A. A extensão da anomalia C apresentou o melhor resultado, comparado com a extensão obtida pelo mapa do Sinal Analítico. O modelo 3D de distribuição da susceptibilidade magnética obtido pela inversão do método da Integral Vertical do Sinal Analítico (VIAS) apresentou pouca correlação com a geologia local.

A inversão dos dados com as técnicas aplicadas forneceu uma boa aproximação do comportamento 3D das estruturas magnéticas em subsuperfície. Ressalte-se, no entanto, que esses métodos não são absolutos. Para a validação dos resultados aqui apresentados, outros métodos geofísicos podem ser aplicados, como a geoeletrônica e a gravimetria.

6 REFERÊNCIAS

- AGOCs, W. B. Least-squares residual anomaly determination: *Geophysics*, 16. 1951. 686-696p.
- ALMEIDA, F.F.M. Síntese sobre a tectônica da Bacia do Paraná. In: SBG, Simp. Reg. Geol., 3, Curitiba, Minutes, v. 1, 1981. p. 1-20
- ALMEIDA, F.F.M. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 13, n. 3, 1983, p.139-158.
- ALMEIDA, F.F.M. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozoico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*. São Paulo. v.16, n.4, 1986. p. 325-349.
- ALMEIDA, F.F.M. Inundações marinhas fanerozoicas no Brasil e recursos minerais associados. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R. Neves B.B.B. (eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano: a evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Ed. Beca, São Paulo, 2004. p.43-59.
- AMUNDSEN, H.E.F. Evidence of liquid immiscibility in the upper mantle. *Nature* 327: 692-695. 1987.
- ASSINE, M. L. Aspectos da estratigrafia das sequências pré-carboníferas da Bacia do Paraná no Brasil. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996. 207p.
- ASSINE, M.L.; SOARES, P.C.; MILANI, E.J. Sequências tectono-sedimentares mesoPaleozoicas da Bacia do Paraná, sul do Brasil. São Paulo, *Rev. Bras. Geoc.* 1994. 24: 77-89.
- BARANOV, W. A New method for Interpretation of aeromagnetic Maps: Pseudo-Gravimetric Anomalies. *Geophysics*, 1957. 359-383p.
- BARBOSA, O. Eruptivas de Lages, Santa Catarina. Ministério da Agricultura, Serviço Geológico Mineralógico, Boletim 69, 1933, p. 15-18.
- BELL, K.; KJARSGAARD, B.A.; SIMONETTI, A. Carbonatites: into the twenty first century. *J. Petrol.* 39(11-12): 1839-1845. 1998.

BILLINGS; S.D.; RICHARDS D. Quality control of gridded aeromagnetic data, *Exploration Geophysics*, v. 31, p.611-616, 2001.

BLAKELY, R.J. Potential theory in gravity and magnetic applications. 1 ed. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1995. 441 p.

BRIGGS, I.C. Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics*, 39, 39-48. DOI: 10.1190/1.1440410. 1974.

BRÖGGER, W.C. Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. IV. Das Fengebiet in Telemark, Norwegen. *Norske Skrifter udgit av Videnskabsselskabet i Kristiania. I. Math. Nat. Klasse. N° 9*, 1921. 408 p.

BROOKER, R.A.; HAMILTON, D.L. Three-liquid immiscibility and the origin of carbonatites. *Nature* 346: 459-462. 1990.

BROOKER, R.A.; KJARSGAARD, B.A. Silicate-carbonate liquid immiscibility and phase relations in the system $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO-CO}_2$ at 0.1-2.5 GPa with applications to carbonatite genesis. *J. Petrol.* 52(7-8):1281-1305. 2011.

CHURCH, A.A.; JONES, A.P. Silicate-Carbonate Immiscibility at Oldoinyo-Lengai. *J. Petrol.* 36(4): 869-889. 1995.

COOPER, G.R.J; COWAN, D.R. Differential reduction to the pole. *Computers & Geosciences*, vol. 31, p. 989-999. 2005.

CORDANI, R. Desenvolvimento de metodologia para aplicar técnicas do paleomagnetismo em anomalias magnetométricas em crosta continental: aplicação a anomalias brasileiras. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas – USP. Tese de doutorado. 2008, 110p.

CORDANI, R; SHUKOWSKY, W. Magnetização remanescente: um parâmetro crucial para a interpretação e modelamento de anomalias magnéticas em território brasileiro. *Revista Brasileira de Geofísica*, vol. 27, n. 4, out./dez. 2009.

CORDANI, U.G.; NEVES, B.B.N.; FUCK, R.A.; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A.; CUNHA, F.M.B. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Boletim Ciência-Técnica-Petróleo*, 15, 70p. 1984.

DANI, N. Petrologia das alterações posmagmáticas e meteóricas das rochas alcalinas de Lages, SC - Brasil. Tese de doutoramento em co-tutela, Curso de Pós-Graduação em

Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brasil e Faculté des Sciences Fondamentales et Appliquées, Université de Poitiers, France, 1998. 228p.

DANI, N.; FORMOSO, M.L.L.; DECARREAU, A.; PETIT, S. Distrito Alcalino de Lages. Uma nova abordagem petrogenética. In: I Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados, 1999, Gramado. Anais do I Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados, 1999. p. 59-59.

DAWSON, J.B. Peralkaline nephelinite-natrocarbonatite relationships at Oldoinyo Lengai, Tanzania. *J. Petrol.* 39(11-12): 2077-2094. 1998.

DOBRIN, M.B.; SAVIT, C.H. Introduction to Geophysical Prospecting (4th edn.). McGraw-Hill, New York. 1998.

DUTRA, A.C. Estudo das Anomalias gravimétricas e magnéticas das alcalinas Morro de Engenho e A2, sudoeste de Goiás. Tese (Mestrado) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2006. 73p.

ERNESTO, M.; MARQUES, L.S.; PICCIRILLO, E.M.; MOLINA, E.C.; USSAMI, N.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLINI, G. Paraná Magmatic Province-Tristan Cunha plume system: fixed versus mobile plume. Petrogenetic considerations and alternative heat sources. *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* v. 118. p.15-36, 2002.

FOWLER, C.M.R. The Solid Earth: An Introduction to Global Geophysics. Cambridge University Press, 2nd edition, 2005. 685 p.

FRANÇA, A. B.; POTTER, P. E. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte 1). *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, v. 2, n. 2-4, p. 147-191, abr./dez. 1988.

FRANK, H.T.; GOMES, M.E.B.; FORMOSO, M.L.L. Review of the areal extent and the volume of the Serra Geral Formation, Paraná Basin, South America. *Pesquisas em Geociências*, 36(1), 49-57. 2009.

FREESTONE, I.C., HAMILTON, D.L. The role of liquid immiscibility in the genesis of carbonatites - An experimental study. *Contrib. Mineral Petrol* 73(2): 105-117. 1980.

FULFARO, V.J.; SAAD, A.R.; SANTOS, M.V.; VIANNA, R.B. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo. v. 12, n. 4, p. 233-256. 1982.

- FURTADO, S.M.A.; SCHEIBE, L.F. Ocorrência dos Lamprófiros associados aos Distritos Alcalinos de Lages e de Anitápolis, SC. *Geochimica Brasiliensis*, v. 2, n. 2, 1989. p. 149-160.
- GAMA JUNIOR, E. A sedimentação do Grupo Passa Dois (exclusive Formação Irati), um modelo geomórfico. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 9, n. 1, p. 1-16, 1979.
- GESOFT. Magmap: 2-D frequency domain processing. Toronto: Geosoft Inc., 1994. 34 p.
- GEOSOFTE. Mapping and processing system. Tutorial and User Guide – V6.1. Geosoft, Inc., Toronto. 2005. 271p.
- GIBSON, S.A.; THOMPSON, R.N.; LEONARDOS, O.H.; DICKIN, A.P.; MITCHELL, J.G. The limited extent of plume-lithosphere interactions during continental flood-basalt genesis: geochemical evidence from Cretaceous magmatism in southern Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 137, p. 147-169, 1999.
- GITTINS, J. The origin and evolution of carbonatite magmas. In: BELL, K. (Ed.) *Carbonatites - Genesis and Evolution*. London: Unwin Hyman, 1989. p. 560-600.
- HALAMA, R.; VENNEMANN, T.; SIEBEL, W.; MARKL, G. The Gronnedal-Ika carbonatite-syenite complex, South Greenland: carbonatite formation by liquid immiscibility. *J. Petrol.* 46(1): 191-217. 2005
- HARMER, R.E.; GITTINS, J. The Case for Primary, Mantle-derived Carbonatite Magma. *J. Petrol.* 39(11-12): 1895-1903. 1998.
- HARMER, R.E.; LEE, C.A.; EGLINGTON, B.M. A deep mantle source for carbonatite magmatism; evidence from the nephelinites and carbonatites of the Buhera district, SE Zimbabwe. *Earth Planet Sci. Lett.* 158: 131-142. 1998.
- HEINRICH, E. W. *The Geology of Carbonatites*. Rand McNally, Chicago. 1966.
- HINZE, W.J. The role of gravity and magnetic methods in engineering and environmental studies. In: WARD, S. H; *Geotechnical and environmental geophysics*, vol. 1. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 1990, p. 75-126.
- HOGARTH, D.D. Pyrochlore, apatite and amphibolite: distinctive minerals in carbonatite. In: BELL, K. (Ed.) *Carbonatites – Genesis and Evolution*. London: Unwin Hyman, 1989. p. 31-97.
- JÁCOMO, M.H. Associação de Magnetometria, Gamaespectrometria, Geoquímica e Petrografia para Modelamento Tridimensional da Mineralização de Nióbio do Depósito Morro

do Padre, Goiás, Brasil. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Universidade de Brasília, Brasília. 110p. 2010.

JACQUES, P.D.; MACHADO, R.; NUMMER, A.R. Lineamentos estruturais na borda leste da Bacia do Paraná em Santa Catarina: Análise multiescala com base em imagens LANDSAT e SRTM. *Pesquisa em Geociências*, 37(2):117-131. 2010.

JACQUES, P.D.; MACHADO, R.; NUMMER, A.R. A comparison for a multiscale study of structural lineaments in southern Brazil: LANDSAT-7 ETM+ and shaded relief images from SRTM3-DEM. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 84(4):931-942. 2012.

JACQUES, P.D.; MACHADO, R.; OLIVEIRA, R.G.; FERREIRA, F.J.F.; CASTRO, L.G.; NUMMER, A.R. Correlation of lineaments (magnetic and topographic) and Phanerozoic brittle structures with Precambrian shear zones from the basement of the Paraná Basin, Santa Catarina State, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*. 44. 10.5327/Z2317-4889201400010005. 2014.

JONES, A.P.; GENGE, M.; CARMODY, L. Carbonate Melts and Carbonatites. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. Vol. 75 pp. 289-322. 2013.

JULIÀ, J.; ASSUMPÇÃO, M.; ROCHA, M. 2008. Deep crustal structure of the Paraná Basin from receiver functions and Rayleigh-wave dispersion: Evidence for a fragmented cratonic root. *J. Geophys. Res.*, 113, B08318. 2008.

KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. *Geofísica de exploração*. Editora Oficina de textos, 2009. 438p.

KJARSGAARD, B.A.; HAMILTON, D.L. Liquid immiscibility and the origin of alkali-poor carbonatites. *Mineral Mag.* 52: 43-55. 1988.

KJARSGAARD, B.A.; PETERSON, T. Nephelinite-carbonatite liquid immiscibility at Shombole volcano, East Africa: Petrographic and experimental evidence. *Mineral Petrol.* 43(4) :293-314. 1991.

LEE, W.J.; WYLLIE, P.J. Liquid immiscibility between nephelinite and carbonatite from 1.0 to 2.5 GPa compared with mantle melt compositions. *Contrib. Mineral Petrol.* 127(1): 1-16. 1997.

LEVIÈVRE, P.G; OLDENBURG, D.W; PHILLIPS, N. 3D magnetic inversion for total magnetization in áreas with complicated remanence. In: SEG TECHNICAL PROGRAM

EXPANDED ABSTRACTS, 2006. Resumo expandido... Society of Exploration Geophysicists, 2006, 953-957.

LI, J.; HEAP A.D. A Review of Spatial Interpolation Methods for Environmental Scientists. Geoscience Australia, Canberra, Australia, 2008.

LI, Y; OLDENBURG, D.W. 3D Inversion of magnetic data. Geophysics, vol. 61, nº 2, p. 394-408. Março-abril 1996.

LI, Y.; SHEARER, S.; HANEY, M.; DANNEMILLER, N. Comprehensive approaches to the inversion of magnetic data with strong remanent magnetization. 74th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys. Expanded Abstracts. 2004.

LOCZY, L. Basic and alkalic volcanics of the State of Santa Catarina. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 40:187-193. 1968.

LOVE, A.E.H. A treatise on the mathematical theory of elasticity, 4th ed.: Dover Publ. Inc. 1927.

LUIZ, J.G.; COSTA E SILVA, L.M. Geofísica de Prospeção. Ed. Universitária UFPA, Belém, 1995. 311 p.

LOURO, V. H. A. Procedimentos de análise em magnetometria: Estimativa de magnetização remanente visando inversões para exploração mineral. Dissertação de Mestrado. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2013, 165 p.

MACHADO, R.; TEIXEIRA, W. Idades ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) do Magmatismo Alcalino do Distrito Alcalino de Lages, SC. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 4, Foz do Iguaçu. Boletim de Resumos, Foz do Iguaçu, PR. 2008.

MACHADO, R.; ROLDAN, L.F.; JACQUES, P.D.; FASSBINDER, E.; NUMMER, A.R. Tectônica transcorrente Mesozoica-Cenozóica no Domo de Lages (Santa Catarina). Revista Brasileira de Geociências, 42(4):799-811. 2012.

MAG3D. A program library for forward modelling and inversion of magnetic data over 3D structures, version 3.1, 2002. Developed under the consortium research project Joint/Cooperative Inversion of Geophysical and Geological Data, UBC-Geophysical Inversion Facility, Department of Earth and Ocean Sciences, University of British Columbia, Vancouver, British Columbia. 2002.

MANFREDI, T.R.; NETO, A.C.B.; PEREIRA, V.P.; BARBANSON, L.; SCHUCK. The parisite-(Ce) mineralization associated with the Fazenda Varela carbonatite (Correia Pinto, SC). *Pesquisas em Geociências*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 40. 295-307. 2013.

MANTOVANI, M.S.M.; QUINTAS, M.C.L.; SHUKOWSKY, W.; BRITO NEVES, B.B. Delimitation of the Paranapanema block: A geophysical contribution, *Episodes*, 28, 18– 22. 2005.

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

MARQUES, L.S.; DUPRE, B.; PICCIRILLO, E.M. Mantle source compositions of the Paraná Magmatic Province: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry. *Journal of Geodynamics*. v. 28. p. 439-459. 1999.

MARQUES, L.S.; ERNESTO, M.; PICCIRILLO, E.I.G.; FIGUEIREDO, A.M.G; MIN, A. Identificação de Diferentes Pulsos Magmáticos no Enxame de Diques Toleíticos da Serra do Mar. In: Simpósio de vulcanismo de ambientes associados, 3., 2005, Cabo Frio, Rio de Janeiro, Brasil, Anais..., São Paulo, SBG. p. 289- 293. 2005.

MEDEIROS, R. A. Hierarquia e caráter cronoestratigráfico dos tratos de sistemas marinhos transgressivos associados às formações Rio do Sul, Rio Bonito e Palermo. In: Simpósio sobre Cronoestratigrafia Da Bacia Do Paraná, 2, 1995, Porto Alegre. Resumos. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1995. p. 76-77.

MEDINA, A.; QUINTAS, M. O método de interpolação de curvatura mínima. II Simpósio Brasileiro de Ciências Geodésicas e Tecnologias da Geoinformação. Recife-PE. 2008.

MELO, J.H.G. The malvionokaffric realm in the Devonian of Brazil. In: N.J. Memillan, A.F. Embri, D.J. Glass (eds). *Devonian of the world*. CSPG, International Symposium on the Devonian System, 2, Calgary, 1989, Proceedings...Calgary, 1989. p.669-703

MENEGOTTO, E.; FORMOSO, M.L.L. Alteração Intempérica do Carbonatito da Fazenda Varela – Região de Lages, Santa Catarina, Brasil. *Geochimica Brasiliensis*, 12 (1/2): 093-112. 1998.

MIDDLEMOST, E.A.K. Petrogenic model for the origin of carbonatitos. *Lithos* 7: 275-278. 1974.

MILANI, E.J. Bacia do Paraná: carta estratigráfica, com os principais eventos tectônicos e magmáticos relacionados à sua evolução. Rio de Janeiro: Petrobras. E&P, 1997. Relatório Interno.

MILANI, E.J. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO NEVES, B.B. (Eds.). Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, São Paulo, Beca. 2004. p. 265-279.

MILANI, E.J.; RAMOS, V.A. Orogenias paleozoicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. Revista Brasileira de Geociências, 28(4), 473-484. 1998.

MILANI, E.J.; FRANÇA, A.B.; SCHNEIDER, R.L. Bacia do Paraná. Boletim de Geociência da PETROBRÁS, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 69-82, jan./mar. 1994.

MILANI, E.J.; FACCINI, U.F.; SCHERER, C.M.S.; ARAÚJO, L.M.; CUPERTINO, J.A. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. Boletim IG-USP. Série científica, São Paulo, v.29, p.125-173, nov.1998.

MILANI, E.J.; FRANÇA, A. B.; MEDEIROS, R. A. Roteiros geológicos - Rochas geradoras e rochasreservatório da Bacia do Paraná, faixa oriental de afloramentos, Estado do Paraná. Boletim de Geociências da Petrobras, 15(1): 135-162. 2007a.

MILANI, E.J.; MELO, G.H.J.; SOUZA, A.P.; FERNANDES, A.L.; FRANÇA, B.A. Bacia do Paraná. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, 15(2): 265-287. 2007b.

MILNER, S.C.; LE ROEX, A.P. Isotope characteristics of the Okenyenya igneous complex. northern Namibia: constraints on the composition of the early Tristan Plume and the origin of the EM I mantle component. Earth and Planetan. Science Letters. v. 141, p. 277-291, 1996.

MITCHELL R H. 2005. Carbonatites and carbonatites and carbonatites. Canadian Mineralogist, V. 43, p.2049-2068.

MORGAN, W.J. Hot spot tracks and the opening of the Atlantic and Indian oceans. In: The Sea, edited by C. Emiliani, p. 443-487, John Wiley & Sons, New York, 1981.

NABIGHIAN, M.N. The analytic signal of two dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: it's proprieties and use for automated anomaly interpretation. Geophysics, vol. 37, p. 507-517. 1972.

NABIGHIAN, M.N. Additional Comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. **Geophysics**, vol. 39, n° 1, p. 85-92. 1974.

NABIGHIAN, M.N.; ANDER, R.; GRAUCH, V.J.S.; HANSEN, R.O.; LAFEHR, T.; LI, Y.; PEARSON, W.C.; PEIRCE, J.W.; PHILLIPS, J.D.; RUDER, M.E., 2005, The historical development of the gravity method in exploration: Geophysics. 2005.

PAINE, J; HAEDERLE, M; FILS, M. Using transformed TMI data to invert for remanently magnetized bodies. *Exploration Geophysics*, vol. 32, n. 3-4, p. 238-242. 2001.

PAIVA, T.G. Geologia do município de Lages, Santa Catarina. Ministério da Agricultura, Serviço Geológico Mineralógico, Boletim 69, 1933, p. 3-14.

PICCIRILLO, E.M.; MELFI, A.J. The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects. Instituto Astronômico e Geofísico - University of São Paulo. 600 p. São Paulo. 1988.

PICCIRILLO, E.M.; BELLINI, G.; CAVAZZINI, H.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; PETRINI, R.; MELFI, A.J.; PINESE, J.P.P.; ZANTADESCHI, P.; DE MIN, A. Lower Cretaceous tholeiitic dyke swarms in the Ponta Grossa Arch (South East Brazil): petrology, Sr-Nd isotopes, and genetic relationships from Paraná flood volcanic. *Chemical Geology* 89, 19-48. 1990.

PRESS, F.; GROTZINGER, J.; SIEVER, R.; JORDAN, T.H. Para Entender a Terra. 4ª edição. Porto Alegre: Bookman, 2006. 656 p.

RIBEIRO, V.B. Modelagem Geofísica do Complexo Alcalino de Tapira - MG. Tese (Mestrado) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2011.

ROLDAN, L.F. Tectônica rúptil Meso-Cenozóica na região do Domo de Lages, SC. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007, 121 p.

ROLDAN, L.F.; MACHADO, R.; STEINER, S.S.; WARREN, L.V. Análise de Lineamentos Estruturais no Domo de Lages (SC) com Uso de Imagens de Satélite e Mapas de Relevo Sombreado. *Geologia USP*, 10 (2): 57-72. 2010.

RUGENSKI, A. Investigação geofísica do complexo alcalino de Pariquera-Açu com ênfase em gravimetria. *Rev. Bras. Geof.*, São Paulo, v. 21, n. 3, p. 295-296, Dec. 2003.

RUGENSKI, A. Investigação geofísica dos complexos alcalinos do sul e sudeste do Brasil. Tese (Doutorado) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2006.

SCHEIBE, L.F. Fazenda Varela Carbonatite, Lages, Santa Catarina, Brazil. In: Simpósio Internacional de Carbonatitos, 1, Poços de Caldas. Anais,..., 1976, p. 137-146.

SCHEIBE, L.F. Estudo Petroológico e Geoquímico dos carbonatitos da Fazenda Varela, SC. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Curso de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 1979. 120p.

SCHEIBE, L.F. Geologia e Petrologia do Distrito Alcalino de Lages, SC. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 1986. 224p.

SCHEIBE, L.F.; FORMOSO, M.L.L. Estudo Geoquímico de carbonatitos da Fazenda Varela, Lages, SC. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife. Resumos... Recife: SBG, 1979. v.1, 1979. p. 213.

SCHEIBE, L.F.; KAWASHITA, K.; GOMES, C.B. Contribuição à geocronologia do Complexo Alcalino de Lages, SC. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 2. Florianópolis, Anais...Florianópolis: SBG, v.1, 1985, p. 299-307.

SCORZA, E.P. Olivinamelilitito: Uma rocha rara e até agora desconhecida no Brasil continental. Engenharia, Mineração e Metalurgia, XLII (252):235-237. 1937.

SERVICE, R.F. Nations Move to Head Off Shortages of Rare Earths. Science, [s.l.], v. 327, n. 5973, p.1596-1597, 25 mar. 2010. American Association for the Advancement of Science (AAAS). <http://dx.doi.org/10.1126/science.327.5973.1596>.

SMITH, B. H. S. Canadian kimberlites: Geological characteristics relevant to emplacement. Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol. 174, 9 – 19p, 2008.

SMITH, W.H.F.; WESSEL, P. Gridding with continuous curvature splines in tension. Geophysics, 55, 293-305. DOI: 10.1190/1.1442837. 1990.

SOARES, P.C. Tectônica sinsedimentar cíclica na Bacia do Paraná - controles. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Monografia para concurso de Professor Titular. 1991. 131 p.

STANTON, R.L. Ore petrology. NY, McGraw-Hill Book Co. 713p. 1972.

STONE, R. As China's Rare Earth R&D Becomes Ever More Rarefied, Others Tremble. *Science*, [s.l.], v. 325, n. 5946, p.1336-1337. American Association for the Advancement of Science (AAAS). http://dx.doi.org/10.1126/science.325_1336. 2009.

SWAIN, C.J. A Fortran IV program for interpolating irregularly spaced data using the difference equations for minimum curvature: *Computers and Geosciences*, 1. 1976. 231-240p.

SWEENEY, R.J. Carbonatite melt compositions in the Earth's mantle. *Earth Planet Sci. Lett.* 128(3-4): 259-270. 1994.

TELFORD, W.; GELDART, I.; SHERIFF, R. *Applied Geophysics*, Cambridge University Press, 2nd ed. 1990, 770p.

TRAVERSA, G.; BARBIERI M.; BECCALUVA, L.; COLTORTI, M.; CONTE, A. M.; GARBARINO, C.; GOMES, C. B.; GOMES, C. B.; MACCIOTTA, G.; MORBIDELLI, L.; RONCA, S.; SCHEIBE, L. F. Mantle source and differentiation of alkaline district of Lages, SC, Brasil. *Geochimica Brasiliensis*, v. 8, 1996. p. 193-208.

TRAVERSA, G.; SCHEIBE, L. F.; BARBIERI M.; BECCALUVA, L.; COLTORTI, M.; CONTE, A. M.; GARBARINO, C.; GOMES, C. B.; MACCIOTTA, G.; MORBIDELLI, L.; RONCA, S. Petrology and mineral chemistry of the alkaline district of Lages, SC, Brazil. *Geochim. Brasil*, 1994. G8:179-214.

VIGNERESSE, J. L. Control of granite emplacement by regional deformation. *Tectonophysics*, v. 249, n. 3-4, p. 173-186, set. 1995.

WALLACE M.E.; GREEN D.H. An experimental determination of primary carbonatite magma composition. *Nature* 335: 343-346. 1988.

WHITE, I.C. Relatório sobre as coal measures e rochas associadas ao sul do Brasil. Rio de Janeiro: Comissão das Minas de Carvão de Pedra do Brasil, 1908. 300 p.

WILLIAMS, N.C. Applying UBC-GIF potential field inversions in greenfields or brownfields exploration. In: AESC meeting, 2006, Melbourne. Resumo expandido... Melbourne: publicado pela UBC-GIF, 2006.

WINTER, J.D. An introduction to igneous and metamorphic petrology. New Jersey: Prentice Hall, 2001. 697 p.

WOOLLEY, A.R.; The spatial and temporal distribution of carbonatites. In: BELL, K. (Ed.) *Carbonatites - Genesis and Evolution*. London: Unwin Hyman, 1989. p. 15-34.

WOOLLEY, A.R.; KJARSGAARD, B.A. Paragenetic types of carbonatite as indicated by the diversity and relative abundances of associated silicate rocks: evidence from a global database. *The Canadian Mineralogist*, v.46, p.741-752. 2008.

WYLLIE, P. J. Origin of carbonatites: evidence from phases equilibrium studies. In: BELL, K. (Ed.) *Carbonatites - Genesis and Evolution*. London: Unwin Hyman, 1989. p. 500-545.

WYLLIE, P.J. Experimental petrology of upper-mantle materials, process and products. *J. Geodyn.* 20(4): 429-468. 1995.

YING, J.; ZHOU, X.; ZHANG, H. Geochemical and isotopic investigation of the Laiwu–Zibo carbonatites from western Shandong Province, China, and implications for their petrogenesis and enriched mantle source. *Lithos* 75(3-4): 413-426. 2004.

ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C., VIEIRA, I.S., ASTOLFI, M.A.M., APPI, V.T., ZANOTTO, O.A. A divisão tripartite do Siluriano da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.* 1987. 17(3): 242-252.

ZALÁN, P.V.; WOLF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; MARQUES, A.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; ZANOTTO, O.A. Bacia do Paraná. In: PETROBRÁS. *Raja Gabaglia*, G.P., Milani, E.J. (eds.). *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro. p. 135-168. 1990.

ZALÁN, P.V.; WOLF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, C.T.; ZANOTTO, O.A.; MARQUES, A. Tectonics and sedimentation of the Paraná Basin. In: *Seventh International Gondwana Symposium, Gondwana seven: proceeding*. São Paulo, Brazil, 1991. 83-117.

ZANOTTO, O.A. Erosão pós-Cretáceo na Bacia do Paraná, com base em dados de refletância da vitrinita. In: *Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, 5., 1993, Curitiba. Resumos. Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia, 1993. p. 58.