***Investigação Geofísica dos Complexos Alcalinos do
Sul e Sudeste do Brasil***

Aluno: André Rugenski

Orientadora: Marta Silvia Maria Mantovani

Tese de Doutorado, Área Geociências.

Índice	pg
Abstract	x
Resumo	xi
Capítulo I	pg
1.1 Introdução.....	1
1.2 Breve histórico.....	7
1.3 Referências.....	16
Capítulo II	pg
2 Informações Geológicas	
2.1 Cenário Geológico.....	1
2.2 Classificação.....	2
2.3 Base Petrográfica.....	5
2.4 Tipos de Intrusões (breve comentário).....	8
2.5 Distribuição Regional e Relações Tectônicas.....	11
2.6 Referências.....	14
Capítulo III (exemplo: Serra Negra e Salitre I e II)	pg
3 Aquisição Redução e Processamento dos dados gravimétricos.	
3.1 Problemática.....	1

3.2	Campo Regional.....	1
3.3	Aquisição e Redução dos dados.....	2
3.4	Processamento.....	5
3.5	Exemplo.....	7
3.5.1	Redução dos Dados.....	7
3.5.2	Processamento.....	8
3.5.2.1	Intervalo de Amostragem.....	8
3.5.2.2	Análise Estatística dos dados...9	
3.5.2.3	Interpolação.....	13
3.5.2.4	Determinação do melhor Regional.....	33
3.5.2.5	Conclusão.....	49
3.6	Referência.....	50
Capítulo IV	(Artigo na RBG: Alcalina de Paríquera Açu).....	pg
4.1	Abstract.....	365
4.2	Resumo.....	365
4.3	Introdução.....	365
4.4	Geologia da Área.....	365
4.5	Levantamento Gravimétrico.....	367
4.6	Modelos.....	368
4.7	Conclusão.....	373

4.8	Referencias.....	374
-----	------------------	-----

**Capitulo V (Artigo: Geologia USP Serie Cientifica: Anomalia geofísica
de Registro).....pg**

5.1	Resumo.....	41
5.2	Abstract.....	41
5.3	Introdução.....	42
5.4	Base de Dados Geofísicos.....	42
5.5	Sísmica Rasa.....	44
5.6	Gravimetria.....	46
5.7	Magnetometria.....	49
5.8	Coordenadas.....	49
5.9	Características Físicas das Rochas.....	49
5.10	Processamento e Modelamento Dos Dados Geofísicos.....	49
5.11	Conclusões.....	55
5.12	Agradecimentos.....	55
5.13	Referencias.....	55

**Capitulo VI (Alcalina de Ipanema, submetida para publicação em:
Geologia USP, Série Científica).....pg**

6.1	Resumo.....	1
-----	-------------	---

6.2	Abstract.....	1
6.3	Introdução.....	1
6.4	Geologia da Área.....	2
6.5	Metodologia.....	5
6.6	Levantamento Gravimétrico.....	5
6.7	Cálculo das Anomalias de Gravidade.....	7
6.8	Determinação das Componentes Regional e Residual.....	7
6.9	Modelagem dos dados e Resultados (conclusão).....	10
6.10	Agradecimentos.....	14
6.11	Referência.....	15
6.12	Legenda das Figuras.....	16
Capítulo VII (Alcalina de Juquiá).....		pg
7.1	Resumo.....	1
7.2	Introdução.....	1
7.3	Geologia.....	2
7.4	Aquisição de dados.....	5
7.5	Modelo 3D Gravimétrico.....	5
7.6	Informações Adicionais.....	13
7.7	Conclusão.....	19

7.8	Referência.....	20
Capítulo VIII (Alcalina de Jacupiranga).....		pg
8.1	Resumo.....	1
8.2	Introdução.....	1
8.3	Gravimetria.....	3
8.4	Modelo 3D.....	4
8.5	Análise Hidrostática.....	11
8.6	Conclusão.....	20
8.7	Referência.....	21
Capítulo IX (Alcalina de Poços de Caldas).....		pg
9.1	Resumo.....	1
9.2	Introdução.....	2
9.3	Gravimetria.....	4
9.4	Modelos.....	4
9.5	Análise Hidrostática.....	13
9.6	Conclusão.....	33
9.7	Referência.....	34
Capítulo X (alcalinas de Serra Negra, Salitre I e II).....		pg

10.1	Resumo.....	1
10.2	Introdução.....	2
10.3	Geologia.....	7
10.4	Aquisição dos Dados Gravimétricos.....	9
10.5	Redução, Processamento.....	9
10.6	Modelamento 3D.....	9
10.7	Conclusão.....	21
10.8	Referência.....	25
Capitulo	XI (Alcalina de Tunas).....	pg
11.1	Resumo.....	1
11.2	Introdução.....	1
11.3	Geologia.....	2
11.4	Geofísica.....	4
11.5	Conclusão.....	18
11.6	Referência.....	19
Capitulo	XII (Alcalina de Araxá.....	pg
12.1	Resumo.....	1
12.2	Introdução.....	2
12.3	Geologia.....	3

12.4	Geofísica.....	7
12.5	Aquisição dos Dados.....	9
12.6	Redução dos dados Gravimétricos.....	10
12.7	Modelo Gravimétrico.....	15
12.8	Modelo Magnético e Gravimétrico.....	22
12.9	Conclusão.....	28
12.10	Referência.....	30
Capítulo XIII (Alcalina de São Gotardo).....		pg
13.1	Resumo.....	1
13.2	Introdução.....	2
13.3	Geologia.....	3
13.4	Geofísica.....	4
13.5	Gravimetria.....	10
13.6	Modelo Magnético.....	12
13.7	Conclusão.....	19
13.8	Referência.....	20
Capítulo XIV (Conclusão).....		pg 1-6
	Referência Global.....	pg 7-28

Total de paginas da tese: 352.

Agradecimentos

Agradeço aqueles amigos que conviveram comigo nos momentos difíceis da vida, em especial:

Aos meus pais, Tânia M.G. Rugenski e Osires Rugenski, aos meus irmãos, a minha esposa Adriana T. S. Rugenski, ao Toth. Agradeço a Cristina F. de Moraes pelo seu companheirismo e amizade nesses 7 anos de convivência, e finalmente aos amigos Marta S.M. Mantovani*, Gilmar Rodrigues do Carmo, Mario Thomas Rosales, Francisco de Assis Nascimento, Melanie Mendoza, Hugo Ferreira Saar, Fabio Shigueo Nohara, Vanessa Biondo, Helder Sampaio, Jefferson Marins, Cacilda Donizete Cruz Rodrigues, Carlos Alberto Mendonça, e a Eronaldo Bonfim Rocha.

À professora Marta Silvia Maria Mantovani* pela orientação nesses 8 anos de convivência no IAG, desde como aluno de graduação (monitor da disciplina Introdução a Geofísica), passando pelo mestrado e doutorado como aluno, finalmente como Especialista em laboratório da Universidade de São Paulo. Completo com meu doutorado 12 anos de convivência discente na USP, e agradeço a todos aqueles que de alguma forma se tornaram meus amigos e colegas.

Abstract

The alkaline complexes of general form are presented through works of geologic matrix. Rare studies are presented that mach some alkaline complexes. Almeida and Ulbrich are authors who had obtained to carry through the study of some complexes of the tectonic and petrográfica point of view. This work had as objective to analyze, of the geophysical point of view, some alkaline complexes. As the number of complexes located in Brazil it is enormous, had a difficulty in obtains information's for 3D analyze, has seen that to analyze the complexes it is necessary to collect given on the bodies, preferential through a regular grid of data.

In this work they are presented given gravimetrical and magnetic on 12 alkaline complexes. In some cases it did not have gravimetrical reply of some alkaline complexes, however the magnetic one generally presented reply, since most of these complexes is enriched in ferrimagnetics minerals. Wells of Caldas equivalent to the excessively complex ones was an exception not presenting magnetic reply studied.

Some parameters as mass and volume had been determined through the pattern 3D of the gravimetrical and magnetic data. The distribution of mass for each shaped alkaline complex indicates the trend of lodging of each body throughout structures as faults, folds, arcs, among others.

Each complex was studied independently forming independent chapters. However, the study it allowed to verify that some alkaline ones possess indication of lodging in compressivo regimen, as it is the case of Ipanema, however exactly

this can have had a regimen in the passive beginning and later compressional, this conclusion among others can be analyzed through its volume of 1620 km^3 ; maximum e depth of 1.19 km.

Resumo

Os complexos alcalinos de forma geral são apresentados através de trabalhos de cunho geológico. Raramente são apresentados estudos que englobam vários complexos alcalinos. Almeida e Ulbrich são autores que conseguiram realizar o estudo de vários complexos do ponto de vista tectônico e petrográfico. Este trabalho teve como objetivo analisar, do ponto de vista geofísico, vários complexos alcalinos. Como o número de complexos localizados no Brasil é enorme, houve uma dificuldade em analisar um numero muito grande, haja vista que para analisar os complexos é necessário coletar dados sobre os corpos, preferencialmente através de uma malha de dados.

Nesse trabalho são apresentados dados gravimétricos e magnéticos sobre 12 complexos alcalinos. Em alguns casos não houve resposta gravimétrica de alguns complexos alcalinos, no entanto o magnético geralmente apresentou resposta, já que a maior parte desses complexos é enriquecida em minerais ferrimagnéticos. Poços de Caldas foi uma exceção não apresentando resposta magnética equivalente aos demais complexos estudados.

Alguns parâmetros como massa e volume foram determinados através do modelamento 3D dos dados gravimétricos e magnéticos. A distribuição de massa para cada complexo alcalino modelado indica a tendência de alojamento de cada corpo ao longo de estruturas como falhas, zonas de charneira, arcos, entre outros.

Cada complexo foi estudado independentemente formando capítulos independentes. No entanto, o estudo permitiu verificar que algumas alcalinas

possuem indicação de alojamento em regime compressivo, como é o caso de Ipanema, porém mesmo essa pode ter tido um regime no início passivo e posteriormente compressional, essa conclusão entre outras pode ser analisada através do seu volume de 1620 km^3 ; e máxima profundidade de 1.19 km.

1.1 Introdução

Os complexos alcalinos e as rochas alcalinas, localizados no Brasil, apresentam uma enorme gama na sua variedade petrográfica, que reflete em parte as origens magmáticas distintas e processos físico-químicos diferenciados. Os tipos petrográficos encontram representantes ultramáficos a leucocráticos e essa característica reflete a variação mineralógica e, por conseguinte a densidade específica em cada rocha. Uma rocha alcalina pode ser erroneamente identificada *in situ* como sendo um granito ou peridotito, ou mesmo qualquer outro tipo de rocha devido a sua diversidade, no entanto, suas propriedades mineralógicas e físicas são distintas, principalmente no que tange às propriedades magnéticas.

A definição de rocha alcalina não é tão simples, isso ocorre devido a sua complexidade petrográfica. No entanto, o termo rocha alcalina pode ser usado nos seguintes casos (Sørensen, 1974):

1. Rochas ígneas do Atlântico ou séries alcalinas (associações, grupos e fácies).
2. Rochas ígneas com predominância em álcali-feldspato, com valores em álcalis superiores a média.
3. Rochas ígneas com feldspatóides.
4. Rochas ígneas com índice alcalino inferior a 51 (óptico).
5. Rochas ígneas com feldspatóides e ou soda piroxênios e ou anfibólios.

Shand (1922, 1933), Sørensen (1974) e Almeida em 1983, utilizaram a seguinte definição para rochas alcalinas: **“Como rochas alcalinas são entendidas as que possuem feldspatóides e/ou anfibólios ou piroxênios alcalinos. De suas associações podem participar dunitos, peridotitos, carbonatitos, rochas cálcio-alcalinas, kimberlitos, etc.”**. As rochas alcalinas possuem uma característica em comum, elas possuem baixa concentração de sílica, de tal forma que condiciona a formação de feldspatóides (foides) em comparação a formação de cristais de quartzo. Ulbrich & Gomes (1981) classificaram as rochas alcalinas do Brasil em oito tipos de associações petrográficas distribuídas em dez províncias alcalinas, sendo seu trabalho pioneiro na identificação e classificação geológica.

Na região meridional da Plataforma Sul-Americana, região na qual esse trabalho focaliza alguns exemplares há a manifestação de varias Províncias Alcalinas, como definidas por Almeida (1983). Entende-se por Província Alcalina, grupos de rochas alcalinas e associações que possuem alguma relação estrutural (“posicionamento no espaço”, alinhamentos e lineamentos), que mantêm entre si relações petrográficas e pertencem a determinados intervalos de idade. Essas rochas na sua maioria se relacionam as feições tectônicas locais, como arcos, flexuras, zonas de falhas, ou rifts.

Um dos objetivos do atual projeto foi estudar do ponto de vista geofísico o alojamento de alguns complexos alcalinos em diferentes províncias, localizadas na região meridional da Plataforma Sul-Americana. Na maioria dos casos, as rochas alcalinas formam estruturas quase-circulares, nem sempre deformadas ou

balizadas na direção das principais estruturas tectônicas locais, essas características podem mascarar um eventual registro da ação tectônica quando do seu alojamento. O seu condicionamento estrutural geralmente é verificado num cenário externo a cada corpo alcalino, ocorrendo através do agrupamento das manifestações quanto a sua posição no espaço, idade, petrografia e feições tectônicas, para verificação de alinhamentos, por exemplo.

Neste projeto o condicionamento tectônico das rochas alcalinas foi analisado através do estudo individual. No que se refere ao alojamento e, por conseguinte à distribuição de massa da rocha, o condicionamento tectônico é refletido na disposição da sua massa. Assim sendo, se houver uma falha de distensão numa determinada direção, a maior concentração de magma se dará na mesma direção, se e somente se, o evento tiver contribuído para o alojamento. Apesar de algumas intrusões apresentarem alojamentos não passivos, “intrusões ativas”, em ambiente de compressão, num sistema simplificado, o seu alojamento ocorre na direção ortogonal aos esforços resultantes, sem levar em consideração a rotação e o próprio formato do duto de percolação.

Assim sendo, podemos citar alguns parâmetros que atuam no alojamento das intrusões:

- a) viscosidade do magma.
- b) concentração de fluidos, líquidos e gases, que alteram a viscosidade e pressão do magma, resultando na maior mobilidade do seu alojamento e conseqüentemente na tortuosidade do duto. Quanto maior a concentração de fluidos maior a explosividade da erupção vulcânica (exemplo: monte Santa Elena – USA e o vulcão Krakatoa - Indonésia).

- c) Composição do magma.
- d) Cinéticos : tempo, velocidade e espaço de alojamento.
- e) Resfriamento.

A idéia de verificar se os alojamentos desses corpos apresentam algum alinhamento geométrico nas suas propriedades físicas, principalmente gravitacional (massa), que possam ser inferidas como resultantes da ação tectônica faz parte do escopo do projeto. Alguns casos estudados apresentaram informações inéditas e que contribuirão para a reformulação do modelo de alojamento e posteriormente em modelos de exploração.

As rochas alcalinas possuem características físicas inerentes, sendo estas comentadas no atual trabalho. Características magnéticas e gravitacionais são discordantes das demais rochas crustais, permitindo o seu estudo a partir das anomalias geradas. As anomalias radiométricas nem sempre são observáveis, a não ser quanto às rochas associadas, sendo citado os carbonatitos que apresentam concentrações anômalas de potássio, tório e urânio.

Devido ao seu alcance de investigação e resposta na delimitação lateral, os métodos potenciais apresentam destaque na investigação das intrusões magmáticas em comparação aos demais métodos, incluindo os métodos sísmicos (Vignerresse, 1995).

A gravimetria é o método que apresenta melhor resposta no modelamento e determinação de parâmetros geométricos da rocha. A sua correlação direta com a quantidade de massa e volume, é um dos fatores que favorecem o uso do método devido a sua resposta em comparação a magnetometria.

A intensidade de magnetização numa rocha nem sempre é acompanhada de um aumento na densidade da rocha, em alguns casos, podem ocorrer na natureza rochas leucocráticas com minerais magnéticos dispersos na matriz, resultando num campo magnético intenso, porém de densidade baixa. Um exemplo ocorre em Tunas-PR com álcali sienitos, que apresentam uma matriz de coloração branca com mineral de magnetita dispersa, em concentração suficiente para gerar um campo intenso. A magnetometria foi utilizada em modelamentos quando informações gravimétricas foram restritas. O campo magnético com valores intensos, formando dipolos, em corpos circulares ou quase-circulares, é uma das características físicas que identificam as rochas alcalinas, salvo algumas exceções, como no caso de Poços de Caldas, composto por rochas de baixa magnetização, Sienito e nefelina-sienito, onde apenas as bordas do corpo possuem anomalia. Esse fato decorre possivelmente devido à mineralização de elementos ferrimagnéticos.

A partir do modelo tri-dimensional foi possível verificar informações geométricas do alojamento de cada rocha alcalina, bem como, da estabilidade hidrostática da rocha, já que um corpo imerso num meio de densidade diferente gera uma força de empuxo. A força resultante sobre a rocha pode estar ou não em equilíbrio e, caso não esteja, ocorrerá um deslocamento vertical.

Portanto, o enfoque do atual projeto é analisar a resposta gravimétrica, magnetométrica com os referidos modelos conjuntamente à topografia através do projeto Radar Topography Mission (NASA, 2000) e obter informações quanto ao alojamento, falhas e alinhamentos identificáveis remotamente como complementação das informações. Imagens de satélites foram utilizadas para a

visualização das rochas alcalinas, principalmente nas frequências espectrais do infravermelho.

As rochas alcalinas que foram analisadas sobre uma geometria tridimensional. São respectivamente; **na província do Arco de Ponta Grossa**: Jacupiranga, Juquiá, “Registro”, Tunas e Pariquera-Açu; **na província Alto Paranaíba**: Serra Negra, Salitre I e II, Araxá e São Gotardo; **na província Ipanema**: Ipanema; na **província Serra do Mar** : Tanguá.

Dessas rochas São Gotardo e Tunas não tiveram resposta gravimétrica esperada implicando na inexistência de anomalia gravimétrica. No entanto, observa-se a existência de anomalia magnética em ambos os casos. Tanguá contou com poucos pontos gravimétricos devido ao seu difícil acesso, porém foi possível verificar uma tendência do campo, sendo formada por um baixo gravimétrico. A rocha encaixante e alcalina apresentam contraste de densidade, sendo possível o seu estudo, a não ser da logística atual para a aquisição de dados.

Figura I. 1. Mapa de localização dos Complexos Alcalinos (Almeida, 1983) ao qual foi adicionado o complexo alcalino de Pariquera – Açú.

1.2 Breve histórico

Os complexos alcalinos de Jacupiranga, Juquiá, Registro e Pariquera Açú já faziam parte do banco de dados gravimétricos do IAG/USP, estando localizados no Domínio Apiaí inserido no Vale do Ribeira, porção Sudeste do Estado de São Paulo. Na Figura I. 2 observa-se o mapa anômalo Bouguer dos complexos. A

província tectônica do Arco de Ponta Grossa, é representada no Domínio Apiaí pelo lineamento Guapiára que corresponde ao enxame de intrusões magmáticas na forma de diques orientados preferencialmente segundo NW. As intrusões alcalinas estão alojadas dentro e nas bordas do alinhamento Guapiára, sendo sua resposta mais proeminente observada através dos dados aeromagnéticos do Levantamento São Paulo – Rio de Janeiro, sub-áreas 3 e 4, Figura I. 3.

Jacupiranga, Juquiá e Pariquera-Açu apresentam modelos gravimétricos com geometria tridimensional, enquanto que, Registro foi modelado através dos dados aeromagnéticos da CPRM e magnetometria terrestre, e gravimetria em perfil respectivamente com geometria 3D e 2.5D. O complexo alcalino de Tunas, localizado no Estado do Paraná que está inserido no lineamento São Jerônimo - Curiúva do Arco de Ponta Grossa, foi modelado somente através dos dados aeromagnéticos da CPRM, na geometria 2.5D. Desses apenas os modelos gravimétricos podem ser utilizados efetivamente no escopo do projeto. Os demais modelos apresentam restrições nas conclusões a respeito da atuação tectônica, sendo utilizado como uma estimativa do volume de magma oriundo do alojamento. O volume também apresenta as suas incertezas, principalmente no que se refere a densidade usada no modelo. A modelagem conjunta de dados gravimétricos e magnéticos, em alguns casos, estabeleceu informações mais completas do formato da intrusão.

Figura I. 2. Anomalia Bouguer da faixa compreendida pelo lineamento Guapiára. Os complexos alcalinos possuem magnitude anômala com formato aproximadamente circular, estando representados no mapa com seus respectivos nomes. Os pontos na cor branca representam as estações gravimétricas. A alcalina de Cananéia (Souza, 1995) apresenta campo anômalo inexpressivo em comparação as demais, não estando representada no mapa.

A possível alcalina de Registro segundo Ferreira apresentava apenas dados aeromagnéticos e, atravessando o corpo, foi feito um único perfil gravimétrico, devido a dificuldade de acesso. Apesar das dificuldades do acesso,

realizaram-se três perfis sísmicos no local obtendo-se importantes conclusões a respeito desse corpo anômalo e um perfil magnético terrestre sobre o corpo. Existem fortes indícios de se tratar de uma intrusão alcalina, ao analisarem-se os dados sísmicos em complemento aos demais métodos empregados.

Figura I. 3. Levantamento aeromagnético da CPRM, os alinhamentos na direção NW são diques máficos a ultramáficos que compõem o lineamento Guapiára.

A aquisição dos dados gravimétricos no complexo alcalino de Tunas foi realizada pelo IAG-USP no início de 2001, formando uma rede de 90 estações, em escala de semidetalhe, que foram anexadas a outras estações pré-existentes no local. Após a redução dos dados verificou-se que o complexo não apresenta magnitude anômala equivalente às demais alcalinas já estudadas, devido provavelmente ao baixo contraste de densidade com as rochas encaixantes. Possíveis explicações para o fato foram analisadas, como por exemplo, o mal funcionamento do gravímetro, barômetros descalibrados e, até mesmo, a remota possibilidade de não se ter coletado os dados sobre o complexo alcalino, fato esse descartado pois in situ observou-se visivelmente a existência de intrusões magmáticas em correlação ao observado no mapa geológico de Tunas, que fora confeccionado por Fuck (1972).

Os complexos de Serra Negra e Salitre I e II, inseridos na província Alto Paranaíba, localizados em Patrocínio-MG, foram os seguintes corpos a serem estudados, tendo sido a aquisição de dados finalizada em agosto de 2002. As intrusões foram analisadas e modeladas em conjunto devido à sua sobreposição geográfica. A região é coberta pelo levantamento aerogeofísico da CPRM, realizada através do convênio Brasil-Alemanha (1975), e engloba a região dos Complexos Alcalinos de Serra Negra e Salitre I e II (Figura I. 4). Na aquisição gravimétrica a prioridade foi isolar o complexo de Serra Negra, no entanto, observou-se que ambos os complexos compõem um único bloco gravitacional. Não é possível isolar o campo gravitacional para cada alcalina sem a degradação do sinal ou mesmo sem interferência nas intrusões ao redor, que compõem corpos distintos tanto do ponto de vista geológico como magnético (vide Machado, 1991

;Convênio Brasil-Alemanha). Na Figura I. 5 visualiza-se anomalia Bouguer das referidas alcalinas com dados do IBGE e IAG/USP.

Figura I. 4. Mapa de anomalia magnética do Levantamento aéreo Brasil – Alemanha, corrigido do IGRF, dos Complexos Alcalinos de Serra Negra e Salitre I e II. As linhas na cor preta representam o contato geológico e os domeamentos da rocha encaixante.

Figura I. 5. Anomalia Bouguer dos Complexos Alcalinos de Serra Negra e Salitre I e II com dados sobre o carbonatito de Serra Negra (baixo gravimétrico em azul). As linhas em roxo representam o contato geológico e os domeamentos da rocha encaixante. A estrutura circular de maior raio é a alcalina de Serra Negra. A sul de Serra Negra a menor estrutura semi-circular é Salitre II e a outra, mais ao sul, com formato “elíptico”, Salitre I.

Visou-se estudar pelo menos um único caso de afloramento alcalino na província Costeira. A intrusão alcalina eleita foi Tanguá, localizada no Estado do Rio de Janeiro, devido a sua idade 67 Ma, Cretáceo Superior, e a seu possível vínculo com tectonismo recente em comparação as alcalinas das províncias do

Arco de Ponta Grossa e Alto Paranaíba. As alcalinas de Jacupiranga e Juquiá apresentam idades entre 130 e 127 Ma (Ulbrich & Gomes, 1981), Pariquera Açu 92 Ma (Morbideilli et al, 2000) respectivamente associadas aos períodos Jurássico e Cretáceo. Já Serra Negra e Salitre I e II possuem idades em torno de 80, 87 e 83 Ma (Mariano & Marchetto, 1991). As idades mencionadas foram obtidas por K-Ar.

A aquisição dos dados gravimétricos de Tanguá ocorreu em abril de 2002, em condições climáticas inóspitas. O único acesso à alcalina também estava impedido devido a desmoronamentos recentes. Foi possível apenas locar três estações de medida sobre a alcalina, as demais foram realizadas ao redor da intrusão e no contato geológico, na tentativa de caracterizar o campo anômalo. Tanguá se caracteriza por uma tendência anômala Bouguer negativa (Figura I. 6), juntamente com a região ao seu redor, que consiste num graben de direção NW. Datações potássio-argônio revelam uma idade de 67M anos para o maciço. Não foi realizado o modelo 3D.

Após Tanguá realizou-se a aquisição de dados gravimétricos sobre a alcalina de São Gotardo, que apresenta um intenso campo magnético dipolar nos dados aéreos do Convênio Brasil-Alemanha. O levantamento foi realizado nas coordenadas da anomalia magnética. A resposta gravimétrica foi confirmada como sendo inexpressiva, não apresentando níveis anômalos. A localização da alcalina é confirmada apenas através de clastos de carbonatitos (Hasui, 1967) encontrados preteritamente nas proximidades do município de São Gotardo – MG, sendo que os clastos, do tipo conglomerados possuem indicio de pouco transporte.

Figura I. 6. Anomalia Bouguer dos complexos alcalinos de Tanguá, Rio Bonito e Soarinho. O campo resultante é composto por baixo gravimétrico, como no caso de Poços de Caldas. O alto Bouguer situado na porção SE do mapa é resultante do afinamento litosférico.

Finalizado São Gotador realizou-se a aquisição de dados gravimétricos no complexo alcalino de Ipanema, 123 Ma (Ulbrich & Gomes, 1981), localizado no município de Iperó, Estado de São Paulo. O complexo se caracteriza por um alto topográfico referente a Serra de Araçoiaba. Este complexo alcalino já havia sido estudado a partir de dados geofísicos por (Davino, 1965) sendo o gravimétrico o método principal de investigação. Uma nova aquisição fez-se necessária, devido ao equipamento utilizado por Davino, um gravímetro do tipo **Nörgaard**, de precisão muito inferior ao do **Lacoste & Romberg**. O campo gravimétrico

observado apresenta as mesmas tendências, porém as magnitudes na escala **mGal** possuem discordâncias. Essa diferença na magnitude resultaria num modelo subestimado quanto à máxima profundidade da intrusão.

A última aquisição de dados ocorreu no início de 2005, sendo o complexo de Araxá modelado no formato 3D. O campo gravimétrico verificado é de uma anomalia intensa e positiva, comparável àquele de rochas máficas – ultramáficas e portanto semelhante ao sinal das intrusões na província alcalina do Alto Paranaíba e do Arco de Ponta Grossa. Araxá como será verificado no decorrer do texto, não apresentou resposta na delimitação do carbonatito, sendo seu sinal aquele de alto anômalo, característica de rochas maficas-ultramaficas. Hasui & Cordani (1968), usando o método K/Ar em biotitas recomendam uma idade de 89 Ma para o complexo alcalino de Araxá, sendo de idade contemporânea das demais rochas da província Alto Paranaíba.

1.3 Referência

Almeida F.F.M., 1983. Relações tectônicas das Rochas Alcalinas Mesozóicas da Região Meridional da Plataforma Sul-Americana. Revista Brasileira de Geociências, vol. 13 p.139-158.

Fuck, R.A., 1972. Geologia do maciço de Tunas, Paraná, Brasil. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 82p.

Hasui, Y., 1967. Geologia das formações Cretáceas do Oeste de Minas Gerais. Tese de Doutorado, Dep. de Eng. De Minas, Escola Politécnica da Universidade de São Paulo.

Hasui, Y. & Cordani, U.G., (1968). Idades potássio Argônio de Rochas dos maciços intrusivos mesozóicos do oeste mineiro e sul de Goiás. Resumo das comunicações, pág. 5 XXII Congr. Bras. Geol., Belo Horizonte.

Machado, de D.L.M.J, 1991. Geologia e Aspectos Metalogenéticos do Complexo Alcalino-Carbonatítico de Catalão II (GO). Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual de Campinas – UNICAMP, Instituto de Geociências – Campinas-SP, 1-101p.

Mariano, A.N., Marchetto, M., 1991. Serra Negra and Salitre – Carbonatite Alkaline Igneous Complex. Fifth International Kimberlite Conference. Field Guide Book, Chapter 10, p. 75-79.

Morbidelli, L., Gomes, C.B., Brotzu, P., Acquarica, S.D' Garbarino, C., Ruberti, E., Traversa, G., 2000. The Pariquera Açú K- alkaline complex and southern Brazil lithospheric mantle source characteristics. Journal of Asia Earth Sciences, 18, p 129-150.

NASA, 2000. The Shuttle Radar Topography Mission (SRTM).

Shand, S.J., 1922. The problem of the alkaline rocks. Proc. Geol. Soc. S. Afr., XXV, xix-xxxiii.

Shand, S.J., 1933. Zusammensetzung und Genesis der Alkaligesteine Sudafrikas. Mineralog. Petrogr. Mitt., 44, 211-16.

Souza, L.A.P., 1995. A Planície Costeira Cananéia-Iguape, Litoral Sul do Estado de São Paulo: Um exemplo de utilização de métodos geofísicos no estudo de areias costeiras. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, Teses, pp1-207.

Sørensen H. 1974. The alkaline rocks. John Wiley & Sons, 622pp.

Ulbrich, H.H.G.J., Gomes, C.B., 1981. Alkaline Rocks From Continental Brazil. Earth-Science Reviews, 17, p. 135-154.

Ulbrich, H.H.G.J., Gomes, C.B., 1981. Alkaline Rocks From Continental Brazil. Earth-Science Reviews, 17, p. 135-154.

Vigneresse, JL, 1995. Control of Granite Emplacement by Regional Deformation. Tectonophysics, 249 (3-4): 173-186.

2 Informações Geológicas

2.1 Cenário Geológico

O magmatismo alcalino no Brasil teve início nos períodos Permo-Triássico durante o terceiro dos quatro principais estágios, ocorridos na evolução geológica da Bacia do Paraná (Almeida, 1981). Nos primeiros estágios (Devoniano/Carbonífero Inferior e Carbonífero Inferior/ Permiano Superior) o evento mais importante foi a subsidência da bacia numa sinforme, com intensa sedimentação (Fúlfaro et al., 1982).

Na Bacia do Paraná domos estruturais e arqueamentos são comuns, sendo estes paralelos ou não aos limites da bacia. Muitos foram formados durante estágio de ativação da bacia. Alguns como o Arco de Asunción orientado na direção N-S, estando a oeste da Bacia do Paraná, apresentou em geral uma tendência de soerguimento no período do Devoniano. O Arco de Ponta Grossa tem sido apontado como uma extensa estrutura domal predominantemente antes da deriva continental. Suas atuais características (Zalán et al., 1991) foram desenvolvidas depois do período Triássico. Muitas outras estruturas positivas com movimentos de soerguimento aparecem com processos de ativação, como: O Arco Alto Paranaíba, Arco Rio Grande, Arco Bom Jardim, entre outros. Estas áreas de movimentos tectônicos positivos são responsáveis pelos contornos da Bacia do Paraná, no Jurássico e Cretáceo, bem como, tiveram um importante papel no alojamento das intrusões alcalinas. (Almeida et al., 2000)

O Arco de Ponta Grossa, com alinhamento na direção noroeste, é uma das mais importantes estruturas na região sul do país, sendo resultante de um

soerguimento durante o terceiro estágio (final do Paleozóico ao Jurássico). O quarto estágio (final do Jurássico ao Cretáceo Inferior) os eventos geológicos apresentam como predominância uma seqüência de intensos derrames de basalto toleítico (138-127 Ma; Turner et al., 1994) com vulcanismo ácido, sendo o seu alojamento, facilitado por esforços extensionais associados com a reativação Wealdeniana (Almeida, 1986). As rochas alcalinas como Jacupiranga, Juquiá e rochas correlatas tiveram seus alojamentos quase que contemporâneos à reativação. Herz (1977), cita o termo “nódulo de Jacupiranga” como oriundo de um *Hot Spot* e junções triplas atuantes, que proporcionaram o alojamento de rochas como Juquiá, Itanhaém e Piedade. Outras manifestações alcalinas como Tunas localizada também na Província Arco de Ponta Grossa, são relacionadas a fraturas tensionais associadas ao arqueamento estrutural.

Almeida (1983) propôs, com relação à alcalina de Ipanema e muitas outras ocorrências no Estado de Santa Catarina como também da Província Serra do Mar, que seus alojamentos foram controlados por reativação de zonas de falhas antigas com *trending* NW e NNW, ativas desde o Precambriano (Complexos alcalinos do Alto Paranaíba e Rio Verde – Iporá são exemplos).

2.2 Classificação

Almeida (1983) sugere que as rochas alcalinas possuem uma predisposição a apresentarem um condicionamento tectônico quanto ao seu alojamento, sendo influenciada pelo tectonismo regional. As províncias alcalinas classificadas em parte com suas características e afinidades estruturais foram uma das mais importantes classificações apresentadas ainda hoje.

Ulbrich & Gomes (1981) em trabalho pioneiro classificaram, as rochas alcalinas, principalmente quanto a aspectos petrográficos e geológicos, e marcaram através de seu trabalho o estudo das rochas alcalinas no Brasil. A classificação petrográfica das rochas alcalinas do Brasil é verificada abaixo:

Tipo I: Associação sienítica saturada a insaturada, com álcalis sienitos, pulaskitos e nefelina sienitos (frequentemente associados traquitos e fonolitos) como tipos de rochas predominantes. Exemplos *Tanguá Soarinho, Rio Bonito, Tinguá*.

Tipo II: Subsaturada, associação sienítica fortemente peralcalina, enriquecida em minerais incompatíveis, sendo como rochas dominantes nefelina sienitos e seus correspondentes efusivos (fonolitos e tinguitos). Exemplo Poços de Caldas.

Tipo III: associação álcali-saturada a peralcalina, Máfico a ultramáfico com glimeritos, dunitos, peridotitos e piroxênitos como rochas dominantes. As rochas associadas são às vezes mais félsicas como álcali-sienitos, malignitos e shonkinitos e também espécies peralcalinas fortemente insaturadas como ijolitos e melteigitos. Petrograficamente são muito complexas tendo três linhagens reconhecidas: algumas rochas dominantes como dunitos, peridotitos e piroxenitos incluem núcleos carbonatíticos, como exemplos são observados os complexos alcalinos de Araxá, Tapira, Serra Negra, Jacupiranga, Juquiá e Anitápolis. A segunda linhagem está relacionada à primeira, com glimeritos como a principal rocha silicática, apresentando carbonatitos como diques e *plugs* (exemplo Catalão I e Ipanema). A terceira inclui dunitos e peridotitos como rochas principais, porém são desprovidas de carbonatito, sendo citadas as rochas alcalinas do grupo Iporá

em Goiás. Ocorrências de carbonatitos em Itapirapuã e São Gotardo sugerem que esses maciços podem ser rochas alcalinas do tipo III, apesar de serem mais leucocráticas.

Tipo IV: São associações máfico-ultramáfico de álcali-gabros. Pulaskitos e nefelina sienitos são os tipos de rochas mais comuns juntamente com essexitos e teralitos, também são freqüentes tipos intermediários como monzonitos (no caso de Tunas). As relações entre as associações do tipo III e IV são estreitas. Exemplos Pariquera-Açu, Ilha de São Sebastião, Tunas, entre outros.

Tipo V: Associações de alcali basalto-traquito-fonolito (tinguaito) são de pequena importância geológica, embora representadas através de diques, *sills*, pequenos *stocks* e chaminés. Exemplos: Barra do Piraí, Barra do Teixeira, Sete Quedas, Campos do Jordão, Jaboticabal, Mato Preto, Pântano, Piratini e Serra do Bueno. Ocorrências carbonatíticas são verificadas em Mato Preto. Esta associação pode em alguns casos conter parte do tipo I ou tipo IV na forma vulcânica, como Banhadão, Barra do Teixeira, Mato Preto e Sete quedas, localizadas no Estado do Paraná.

Tipo VI: Associações de granito-álcali sienito. Os maciços de Itatiaia e Passa Quatro são exemplos, onde predominam rochas saturadas e suavemente insaturadas formando uma borda de núcleos de rochas supersaturadas.

Tipo VII: Uma forte e insaturada, associação vulcânica peralcalina onde os tipos dominantes são rochas como leucitos, uganditos e analcitos, com ou sem acompanhamento de basaltos saturados e fonolitos. Petrograficamente os dados são ainda muito dispersos. Exemplos possíveis são Sacramento e Santo Antonio da Barra.

Tipo VIII: Associação persódica insaturada com álcali sodalita-sienitos e *litchfieldites* – sienitos ocorrem como principais rochas. Possuem dois representantes, Canaã no Rio de Janeiro e Itajo do Colônia na Bahia. *Litchfieldites* e alguns sodalita-sienitos também ocorrem em Mapari e Catrimani no norte do Brasil, e os *litchfieldites* ocorrem em Goiás.

As rochas alcalinas de maneira geral podem ser classificadas geologicamente quanto as suas características estruturais e petrográficas. A idade de cada complexo ou maciço, também corrobora para a sua classificação sendo um fator de interesse no seu agrupamento. Na Tabela II. 1 são apresentadas as idades e o tipo de rocha de cada complexo.

2.3 Base Petrográfica

As rochas alcalinas possuem uma infinidade de litotipos. Nesse subitem será abordado brevemente, como são classificadas segundo a petrologia. As rochas consideradas alcalinas são todas aquelas caracterizadas pela presença de feldspatóides e /ou álcali-piroxênios ou anfibólios (Shand, 1922; Sørensen, 1974; Almeida, 1983). Conteúdos de álcali-feldspatos ou mica não estão de acordo com a definição de rochas alcalinas, proposta por Shand (1922). O sistema de classificação de rochas plutônicas e vulcânicas usadas na presente tese é o de Streckeisen (1967), que subdividiu as rochas ígneas através do índice de cor **M** (minerais máficos) de acordo com os conteúdos modais da cor dos minerais, segundo as concentrações de Q (quartzo), A (álcali feldspato), P (plagioclásio). Para índices **M** = 90 – 100, são agrupadas as rochas máficas-ultramáficas, como exemplo de rochas plutônicas, peridotito e piroxênito. As rochas efusivas com

índice entre **M** = 90 – 100 são o melilito (picrito), etc. O diagrama de Streckeisen, (1967), é visualizado na Figura II. 1. Outro sistema de classificação geralmente usada é a russa de Sarantsina & Shikarev (Sørensen, 1974), Figura II. 2, que subdivide as rochas alcalinas conforme as suas concentrações de Nefelina, **Ne**, Minerais Máficos, **M**, e Álcali Feldspatos, **A**.

Tabela II. 1. Províncias, litologia e idade das rochas alcalinas investigadas.

Província	Alcalina	Litologia	Idade (Ma)	Localização
Arco de Ponta Grossa	Jacupiranga	Piroxenito (jacupiranguito), peridotito, Ne-sienito, ijolito, carbonatito	130	SP
Arco de Ponta Grossa	Juquiá	Olivina piroxenito, álcali-gabros, Ne-sienitos, ijolito, melteigito, pulaskito, carbonatito	127	SP
Ipanema	Ipanema	Glimerito, pulaskito, lusitanito, aegirinito, carbonatito	123	SP
Arco de Ponta Grossa	Tunas	Álcali-sienito, pulaskito, ne-sienito, alkali-gabro, monzonito, diorito	110	PR
Poços de Caldas	Poços de Caldas	Fonolito, Ne-sienitos, luaritos, tinguaítos, ankaratritos	97 a 53	MG e SP
Alto Paranaíba	Araxá	Piroxenito (jacupiranguito), malignito, carbonatito	91	MG
Arco de Ponta Grossa	Pariquera-Açu	Teralito, essexito	90	SP
Arco de Ponta Grossa	“Registro”	?	?	SP
Alto Paranaíba	Serra Negra	Dunito, peridotito, jacupiranguito, shonkinito, carbonatito	82	MG
Alto Paranaíba	São Gotardo	Urtito, melteigito, pulaskito, alkali gabros, carbonatito	82	MG
Alto Paranaíba	Salitre I e II	Álcali sienito, ne-sienito, biotita piroxenito (bebedorito), tinguaíto, traquita, carbonatito	81	MG
Serra do Mar	Tanguá	Pulaskito, Ne-sienito, nordmarkito	67	RJ

Figura II. 1. Diagrama de Classificação de Rochas ígneas (Streckeisen, 1967).

Figura II. 2. Classificação de rochas alcalinas, utilizada pela escola russa. (Sørensen, 1974)

2.4 Tipos de Intrusões (breve comentário)

As intrusões de rochas alcalinas e complexos alcalinos apresentam diversos formatos, variando de *sills*, intrusões centrais (*stocks*, *necks* e *plugs*), a diques. O tamanho de corpos sieníticos (estimativa mundial), varia de 1 km² a 1500 km², sendo a maioria dos corpos de tamanhos pequenos. No Brasil as intrusões alcalinas centrais variam de 800 km² (Poços de Caldas-MG, maior intrusão alcalina do Brasil) a 1 km² (Cananéia-SP). Os corpos possuem geralmente uma geometria discordante com as rochas encaixantes, sendo o mesmo verificado nos modelos gravimétricos. Formatos concordantes são observados em sienitos gnáissicos e nefelina sienitos através de *sills* e lacólitos.

Evidência de intrusão forçada é raramente notada ao redor das intrusões sieníticas. Geralmente são observadas intrusões passivas, resultante da atuação de esforços de tração. Os corpos sieníticos geralmente possuem um formato elíptico ou semicircular. Lentes sieníticas e sienitos feldspatóides em geral apresentam geometria na forma de sills em alcalibasaltos diferenciados. Traquitos e fonolitos podem ocorrer como citado por Sørensen (1974) na forma de lacólitos. Diques de microsienito, tinguaito, entre outros, são abundantes ao redor intrusões de sienitos e sienito feldspatóides, os diques são geralmente finos e de extensão limitada. Geralmente os diques são indicadores de informações quanto ao magma primário, desde que não contaminado pela rocha encaixante. As dimensões dos diques são em media pequenos, no entanto quando em grandes dimensões, apresentam zonas marginais de alcalibasaltos e zonas centrais de sienitos de super a sub-saturados. (Sørensen, 1974)

Sienitos e feldspatóides sieníticos são membros de varios tipos de intrusões centrais. *Necks*, *plugs* e *stocks* se alojam *in situ* através de dezenas de metros a vários quilômetros, em formatos centrais ou em pequenos *plugs* intrudidos em corpos de *stocks*.

Necks, *plugs* e *stocks* possuem diâmetros de poucas dezenas de metros a vários quilômetros, estando eles concentricamente dispostos, ou em pequenos *plugs* intrudidos em corpos principais de *stocks*. Exemplos dessa disposição ocorrem na península de Kola e nas intrusões de Monteregian. (Sørensen, 1974). Intrusões em formato de *plugs* e pequeno “*stocks*” (*stock-like*) de sienitos são geralmente creditados para serem alojados por paradas na injeção de magma.

Entretanto um arranjo anular é verificado em muitas intrusões do tipo *stock-like* podendo também indicar alojamento do magma ao longo de fraturas.

Alguns corpos sieníticos apresentam estruturas internas semelhantes aos gnaisses. A xistosidade na rocha alcalina pode ser proveniente do crescimento dos cristais em um meio sob esforços, como também, a injeção de magma sob uma pressão inicial e subsequente relaxamento da pressão, irá permitir que as paredes da rocha pressionem o magma e alinhe os minerais, resultando na aparente xistosidade. Além da xistosidade, pode-se verificar acamadamentos dentro da rocha, sendo estes um indicativo de movimento laminar do magma dentro da câmara que formou a rocha. O acamadamento indica que as temperaturas do magma originais eram baixas, não permitindo movimentos turbulentos.

Na região central da Suécia, mais precisamente em Almunge, nefelina sienitos formam um anel (*ring*) incompleto e apresentam xistosidade em sua trama (Sørensen, 1974). Intrusões com formato de anel de diques são comumente compostos de sienitos, enquanto que granitos formam *stocks* centrais em complexos alcalinos.

Esses breves comentários sobre a geometria dos corpos alcalinos, e pela concordância ou não das intrusões com respeito às rochas encaixantes, apenas introduzem uma visão geral de como podem ocorrer os alojamentos das intrusões magmáticas, e que as mesmas, dependendo do magma original e dinâmica de alojamento pode gerar intrusões circulares, diques, *necks* e até mesmo a presença de uma aparente xistosidade na rocha. Como verificaremos mais a

frente a maior parte dos complexos alcalinos do Brasil, possuem um formato discordante e cônico, com alguns quilômetros de “raiz”.

2.5 Distribuição Regional e Relações Tectônicas

As rochas alcalinas são formadas sobre relativa calma tectônica e o alojamento final é facilitado por falhas e dobramentos; essa é uma idéia que surge desde de Harker (1896). A quiescência permite que os magmas se diferenciem e deixem escapar gases frustrando a mistura de magmas fracionados. A maior concentração de rochas alcalinas ocorre em regiões estáveis da crosta, incluindo regiões dobradas. As rochas alcalinas são menos conspícuas nos cinturões de atividade orogenética. As ocorrências oceânicas de magmas alcalinos são principalmente encontradas em ilhas situadas nas cadeias mesoceânicas. (Sørensen, 1974)

Kuznetsov (1958, 1964) enfatizando a relação entre magmatismo e tectonismo, introduziu o termo formação magmática. Este termo cobre associações de rochas que são mutuamente relacionadas nas afinidades petroquímicas, geoquímicas, e estruturais nas proximidades do alojamento. As formações magmáticas das regiões estáveis, plataformas e escudos, são geralmente compostas de tipos alcalinos, quando na presença de basalto toleítico. Durante os períodos de atividade tectônica as associações de álcali basaltos precedem as intrusões alcalinas de tipo central. A diversidade de formações magmáticas, em regiões tectonicamente estáveis, é explicada por migração vertical de câmaras magmáticas geradas em diferentes profundidades no interior do manto terrestre. (Sørensen, 1974)

Existe uma conexão entre atividades alcalinas e as grandes estruturas tectônicas, principalmente em zonas de falhas. Um dos exemplos mais notáveis são as zonas de *rift*. Tal como nos casos do Leste do continente Africano, o graben Rhine-Oslo e em Quebec a província Monteregian. (Sørensen, 1974)

A ocorrência de rochas alcalinas é geralmente localizada nas intersecções das zonas de falha. Os exemplos citados, externamente ao Brasil, são as províncias de Kola (USSR) e Gardar (Groelândia). As direções das rochas alcalinas, e o alongamento individual das intrusões são em geral, transversais às estruturas regionais predominantes. As alcalinas podem aqui ser associadas com zonas de falhas incipientes ou zonas de fraqueza crustal. Estruturas domeadas e arqueamentos estruturais, como nos casos dos *rift valley* são freqüentemente sítio das rochas alcalinas. A relação entre arqueamento e localização de rochas alcalinas é observada também nas províncias alcalinas da Sibéria, na província Niger na Nigéria, oeste da África, e as alcalinas da porção leste das montanhas rochosas na América do Norte (Sørensen, 1974). Exemplos brasileiros são as alcalinas do Vale do Ribeira.

As províncias alcalinas freqüentemente apresentam zoneamento distinto ou variação linear com respeito à mineralogia, química e modo de ocorrência. Exemplos são verificados nos rifts do leste da África e oeste dos USA para magmas alcalinos com composição sódica a potássica. Nos USA a alcalinidade aumenta de oeste para leste.

No Brasil

O magmatismo alcalino processou-se sobretudo em estruturas soerguidas marginais ou transversais às bordas da bacia, com uns poucos centros intrusivos na região intrabacia. Nas bordas da Bacia do Paraná é ocorrente a intrusão de rochas alcalinas, sendo citadas, Lajes – SC, Ipanema, Jaboticabal–SP, entre outras, e Cerro Corá e Cerro Sarambi no Paraguai. Essas intrusões e efusões de rochas alcalinas apresentaram-se em duas fases, sendo a mais antiga pré-aptiniana (antes de 125 Ma, Cretáceo Inferior) como os basaltos, e a mais nova, aptiana-eocênica (125 a 50 Ma). As rochas pós-aptinianas foram em parte contemporâneas à deposição do Grupo Bauru, como se observa em Minas Gerais. (Almeida, 1986)

As intrusões da segunda fase do vulcanismo alcalino ocorrem sobretudo nas estruturas arqueadas existentes às bordas da Bacia, onde se associam a diques de diabásio pré-aptiano e umas poucas intrusões alcalinas da primeira fase. (Almeida, 1986)

O vulcanismo basáltico ocorreu entre 147 e 119 Ma, com máxima intensidade entre 132 e 129 Ma, conforme indicam as datações K-Ar e Rb-Sr (Amaral et al. 1966). Portanto muitas alcalinas são contemporâneas do vulcanismo, que gerou fraturas, falhas e meios de percolação na crosta, deixando-a mais rúptil.

2.6 Referência

Almeida, F.F.M., 1981. Síntese sobre a tectônica da Bacia do Paraná. Atas do II Simpósio Regional de Geologia, SBG, São Paulo.

Almeida F.F.M., 1983. Relações tectônicas das Rochas Alcalinas Mesozóicas da Região Meridional da Plataforma Sul-Americana. Revista Brasileira de Geociências, vol. 13 p.139-158.

Almeida, F.F.M., 1986. Distribuição Regional e Relações Tectônicas do Magmatismo Pós – Paleozóico no Brasil. Revista Brasileira de Geociências, vol 16(4): 325-349.

Almeida, F.F.M de, Brito Neves, B.B. de, Carneiro, C.D.R, 2000. The origin and evolution of the South American Platform. Earth Science Reviews, 50:77-111.

Amaral, G.; Bushee, J.; Cordani, U.G.; Kawashita, K.; Reynolds, J.H. – 1966. Potassium Argon Dates of Basaltic rocks from Southern Brazil. Geoch. Cosm. Acta, 30 (2): 159-189.

Fúlfaro, V.J., Saad, A.R., Santos, M.V. and Viana, R.V., 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. Ver. Bras. Geociência, 12:590-611.

Harker, A., 1896. The natural history of igneous rocks. I. Their geographical and chronological distribution. Sci. Progress, 6.

Herz, N., 1977. Time of spreading in the South Atlantic; information from Brazilian alkalic rocks. Geol. Soc. Amer. Bull., 88:101-112.

Kuznetsov, Yu. A., 1958. 'Magmatic formations', in Zakonomernosti rasmeshcheiya poleznykh iskopaemy (in Russian), vol. I, Lzd. Akad. Nauk SSSR.

Kuznetsov, Yu. A., 1964. Chief types of Magmatic Formations (in Russian).
Izd. 'Nedra'.

Shand, S.J., 1922. The problem of the alkaline rocks. Proc. Geol. Soc. S.
Afr., XXV, xix-xxxiii.

Streckeisen, A., 1967. Classification and nomenclature of igneous rocks.
Neues Jb. Miner. Abh., 107, 144-240.

Sørensen H. 1974. The alkaline rocks. John Wiley & Sons, 622pp.

Turner, S., Regelous, M., Kellet, S., Hawkesworth, D., Mantovani, M.S.M.,
1994. Magmatism and continental break – up in the South Atlantic. High precision
Ar-Ar geochronology. Earth Planet. Sci. Lett. 121, 333-348.

Ulbrich, H.H.G.J., Gomes, C.B., 1981. Alkaline Rocks From Continental
Brazil. Earth-Science Reviews, 17, p. 135-154.

Zalán, P.V., 1991. Influence of pre-Andean orogenies on the Paleozoic
intracratonic basins of South America. In: Memorias. 4 Simposio Bolivariano,
Bogotá. Tomo 1 (trabajo 7).

3. Aquisição Redução e Processamento

Os complexos alcalinos de Serra Negra e Salitre I & II serão utilizados como exemplo nesse capítulo quanto à aquisição, redução e processamento aplicado a todos os complexos alcalinos estudados.

3.1 Problemática

Todos os fatores de aquisição e processamento dos dados dependem das características físicas, geométricas e logísticas do objeto de interesse, sendo características quase que individuais para cada corpo. Já a redução dos dados após um determinado número de trabalhos, torna-se uma rotina.

Para estudar do ponto de vista gravimétrico um determinado corpo geológico é necessário ter em mente o objetivo, ou seja, o isolamento do corpo a estudar, e a correlação entre o corpo estudado e as outras estruturas ao seu redor. Deve se lembrar que o campo gravimétrico de interesse muitas vezes é uma convolução dos demais campos gravitacionais gerados pelas estruturas e litologias da sua vizinhança. O isolamento do campo gravimétrico de interesse não é uma pratica simples dependendo da complexidade geológica e dimensões do corpo, sendo o seu isolamento iniciado na aquisição e finalizado apenas no processamento. O intervalo espacial da aquisição e a distribuição das estações de medida sobre o objeto de estudo definem indiretamente a qualidade do campo regional a ser calculado.

3.2 Campo Regional

O campo regional é caracterizado pelas feições geológicas de grande extensão como embasamento, grupos, arcos, entre outras feições, apresentando geralmente dimensões superiores ao do alvo escolhido para o estudo.

A amplitude do campo regional é um reflexo da densidade volumétrica e da geometria da litologia ou fácies. Entre algumas propriedades do campo Bouguer regional como a continuidade do campo, suavidade e grande comprimento de onda (Nelsi, 2001).

Essas propriedades são utilizadas nas análises qualitativas e quantitativas, visando à classificação da melhor ferramenta matemática para o modelamento regional.

A maior dificuldade em isolar a componente do campo regional do alvo de interesse está na determinação do contato físico e geométrico entre a(s) encaixante(s) e o objeto de estudo. Na grande maioria das vezes o contato não é conhecido, sujeitando o modelo do campo regional a imprecisões. Nem sempre o gradiente gravitacional é representativo do limite do corpo. O corpo pode ter na borda uma fina capa, como exemplo as intrusões, não representando um campo gravitacional expressivo. Outro fator pode ser a falta de contraste de densidade entre corpo e encaixante.

O regional modelado possui um fator subjetivo indexado que sempre existirá, tornando indeterminada a componente do campo. Como exemplo onde o cenário é constituído por intrusões, é impossível distinguir em profundidade o limite exata entre a intrusão e a encaixante por vários motivos, dentre eles, a metamorfização da rocha encaixante, o aumento da densidade e a própria degradação da resolução dos métodos potenciais. Outros métodos geofísicos, como exemplo o potencial, sísmico e o elétrico apresentam a mesma ambigüidade, não sendo esta limitação restrita apenas aos métodos potenciais.

Visando otimizar o processamento digital dos dados, é necessário testar e analisar ferramentas matemáticas, no domínio do espaço e da frequência, para o modelamento de uma superfície que seja representativa do campo regional, e sua posterior subtração do campo medido, para o isolamento do campo devido ao corpo em estudo. O campo regional e demais componentes que não são de interesse devem ser subtraídos do campo Bouguer para a determinação do campo residual.

3.3 Aquisição e Redução dos dados

O espaçamento entre pontos de medida é escolhido dependendo do diâmetro da anomalia e da logística de campo, com base no acesso pelas estradas e trilhas. Em geral

esse parâmetro é escolhido qualitativamente, porém uma forma de determinar uma boa amostragem pode ser da ordem 1/10 da mínima dimensão espacial de anomalia. Ou seja, se a anomalia possui 2000 metros de largura, podemos assumir 200 metros para o intervalo de amostragem numa malha irregular de pontos sobre o objeto de estudo. No entanto, nem sempre é possível obter uma malha com essa característica devido a limitações proporcionadas pelo terreno. Para regiões mais afastadas aumenta-se gradativamente o intervalo de amostragem devem ser suficiente para estimar o campo das estruturas regionais.

As medidas de aceleração da gravidade (g) foram efetuadas com o gravímetro LaCoste e Romberg modelo “G”, nº 996, dotado de “feedback” analógico, leitura e níveis eletrônicos, com acurácia de $\sigma_i = \pm 0,04$ mGal. O dispositivo denominado “feedback” (realimentação), compensa eletronicamente o deslocamento da massa interna do gravímetro, mantendo-a na posição de equilíbrio. A força eletromagnética aplicada para realizar essa compensação é convertida em unidades de g e lida num visor digital, fornecendo a parcela centesimal da leitura convencional, sendo esta última feita no disco de leitura da compensação mecânica. Sua utilização permite uma maior precisão (0,01 mGal), da ordem de 10 vezes da medida de g efetuada sem o “feedback”. Com os níveis eletrônicos é possível refinar o posicionamento feito com os níveis de bolha para manter o gravímetro na posição mais próxima da vertical (Figura III. 1).

Todas as medidas foram referidas à estação da rede gravimétrica fundamental brasileira, exemplo (utilizado nas alcalinas de Juquia, Jacupiranga e “Registro”): “Ribeira B” (código: 121382; $g = 978835,742 \pm 0,012$ mGal) cuja altitude é fornecida pelo RN 2113-S ($h = 167,6861$ m), nas coordenadas de longitude = $-49^{\circ}00'24''$ e latitude = $-24^{\circ}39'18''$ (valores fornecidos pelo Observatório Nacional (ON) e pelo Instituto Brasileiro de Geografia Estatística (IBGE) nos endereços eletrônicos):

a. <http://www.on.br/institucional/geofisica/areapage/gravimetria/rgfbabs.html>

b. [http://www.ibge.gov.br/Banco de Dados Geodesicos](http://www.ibge.gov.br/Banco_de_Dados_Geodesicos)

As coordenadas planimétricas em cada ponto foram determinadas através de um receptor de posicionamento por satélite (GPS) de marca Trimble, modelo Basic. Esse mesmo equipamento foi utilizado para fins de navegação durante os levantamentos geofísicos e na localização dos pontos de coleta das amostras. A precisão na localização de cada ponto, variável entre 15 m e 50 m dependendo da constelação de satélites disponíveis no instante da medida, implica numa incerteza inferior a 0,1 mGal, para essa latitude, quando propagado para o valor da aceleração da gravidade. Em alguns levantamentos, dependendo da disponibilidade, foi utilizado o GPS GARMIN modelo ETREX cuja acurácia é de 5 a 10 m.

A altimetria, ou melhor, a elevação topográfica em cada ponto de medida gravimétrica foi determinada pelo método barométrico com base fixa. Vários testes demonstraram que a utilização da base fixa, num raio inferior a 30 km e com desnível topográfico inferior a 100 m, entre a base e o ponto de medida, permite limitar os erros a valores máximos inferiores a 1,2 m, que representam menos de 0,4 mGal no cálculo de g . A distribuição dos erros tem como desvio padrão aproximadamente 0,5 m, representando menos de 0,2 mGal na medida de g (McLintock et al., 1994). Note-se que a incerteza na medida da altimetria, de muito supera as demais envolvidas no cálculo da propagação de erros.

Para a execução das medidas de altimetria por barometria foram utilizados 4 altímetros analógicos marca Thommen dois altímetros digitais Intellisensor modelo “Air-DB”. Para a correção da medida devido à umidade do ar, utilizaram-se dois psicrômetros de aspiração da marca “Iope”, munidos de dois termômetros, sendo um com bulbo seco e o outro umedecido. Na base permaneceram um altímetro Thommen, dois altímetros digitais Air-DB e um psicrômetro, ficando os demais no conjunto do instrumental para as medidas itinerantes. Na base as leituras foram feitas em intervalos de 15 min, de forma a

permitir uma interpolação confiável para fins de correção das medidas itinerantes.

Todas as medidas de altimetria são referidas à Rede de Nivelamento do IBGE, tomando-se, como exemplo citamos a RN-2120-V, utilizada na redução dos dados do levantamento gravimétrico na região de Registro - SP (altitude: 29,3112 m; coordenadas: -47°50'38" long e -24°29'30" lat). Caso haja necessidade de transferência da base, a distância máxima, horizontal entre a estação de cota transferida e a RN não deve ser superior a 40 km, já que a troposfera nesse intervalo de espaço permanece em média constante, quanto a variações climáticas. O barômetro analógico, do tipo THOMMEN apresenta acurácia da ordem de 3 m para variações superiores a 250 m, que resulta num erro inferior a 1.0 mGal.

A principal crítica à utilização de barômetros reside na sua sensibilidade a variações atmosféricas que podem alterar repentinamente a pressão atmosférica, e com isso a medida de altitude. Os 2 psicrômetros, um itinerante e outro na base, mediram as variações de temperatura e umidade em cada sitio, para ulteriores correções, de forma a aumentar a precisão das medidas.

A redução das medidas gravimétricas leva em conta as correções de Maré Sólida (Longman, 1959), deriva instrumental (inferior a 1 mGal/mês), de ar-livre ou Faye (elevação em relação à superfície do geóide), e de Bouguer (efeito das massas topográficas interpostas). Em vista da suavidade da topografia na área de estudo, não foram adicionadas as correções de terreno (Gemael, 2002). No cálculo da anomalia gravimétrica utilizou-se o valor teórico de g obtido pela Fórmula Internacional da Gravidade de 1967, WGS 1967, (Heiskanen et al., 1967).

3.4 Processamento

A primeira etapa consiste na análise estatística dos dados observados, e da confecção das malhas regulares obtidas através de interpoladores que utilizam os métodos do *Inverso da Distância*, *Triangulação*, *Kriging* e *Mínima Curvatura*, bem como

outras ferramentas, objetivando determinar o interpolador que melhor se ajusta ao conjunto de dados.

A segunda etapa corresponde ao modelamento do campo regional por uma superfície matemática. Nessa etapa podem ser utilizadas ferramentas no domínio da frequência e ou do espaço. Como exemplo do domínio da frequência se utilizam os filtros de *Butterworth* e *Upward Continuation*. Quanto ao domínio do espaço faz-se uso de superfícies polinomiais na forma *Canônica* e de *Chebyshev* através da solução de mínimos quadrados e do polinômio robusto.

Figura III. 1. Equipamentos utilizados na aquisição dos dados gravimétricos.

A terceira e última fase é a subtração entre a matriz que representa a superfície regional calculada e a matriz que representa os observados interpolados, para determinação do campo anômalo residual, devido a presença do corpo em estudo.

3.5 Exemplo

Um exemplo aqui apresentado é o processamento dos complexos alcalinos de Serra Negra e Salitre (I e II)

3.5.1 Redução dos Dados

Aplicaram-se aos dados as correções gravimétricas devidas à variação temporal do campo, efeito da maré sólida (Longman, 1959), e a espacial referente à posição geográfica do levantamento (latitude), através da fórmula da aceleração da gravidade para a Terra normal, WGS1967:

$$\gamma(\varphi) = 978031,85 \cdot \left[1 + 5,278895 \cdot 10^{-3} \cdot \sin(\varphi)^2 + 2,3462 \cdot 10^{-5} \cdot \sin(\varphi)^4 \right], \quad (3.1)$$

Sendo (φ) a latitude.

Em seguida foram aplicadas as correções de Faye, $C_F = 0,3086 \cdot 10^{-3} \text{ Gal/m}$ e de Bouguer, $C_B = 0,1119 \cdot 10^{-3} \text{ Gal/m}$ (sem a correção de terreno), para uma densidade média da crosta de $2,67 \text{ g/cm}^3$. Neste exemplo, a correção de terreno não foi aplicada uma vez que resulta inferior a 1.0 mGal , devido à topografia da área ser inexpressiva.

O erro do levantamento devido ao posicionamento geográfico é obtido através da

relação $\sigma_\gamma^2 = \left(\frac{\partial(\gamma(\varphi))}{\partial\varphi} \right)^2 \cdot \sigma_\varphi^2$, que para as coordenadas centrais ($-18,77752$; $-46,87912$),

resulta em $\sigma_\gamma = \pm 1,42 \text{ mGal}$. Para as correções Faye e Bouguer o erro é obtido usando-se

a relação $\sigma_{C_{FB}}^2 = \left(\frac{\partial(C_{FB})}{\partial h} \right)^2 \cdot \sigma_h^2$, sendo, $C_{FB} = (0,3086 - 0,1119) \cdot h$, unidades de mGal , para

h uma altura ortométrica inferior a 1000m . Portanto $\sigma_{C_{FB}} = \pm 0,18 \text{ mGal}$, sendo que

$$\sigma_h = \pm 0,93 \text{ mGal.}$$

A propagação do erro para a anomalia Bouguer, é $\Delta_B = g_{\text{obs}} - \gamma(\varphi) + C_F - C_B$, onde g_{obs} é a gravidade observada com incerteza instrumental de $\sigma_i = \pm 0,04 \text{ mGal}$, obtida por $\sigma_{\Delta_B}^2 = \sigma_i^2 + \sigma_\gamma^2 + \sigma_{C_{FB}}^2$, resultando na estimativa de erro do levantamento gravimétrico $\sigma_{\Delta_B} = \pm 1,43 \text{ mGal}$.

3.5.2 Processamento

3.5.2.1 Intervalo de Amostragem

A aquisição dos dados gravimétricos em levantamentos de campo, geralmente, não possui uma distribuição regular, sendo coletados ao longo de vias de acesso. À distância relativa entre os pontos de medida (intervalo de amostragem), deveria ser regular, o que nem sempre é possível. Os fatores que dificultam a aquisição dos dados são muitos, desde a acessibilidade, a topografia, condição atmosférica, até mesmo o ângulo de visada para a recepção do sinal do satélite em um dado local e horário.

A primeira etapa do processamento consiste da análise qualitativa e quantitativa dos dados para a geração de malhas regulares. Medidas discrepantes e isoladas, que não possuem uma tendência lógica e que não apresentam correlação com a geologia, devem ser retiradas do banco de dados, diante da alta probabilidade de que a medida seja um erro grosseiro, como por exemplo, aquelas referentes ao erro de leitura tanto do gravímetro como dos barômetros.

O intervalo de amostragem utilizado para a definição da malha regular de dados, que represente o campo gravimétrico medido, a partir da escolha de um interpolador, depende do intervalo da aquisição. Muitas vezes é utilizado o menor intervalo entre pontos de medidas, ou mesmo, o intervalo médio. No entanto, não existe uma regra rígida para a sua escolha, o analista de dados geralmente introduz uma componente subjetiva. A escolha depende da separação entre sinal e ruído. A re-amostragem com intervalos

maiores pode ser utilizada para priorizar as componentes gravitacionais de grande comprimento de onda em detrimento dos curtos. Via de regra, não existem, problemas na re-amostragem dos dados observados para um intervalo menor daquele de aquisição, no entanto, existe um limite, pois para um intervalo de re-amostragem muito menor do que o intervalo de aquisição pode ocorrer à geração de ruídos coerentes que induzirão a interpretações inconsistentes.

3.5.2.2 Análise Estatística dos dados

Anomalia Bouguer

O conjunto de dados utilizados na análise totaliza 600 pontos de medida. Os máximos e mínimos valores da anomalia Bouguer são respectivamente $-21,85$ e $-122,21$ mGal. Portanto a amplitude da anomalia restringe-se á $100,36$ mGal. Essa amplitude é devida á presença de uma componente do campo Bouguer provavelmente atribuída às rochas alcalinas superposto ao campo regional, e não à presença de pontos discrepantes.

O valor médio de $-97,49$ mGal em comparação á mediana dos dados $\mu = -103,18$ mGal, resulta numa pequena diferença de $5,69$ mGal, indicando que os dados são homogêneos, e que a distribuição espacial das estações de medida é satisfatória para a representação do campo gravitacional do alvo escolhido e do campo regional.

A dispersão dos dados pode ser verificada através do desvio padrão,

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{600} (d_i - \bar{d})^2}{(n-1)}}, \text{ onde } n = 600. \text{ O desvio padrão é de } \pm 19,22 \text{ mGal, e o desvio padrão}$$

do valor médio resulta em $\sigma_m = \pm 13,11$ mGal, sendo $\sigma_m = \frac{\sigma}{\sqrt{n}}$. Logo os dados apresentam uma dispersão, da ordem de 13 mGal em média. Esse valor indica que o conjunto de dados não apresenta um comportamento “suave”. Uma interpretação possível para tal discrepância está na existência de dois conjuntos de dados distintos, um representando as alcalinas e outro o campo regional.

A função gaussiana pode ser aplicada com o intuito de visualizar a distribuição dos dados e de determinar a porcentagem de valores em mGal contidos numa faixa de

magnitude. A função de densidade gaussiana é dada por $G(d) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{d-\mu}{\sigma}\right)^2}$, onde d é

a variável contínua e μ a mediana. O histograma da função gaussiana é visualizado na

Figura III. 2, onde o eixo das abscissas representa os valores da anomalia Bouguer e o

eixo das ordenadas a função densidade gaussiana $G(d)$. A partir das características da

função, obtém-se que 50 % dos dados estão compreendidos entre - 125,81 e - 80,55

mGal, através das relações $d_1 = \mu - \sigma\sqrt{2\ln 2}$ e $d_2 = \mu + \sigma\sqrt{2\ln 2}$, ou seja a largura da

gaussiana à meia altura, $G(d) = \frac{G_{\max}}{2} = \frac{1}{2 \cdot \sigma\sqrt{2\pi}}$, onde $d = \mu$, é dada por $\Gamma = d_1 - d_2 = -$

45,26 mGal. Observe-se que o intervalo contém a faixa de valores correspondente ao

campo regional, esse comentário ficará mais claro ao se analise a anomalia Bouguer em

planta, no decorrer das Figuras III.5, III.8, III.11, III.15 e III.16.

Figura III. 2. Distribuição Gaussiana dos dados da anomalia Bouguer.

Coordenadas

As coordenadas estão em unidades de quilômetros, e são referidas ao *datum* Córrego Alegre na projeção UTM. A análise estatística das coordenadas é útil na determinação do melhor intervalo de amostragem para a confecção da malha regular de dados.

Os respectivos valores estatísticos são verificados na Tabela III. 1. Nesta tabela verifica-se através da amplitude nos dois eixos, que a área compreendida pelo levantamento gravimétrico apresenta uma geometria aproximadamente quadrada. A média e mediana convergem indicando a homogeneização dos dados. A acurácia do GPS (*Global Positioning System*) utilizado na aquisição é de 50 m. Os histogramas com a distribuição gaussiana das coordenadas UTMX e UTMY são visualizados na Figura III. 3.

Tabela III. 1. Valores estatísticos as coordenadas.

	UTMX (km)	UTMY (km)
Número de valores	600	600
Mínimo	229,71	7829,96
Máximo	384,93	7995,78
Intervalo (Amplitude)	155,22	165,81
Média	301,93	7922,70
Mediana	302,94	7920,76
Desvio Padrão (σ)	$\pm 39,70$	$\pm 39,56$
Desvio Padrão Médio (σ_m)	$\pm 1,62$	$\pm 1,61$

Figura III. 3. Distribuição gaussiana das coordenadas UTMX (1º-histograma) e UTM Y (2º-histograma).

Uma estimativa matemática do intervalo de amostragem pode ser determinada através da divisão da amplitude $\Gamma_x = x_{\max} - x_{\min}$ e $\Gamma_y = y_{\max} - y_{\min}$, para $x = \text{UTMX}$ e $y = \text{UTMY}$, em relação ao número total de dados $n = 600$.

$$\text{Ou seja, } \Delta x = \frac{\Gamma_x}{n} = \frac{x_{\max} - x_{\min}}{600} \text{ e } \Delta y = \frac{\Gamma_y}{n} = \frac{y_{\max} - y_{\min}}{600}.$$

Logo $\Delta x = 0,2587$ e $\Delta y = 0,2763$, sendo o intervalo de amostragem radial obtido

usando, $\Delta r = \sqrt{\Delta x^2 + \Delta y^2} \cong 0,3785$ km, que é menor do que o intervalo de aquisição dos dados. Esse valor será utilizado no intervalo de amostragem das malhas.

3.5.2.3 Interpolação

Para interpolar os dados observados sobre uma malha regular, foram utilizados os recursos do programa Surfer – versão 7.00 (Golden Software, 1999). Na interpolação foram visados o ajuste do campo Bouguer e a representação do campo em locais onde não eram conhecidos os valores anômalos.

A distribuição espacial dos pontos de medida é observada na Figura III. 4. Foram utilizados os seguintes métodos de interpolação para representar o campo Bouguer: *Inverso da Distância, Triangulação, Kriging e Mínima Curvatura.*

Figura III. 4. Distribuição espacial dos pontos de medida.

Inverso da Distância

O método de interpolação referente ao inverso da distância gera uma malha regular

a partir de dados com distribuição espacial irregular. Trata-se de um método rápido de interpolação para um conjunto de dados inferiores a 500 pontos. Os pontos interpolados são calculados através de um peso que é aplicado aos dados, tal que, a influência de um ponto relativamente ao outro decresce com a distância. Quando a malha está sendo calculada o peso atribuído as dados são frações, onde a soma de todos os pesos é igual a um. Nos casos em que o ponto a ser interpolado coincide com a posição do dado observado é atribuído o peso 1 e zero para as demais observações. Nesse caso, o número interpolado coincide com o valor do dado observado. O ponto interpolado, Z_j , é

obtido através da relação, $Z_j = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{Z_i}{h_{ij}^\beta}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{h_{ij}^\beta}}$, onde, $h_{ij}^\beta = \sqrt{d_{ij}^2 + \delta^2}$, sendo d_{ij} a distância entre o

ponto Z_i , do banco de dados, e o ponto da malha Z_j ; δ , é um parâmetro de suavização utilizado para atenuar o efeito denominado “*bull's-eyes*”, que é a geração de isolinhas concêntricas ao redor do ponto de medida na malha final; β , é o parâmetro de amortecimento, sendo utilizado para amplificar a atenuação dos pontos distantes no fator

$$\sum_{i=1}^n \frac{1}{h_{ij}^\beta}.$$

Os parâmetros de anisotropia são utilizados quando os dados apresentam alguma tendência nas propriedades físicas e na distribuição espacial. Neste caso, o raio de busca dos dados observados para cada interpolação é alterada do valor de 1, referente a uma busca circular e isotrópica, para valores variáveis entre $0,1 \geq x > 1$ e $1 < x \leq 10$ proporcionando uma busca dos dados com geometria elíptica, onde x é a distância. A inclinação da busca também pode ser alterada de forma a varrer 360° no espaço.

O mapa Bouguer interpolado resultante da aplicação do método inverso da distância é observado na Figura III. 5. Alguns parâmetros utilizados para geração da malha foram $\beta = 2$, $\delta = 0$, raio de busca igual a 1 e ângulo zero. Como resultado, é

visualizado o campo gravitacional gerado pelos complexos alcalinos, representados ao centro da imagem e sendo composto por um intenso campo anômalo orientado na direção NW/SE, e pelo campo regional. Nota-se que o campo regional não apresenta complexidade como a verificada para o complexo alcalino de Pariquera Açu-SP (Rugenski, A, 2001).

Efetuada uma análise qualitativa, observa-se a presença de pontos com pequenas discrepâncias circulares. Essas discrepâncias coincidem com os pontos de medida sendo resultantes do efeito “*bull’s-eyes*”. Na confecção da malha não foram usados parâmetros de suavização que entra como um fator de atenuação do “*bull’s-eyes*”. Visualmente a imagem apresenta ruído. No entanto, não foram produzidas pseudo-anomalias ou mesmo efeito de borda. Os valores máximo e mínimo dos dados observados foram mantidos, sendo o máximo $-22,2228$ obtido para a malha próximo do $-21,85$ mGal para os dados observados, e o mínimo $-122,15138$ de malha, compatível com $-122,21$ mGal observados.

O resíduo entre os dados observados e os pontos da malha tendem em média a zero, sendo a média igual a $0,01325$ mGal; no entanto existem algumas discrepâncias residuais sendo o valor mínimo $-2,9647$ mGal e o máximo $2,7880$, resultando num intervalo de amplitude de $5,7528$ mGal.

Na Figura III. 6, é visualizada a distribuição gaussiana dos dados residuais para o interpolador inverso da distância. No mesmo observa-se a convergência dos resíduos para zero e a presença de alguns pontos discrepantes.

Triangulação

O método de triangulação aplicado com a utilização do “Surfer” é aquele da triangulação de Delaunay. O algoritmo cria triângulos através do desenho de linhas, “circunferências”, entre os pontos observados. O dado original é conectado de tal modo

que nenhum dos vértices do triângulo seja interceptado por outro triângulo. Na Figura III. 7 observa-se o esquema de interpolação.

Cada triângulo define um plano sobre os nós da malha, sendo o declive e a elevação do triângulo determinados pelos três pontos originais (semicircunferência na cor cinza da Figura III. 7). O resultado corresponde a uma teia de faces triangulares ao longo da malha. O ideal é que os triângulos apresentem uma geometria eqüilátera para formação de uma malha que resulte numa imagem pouco ruidosa. (Davis,1986)

Figura III. 5. Malha regular obtida através do interpolador inverso da distância com $\beta=2$; $\delta=0$; raio de busca isotrópica. Os pontos medidos estão representados na cor branca.

Figura III. 6. Distribuição gaussiana dos resíduos entre os dados observados e interpolados pelo método inverso da distância.

Figura III. 7. Esquema de interpolação da triangulação de Delaunay. Os pontos vermelhos identificam os dados observados, enquanto que os outros vértices dos triângulos, os pontos interpolados. As “circunferências” são utilizadas no confinamento dos triângulos, sendo a semicircunferência em cinza, o ponto inicial da interpolação, ou seja, da formação da teia triangular.

A malha gerada pelo interpolador, Figura III. 8, apresentou os seguintes parâmetros

estatísticos. Os valores máximo são de $-22,1564$ para a malha sendo $-22,85$ mGal para os dados, e mínimo de $-121,8765$ e $-122,21$ mGal respectivamente. O resíduo entre os dados observados e os pontos da malha tendem em média a zero, (média igual á $-0,00556$ mGal); no entanto existem algumas discrepâncias residuais sendo o intervalo de amplitude entre o mínimo de $-3,2160$ mGal e o máximo de $2,37082$, $5,5868$ mGal. Na Figura III. 9, é visualizada a distribuição gaussiana dos resíduos entre os dados observados e da malha gerada pela interpolação por triangulação.

Na textura da imagem observada na Figura III. 8, é possível observar anomalias com geometria triangular proveniente do método de interpolação, próximo dos pontos de medida: a imagem apresenta distorções. O campo regional não apresenta um comportamento contínuo e suave, nem mesmo o campo gerado pelos complexos alcalinos. O método de interpolação não formou efeito de borda. Possivelmente esse método teria uma melhor resposta com uma maior densificação dos pontos de medidas, já que, em algumas regiões os pontos observados estão dispersos.

Kriging

O método interpolador denominado kriging é popular em muitas áreas. Geralmente produz boas imagens, a partir de uma composição de dados irregularmente espaçados. O interpolador leva em consideração tendências presentes nos dados, como por exemplo, para um grande semiconjunto de dados, relativamente espaçados, o kriging une os pontos, não permitindo a formação de pseudo anomalias nas redondezas de cada ponto, como ocorre para o interpolador “inverso da distância”.

O método é muito flexível, e mesmo utilizando os parâmetros de “defaults”, resulta uma malha com boa acurácia. O cálculo do kriging pode ser ajustado aos dados da através especificação de um modelo de variograma apropriado. Fatores de anisotropia também podem ser selecionados.

Figura III. 8. Imagem gerada através da interpolação triangular. Os pontos na cor branca são os dados

O variograma é um modelo matemático que especifica a variabilidade espacial dos dados para a geração de uma malha regular. Os pesos utilizados na interpolação, que são aplicados aos dados são funções diretas do modelo de variograma. O modelo do variograma é observado na Figura III. 10 com todos os parâmetros especificados.

O modelo de kriging utilizado para interpolar os dados Bouguer foi do tipo pontual, que estima valores dos pontos interpolados nos nós das malhas. Um outro tipo seria o kriging de blocos que estima um valor médio de blocos retangulares centrados sobre os nós da malha. (Abramowitz & Stegun, 1972)

Figura III. 9. Distribuição gaussiana para triangulação de Delaunay.

Parâmetros do kriging

Efeito *nugget* quantifica a amostragem e prediz os erros em pequena escala de variabilidade. Esse parâmetro é utilizado somente caso os dados apresentem erros potenciais.

Escala (C) é a escala vertical do variograma.

Sill é a máxima escala vertical, somados os efeitos *nugget* e todas as componentes de escala, seja ela, linear, logarítmica, gaussiana, etc.

Comprimento é o intervalo horizontal sendo que, alguns não apresentam este parâmetro como no caso do modelo linear.

Figura III. 10. Esquema do variograma com os parâmetros de ajuste

Variância é o desvio médio quadrático de cada valor médio. Na Figura III. 10 é apresentada através da linha tracejada.

A equação da variância usada pelo Surfer é
$$\text{var} = \frac{\sum_{i=1}^n z_i^2}{n} - \left(\frac{\sum_{i=1}^n z_i}{n} \right)^2$$
, para n o

número de dados.

Curva Modelo é o ajuste do modelo.

Curva experimental do variograma curva que liga os pontos calculados pela função para uma determinada distancia (η), que depende do intervalo de aquisição, sendo um

valor superior intervalo médio de aquisição, caso contrário, é criada uma malha com componentes ruidosas de alta frequência. Deve-se escolher uma distância (η) que contenha mais de 3 pontos de medida. A distância (η) é o raio de busca do interpolador.

O cálculo do variograma, para um modelo linear, é obtido através da relação $\chi(\eta) = C_0 + S \cdot \eta$, onde C_0 é o efeito *nugget* e S é conhecido como declive. Com a determinação de C_0 e S obtem-se a solução de $\chi(\eta)$ para uma distância η . As equações usadas para obter C_0 e S são $var = C_0 + S \cdot D_{avg}$, e, $G_{nn} = C_0 + S \cdot D_{nn}$, onde:

D_{nn} , é distância média, próxima da vizinhança.

D_{avg} , distância média de separação.

G_{nn} , metade da diferença média quadrática entre pontos próximos da vizinhança.

var , variância.

A malha gerada pelo *krigging* para os dados observados, encontra-se na Figura III. 11 e o variograma utilizado na interpolação na Figura III. 12. O modelo utilizado foi o linear sendo todas as definições citadas anteriormente válidas para o resultado.

A imagem gerada foi a melhor obtida até o momento, a imagem do campo regional e do alvo em estudo apresenta um comportamento suave e contínuo. Não foram geradas pseudo-anomalias e tão pouco efeitos de borda. Os valores máximos e mínimos da malha interpolada são $-20,5271$ e $-121,9526$ mGal, respectivamente sendo que os dados observados são $-22,85$ e de $-122,21$ mGal. Note-se a diferença entre os máximos valores de $2,32$ mGal, correspondendo a um valor apreciável para a escala em estudo. Grandes jazidas minerais possuem magnitude anômala como essa que somada ao erro da anomalia Bouguer pode chegar à ordem de $3,75$ mGal. As informações estatísticas dos resíduos entre os dados e os pontos da malha são: mínimo $-2,1732$ mGal e máximo $1,3571$ mGal, sendo a amplitude de $3,5304$ mGal onde a média é de $-0,0071$ mGal. A

distribuição gaussiana dos resíduos é observada na Figura III. 13.

Figura III. 11. Imagem gerada através do kriging

Figura III. 12. Variograma utilizado na confecção da malha através do kriging. O modelo apresentado é linear com inclinação 7,5.

Figura III. 13. Distribuição gaussiana dos resíduos obtidos através do kriging.

Observando a imagem da Figura III. 11 e o variograma da Figura III. 12 constata-se que apenas a porção final dos pontos do variograma, aquela para distâncias de atraso superiores á 40 km, podem ser usados na interpolação. Como teste, foi aplicado um modelo de variograma que possui um ajuste melhor dos pontos (Figura III. 14) cujo mapa resultante está na Figura III. 15. Ainda na Figura III. 14 é apresentado o histograma gaussiano dos dados residuais do teste.

O modelo utilizado no ajuste do variograma teste, foi o gaussiano posto em série com o modelo linear. A função $\chi(\eta)$ para o modelo gaussiano é definida como $\chi(\eta) = C \cdot [1 - e^{-\eta^2}]$. Escolheu-se não modelar os pontos finais do variograma para efeito de comparação. A imagem gerada pelo interpolador é ruidosa, impregnada por altas freqüências. O ajuste para pequenas distâncias de atraso resulta num modelo de maior detalhamento, porém é ruidoso devido ao espaçamento dos dados observados que não estão suficientemente densificados.

Mínima Curvatura

O método de mínima curvatura baseia-se no ajuste dos dados observados por uma placa linearmente tênue e de característica elástica. Uma das condições é de que a placa apresente a menor curvatura possível no espaço Euclidiano. A precisão do algoritmo segundo informações fornecidas no *software* Surfer é de 10% de uma unidade de mGal, estimando-se portanto para os dados gravimétricos um erro de 0,1 mGal. Como parâmetros de interpolação é possível alterar a tensão da placa nas bordas ou na porção interna para atenuar a formação de pseudo-anomalias. (Smith & Wessel, 1990)

Figura III. 14. Modelo do variograma ajustado melhor. Foi usado um ajuste gaussiano em série com o linear. Abaixo, observa-se o histograma com distribuição gaussiana dos resíduos.

Figura III. 15. Imagem gerada pelo kriging através do variograma teste.

Os passos para gerar uma malha através da mínima curvatura são quatro: (1) ajusta-se aos dados um modelo planar, $a \cdot x + b \cdot y + c = z(x,y)$, através da solução de mínimos quadrados. A solução de mínimos quadrados será abordada no tópico para a determinação do melhor regional; (2) os pontos da malha que coincidem em posição com os dados observados são subtraídos de forma a obter o resíduo dos valores; (3) o algoritmo da mínima curvatura é usado para interpolar os resíduos nos nós da malha; (4) os valores do modelo obtido na regressão planar são somados aos resíduos interpolados produzindo, ao final, uma superfície.

O algoritmo da mínima curvatura gera uma superfície que interpola os dados

disponíveis e resolve a equação diferencial bi-harmônica com tensão

$$(1 - T_i) \cdot \nabla^2 \cdot (\nabla^2 Z) - (T_i) \cdot \nabla^2 Z = 0.$$

As condições de contorno nas bordas são as seguintes $(1 - T_b) \cdot \frac{\partial^2 Z}{\partial n^2} + (T_b) \cdot \frac{\partial Z}{\partial n} = 0$ e

$$\frac{\partial(\nabla^2 Z)}{\partial n} = 0.$$

Nos cantos $\frac{\partial^2 Z}{\partial x \partial y} = 0.$

Onde

∇^2 , é o operador Laplaciano.

n , é a fronteira normal.

T_i , é a tensão interna.

T_b , é a tensão nas bordas.

A imagem gerada através da mínima curvatura, para uma tensão nas bordas máxima e mínima tensão na região interna, atenua a formação de pseudo-anomalias nas bordas da superfície (Figura III. 16); a distribuição gaussiana dos dados residuais é vista na Figura III. 17. Como para os demais interpoladores existe uma convergência para zero na distribuição gaussiana com presença de pontos discrepantes em quantidade um pouco superior ao método kriging.

Figura III. 16. Imagem gerada através da mínima curvatura.

A imagem do campo Bouguer apresenta com uma visualização não existindo efeitos de borda. Algumas anomalias são potencializadas na sua extensão espacial, como á sudeste e leste do campo anômalo dos complexos alcalinos. A mínima curvatura é o método apresentado que mais suavizou o campo. Como o campo regional é descrito por grandes comprimentos de onda e de comportamento suave, sem variações abruptas, esse método foi o melhor para uma representação qualitativa. Entretanto o modelamento para todo o campo, residual e regional, é deficitário.

Figura III. 17. Distribuição gaussiana dos resíduos obtidos através da mínima curvatura.

Os valores máximos e mínimos obtidos na malha são $-18,8974$ e $-131,5718$ mGal, respectivamente sendo que os dados Bouguer observados $-22,85$ e de $-122,21$ mGal. O resíduo de $3,95$ e $9,36$ mGal para os valores máximos e mínimos indica que o interpolador não representa satisfatoriamente os pontos extremos de magnitude.

Os resíduos entre os dados e os pontos da malha foram: mínimo $-2,454$ mGal e máximo $1,7422$ mGal, sendo a amplitude obtida da ordem de $4,2$ mGal e a média de $0,0175$ mGal.

Comparação entre os melhores interpoladores (kriging e mínima curvatura)

Com o intuito de comparar os métodos usados para interpolar os dados medidos, foi selecionado um perfil AB observado na Figura III. 18. O gráfico com todos os melhores interpoladores, até o momento, kriging e mínima curvatura, nas posições espaciais dos dados observados é visualizado na Figura III. 19.

Figura III. 18. Perfil AB, linha na cor vermelha.

Figura III. 19. Perfil AB dos resíduos entre os métodos kriging e mínima curvatura na posição dos pontos observados.

No gráfico da Figura III. 19, para o perfil selecionado, verifica-se que nos extremos do perfil há uma convergência dos interpoladores, mas na porção anômala das alcalinas nota-se uma certa oscilação dos dados com grandes amplitudes para o *kriging*. Essa oscilação é maior para as estações de medidas com menores intervalos de aquisição. No intervalo de distância, entre 80 e 100 km, há uma discreta inversão da polaridade das anomalias.

Como conclusão do melhor interpolador, levando em conta todas as informações pertinentes, desde os dados estatísticos até a comparação do perfil AB, é sugerida a utilização da mínima curvatura como método de interpolação que melhor representa os dados observados, em questão, numa superfície. As informações estatísticas do *kriging* são boas e muitas vezes melhores do que as da mínima curvatura, no entanto, é difícil e demorada a escolha do modelo.

A mínima curvatura apesar de atenuar os máximos valores dos dados observados, cumpre seu papel no modelamento do campo regional. É necessário lembrar, que a distribuição dos dados levantados tem influencia na caracterização de grandes comprimentos de onda, devido a utilização de intervalos de aquisição maiores do que àqueles sobre o alvo de estudo. A mínima curvatura mantém e até extrapola para uma posição possível à extensão da anomalia regional salvaguardando a característica de continuidade e suavidade do campo, mesmo para um subconjunto pequeno de dados, e minimizando os efeitos de curto comprimento de ondas que podem estar associados, numa interpretação geológica, á presença de pequenos depósitos de sedimento ou mesmo de micro diques sem muita importância para a representação na escala de semidetalhe. O resultado é observado na Tabela III.2.

Resíduos	Inv. Distância	Triangulação	Kriging	M. Curvatura
Mínimo	-1,86	-2,67	-2,02	-1,64
Máximo	1,04	1,07	1,01	1,02
Amplitude (min_valor – max_valor)	2,90	3,74	3,03	2,66
Média	- 0,086	-0,092	-0,069	0,008
Mediana	- 0,002	-0,050	-0,020	-0,005
Desvio Padrão	0,49	0,57	0,53	0,43
Visualização	média	ruim	boa	boa
Caracterização do Regional	ruim	ruim	boa	boa
Oscilações no Alvo	muita	muita	média	boa
Dados Interpolados				
Desvio Padrão Médio	0,78	0,80	0,79	0,78
Desvio Padrão	19,20	19,46	19,26	19,20

Tabela III.2 , resultado do melhor interpolador. O número de células na cor verde indica o método escolhido.

3.5.2.4 Determinação do melhor Regional

A determinação do regional caracteriza a segunda etapa do trabalho. Após a escolha do interpolador de mínima curvatura com intervalo de amostragem de 0,3785 km, para representar o campo, foram usadas as seguintes ferramentas no domínio da frequência: filtro *Butterworth* e *Upward Continuation* e, posteriormente, superfícies polinomiais na forma *Canônica* e de *Chebyshev* através da solução de mínimos quadrados e polinômio robusto.

Filtro Butterworth

Nesse método, os dados da anomalia Bouguer foram convolvidos com o filtro Butterworth. O filtro bidimensional é expresso na forma:

$$F(w) = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{w}{w_0}\right)^{2\kappa}}}, \text{ (MathWorks, 2000)} \quad \text{para} \quad w = \sqrt{u^2 + v^2}$$

onde, u , é o número de onda em x ; v , é o número de onda em y ; w_0 , é a frequência de corte e κ grau do filtro, sendo que foi usado um fator de amortecimento, $\kappa=2$.

Foram aplicadas ao sinal vários comprimentos de corte, λ_c , 10, 20, 40, 60, 80, 100 km, ou seja de 1 a 10 km, 1 a 20 km, e sucessivamente até os 100 km. O número de onda de corte é obtido por $w_0 = \frac{2\pi}{\lambda_c}$. O tipo de filtro é do tipo passa baixa atuando na eliminação dos curtos comprimentos de ondas relacionadas aos corpos geológicos localizados, resultando assim, num mapa de anomalia regional. Na Figura III. 20 é mostrado o espectro de amplitude e na Figura III. 21 o resultado da filtragem.

Figura III. 20. Espectro de amplitude. Observa-se uma maior concentração do sinal para comprimentos de onda até 30 km. As bolas de mesma cor indica os dados sobre a mesma linha da malha.

Figura III. 21. Anomalia Bouguer filtrada para comprimentos de onda de 1, 10, 20, sucessivamente até 100 km. Na filtragem utilizou-se o filtro Butterworth. Os valores das isolinhas estão em mGal.

O resultado do isolamento do campo regional não foi eficaz como observado, mesmo filtrando comprimentos de até 100 km, pois ainda assim, permanece o efeito gravitacional dos complexos alcalinos (da ordem de 14 mGal). Do ponto de vista semiquantitativo a determinação do campo regional através do filtro Butterworth já foi descartada não tendo se proseguido para uma análise quantitativa.

Comparando os complexos de Serra Negra e Salitre I e II verifica-se na filtragem que o método Butterworth consegue separar as duas componentes gravitacionais, no intervalo entre 10 e 20 km; isto é possível, pois Salitre I possui comprimento de onda inferior ao de Serra Negra.

Upward Continuation

A continuação para cima, *Upward Continuation*, transforma o campo potencial medido sobre uma superfície para um campo que poderia ter sido medido sobre outra superfície (Blakely, 1996). Basicamente a continuação para cima desloca o observador da anomalia da superfície para uma superfície acima daquela determinada altura. A transformação atenua principalmente os pequenos comprimentos de onda, podendo ser utilizada na determinação do campo regional.

A continuação para cima é obtida através da convolução da função $\mathfrak{S}[\Psi_u] = e^{-z \cdot w}$ com a anomalia Bouguer no domínio da frequência $\mathfrak{S}[U]$, sendo $z > 0$ a altura de deslocamento do observador e w o número de onda radial. A anomalia Bouguer continuada para cima, no domínio da frequência, é descrita como $\mathfrak{S}[U_u] = \mathfrak{S}[U] \cdot \mathfrak{S}[\Psi_u]$. O campo continuado para cima e no domínio do espaço é obtido através da relação $\mathfrak{S}[U_u] \xrightarrow{\text{fft}} U_u$.

O resultado da aplicação da continuação para cima nas alturas 1, 3, 5, 10, 30 e 50 km é visualizada na Figura III. 22.

A resposta da continuação para cima nas referidas altitudes apresentou uma solução semelhante à obtida com o filtro Butterworth. Não foi possível representar o campo regional, sendo que até mesmo para altitudes de 50 km da superfície de referência ainda permanece uma magnitude de 1,6 mGal oriunda dos complexos alcalinos. O campo Bouguer, a essa altitude ainda tem geometria concêntrica em relação ao centro anômalo das alcalinas.

O efeito gravitacional de Salitre I permanece até altitudes de cinco km. O método do *Upward Continuation* como também no caso do Butterworth pode ser utilizado na separação gravitacional de Serra Negra e Salitre I.

Para os métodos utilizados, as ferramentas matemáticas no domínio da frequência não tiveram uma resposta satisfatória devido possivelmente à magnitude anômala das alcalinas bem como da área das intrusões em comparação a área do regional.

Figura III. 22. Continuação para cima com altitudes de 1, 3, 5, 10, 30 e 50 km. O efeito gravitacional de Serra Negra ainda é observado para altitudes de 50 km. O método na é eficaz para a confecção do campo regional.

Solução de Mínimos Quadrados

O objetivo da maioria dos métodos geofísicos é obter uma imagem da Terra através de suas características físicas e com isso inferir um modelo condizente com as observações geológicas. A geofísica utiliza ferramentas matemáticas para processar os

dados e determinar possíveis modelos. Para a compreensão dos fenômenos físicos, através de dados discretos, é necessária a criação de modelos simples que expliquem o seu comportamento. Os modelos são compostos por parâmetros que ajustam os dados e a partir desses pode-se interpretar o fenômeno. Uma das ferramentas usadas largamente nos processamentos e nas modelagens são: o problema direto e o inverso.

Problema direto:

No problema direto, a partir do conhecimento dos parâmetros do modelo, obtém-se dados teóricos. Este método é conhecido por muitos geofísicos como modelamento iterativo, os parâmetros são estimados por várias tentativas até que os dados teóricos se ajustem aos dados observados. O problema direto é representado matematicamente por,

$\vec{d}_T = G \cdot \vec{m}$, onde G e $\vec{m}$ são conhecidos e $\vec{d}_T$ é a incógnita. Para $\vec{d}_T$ o vetor que contém os dados teóricos, G a matriz que contém a geometria do modelo teórico e $\vec{m}$ o vetor que contém os parâmetros do modelo.

Os dados observacionais não são exatamente iguais aos dados teóricos devido à presença de erros experimentais e do modelo. O problema direto pode ser formulado como $\vec{d}_T = G \cdot \vec{m} + \vec{\epsilon}$, sendo $\vec{\epsilon}$ chamado de vetor erro de predição ou resíduo. O erro de predição é definido como a diferença entre os dados teóricos e os dados observacionais. Quanto mais precisos são os dados, menor será o valor correspondente ao erro de predição. Quando o erro de predição apresenta valores muito discrepantes, pode-se inferir que os dados não são suficientemente precisos ou que o modelo aplicado não seja o melhor.

Problema Inverso:

O problema inverso é um método que determina os parâmetros do modelo através iterações sucessivas, ajustando-o automaticamente aos dados observados. Em comparação com o problema direto, este método reduz o tempo computacional. O

problema inverso é representado matematicamente por $\vec{m} = G^{-1} \cdot \vec{d}_{Obs}$.

Neste caso G e $\vec{d}_{Obs}$ são conhecidos e $\vec{m}$ a incógnita. Para $\vec{d}_{Obs}$ o vetor que contém os dados observados, G^{-1} a matriz inversa que representa a geometria do modelo e $\vec{m}$ o vetor que contém os parâmetros do modelo.

Aplicando os valores obtidos de $\vec{m}$ determinamos $\vec{d}_T$. O modelo se ajusta aos dados quando os dados modelados se ajustam aos dados observados $\vec{d}_T \cong \vec{d}_{Obs}$.

O problema inverso pode ser classificado como: superdeterminado, indeterminado e uniformemente determinado. O problema é dito superdeterminado quando o número de dados é superior ao número de parâmetros. Se o número de parâmetros for maior que o número de dados o problema será indeterminado. Neste caso, há uma infinidade de modelos que se ajustam aos dados. Nos problemas indeterminados é necessário o acoplamento de ferramentas matemáticas e informações adicionais ao problema, que auxiliem na convergência do algoritmo para um determinado modelo. O modelo escolhido geralmente é o mais simples. No problema uniformemente determinado, o número de parâmetros é igual ao dos dados. Este problema pode ser solucionado usando-se o problema direto.

O método de mínimos quadrados baseia-se na minimização da soma dos resíduos ao quadrado: $q = \sum_{i=1}^n \left(\vec{d}_{Obs_i} - \sum_j^p G_{ij} m_j \right)^2$, $j = 1, \dots, p$; podemos escrever q na forma matricial $q = \vec{\varepsilon}^T \cdot \vec{\varepsilon} = (\vec{d}_{Obs} - G \cdot \vec{m})^T \cdot (\vec{d}_{Obs} - G \cdot \vec{m})$, onde $\vec{\varepsilon}^T$ é o vetor erro de predição transposto, p o número de parâmetros, n o número de dados.

Derivando q com relação aos parâmetros $\vec{m}$ e igualando a zero obtemos os mínimos valores de q .

$$\frac{\partial q}{\partial m_j} = \frac{\partial (\vec{d}_{Obs}^T \vec{d}_{Obs} - \vec{d}_{Obs}^T G \vec{m} - \vec{m}^T G^T \vec{d}_{Obs} + \vec{m}^T G^T G \vec{m})}{\partial m_j} = 0, \text{ para } j=1, 2, \dots, p;$$

Obtemos a fórmula de mínimos quadrados na forma matricial através da relação acima $\vec{m} = (G^T \cdot G)^{-1} \cdot (G^T \cdot \vec{d}_{Obs})$.

Para um plano com geometria $z(x,y) = a \cdot x + b \cdot y + c$, onde $x = \{x_1, x_2, \dots, x_n\}$ e

$$y = \{y_1, y_2, \dots, y_n\} \text{ a matriz } G \text{ é escrita } G = \begin{bmatrix} x_1 & y_1 & 1 \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ x_n & y_n & 1 \end{bmatrix} \text{ para } \vec{m} = \begin{bmatrix} a \\ b \\ c \end{bmatrix} \text{ e } \vec{d}_{Obs} = \begin{bmatrix} \Delta_{B_1} \\ \vdots \\ \Delta_{B_n} \end{bmatrix}.$$

Superfície Polinomial na Forma Canônica.

No ajuste do campo regional foram utilizadas superfícies polinomiais na forma canônica para os graus 1, 2, e 3. O resultado do ajuste polinomial é observado na Figura III. 23. Para o grau 1 foi utilizado uma geometria simples e bivariada (quanto às incógnitas apresentando produtos, $x + y + xy = 0$), já para os demais, 2° e 3° optou-se pela geometria bivariada.

Os parâmetros utilizados no ajuste são observados na Tabela 3, onde $z(x,y) = A_{00} + A_{01} y + A_{02} y^2 + A_{03} y^3 + A_{10} x + A_{11} xy + A_{12} xy^2 + A_{20} x^2 + A_{21} x^2 y + A_{30} x^3$, é a geometria do polinômio de grau 3.

Grau	1°	1° bivariado	2° bivariado	3° bivariado
A_{00}	579,766	-5010,324	-207813,44	-69049246,15
A_{01}	-0,0870	0,618	51,74	26137,086
A_{02}			-0,00322	-3,298
A_{03}				0,000139
A_{10}	0,0386	18,772	21,0667	367,083
A_{11}		-0,00236	-0,00240	-0,041
A_{12}				$-5,969 \times 10^{-7}$
A_{20}			-0,00324	-0,645
A_{21}				$8,065 \times 10^{-5}$
A_{30}				$4,339 \times 10^{-5}$

Tabela III. 3. Coeficientes dos polinômios na forma canônica.

Figura III. 23. As isolinhas na cor preta representam o campo modelado pelos polinômios de 1° simples, 1°, 2° e 3° bivariado. As isolinhas na cor vermelha é o campo anômalo Bouguer.

O campo modelado através dos polinômios canônicos não teve uma boa resposta na representação do campo regional. As isolinhas referentes ao regional não apresentam convergência para as isolinhas do campo regional observado. A partir do grau 1 bivariado o algo

ritmo tende a modelar o campo gerado pelos complexos alcalinos, sendo que para graus polinomiais superiores a 3, apresentam singularidades para sua determinação. Portanto essa metodologia não é a ideal para os fins propostos.

Superfície Polinomial de Chebychev

O polinômio de Chebychev é definido como $F(x, y) = [B \cdot \cos(v \cdot (a \cos(x))), B \cdot \cos(v \cdot (a \cos(y)))]$ onde v é o grau do polinômio, x e y as variáveis normalizadas e B a anomalia Bouguer. Trata-se de um polinômio estável que não possui problemas de singularidades na determinação de um grau polinomial elevado como verificado na forma canônica. As características do polinômio são as mesmas daquelas apresentadas nas funções trigonométricas, principalmente quanto à continuidade e estabilidade da função.

Na Figura III. 24 são observados os polinômios de graus 1, 2, ..., 6. Para os demais graus as suas imagens não são mostradas porque para graus superiores a 2 existe uma tendência de ajuste cada vez mais próxima do campo gerado pelos complexos alcalinos. O desvio padrão médio dos graus polinomiais é visualizado na Figura III. 25, sendo que para $v \rightarrow \infty$ o polinômio ajustado representa o próprio campo observado.

O campo modelado tanto pela forma canônica como pela de Chebychev possuem respostas insatisfatórias, pois o campo regional não possui um bom ajuste e porque mesmo para baixos graus, já existe uma tendência de ajuste do campo gravimétrico gerado pelas alcalinas.

Numa análise preliminar é verificado que nenhuma ferramenta matemática utilizada, até esse ponto, conseguiu modelar apenas o campo regional.

Figura III. 24. As isolinhas na cor preta representam o campo modelado pelos polinômios 1°, 2°, ..., 6° de Chebyshev. As isolinhas na cor vermelha representam o campo anômalo Bouguer.

Figura III. 25. Desvio padrão médio para cada grau polinomial, de 1 à 30. Quanto menor o desvio o polinômio tende cada vez mais a ajustar o campo gerado pelos complexos alcalinos e o regional.

Polinômio Robusto

O método do polinômio robusto (BELTRÃO et al., 1991), usando Chebychev, é semelhante ao dos mínimos quadrados, porém um pouco mais sofisticado. O método de mínimos quadrados é uma solução particular do polinômio robusto. O erro de predição ($\bar{\epsilon}$), entra como um fator de peso no ajuste dos dados ao modelo. O peso é expresso por Ω que é uma matriz diagonal onde os seus elementos são dados por:

$$\omega_i = \exp \left[- \left(0,6745 \cdot \frac{\epsilon_i^{(\tau-1)}}{\text{median}(|\bar{\epsilon}|)} \right)^2 \right], \text{ sendo } \tau = 0, 1, 2, \dots, N \text{ o numero de interações}$$

para cada modelo obtido, e $i = 1, 2, \dots, n$ o numero de cada elemento do vetor $\bar{\epsilon}$.

Assim, para a interação $\tau = 0$ a matriz Ω é a própria matriz identidade e o modelo corresponde ao do método de mínimos quadrados. O número máximo de interações é estabelecido quando a norma Euclidiana de Ω , obtida através do método de Frobenius,

converge para um determinado valor, ou quando a mediana dos valores absolutos dos resíduos for estabilizada.

Quanto maior for o erro de predição, de um determinado modelo, menor será o seu peso. O método em si pode ser interpretado como uma seleção natural, onde apenas o melhor modelo sobrevive.

O método é definido da seguinte forma, $\vec{m}^{\tau+1} = (\mathbf{G}^T \cdot \Omega^{\tau} \cdot \mathbf{G})^{-1} \cdot (\mathbf{G}^T \cdot \Omega^{\tau} \cdot \vec{d}_{\text{Obs}})$, sendo $\vec{m}^{\tau+1}$ os parâmetros do modelo obtidos na interação $\tau+1$.

O resíduo é determinado através de $\vec{e}^{\tau} = \vec{d}_{\text{observados}} - \mathbf{G} \cdot \vec{m}^{\tau}$.

Na Figura III. 26 observa-se o resultado do modelamento com o polinômio robusto e na Figura III. 27 o desvio padrão médio.

O polinômio robusto tem uma resposta melhor do que as outras soluções polinomiais, não ajustando o campo gerado pelas alcalinas para baixos graus, no entanto, mesmo apresentando uma certa convergência das isolinhas, há uma tendência de formar efeito de borda e pseudo-anomalias na vizinhança dos complexos alcalinos para graus acima de 3. A magnitude anômala modelada corresponde a valores médios do campo observado nas posições correspondentes. As pseudo-anomalias possuem geometria semicircular e de grande comprimento de onda, um exemplo é a anomalia á NNW de Serra Negra. Para o grau 4 como para os demais acima desse, o campo regional gerado pelo interpolador sofre uma perturbação próxima dos complexos. Essas perturbações são ampliadas sistematicamente para graus polinomiais superiores. Na Figura III. 27 é possível verificar a tendência de ajustes do campo das alcalinas a partir do grau 10 já que os resíduos tendem a diminuir, e o campo modelado começa a representar também os curtos comprimentos de onda.

Figura III. 26. Modelagem do campo regional a partir do polinômio robusto.

Figura III. 27. Desvio padrão médio para cada grau polinomial robusto de 1 à 30.

Método da omissão de pontos

A técnica de omissão de pontos se caracteriza na retirada dos pontos de medidas observados sobre o alvo de estudo. Medidas que apresentam componentes do campo gerado pelas alcalinas, no caso, são retiradas do banco de dados, de forma a modelarmos apenas o campo regional e todo sinal de curto comprimento de onda que não seja proveniente do campo gravitacional do objeto de estudo. É como se não houvesse aquisição de dados no alvo. Essa técnica utiliza o princípio físico e a geologia como ferramenta, portanto não se pode desconsiderá-la.

O método é moroso, pois é necessários gerar várias malhas, na forma de isolinhas, e as mesmas devem passar por consecutiva análise do observador para verificação da permanência ou não do campo gravitacional que se pretende isolar. A existência de estações de medida, com componentes do corpo anômalo, é verificada através do mapa de isolinhas. Caso ao se retirar às estações de medida, ainda permanecer a convergência do campo para a região do corpo, será indicativo da permanência de componentes

Aquisição, Redução e Processamento

gravitacionais das estações vizinhas. Deve-se notar que o intervalo entre cotas anômalas para se realizar esse método deve ser inferior à incerteza do levantamento, ou seja, inferior a 1 mGal.

Esse método apresenta uma componente subjetiva do operador, mas mesmo as aplicações de ferramentas matemáticas também a possuem. Na Figura III. 28 é observada a malha resultante com a eliminação dos pontos anômalos.

grande comprimento de onda, para as estruturas regionais. No local das alcalinas deve existir o seu prolongamento, caso contrário estaríamos, predizendo a existência de pontos singulares no campo gravitacional.

A estimativa da componente gravitacional na região das alcalinas é difícil, e o seu valor médio ao redor das alcalinas é apenas uma estimativa, porém cumpre o seu papel no isolamento do campo residual. Na Figura III. 29 é observado o campo residual.

Figura III. 29. Campo residual anômalo de Serra Negra e Salitre (I e II).

3.5.2.5 Conclusão

Após a aplicação de várias ferramentas matemáticas, sendo citadas o filtro Butterwoth e *Upward Continuation*, no domínio da frequência, e os polinômios na forma canônica e Chebychev, para as soluções de mínimos quadrados e robusto, concluiu-se que nenhuma das aplicações teve uma resposta satisfatória na representação do campo regional. No entanto, a ferramenta matemática que melhor apresentou resultados foi o

Aquisição, Redução e Processamento

polinômio robusto. A técnica da omissão de pontos na qual são aplicados conceitos de física e geologia para determinação do melhor regional foi eficaz na representação regional e isolamento posterior do campo anômalo residual.

Podemos concluir que, em situações onde o campo alvo apresenta magnitudes elevadas em comparação ao regional é sugerido o uso da técnica da omissão de pontos.

Para isolar campos intensos é recomendado o uso de ferramentas no domínio da frequência, Butterworth ou *upward continuation*.

No quesito, a escolha do melhor interpolador a mínima curvatura foi o método selecionado, devido aos melhores parâmetros estatísticos e comparativos em relação aos métodos, inverso da distância, triangulação e kriging, para um intervalo de amostragem de 378,5 m.

3.6 Referência

Abramowitz, M, & Stegun, I, 1972. Handbook of Mathematical Functions, Dover Publications, New York.

BELTRÃO, J.F., SILVA, J.B.C., & COSTA, J.C, 1991. Robust Polynomial Fitting Method for Regional Gravity Estimation. Geophysics, 80-89p.

Blakely, R.J., 1996. Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications. Cambridge Press,

Davis, John C, 1986. Statistics and Data Analysis in Geology, John Wiley and Sons, New York.

GEMAEL, C. Introdução à Geodésia Física. Curitiba: Editora da UFPR, 2002. 302 p.

Golden Software, 1999. Surfer version 7.00. Surface Mapping System.

Heiskanen, W., and H. Moritz, Physical Geodesy, W.H. Freeman and Co., San Francisco, 1967.

Ladeira, E.A., Braun, O.P.G., Cardoso, R.N. & Hasui, Y., 1971. O cretáceo e, Minas Gerais, Anais XXV Congr. Bras. Geol., 1: 15-31, São Paulo.

LONGMAN, I. M. Formulas for computing the tidal accelerations due to the Moon and the Sun. Journal of Geophysical Research, v. 64, p. 2351-2355, 1959.

Mariano, A.N., Marchetto, M., 1991. Serra Negra and Salitre – Carbonatite Alkaline Igneous Complex. Fifth International Kimberlite Conference. Field Guide Book, Chapter 10, p. 75-79.

MathWorks, 2000. Matlab version 6.0 release 12.

Morbidelli, L., Gomes, C.B., Beccaluva, L., Brotzu, P., Garbarino, C., Riffel, B.F., Ruberti, E., Traversa, G., 1997. Parental Magma Characterization of Salitre Cumulate Rocks (Alto Paranaíba Alkaline Province, Brazil) as Inferred from Mineralogical, Petrographic, and Geochemical Data. International Geology Review, Vol. 39, p. 723-743.

Nelsi C. De Sá, 2001. Apostila de gravimetria. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo.

Rugenski, A., 2001. Investigação geofísica da alcalina de Pariquera Açu com ênfase em gravimetria. Universidade de São Paulo, IAG/USP. Dissertação de Mestrado 1-77p.

Smith, W, H, F., and Wessel, P, 1990. Gridding with Continuous Curvature Splines in Tension, Geophysics, v, 55, n, 3, p, 293-305.

MODELO GRAVIMÉTRICO DO COMPLEXO ALCALINO DE PARIQUERA-AÇU (SP)

ANDRÉ RUGENSKI¹, MARTA SILVIA MARIA MANTOVANI² & WLADIMIR SHUKOWSKY²

ABSTRACT GRAVIMETRIC MODEL OF THE PARIQUERA-AÇU ALKALINE COMPLEX (SP) A gravity survey was carried out in order to model the 3D geometry and physical characteristics of the Pariquera-Açu alkaline complex emplaced in the Ribeira Valley (SE - Brazil). As a result, gravity pattern, density distribution, 3D geometry and consequent volume and mass of the alkaline complex, were determined. The results have allowed the definition of the present geological interpretation and, in particular, to establish the tectonic nature of the alkaline complex emplacement. To solve the problem, geophysical and numerical methods for determining the Bouguer residual field were used. Mathematical tools as Butterworth filter, least squares and robust polynomial were selected, taking into account the available data, including those from magnetic and radiometric surveys. Qualitative and quantitative analyses were used to establish the polynomial degree for which the gravity regional field would be better represented. The best fit worth a 6th degree robust polynomial, being the difference with the observed gravity field always lower than a mGal. Comparing three models (2.5 D, prismatic 3 D, and irregular 3 D) using the measured geophysical parameters and the boundary conditions inferred from geological information, the 3D irregular shape gravity model is preferred. The best fit 3D model gives as result an average density of 3,14 g/cm³ for the alkaline complex, its density contrast to the wall rock being 0,46 g/cm³, its maximum depth 8,93 km, its surface area 6 km² and a volume of 8,26 km³. The modeled geometry results in a total mass for the alkaline complex of 0,38 x 10¹⁰t.

Keywords: gravity, alkaline complexes, geophysics, Pariquera-Açu

RESUMO Apresenta-se um levantamento gravimétrico de semi-detahle do complexo alcalino de Pariquera-Açu localizado no Vale do Ribeira, São Paulo. Por meio de dados levantados, foram determinados parâmetros físicos e geométricos tais como campo gravitacional, densidade volumétrica e superficial, peso, esforço uniaxial (na base do complexo alcalino), limites espaciais e volume do complexo alcalino. Os resultados obtidos permitem refinar as interpretações geológicas existentes, bem como inferir o mecanismo de estabelecimento desse complexo na encaixante. Na abordagem do problema foram utilizados métodos geofísicos e programas numéricos para determinar o campo gravimétrico residual. Instrumentos matemáticos, tais como a filtragem no domínio da frequência (filtro Butterworth), ajuste polinomial por mínimos quadrados e polinômio robusto foram utilizados para determinar o campo gravimétrico regional. Foram também levadas em consideração informações provenientes do levantamento aéreo que recobre a área e compreende medidas magnéticas e gamaespectrométricas. O melhor ajuste polinomial para a representação do campo gravimétrico regional foi obtido através de um polinômio robusto de grau 6, para o qual a discrepância com o campo observado é inferior a um mGal. Comparando os três modelos (2.5 D, 3 D prismático e 3D irregular) e aplicando os parâmetros geofísicos calculados e as condições de contorno inferidas através das informações geológicas, optou-se pelo modelo gravimétrico 3 D de formato irregular. Esse modelo forneceu como densidade do corpo alcalino o valor de 3,14 g/cm³ tendo como contraste, relativo à rocha encaixante, 0,46 g/cm³; sua geometria 3D apresenta uma profundidade máxima de 8,93 km; área superficial de 6 km²; volume de 8,26 km³, resultando numa massa de 0,38 x 10¹⁰t.

Palavras-chaves: gravimetria, complexos alcalinos, geofísica, Pariquera-Açu.

INTRODUÇÃO O termo rocha alcalina é recomendado pelo *American Geological Institute* para designar rochas que contém grande concentração de álcalis, suficiente para formar feldspatos em face de sua disponibilidade de sílica (Sfrensen 1974). O termo rocha alcalina já foi também usado para designar as rochas alcalinas do Atlântico ou séries alcalinas (fácies, grupo, subgrupo), rochas ígneas com feldspatos que apresentam concentrações de álcalis acima da média, rochas ígneas com feldspatóides (nefelina, sodalita, leucita, etc.), rochas ígneas com índice de cálcio < 51, rochas ígneas com feldspatóides *d* ou Na-piroxênios e/ou Na-anfibólios. (Sfrensen 1974).

O Vale do Ribeira é sítio de minerais economicamente importantes, sendo que uma relevante porcentagem está associada às rochas alcalinas. Nestas são encontradas, por exemplo, Terras Raras, fosfatos, carbonatos, apatita, barita e magnetita. Quanto à herança tectônica, são indicativas de adelgaçamento litosférico. Esse processo litosférico é expresso por uma variedade de manifestações tectônicas * e epirogênicas, tais como domeamento devido a presença de pontos quentes (Crough 1983), rifteamento resultante de esforços de tração (Morgan 1983), e soerguimento de platôs seguido de processos erosivos. O soerguimento de um platô pode ser induzido por fenômeno de compensação isostática, ou por arqueamento em ambiente compressivo.

Por sua localização privilegiada, próxima ao litoral e nas vizinhanças do maior pólo industrial brasileiro, o Vale do Ribeira emerge entre as áreas prioritárias para fins de estudos geofísicos sistemáticos voltados à identificação de novas áreas mineralizadas com elevado potencial econômico. Dentre os maciços alcalinos explorados economicamente nessa região, destacam-se Juquiá e Jacupiranga. O complexo alcalino de Pariquera-Açu localizado respectivamente a SE e a E des-

sés maciços, e cujo potencial econômico ainda não foi avaliado, é alvo do presente estudo.

Inicialmente identificado no registro magnético da "área 3" do aerolevantamento SP-RJ, entre os paralelos 24,6° - 24,8° S e meridianos 47,8° - 48,0° W (CPRM 1995), o complexo alcalino de Pariquera-Açu apresenta uma intensa anomalia com amplitude máxima de 2800 nT, para uma altura de voo uniforme, reduzida a 150 m acima do nível do solo (Fig. 1). Atribuída por Ferreira & Algarte (1979) a uma manifestação alcalina, sua natureza foi confirmada por Silva & Algarte (1981) ao identificarem sienitos no local, indicadores de estágio avançado de erosão.

Estudos posteriores (Ferreira *et al.* 1987), realizados através do Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT) empregando aerogamaespectrometria e magnetometria aérea e terrestre, ao sustentarem a hipótese apresentada anteriormente mantiveram seu caráter qualitativo devido à limitação desses métodos quando não complementados por levantamentos geofísicos (gravimétricos ou sísmicos).

Com o objetivo de contribuir para uma estimativa de seu potencial econômico, apresenta-se aqui um levantamento gravimétrico de semi-detahle, para determinar a geometria e as dimensões do preconizado complexo alcalino, seus parâmetros físicos (tais como densidade superficial e volumétrica, massa, esforço uniaxial, e efeito gravitacional) e verificar a existência ou ausência de associação entre mecanismo de seu alojamento e a tectônica da área.

GEOLOGIA DA ÁREA O complexo alcalino de Pariquera-Açu situa-se num variado cenário geológico do Vale do Ribeira, onde se insere o Rife Continental do Sudeste, em face de sua riqueza em estru-

1 - Bolsista CAPES, Instituto de Astronomia Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG-USP), Rua do Matão, 1226, CEP 05508-900 São Paulo, SP, Brasil, e-mail: andrerug@iag.usp.br

2 - Instituto de Astronomia Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG-USP), Rua do Matão, 1226, CEP 05508-900 São Paulo, SP, Brasil. E-mails: marta@iag.usp.br; wladimir@iag.usp.br.

Figura 1 - Anomalia magnética em correspondência ao complexo alcalino de Paríquera-Açu. (dados aéreos cedidos pela CPRM).

turas tectônicas e diversificação petrográfica. O embasamento dessa região é constituído principalmente por rochas metamórficas, migmatíticas e granitóides, que em parte tiveram sua origem no ciclo Brasileiro/Pan-Africano (0,9 - 0,5 Ga) (Almeida *et al.* 2000) e, em parte, de rochas mais antigas que sofreram retrabalhamento nesse ciclo (Riccomini & Coimbra 1992). As rochas alcalinas, entretanto, datam do Mesozóico, época associada à possível presença de uma (ou mais) pluma(s) mantélica(s) na Bacia do Paraná (Comin-Chiaromonte & Gomes 1995). Devido à presença de anomalia térmica e conseqüente domeamento, e/ou à decompressão adiabática resultante dos esforços atuantes, o manto continental sofreu fusões parciais sucessivas. Nesse processo foram geradas principalmente rochas básicas intermediárias e alcalinas, que constituem maciços ou numerosos e extensos diques direcionados para N40°/60°W (Silva & Batolla Jr. 1981). As rochas alcalinas constituem maciços, intrusivos nas litologias do embasamento que datam do Proterozóico Médio Inferior - Paleozóico Inferior (Campanha & Sadowsky 1999). As intrusões mesozóicas ocorrem segundo uma faixa aproximadamente SE - NW, manifestando-se com a presença de rochas alcalinas, alcalino-básicas ou alcalino-ultrabásicas (Silva & Algarte 1981). A geologia regional do Vale do Ribeira é apresentada na Fig. 2.

Ao mapear a distribuição de rochas alcalinas no sudeste do Brasil e leste do Paraguai, Almeida (1972) concluiu que sua localização é controlada pela tectônica regional. Posteriormente, Almeida (1983) agrupou várias ocorrências de rochas alcalinas em três grandes áreas, sendo que uma delas está associada à borda da Bacia do Paraná, que inclui grande número de corpos no Brasil, Paraguai e Uruguai: nesse grupo, as rochas alcalinas situam-se sobre o embasamento pré-Siluriano ou cortam os sedimentos da Bacia do Paraná e raramente são encontradas no platô basáltico.

Na América do Sul foram identificadas doze províncias alcalinas dentre as quais se insere a província alcalina do Arco de Ponta Grossa (Almeida 1983) que se estende dos limites meridionais do Estado de São Paulo até a região norte-nordeste do Estado do Paraná. Esses limites englobam a região do Vale do Ribeira, envolvendo um número expressivo de maciços, chaminés e diques, e reunindo grande variedade de tipos petrográficos associados às jazidas minerais. O soerguimento do Arco de Ponta Grossa ocorreu a 86 Ma, coincidindo com eventos magmáticos alcalinos no sudeste e sul do Brasil (Vignol-Lelarge *et al.* 1994, Almeida *et al.* 2000). Os principais maciços dessa província são Juquiá, Jacupiranga, Tunas, Banhadão e Bairro da Cruz (Ferreira *et al.* 1987). Aplicando o conceito de província alcalina e com base nas afinidades petrográficas, tectônicas e geocronológicas, Almeida (1983) dividiu a província do Arco de Ponta Grossa em duas sub-províncias: Guapiara e São Jerônimo-Curiúva. O

Figura 2 - Mapa geológico da porção Sudeste do Cinturão Ribeira. As alcalinas da província tectônica Guapiara estão representadas no mapa como: (1) Juquiá; (2) Jacupiranga; (3) Paríquera-Açu. O complexo alcalino de Paríquera-Açu e o lineamento Guapiara foram adicionados ao mapa.

maciço alcalino de Paríquera-Açu foi incluído na sub-província de Guapiara, juntamente com os maciços de Juquiá e de Jacupiranga.

Investigações geológicas indicam que o complexo alcalino de Paríquera-Açu com área exposta de aproximadamente 6 km² e idade variando entre de 96 a 130 Ma é composto por shonkinitos (3,2-3,6 g/cm³) e malignitos (2,8 g/cm³), subordinados a veios de nefelina-sienito (2,63 g/cm³), (Gomes *et al.* 1989, Rugenski 2001). Localmente apresenta material brechado e os diques são intensamente alterados. O shonkinito é uma rocha sienítica máfica que apresenta afinidade com os álcalis, e o malignito é um termo usado para designar as rochas de nefelina-sienitos que contêm mais de 50 % de minerais melanocráticos (S(Ø)rensen 1974). Os sienitos são rochas plutônicas com textura equigranular sendo classificadas, quanto à acidez, como intermediárias (52% a 65% de SiO₂), e tendo concentrações de plagioclásio de 10 % a 35 %, quartzo inferior a 5% e feldspato alcalino maior que 65 % (S(Ø)rensen 1974).

Considerando as concentrações e as densidades respectivamente, os minerais predominantes no complexo alcalino de Paríquera-Açu são: augita titanífera (20-70%; 3,2-3,6 g/cm³), feldspato potássico (10-50%; 2,56 g/cm³), nefelina (1-10%; 2,55-2,65 g/cm³), agregados feldspático-feldspatóideico-zeolíticos (2-15%; < 2,6 g/cm³), biotita (2-10%; 2,7-3,1 g/cm³), olivina (3-10%; 3,3-3,6 g/cm³), apatita (1-2%; 3,17-3,23 g/cm³) e magnetita (3-10%; 5,16-5,18 g/cm³) (Morbidelli *et al.* 2000, Ahrens 1995); esporadicamente ocorre plagioclásio e hornblenda parda (Silva & Algarte 1981). Sua forma oval apresenta-se com o eixo maior na direção de aproximadamente N45°W, sugerindo um condicionamento tectônico naquela direção, como já indicado por Algarte (1972) para as demais rochas alcalinas dos Estados de São Paulo e Paraná.

A rocha encaixante pertence à Sequência Turvo-Cajati, do grupo Setuva, (Silva & Algarte 1981, Campanha & Sadowsky 1999) ou mais precisamente à subseqüência Cajati (Silva & Batolla Jr. 1981), tendo o grupo Setuva idade do Proterozóico Superior (Campanha & Sadowsky 1999). A subseqüência Cajati apresenta como característi-

cas litológicas: mica-xisto ($2,54-2,97 \text{ g/cm}^3$) e quartzo-mica-xisto ($2,70-2,96 \text{ g/cm}^3$), sendo que próximo da intrusão alcalina, é representada mais especificamente por quartzo-muscovita-biotita-xisto ($2,65-3,19 \text{ g/cm}^3$), mica-xisto ($2,72 \text{ g/cm}^3$), filito ($2,68-2,80 \text{ g/cm}^3$) e metassiltito ($2,59-2,85 \text{ g/cm}^3$), (Morbidei *et al.* 2000, Ahrens 1995, Rugenski 2001, Resales 1999, Slavec 2000). Rochas gnáissico-migmatíticas, do Paleozóico Inferior, afloram a menos de 5 km do complexo alcalino de Paríquera-Açu, sendo sobrepostas pelo grupo Setuva. O embasamento para o complexo alcalino configura-se então pelos metassedimentos do grupo Setuva e pelas rochas gnáissico-migmatíticas. A geologia local (Fig. 3), mostra que a intrusão é cortada por uma falha com direção N80°E (Silva & Batolla Jr. 1981).

LEVANTAMENTO GRAVIMÉTRICO

O levantamento gravimétrico em escala de semi-detahle, na região que recobre a área da anomalia magnética de Paríquera-Açu, foi realizado em 1999 através do Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo (IAG-USP). Trata-se de um método geofísico amplamente empregado em prospecção mineral, de custo relativamente baixo e que, por ser um método potencial, se integra perfeitamente aos dados magnéticos já existentes na área. Em escala regional a gravimetria permite identificar estruturas bi- e tridimensionais tais como falhas estruturais, contatos entre blocos tectônicos, direção, ângulo de mergulho e extensão superficial de unidades geológicas, adelgaçamento ou espessamento crustal e litosférico, entre outras.

Figura 3 - Mapa geológico local do complexo alcalino de Paríquera-Açu (modificado de Ferreira *et al.* 1987).

Levantamentos gravimétricos em escala regional vêm sendo efetuados pelo Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG-USP) na porção S-SE do Brasil desde 1980, com a colaboração de várias instituições entre as quais o Observatório Nacional (ON), o Instituto Brasileiro de Geografia Estatística (IBGE), a Companhia Nacional de Recursos Minerais que atualmente constitui o Serviço Geológico do Brasil (CPRM), a Universidade Federal do Paraná (UFPr) e a Escola Politécnica da USP (EPUSP). Esses levantamentos permitiram identificar as principais estruturas do embasamento exposto na área (Mantovani *et al.* 1989 e 1990) e do embasamento recoberto pelos sedimentos da Bacia do Paraná (Quintas 1995, Mantovani & Quintas 1995, Mantovani *et al.* 1995a), determinar a espessura elástica

equivalente (Te) de segmentos litosféricos (Mantovani *et al.* 1995b, Shukowsky & Mantovani 1999, Mantovani *et al.* 1999) entre outros resultados citados nessas publicações.

Em vista das dimensões do complexo alcalino, a distribuição espacial das estações gravimétricas, implantadas antes de 1999, não se apresentava adequada nessa área para a determinação do campo regional. Foi, portanto necessário, além de efetuar medidas sobre a área de interesse, estender o levantamento nas áreas adjacentes, mantendo espaçamentos maiores entre as novas estações implantadas fora da área de detalhe.

Uma vez que a gravimetria permite identificar e caracterizar corpos geológicos através de seu efeito gravimétrico, e que a densidade dos maciços alcalinos é maior que a média das rochas crustais, sua presença gera uma anomalia gravimétrica geralmente intensa. Através dessa anomalia é possível localizar e delimitar fisicamente esses maciços.

Aquisição de dados Os dados gravimétricos foram coletados com um gravímetro relativo LaCoste & Romberg tipo G. A acuracidade do equipamento é de 0,04 mGal e a deriva instrumental é inferior a 1 mGal/mês. Todas as medidas foram referidas à Rede Gravimétrica Fundamental do Brasil. O intervalo entre as estações de medida sobre perfis nas proximidades do complexo alcalino é de 250 m e para aquelas mais afastadas (distância da borda do complexo > 5 km) de 1 km, visando caracterizar o campo regional. A densidade espacial das estações, sobre o complexo alcalino, cumpre seu papel na amostragem do complexo como um todo permitindo posterior modelagem 3D, embora não seja suficientemente detalhada para fins de identificação e delimitação das variações litológicas internas.

A altitude ortométrica em cada estação gravimétrica foi determinada através de levantamento barométrico. Utilizaram-se dois tipos de barômetros: analógico e digital. O barômetro analógico, do tipo Thommen apresenta acuracidade inferior a 2 m para variações entre cotas superiores a 250 m. No local, o desnível altimétrico entre a base e as estações itinerantes não ultrapassou a cota de 150 m. Os barômetros digitais, com sensores "AIR-Intellisensor", possuem acuracidade superior aos analógicos. A principal crítica à utilização de barômetros reside na sua sensibilidade a variações climáticas que podem alterar repentinamente a pressão atmosférica, e com isso a medida de altitude. Com o intuito de minimizar essas possíveis variações, a máxima distância entre as estações itinerantes e a base foi mantida inferior a 40 km e a diferença de altitude entre ambas inferior a 150 m, uma vez que para esses limites a troposfera é considerada uma camada isotrópica. Adicionalmente, utilizaram-se 2 psicrômetros, um itinerante e outro na base, de forma a medir as variações de temperatura e umidade em cada ambiente, para ulteriores correções.

Existem dois controles para a qualidade do nivelamento barométrico segundo a metodologia adotada neste trabalho: (1) em todos os levantamentos executados utilizando nivelamento barométrico, uma fração das estações tem sido re-nivelada (reocupada) em dias diferentes, sob condições meteorológicas variáveis e referidas a diferentes bases fixas. A discrepância entre as cotas reocupadas (resíduos) é uma medida da qualidade do método barométrico. Para 211 reocupações efetuadas em 22 levantamentos utilizando nivelamento barométrico no período de 1995 a 2001, os resíduos atingem valor máximo de 3,5 m, com forte concentração no intervalo ± 1 m. O desvio padrão dos resíduos dessas 211 reocupações é de 1,21 m; (2) Durante o nivelamento barométrico realizado por ocasião de outro levantamento gravimétrico próximo à área de estudo (Juquiá), foi possível comparar quinze cotas niveladas por barometria com cotas correspondentes obtidas por posicionamento GPS de alta resolução. De um total de 15 pontos, resultou que a diferença máxima entre as cotas niveladas por barometria e por posicionamento GPS foi de 2,14 m, sendo o desvio padrão das diferenças igual a 0,96 m.

Com base nos dois controles de qualidade descritos, pode-se assumir que o desvio padrão do erro de nivelamento barométrico, efetuado de acordo com a metodologia utilizada, é de 1,2 m.

Redução dos Dados Foram aplicadas as correções gravimétricas devidas às variações temporais do campo (efeito da maré sólida), às variações da topografia (correção de Ar Livre) e ao efeito das massas

interpostas entre o ponto de medida e a superfície de referência (correção de Bouguer). As fontes de erro da anomalia Bouguer simples são o erro de medição da gravidade observada, o erro de posicionamento horizontal em latitude e o erro de nivelamento barométrico. A anomalia Bouguer simples é calculada como

$$\Delta g_B = g_{obs} - \gamma(\phi) + C_F h + C_B h$$

onde g_{obs} é a gravidade observada, $\gamma(\phi)$ é o valor da gravidade de referência de acordo com a Fórmula Internacional da Gravidade, h é a altitude ortométrica da estação, C_F é o coeficiente de correção de Faye (correção de ar-livre) e C_B é o coeficiente de correção Bouguer, sendo:

$$\gamma(\phi) = 978031,85 + (1 + 5,278895 \cdot 10^{-3} \sin^2(\phi) + 2,3462 \cdot 10^{-5} \sin^4(\phi)) \text{ mGal}$$

$C_F = 0,3086 \text{ mGal/m}$ e $C_B = -0,1119 \text{ mGal/m}$, para a densidade de redução padrão de 2670 Kg/m^3 .

O erro de posicionamento horizontal influencia a anomalia Bouguer através da Fórmula Internacional da Gravidade. Considerando que o gradiente da gravidade de referência de acordo com Fórmula Internacional da Gravidade é igual a $0,6045 \text{ mGal/km}$ na área de estudo, e que o desvio padrão do erro de posicionamento em latitude por posicionamento GPS de baixa resolução, utilizado neste trabalho, é $\sigma_\phi = 50 \text{ metros}$, resulta que o desvio padrão da componente do erro da anomalia Bouguer simples devida ao erro de posicionamento GPS é $\sigma_1 = 0,6045 \text{ mGal/km} \cdot \sigma_\phi$, ou seja, $a = 0,030 \text{ mGal}$.

O erro de nivelamento barométrico influencia a anomalia Bouguer através do termo $C_F h + C_B h = 0,1947h$. Utilizando para o desvio padrão do erro do nivelamento barométrico o valor $\sigma_h = 1,2 \text{ metros}$, resulta que o desvio padrão da componente do erro da anomalia Bouguer simples devida ao erro de nivelamento vale $(7 = 0,1947(7, \text{ ou seja, } \sigma_2 = 0,234 \text{ mGal}$.

Finalmente, o desvio padrão do erro da gravidade observada (acurácia do gravímetro) é $(\sigma_3 = 0,04 \text{ mGal}$.

Levando em conta que os três erros acima discutidos são estatisticamente independentes, resulta que o desvio padrão do erro da anomalia Bouguer simples vale $\sigma = \sqrt{\sigma_1^2 + \sigma_2^2 + \sigma_3^2}$, ou seja, $\sigma_B = 0,239 \text{ mGal}$.

A correção de terreno não foi aplicada uma vez que resulta da ordem de décimos de mGal, pois em correspondência e ao redor do complexo a topografia apresenta-se suave (Fig. 4a). Os pontos observados na figura 4a representam as estações gravimétricas.

No mapa da anomalia de Ar-livre (Fig. 4b) observa-se um gradiente gravimétrico EW de grande comprimento de onda, que não apresenta correlação com a topografia, indicando que o gradiente observado estaria relacionado à estruturas profundas. No mapa de anomalia Bouguer (Fig. 4c) nota-se que o complexo alcalino apresenta um contraste de densidade, relativamente às rochas encaixantes, que permite delimitá-lo através do levantamento gravimétrico. As principais características gravimétricas da área levantada são o seu gradiente de 12 mGal , o curto comprimento de onda, e a forma elíptica típica de intrusões ígneas do tipo alcalino na região do Vale do Ribeira.

Na redução dos dados verificou-se que o complexo alcalino de Paríquera-Açu apresenta forte gradiente gravimétrico positivo destacando-se do campo regional, tendo, portanto, uma densidade superior à da rocha encaixante. A anomalia apresenta forma elíptica e concêntrica, com maior eixo direcionado aproximadamente a $N45^\circ W$, coincidindo com o formato da intrusão em superfície. Não sendo possível distinguir anomalias internas ao complexo, conclui-se que a intrusão se comporta do ponto de vista gravimétrico como um corpo homogêneo, podendo ser verificado em sua modelagem.

As anomalias regionais Bouguer e de Ar Livre, apresentam uma tendência na direção EW próxima ao complexo alcalino. Esse gradiente sugere a existência de uma feição geológica subsuperficial. Diante da escassez de informações geológicas e de outros métodos geofísicos relacionados ao alto gravimétrico, e não existindo sinal magnético associado, atribui-se o gradiente EW próximo ao complexo alcalino a uma variação lateral do embasamento.

Processamento dos Dados Ao processar os dados buscou-se o método matemático mais adequado para a estimativa da anomalia gravimétrica residual. Foram analisados três métodos: Filtro Butterworth, Ajuste Polinomial por Mínimos Quadrados e Polinômio Robusto (Rugenski 2001).

O polinômio robusto (Beltrão *et al.* 1991) é uma generalização do método de mínimos quadrados, tendo-se revelado o melhor dentre os três citados. Aos dados experimentais foi aplicado o polinômio robusto de grau 6 (Fig. 5).

A análise do mapa residual Bouguer obtido através do polinômio robusto (Fig. 5) mostra que houve um refinamento do campo regional obtido a partir dos mínimos quadrados (Fig. 4c), resultando ao final do processamento, na ampliação do máximo valor anômalo em correspondência da intrusão alcalina. Esse método forneceu a melhor resposta em comparação aos outros métodos, principalmente porque não apresenta efeito de borda.

MODELOS O complexo alcalino de Paríquera-Açu foi modelado pelos métodos de inversão com geometria 2,5 D e 3 D. Ambos os métodos de ajuste tiveram respostas semelhantes. A modelagem 2,5 D está sujeita a algumas limitações, uma vez que o campo de gravidade apresenta componentes nas três dimensões. Quando um corpo com geometria 3 D é interpretado com geometria 2,5 D, há perda de detalhamento lateral afetando a densidade interna do corpo ou a máxima profundidade modelada. A análise conjunta dos dois métodos, associada a todas as informações disponíveis permite avaliar a incerteza dos parâmetros envolvidos considerando-se as características do método potencial (Blakely 1995, Meju 1994).

Interpretação 2.5 D Para a modelagem 2.5 D foi usado o programa "GRAVMAG" (Pedley *et al.* 1993), considerando-se uma extensão lateral de 3 km.

Na modelagem utilizaram-se informações disponíveis do aerolevante gamaespectrométrico e magnetométrico na área (CPRM 1995). A aeromagnetometria apresentou uma resposta marcante na delimitação do complexo alcalino, enquanto que a aerogamaespectrometria evidência de anomalias ao redor e internamente ao complexo alcalino, que podem refletir uma variação litológica, zonas de metassomatismo, zonas de fratura ou apenas uma variação na concentração dos radioelementos. A anomalia gravimétrica apresenta uma auréola negativa ao redor do complexo alcalino que, no entanto, não é observada no sinal magnético correspondente (Rugenski 2001).

A modelagem gravimétrica com geometria 2,5 D do complexo alcalino foi realizada ao longo dos perfis assinalados na figura 6, cujos resultados são apresentados na figura 7 (a e b). Os perfis foram orientados de forma a atravessarem o eixo principal do complexo (GH) e a anomalia radiométrica (U), cruzando-se no ponto de coordenadas (215,21, 7261,21), próximo ao centróide do complexo alcalino a 5,6 km do perfil GH.

No perfil GH a profundidade máxima do complexo alcalino é de 4,5 km, considerando sua densidade $3,12 \text{ g/cm}^3$ e a densidade da rocha encaixante $2,67 \text{ g/cm}^3$. O valor de densidade atribuído ao complexo alcalino corresponde em média aos valores de densidade das litologias shonkinito ($3,2\text{-}3,6 \text{ g/cm}^3$) e malignito ($2,8 \text{ g/cm}^3$) (Cermák & Hemholz 1982). Nesse mesmo perfil, modelou-se um corpo de menor densidade, interno ao complexo alcalino, com densidade média correspondente àquela do malignito. Na porção esquerda do perfil GH, a anomalia não se ajusta adequadamente ao modelo devido à presença da "auréola" ao redor da intrusão. Ao longo do perfil IJ, obteve-se uma profundidade de 2,3 km. A diferença dos valores das profundidades modeladas reflete a geometria do complexo alcalino em profundidade.

Na figura 8 mostra-se o resultado da modelagem da auréola gravimétrica que circunda o complexo alcalino, assumindo uma densidade de $1,0 \text{ g/cm}^3$, sendo as densidades da rocha encaixante de $2,67 \text{ g/cm}^3$ e do complexo alcalino de $3,12 \text{ g/cm}^3$. A máxima profundidade do corpo correspondente à auréola alcança o valor de 35 m. Esse modelo constitui o limite inferior na estimativa da espessura que ajusta a auréola anômala, uma vez que, para valores de contraste de densidade inferiores, a profundidade resultante do ajuste gravitacional será maior do valor fornecido por esse modelo.

Figura 4 - (a) A representação da topografia (m); (b) mapa da anomalia de Ar-livre; (c) mapa de anomalia Bouguer.

Figura 5 - representação do resíduo do polinômio robusto de grau 6 calculado a partir dos dados do levantamento gravimétrico.

Figura 6 - Mapa residual Bouguer (polinômio robusto de grau 6). observa-se a posição dos perfis, GH e IJ ao longo dos quais foram realizados os modelos 2.5D.

Modelo 3 D, com formatos prismático e irregular FOR-
MA PRISMÁTICA Feições geológicas, que apresentam formato semelhante a um cilindro vertical (ex. diques e condutos ou "necks") ou a um prisma de seção poligonal irregular podem ser modeladas em 3 D através do programa de cálculo "GPCYLININ" (Radhakrishna Murthy & Swamy 1996). Os parâmetros do modelo: profundidade da base e topo, contraste de densidade e dimensões, são determinados iterativamente buscando o melhor ajuste à anomalia Bouguer observada.

O programa requer para dados de entrada, a profundidade do topo e da base do prisma e o número e a posição dos vértices da área poligonal; esses correspondem aos valores iniciais para a determinação

Figura 7 - Modelagem gravimétrica 2,5 D do complexo alcalino de Paríquera-Açu. A base do corpo modelado está a uma profundidade de 4,5 km da superfície, para o perfil (a) GH e (b) 2,35 para o perfil IJ.

da geometria do modelo. O resultado final é alcançado quando a variação dos parâmetros calculados se estabiliza após um determinado número de iterações, apresentando o melhor ajuste. O modelo em superfície (Fig. 9) representou bem as dimensões aflorantes do complexo alcalino e as faces do prisma coincidem com alguns lineamentos e falhas.

No mapa de anomalia Bouguer as curvas sólidas são as isolinhas dos dados observados e as curvas tracejadas à anomalias calculadas para o modelo. Verifica-se a convergência entre as mesmas, próximo do complexo alcalino, mas não ao seu redor. O polígono de cor cinza representa o limite o prisma modelado em planta, ou seja, um prisma de seção poligonal, com contraste de densidade de $0,4 \text{ g/cm}^3$, profundidade do topo de $0,01 \text{ km}$ e base de $4,7 \text{ km}$. As retas com terminações ortogonais indicam as direções das falhas e dos lineamentos geológicos. Observa-se uma coincidência dos lineamentos com as faces do modelo prismático. Conclui-se que o modelo prismático (Fig. 10) ajustou para o contraste de densidade $0,4 \text{ g/cm}^3$, uma profundidade do topo em $0,01 \text{ km}$ e da base em $4,7 \text{ km}$. Com esses parâmetros o campo anômalo observado para o complexo alcalino é equivalente ao campo gerado pelo modelo.

Figura 8 - Modelo 2,5 D da auréola negativa localizada ao redor do complexo alcalino, obtido a partir do mapa anômalo Bouguer através da solução de mínimos quadrados de grau 6. O modelo do corpo 2 foi extrapolado para uma situação hipotética onde existe apenas água.

Figura 9 - Mapa da anomalia Bouguer: as curvas sólidas correspondem às isolinhas do campo anômalo observado e aquelas tracejadas às do campo anômalo modelado. O polígono de cor cinza representa a seção horizontal do prisma modelado com contraste de densidade de $0,4 \text{ g/cm}^3$, profundidade do topo de $0,01 \text{ km}$ e base de $4,7 \text{ km}$. Os segmentos de retas com terminações ortogonais indicam as direções da falha e dos lineamentos geológicos.

Uma segunda forma prismática aplicada à modelagem corresponde a um paralelepípedo oblíquo. Utilizou-se para essa finalidade o programa "IGMAS" (Schmidt 1998). Trata-se de um programa de modelagem 3D com aplicativos estatísticos (histogramas, desvio padrão e coeficiente de correlação). Na figura 11, apresenta-se o mapa da anomalia Bouguer observada e modelada para o paralelepípedo, bem como sua análise estatística; a análise estatística fornece o desvio padrão do modelo, o histograma das diferenças da gravidade (observado menos modelo) para cada ponto em cada perfil, seu coeficiente de correlação e o respectivo desvio. O paralelepípedo foi modelado para uma densidade de $3,12 \text{ g/cm}^3$, sendo a densidade da rocha encaixante $2,67 \text{ g/cm}^3$ e as profundidades do topo 0 km e da base $2,2 \text{ km}$. A área

Figura 10 - Modelo 3 D do complexo alcalino de Paríquera-Açu através de um prisma de seção poligonal. O modelo se ajusta aos parâmetros físicos do complexo alcalino. O prisma foi obtido através do programa "GPCYLNIN".

superficial de $2,48 \text{ km}^2$ resultou inferior àquela observada para o complexo alcalino (6 km^2), sendo o volume obtido de $5,45 \text{ km}^3$ e a massa de $0,24 \times 10^{10} \text{ t}$. As principais semelhanças entre o campo modelado e aquele observado são: tendência direcional do campo que está relacionada à direção de alojamento do complexo alcalino; magnitude e extensão de anomalia equivalentes. Na análise estatística verifica-se que os resíduos entre o campo observado e o modelado são elevados. Levando-se em consideração somente as laterais do complexo, notam-se variações anômalas da ordem de 2 mGal que resultam da diferença de área calculada vs. observada. Na porção central do complexo, o resíduo é próximo a zero, indicando que o modelo pode ser representativo das profundidades (base e topo) e do contraste de densidade. O modelo apresenta bons índices estatísticos com coeficiente de correlação de 0,97 e desvio padrão $\pm 0,63 \text{ mGal}$. Através do histograma verifica-se que a média dos resíduos, entre as anomalias Bouguer calculada e observada, é próxima a zero.

A conclusão geológica extraída deste modelo não difere sensivelmente daquela apresentada para o primeiro prisma de seção poligonal. Na figura 12, encontra-se esquematizado um perfil que atravessa o corpo modelado. O modelo tridimensional é visualizado na figura 13.

FORMA IRREGULAR Os modelos anteriores, 2,5 D e 3D prismáticos, foram confeccionados com o intuito de comparar a geometria e as propriedades físicas de corpos localizados com forma simples, que fossem representativos do complexo alcalino. As informações obtidas através desses modelos foram utilizadas para uma análise crítica das limitações do método, principalmente quanto à profundidade máxima estimada para a base do complexo alcalino. Foram aplicadas na convergência de um modelo 3 D de formato irregular (programa IGMAS), que pudesse ser não apenas satisfatório do ponto de vista geofísico como também representativo geologicamente.

Na figura 14 apresenta-se o mapa da anomalia Bouguer observada e modelada para o formato irregular (a), a distribuição das diferenças entre as duas e sua análise estatística (b). O complexo alcalino foi modelado para uma densidade de $3,14 \text{ g/cm}^3$, encaixada no embasamento de densidade $2,67 \text{ g/cm}^3$. Uma vez que o complexo aflora, a profundidade do topo é considerada 0 km e a sua máxima profundidade resultou em 8,93 km. A área superficial é equivalente àquela de um corpo alcalino com 6 km^2 , seu volume é de $8,26 \text{ km}^3$ e a sua massa de $0,38 \times 10^{10} \text{ t}$. Os campos observado e modelado mantêm a mesma tendência direcional, mesma magnitude e mesma área anômala. A discrepância entre os campos observado e modelado é de 0,8 mGal sendo que apenas 3 % dos dados tem desvios superiores a esse valor. A análise estatística apresenta um coeficiente de correlação de 0,98, um desvio padrão dos resíduos de 0,55 mGal, sendo que a média dos resíduos é próxima de zero.

O modelo 3D de formato irregular sugere que o complexo alcalino, do ponto de vista gravimétrico, corresponde a um corpo homogêneo. Neste caso, a provável variação litológica interna ao complexo alcalino inferida através dos dados radiométricos torna-se desprezível diante do volume da rocha. A profundidade média de 4,5 km resultante do modelo 2,5 D é coerente com os valores obtidos para as duas outras alcalinas próximas de Paríquera-Açu, Juquiá e Jacupiranga, respectivamente de 7,5 km e 6,5 km, modeladas com geometria 2,5 D (Slavec 2000, Slavec et al. 2000, Resales 1999).

Figura 11 - (a) Modelo do campo gravitacional calculado para um paralelepípedo oblíquo aplicado à modelagem do complexo alcalino de Paríquera-Açu; a linha tracejada indica a posição do perfil do modelo 2,5D; (b) Mapa residual (observado - modelo e análise estatística).

Figura 12 - (a) Perfil para o modelo 2,5 D do paralelepípedo oblíquo, a linha contínua representa o sinal observado e a pontilhada representa aquele modelado; (b) mapa residual (observado - modelo); a linha tracejada indica a posição do perfil em (a).

Figura 13 - Visualização 3 D do paralelepípedo oblíquo modelado para o complexo alcalino de Paríquera-Açu.

Figura 14 - (a) Modelo do campo gravitacional calculado para um formato irregular, aplicado à modelagem do complexo alcalino de Paríquera-Açu. (b) Análise estatística.

Figura 15 — (a) Perfil para o modelo 2,5 D com forma irregular e (b) mapa de densidade superficial. A seta contínua representa a direção do lineamento Guapiara, e aquela tracejada a falha que corta o complexo alcalino.

A forma do complexo alcalino, derivada dos modelos 2,5 D e 3 D, é do tipo de alojamento discordante. Embora essa seja a forma mais comum associada a esses corpos (conjunto de diques, condutos), já foram observadas rochas do tipo gnaisse sienito e nefelina sienito, de mesma composição do complexo alcalino de Pariquera-Açu, com formas concordantes (soleira e lacólito) (Sørensen 1974).

Na Fig15(b) a direção do eixo principal do complexo alcalino em superfície coincide com aquela do Lineamento Guapiara (~ N45°W; Fig. 15b), sugerindo que o eixo principal da distribuição da massa alcalina se alinha com as direções preferenciais do cenário tectônico regional (Almeida 1972). Com a mesma direção NE das falhas de Lancinha e Ribeira, o Complexo de Pariquera-Açu é cortado por uma outra falha. Próximo dessa estrutura observam-se fraturas que cortam o complexo alcalino, obviamente posteriores ao seu alojamento. Entre as possíveis hipóteses, a falha que corta o complexo alcalino (Fig. 3) pode ter sofrido uma reativação posteriormente ao seu alojamento, uma vez que a maior concentração de massa do complexo alcalino se encontra ao longo do eixo N67°W, ou seja, ortogonal à direção dessa falha (Rugenski 2001).

Considerando a geometria do complexo prefere-se o modelo 3 D irregular. Na figura 15a observa-se o perfil EW que atravessa o complexo. O modelo tridimensional resultante de todos os perfis realçados é visualizado na figura 16. Nota-se que o modelo caracteriza a existência de raiz. A composição da rocha alcalina é sienítica, formada por

Figura 16 - (a, b e c) Visualização 3 D do modelo de formato irregular para o complexo alcalino de Pariquera-Açu por três ângulos diferentes.

magma intermediário, sendo a concentração de sílica inferior àquela apresentada por rochas ácidas. Magmas mais viscosos formariam corpos com uma geometria mais "arredondada", como no caso dos granitos (Button & Donald 1996).

Em comparação aos modelos, 2,5 D e 3 D apresentados anteriormente, observa-se um melhor ajuste para o modelo com raiz. Os modelos prismáticos que não levam em consideração a raiz, não se ajustam tão bem ao campo gravitacional observado.

CONCLUSÃO Gravimetricamente, o complexo alcalino de Pariquera-Açu é um corpo homogêneo. A modelagem 3 D forneceu como parâmetros: densidade de 3,14 g/cm³, sendo o contraste de densidade de 0,46 g/m³ em relação à rocha encaixante; o complexo aflora em superfície e tem profundidade máxima de 8,93 km; área superficial de 6 km²; volume de 8,26 km³, e massa de 0,38 x 10¹¹. Geometricamente assemelha-se a um prisma irregular, com sua maior área transversal na superfície, apresentando em profundidade um afinamento da seção transversal. A profundidade máxima obtida para o complexo alcalino é semelhante àquela de Juquiá e de Jacupiranga, também identificados como complexos alcalinos localizados no Vale do Ribeira, respectivamente com 7,5 km e 6,5 km de profundidade (Slavec 2000, Slavec *et al* 2000, Rosales 1999, Resales 1999), obtidas por modelagem gravimétrica 2,5 D.

A distribuição de massa na superfície indica que o alojamento do complexo alcalino foi controlado pela tectônica regional, corroborando a conclusão de Almeida (1972) de que a localização das rochas alcalinas no sudeste do Brasil e leste do Paraguai está relacionada à tectônica regional. A direção do eixo de maior concentração de massa do complexo alcalino é próxima àquela da direção do lineamento Guapiara da província tectônica do Arco de Ponta Grossa (Campanha & Sadowsky 1999).

As concentrações dos radio-elementos no complexo alcalino de Paríquera-Açu obtidas por aerolevantamento [K (0,0-2,0 %); eU (1,8-2,5 ppm); eTh (6,0-10,5 ppm); eTh/eU (2,5-7,5)] são equivalentes aos sienitos (Rugenski 2001). Consequentemente pode-se inferir que a auréola gravimétrica ao redor do complexo alcalino pode ter sido gerada por fenitização, devido ao fraturamento das encaixantes, de forma semelhante ao que ocorreu em Jacupiranga, onde o contato entre o jacupiranguito e o carbonatito é marcado por bandas concêntricas de alternadas de rochas silicáticas e carbonáticas (Gomes *et al* 1989).

Agradecimentos Os Professores Ginaldo Campanha, Benjamin B. de B. Neves, Francisco Hiodo, Eder cassola Molina, Jorge

Bittencourt, Eronaldo B. Rocha, Carlos Alberto Mendonça, Naomi Ussami, Yara R. Marangoni, os alunos da pós-graduação Mario Jesus Rosales, Gabriela de B. Slavec, Miguel Carminatti Guterres e o técnico Eduardo Moraes Leite contribuíram com discussões, manuseio de equipamento e participação nos levantamentos de campo. Aos Geólogos Mário Metelo e Luis Mourão da CPRM, Serviço Geológico do Brasil pelo apoio e cedência de dados aéreos. A dois revisores anônimos da RBG pelas críticas e sugestões que enriqueceram o manuscrito inicial. O trabalho foi desenvolvido no programa de pós-graduação em Geofísica (nível Mestrado) com bolsa da CAPES e com o apoio financeiro da CAPES, CNPq e FAPESP.

Referências

- Ahrens T.J. 1995. *Mineral Physics & Crystallography. A Handbook of Physical Constants*. AGU Reference Shelf 2 - AGU-USA 354 p.
- Algarde J.P. 1972. A Influência dos Arqueamentos Cratônicos no Condicionamento das Alcalinas dos Estados de São Paulo e Paraná. In: SBG. Congr. Bras. Geol., 26, Belém, *Anais*, 1:65-69.
- Almeida F.F.M. de 1972. Tectonomagmatic activation of the South American platform and associated mineralization. In: IGC, International Geological Congress, 24, Montreal, *Anais*, 3:339-346.
- Almeida F.F.M., Brito Neves B.B., Carneiro C.D.R. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews*, 50:77- 111.
- Almeida F.F.M. de 1983. Relações Tectônicas das Rochas Alcalinas Mesozóicas da Região Meridional da Plataforma Sul-Americana. *Revista Brasileira de Geociências*, 13:139-158.
- Beltrão J.F., Silva J.B.C., Costa J.C. 1991. Robust Polynomial Fitting Method for Regional Gravity Estimation. *Geophysics*, 80-89.
- Blakely R.S. 1995. Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge University Press, USA, 441 p.
- Campanha G. A.C. & Sadowsky G.R. 1999. Tectonics of the Southern portion of the Ribeira belt (Aparai domain). *Pre Cambrian Research*, 98:31 -51.
- Cardoso C.E.T. 1979. *Determinação dos coeficientes de absorção*. Rio de Janeiro, CPRM, 12p. (Relatório técnico interno).
- Cermák V., Huckenholz H.G., Rybach L., Schmid R., Schopper J.R., Schuch M., Stöffer D., Wohlenberg J. 1982. *Landolt - Börnstein: Numerical data and functional relationships in Science and Technology*. New York. Springer - Verlag Berlin, Heidelberg, 373 p.
- Comin-Chiaromonte & Gomes C.B. 1995. *Alkaline magmatism in central eastern Paraguay: Relationships with coeval magmatism in Brazil*. São Paulo, Edusp/Fapesp, 458p.
- CPRM 1995. *Geologia - Catálogo Geral de produtos e serviços - Levantamentos Aerogeofísicos, Base de Dados AERO*. Ministério de Minas e Energia, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais Diretoria de Geologia de Recursos Hídricos. 2ª. Edição ampliada, 360p.
- Crough S.T. 1983. Rifts and Swells: Geophysical Constraints on Casualty. *Earth and Planetary Science Letters*, 94:23-27.
- Ferreira F.J.F. & Algarde J.P. 1979. O comportamento aeromagnetométrico - cintilométrico das principais rochas alcalinas dos Estados de São Paulo e Paraná In: SBG/SP, Simp. Reg. Geol., 2, Rio Claro. *Actas*, 2:195-208.
- Ferreira F.J.F., Algarde J.P., Theodorovicz A., Monma R., Martins F.A.G., Tassinari C.G.C., Silva R.B., Rodrigues E.P., Coutinho J.M.V. 1987. A alcalina de Paríquera Açu. In: SBG/SP, 6º Simp. Reg. Geol., 1, Rio Claro, Ato, 1:159-171.
- Gomes C. B., Ruberti E., Morbidelli L. 1989. Carbonatite Complex from Brazil: A review. *J. South Amer. Earth Sci.*, 3:51-63.
- Mantovani M.S.M. 1993. *Tectonic implications of Bouguer anomalies Southern Brazil and Uruguai*. International Workshop Panafrican-Brasiliano Geology Scientific Program, IG-USP, São Paulo-SP, outubro (Programa do Evento).
- Mantovani M.S.M., Quintas M.C.L., Shukowsky W. 1995. Framework of Paraná Basin Basement: a Geophysical Contribution from Gravity data. In: IUGG, XXI General Assembly, Boulder - Colorado, *Abstracts*, A420.
- Mantovani M.S.M. 1995. Evolução do Cinturão Ribeira: Compartimentação Geofísica. In: SBG/SP. IV Simpósio de Geologia do Sudeste, Águas de São Pedro, S.P., *Resumos Expandidos*, 5p.
- Mantovani M.S.M. & Quintas M.C.L. 1995. Geophysical Framework of the Paraná Basin Basement in the Brazilian Territory. In: Academia Brasileira de Ciências, Sessão Regular, "Ciências da Terra: a transição Proterozóico-Cambriano no Brasil", (Coord. A. Rocha Campos) - Instituto de Geociências, USP, 30 de novembro, São Paulo, *Anais Acad. Brasil. de Ciênc.*, 68:602.
- Mantovani M.S.M., Quintas M.C.L., Shukowsky W. 1995. Framework of Paraná Basin Basement: a Geophysical Contribution from Gravity data. In: IUGG, XXI General Assembly, Boulder - Colorado, *Abstracts*, A420.
- Mantovani M.S.M., Shukowsky W., Freitas S.R.C. de 1999. Tectonic pattern of South America inferred from tidal gravity anomaly. *Phys. Earth Planet. Int.*, 114(1-2):91-98.
- Mantovani M.S.M., Shukowsky W., Hallinan S.E. 1995. Análise da espessura elástica efetiva no segmento litosférico Rio de La Plata-Dom Feliciano. *Anais Acad. Brasil. Ciênc.*, 67(20): 199-220.
- Mantovani M.S.M., Vasconcellos A.C.B.C., Shukowsky W. 1989. *Brusque Transect - From Atlantic coast to Bolivian border, Southern Brazil*. USA, Inter-Union Commission on the Lithosphere & American Geophysical Union, Special Publication, GGT4, 22p and 2 maps.
- Mantovani M.S.M., Vasconcellos A.C.B.C., Shukowsky W., Milani E.J., Basei M.A.S., Hurter S.J., Freitas S.R.C. 1990. A geotranssect crossing South Brazil, from the Atlantic coast to the Bolivian border, in: "Contribution to the GGT", Eds. L.P. Cui & Q.B. Wu. Department of Sci. and Technology and Inst. of Geol. Inf., Ministry of Geology and Mineral Resources, China, 105-124 (Invited Paper).
- Meju M. A. 1994. Geophysical data analysis: Understanding inverse problem Theory and Practice. *Society of Exploration Geophysicists*, 6:296 p.
- Morbidelli L., Gomes C.B., Brotzu P., Acquarica S.D., Garbarino C., Ruberti E., Traversa G. 2000. The Paríquera-Açu K-alkaline complex and southern Brazil lithospheric mantle source characteristics. *Journal of Asian Earth Sciences*, 18:129-150.
- Morgan W.J. 1983. Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic. *Tectonophysics*, 94:123-139.
- Pedley R.O., Busby J.P., Dabek Z.K. 1993. *Interactive 2.5 D Gravity & Magnetic modelling - GRAVIMAG user manual*, England, British Geological Survey, (NERC Copyright), 73p. (Regional Geophysical Series, Technical Report WK/93/26/R)
- Quintas M.C.L. 1995. *O Embasamento da Bacia do Paraná: Reconstrução Geofísica de seu Arcabouço*. Inst. Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 120 p.
- Radhakrishna Murthy I. V. & Swamy K. V. 1996. Gravity anomalies of a vertical cylinder of polygonal cross-section and their inversion. Department of Geophysics, Andhra University, Visakhapatnam - 530003, India. *Computers & Geosciences*, 22(6):625 - 630.
- Riccomini C. & Coimbra A.M. 1992. Solos da Cidade de São Paulo. São Paulo, SP, - USP/IC, 37-43, (Boletim 2).
- Rosales M.J.T. 1999. *Caracterização geofísica do complexo intrusivo ultrabásico-alcalino de Jacupiranga, (SP)*. São Paulo, Inst. Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, p. 120.
- Rugenski A. 2001. *Investigação geofísica do complexo alcalino Paríquera-Açu, com ênfase em gravimetria*. Inst. São Paulo, Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, 77 p.
- Schmidt S. 1998. *3D modeling of geoid and gravity using CIS-functions and IGMAS manual for UNIX v. 2.4.3*. Germany, Freie Universität, Berlin, 8p.
- Sørensen H. 1974. *The alkaline rocks*. USA, John Wiley & Sons, 622p.
- Shukowsky W. & Mantovani M.S.M. 1999. Spatial variability of tidal gravity anomalies and its correlation with the effective elastic thickness of the lithosphere. *Phys. Earth Planet. Int.*, 114:81-90.
- Silva A. T. S. F. & Batolla Jr. F. 1981. *Projeto Integração e detalhe Geológico no Vale do Ribeira*. São Paulo, CPRM/DNPM, 3:237, (Relatório final).
- Silva A.T.S.F. & Algarde J.P. 1981. Contribuição à geologia da Sequência Turvo-Cajati entre o Rio Pardo e Paríquera-Açu, Estado de São Paulo. I.-Litologia e Petrologia. In: SBG, Simp. Reg. Geol., 3, Curitiba, Ato-, 1:109-120.
- Slavec G. B. 2000. Estudo Gravimétrico do Complexo Alcalino de Juquiá, SP. São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, Trabalho de Graduação, 50p.
- Slavec G. B., Mantovani M. S. M., Shukowsky W. 2000. O Complexo Alcalino de Juquiá, SP. *Rev. Bras. Geoc.* (no prelo)
- Telford W.M., Geldart L.P., Sheriff R.E., Keys D.A. 1976. *Applied geophysics*. Cambridge Press, 770p.
- Vignol-Lelarge M.L.M., Soliani Jr. E., Poupeau G. 1994. *Datação pelos traços de fissão do domínio meridional da Serra do Mar (Arco de Ponta Grossa)*. In: SBG, Boi. Rés. Expandidos, 38 Congres. Brasil.Geol. Balneário Camboriú, 2:379-380.

Manuscrito A-1216

Recebido em 12 de março de 2001

Revisão dos autores em 10 de setembro de 2001

Revisão aceita em 15 de setembro de 2001

Resultados Geofísicos Integrados de um Corpo com Geometria 3D sem Manifestação Superficial

André Rugenski (andrerrug@iag.usp.br), Marta Silvia Maria Mantovani,
Liliana Alcatraz Diogo, Wladimir Shukowsky
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas - USP
R. do Matão 1226, CEP 05508-900, São Paulo, SP, BRA

Recebido em 16 de dezembro de 2004; aceito em 09 de junho de 2005

Palavras-chave: intrusão alcalina, Registro - SP, levantamentos geofísicos.

RESUMO

O levantamento aerogeofísico SP-RJ do Serviço Geológico do Brasil (CPRM) evidencia uma anomalia magnética, sem correspondentes geológicos em superfície, mas com feições semelhantes àquelas observadas para os complexos alcalinos que afloram na mesma região. Diante da ausência de elementos superficiais, foram utilizadas diferentes técnicas geofísicas para caracterizar a fonte dessa anomalia. Entre as diferentes metodologias, utilizou-se a análise de imagens de satélite para diferentes bandas espectrais, sondagens sísmicas, levantamento gravimétrico e correspondente magnético em superfície ao longo de um perfil que corta a anomalia, além de medidas de densidade e susceptibilidade das diferentes litologias da área. As informações resultantes da aplicação dessas técnicas serviram como vínculos para modelar simultaneamente os dados gravimétricos e magnéticos de superfície com geometria 2½D, e para modelar os dados magnéticos do levantamento aéreo com geometria 3D. Os resultados obtidos convergem para um corpo intrusivo máfico de cerca $3,3 \times 10^9$ t, próximo da superfície (~ 40 m) e estendendo-se até a profundidade máxima de 1 km.

Keywords: alkaline magmatism, Registro - SP, geophysical surveys.

ABSTRACT

Airborne geophysical data of the SP-RJ survey carried out by the Brazilian Geological Survey (CPRM) reveal a magnetic anomaly without geological expression at the surface. The anomalous features are similar to those associated with alkaline complexes that outcrop in the same region. The absence of surface elements motivated the use of different geophysical methods to characterize the magnetic anomaly source. Among these methods, satellite images for different spectral bands were used, seismic sounding, gravity and ground magnetic surveys along a profile crossing the anomaly were performed, and density and susceptibility measurements of different rock types in the area were made. The obtained results were used to constrain 2½D simultaneous gravity and magnetic modeling and 3D airborne magnetic modeling. Both results indicate the presence of a body of about 3.3×10^9 metric tons, having its top at 40 meters from the surface and extending to a maximum depth of 1 km.

INTRODUÇÃO

Na subárea 3 do levantamento aeromagnético do Serviço Geológico do Brasil (CPRM), na posição 47,7142° W e 24,5401° S, observa-se uma anomalia magnética de polarização normal, sem qualquer correspondente geológico (Ferreira e Algarte, 1979). Essa anomalia encontra-se inserida na Província Alcalina do Arco de Ponta Grossa (Almeida, 1983), mais especificamente, nas proximidades dos Complexos Alcalinos de Juquiá, Jacupiranga, Pariquera-Açú e Cananéia. O alojamento desses complexos ocorreu entre 130 e 82 Ma, idades estimadas pelo método K-Ar (Gomes e Cordani, 1965; Amaral et al., 1967; Born et al., 1971; Amaral, 1978; Morbidelli et al., 1995). A maioria dessas rochas alcalinas apresenta afinidade potássica sendo que os dois primeiros complexos citados têm associação com carbonatitos (Gomes et al., 1996). Com exceção do Complexo de Jacupiranga, cuja complexidade não permite discriminar a direção de polarização predominante do Complexo, as demais também apresentam polarização normal.

No local da anomalia são observados sedimentos colúvio-aluvionares do Rio Ribeira do Iguape. A área é alagada e, portanto, de difícil acesso para fins de levantamentos geofísicos de precisão. A ausência de um detalhamento geológico sobre essa área, induziu a utilização de metodologias geofísicas, como a análise de imagens de satélite (Landsat) de forma qualitativa, visando o reconhecimento do local (compondo as bandas 3, 2, 1 do espectro visível vermelho verde e azul), a definição das regiões alagadas (banda 4 do espectro infravermelho), a geomorfologia e correspondente litologia (bandas 3, 4 e 7 do espectro vermelho, infravermelho próximo e infravermelho afastado), e a densidade da vegetação (bandas 4, 3 e 2 do espectro infravermelho próximo, vermelho e verde).

Com o intuito de limitar o número de soluções possíveis nas modelagens dos campos potenciais (magnético e gravitacional), investigou-se a aplicabilidade dos métodos sísmicos na área de estudo, para a estimativa da profundidade do topo do corpo intrusivo, bem como para a determinação dos valores de densidade dos meios. Estes estimados com base nos valores de velocidade das ondas sísmicas. Foram realizados ensaios sísmicos para análise de ruído (*walkway noise test*) em três locais selecionados a partir da resposta magnética em superfície.

Para identificar as características geométricas do corpo responsável pela anomalia magnética observada e compará-lo com os demais complexos alcalinos, foi efetuado um levantamento gravimétrico sobre um perfil que cruza a anomalia magnética. Sobre o mesmo perfil, foram também efetuadas medidas magnéticas de superfície com o propósito de refinar a informação proveniente do levantamento aéreo e possibilitar uma análise conjunta dos sinais gravimétrico

e magnético sobre o perfil. Foram realizadas também medidas de susceptibilidade magnética em amostras de sedimentos da região como complementação àquelas obtidas para corpos alcalinos aflorantes na área e disponíveis em literatura.

Apresentam-se em seguida os detalhes dos diversos levantamentos geofísicos, os resultados obtidos e a sua interpretação.

BASE DE DADOS GEOFÍSICOS

Imagens aerogeofísicas e de satélite

A localização da área de estudo juntamente com o mapa magnético em tons de cinza, próxima da cidade de Registro, é mostrada na Figura 1a, e o detalhe da anomalia magnética de Registro representada por linhas de contorno, na Figura 1b. Essas imagens foram obtidas utilizando os dados aeromagnéticos do Projeto geofísico São Paulo – Rio de Janeiro. A área foi sobrevoada entre 1978 e 1979 pela Encal sob contrato da então Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), atualmente Serviço Geológico do Brasil. As Linhas de voo com direção N-S e espaçamento de 1 km, registraram medidas do campo magnético total e as linhas de controle (E-W) cruzaram as linhas de voo a intervalos de 10 km. Todas as medidas foram reduzidas à altura nominal de voo de 150 m sobre o nível do solo. As medidas foram efetuadas com um magnetômetro de precessão de prótons e o registro magnético disponibilizado já estava corrigido da variação diurna e com o campo geomagnético de referência (IGRF) calculado para a época do levantamento removido (Anjos e Mourão, 1988). Na Figura 1a, a anomalia de interesse está indicada como 2; notam-se claramente os diques máficos no Arco de Ponta Grossa, com direção WNW-ESSE e a direção dos lineamentos Guapiara e São Gerônimo-Curiúva ao sul das estruturas. A Figura 1c, mostra o acesso para o local do levantamento.

As imagens de satélite analisadas foram extraídas do banco de imagens do satélite Landsat 5. A Figura 2a mostra uma combinação das bandas 3, 2 e 1 do espectro visível. A imagem está na composição RGB (vermelho, verde, azul), equivalente a uma foto aérea. Notam-se claramente os meandros do Rio Ribeira de Iguape, a vegetação em tons de cinza claro a preto, as estradas de acesso (linhas brancas) e depósitos de areia sem vegetação (regiões brancas da imagem). Seja nessa representação, como para outras combinações de bandas de frequência (3, 4, 2; Figura 2b), observa-se claramente uma estrutura oval, quase circular (indicada pela letra C), em correspondência à porção positiva da anomalia magnética. Sua localização é facilmente resgatável pela posição dos meandros.

Figura 1a. Representação da resposta magnética do levantamento aéreo São Paulo – Rio de Janeiro, subáreas 3 e 4.

Figura 1b. Representação da anomalia observada através dos dados aeromagnéticos, superposta às linhas de vôo (N-S) e de controle (E-W); localização das estações gravimétricas (círculos) ao longo das vias de acesso; localização dos testes sísmicos rasos (cruzes brancas); localização das estações magnéticas (triângulos); percurso em meandros, do Rio Ribeira do Iguape (linhas pretas finas).

Figura 1c. Estradas de acesso à região de estudo (linhas brancas sólidas – BR116 e tracejada acompanhando o Rio Ribeira do Iguape). As coordenadas em (b) e (c) estão no sistema UTM, tendo como Meridiano Central -45 e modelo do Geóide SAD69.

Sísmica rasa

Com o intuito de determinar a velocidade das ondas sísmicas através das diferentes litologias para estimar suas densidades relativas e a profundidade do topo do corpo que produz a anomalia magnética, foram efetuados três ensaios sísmicos para a análise de ruído, cujas localizações são apresentadas na Figura 1b. O teste (1) localiza-se sobre a porção negativa da anomalia magnética, em correspondência às coordenadas UTM (225,703; 7282,124) km, (calculadas para o modelo SAD69 e meridiano central -45), enquanto que os outros dois ensaios (2) e (3) foram feitos mais ao norte, na porção positiva da anomalia magnética, em correspondência às coordenadas UTM (224,015; 7283,719) km.

Os registros sísmicos foram adquiridos com o sismógrafo digital de 24 canais da OYO-Geospace. Como fonte de energia utilizou-se uma marreta batida sobre placa de metal. Nos ensaios (1) e (2) foram empregados geofones com frequência natural de 100 Hz para avaliar a possibilidade de identificar as reflexões. Já no ensaio (3), cujo principal objetivo foram

as refrações, utilizaram-se geofones de 28 Hz. Em todos os registros o intervalo de amostragem foi de 0,125 ms.

O “walkway noise test” (1) foi adquirido movendo-se o ponto de tiro, mantendo fixos os geofones espaçados de 1 m. Foram executados 4 pontos de tiro, a intervalos de 24 m, originando um registro com afastamento máximo de 96 m. Da análise das primeiras quebras, obteve-se uma velocidade de 0,4 km/s para a onda direta, 1 km/s para a primeira refração e 1,5 km/s para a segunda refração. Essas velocidades da onda P, relativamente baixas, sugerem a ausência de rochas ígneas ou do embasamento próximo da superfície, até 20 m de profundidade. Para as rochas objeto do estudo espera-se velocidade superior a 3 km/s.

Para o teste 2, empregou-se um afastamento entre geofones de 2 m, tendo-se efetuado dois pontos de tiro a intervalos de 48 m. Os registros são apresentados na Figura 3. A análise das primeiras quebras forneceu uma velocidade de 0,4 km/s para a onda direta, 1,5 km/s para a primeira refração e 4,0 km/s para a segunda refração. A velocidade da segunda refração sugere a ocorrência de uma rocha mais densa

Figura 2. a) Visualização da região de estudo na mesma escala da Figura 1b, na composição espectral 3, 2 e 1 (RGB). **b)** Densidade da vegetação e depósitos aluvionares (bandas 3, 4 e 2 do espectro vermelho, infravermelho próximo e verde). O símbolo "C" corresponde ao centro da anomalia produzida por um corpo subsuperficial aparentemente "quase-circular".

(ígneas), podendo ser interpretada como intrusão alcalina.

Para o ensaio (3), cujo principal objetivo foi a análise das refrações efetuou-se dois pontos de tiro, um em cada extremo (sentidos direto e reverso) do arranjo de 24 geofones espaçados de 10 m (Figura 4). As velocidades obtidas foram de 0,5 km/s para a onda direta, nos dois registros; 1,38 km/s e 4,0 km/s, respectivamente, para a primeira e segunda refração no sentido direto, e 1,65 km/s e 6,3 km/s, respectivamente, para a primeira e segunda refração no sentido reverso. Através do método do tempo de interseção foi estimado um valor médio para a profundidade do topo do corpo ígneo em 40 m.

Através das velocidades observadas para as ondas sísmicas foram estimadas as densidades (ρ) dos meios. Para as formações sedimentares foi utilizada a relação de Gardner et al. (1974), $\rho = 0,31 \cdot V_p^{0,25}$, sendo a velocidade da onda P (V_p) dada em m/s e a densidade em g/cm³. Para (V_p) foi assumido um valor médio representando o pacote acima do topo rochoso, resultando em um valor para a densidade de $\rho = 1,70 \pm 0,07$ g/cm³.

Para o corpo ígneo, considerou-se a relação:

$$\rho = \frac{7}{2} \frac{\mu}{V_p^2} \text{ g/cm}^3 \text{ (Cérmak e Huckenholz, 1982).}$$

Uma vez que o valor da densidade é aproximadamente conhecido para cada tipo de rocha, a análise da razão entre o módulo de rigidez e a velocidade da onda P permite tecer considerações sobre as características elásticas no segmento de crosta onde se efetuou o teste.

Considerando-se o valor tabelado da constante de Poisson $\nu = 0,3$ (valor médio para o piroxenito) e o módulo de rigidez $\mu = 55,2$ GPa (segundo Cérmak e Huckenholz, 1982), mesmo tomando-se um valor elevado para

$V_p = 6,3$ km/s, o valor obtido para a densidade ($\rho \approx 4,95$ g/cm³) estaria superestimado em relação ao valor $\rho \approx 3,14$ g/cm³ medido em amostras de piroxenito na área da anomalia de Juquiá (Slavec et al., 2001). Entretanto, se ao módulo de rigidez for atribuído um valor de $\mu = 35,0$ GPa, obtém-se um valor de densidade compatível com aquele medido por Slavec et al. (2001). Neste caso, uma vez comprovada a existência da rocha alcalina, sua porção superior (topo) deverá estar fortemente intemperizada.

Gravimetria

O levantamento gravimétrico, para o propósito deste trabalho, foi realizado ao longo de um perfil que cruza a anomalia magnética segundo seu eixo maior, na direção aproximadamente NWN-SES. Não foi possível realizar um levantamento de superfície, ou utilizar vários perfis, diante da dificuldade de acesso na área. O espaçamento médio entre pontos consecutivos foi de aproximadamente 500 m na parte central do levantamento, aumentando gradativamente para pontos mais afastados.

As medidas de aceleração da gravidade (g) foram efetuadas com o gravímetro LaCoste e Romberg modelo "G", n° 996, dotado de "feedback" analógico, leitura e níveis eletrônicos. O dispositivo denominado "feedback" (realimentação), compensa eletronicamente o deslocamento da massa interna do gravímetro, mantendo-a na posição de desvio nulo relativamente ao ponto de equilíbrio. A força eletromagnética aplicada para realizar essa compensação é convertida em unidades de g e lida num visor digital, fornecendo a parcela centesimal da leitura convencional, sendo esta última feita no disco de leitura da compensação

Figura 3. Sismograma do ensaio (2): observam-se as ondas diretas (A), a primeira refração (B), a segunda refração (C) e o sinal interpretado como sendo a reflexão no topo do corpo ígneo (D).

Figura 4. Sismograma direto e reverso do ensaio (3) ("end on array"); as refrações foram identificadas como primeira refração (E), segunda refração (F), primeira refração revertida (G) e segunda refração revertida (H). A diferença nas velocidades de (F) e (H) sugerem a presença de um refrator inclinado.

mecânica. Sua utilização permite uma maior precisão (0,01 mGal), da ordem de 10 vezes da medida de g efetuada sem o "feedback". Com os níveis eletrônicos é possível refinar o posicionamento feito com os níveis de bolha para manter o gravímetro na posição mais próxima da vertical (Figura 5).

Todas as medidas foram referidas à estação da rede gravimétrica fundamental brasileira: "Ribeira B" (código: 121382; $g = 978835,742 \pm 0,012$ mGal) cuja altitude é fornecida pelo RN 2113-S ($h = 167,6861$ m, snm), nas coordenadas de longitude = $-49^{\circ}00'24''$ e latitude = $-24^{\circ}39'18''$ (valores fornecidos pelo Observatório Nacional (ON) e pelo Instituto Brasileiro de Geografia Estatística (IBGE) nos endereços eletrônicos):

a. <http://www.on.br/institucional/geofisica/areapage/gravimetria/rgfbabs.html>

b. http://www.ibge.gov.br/Banco_de_Dados_Geodesicos

A redução das medidas gravimétricas levou em conta as correções de Maré Sólida (Longman, 1959), de ar-livre ou Faye (elevação em relação à superfície do geóide), e de Bouguer (efeito das massas topográficas interpostas). Em vista da regularidade da topografia na área de estudo, não foram adicionadas as correções de terreno (Gemaël, 2002). O cálculo da anomalia gravimétrica utilizou o valor teórico de g obtido pela Fórmula Internacional da Gravidade de 1967:

$$g = 978,03090 (1 + 0,005302 \sin^2 \theta - 0,5828 \times 10^{-5} \sin^2 2\theta)$$

Figura 5. Foto do gravímetro G-996, mostrando o disco de leitura com nanômetro (Dial), o realimentador analógico (feedback), as leituras eletrônicas da massa e dos níveis, os parafusos de ajuste dos níveis, termômetro e lupa de observação. A trava é utilizada sempre que se transporta o gravímetro, e o interruptor ativa a energia luminosa (lupa) e das leituras eletrônicas (massa e níveis). A leitura do termômetro é utilizada para verificar se o gravímetro mantém a temperatura de observação durante todo o período de medida. O aquecimento é feito através da bateria (previamente carregada) que acompanha o equipamento nos deslocamentos. Abaixo, observam-se o altímetro analógico (Thommen), o altímetro eletrônico (Intellisensor) e o psicrômetro de Funda. Os dois termômetros que compõem o psicrômetro se diferenciam por ter o bulbo um, umedecido, e o outro, seco, permitindo fazer a medida de umidade do ar, utilizada nas correções de altimetria por barometria entre a base e a estação móvel.

onde θ é a latitude no ponto de medida.

As 51 medidas gravimétricas, efetuadas ao longo das vias de acesso à área, foram projetadas sobre o perfil AB (Figura 1b). Observam-se, na mesma figura, as linhas de vôo, com direção N-S, do levantamento aéreo (Anjos e Mourão, 1988), o contorno da anomalia magnética extraída dos dados aeromagnéticos, com amplitude máxima de 2400 nT, e os meandros traçados pelo Rio Ribeira do Iguape. As coordenadas UTM, expressas em km, são referidas ao meridiano central -45 e ao modelo de geóide SAD69.

Magnetometria

Ao longo das mesmas vias de acesso, percorridas para o levantamento gravimétrico, foram efetuadas 50 medidas de magnetometria de superfície, com o intuito de melhor utilizar a informação do levantamento aéreo. As medidas foram realizadas com um magnetômetro de precessão de prótons, marca Terraplus e modelo Overhauser GSM19, sendo o espaçamento médio entre dois pontos consecutivos na região da anomalia de cerca 500 m. O processo de medida utilizou magnetômetro em uma base fixa, de mesma marca e modelo daquele móvel. A leitura foi feita a cada 1 min. Eliminou-se o Campo Geomagnético de Referência Internacional (IGRF), calculado após a correção quinquenal (DGRF), do campo total medido. Os pontos de medida são indicados por triângulos na Figura 1b.

Coordenadas

Planimetria

As coordenadas planimétricas em cada ponto foram determinadas através de um receptor de posicionamento por satélite (GPS) de marca Trimble, modelo Basic. Esse mesmo equipamento foi utilizado para fins de navegação durante os levantamentos geofísicos e na localização dos pontos de coleta das amostras. A precisão na localização de cada ponto, variável entre 15 m e 50 m dependendo da constelação de satélites disponíveis no instante da medida, implica numa incerteza inferior a 0,1 mGal, para essa latitude, quando propagado para o valor da aceleração da gravidade.

Altimetria

A elevação topográfica em cada ponto de medida gravimétrica e magnética foi determinada pelo método barométrico com base fixa. Vários testes demonstraram que a utilização da base fixa, num raio inferior a 30 km e com desnível topográfico inferior a 100 m, entre a base e o ponto de medida, permite limitar os erros a valores máximos inferiores a 1,2 m, que representam menos de 0,4 mGal no

cálculo de g . A distribuição dos erros tem como desvio padrão aproximadamente 0,5 m, representando menos de 0,2 mGal na medida de g (McLintock et al., 1994). Note-se que a incerteza na medida da altimetria, de muito supera as demais envolvidas no cálculo da propagação de erros.

Para a execução das medidas de altimetria por barometria foram utilizados 4 altímetros analógicos marca Thommen dois altímetros digitais Intellisensor modelo "Air-DB". Para a correção da medida devido à umidade do ar, utilizaram-se dois psicrômetros de aspiração da marca "Iope", munidos de dois termômetros, sendo um com bulbo seco e o outro umedecido. Na base permaneceram um altímetro Thommen, dois altímetros digitais Air-DB e um psicrômetro, ficando os demais no conjunto do instrumental para as medidas itinerantes. Na base as leituras foram feitas em intervalos de 15 min, de forma a permitir uma interpolação confiável para fins de correção das medidas itinerantes.

Todas as medidas de altimetria foram referidas à Rede de Nivelamento do IBGE, tomando-se como base os pontos RN-2120-V (altitude: 29,3112 m; coordenadas: -47°50'38" long e -24°29'30" lat). Não houve necessidade de transferência da base, uma vez que a distância máxima entre esta e a medida mais afastada foi inferior a 30 km, e o máximo desnível entre as RNs de referência e os pontos sobre o perfil não ultrapassou 300 m.

Características físicas das rochas

Para fins de modelagem do corpo, foram determinadas densidades através das ondas sísmicas (presente trabalho) e medidas em amostras de áreas vizinhas (Slavec et al., 2001); foram também utilizadas suscetibilidades de algumas amostras da cobertura sedimentar (Tabela 1).

PROCESSAMENTO E MODELAGEM DOS DADOS GEOFÍSICOS

Para o processamento das imagens do Landsat 5, utilizou-se o programa Er-Mapper versão 6.3 da Geosoft. A representação fornecida (384 x 384 pixels) foi mantida, resultando nas Figuras 2a e 2b após a composição das bandas citadas acima.

Para fins da representação da anomalia aeromagnética, os dados fornecidos pela CPRM, sobre uma malha equiespaçada, foram reduzidos para o mesmo modelo do geóide utilizado na determinação das coordenadas UTM e adequados para sua utilização no programa SURFER v. 7.0 (Golden Software, 2000). Através desse programa foi obtida a imagem do campo magnético anômalo da região em relevo com um ângulo de iluminação de 45° NW (Figura 1a).

Em vista da característica dipolar da anomalia magnética na latitude em que se encontra, foi aplicada a redução ao pólo

Tabela 1. Densidades e suscetibilidades medidas para amostras coletadas na área de estudo e vizinhanças, para diferentes litologias. **R** - Presente trabalho. **J** - Slavec et al. (2001). * - densidades estimadas pelas velocidades sísmicas. Susceptibilidades características obtidas em literatura (Telford et al., 1990).

Longitude (m)	Latitude (m)	Densidade (g/cm ³)	Suscetibilidade (x 10 ³) SI	Litologia	Ref.
225.703	7.282.124	1,9*	0,213	Sedimento	(R)
225.445	7.283.022	1,8*	0,183	Sedimento	(R)
224.017	7.283.719	1,5*	0,048	Conglomerado	(R)
228.450	7.206.720	2,7	0,1 - 25	Gnaiss	(J)
226.180	7.293.930	2,85	30 - 40	Sienito	(J)
228.000	7.298.000	3,16*	125	Piroxenito	(R)

considerando-se a inclinação ($I = -45^\circ$) e o azimute (N10W) da época do levantamento. A anomalia monopolar resultante apresenta intensidade da ordem de 2400 nT. A localização da anomalia reduzida ao pólo coincide com a anomalia gravimétrica e com a estrutura oval, subcircular, observada nas imagens do Landsat 5. Sua modelagem é descrita mais adiante.

A modelagem dos dados gravimétricos sobre o perfil levantado utilizou a anomalia Bouguer residual, obtida após subtrair o campo regional calculado por ajuste polinomial de grau 2 através do método de mínimos quadrados. O mesmo procedimento foi aplicado às medidas magnéticas terrestres levantadas ao longo do mesmo perfil, obtendo-se a anomalia magnética residual. Os valores de anomalias residuais foram projetados sobre o perfil AB (Figura 1b) e interpolados de forma a que fossem todos equidistantes. Esse conjunto de pontos foi utilizado para fins de modelagem buscando o melhor ajuste dos dois sinais simultaneamente, com geometria 2,5 D utilizando o programa GRAVMAG (Pedley et al., 1997).

Como parâmetros do modelo inicial, consideraram-se: a profundidade do topo do corpo a 40 m da superfície; a densidade dos sedimentos superficiais (1,7 g/cm³), com base nas velocidades das ondas sísmicas; a densidade do corpo intrusivo (3,14 g/cm³), compatível com aquela dos corpos alcalinos situados nas vizinhanças e a densidade da rocha encaixante (2,67 g/cm³) equivalente à média da crosta continental superior.

O melhor ajuste obtido é apresentado juntamente com o corte vertical do corpo e rochas adjacentes sob o perfil na Figura 6. O posicionamento dos ensaios sísmicos que confirmaram a presença do topo do corpo está assinalado como círculos cheios. Observa-se um relevo irregular para o topo do corpo chegando, em alguns pontos, próximo da superfície. Nas laterais, entre a encaixante e o corpo intrusivo

(2 em preto), a definição de zonas de alteração e/ou hidrotermalização (3 e 4 em cinza; 1,9 a 2,67 g/cm³) permitiu refinar o ajuste. A profundidade máxima do corpo “alcalino” resulta 1 km.

Diante da distribuição espacial da anomalia aeromagnética, definida por 5 linhas de vôo, procedeu-se à modelagem 3D da anomalia residual, apresentada sob forma de contorno na Figura 1b, e reduzida ao pólo. Para tal utilizou-se o programa de cálculo IGMAS (Göetze e Lahmeyer, 1988) considerando-se como parâmetros iniciais 9 A/m para o contraste de magnetização entre a intrusão e a rocha encaixante e a profundidade máxima do topo de 1 km. O programa cria “n” perfis paralelos (equiespaçados) e os ajusta simultaneamente a cada alteração de qualquer parâmetro especificado. A anomalia calculada sobre a malha formada pelos pontos ao longo dos perfis é comparada com aquela medida, e através de uma análise estatística são calculados o desvio padrão, o coeficiente de correlação, volume e distribuição de massa.

Na modelagem foram utilizados 17 perfis entre as latitudes 7281,4 e 7284,6 km e o melhor ajuste obtido apresentou um resíduo máximo inferior a 100 nT, um desvio padrão de 87 nT com coeficiente de correlação de 97% (Figura 7).

O corpo resultante está representado em 3D na Figura 8a, sendo o volume total estimado em 10,5 km³, equivalente a aproximadamente $3,3 \times 10^{12}$ kg (ou $3,3 \times 10^9$ t). Considerando-se a distribuição de massa sob forma de isopacas de contorno (Figura 8b), pode-se apreciar melhor a estrutura do corpo. Note-se que neste caso não estão sendo levados em consideração os refinamentos introduzidos no modelo gravimétrico 2,5D, como pode ser visto através da secção vertical do perfil de mesmas coordenadas de AB (Figura 9a), e do correspondente gravimétrico sem refinamento (Figura 9b).

Figura 6. Modelagem com geometria 2,5D dos dados gravimétricos e magnéticos levantados ao longo do perfil que cruza a anomalia. Os dados foram projetados sobre o perfil AB e interpolados de forma a serem equidistantes. Os dados coletados foram subtraídos dos respectivos campos regionais de forma a modelar apenas o campo anômalo residual. Para a modelagem foi utilizado o programa de cálculo GRAVMAG que, ao se mudarem as coordenadas dos vértices ou propriedades como densidade ou susceptibilidade, calcula diretamente a anomalia produzida pelo(s) corpo(s) – método direto. A linha contínua corresponde aos dados originais interpolados; a linha tracejada à resposta dos corpos modelados. Na porção inferior da figura observa-se secção vertical do corpo sob o perfil, e suas prováveis variações litológicas. Os parâmetros utilizados são descritos no texto. Os dois círculos cheios em superfície fornecem a localização das sondagens sísmicas.

Figura 7. Representação em superfície da anomalia residual reduzida ao pólo (acima) e daquela calculada pelo programa IGMAS (abaixo). As linhas N-S, observadas na figura são as linhas de vôo do levantamento aéreo, e as linhas E-W a posição dos planos utilizados na modelagem. O histograma resulta da análise estatística e representa a distribuição das discrepâncias entre o campo real e aquele modelado, sendo o desvio padrão de 87 nT e o coeficiente de correlação de 97%.

Figura 8. a) Representação do corpo modelado em 3D com exagero vertical de 2,28. Os parâmetros estão descritos no texto. Na figura maior, central, observa-se o detalhe do corpo em perspectiva E-W. Nas figuras menores ele é rotacionado relativamente à maior. Na figura menor superior é mostrada a configuração dos planos (cortes) utilizados na modelagem. **b)** Representação da espessura do corpo (ou distribuição de massa) por isópacas com intervalos de 100 m.

Figura 9. a) Perfil AB extraído do campo da anomalia aeromagnética reduzida ao pólo e sua comparação com **(b)** aquela gravimétrica modelada para uma única litologia. Nas duas figuras observa-se o ajuste entre a anomalia real e aquela modelada; a profundidade é semelhante; a diferença na forma lateral é devida à diferença na resposta litológica aos dois campos (magnético e gravimétrico). Os parâmetros estão descritos nas figuras e no texto. Os dois círculos sólidos correspondem à localização das sondagens sísmicas.

CONCLUSÕES

As várias técnicas geofísicas aplicadas à área compreendida entre as coordenadas UTM (SAD69, meridiano central -45°) [221,7277] e [230,7288] km, contribuíram para definir a forma e dimensões de uma intrusão com características de magmatismo alcalino, responsável pela anomalia magnética de Registro.

Com base na análise das refrações observadas nos registros sísmicos coletados foi possível obter uma estimativa pontual para a profundidade do topo do corpo no local em que foram realizados os ensaios, bem como estimar uma provável densidade para a camada de sedimentos. Esses parâmetros aliados a medidas de susceptibilidade e dados de densidades obtidos em laboratório e *in situ*, constituíram os vínculos principais para o modelo inicial nas modelagens 2,5D e 3D.

A modelagem 2,5D utilizou o ajuste simultâneo dos sinais gravimétrico e magnético terrestre sobre um mesmo perfil, e resultou num corpo de espessura máxima de 1 km e com topo irregular próximo da superfície (<40 m). O refinamento do modelo, que proporcionou um melhor ajuste aos dados geofísicos, sugere que no contato com a intrusão ocorreram processos hidrotermais provocando, localmente, uma redução na densidade da rocha encaixante.

A modelagem 3D, possível apenas através dos dados aeromagnéticos permitiu estimar a geometria e o volume do corpo, que associado à densidade de aproximadamente 3,14 g/cm³ compatível com aquela e corpos alcalinos situados nas vizinhanças, possibilitou estimar sua massa em $\approx 3,3 \times 10^9$ t.

A grande contribuição dos métodos geofísicos para este problema é a caracterização de uma intrusão de possível interesse econômico, que não apresenta manifestações geológicas em superfície, e a metodologia que consistiu em associar várias técnicas para reduzir as ambigüidades no processo inverso.

AGRADECIMENTOS

Aos Sr. Eduardo Moraes Leite e Sra. Elaine Loureiro pelo apoio de campo; aos Drs. Carlos Alberto Mendonça pelo empréstimo dos magnetômetros e Ginaldo Campanha pela cessão dos dados de imagem de satélite (LANDSAT 5); à CPRM pela cessão dos dados do aerolevantamento SP-RJ; ao IBGE pela permissão de uso do banco de dados de RNs; ao ON pela permissão de uso do bancos de dados da rede gravimétrica fundamental brasileira; e finalmente, ao CNPq pelo imprescindível apoio financeiro. Queremos também agradecer aos dois revisores João Carlos Dourado e Augustinho Rigotti que muito contribuíram para o aprimoramento do texto.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-americana. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 13, p. 139-158, 1983.
- AMARAL, G. Potassium-argon age studies on the Jacupiranga alkaline district, State of São Paulo, Brasil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON CARBONATITES, 1., 1978, Poços de Caldas. *Proceedings...* Brasília: DNPM, 1978. p. 297-302.
- AMARAL, G.; BUSHEE, J.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J. H. Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 31, n. 2, p. 117-142, 1967.
- ANJOS, I. L. S.; MOURÃO, L. M. F. Projeto São Paulo-Rio de Janeiro. In: COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. *Relatório final*: processamento dos dados. S.L.: 1988. p. 1-29.
- BORN, H. *O complexo alcalino de Juquiá*. 1971. 177 p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1971.
- CÉRMÁK, V.; HUCKENHOLZ, D. *Landolt-Bornstein: zahlenwerte und funktionen aus naturwissenschaft und technik*. Berlin: Springer Verlag, 1982. 373 p.
- GARDNER, G. H. F.; GARDNER, L. W.; GREGORY, A. R. Formation velocity and the diagnostic basics for stratigraphic traps. *Geophysics*, v. 39, p. 770-780, 1974.
- GEMAEL, C. *Introdução à Geodésia Física*. Curitiba: Editora da UFPR, 2002. 302 p.
- GOLDEN SOFTWARE. *Advanced digitizing solutions: DIDGER user manual*. Colorado, Golden Software, 2000. 185 p.
- GÖTZE, H. J.; LAHMEYER, B. Application of three: dimensional interactive modeling in gravity and magnetics. *Geophysics*, v. 53, n. 8, p. 1096-1108, 1988.
- GOMES, C. B.; CORDANI, U. G. Geocronologia do maciço alcalino de Itapirapuã, São Paulo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 37, n. 3, p. 497-501, 1965.
- GOMES, C. B.; LAURENZI, M.; CENSI, P.; DEMIN, A.; VELASQUEZ, V. F.; COMIN-CHIARAMONTI, P. Alkaline magmatism from Northern Paraguay (Alto Paraguay): a Permotriassic Province. In: COMIN-CHIARAMONTI, P.; GOMES, C. B. (Ed.). *Alkaline magmatism in Central-Eastern Paraguay: relationships with coeval magmatism in Brazil*. São Paulo: Edusp: Fapesp, 1996. p. 223-230.
- FERREIRA, F. J. F.; ALGARTE, J. P. O comportamento aeromagnético-cintilométrico das principais rochas alcalinas dos Estados de São Paulo e Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2., 1979, Rio Claro. *Anais...* Rio Claro: SBG-SP, 1979. v. 2, p. 195-208.
- LONGMAN, I. M. Formulas for computing the tidal

- accelerations due to the Moon and the Sun. *Journal of Geophysical Research*, v. 64, p. 2351-2355, 1959.
- MCLINTOCK, D.; DEREN, E. J.; KRAKIWSKY, E. J. Environment sensitive: DGPS and barometry for seismic surveys. *GPS World*, v. 6, n. 2, p. 20-26, 1994.
- MORBIDELLI, L.; GOMES, C. B.; BECCALUVA, L.; BROTZU, P.; CONTE, A. M.; RUBERTI, E.; TRAVERSA, G. Mineralogical, petrological and geochemical aspects of alkaline and alkaline-carbonatite associations from Brazil. *Earth Sciences Review*, v. 39, n. 3-4, p. 135-168, 1995.
- PEDLEY, R. C.; BUSBY, J. P.; DABEK, Z. K. *GRAVMAG user manual*: interactive 2.5 D gravity and magnetic modeling. Keyworth: British Geological Survey, 1997. 73 p. (Technical Report, WK/93/26/R).
- SLAVEC, G. B.; MANTOVANI, M. S. M.; SHUKOWSKY, W. Contribuição ao estudo do Complexo de Juquiá. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 31, n. 2, p. 203-210, 2001.
- TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E.; KEYS, D. A. *Applied geophysics*. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 1990. 860 p.

Artigo Submetido para publicação no Instituto de Geociências-USP, Série Didática.

Investigação Geofísica do Complexo Alcalino de Ipanema, São Paulo, Brasil.

André Rugenski e Marta Silvia Maria Mantovani e Wladimir Shukowsky

Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, USP

Rua do Matão, 1226 – CEP 01408-001, SP.

e-mails: andruger@iag.usp.br, marta@iag.usp.br, wlaimir@iag.usp.br

Resumo

O Complexo Alcalino de Ipanema localizado na província alcalina de mesmo nome (23°27,5' S e 47°38' W) dista aproximadamente 140 km de São Paulo, e há 40 anos foi tema de estudo geofísico em programa de Doutorado (Davino, 1965). Os métodos empregados foram o gravimétrico, magnetométrico, e eletrorresistivo (SEV). Entretanto, os dados gravimétricos então levantados não foram referenciados à Rede Gravimétrica Fundamental Brasileira, nem à Rede de Nivelamento do IBGE, o que impossibilita sua integração e utilização com outros bancos de dados. Optou-se, então, por efetuar um novo levantamento na área e adjacências, de forma a integrá-lo aos dados de levantamentos geofísicos próximos referidos às duas redes citadas, uma vez que o complexo alcalino em questão é parte de um estudo integrado desses corpos na região S-SE do Brasil (CNPq, n° 471426/03). O presente estudo concentra-se no método gravimétrico, tendo como resultado a geometria do corpo em subsuperfície bem como o cálculo de seu volume.

Abstract

The studied area, is located in the Ipanema Alkaline Province (23°27,5' S e 47°38' W) approximately 140 km west of São Paulo city. This geological structure was subject of a PhD study which made use of gravity, magnetics and electro-resistivity methodologies (Davino, 1965). Nevertheless, the gravity data surveyed were neither referred to the Fundamental Brazilian Gravity Network (ON) nor to the Brazilian Reference Leveling Network (IBGE), preventing its integration with other data base. Since the alkaline complex under analysis is part of an integrated study of a number of such bodies in S-SE Brazil (CNPq project n° 471426/03) a new survey was established in the same and neighboring areas, in order to integrate the obtained data with other geophysical surveys referred to both networks. In the present study, only the gravity method is used to obtain the geometry and volume of the buried body.

Introdução

O presente trabalho constitui parte de um projeto mais amplo que integra o estudo das principais manifestações alcalinas da região S-SE do Brasil. Alguns complexos do conjunto selecionado já foram detalhados quanto a sua geometria em subsuperfície com o intuito de verificar a existência de correlação entre a forma de alojamento e a tectônica que atuou no processo geológico que os originou (Slavec et al. 2001 e 2004; Rugenski et al. 2001 e 2004; Mantovani et al., 1999 e 2005).

O complexo alcalino de Ipanema, localizado na província alcalina de mesmo nome, aproximadamente a 140 km de São Paulo, (23°27,5' S e 47°38' W), foi estudado com a utilização de métodos geofísicos, pela primeira vez, por Davino (1965). Os métodos então

empregados foram os métodos potenciais (gravimetria e magnetometria) e a eletrorresistividade (SEV).

Devido à natureza dos métodos potenciais, que permite (1) discriminar no espectro de frequência as componentes das fontes localizadas em diferentes profundidades e, portanto, separá-las, (2) analisar o sinal de cada componente sobre uma superfície e não apenas ao longo de perfis, e, finalmente, (3) delimitar lateralmente a fonte causadora da anomalia, desde que exista um contraste de densidade mensurável entre a fonte e a rocha encaixante, os torna mais adequados para a investigação das intrusões magmáticas, mesmo se comparados aos métodos sísmicos (Vigneresse, 1995).

Para realizar uma modelagem da geometria em subsuperfície do corpo que aflora, os dados gravimétricos descritos por Davino (1965) necessitavam de maior detalhamento, em particular para o cálculo do campo regional. Além disso, as medidas gravimétricas então levantadas utilizaram um gravímetro do tipo Nörgaard que, comparativamente ao Lacoste & Romberg, (modelo G) atualmente e aqui empregado, apresenta acurácia muito inferior. Além disso, no trabalho pioneiro foi assumido o valor de cota nula numa estação de referência localizada no município de Itu-SP sem, entretanto, constar qualquer especificação da Referência de Nível (RN) utilizada, ou sua descrição e posição geográfica. Sendo que esse tipo de tratamento inviabiliza a adição de novos dados ao levantamento existente sem introduzir descontinuidades no campo gravitacional resultante, optou-se por efetuar um novo levantamento gravimétrico na mesma região.

Apresenta-se em seguida a metodologia utilizada na obtenção das várias componentes do campo gravimétrico, e a modelagem do complexo em subsuperfície, com geometria tridimensional, a qual permitiu determinar o volume do mesmo.

Geologia da área

O complexo alcalino de Ipanema, com área que aflora de 8 km², situa-se morfologicamente na Serra de Araçoiaba, uma feição topográfica aproximadamente circular, tendo o ponto culminante aproximadamente 967 m de altitude, e a média regional cerca de 570 m. A estrutura é composta por rochas alcalinas e seus produtos; observa-se que nas proximidades do complexo, as rochas encaixantes (embasamento) foram soerguidas devido ao alojamento da intrusão alcalina.

A idade do complexo de Ipanema foi calculada pelo método K-Ar, resultando em aproximadamente 123 Ma (Amaral et al., 1967), datando, portanto, do Cretáceo Inferior. Este valor de idade o classifica quase contemporâneo às rochas alcalinas mais próximas, como por exemplo, Jacupiranga (132Ma) e Juquiá (130 Ma).

As principais litologias alcalinas reconhecidas são compostas por glimeritos e shonkinitos (Toledo & Souza, 1991). O glimerito é uma rocha ígnea máfica formada quase que essencialmente por biotita. O shonkinito, um sienito máfico, é composto principalmente por augita e feldspato alcalino, contendo subordinadamente olivina, hornblenda, quartzo (de 0-5%) e feldspatóides (de 0-10%). Circundando o glimerito, encontram-se fenitos, rochas oriundas de processos metassomáticos ao redor de intrusões alcalinas (Sørensen, 1974).

As rochas encaixantes são compostas por sedimentos e metassedimentos permocarboníferos do Grupo Tubarão, e pelo embasamento cristalino Pré-Cambriano. O Grupo Tubarão é composto pelas litologias: tilito, arenito, siltito, folhelho e ritmitos. O embasamento contém quartzitos, filitos, micaxistos, granitos e anfibolitos, sendo que, a Norte da manifestação glimerítica, observam-se depósitos autóctones localizados do tipo evaporítico, representados por calcário (Figura 1).

A xistosidade das rochas metassedimentares apresenta em média atitude N50E e os mergulhos são próximos da vertical. Nas proximidades dos afloramentos alcalinos os metassedimentos encontram-se extremamente deformados e fraturados.

Figura 1. Mapa geológico do complexo alcalino de Ipanema (extraído de Toledo & Souza, 1991).

O complexo encontra-se alojado na porção limítrofe oriental da Bacia do Paraná. Com base nos resultados gravimétricos de Davino (1965; FIGURA 2) e, considerando a presença de outras manifestações alcalinas localizadas nos municípios de Tatuí e Piedade, e os alinhamentos das intrusões shonkiníticas observadas em dois pequenos afloramentos na região externa ao fenito, e ao glimerito, Almeida (1983) sugeriu que, durante o Cretáceo, o alojamento de Ipanema foi controlado por reativações de falhas pré-silurianas na borda da Bacia do Paraná. Essas falhas são orientadas na direção NE-SW.

Figura 2. Mapa de anomalia Bouguer de Davino (1965). As isolinhas estão separadas a cada 2 mGal. A estrutura quase circular “cheia” representa a localização do afloramento alcalino. As estações são apresentadas pelas cruzes.

Correlações entre o alojamento das rochas alcalinas e as encaixantes foram observadas por Knecht (1930) e Moraes (1938). Segundo esses autores o magma se dispersou nas rochas encaixantes, desenvolvendo corpos tabulares e lenticulares ao longo dos planos de xistosidade, com direção aproximada de N50E, conclusão esta corroborada pela disposição das jazidas de magnetita e apatita em lentes alongadas na direção NE-SW. Evidências do regime tectônico e dos esforços envolvidos na borda da Bacia do Paraná sugerem que o alojamento da intrusão ocorreu num regime de injeção forçada, com metros de rejeito, em consequência ao soerguimento do embasamento.

Na imagem da topografia da região (Figura 3), se distinguem os dois domínios geológicos citados: a Bacia do Paraná (a oeste) e o embasamento (a leste). O afloramento do complexo alcalino de Ipanema observado no domínio da Bacia do Paraná, corresponde à estrutura quase-circular apresentando desníveis topográficos da ordem 400 m. Na imagem não se identificam lineamentos ou mesmo falhas geológicas nas proximidades da alcalina, enquanto que contatos e falhas transcorrentes na direção NE-SW são observados na porção do embasamento.

Figura 3. Imagem da topografia da região de estudo, obtida com os dados do SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) do projeto NASA/USGS. Observam-se claramente dois Domínios geológicos, sendo compostos pela Bacia do Paraná e embasamento. A região de contato entre os Domínios é indicada pela linha tracejada. A alcalina é visualizada pelo círculo (<http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>).

Metodologia

O estudo geofísico, aqui apresentado, limita-se ao levantamento gravimétrico realizado para o presente trabalho, que foi executado especificamente para o estudo do corpo responsável pela anomalia. Para a implantação das estações gravimétricas, foram percorridas estradas, vias secundárias e trilhas.

O cálculo da anomalia de gravidade exige o conhecimento da altitude exata no ponto de medida. No presente levantamento, a medida da altitude de cada estação utilizou o método barométrico com base fixa. Todas as medidas foram referidas à Rede de Nivelamento do IBGE, e a metodologia utilizada é descrita adiante em detalhe.

Levantamento gravimétrico

Todas as medidas gravimétricas do levantamento aqui descrito foram referidas à RGFB tomando como referência a EG n° 011276 Jundiá, estação tipo "B", cota gravimétrica 978613.496 mGal, com incerteza de 0.014 mGal. Uma descrição detalhada da sistemática utilizada encontra-se descrita em (Mantovani et al., 2005).

Sendo que as medidas foram efetuadas em diversas etapas de visita à área de interesse, em vista da disponibilidade de equipamentos foram alternadamente utilizados dois gravímetros da marca LaCoste & Romberg, modelo G, sendo um com *feed-back aliód 100* (#913) e o outro com *feed-back analógico* (#996). Os dois valores entre parênteses identificam

cada gravímetro pelo seu número de fabricação. As leituras instrumentais no #913 são fornecidas diretamente em unidades de mGal, enquanto que o #996 apresenta leituras proporcionais ao mGal, sendo necessária sua transformação através de uma tabela de calibração específica do instrumento. A acurácia do gravímetro #913 é superior àquela do #996 que por sua vez não é inferior a 0,04 μ Gal.

O levantamento altimétrico utilizou o método barométrico com base fixa. A altitude foi medida em correspondência a cada estação gravimétrica levantada. As bases altimétricas, para áreas num raio inferior a 30 km e desníveis altimétricos inferiores a 200 m, foram transportadas da RN mais próxima, localizada em Indaiatuba-SP (coordenadas geográficas: -23.18, -46.88; cota: 738.5234 m) para o local onde eram efetuadas medidas de altimetria por pressão atmosférica, umidade e temperatura a cada 10 minutos, situada nas coordenadas: -23.26523, -47.29802, sendo a cota transportada de 587.95 m. Simultaneamente, a “estação móvel” efetuava medidas de altitude barométrica, temperatura e umidade, além da leitura de g em cada nova estação gravimétrica.

Para a base fixa foram utilizados dois altímetros barométricos digitais “Air-DB Intellisensor” e um altímetro analógico Thommen enquanto que, na estação móvel, foram utilizados dois altímetros Thommen e um altímetro digital portátil da Intellisensor. Seja na base fixa como na estação itinerante, foram feitas medidas de temperatura com o bulbo dos termômetros seco e úmido, para o cálculo da umidade relativa do ar. A distribuição dos erros para esse método de medida, tem como desvio padrão aproximadamente 0,5 metros, representando menos de 0,2 mGal na medida de g (McLintock et al., 1994). Note-se que a incerteza na medida da altimetria, de muito supera as demais envolvidas no cálculo da propagação de erros. O erro máximo cometido no presente levantamento altimétrico foi de 3 metros, resultando ainda num erro inferior a 1 mGal, e o erro de fechamento gravimétrico foi inferior a 0,25 mGal na anomalia Bouguer.

Figura 4. Os pontos representam as estações gravimétricas. A região selecionada indica a posição do complexo alcalino de Ipanema e proximidades.

No período de novembro de 2003 a janeiro de 2004 foram medidas 410 estações gravimétricas que, adicionadas àquelas do banco de dados disponível junto ao grupo de pesquisa, resultaram num total de 1527 (Figura 4). Sobre o complexo alcalino foi coberta uma área de 22.305,52 km², com intervalos inferiores a 4 km entre as estações implantadas. Infelizmente, não foi possível efetuar mais medidas em correspondência ao complexo alcalino diante dos prazos exigidos, incompatíveis com aqueles necessários para a obtenção de autorização junto ao IBAMA, já que a área constitui uma reserva ambiental.

Cálculo das Anomalias de Gravidade

O cálculo das anomalias de gravidade em cada ponto de medida leva em consideração as medidas de “g”, da altitude, do efeito de maré sólida (Longman, 1959), e o valor teórico da gravidade calculado para o geóide de referência.

A gravidade de referência é definida pela Fórmula Internacional da Gravidade de 1967,

$$g_{teórico} = \gamma(\varphi) = 978031.85 \cdot (1 + 5.278895 \cdot 10^{-3} \sin^2 \varphi + 2.3462 \cdot 10^{-5} \sin^4 \varphi) \text{ mGal} \quad (1)$$

onde φ é a latitude geodésica da estação gravimétrica.

A anomalia Bouguer é calculada pela expressão

$$\Delta g_B = g_{obs} - \gamma(\varphi) + 0,3086 \cdot h - 2\pi G \rho \cdot h \quad (2)$$

sendo $G = 6.672 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ s}^{-2} \text{ kg}^{-1}$ a constante da gravitação universal e ρ a densidade de massa da crosta superior continental.

A anomalia Bouguer calculada pela fórmula (2) acima, é denominada *anomalia Bouguer simples*, e não leva em conta o efeito do relevo. No presente levantamento, a correção de relevo não foi aplicada em vista da topografia pouco acidentada na região de interesse. Na Figura 5 apresenta-se o campo anômalo Bouguer total, calculado para a área que compreende o complexo alcalino de Ipanema e litologias vizinhas (eq. 2). Observa-se uma anomalia positiva alongada na direção NE-SW, em acordo com aquela apresentada por Davino (1965). A área da anomalia circunscreve a parte exposta do complexo alcalino, sugerindo a presença de material magmático de mesma origem, em profundidade.

Comparando a topografia com o campo anômalo Bouguer, verifica-se que a posição da Serra de Araçoiaba, onde aflora a maior parte do complexo alcalino, não corresponde ao máximo valor anômalo. Observa-se também que o afloramento do shonkinito a NE da rocha fenitizada (FIGURA 1), está localizado entre a borda da serra e o máximo valor anômalo da alcalina.

Determinação das Componentes Regional e Residual

A representação gravimétrica da anomalia Bouguer, contém as várias componentes de freqüências características de corpos superficiais com diferentes geometrias, dimensões e densidades que contrastam com as rochas encaixantes, de corpos intermediários e profundos ou de limites de camadas com composições mineralógicas diferentes. Para separar as componentes devidas às várias unidades geológicas, analisa-se o espectro das freqüências que contribuem para o sinal gravimétrico composto, e utilizam-se filtros numéricos para isolar as componentes de cada faixa de freqüência selecionada. Os filtros que selecionam os maiores comprimentos de onda (“passa baixa”) são geralmente utilizados para determinar a componente gravimétrica regional, ou *campo regional*, devida a corpos de dimensões da escala crustal ou litosférica.

O campo gravimétrico regional pode ser determinado de várias formas, sendo a mais utilizada a representação polinomial, cujos parâmetros são definidos por ajuste de mínimos

quadrados. O grau do polinômio dependerá da geometria, dimensão e disposição espacial dos vários corpos isolados e dos segmentos crustais e litosféricos característicos de cada área.

Figura 5. Anomalia Bouguer da região de estudo. A anomalia da alcalina de Ipanema está indicada no mapa. Os pontos correspondem às estações de medida. Observa-se na parte oriental, em correspondência ao embasamento, uma tendência positiva, relativamente à porção da bacia, com exceção da anomalia localizada sobre o complexo alcalino.

Muitas vezes, a presença de um corpo com características tridimensionais (3D) marcantes, pode distorcer o campo regional e introduzir componentes devidas apenas ao corpo isolado, como se observa no caso em estudo. Essas distorções podem ser eliminadas com a utilização do método do “polinômio robusto” descrito por Beltrão e colaboradores (1991).

Uma maneira alternativa de eliminar essas distorções é o uso do método de omissão (Mantovani et al., unpubl.), que calcula o polinômio que melhor se ajusta aos dados após eliminar as estações que definem a anomalia. Este método, aplicado com sucesso em vários exemplos de anomalias com características de corpos com geometria 3-D, no caso em questão, selecionou como representação do campo regional a superfície interpolada por 1441 pontos de medidas de um total de 86 estações na subárea de estudo. Os dados excluindo as estações com a componente gravitacional da alcalina de Ipanema, foram interpoladas através do polinômio robusto de grau 12, com 35 processos iterativos, resultando num desvio padrão final de 3 mgal, sendo a média dos resíduos de 2,0 mGal.

As estações eliminadas para fins do cálculo da regional estavam circunscritas à isoanômala de -82 mGal, sobre o complexo alcalino de Ipanema. A escolha do valor limítrofe para a exclusão dos pontos neste processo leva em consideração vários ensaios que buscam minimizar a distorção para o menor número de pontos excluídos e, portanto, não é puramente subjetiva. O ajuste desses dados utilizou a regressão polinomial dada pela expressão $P(x,y) = A+Bx+Cy+Dxy$, cuja representação é feita numa malha regular de 350 colunas por 257 linhas (FIGURA 6). Subtraindo-se a componente regional da anomalia total (FIGURA 5), obtém-se a componente residual, que representa a contribuição gravimétrica dos corpos mais superficiais, no caso em questão, do complexo alcalino de Ipanema (FIGURA 7).

Figura 6. Representação polinomial robusto do campo gravimétrico regional na área de estudo. O polinômio $P(x,y)$ foi calculado interpolando-se os pontos de medida após eliminar aqueles sobre o corpo, circunscritos pela isoanômala de -82 mGal. A seleção da isoanômala na exclusão dos pontos para o cálculo do campo regional é descrita no texto.

Figura 7. Representação do campo gravimétrico residual, que corresponde à contribuição gravimétrica devida à presença do complexo alcalino de Ipanema. Este residual é obtido subtraindo-se a matriz da FIGURA 6 daquela da FIGURA 5. A anomalia resultante é positiva e inclinada para NE-SW, acompanhando a direção da borda da Bacia do Paraná. O máximo valor é 19 mGal, sendo o efeito gravitacional de 4 mGal, próximo ao centro da anomalia, referente ao depósito de calcário.

Inserido no máximo valor anômalo da alcalina verifica-se um pequeno baixo gravimétrico, que coincide com a posição do depósito de calcário. A configuração do campo anômalo total é semelhante àquela já observada por Davino (1965; Figura 2), entretanto, com valores de magnitude diferentes. Ambas são caracterizadas por dois máximos. Os baixos anômalos observados são devido à presença de depósitos sedimentares, e os altos gravimétricos afastados da alcalina são devidos a intrusões de diabásio e derrames de basalto, notoriamente comuns na borda da bacia.

Modelagem dos dados e Resultados

Os levantamentos aeromagnéticos disponibilizados pela CPRM, mostram que a polaridade da anomalia residual de Ipanema é normal, assim como para os complexos alcalinos de Pariquera Açu e Jacupiranga. O máximo gravimétrico da anomalia produzida por esse complexo é (19 mGal) superior ao de Pariquera Açu (12 mGal). Estes complexos possuem tipos litológicos semelhantes, como exemplo, piroxênito, nefelina sienito, teralito, essexito, malignito e shonkinito entre outros. Em sua maior parte são rochas máficas ultrabásicas e básicas. Essas características são aqui utilizadas para atribuir um contraste de densidade entre o complexo e a encaixante, para fins de modelagem. Outra característica do campo gravitacional de Ipanema é seu alinhamento na direção NE-SW, enquanto que as demais possuem alinhamento na direção NW-SE, direção esta marcante no formato do seu alojamento.

Para fins de modelagem do complexo, em vista da característica da anomalia bem localizada, optou-se por utilizar programas que permite modelar um corpo com geometria tridimensional. A anomalia gravimétrica de Ipanema foi modelada com o programa IGMAS (GÖTZE & LAHMEYER, 1988) supondo um contraste de densidade de $0,65 \text{ g/cm}^3$. Isto equivale a considerar, por exemplo, um corpo homogêneo com densidade de $3,30 \text{ g/cm}^3$ e uma rocha encaixante de $2,65 \text{ g/cm}^3$. Considerando as várias litologias citadas, a densidade do corpo intrusivo não se aplica para as componentes de glimerito e shonkinito; entretanto, esse valor é aqui utilizado para comparação com os modelos das rochas alcalinas vizinhas e que apresentam resposta gravimétrica positiva (Slavec et al., 2001; Rugenski et al. 2002). A densidade medida por Davino (1965) para o shonkinito pórfiro, de $2,79 \text{ g/cm}^3$, é equivalente aos valores de densidade medidos em laboratório para o presente estudo em amostras de shonkinito e malignito da alcalina de Pariquera Açu, sendo $2,74 \pm 0,02 \text{ g/cm}^3$ e $2,81 \pm 0,03 \text{ g/cm}^3$ respectivamente.

Modelos com contrastes de densidade menores, ou seja considerando densidades inferiores a $3,30 \text{ g/cm}^3$ para o corpo mantendo-se a densidade da encaixante, terão profundidades maiores do modelo obtido (1,19 km). A massa calculada no modelo, não sofrerá mudanças significativas com essa variação na densidade, uma vez que ao se manter o mesmo ajuste, o volume do corpo aumentará ao se manter a massa constante.

Resultado do modelo tridimensional irregular

O campo resultante do modelo 3D de formato irregular é observado na Figura 8. O campo modelado apresenta boa correlação ao campo observado, tanto nos limites laterais como no máximo valor gravitacional.

Figura 8. Campo anômalo Bouguer modelado através do programa IGMAS, para uma corpo de dimensões tridimensional (acima) e campo observado (abaixo).

A análise estatística do modelo é visualizada na Figura 9. Na mesma figura apresenta-se a diferença entre os campos observado e modelado em planta, com amplitudes variando entre 2 e 6 mGal. Essas diferenças resultam de heterogeneidades litológicas que não foram modeladas e de alterações da encaixante, sendo que apenas 2% dos dados têm magnitude superior a 2mGal. A correlação obtida é de 97% e a média dos resíduos tende a zero mGal. O modelo homogêneo aplicado satisfaz, portanto, as condições de validade.

O modelo em perfil de uma secção vertical que atravessa o corpo modelado orientada NE-SW e limitada entre os pontos A [247; 7420] e B [213; 7390] é apresentado na Figura 10. Observando a nítida separação de dois volumes na secção da Figura 10, poder-se-ia inferir a presença de dois corpos afins, ou de associações do corpo alcalino com glimerito e shonkinito.

O volume calculado para a intrusão alcalina de Ipanema para o modelo apresentado, com contraste de densidade entre o corpo e a rocha encaixante $\rho=0,35 \text{ g/cm}^3$, resulta em $1,62 \times 10^3 \text{ km}^3$. Para um valor de densidade atribuído à alcalina de $3,3 \text{ g/cm}^3$ a massa calculada é de $105,23 \times 10^{12} \text{ kg}$.

A representação da distribuição de profundidades em superfície para o modelo 3D é apresentada sob forma de mapa de isópacas (Figura 11). A máxima profundidade (1,19) km encontra-se em correspondência da coordenada (235; 7410) km, ocupando uma área restrita. A profundidade média para a base da intrusão é estimada em 600 m. Observa-se também a

separação em planta de dois blocos de rocha, como verificado na secção vertical da Figura 10.

Figura 9. Análise estatística do campo gerado pelo modelo e campo observado. A correlação entre os campos é de 97%, com resíduos apresentando uma forte tendência de convergência para zero mGal.

Figura 10. Perfil gravimétrico orientado de NE para SW, que atravessa o modelo ajustado. A linha contínua é o campo observado e a linha pontilhada o campo gerado pelo modelo. A máxima profundidade verificada é de 1,19 km.

Figura 11. Mapa de isópacas do modelo

A distribuição de massa do modelo projetada em superfície é observada na Figura 12. A semelhança entre as duas figuras (11 e 12) não é casual uma vês que a distribuição da massa envolve a distribuição de profundidade associada ao valor atribuído de densidade em cada ponto. De outro lado, sua distribuição pode fornecer indicações quanto aos sítios e às direções preferenciais para a injeção dos magmas. No caso em estudo, a distribuição de massa apresenta-se alinhada aproximadamente na direção 60° NE, que coincide com aquela da borda da Bacia do Paraná na área; aproximadamente na mesma direção (N50E), observa-se a xistosidade das rochas metassedimentares. Além disso, as jazidas de magnetita e apatita estão alinhadas nessa mesma direção. Essa colinearidade (paralela ou transversal a 60° NE) pode indicar a direção preferencial para a exploração econômica de minérios associados ao complexo.

Figura 12. Mapa de distribuição de massa superficial. O eixo de centro de massa tem direção média de 60° NE.

A representação espacial do modelo 3D é apresentada na Figura 13. Sua geometria em sub-superfície é muito semelhante às demais alcalinas estudadas na área. Na imagem é visível a presença de diáclases (fraturas, juntas ou fendas no corpo da rocha alcalina sem deslocamento relativo das partes separadas), bem como, o seu formato irregular na base, não apresentando um único duto como nos demais casos. O modelo sugere que o alojamento tenha sido por injeção forçada, diante da não existência do duto principal e da sua reduzida profundidade. Essa afirmação condiz com a injeção forçada, uma vez que o duto original não foi preservado ao longo do tempo e o magma se alojou em substratos mais rasos onde os esforços envolvidos são menores.

Figura 13. modelo tridimensional da alcalina de Ipanema para uma distribuição homogênea de densidade;

Agradecimentos

CNPq – (verba)
BUNGUE – (verba)
IGMAS - (por contrato)

CPRM – (concessão de dados)

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA FILHO R. & PARADELLA W.R., 1976. Estudo do Maciço Alcalino do Poços de Caldas através de Imagens Landsat com Ênfase em Mineralizações Radioativas. Tese Mestrado. Relatório INPE 1112-TPT/065, 130p.
- ALMEIDA F.F.M., 1983. Relações tectônicas das Rochas Alcalinas Mesozóicas da Região Meridional da Plataforma Sul-Americana. Revista Brasileira de Geociências, vol. 13 p.139-158.
- AMARAL, G., et al., 1967. Potassium-argon ages of alkaline rocks from Southern Brasil. Geoch. Cosmoch. Acta, 31:117-142.
- AMARAL, G., BUSHEE, J., CORDANI, U.G., KAWASHITA, K. & REYNOLDS, J.H., 1967. Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brazil. Geochim. Cosmochim. Acta, 31:117-142.
- BECCALUVA, L., BARBIERI, M., BORN, H., BROTZU, P., COLTORTI, M., CONTE, A., GARBARINO, C., GOMES, C.B., MACCIOTTA, G., MORBIDELLI, L., RUBERTI, E., SIENA, F., TRAVERSA, G., 1992. Fractional Crystallization and Liquid Immiscibility Processes in the Alkaline-Carbonatite Complex of Juquiá (São Paulo, Brazil). Journal of Petrology, vol. 33, part. 6, p. 1371-1404.
- COMIN-CHIARAMONTI & GOMES, C.B., 1995. Alkaline magmatism in central eastern Paraguay: Relationships with coeval magmatism in Brazil. Edusp, São Paulo, 1-458p.
- DAVINO, A., 1965. Estudos Geológicos e Geofísicos da Serra de Araçoiaba e Arredores, Estado de São Paulo. Universidade de São Paulo - USP. Tese de Doutorado FFLCH/USP.
- DELZIO, de L.M.J., 1991. Geologia e Aspectos Metalogenéticos do Complexo Alcalino-Carbonatítico de Catalão II (GO). Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual de Campinas – UNICAMP, Instituto de Geociências – Campinas-SP, 1-101p.
- DERBY O.A., 1887. On Nepheline Rocks in Brasil, with Special Reference to the Association of Phonolite and Foyaite. Quarterly Journal of the Geological Society, 43:457-473.
- FUCK, R.A., 1972. Geologia do maciço de Tunas, Paraná, Brasil. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 82p.
- GASPAR, J.C., 1989. Geologie et mineralogie du complexe carbonatitique de Jacupiranga, Bresil. Unpublished PhD thesis, Universite d'Orleans.
- GOMES, C.B., BARBIERI, M., BECCALUVA, L., BROTZU, P., CONTE, A., GARBARINO, C., MACCIOTTA, G., MELLUSO, L., MORBIDELLI, L., RUBERTI, E., SCHEIBE, L.F., TAMURA, R.M., TRAVERSA, G., 1987. Petrological and Geochemical Studies of Alkaline Rocks From Brazil. 2. The Tunas Massif, State of Paraná. Geochimica Brasiliensis, 1(2): 201-234.
- GOMES, C.B., MORBIDELLI, L., RUBERTI, E., COMIN-CHIARAMONTI, P., 1987. Comparative Aspects Between Post-Palaeozoic Alkaline Rocks from the Western Margins of the Paraná Basin. Edusp/Fapesp, São Paulo, p. 249-274.
- GÖTZE, H.-J. and B. LAHMEYER, 1988: Application of three-dimensional interactive modeling in gravity and magnetics, Geophysics Vol. 53, No. 8, p. 1096 – 1108.
- KNECHT, T., (1930). Notas Geológicas sobre as Jazidas de Magnetita e Apatita de Ipanema. Secretaria Agricultura Industria e Comercio do Estado de São Paulo, 29 pp.
- LADEIRA, E.A., BRAUN, O.P.G., CARDOSO, R.N. & HASUI, Y., 1971. O cretáceo e, Minas Gerais, Anais XXV Congr. Bras. Geol., 1: 15-31, São Paulo.

- LIMA, P.R.A. dos S., 1976. Geologia dos maciços alcalinos do Estado do Rio de Janeiro. Parte I. Localização e geologia dos maciços. Semana de Estudos Geológicos. Univ. Fed. Rural Rio de Janeiro, Dep. Geociência, p. 205-245.
- MARIANO, A.N., MARCHETTO, M., 1991. Serra Negra and Salitre – Carbonatite Alkaline Igneous Complex. Fifth International Kimberlite Conference. Field Guide Book, Chapter 10, p. 75-79.
- MORAES, L. J., 1938. Jazidas de Apatita de Ipanema, Estado de São Paulo, Dep. Nac. Produção Mineral, Serv. Fom. Prod. Min., Bol. N° 27, 50pp. Rio de Janeiro.
- MORBIDELLI, L., GOMES, C.B., BECCALUVA, L., BROTZU, P., GARBARINO, C., RIFFEL, B.F., RUBERTI, E., TRAVERSA, G., 1997. Parental Magma Characterization of Salitre Cumulate Rocks (Alto Paranaíba Alkaline Province, Brazil) as Inferred from Mineralogical, Petrographic, and Geochemical Data. International Geology Review, Vol. 39, p. 723-743.
- MORBIDELLI, L., GOMES, C.B., BROTZU, P., ACQUARICA, S.D., GARBARINO, C., RUBERTI, E., TRAVERSA, G., 2000. The Pariquera Açú K- alkaline complex and southern Brazil lithospheric mantle source characteristics. Journal of Asia Earth Sciences, 18, p 129-150.
- QUINTAS, M.C.L., 1995. O Embasamento da Bacia do Paraná: Reconstrução Geofísica de seu Arcaboço. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico, Departamento de Geofísica – IAG/USP, p. 1-213.
- PRICE, N.J., and COSGROVE, J.W., 1990. Analysis of geological structures. Cambridge University Press, London. Pag. 60-88.
- ROSALES, M.J.T. & SHUKOWSKY, W., 1999. Caracterização Geofísica do Complexo Intrusivo Ultrabásico-Alcalino de Jacupiranga (S.P). Universidade de São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico, Departamento de Geofísica – IAG/USP, p. 1-120.
- SLAVEC, G. B., 2000. Resultados gravimétricos obtidos na região do complexo alcalino de Juquiá- SP. Trabalho de graduação II. Instituto Astronômico e Geofísico, IAG/USP.
- SLAVEC, G. B., 2002. Estudos Gravimétricos do Maciço Alcalinos de Poços de Caldas – MG/SP. Dissertação de Mestrado. Instituto Astronômico e Geofísico, IAG/USP.
- SØRENSEN, H., 1974. The alkaline rocks. Printed John Wiley & Sons, 1-622p..
- TOLEDO, G. M. C. & SOUZA, R. V., 1991. Estudo Preliminar da Alteração Intempérica das Rochas Ultramáficas Ricas em Apatita da Mina Gonzaga de Campos, Maciço Alcalino de Ipanema, SP. Congresso Brasileiro de Geoquímica – São Paulo, p. 91-94.
- ULBRICH, H.H.G.J., GOMES, C.B., 1981. Alkaline Rocks From Continental Brazil. Earth-Science Reviews, 17, p. 135-154.
- ULBRICH, H.H.G.J. & ULBRICH, M.N.C., 2000. The Lujavrite and Khibinite Bodies in the Poços de Caldas Alkaline Massif, Southeastern Brasil: A Structural and Petrographic Study. Revista Brasileira de Geociências, 30(4):615-622.
- VIGNERESSE, JL, 1995. Control of Granite Emplacement by Regional Deformation. Tectonophysics, 249 (3-4): 173-186.
- YILMAZ, O., 1989. Seismic Data Processing. Print Society of Exploration Geophysicists.

LEGENDA DAS FIGURAS

Figura 1. Mapa geológico do complexo alcalino de Ipanema (extraído de Toledo & Souza, 1991).

Figura 2. Mapa de anomalia Bouguer de Davino (1965). As isolinhas estão separadas a cada 2 mGal. A estrutura quase circular “cheia” representa a localização do afloramento alcalino. As estações são apresentadas pelas cruzes.

Figura 3. Imagem da topografia da região de estudo, obtida com os dados do SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) do projeto NASA/USGS. Observam-se claramente dois Domínios geológicos, sendo compostos pela Bacia do Paraná e embasamento. A região de contato entre os Domínios é indicada pela linha tracejada. A alcalina é visualizada pelo círculo (<http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>).

Figura 4. Os pontos representam as estações gravimétricas. A região selecionada indica a posição do complexo alcalino de Ipanema e proximidades.

Figura 5. Anomalia Bouguer da região de estudo. A anomalia da alcalina de Ipanema está indicada no mapa. Os pontos correspondem às estações de medida. Observa-se na parte oriental, em correspondência ao embasamento, uma tendência positiva, relativamente à porção da bacia, com exceção da anomalia localizada sobre o complexo alcalino.

Figura 6. Representação polinomial do campo gravimétrico regional na área de estudo. O polinômio $P(x,y)$ foi calculado interpolando-se os pontos de medida após eliminar aqueles sobre o corpo, circunscritos pela isoanômala de -82 mGal. A seleção da isoanômala na exclusão dos pontos para o cálculo do campo regional é descrita no texto.

Figura 7. Representação do campo gravimétrico residual, que corresponde à contribuição gravimétrica devida à presença do complexo alcalino de Ipanema. Este residual é obtido subtraindo-se a matriz da FIGURA 6 daquela da FIGURA 5. A anomalia resultante é positiva e inclinada para NE-SW, acompanhando a direção da borda da Bacia do Paraná. O máximo valor é 19 mGal, sendo o efeito gravitacional de 4 mGal, próximo ao centro da anomalia, referente ao depósito de calcário.

Figura 8. Campo anômalo Bouguer modelado através do programa IGMAS, para um corpo de dimensões tridimensionais (acima) e campo observado (abaixo).

Figura 9. Análise estatística do campo gerado pelo modelo e campo observado. A correlação entre os campos é de 97%, com resíduos apresentando uma forte tendência de convergência para zero mGal.

Figura 10. Perfil gravimétrico orientado de NE para SW, que atravessa o modelo ajustado. A linha contínua é o campo observado e a linha pontilhada o campo gerado pelo modelo. A máxima profundidade verificada é de 1,19 km.

Figura 11. Mapa de isópacas do modelo.

Figura 12. Mapa de distribuição de massa superficial. O eixo de centro de massa tem direção média de 60° NE.

Figura 13. Modelo tridimensional da alcalina de Ipanema para uma distribuição homogênea de densidade.

7.1 Resumo

O Complexo Alcalino de Juquiá foi tema de investigação gravimétrica detalhada por Slavec et al. (2001), que apresentaram uma interpretação 2.5 D, levando em consideração as variações litológicas. O enfoque aqui abordado, inclui o modelo homogêneo 3D, que permite analisar o alojamento do complexo alcalino, ou seja, suas relações estruturais. Em vista da anomalia de Juquiá apresentar uma forte componente interna devido a presença do carbonatito, no modelo 3D foi assumida a presença de dois corpos homogêneos, um para as litologias alcalinas e outro para sua associação alcalina, o carbonatito.

7.2 Introdução

O Complexo Alcalino de Juquiá localiza-se a SW da cidade de São Paulo, aproximadamente a 160 km pela Rodovia Régis Bittencourt (BR116). No Complexo, o levantamento gravimétrico de semidetalhe em correspondência a essa estrutura, cobre uma área de aproximadamente 13 km² (Slavec et al., 2001). Como o modelo 2.5D do complexo de Juquiá e as demais observações geofísicas-geológicas foram abordados por Slavec et al. (2001), o presente estudo do complexo, focalizou o modelo 3D, usando o programa IGMAS (Götze & Lahmeyer, 1988) para correlação estrutural e estimativa do volume do magma alcalino; este método é distinto daquele empregado anteriormente. Com diferente método de processamento daquele utilizado por Slavec et al. (2001) foi determinado o campo regional e o conseqüente residual que, no entanto, não apresentaram diferenças significativas com o anterior.

O modelo obtido, entretanto, difere um pouco daquele interpretado por Slavec et al. (2001), o que pode ser explicado pela geometria tridimensional do presente modelo, que leva em consideração o efeito gravitacional ao redor das estações de medidas. Além das observações anteriores, deve-se ressaltar o carácter subjetivo, seja referente aos modelos como da escolha do melhor método de processamento, que visa enriquecer o entendimento do fenômeno.

7.3 Geologia

O complexo alcalino de Juquiá está inserido no domínio Apiaí (Campanha & Sadowsky, 1999). A rocha encaixante é formada pelo complexo gnáissico-migmatítico desse domínio. O Complexo Alcalino de Juquiá intrudiu essa estrutura de forma que quase todo seu perímetro superficial se encontra em contato com os migmatitos de estruturas heterogêneas, com exceção da porção noroeste que encontra-se em contato com migmatitos de estruturas homogêneas, e ao sul onde foi observada a presença de migmatitos indiferenciados. Teixeira et al. (1987), atribuiu a migmatização observada na área próxima ao Complexo Alcalino a um evento metamórfico de alto grau, de fácies anfibolito, datado do Proterozóico Inferior.

O Complexo de Juquiá constitui uma intrusão circular zonada com cerca de 5 km de diâmetro; seu mapa geológico é observado na Figura 7.1. Cerca de 2,5 km² do complexo alcalino correspondem ao carbonatito. O carbonatito se situa num alto topográfico denominado de Morro do Serrote. Born (1971), classificou o carbonatito como sendo de composição ankerítica e dolomítica, pobre em apatita, na sua porção interna, e de apatita-beforsito, com altos teores de ferro e manganês, na sua porção externa. O mesmo ocorre na forma de um corpo

contínuo, contrariamente a outras associações de mesma composição, que geralmente ocorre na forma de diques e veios restritos.

Figura 7.1. Mapa geológico (Slavec, 2000).

A associação de apatita ao carbonatito favoreceu o desenvolvimento de um perfil de alteração extremamente rico em P_2O_5 constituindo a concentração residual de apatita com maior teor em óxido de fósforo no Brasil (Alcover Neto & Toledo, 1993).

O Complexo tem estrutura anular assimétrica centrada no carbonatito, sendo o mergulho dos contatos entre o carbonatito e o anel de ijolitos aproximadamente vertical. O setor setentrional é dominado por olivina-clinopiroxenitos e lentes de olivina-gabro alcalino na porção mais ao norte dos afloramentos. Nefelina-sienitos afloram no corpo isolado do Morro da Casa de Pedra sendo que em sua porção oriental prevalecem aqueles de maior granulação. Essas rochas afloram também na porção sudoeste do complexo. Parcos eventos de essexitos e sienodioritos são observados no complexo. Diques de basanita a fonotefrito e fonolito, com largura de poucos centímetros até 2 m, afloram em várias localidades e cortam principalmente os piroxenitos e nefelina sienitos (Born, 1971; Beccaluva et al., 1992).

A fenitização do embasamento é evidente, principalmente ao redor das porções a noroeste e ao sul do complexo, onde se desenvolveram feldspatos alcalinos, biotitas e raros anfibólios sódicos (Born ,1971; Teixeira et al., 1987; Beccaluva et al., 1992).

A **interpretação geoquímica** do Complexo Alcalino de Juquiá atribui seu espectro mineralógico a processos de diferenciação fracionada combinados com a **imiscibilidade de líquidos de um único magma fonte circunscrito a um sistema fechado de baixa pressão, que pode ser representado por uma câmara magmática simples e rasa** (Beccaluva et al., 1992). Essa interpretação será comentada após a observação do modelo de distribuição de massa, obtido através do modelo gravimétrico e comparada com os dados do levantamento aerogeofísico São Paulo - Rio de Janeiro (CPRM, sub área 3).

7.4 Aquisição de dados

O levantamento gravimétrico foi realizado com um gravímetro LaCoste & Romberg modelo G, com realimentação eletrostática analógica e, as medidas, foram referidas à rede gravimétrica fundamental através da estação Ribeira-B. Cada medida foi corrigida dos efeitos de maré terrestre calculada através do modelo de Longman (1959). A correção topográfica não foi realizada já que as massas atrativas ao redor de Juquiá representam uma correção anômala pequena. O instrumento utilizado permite obter leituras com precisão de 0,05 mGal. A distância relativa entre as estações variou de 500 a 1000 m na porção central do complexo até cerca de 3000 m, próximo e além de sua borda. Ao todo foram implantadas 291 novas estações e, considerando as 75 estações já existentes contou-se com um total de 366 estações gravimétricas na área de interesse.

As medidas de altimetria utilizaram o método de barometria controlada através do registro contínuo com base fixa, centrada na área do levantamento (Fazenda Morro do Serrote). A aquisição é descrita no capítulo II da tese. Todas as medidas foram referidas às referências de nível de Juquiá (RN-2120V) e de Registro (RN- 2122J) da Rede de Nivelamento do IBGE.

7.5 Modelo 3D Gravimétrico

O modelo em planta é observado na Figura 7.2, sendo constituído por um complexo alcalino homogêneo, a não ser da existência do carbonatito que representa uma pequena porção heterogênea. As densidades envolvidas no modelo são de $2,8 \text{ g/cm}^3$ para a rocha encaixante (gnaisse), de $3,3 \text{ g/cm}^3$ para o complexo e de $2,58 \text{ g/cm}^3$ para o carbonatito. Os volumes obtidos foram os

seguintes: carbonatito ($1,71 \text{ km}^3$) e alcalina ($95,18 \text{ km}^3$). A massa calculada para a alcalina resultou $0,48720 \times 10^{14} \text{ kg}$, sendo aquela do carbonatito de $0,36342 \times 10^{12} \text{ kg}$.

A análise estatística do modelo é verificada na Figura 7.3. O campo modelado apresenta desvio padrão de 1,08 mGal, sendo que apenas 5% dos dados possuem discrepâncias entre -3 e -4 m Gal . O coeficiente de correlação resultou em 99%, ou seja o modelo é representativo sendo o campo modelado ajustado ao observado na maioria das estações de medidas. Vale lembrar que nas regiões onde o ajuste não é ideal, a discrepância pode representar uma heterogeneidade local nas características geológicas.

Na Figura 7.4 apresenta-se o perfil que corta o complexo na direção NE, sendo também observado o resíduo gravitacional em planta entre o campo observado e modelado. A máxima profundidade obtida para a densidade de $3,3 \text{ g/cm}^3$ é de 14 km, sendo compatível para as profundidades da crosta superior e inferior na região, 37 km, obtidas através de dados sismológicos (Sand, 2003). A aparente “inconsistência” entre o campo observado e modelado no perfil 2.5 D, deve-se, sobretudo à dificuldade no ajuste tridimensional, sendo que no contexto geral o modelo é representativo.

Figura 7.2. Modelo gravimétrico para o complexo de Juquiá, à esquerda observa-se o campo gravimétrico observado e à direita o modelado através do programa IGMAS (Götze & Lahmeyer, 1988).

O modelo 3D para o complexo é observado na Figura 7.5, tendo formato semelhante ao encontrado para o complexo de Pariquera Açu (Rugenski, 2001), com afinamento das secções horizontais para aumento da profundidade. No mesmo modelo observa-se a possibilidade do corpo estar fraturado na direção NW/SE, conseqüente da ação tectônica, talvez ocorrida pós o alojamento ou pela sua formação através da vários pulsos magmáticos no decorrer do tempo geológico. No entanto, às informações petrográficas e geoquímicas indicam que Juquiá foi formado num sistema quase fechado, combinando o processo de cristalização fracionada com a imiscibilidade do magma carbonatítico numa única câmara magmática, onde a seqüência plutônica se concretizou em níveis rasos de profundidade (Beccaluva et al., 1992). O alojamento final ocorreu através da

liberação quase continua do magma através de pulsos, formando o corpo na atual posição em que se verifica hoje. Essa hipótese será comentada a seguir.

Figura 7.3. Análise estatística do modelo. O campo modelado apresenta correlação de 99% com os dados observados

Figura 7.4. Perfil com direção NE que corta o complexo de Juquiá. Abaixo se observam as dimensões para o referido modelo com o resíduo (em planta) entre o campo observado e modelado. Acima, além do modelo no formato 2.5 D é apresentado o campo observado (em vermelho) e modelado (em preto) em perfil.

Figura 7.5. Modelo tridimensional do complexo de Juquiá. Em azul está representado o carbonatito.

O mapa de densidade superficial da massa (Figura 7.6) representa a projeção da distribuição de massa do corpo em superfície. O mesmo não indica a existência de um eixo de concentração de massa eminente como verificado para o complexo de Pariquera Açu, apresentando-se em blocos com máximos global e local. O azimuth do lineamento Guapiara tem direção média voltada para NW/SE. Ao observar o máximo global, estrutura linear NW do centro de massa, pode-se associar o seu alinhamento ao lineamento Guapiara.

A separação do centro de massa em blocos pode ser considerada como uma ruptura estrutural do maciço após o seu alojamento pelo sistema de falhas geológicas. Os blocos podem ter sido rotacionados no espaço devido às falhas que possuem direção NW/SE e devido a própria falha Lancinha- Cubatão que está localizada nas proximidades de Juquiá. Reativações da mesma podem ter contribuído para o fraturamento do complexo em blocos e sua rotação no espaço.

Outra interpretação quanto ao alojamento pode ser inferida por blocos contemporâneos, pulsos magmáticos contemporâneos, que foram condicionados pelo sistema de falhas na direção NW/SE. O maior problema para essa teoria é aquele de explicar um alojamento realizado num sistema fechado, como sugerido pelos dados geoquímicos (Beccaluva et al., 1992).

Na Figura 7.7 são observados o mapa magnético em relevo sombreado (tons de cinza) e as isolinhas do mapa de distribuição de massa superficial sobreposta a esse (cor vermelha). Verifica-se que os blocos descritos pelo modelo são separados por lineamentos magnéticos, supostamente falhas geológicas na direção NW/SE, preenchidos por material rico em minerais ferrimagnéticos, diques mafico-ultramáficos. Esse mapa corrobora com uma interpretação de pulsos magmáticos dando origem ao complexo de Juquiá, ou do seu fraturamento pós-alojamento. Um fraturamento posterior ao alojamento estaria em concordância com a interpretação de Beccaluva et al., (1992). Nesse caso um único magma fonte circunscrito a um sistema fechado de baixa pressão, que pode ser representado por uma câmara magmática simples e rasa é suportado pelo modelo gravimétrico 3D. É importante notar que os dois máximos no mapa de distribuição

de massa poderiam estar em algum tempo geológico unidos, formando a “raiz” do conduto por onde o magma ascendeu. No caso de uma interpretação por pulsos, a existência do campo magnético terrestre (cmt), implicaria em que cada pulso deveria reter uma magnetização remanescente característica do campo presente na época de seu resfriamento. Diante das características magnéticas das litologias presentes, e admitindo-se a possibilidade de medir com suficiente acurácia essas variações, tratar-se-ia de um estudo específico, fora do âmbito do presente trabalho.

Figura 7.6. Mapa de distribuição superficial de massa para o complexo de Juquiá. A configuração da distribuição de massa combina com um alojamento condicionado ao sistema de falhas.

Figura 7.7. Mapa da distribuição de massa (linhas vermelhas) sobreposto ao mapa magnético (visualizado na forma de relevo sombreado onde a luz incide na direção 45° NE, com inclinação de 30°). As linhas na cor amarela representam os lineamentos magnéticos que configuram “falhas geológicas ou diques”.

7.6 Informações Adicionais

Os complexos alcalinos de Jacupiranga, Juquiá, Registro e Pariquera Açú apresentam altos gravimétricos com valores anômalos superiores a 8 mGal (Figura 7.8). Como todas apresentam uma resposta gravimétrica semelhante (densidade superior a 2,6 g/cm³), e anomalias magnéticas intensas indicando presença de grande concentração de minerais ferrimagnéticos, sugere-se que

foram originadas por pelo menos um magma com alta susceptibilidade para temperaturas abaixo do ponto de Curie.

Na Figura 7.9 são observados alinhamentos magnéticos radiais a Jacupiranga interligando os complexos de Pariquera Açú e Registro, esses alinhamentos podem ter sido no passado zonas de franqueza litosférica na qual houve intrusão do magma alcalino. Juquiá não apresenta nenhuma indicação de fratura ou falhamento ligando-se a Jacupiranga. Pode-se supor que Pariquera Açú e Registro tenham uma ligação com Jacupiranga, e se assim for, ao longo das zonas de fraturas radiais seria possível encontrar rochas alcalinas adicionais.

De outra forma, pode se interpretar também que o peso de Jacupiranga na litosfera pode ter ou estar gerando as fraturas radiais, indicando que a rocha está em movimento na litosfera. Logo, o peso da carga de massa de Jacupiranga não foi ou é suportado pela litosfera gerando assim as fraturas radiais. Esse movimento ao longo dos anos pode ser menor que 1 mm por milhão de anos, e o assunto será abordado nos últimos capítulos junto com a alcalina de Poços de Caldas.

Outra informação importante, é que os complexos alcalinos do vale do Ribeira possuem campo magnético normal, enquanto que o de Juquiá é reverso. Essa inversão pode ser resultante de uma de duas causas: (1) da intensa magnetização remanescente resultante da inversão magnética do pólo na época do resfriamento; como Jacupiranga e Juquiá foram alojados entre 130 e 127 Ma no Jurássico, deveriam ter a mesma polaridade do campo magnético, no entanto esse período teve uma intensa oscilação na inversão de polaridade do campo terrestre, resultando no mínimo em três inversões magnéticas (Figura 7.10); (2) da

baixa susceptibilidade das rochas de maior volume (piroxenito). Medidas paleomagnéticas indicam que a susceptibilidade do piroxenito varia entre 52,17 a 340,34 μ SI. A susceptibilidade do sienito é da ordem de 48.704,03 μ SI e do carbonatito 169,14 μ SI. Para o piroxenito verifica-se uma larga banda de variação na susceptibilidade que reflete uma magnetização induzida de 0,00112 a 0,00731 (A/m), sendo a magnetização remanescente de 0,0065 a 0,0156 (A/m). Já para o sienito e o carbonatito, a magnetização induzida é de 1,05 e 0,0036 (A/M), e a magnetização remanescente de 0,91 e 0,0014 (A/m), respectivamente.

A magnetização do sienito é muito maior do que a do piroxenito, isso ocorre porque o sienito de Juquiá é enriquecido em minerais de piroxênio (Beccaluva et al., 1992) e os mesmo conseguiram guardar o registro do campo magnético muito mais do que os minerais ferrimagnéticos do piroxenito. Um evento térmico ou mesmo uma alteração química dos minerais ferrimagnéticos podem ter proporcionado a perda da magnetização. Nesse sentido um modelo de pulsos magmáticos, quase simultâneos no tempo geológico, ou fraturamento somado a evento térmico, que alojou os diques, não podem ser testados e, portanto, descartados.

As informações geoquímicas e a hipótese de pulsos podem convergir para um único modelo desde que tenha existido uma sub-câmara magmática próxima da superfície. Assim juntando todos os dados (gravimétricos, magnéticos e geoquímicos) é possível hipotizar um modelo de pulsos magmáticos para a geração de Juquiá.

Figura 7.8. Anomalia Bouguer dos complexos alcalinos da vale do Ribeira. Os pontos na cor branca representam as estações gravimétricas.

Figura 7.9. Levantamento aeromagnético da CPRM: os alinhamentos na direção NW são diques máficos a ultramáficos que compõem o lineamento Guapiara. As circunferências em vermelho indicam a posição das alcalinas de Jacupiranga, Registro e Pariquera Açu. As setas indicam a posição dos lineamentos radiais a Jacupiranga. (CPRM, 1995)

Figura 7.10. Escala de tempo geológico (fragmento) com as inversões magnéticas e seus respectivos períodos. (Palmer & Geissman, 1999)

7.7 Conclusão

Juquiá é quase contemporâneo aos diques do arco de Ponta Grossa e hoje sua disposição geométrica é apresentada por blocos (referente à sua distribuição de massa), delimitados por diques com direção NW - SE. Tudo indica que o fraturamento do corpo pós-alojamento pode ter ocorrido, sendo que esse evento de característica mecânica e térmica pode ter parcialmente desmagnetizado o campo magnético dos piroxenitos, devido à transferência de calor por condução térmica nos diques a uma temperatura próxima à de Curie.

Um modelo de alojamento por pulsos magmáticos também é possível, mesmo que Juquiá tenha sido gerado em baixas pressões dependendo da atuação dos paleo-esforços na região de alojamento.

Com uma densidade de $2,8 \text{ g/cm}^3$ para a rocha encaixante (gnaisse), e uma densidade de $3,3 \text{ g/cm}^3$ para o piroxenito (tipo litológico predominante), e de $2,58 \text{ g/cm}^3$ a densidade do carbonatito, os volumes obtidos foram os seguintes: carbonatito ($1,71 \text{ km}^3$), alcalina ($95,18 \text{ km}^3$). Somando os volumes obtemos cerca de 96 km^3 valor este superior ao encontrado por Slavec et al. (2001) de 48 km^3 . A massa é de $0,48720 \times 10^{14} \text{ kg}$ para a alcalina, e de $0,36342 \times 10^{12} \text{ kg}$ para o carbonatito. A máxima profundidade obtida no modelo 3D foi de 14 km, sendo que anteriormente Slavec et al. (2001) obtiveram 6 km. Portanto o valor da profundidade de Juquiá deve variar entre 6 e 14 km.

7.8 Referência

Alcover Neto A. & Toledo M.C.M. 1993. Evolução Supérgena do Carbonatito de Juquiá, SP. Ver. IG, São Paulo, 14:31-43.

Beccaluva L., Barbieri M., Born H., Brotzu R, Coltorti M., Conte A., Garbarino C., Gomes C.B., Macciotta G., Morbidelli L., Ruberti E., Siena F., Traversa G. 1992. Fractional Crystallization and Liquid Immiscibility Processes in the Alkaline Carbonatite Complex of Juquiá (São Paulo, Brazil)./ *Petrol.*, 33:1371 - 1404.

Born H. 1971. O complexo alcalino de Juquiá. Tese de doutorado, Inst. Geociênc. USP, 176 pp., inédita.

Campanha G. A. da C. & Sadowsky G. R. 1999. Tectonics of the Southern portion of the Ribeira belt (Apiaí domain). *Elsevier Science B. V. Pré Cambrian Research*, 98:31-51

CPRM. 1995. Catálogo geral de produtos e serviços. Geologia. Levantamentos aerogeofísicos. Base de dados AERO. 2ª Ed. - Rio de Janeiro: Diretoria de Geologia e Recursos Hídricos.

Götze, H.-J. and B. Lahmeyer, 1988: Application of three-dimensional interactive modeling in gravity and magnetics, *Geophysics* Vol. 53, No. 8, p. 1096 – 1108.

Longman I.M. 1959. Formulas for computing the tidal accelerations due to the Moon and the Sun. *J. Geophys. Res.*, 64:2351-2355.

Palmer, A. R., & Geissman. John, 1999. The Geological Society of America. Product.

Sand, G.L. de A. F., 2003. Estrutura da Crosta no Sudeste e Centro-Oeste do Brasil, usando função do receptor. 2003. Tese (Doutorado em Geofísica) - Universidade de São Paulo.

Slavec, G. B.; Mantovani, M. S. M; Shukowsky, W., (2001). Contribuição ao Estudo do Complexo de Juquiá. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(2):203-210.

Teixeira A.L., Dantas A.S.L., Gimenes Fº J.L.A.L., Nagata N., Fernandes L.A., Albuquerque P J.L. 1987. Geologia da Folha de Juquiá, Baixo Vale do Ribeira, SP. São Paulo (IPT, Relatório Técnico 25.371).

8.1 Resumo

O complexo alcalino de Jacupiranga consiste numa das maiores jazidas carbonatíticas do Brasil. Vários estudos tiveram Jacupiranga como tema, ex. Hung et al. (1994) entre outros trabalhos de geologia e geoquímica, e de geofísica (Rosales, 1999).

Razões iniciais dos isótopos Sr, Nd, Pb e a correlação negativa entre os isótopos de Pb e Sr indicam que Jacupiranga possui similaridades com o magma basáltico com alta concentração de Ti na Bacia do Paraná, bem como com as rochas constituintes de Tristão da Cunha (Hung et al., 1994).

Rosales (1999) apresenta o modelo 2.5 D do complexo; apesar de ser um trabalho de gravimetria mais completo do que o aqui apresentado faz-se necessário um estudo tridimensional para obter informações do alojamento e dos vínculos estruturais. Para o modelo 3D apresentado nesse trabalho utilizou-se o programa IGMAS (Gotzel & Lahmeyer, 1988).

8.2 Introdução

O complexo de Jacupiranga está localizado aproximadamente a 200 km SW do município de São Paulo, compondo uma intrusão máfica – ultrabásica alcalina, com formato em superfície elíptica, com 10,5 x 6,7 km² e orientada na direção NNW, situada no domínio Apiaí (Campanha & Sadowsky, 1999). O complexo é composto basicamente por piroxenito (jacupiranguito), peridotitos e ijolitos, intrudidos em rochas graníticas-gnaíssicas que formam o embasamento

Precambriano. O mapa geológico é observado na Figura 8.1, sendo verificada ao seu redor uma rica zona fenitizada. Datações por Potássio-Argônio revelam idades de 130 Ma correspondendo ao período do Cretáceo inferior (Neocomiano).

Figura 8.1. Mapa geológico do complexo alcalino de Jacupiranga.

O piroxenito é intrudido por ijolitos e por um corpo carbonatítico alongado. Enxames de diques e pequenas intrusivas, apresentando plagioclásios, situam-se ao redor ou cortando as principais litologias. Essas rochas são compostas por

clinopiroxenios, mela-gabros à quartizo-monzonito e quartzo sienitos. (Gaspar, 1989)

O complexo alcalino de Jacupiranga, já havia sido modelado através de dados gravimétricos por Rosales (1999), usando geometria 2.5D. As densidades usadas no modelamento foram correlacionadas com os litotipos mais comuns do complexo: jacupiranguito e piroxenito ($3,54 \text{ g/cm}^3$), peridotito ($3,26 \text{ g/cm}^3$), carbonatito ($2,8 \text{ g/cm}^3$), fenito ($2,93 \text{ g/cm}^3$) e o ijolito ($3,31 \text{ g/cm}^3$); o valor utilizado para a densidade da rocha encaixante foi de $2,7 \text{ g/cm}^3$. A máxima profundidade obtida no modelo de Rosales (1999) foi de aproximadamente 7 km para o jacupiranguito e piroxenito.

8.3 Gravimetria

Os dados gravimétricos foram coletados em diversas ocasiões entre os anos de 1997 e 1998, ao longo de estradas e trilhas, constituindo o banco de dados usado por Rosales (1999). A distribuição espacial das estações foi concretizada para a investigação em escala de semi-detálhe, sendo plenamente satisfatória para os objetivos de se modelar com geometria 3D.

O campo anômalo Bouguer é mostrado na Figura 8.2, conjuntamente com o residual Bouguer obtido através do método da omissão (Mantovani et al., un publ.; vide capítulo II da tese). A malha para confecção do mapa, referente a cada estação de medida, foi interpolada para obtenção de uma distribuição espacial regular de dados. O interpolador empregado foi o de mínima curvatura com máxima tensão nas bordas e intervalo de amostragem de 200 m.

8.4 Modelo 3D

O modelo 3D de Jacupiranga foi obtido através do programa IGMAS, para uma densidade de $3,3 \text{ g/cm}^3$ supondo um corpo homogêneo de formato irregular. O valor de densidade empregado visou determinar os extremos do intervalo de profundidade da alcalina. Os campos observado e modelado são visualizados conjuntamente na Figura 8.3.

A análise estatística do modelo 3D é verificada na Figura 8.4, juntamente com o mapa de resíduos entre os campos observado e modelado. As máximas discrepâncias nos resíduos ocorrem fora do limite espacial da alcalina, onde apenas 3% dos dados possuem resíduos superior 2 mGal. A média dos resíduos está deslocada de cerca de 2 mGal do valor ideal, zero mGal, por não se ter modelado o campo ao redor. A correlação entre ambos os campos é de 99% e o desvio padrão está dentro do intervalo de incertezas dos dados.

Figura 8.2. Anomalia Bouguer observada para a alcalina de Jacupiranga e a sua anomalia residual Bouguer. Obteve-se o residual a partir da ausência (eliminação) de estações sobre a intrusão.

Figura 8.3. Anomalia Bouguer observada (à direita) e modelada (à esquerda) para corpo homogêneo de geometria 3D, com densidade de $3,3 \text{ g/cm}^3$ e encaixante de $2,67 \text{ g/cm}^3$.

Figura 8.4. Estatística do modelo 3D do complexo alcalino de Jacupiranga.

A curva de “isópacas” referente ao modelo 3D está na Figura 8.5, sendo a máxima profundidade da alcalina da ordem de 16 km. O valor apresenta-se discordante daquele obtido por Rosales (1999) devido às densidades empregadas, tanto para os litotipos como da encaixante; além disso, não se podem sub-estimar as diferenças inerentes à modelagem com geometria 2,5 e a tridimensional aqui apresentada. Comparando as profundidades resulta: 16 km para Jacupiranga, 14 km para Juquiá e 12 km para Pariquera Açu. Como Juquiá e Pariquera Açu são intrusões menores era de se esperar que a profundidade da raiz de Jacupiranga fosse maior. É de se esperar que quanto maior o volume de magma maior a profundidade, já que, em ambas as alcalinas sugere-se uma geometria semelhante a um cone de profundidade muito maior do que a secção superficial (pipe), a não ser, do espalhamento do magma na superfície, algo que não é suportado pelos atuais modelos gravimétricos.

O mapa de distribuição de massa por unidade de área pode ser visualizado na Figura 8.6. O eixo do centro de massa em Jacupiranga ao longo de uma direção preferencial é discreta em comparação a Pariquera Açu e Juquiá, que apresentam forte tendência de alinhamento na direção NW-SE, a mesma do lineamento Guapiára. Talvez esse menor alinhamento da concentração de massa seja devido à posição de Jacupiranga no Arco de Guapiara (Machado, 2000) que é tangente à maior concentração dos alinhamentos magnéticos, observada na Figura 8.15, ou seja, na borda da região de maior arqueamento enquanto que os demais complexos estão inseridos na região de intensa deformação.

No caso de Jacupiranga, pode-se inferir suave alinhamento dos máximos valores de distribuição na direção NW. A maior concentração de massa ocorre na região central do complexo, formando uma geometria aproximadamente circular. A massa relativa ao modelo de Jacupiranga é de $0,22791 \times 10^{15}$ kg e o volume de $0,36176 \times 10^3$ km³.

Figura 8.5. Mapa de “isópacas” do modelo 3D de Jacupiranga, com máxima profundidade da ordem de 16 km.

Figura 8.6. Mapa de distribuição de massa por unidade de área, ou seja, a densidade superficial de massa de Jacupiranga obtida através do modelo 3D. A seta representa a direção do alinhamento dos máximos valores.

O perfil e a sua disposição espacial, que atravessa o modelo na direção NW está na Figura 8.7, nele constata-se a diminuição das secções de área em planta com a profundidade, semelhante aos demais complexos alcalinos.

a)

b)

Figura 8.7. a) disposição espacial do perfil que corta o modelo de geometria 3D de Jacupiranga. b) modelo em perfil com o campo observado na cor vermelha e modelado na cor preta. A falha geológica é observada na posição $x = 18$ km do perfil.

O resultado final da modelagem 3D é apresentado na Figura 8.8 em duas posições distintas. O modelo suporta, na sua secção superficial, uma

descontinuidade com direção aproximada NEE que corta a intrusão na porção sul, correspondente à presença de uma falha geológica.

Figura 8.8. Resultado do modelo 3D para Jacupiranga em duas posições distintas.

8.5 Análise Hidrostática

Após obter o modelo 3D e a distribuição de massa é possível realizar uma análise dinâmica do corpo alcalino. Como se trata de uma anomalia gravitacional, que nesse caso também é de densidade volumétrica, e sendo que o corpo está inserido dentro de uma massa de alta viscosidade e baixa densidade (crosta), é possível determinar as forças atuantes no corpo na direção vertical.

A primeira etapa do cálculo é determinar uma malha que represente a distribuição de unidades de massa. Como o modelo 3D disponibiliza a distribuição de massa por unidade de área é, portanto, necessário determinar unidades de área, na malha de dados. Na malha original da distribuição de massa/área cada

célula é formada por 500 x 500 m, que gera uma área de $2,5 \times 10^{-1} \text{ km}^2$. Esse valor é multiplicado aos dados da malha obtendo-se a Figura 8.10.

Figura 8.9. Distribuição de massa obtida pelo modelo 3D, no formato de malha regular.

Figura 8.10. Massa obtida da distribuição de massa multiplicada a unidade de área da malha.

Na segunda etapa determinou-se uma malha com as mesmas dimensões da malha das unidades de massa e com o mesmo numero de células. Na Figura 8.11 observa-se o mapa de distribuição das profundidades para o modelo 3D de Jacupiranga.

Figura 8.11. Isópacas de contorno dos limites do modelo 3D em profundidade.

Conhecendo a massa e a profundidade é possível calcular o peso e o empuxo sobre o corpo devido à interação com a crosta. O empuxo é calculado por prismas, com dimensões superficiais iguais ao tamanho das células da malha e a variação da profundidade do modelo, para cada ponto superficial (Figura 8.13). Já o peso é calculado multiplicando-se a massa pelo valor de **g** para cada célula da malha.

Figura 8.12. Distribuição da força peso em Jacupiranga.

Figura 8.13. Distribuição da força empuxo para cada célula da malha.

Figura 8.14. Força resultante, sem forças conservadoras.

Considerando a relação [Peso ($\vec{P}$) – Empuxo ($\vec{E}$)] obtém-se a força resultante sobre o corpo de Jacupiranga, excluída a força de atrito entre o corpo e a litosfera. A força resulta de $2,46 \times 10^{15}$ N, e sendo o peso maior do que o empuxo resulta que Jacupiranga se encontra em movimento e se desloca para baixo. Supondo que o movimento seja uniforme, e assumindo a existência de uma

força restauradora de atrito viscoso ($\vec{F}_{at}$) contrária ao movimento do corpo tem-se que:

$$\vec{F}r = \vec{P} - \vec{E} - \vec{F}_{at} \quad \text{equação 8.1}$$

e, sendo $\vec{F}r = \vec{0}$ temos:

$$\vec{P} - \vec{E} = \vec{F}_{at} \quad \text{equação 8.2}$$

sendo $\vec{F}_{at} = 6\pi n r \vec{v}$, para n a viscosidade, r um parâmetro geométrico que indica o raio de uma esfera em movimento, $\vec{v}$ a velocidade de deslocamento.

Com essa relação pode-se calcular o deslocamento de Jacupiranga na crosta. Supondo $n = 1 \times 10^{22}$ (Pa s) temos que calcular apenas o parâmetro

$r = \sqrt[3]{\frac{3 \cdot V}{4 \cdot \pi}}$ (equação 8.3), onde V é o volume do corpo. O volume é dado pelo

modelo 3D gravimétrico, assim sendo, para Jacupiranga temos:

$$V = 361,7 \text{ km}^3;$$

$$r = \sqrt[3]{\frac{3 \cdot (361,7 \times 10^9 \text{ m}^3)}{4 \cdot \pi}} = 4419,97 \text{ m}.$$

logo tem-se:

$$\vec{P} - \vec{E} = \vec{F}_{at} \quad \text{equação 8.4}$$

$$\vec{P} - \vec{E} = 6\pi \cdot (4419,97) \cdot \vec{v}$$

ou seja para

$\vec{P} - \vec{E} = 2,46 \times 10^{15}$, tem-se uma velocidade $\vec{v} = 2,95 \times 10^{-22}$ m/s ou 0,92 mm/ano (~ 1 mm/ano).

Então Jacupiranga desloca com uma taxa inferior a 1mm/ano. Essa possibilidade vem ao encontro de um possível fraturamento da crosta. No mapa do levantamento aeromagnético verificam-se alinhamentos radiais ao corpo de Jacupiranga os quais podem ser representativos de fraturas na crosta devido ao

movimento vertical. Esse “fraturamento”, como já citado, interliga outros corpos alcalinos: Registro e Pariquera Açu. Nesse caso ou as fraturas convergiram para os corpos, já que os mesmos constituem corpos mais densos do que a crosta, ou as “fraturas” facilitou a ascensão de magma alcalino que originou esses corpos.

Figura 8.15. Levantamento aeromagnético da CPRM, os alinhamentos na direção NW são diques máficos a ultramáficos que compõem o lineamento Guapiara. As setas indicam a posição dos lineamentos radiais a Jacupiranga. (CPRM, 1995)

Deve ser comentado também, que a rigidez flexural da litosfera pode estar sobre um regime dúctil na porção da alcalina de Jacupiranga, sendo deformada devido ao seu possível movimento vertical, no entanto não há indícios de

deformação da crosta nas proximidades de Jacupiranga, apenas as fraturas radiais são observáveis, compondo-se num sistema rúptil. Estudos posteriores utilizando-se GPS diferencial podem corroborar para a análise.

8.6 Conclusão

No caso de Jacupiranga, pode-se inferir suave alinhamento dos máximos valores de distribuição na direção NW. Pariquera Açu e Juquiá possuem condicionamentos tectônicos mais severos. No geral, a maior concentração de massa ocorre na região central do complexo, formando uma geometria aproximadamente circular, isso deve ser resultante da posição de Jacupiranga no Arco de Guapiara.

Os parâmetros obtidos através do modelo 3D, para uma densidade uniforme do complexo alcalino de $3,3 \text{ g/cm}^3$, foram: uma máxima profundidade da raiz de 16 km; massa de $0,22791 \times 10^{15} \text{ kg}$; e volume de $0,36176 \times 10^3 \text{ km}^3$.

Jacupiranga pode estar em movimento na crosta, devido ao desequilíbrio nas forças hidrostáticas. É esperada a atuação de uma força restauradora, equivalente à força de atrito viscoso, de forma a atenuar o movimento do corpo, já que a força peso é superior ao empuxo do volume. A existência de fraturas radiais a Jacupiranga corrobora com a tese de movimento vertical, que resulta no fraturamento da crosta. A anomalia gravimétrica positiva indica que o corpo possui densidade superior à da crosta, apresentando um desequilíbrio hidrostático. Para uma viscosidade da crosta de $1 \times 10^{22} \text{ (Pa s)}$ o movimento resulta inferior a 1 mm/ano. Viscosidades superiores a essa representam movimentos menores.

8.7 Referência

Campanha G. A. da C. & Sadowsky G. R. 1999. Tectonics of the Southern portion of the Ribeira belt (Apiaí domain). Elsevier Science B. V. Pré Cambrian Research, 98:31-51

CPRM. 1995. Catálogo geral de produtos e serviços. Geologia. Levantamentos aerogeofísicos. Base de dados AERO. 2ª Ed. - Rio de Janeiro: Diretoria de Geologia e Recursos Hídricos.

COMIN-CHIARAMONTI & GOMES, C.B., 1995. Alakaline magmatism in central eastern Paraguay: Relationships with coeval magmatism in Brazil. Edusp, São Paulo, 1-458p..

Machado, D de L. J., 2000. Condicionantes estruturais e contexto tectônico do "alinhamento de Guapiara". INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – USP. Teses, 143 p.

GASPAR, J.C, 1989. Geologie et mineralogie du complexe carbonatitique de Jacupiranga, Bresil. Unpublished PhD thesis, Universite d'Orleans.

Götze, H.-J. and B. Lahmeyer, 1988: Application of three-dimensional interactive modeling in gravity and magnetics, Geophysics Vol. 53, No. 8, p. 1096 – 1108.

Huang, Y. M; Hawkesworth, C. J.; Calsteren P. van; McDermott F. 1994. Geochemical characteristics and origin of the Jacupiranga carbonatites, Brazil. Chemical Geology, 119, 79-99.

PRICE, N.J., and COSGROVE, J.W., 1990. Analysis of geological structures. Cambridge University Press, London. Pag. 60-88.

Rosales, Mario Jesus Tomas, 1999. Caracterização geofísica do complexo intrusivo ultrabásico-alcálico de Jacupiranga, (SP). IAG - INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS. 120p.

SORENSEN, H., 1974. The alkaline rocks. Printed John Wiley & Sons, 1-622p..

ULBRICH, H.H.G.J., GOMES, C.B., 1981. Alkaline Rocks From Continental Brazil. Earth-Science Reviews, 17, p. 135-154.

9.1 Resumo

A gravimetria do maciço de Poços de Caldas foi estudada por Slavec, (2004), que efetuou um levantamento localizado na divisa entre os Estados de São Paulo e de Minas Gerais, SE do Brasil. O total de 783 estações gravimétricas, entre aquelas já existentes (IBGE/IAG) e novas implantadas para o propósito, foi utilizado no trabalho. Foram modelados com geometria 2,5 D quatro perfis que cruzam a região, e os resultados obtidos foram comparados com um modelo com geometria 3 D, para um corpo com geometria prismática de secção poligonal. Slavec (2004) obteve um volume de $7\,220\text{ km}^3$, para uma raiz de 17 km, sendo que Ulbrich (1992), a partir de um formato cilíndrico chegou a estimativas da ordem de 8 000 e 9 600 km^3 .

No presente trabalho calculou-se o volume de Poços de Caldas através de um modelo gravimétrico com geometria irregular. O volume obtido foi de 8 200,7 km^3 e massa de 1 021 600 M ton, para uma densidade modelada de 2,60 g/cm^3 (densidade média do nefelina sienito), de um corpo homogêneo nas suas propriedades gravitacionais. Assim sendo Poços de Caldas foi modelado supondo um corpo composto basicamente por nefelina sienitos.

Algumas características relevantes foram estimadas quando do seu alojamento, relações estruturais, e a possibilidade de compensação hidrostática foi analisada. Essa análise quando verificada sobre um modelo 3D de formato irregular resulta em informações um pouco mais realísticas.

9.2 Introdução

O complexo alcalino de Poços de Caldas localiza-se no limite Sudeste dos Estados de São Paulo e Minas Gerais. A sua área aflorante de 800 km² proporciona a Poços de Caldas o título de maior intrusão alcalina do Brasil e a segunda em volume em termos mundiais, perdendo apenas para a intrusão de Khibina, na Rússia, com 1500 km². O primeiro artigo sobre o complexo é referente a Derby (1887), sendo um dos mais completos trabalhos, do ponto de vista geológico o de Ulbrich & Ulbrich (2000), e do ponto de vista geofísico o de Slavec, (2004). O presente trabalho utiliza o mesmo conjunto de dados de Slavec (2004), sendo apenas obtidas informações adicionais utilizadas na comparação com os demais complexos alcalinos.

O complexo é composto por tinguaítos e fonolitos, representando 80% dos afloramentos, e nefelina sienitos 17%. O restante 3% é formado por tufos, brechas e aglomerados com fragmentos de ankaritos. Os dados geocronológicos, K-Ar, indicam que a intrusão alojou-se no Cretáceo Superior (Amaral et al., 1967), onde amostras de ankaratritos apresentam idades de 87 Ma e diques de fonolitos do Cenozóico (época Paleogeno) com 53 Ma (Ulbrich & Ulbrich, 2000). A rocha encaixante, do Pré – Cambriano, é composta por fácies migmatitos do Grupo Pinhal. O mapa geológico do complexo alcalino é visualizado na Figura 9.1.

Poços de Caldas, do ponto de vista geofísico, inicialmente foi estudado através de métodos gamaespectrométricos, em meados do século passado. Com o advento da Guerra Fria, os dados objetivaram a localização de urânio para uso

bélico. As informações gravimétricas eram escassas em comparação a escala da intrusão, assim, com o intuito de densificar as medidas gravimétricas e apresentar um modelo representativo Slavec (2002) apresentou novos avanços.

Figura 9.1. Mapa Geológico de Poços de Caldas. (extraído de Almeida & Paradella, 1976)

9.3 Gravimetria

Slavec (2002) foi, então, pioneira no estudo de Poços de Caldas do ponto de vista gravimétrico. As medidas de aceleração de gravidade g para fins de densificação na região de Poços de Caldas foram efetuadas com um gravímetro Lacoste & Romberg, modelo G, com realimentação eletrostática analógica e precisão de 0,04 mGal. Todas as medidas foram referidas à rede gravimétrica fundamental através da estação gravimétrica de Poços de Caldas (EG-504), sendo cada medida acompanhada de um erro experimental, propagado para o valor de g . O intervalo de estações de medidas foi de 500, dentro do corpo, e de 1000 m para caracterização do campo regional. O banco de dados utilizados por Slavec foi de 783 estações gravimétricas distribuídas por toda a área de estudo.

Paralelamente ao levantamento gravimétrico foram realizadas medidas de altimetria, pelo método de barometria, com a utilização de base fixa para controle da variação atmosférica. As medidas foram referidas à Rede de Nivelamento de 1ª ordem do IBGE. Como a região apresenta uma topografia acidentada e desníveis notáveis, os dados altimétricos foram utilizados em conjunto com mapas topográficos, para efetuar a correção de terreno, obtendo, assim, a anomalia Bouguer completa.

9.4 Modelos

Slavec (2002) confeccionou modelos 2.5D e 3D com formato irregular e prismático respectivamente. A máxima profundidade obtida, para uma densidade de $2,66 \text{ g/cm}^3$, foi de 17 km, com um volume de $7\,220 \text{ km}^3$. Esse volume foi estimado através de modelo 3D prismático de secção poligonal. No atual estágio

de pesquisa, devido à necessidade de estudar estruturalmente o complexo alcalino de Poços de Caldas, e levando em consideração que os modelos gravimétricos disponíveis não indicavam direções preferenciais, foi necessária a aplicação de um modelo 3D de formato irregular através do programa IGMAS (GÖTZE & Lahmeyer, 1998). O modelo aplicado determinou volumes um pouco mais próximos do valor estimado por Ulbrich (1984), no entanto, todos os modelos em media oscilam dentro do intervalo de 7 220 km³, 9 600 km³, sendo o de melhor ajuste de 8 200,7 km³.

O mapa anômalo Bouguer observado (à esquerda) e modelado (à direita) é visualizado na Figura 9.2. No modelo, obtido para uma densidade de 2,60 g/cm³ (densidade média do nefelina sienito) para um corpo homogêneo, o campo anômalo é representado com a forma semicircular e ovalada na direção NE/SW. A máxima amplitude da ordem de - 40 mGal, está localizada na porção nordeste do corpo, onde outro tipo litológico predominante é composto pelo tinguaito (rocha efusiva) e nefelina sienito (rocha plutônica). O sinal gravimétrico corresponde a um baixo anômalo, sendo resultante do contraste de densidades entre a rocha encaixante (migmatito) e a própria alcalina, nesse caso a encaixante possui densidade maior. O complexo de Juquiá é caracterizado por alto gravimétrico, e também está alojado em rochas metamórficas como Poços de Caldas, e portanto Juquiá possui uma densidade superior à da encaixante. Com isso é possível verificar que dependendo da rocha encaixante e da própria alcalina podem-se ter anomalias positivas, negativas ou nenhuma anomalia.

Figura 9.2. Anomalia Bouguer observada (à esquerda) e modelada (à direita). O campo modelado foi obtido através do modelo 3D de formato irregular.

A análise estatística do modelo 3D indica que 99% dos dados observados sobre o complexo alcalino se ajustam ao campo calculado, sendo o desvio padrão médio, obtido através dos resíduos, da ordem de 1,41 mGal. Apenas 2% dos dados possuem resíduos superiores a 2 mGal sendo o seu valor médio residual da ordem de -1 mGal. O valor anômalo de aproximadamente 9 mGal, localizado a Sudeste do complexo, configura-se numa estrutura externa à alcalina, não fazendo, portanto, parte dos tipos litológicos do complexo alcalino. (Figura 9.3)

Um perfil transversal à estrutura é observado na Figura 9.4, a sua posição está orientada de NE para SW. A porção mais profunda situa-se no setor NE do corpo, sendo sua cota da ordem de 50 km. Ao observar a figura verifica-se que a maior parte do complexo não ultrapassa 30 km de profundidade. A cota de 50 km pode ser interpretada como o duto que conectou a base da crosta até a superfície, permitindo a ascensão do magma alcalino, bem como a formação das efusivas que compõem Poços de Caldas.

Figura 9.3. Análise estatística do modelo 3D de Poços de Caldas.

Figura 9.4. Perfil gravimétrico obtido através do modelo 3D irregular. A sua posição está orientada de NE para SW, vide mapa residual na porção superior ao perfil.

O mapa de densidade de massa superficial (Figura 9.5) não apresenta nenhum alinhamento de massa que possa ser interpretado como condicionamento tectônico. São verificadas duas concentrações de massa no setor leste do complexo, 1° e 4° quadrantes, com formato semicircular, que sugerem

alojamentos por diapirismo, talvez correspondendo a alojamentos em diferentes períodos.

Levando em consideração os processos de diapirismo e a massa existente no local, necessariamente a intrusão deveria ter deslocado grandes volumes de massa da rocha encaixante formando domeamentos, tanto na parte superior como nas laterais. Os esforços laterais de tração são necessários para ocorrer o alojamento do corpo, desde que parte da rocha encaixante não tenha sido anexada ao corpo através da re-fusão. Porém, não se observam grandes domeamentos *in situ*, quando verificada a atual topografia (Figura 9.6.a); e como os tipos litológicos presentes nas camadas superiores da alcalina são tipos efusivos, é de se esperar que Poços de Caldas tenha sido uma caldeira com presença de lavas. O volume de rocha encaixante deformada para o alojamento de Poços de Caldas pode ter tido um intenso transporte por erosão.

Na Figura 9.6.b, além de Poços de Caldas que se configura num baixo gravimétrico com formato semicircular, nota-se a norte da alcalina dois altos anômalos com cotas superiores a 80 mGal separados por uma faixa de formato convexo que é constituído por baixo gravimétrico e prolonga-se até ao sul de Poços de Caldas. Os altos anômalos, ao redor da intrusão alcalina, correspondem a gnaisses e granulitos do complexo Varginha-Guaxupé, sendo datado do Arqueano. Os mesmos, no mapa Bouguer regional, parecem ter sido separados estruturalmente talvez por um sistema de falhas e empurrões (faixa convexa, N-S). Além disso, as duas maiores concentrações de massa, em Poços, estão posicionadas na porção referente ao prolongamento dessa faixa na intrusão.

Figura 9.5. Mapa de distribuição de massa superficial.

Figura 9.6. Na imagem a) são observados os dados topográficos do SRTM; b) anomalia Bouguer em escala Regional. A estrutura circular correspondendo ao baixo anômalo gravimétrico é Poços de Caldas. As linhas na cor preta são os contatos geológicos, alinhamentos ou falhas, e os pontos na cor preta as estações gravimétricas.

A imagem tridimensional de Poços de Caldas (Figura 9.7) é semelhante aos demais complexos alcalinos, sendo formados por secções de maior área próximo da superfície e apresentando tendência de afinamento com o aumento da profundidade. O volume estimado foi de 8.200,7 km³ e massa de 1.021.600 Mton.

Figura 9.7. Imagem tridimensional de Poços de Caldas.

9.4 Análise Hidrostática

Os produtos obtidos através da modelagem 3D, massa e volume, podem ser utilizados na determinação de outros parâmetros de interesse físico. Dentre os parâmetros pode-se citar como exemplo, o peso que a alcalina exerce na litosfera, empuxo, e tempo de resfriamento do complexo. Desde que o complexo não esteja em equilíbrio hidrostático é possível inferir simulações de movimentos, caso existam, e da sua energia dispersa no meio, que resulta do seu movimento na litosfera.

Tomando-se em particular o complexo alcalino de Poços de Caldas, foram determinadas a força peso e o empuxo. O cálculo da força peso (**P**) é obtido numericamente através de infinitésimos da força peso (**dP**). Cada infinitésimo **dPg**, obtido através do modelo gravimétrico, é calculado como segue.

Através do mapa de distribuição de massa em superfície (kg/m^2) (Figura 9.8), ou seja, da densidade de massa superficial (**dMs**), um resultado da modelagem 3D do campo anômalo Bouguer residual, obtém-se infinitésimos de massa (**dM**) para cada célula da malha:

$$dM = dMs \cdot dx \cdot dy \quad (1)$$

com o calculo de dM, os infinitésimos de peso são obtidos multiplicando-se pela aceleração da gravidade ($9,8 \text{ m/s}^2$).

$$dPg = dM \cdot |\vec{g}| \quad (2)$$

Figura 9.8. Distribuição de massa superficial

Na Figura 9.9 observa-se o mapa com os infinitésimos da força peso em planta. No entanto, essa força peso não leva em consideração o peso proveniente da topografia. Isso se deve ao uso do campo anômalo Bouguer, como dado de entrada na modelagem 3D, ser uma anomalia na qual o efeito gravitacional das massas topográficas é subtraído da anomalia gravitacional. Assim para obter o peso resultante do complexo alcalino é necessário somar vetorialmente o peso do modelo e o peso da porção da alcalina, que esta acima do nível médio do mar, ou seja o edifício vulcânico. Com isso, é obtido o peso total.

O peso do edifício vulcânico (Figura 9.10), que está acima do nível do mar, é determinado através do modelo digital da topografia do complexo alcalino, ou

seja, todo o relevo ao redor do complexo deve ser desconsiderado para o cálculo. Para essa determinação foram usados os dados do SRTM (Shuttle Radar Topography Mission; NASA, 2000), sendo o tamanho da malha digital o mesmo usado no cálculo da densidade de massa superficial. Ou seja, o modelo digital da topografia é transformado em prismas com unidades de volume, sendo a altura do prisma equivalente à altitude da superfície topográfica e a área da base, o produto dos intervalos de amostragem nas coordenadas x e y. Com o volume de cada prisma e conhecendo a densidade da topografia, no caso a da rocha alcalina ($2,59 \text{ g/cm}^3$), calcula-se a massa de cada prisma, sendo posteriormente calculado o peso.

Figura 9.9. Peso da alcalina sem correção e sem o peso da topografia

Uma correção que deve ser levada em consideração no cálculo do peso total é o excesso de massa que é retirado ou adicionado ao modelo gravimétrico pela correção Bouguer (Figura 9.11). Isso ocorre porque na correção é utilizada uma densidade de 2,67 g/cm³ para o platô Bouguer, sendo seu efeito gravitacional subtraído para todas as estações de medida, sejam essas medidas referentes à rocha encaixante ou à rocha objeto de estudo. Esse contrapeso deve ser somado ou subtraído, dependendo do contraste de densidade, ao peso da topografia e do complexo alcalino, obtidos através do modelo gravimétrico.

Matematicamente podemos escrever da seguinte forma a determinação do peso total da alcalina (**dP**), Figura 9.12, como sendo a soma do peso topográfico (**dPt**); peso calculado através da gravimetria (**dPg**) e a correção do peso oriundo do excesso de massa retirado pela correção Bouguer (**dPc**):

$$dP = dPt + dPg \pm dPc , \quad (3)$$

onde **dPc** é:

$$dPc = \Delta\rho \cdot dx \cdot dy \cdot h , \quad (4)$$

sendo $\Delta\rho$ o contraste de densidade, **dx** e **dy**, os intervalos de amostragem e **h** a altitude da superfície topográfica. Caso a anomalia do corpo estudado seja negativa, a componente **dPc** deve ser somada aos pesos, e caso seja positiva, é necessário efetuar a subtração.

Figura 9.10. Peso da topografia do complexo alcalino.

Após a determinação do peso exercido pelo complexo na litosfera é necessário obter o empuxo exercido pela crosta na porção “submersa” do corpo que não aflora. O empuxo é calculado através do mapa de isópacas de profundidade do modelo (Figura 9.13).

Com a determinação dos limites do modelo em profundidade o empuxo (**E**) é calculado da seguinte forma:

$$\mathbf{E} = \rho_c \cdot |\vec{g}| \cdot \mathbf{h} \quad (5)$$

sendo ρ_c a densidade da crosta, 2,67 g/cm³;

Figura 9.11. Correção do peso devido ao excesso de massa retirada na anomalia Bouguer. Deve-se notar que a correção para o exemplo em questão é de duas casas decimais, inferior ao peso da topografia, configurando-se numa pequena correção dos valores.

Figura 9.12. Peso total da alcalina

Figura 9.13. Mapa de isópacas do modelo 3D, que representa as profundidades limitantes do modelo.

Na Figura 9.14 é observado o empuxo. Comparando com a força peso do complexo alcalino, é verificado que o empuxo tem magnitude superior, assim sendo, a força resultante (**Fr**) não é nula, apresentando uma componente de deslocamento, na direção contrária à da aceleração da gravidade. Essa hipótese se respalda nos registros geológicos que indicam um intenso fraturamento dentro do complexo alcalino. A existência de deslocamentos, que necessariamente deve ter uma escala de movimento ínfimo, quase nulo, possivelmente apresenta uma ordem muito inferior a 1 mm ano, caso contrário às províncias alcalinas, seriam

áreas de grande atividade sísmica, com magnitudes elevadas, supondo uma crosta rígida, ou seja, desconsiderando sua deformação. No entanto, mesmo assim, são verificadas algumas ocorrências sísmicas nas proximidades dos complexos alcalinos (Figura 9.15). A hipótese do movimento quase nulo, parte do princípio que necessariamente tem que existir uma força contrária à força de empuxo. Essa força tem que ser necessariamente restauradora, para equilibrar o sistema; mas como é essa força e como ela atua de forma de frear o movimento do corpo?

A crosta no tempo geológico não tem um comportamento rígido mais sim dúctil, esse comportamento é facilmente observado nas rochas metamórficas através das xistosidades, principalmente nas fácies de alto grau metamórfico. Logo podemos considerar a crosta como um meio reológico e assumir que a força restauradora necessária para frear o movimento é a força de atrito viscoso (**F_{at}**) para movimento laminar.

Figura 9.14. Empuxo resultante da crosta exercida sobre a alcalina.
Assim podemos escrever:

$$\mathbf{Fr} = \mathbf{P} - \mathbf{E} \quad (6)$$

como $\mathbf{Fr} \neq \vec{0}$ mas o movimento é $\approx$ nulo, temos que a força resultante (**FR**) final deve ser:

$$\mathbf{FR} = \mathbf{Fr} - \mathbf{Fat} \quad (7)$$

onde

$$\mathbf{Fat} = 6\pi \cdot \eta \cdot \mathbf{r} \cdot |\vec{v}| \quad (8)$$

sendo

η a viscosidade do meio (crosta), r o raio supondo uma esfera, $|\vec{v}|$ a velocidade de movimento do complexo. Como r é um parâmetro geométrico e os complexos possuem formato semelhante a um cone, seu valor é determinado através da equivalência de volumes de um cone com uma esfera, na realidade o volume do cone é a do próprio volume obtido através do modelo gravimétrico. Assim sendo, o raio r é obtido através da suposição de que o cone apresenta volume igual ao de uma esfera imaginária. Logo, para Poços de Caldas temos um volume (V) igual a **8 200,7 109 m³**, e um raio r igual a **12 509,91 m**, já que:

$$r = \sqrt[3]{\frac{3 \cdot V}{4\pi}} \quad (9)$$

Analisando a **Fat** verificamos que necessariamente deve haver o movimento do corpo para que ela exista. Caso a velocidade seja nula a **Fat** deixa de existir, e a instabilidade no movimento do corpo se torna exagerado e irreal, já que como mencionado anteriormente, as províncias alcalinas não são áreas de risco sísmico. Observando a equação (7) e levando em consideração que o movimento do corpo é próximo de zero, podemos assumir que o corpo descreva um movimento uniforme, ou seja, a sua aceleração é nula, sendo sua velocidade constante. Para **FR** ser estritamente nula num movimento uniformemente variado deve atuar uma outra força no sistema.

A força **Fat** é uma força devido ao atrito da parede do corpo com o meio viscoso ao redor, portanto com o movimento deve existir a dissipação de energia. Ao redor dos complexos alcalinos geralmente se encontram águas térmicas; uma pergunta que cabe nessa etapa de pensamento é se essa água é aquecida pela

liberação de energia devido ao movimento do corpo, que gera trabalho e consequentemente dissipação de energia térmica, e qual seria a massa de água necessária para a energia dissipada aquecer em 50°C? Para responder essa pergunta é necessário transformar a **Fat** em trabalho (**W**), e supor que **FR** é zero. O trabalho é obtido através do produto escalar da **Fat** com o deslocamento **d**. Assim temos.

$$\mathbf{W} = \mathbf{Fat} \cdot \mathbf{d} \quad (10)$$

Resulta em:

$$\mathbf{Fat} = \mathbf{Fr} \quad (11)$$

para $\mathbf{FR} = \vec{0}$;

Portanto **Fat** pode ser obtida numericamente através de **Fr**. O trabalho **W** é calculado através de:

$$\mathbf{W} = \sum_{i=1}^N d\mathbf{Fat} \cdot \mathbf{d} \quad (12)$$

onde **dFat** são os infinitésimos da força de atrito.

Como exemplo calculamos o caso de Poços de Caldas para um movimento de **d** igual a 1mm/ano (**d** = **3,16 10⁻¹¹ m/s**), resultando em **W** igual a **2,18 10¹⁴ J**.

Para um movimento de 1mm/ano e utilizando a equação 8, obtemos a estimativa da viscosidade da crosta. Sendo a força de atrito **Fat** = **0,6898 10²⁵ N**, onde o raio **r** é igual a **12 509,91 m**, temos uma viscosidade para a crosta de **η** = **9,26 10²⁹ Pa s**. Na crosta inferior dos Andes é da ordem de **2 10²² Pa s**, para espessuras superiores a 45 - 50 km. Como estamos numa região mais fria da

litosfera, sem a presença de zonas de subducção, uma viscosidade da ordem de $10^{29} - 10^{30} \text{ Pa s}$ é possível. (Husson & Sempere, 2003).

Depois de obtido o trabalho é necessário determinar a quantidade de calor Q , sendo a relação com W igual a:

$$Q = W + \Delta U \quad (13)$$

onde

ΔU é a variação de energia interna ao corpo; supomos $\Delta U = 0$ já que consideramos não existir energia cinética entre as partículas que compõem o corpo. Assim temos:

$$Q = W \quad (14)$$

sabendo que:

$$Q = m \cdot c \cdot \Delta T \quad (15)$$

onde

m é a massa, c o calor específico, e ΔT a variação de temperatura.

A massa é calculada por:

$$m = \frac{W}{c \cdot \Delta T} \quad (16)$$

A energia suficiente para aquecer em 1 Kelvin uma massa de 1 kg de água é de $4,18 \cdot 10^3 \text{ J}$, que corresponde ao seu calor específico. Portanto a massa necessária para ser aquecida em **50 K**, devido ao movimento de **1mm/ano** do complexo alcalino, é de $m \approx 1,04$ bilhões de toneladas/ano. Esse valor é muito exagerado e reflete o movimento de 1mm/ano, que também é um valor extremado.

Se supusermos que o movimento é da ordem de 1 nano mm/ano, obteríamos uma massa de água aquecida em 50 K, da ordem de $m \approx 1,04$ toneladas/ano, que não é um valor absurdo. Assim concluímos que se o complexo alcalino de Poços de Caldas pode estar em movimento, e seu deslocamento é inferior a 1mm/ano, mas com certeza superior a 1nano mm/ano.

Figura 9.15. Mapa de fluxo térmico na escala colorida, comparado a posição dos complexos alcalinos, sendo representados pelos pontos roxos e a posição das ocorrências sísmicas (pontos pretos).

Figura 9.16. Força resultante (**Fr**) sobre o complexo alcalino, Peso total – Empuxo.

Um outro parâmetro que deve ser comentado é de que Poços de Caldas ainda está liberando calor devido ao seu resfriamento. Nesse caso, supondo que sua temperatura inicial era de 1200 °C e a temperatura ambiente de 25 °C, quanto tempo é necessário para que o corpo se resfrie para 50 °C? Essa questão é determinada através da lei de resfriamento de Newton:

onde

$$t = -\tau \cdot \ln \left[\frac{T - T_a}{T_0 - T_a} \right] \quad (17)$$

t é o tempo, T a temperatura atual, T_0 a temperatura inicial, T_a a temperatura ambiente.

$$\tau = \frac{c_p \cdot M}{\frac{K}{L} \cdot S} \quad (18)$$

sendo c_p o calor específico a pressão constante, M a massa do corpo, K a condutividade térmica, S a área superficial e L uma constante geométrica, que no caso foi usada como sendo o diâmetro superficial (o diâmetro do corpo em superfície).

As constantes para o calculo do resfriamento de Poços de Caldas são:

$K = 2,34 \cdot 10^3$ [W/mK], para o sienito; $c_p = 1 \cdot 10^3$ [J/kgK]; $M = 0,10216 \cdot 10^{16}$ [kg]; $L = 2 \cdot r$, para $r = 12 \cdot 509,91$ [m], o raio superficial; A área S é determinada através da área de um cone $S = \pi \cdot r \cdot [g + r]$, sendo g a geratriz e calculada através da relação: $g = \sqrt{r^2 + h^2}$, para $h = 51 \cdot 015,0$ [m] a profundidade. Portanto aplicando-se os parâmetros obtém-se:

$$\tau = \frac{c_p \cdot M}{\frac{K}{L} \cdot S} = 4,26687 \times 10^{12} \text{ que resulta em } t = -4,26687 \times 10^{12} \cdot \ln \left[\frac{50 - 25}{1200 - 25} \right],$$

$$t = 1,642808 \times 10^{13} \text{ [s], que é da ordem de } t = 520 \cdot 930,97 \text{ [anos].}$$

Esse resultado indica que o complexo de Poços de Caldas já deve ter se resfriado através da condução de calor. O tempo obtido de 521 mil anos é aproximado, principalmente porque a temperatura ambiente em profundidade é superior a 25 °C, mas se fizermos um calculo supondo a perda de apenas 1 °C, ou

seja, $T_a = 1\ 198\ ^\circ\text{C}$, a temperatura inicial $T_0 = 1\ 200\ ^\circ\text{C}$, e a temperatura final de $T = 1\ 199\ ^\circ\text{C}$, ou seja, o meio se resfria juntamente com o corpo, temos um tempo de resfriamento de $t = 93\ 775,97\ \text{ano}/^\circ\text{C}$ em profundidade. Assim sendo, podemos estimar o tempo necessário para o corpo se resfriar $1\ 150\ ^\circ\text{C}$, como no exemplo anterior, supondo que a temperatura ambiente decresça proporcionalmente ao resfriamento do corpo na magnitude de $1\ ^\circ\text{C}$,

$$\left[\frac{T - T_a}{T_0 - T_a} \right] = \left[\frac{1199 - 1198}{1200 - 1198} \right] = \left[\frac{1}{2} \right], \text{ sempre permanecendo a razão com a proporção}$$

$\frac{1}{2}$. Logo integrando temos, $t = 93\ 775,97 \times 1150\ ^\circ\text{C} = 107\ 842\ 365,5\ \text{anos}$, que dá aproximadamente 108 Ma para se resfriar, a um volume constante. Portando, não é possível descartar que a alcalina de Poços de Caldas ainda esteja liberando calor para o meio, através de condução térmica, já que, datações radiométricas indicam idades de 50 M anos para os tipos litológicos do complexo. Essa magnitude de resfriamento corresponde a um valor limite.

Uma das conclusões, a partir da verificação de todos os fatores, e estando em concordância com o fluxo térmico (Figura 9.15), é de que a liberação de calor em Poços de Caldas pode ser proveniente do seu movimento vertical, do seu resfriamento, do decaimento radioativo, já que o local apresenta grandes reservas uraníferas e pela existência de falhas profundas que em parte podem ser oriundas do seu movimento na crosta. Porém falta mais um fator que não foi analisado. Pode ser que o complexo esteja sendo aquecido em profundidade por alguma fonte térmica originária da base da litosfera ou astenosfera. Essa componente deve ser analisada através de dados sismológicos. Rocha (2003) realizou um

trabalho visando o imageamento das porções interiores da Terra através de tomografia sísmica. Algumas imagens tomográficas são observadas nas Figuras 9.16 e 9.17. Na Figura 9.16 é observada a imagem tomográfica para uma profundidade de 150 km, juntamente com os perfis analisados pelo autor, sendo os valores próximos à cor vermelha, interpretada como regiões que apresentam anomalia térmica. Já na Figura 9.17 é observado o perfil BB', o mesmo foi escolhido devido a sua proximidade a Poços de Caldas e por passar sobre a alcalina de Jaboticabal. Nessa figura é verificado que Poços de Caldas não está sendo aquecido por fontes mantélicas, portanto o fluxo térmico na região é proveniente dos fatores anteriormente destacados.

Figura 9.16. Tomografia sísmica (Rocha, 2003); circunferências na cor amarela representam as rochas alcalinas e os pontos quadrados, as estações sísmicas. As variações na velocidade das ondas sísmicas são interpretadas como sendo resultantes de anomalias térmicas.

Figura 9.17. Perfil BB' dos dados de tomografia sísmica da FIGURA 9.16, (Rocha, 2003). Na Figura observa-se uma anomalia térmica abaixo da alcalina de Jaboticabal; o mesmo não é verificado para Poços de Caldas, que se configura na maior manifestação alcalina do Brasil. Deve ser lembrado que a profundidade na ordem de grandeza de 200 km se refere aproximadamente à base da litosfera.

9.5 Conclusão

O volume estimado através do modelo 3D de formato irregular foi de 8 200,7 km³ e massa de 1 021 600 M ton. Estimativas anteriores convergem para esse valor, mesmo modelando-se o corpo para uma densidade equivalente de 2,60 g/cm³ (densidade média do nefelina sienito). Como observado no mapa anômalo Bouguer, Poços de Caldas é um corpo homogêneo do ponto de vista gravitacional, sem a presença de anomalias na porção interna da alcalina.

Como existe um contraste de densidade, e o corpo está mergulhado na crosta, com densidade inferior, é previsível que exista um possível deslocamento vertical, no sentido contrario ao da aceleração da gravidade devido a forças hidrodinâmicas. Para a crosta pode ser obtida, através do movimento da alcalina, uma viscosidade de 10²⁹ a 10³⁰ Pa s, para um movimento de 1mm/ano. Husson, L. & Sempere T., (2003) estimaram uma viscosidade para a crosta inferior nos Andes da ordem de 10²⁰ Pa s, para espessuras crustais de 45 a 50 km.

Poços de Caldas, com 50 Ma, ainda pode estar perdendo calor através de condução térmica, sendo previsto mais 58 Ma para se resfriar completamente, a um volume constante, através apenas da condução de calor. A alcalina não está sendo suprida por calor mantélico (astenosferico) como observado pelos dados sísmicos de Rocha (2003), vide Figura 9.17.

9.6 Referência

Arzamastsev A.A., Bea F., Glaznev V.N., Arzamastseva L.V., Montero P. 2001. Kola alkaline province in the Paleozoic: evaluation of primary mantle magma composition and magma generation conditions. Russian Journal of Earth Sciences, 3: 1 - www.agu.org/wps/rjes/v03/tje01054/tje01054.htm

ALMEIDA FILHO R. & PARADELLA W.R., 1976. Estudo do Maciço Alcalino do Poços de Caldas através de Imagens Landsat com Ênfase em Mineralizações Radioativas. Tese Mestrado. Relatório INPE 1112-TPT/065, 130p.

ALMEIDA F.F.M., 1983. Relações tectônicas das Rochas Alcalinas Mesozóicas da Região Meridional da Plataforma Sul-Americana. Revista Brasileira de Geociências, vol. 13 p.139-158.

AMARAL, G., et al., 1967. Potassium-argon ages of alkaline rocks from Southern Brasil. Geoch. Cosmoch. Acta, 31:117-142.

AMARAL, G., BUSHEE, J., CORDANI, U.G., KAWASHITA, K. & REYNOLDS, J.H., 1967. Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brazil. Geochim. Cosmochim. Acta, 31:117-142.

BECCALUVA, L., BARBIERI, M., BORN, H., BROTZU, P., COLTORTI, M., CONTE, A., GARBARINO, C., GOMES, C.B., MACCIOTTA, G., MORBIDELLI, L., RUBERTI, E., SIENA, F., TRAVERSA, G., 1992. Fractional Crystallization and Liquid Immiscibility Processes in the Alkaline-Carbonatite Complex of Juquiá (São Paulo, Brazil). Journal of Petrology, vol. 33, part. 6, p. 1371-1404.

COMIN-CHIARAMONTI & GOMES, C.B., 1995. Alakaline magmatism in central eastern Paraguay: Relationships with coeval magmatism in Brazil. Edusp, São Paulo, 1-458p..

DAVINO, A., 1965. Estudos Geológicos e Geofísicos da Serra de Araçoiaba e Arredores, Estado de São Paulo. Universidade de São Paulo - USP. Tese de Doutorado FFLCH/USP.

DELZIO, de L.M.J., 1991. Geologia e Aspectos Metalogenéticos do Complexo Alcalino-Carbonatítico de Catalão II (GO). Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual de Campinas – UNICAMP, Instituto de Geociências – Campinas-SP, 1-101p.

DERBY O.A., 1887. On Nepheline Rocks in Brasil, with Special Reference to the Association of Phonolite and Foyaite. Quaterly Journal of the Geological Society, 43:457-473.

FUCK, R.A., 1972. Geologia do maciço de Tunas, Paraná, Brasil. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 82p.

GASPAR, J.C, 1989. Geologie et mineralogie du complexe carbonatitique de Jacupiranga, Bresil. Unpublished PhD thesis, Universite d'Orleans.

GOMES, C.B., BARBIERI, M., BECCALUVA, L., BROTZU, P., CONTE, A., GARBARINO, C., MACCIOTTA, G., MELLUSO, L., MORBIDELLI, L., RUBERTI, E., SCHEIBE, L.F., TAMURA, R.M., TRAVERSA, G., 1987. Petrological and Geochemical Studies of Alkaline Rocks From Brazil. 2. The Tunas Massif, State of Paraná. *Geochimica Brasiliensis*, 1(2): 201-234.

GOMES, C.B., MORBIDELLI, L., RUBERTI, E., COMIN-CHIARAMONTI, P., 1987. Comparative Aspects Between Post-Palaeozoic Alkaline Rocks from the Western Margins of the Paraná Basin. Edusp/Fapesp, São Paulo, p. 249-274.

GÖTZE, H.-J. and B. LAHMEYER, 1988: Application of three-dimensional interactive modeling in gravity and magnetics, Geophysics Vol. 53, No. 8, p. 1096 – 1108.

Husson, L. & Sempere T., (2003). Thickening the Central Andes, Models and Observations. European Geophysical Society. Geophysical Research Abstracts, Vol. 5, 06851.

KNECHT, T., (1930). Notas Geológicas sobre as Jazidas de Magnetita e Apatita de Ipanema. Secretaria Agricultura Industria e Comercio do Estado de São Paulo, 29 pp.

LADEIRA, E.A., BRAUN, O.P.G., CARDOSO, R.N. & HASUI, Y., 1971. O cretáceo e, Minas Gerais, Anais XXV Congr. Bras. Geol., 1: 15-31, São Paulo.

LIMA, P.R.A. dos S., 1976. Geologia dos maciços alcalinos do Estado do Rio de Janeiro. Parte I. Localização e geologia dos maciços. Semana de Estudos Geológicos. Univ. Fed. Rural Rio de Janeiro, Dep. Geociência, p. 205-245.

MARIANO, A.N., MARCHETTO, M., 1991. Serra Negra and Salitre – Carbonatite Alkaline Igneous Complex. Fifth International Kimberlite Conference. Field Guide Book, Chapter 10, p. 75-79.

MORAES, L. J., 1938. Jazidas de Apatita de Ipanema, Estado de São Paulo, Dep. Nac. Produção Mineral, Serv. Fom. Prod. Min., Bol. N° 27, 50pp. Rio de Janeiro.

MORBIDELLI, L., GOMES, C.B., BECCALUVA, L., BROTZU, P., GARBARINO, C., RIFFEL, B.F., RUBERTI, E., TRAVERSA, G., 1997. Parental Magma Characterization of Salitre Cumulate Rocks (Alto Paranaíba Alkaline Province, Brazil) as Inferred from Mineralogical, Petrographic, and Geochemical Data. *International Geology Review*, Vol. 39, p. 723-743.

MORBIDELLI, L., GOMES, C.B., BROTZU, P., ACQUARICA, S.D., GARBARINO, C., RUBERTI, E., TRAVERSA, G., 2000. The Pariquera Açu K-alkaline complex and southern Brazil lithospheric mantle source characteristics. *Journal of Asia Earth Sciences*, 18, p 129-150.

Murthy I.V.R. & Swamy, K.V. 1995. Gravity anomalies of a vertical cylinder of polygonal cross-section and their inversion. *Computers & Geosciences* 22: 6, 625-630, 1996. Copyright 1996 Elsevier Science Ltd.

Parisi C.A. 1988. Jazidas de bauxita da região de Poços de Caldas, Minas Gerais - São Paulo. In Schobbenhaus C. & Coelho C.E.S. - coords. - Principais depósitos minerais do Brasil. (Vol III), metais básicos não-ferrosos, ouro e alumínio, DNPM / CVRD, Brasília, pg. 661-666.

QUINTAS, M.C.L., 1995. O Embasamento da Bacia do Paraná: Reconstrução Geofísica de seu Arcaboço. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico, Departamento de Geofísica – IAG/USP, p. 1-213.

PRICE, N.J., and COSGROVE, J.W., 1990. Analysis of geological structures. Cambridge University Press, London. Pag. 60-88.

ROCHA, M.P., 2003. Ampliação da tomografia sísmica no manto superior no Sudeste e Centro-Oeste do Brasil com ondas P. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, IAG/USP. Dissertação de mestrado. 71 p.

ROSALES, M.J.T. & SHUKOWSKY, W., 1999. Caracterização Geofísica do Complexo Intrusivo Ultrabásico–Alcalino de Jacupiranga (S.P). Universidade de São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico, Departamento de Geofísica – IAG/USP, p. 1-120.

SLAVEC, G. B., 2000. Resultados gravimétricos obtidos na região do complexo alcalino de Juquiá- SP. Trabalho de graduação II. Instituto Astronômico e Geofísico, IAG/USP.

SLAVEC, G. B., 2002. Estudos Gravimétricos do Maciço Alcalinos de Poços de Caldas – MG/SP. Dissertação de Mestrado. Instituto Astronômico e Geofísico, IAG/USP.

SØRENSEN H. 1974. The alkaline rocks. John Wiley & Sons, 622pp.

TOLEDO, G. M. C. & SOUZA, R. V., 1991. Estudo Preliminar da Alteração Intempérica das Rochas Ultramáficas Ricas em Apatita da Mina Gonzaga de Campos, Maciço Alcalino de Ipanema, SP. Congresso Brasileiro de Geoquímica – São Paulo, p. 91-94.

ULBRICH H.H. 1984. A petrografia, a estrutura e o quimismo de nefelina sienitos do maciço alcalino de Poços de Caldas, MG – SP. São Paulo, 480p. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Tese de Doutorado.

ULBRICH H.H. & ULBRICH M.N.C. 1992. O Maciço alcalino de Poços de Caldas, MG – SP: Características Petrográficas e Estruturais. Roteiro de Excursão do 37º Congresso Brasileiro de Geologia. SBG/SP. Vol. 5. São Paulo, SP, 1992.

VIGNERESSE, JL, 1995. Control of Granite Emplacement by Regional Deformation. *Tectonophysics*, 249 (3-4): 173-186.

YILMAZ, O., 1989. *Seismic Data Processing*. Print Society of Exploration Geophysicists.

10.1 Resumo

Os Complexos alcalinos de Serra Negra, Salitre I e Salitre II foram estudados através de dados gravimétricos terrestres bem como de dados aeromagnéticos. A região de estudo não apresentava densificação de dados apropriada para a interpretação geofísica, sendo os dados coletados em duas incursões. A redução e processamento dos dados são descritos no Capítulo III, sendo o atual capítulo sua extensão. A modelagem 3D e interpretações são observadas aqui.

Informações gravimétricas, de topografia com resolução de 3 arc-seg do SRTM (NASA, 2000), dados aeromagnéticos, sismologia, e de fluxo térmico, permitiram interpretar e descobrir características sobre o alojamento, geometria e parâmetros físicos. A profundidade dos complexos alcalinos é superior a 20 km sendo, portanto estruturas que possuem uma origem mantélica.

Serra Negra e Salitre I estão alojados muito próximos, no entanto possuem direções de alojamento distintas. Informações de fluxo geotérmico, bem como dados de tomografia sísmica indicam atividade de calor nessa região.

Os complexos foram modelados através de uma geometria 3D de formato irregular, como se fosse um único corpo, devido a resposta do campo anômalo Bouguer.

Os parâmetros obtidos através da estimativa tridimensional são: volume de **$0,19074 \cdot 10^4 \text{ km}^3$** , e massa de **$0,11886 \cdot 10^{16} \text{ kg}$** para uma densidade de piroxenito (3.3 g/cm^3), sendo esses valores para os complexos de Salitre I e Serra Negra.

10.2 Introdução

O complexo de Serra Negra está inserido na província Alto Paranaíba, estando localizada em Patrocínio-MG, a aquisição, redução dos dados e modelagem gravimétrica em semidetalhe, excluído o carbonatito, foi concluído em agosto de 2002 (Figura 10.1). Em agosto de 2003, houve uma nova tomada de dados gravimétricos, tendo como objetivo a aquisição de dados sobre o carbonatito de Serra Negra (Figura 10.2). Na Figura 10.1 verifica-se que o campo regional não é complexo, tendo comportamento suave característico de uma única rocha encaixante, que nesse caso corresponde ao Grupo Bambuí.

Ao observar os dados gravimétricos e pesquisar na literatura notamos a existência de outros corpos alcalinos próximos ao de Serra Negra, denominados Salitre I e II. Na aquisição gravimétrica a prioridade foi isolar o complexo de Serra Negra, no entanto, observou-se que ambos os complexos compõem um único bloco do ponto de vista gravimétrico. O isolamento do campo gravitacional para cada alcalina não é possível sem a degradação do sinal, ou mesmo sem interferência no sinal das intrusões vizinhas. Os complexos alcalinos de Serra Negra, Salitre I e Salitre II compõem corpos distintos tanto do ponto de vista geológico como magnético (Convênio Brasil-Alemanha; CPRM, 1971), (Figura 10.3). O mapa topográfico na Figura 10.4 foi obtido através dos dados SRTM (NASA, 2000), sendo observados os complexos de Serra Negra e Salitre I, enquanto Salitre II não apresenta resposta topográfica em relação a Serra Negra. O solapamento posterior ao resfriamento do edifício vulcânico é observado através de um lineamento concêntrico que envolve os complexos. A imagem de satélite dos complexos na sua componente principal é verificada na Figura 10.5. Os

espectros utilizados na confecção da imagem de satélite na componente principal foram as bandas 3, 2, 1 da imagem do satélite CBERS, satélite Brasil-China (http://www.cbers.inpe.br/pt/index_pt.htm). Os dados foram cedidos pelo INPE, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.

Figura 10.1. Mapa de anomalia Bouguer dos Complexos Alcalinos de Serra Negra e Salitre I e II despojado do carbonatito de Serra Negra (baixo gravimétrico). As estações de medidas estão representadas através de pontos. Dados coletados pelo IBGE e IAG/USP.

Figura 10.2. Anomalia Bouguer dos Complexos Alcalinos de Serra Negra e Salitre I e II com dados sobre o carbonatito de Serra Negra. As linhas em roxo representam o contato geológico e os domeamentos da rocha encaixante. A estrutura circular de maior raio é a alcalina de Serra Negra. A sul de Serra Negra a menor estrutura subcircular é Salitre II e a outra, com formato “elíptico”, Salitre I.

Figura 10.3. Mapa de anomalia magnética do Levantamento aéreo Brasil – Alemanha, eliminado do IGRF, dos Complexos Alcalinos de Serra Negra e Salitre I e II. As linhas na cor preta representam o contato geológico e os domeamento da rocha encaixante.

Figura 10.4. Mapa topográfico de Serra Negra, Salitre I e II, em relevo sombreado com iluminação na direção 45NW e inclinação 45°. Na mesma figura observa-se uma circunferência externa aos complexos que resulta do solapamento da estrutura vulcânica.

10.3 Geologia

Os complexos ultrabásicos de Serra Negra e Salitre I e II estão alojados na província do arco Alto Paranaíba (Ladeira et al., 1971), onde são associados tectonicamente aos lineamentos do cinturão de dobramentos correlatos à borda do Cráton do São Francisco e Bacia do Paraná (Morbiddelli et al., 1997). A rocha encaixante é composta pelos metassedimentos do Grupo Bambuí. As rochas na vizinhança dos maciços são compostas por filitos e quartzitos que sofreram domeamento devido à injeção do magma alcalino.

Serra Negra a maior das três alcalinas tem diâmetro em torno de 10 km, enquanto que Salitre I a sudeste de Serra Negra possui forma oval distorcida ao longo do eixo N-S e dimensão de 7 km. Salitre II é um pequeno plug à margem Sul de Serra Negra e Noroeste de Salitre I, com área de 2.5 km² (Mariano & Marchetto, 1991). Datações potássio-argônio indicam que os complexos originaram-se entre 80 e 87 Ma, sendo sua média de 85 Ma (Gomes et al., 1990; Morbiddelli et al., 1995b)

Serra Negra é composto basicamente por piroxênito e carbonatito do tipo sovito (cálcio carbonatito), sendo esse não aflorante. Salitre I consiste predominantemente por sienito, nefelina sienito e piroxenito em menor ocorrência. Salitre II é composta por bebedorito, um tipo de piroxenito. Geomorfologicamente Serra Negra e Salitre I constituem duas intrusões separadas por desnível topográfico, onde ambas possuem formato circular e elíptico com máximas cotas altimétricas de 1250 e 1100 m (Figura 10.4). Serra Negra, Salitre I e II constituem complexos carbonatíticos, alvos economicamente ativos de grande importância local e regional.

a)

b)

Figura 10.5. a) Componente principal das bandas 3, 2, 1 da imagem do satélite CBERS (http://www.cbers.inpe.br/pt/index_pt.htm). As estruturas concêntricas, semelhante a crateras, correspondem aos complexos alcalinos de Serra Negra , Salitre I e II. b) Verifica-se a posição das alcalinas, onde ao norte situa-se Serra Negra, a maior estrutura concêntrica de formato circular. Salitre I está mais ao sul, correspondendo à estrutura de formato elíptico com direção NW/SE. Salitre II é a menor intrusão estando posicionada entre Serra Negra (ao sul) e Salitre I (a NEE). As linhas na cor vermelha correspondem ao contato geológico das intrusões e do domeamento da rocha encaixante.

10.4 Aquisição dos Dados Gravimétricos

A aquisição dos dados gravimétricos para densificação das estações de medida ocorreu em fevereiro de 2002, pelo IAG/USP, sendo adicionados aos dados já existentes do IBGE.

Foi utilizada apenas uma base gravimétrica em todo o levantamento, cuja localização ocorreu na frente da entrada secundária da Igreja Matriz de Patrocínio - MG ($-46^{\circ} 59' 35''$, $18^{\circ} 56' 34''$), na RN 612-A, altitude 965,7553 m. Inicialmente a gravidade absoluta foi transferida da Igreja Matriz de Patos de Minas - MG ($-46^{\circ} 31' 00''$, $-18^{\circ} 35' 00''$), RN 146Q, altitude 833,84 m e cota gravitacional 978279,34 mGal.

As demais informações quanto à aquisição dos dados gravimétricos é observada no Capítulo III pagina 3.

10.5 Redução, Processamento

Todos os procedimentos são verificados no Capítulo III da tese. Os dados foram utilizados como exemplo de redução e processamento para todos os demais complexos alcalinos estudados.

10.6 Modelamento 3D

O modelo 3D de formato irregular foi obtido através do programa IGMAS (GÖTZE & LAHMEYER, 1998), como no caso dos demais complexos estudados.

Os mapas anômalos Bouguer são visualizados na Figura 10.6: observado (à esquerda) e modelado (à direita). O formato do campo Bouguer tanto para o observado como o modelado é semelhante, apresentando tendências direcionais e de magnitude equivalentes. Na mesma figura observa-se que o campo anômalo para Serra Negra e Salitre I são compostos de dois máximos semelhante a uma

superfície com formato em sela. Pelo campo gravitacional constata-se que existem dois condutos profundos que interligam as partes superficiais de Salitre I e Serra Negra a possível câmara magmática. Caso exista uma câmara magmática os dados gravimétricos não foram capazes de refletir essa informação. Salitre II possui campo inexpressivo em comparação aos outros complexos da região, sendo completamente encoberto pelo campo de Serra Negra.

Figura 10.6. Campo observado e modelado com densidade de $3,3 \text{ g/cm}^3$, para a encaixante de $2,67 \text{ g/cm}^3$.

A estimativa do formato e dimensões espaciais dos complexos Serra Negra e Salitre I foi obtido considerando-se uma densidade de $3,3 \text{ g/cm}^3$ (piroxentito), e de $2,67 \text{ g/cm}^3$ para a encaixante. As profundidades são estimadas da ordem de 30 e 40 km (Figura 10.7 e Figura 10.8). A possível indicação de que as alcalinas possuem raiz com essa profundidade sugere que elas tiveram uma origem possivelmente mantélica. A sua “raiz” cruza toda a crosta continental. Podem ter ocorrido falhas lístricas, concordantes com o modelo já que são observadas profundidades relativamente grandes.

Figura 10.7. Modelo 3D em perfil para Serra Negra. Abaixo se observa a posição do perfil em planta na cor vermelha.

Figura 10.8. Modelo 3D em perfil para Salitre I. Abaixo se observa a posição do perfil em planta na cor vermelha.

Nos perfis os modelos indicam que os complexos em superfície apresentam largura maior, afinando com o aumento da profundidade, de tal forma, que na superfície chega um momento que o seu formato é semelhante ao de um derramamento vulcânico. Nos perfis, Figuras 10.7, 10.8, e 10.9 nota-se que o campo observado (linha de cor preta) sobre cada perfil se ajusta ao modelado (linha na cor vermelha). Alguns desajustes no campo modelado na Figura 10.9 são representativos de heterogeneidades, referente a litologia, ou seja, corpos ou depósitos. O perfil, da Figura 10.9, está orientado na posição NW passando pelos máximos valores anômalos e pelas raízes dos dois complexos. Salitre I pelo modelo pode ser mais profundo do que Serra Negra ou possuir litologias com densidades superiores a $3,3\text{g/cm}^3$, nesse caso são prováveis depósitos minerais de alta densidade, lembrando que o carbonatito tem baixa densidade, é possível que alguma litologia associada ou não, possa estar presente no local numa situação não aflorante como por exemplo magnetita ($5,1\text{ g/cm}^3$), manganês, diamante ($3,51\text{ g/cm}^3$), etc.

A análise estatística é mostrada na Figura 10.10. Em superfície é verificado que o campo modelado se ajusta bem ao observado, sendo que o seu resíduo converge para zero. Um pequeno ponto da ordem de 12 mGal, Figura 10.10 em planta, pode indicar a existência de um depósito mineral já que a densidade par ajuste é superior a $3,3\text{ g/cm}^3$. Deve-se lembrar que as estações com medidas discrepantes foram eliminadas do banco de dados, portanto essa anomalia pode ser representativa, ou pode ser problema de ajuste no modelo. A correlação entre dados modelados e observados é de 99% indicando quantitativamente sua performance. Da análise estatística observa-se que apenas 4 % dos dados

residuais possuem valor anômalo superior a 2 mGal, com desvio padrão de 1,5 mGal, indicando baixa dispersão do modelo.

Figura 10.9. Perfil gravimétrico na direção NW do modelo 3D. Em planta se observa a posição do perfil na linha vermelha.

Figura 10.10. Análise estatística do modelo.

As isópacas de profundidade são verificadas na Figura 10.11. As tendências de alojamento de cada corpo alcalino e respectivas profundidades indicam que são corpos distintos e isolados apesar da proximidade superficial entre Salitre I e Serra Negra. Salitre I, o mais profundo pelo modelo, está alinhado na direção NW enquanto que Serra Negra na direção NS. Serra Negra apesar de ser maior do que Salitre é menos profundo, desde que o modelo seja representativo, evidentemente para uma densidade de piroxenito. Caso Salitre I seja mais raso é necessário utilizar densidades superiores a $3,3 \text{ g/cm}^3$ na modelagem.

Figura 10.11. isolinhas de profundidade do modelo 3D

Os parâmetros obtidos através de uma estimativa tridimensional são: volume de **$0,19074 \cdot 10^4 \text{ km}^3$** , e massa de **$0,11886 \cdot 10^{16} \text{ kg}$** para uma densidade de piroxenito (3.3 g/cm^3), sendo esses os valores para os complexos de Salitre I e Serra Negra.

A densidade de massa superficial resultante do modelo tridimensional dos complexos alcalinos de Serra Negra e Salitre I é observada na Figura 10.12. Salitre I possui o eixo do centro de massa orientado na direção NW/SE,

coincidindo com a orientação estrutural do afloramento e com o arqueamento do Alto Paranaíba. Já Serra Negra, configura-se na direção NNE/SSW apesar de uma suave tendência, de deformação na direção E-W do afloramento. O carbonatito (Figura 10.2) também possui atitude correspondente. Salitre II não é representado no mapa devido ao seu pequeno volume em comparação às demais alcalinas. A partir do eixo do centro de massa torna-se evidente a distinção entre os complexos do ponto de vista físico e geológico face às orientações discordantes de alojamento. Vale lembrar que o carbonatito de Serra Negra foi datado pelo método K-Ar em ± 80 Ma, Salitre II em ± 83 Ma e Salitre I, a mais antiga com, ± 87 Ma.

Os eixos de centro de massa dos complexos são verificados na Figura 10.12. Nota-se que Salitre I possui o eixo de centro de massa orientado na direção NW sendo coincidente com a orientação em superfície e com o arqueamento do Alto Paranaíba. Serra Negra possui o eixo na direção NNE/SSW. Salitre II não é representado devido ao seu volume pequeno em comparação às outras alcalinas. Salitre I tem mesma direção que o alinhamento magnético que tangencia ou corta os complexos alcalinos do Alto Paranaíba (Figura 10.14).

O modelo 3D obtido é observado na Figura 10.13. Salitre I pode ter uma profundidade maior do que Serra Negra apesar de ser menor em superfície. Ambos os complexos tem a secção reduzida com a profundidade. A camada de rocha no topo do modelo pode ser indicativo de um derrame magmático próximo à superfície e concordante com a rocha encaixante. Em profundidade verificam-se atitudes discordantes, semelhantes à de um conduto cortando a rocha encaixante.

Na Figura 10.14 observa-se o mapa aeromagnético do levantamento Brasil-Alemanha e Alto Paranaíba na escala regional. São visualizadas além das alcalinas, estruturas lineares na direção NW/SE, oriundas do arqueamento regional, sendo essas representativas das intrusões magmáticas básicas a ultrabásicas.

Serra Negra possui direção NNE/SSW e deve ter se alinhado devido a preexistência de estruturas primárias ou secundárias nessa direção ou de direções próximas, NE/SW. Na região existem alguns blocos e alinhamentos observados no mapa anômalo Bouguer em escala regional na direção 45 NE (Figura 10.15). As linhas na cor branca indicam tendências gravimétricas que podem ser representativas das falhas geológicas, como também, dos limites de *horsts* e *grabens*. Geralmente num arqueamento há ocorrências de fraturamento ortogonal à direção média da zona de charneira, que devido à atuação de esforços, podem sofrer deslocamentos verticais resultando num sistema de *rift*. O sistema de esforços de tração, nesse caso, proporcionou fissuras na direção NE/SW (aproximadamente) que facilitou a percolação e alojamento do complexo alcalino de Serra Negra, na direção discordante à de Salitre I. Portanto é possível que os dois complexos se formaram em eventos diferentes, talvez distanciados na escala de tempo, caso contrario deveriam ter a mesma direção na distribuição da massa, ou seja, ou NW ou NS.

Figura 10.12. Densidade de massa superficial dos complexos alcalinos de Serra Negra e Salitre I.

Figura 10.13. Modelo 3D dos complexos de Serra Negra e Salitre I.

Figura 10.14. Mapa aeromagnético da CPRM, projetos Alto Paranaíba e Convenio aerogeofísico Brasil-Alemanha (parcial), é visualizado no formato relevo sombreado. Nele são observadas as estruturas lineares de direção NW/SE e a localização das principais alcalinas da província Alto Paranaíba. (CPRM, 1971; CPRM, 1974)

Figura 10.15. Mapa anômalo Bouguer da mesma área dos dados aeromagnéticos, observado na Figura 14. Os complexos alcalinos apresentam alto anômalo, sendo identificados através dos respectivos nomes. Os pontos na cor preta são as estações de medida e as linhas na cor branca indicam alinhamentos gravimétricos, que podem ser representativos de zonas de falhas ou mesmo zonas limítrofes de horsts e grabens.

10.7 Conclusão

A conclusão sobre os complexos da Serra Negra, Salitre I e II, indica uma origem tectônica levando-se em conta a distribuição de massa, no entanto, o seu volume e profundidade 30 e 50 km, sugerem a presença de uma fonte térmica no local, que pode ser oriunda do próprio afinamento litosférico, proporcionado pelo arqueamento, e migrado posteriormente para um sistema de rifts. Com o intuito de

verificar certas tendências de pensamento, utilizamos dados de fluxo térmico do ON (Observatório Nacional).

Na Figura 10.16 são apresentados o mapa de fluxo térmico das regiões Sul, Centro Oeste e Sudeste do Brasil. Na região que engloba os complexos alcalinos de Serra Negra, Salitre I e II, Araxá, Itapira, São Gotardo e Morro das Broas há a ocorrência de fluxo geotérmico superior a 100 mW/m² indicando a presença de um ponto térmico anômalo. Essa anomalia térmica é superior ao fluxo médio do Continente Africano (49,8 mW/m²) e ao valor médio mundial (69,9 mW/m²), sendo possivelmente provocado pela presença de uma câmara magmática, que ainda libera calor nos dias atuais. Essa câmara formada pelo arqueamento, com ou sem processos de rifteamento, ou devido à presença de uma pluma mantélica, parece ter contribuído, conjuntamente a ação tectônica, para a formação dos respectivos complexos alcalinos no local.

No mapa anômalo Bouguer (Figura 10.17) despojado das intrusões ácidas e sedimentos da Bacia do Paraná (Quintas, 1995) algumas anomalias possuem correlação positiva com o fluxo de calor, como também, com a localização dos complexos alcalinos. Um sistema de horsts e grabens é compatível com os dados Bouguer, referente ao sinal gravimétrico do embasamento, e geotérmico.

Figura 10.16. Apresenta-se o mapa de fluxo térmico das regiões Sul, Centro Oeste e Sudeste do Brasil. A escala de cores está referida comparativamente ao valor médio do fluxo geotérmico do Continente Africano (49,8 mW/m²), cor azul, e da média mundial (69,9 mW/m²). Os pontos pretos são as estações de medidas do fluxo térmico. As alcalinas estão representadas através dos pontos na cor roxa, sendo o limite da Bacia do Paraná na forma de linhas, também na mesma cor.

Na Figura 10.17, nota-se que algumas intrusões coincidem ou tangenciam altos anômalos de fluxo geotérmico e Bouguer. Os altos anômalos, Figuras 10.16 e 10.17, indicam afinamento litosférico e a presença de câmaras magmáticas.

Nesses casos um modelo anorogenético é compatível com a origem de alguns complexos alcalinos. Outra correlação que podemos verificar é que a maior parte dos complexos alcalinos localiza-se na borda da Bacia do Paraná.

Figura 10.17. Mapa anômalo Bouguer do embasamento, despojado dos sedimentos e rochas ácidas (Quintas, 1995). Os pontos na cor roxa representam a posição das alcalinas e as linhas com a mesma cor os limites da Bacia do Paraná. As linhas brancas os limites dos prováveis blocos litosféricos dispostos em horst e graben.

10.8 Referencia

AMARAL, G., et al., 1967. Potassium-argon ages of alkaline rocks from Southern Brasil. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 31:117-142.

AMARAL, G., BUSHEE, J., CORDANI, U.G., KAWASHITA, K. & REYNOLDS, J.H., 1967. Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brazil. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31:117-142.

COMIN-CHIARAMONTI & GOMES, C.B., 1995. Alakaline magmatism in central eastern Paraguay: Relationships with coeval magmatism in Brazil. Edusp, São Paulo, 1-458p..

CPRM, 1971. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Projeto Convenio Geofísica Brasil-Alemanha.

CPRM, 1974. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Projeto Convenio Geofísica Brasil-Alemanha.

DERBY O.A., 1887. On Nepheline Rocks in Brasil, with Special Reference to the Association of Phonolite and Foyaite. *Quaterly Journal of the Geological Society*, 43:457-473.

GOMES, C.B., BARBIERI, M., BECCALUVA, L., BROTZU, P., CONTE, A., GARBARINO, C., MACCIOTTA, G., MELLUSO, L., MORBIDELLI, L., RUBERTI, E., SCHEIBE, L.F., TAMURA, R.M., TRAVERSA, G., 1987. Petrological and Geochemical Studies of Alkaline Rocks From Brazil. 2. The Tunas Massif, State of Paraná. *Geochimica Brasiliensis*, 1(2): 201-234.

GOMES, C.B., MORBIDELLI, L., RUBERTI, E., COMIN-CHIARAMONTI, P., 1987. Comparative Aspects Between Post-Palaeozoic Alkaline Rocks from the Western Margins of the Paraná Basin. Edusp/Fapesp, São Paulo, p. 249-274.

GÖTZE, H.-J. and B. LAHMEYER, 1988: Application of three-dimensional interactive modeling in gravity and magnetics, *Geophysics* Vol. 53, No. 8, 1096 - 1108.

LADEIRA, E.A., BRAUN, O.P.G., CARDOSO, R.N. & HASUI, Y., 1971. O cretáceo e, Minas Gerais, *Anais XXV Congr. Bras. Geol.*, 1: 15-31, São Paulo.

Machado, de D.L.M.J, 1991. Geologia e Aspectos Metalogenéticos do Complexo Alcalino-Carbonatítico de Catalão II (GO). Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual de Campinas – UNICAMP, Instituto de Geociências – Campinas-SP, 1-101p.

MARIANO, A.N., MARCHETTO, M., 1991. Serra Negra and Salitre – Carbonatite Alkaline Igneous Complex. Fifth International Kimberlite Conference. Field Guide Book, Chapter 10, p. 75-79.

MORBIDELLI, L., GOMES, C.B., BECCALUVA, L., BROTZU, P., GARBARINO, C., RIFFEL, B.F., RUBERTI, E., TRAVERSA, G., 1997. Parental Magma Characterization of Salitre Cumulate Rocks (Alto Paranaíba Alkaline Province, Brazil) as Inferred from Mineralogical, Petrographic, and Geochemical Data. *International Geology Review*, Vol. 39, p. 723-743.

NASA, 2000. The Shuttle Radar Topography Mission (SRTM). <http://srtm.usgs.gov/>

QUINTAS, M.C.L., 1995. O Embasamento da Bacia do Paraná: Reconstrução Geofísica de seu Arcaboço. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico, Departamento de Geofísica – IAG/USP, p. 1-213.

PRICE, N.J., and COSGROVE, J.W., 1990. Analysis of geological structures. Cambridge University Press, London. Pag. 60-88.

ROSALES, M.J.T. & SHUKOWSKY, W., 1999. Caracterização Geofísica do Complexo Intrusivo Ultrabásico–Alcalino de Jacupiranga (S.P). Universidade de São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico, Departamento de Geofísica – IAG/USP, p. 1-120.

SLAVEC, G. B., 2000. Resultados gravimétricos obtidos na região do complexo alcalino de Juquiá- SP. Trabalho de graduação II. Instituto Astronômico e Geofísico, IAG/USP.

SLAVEC, G. B., 2002. Estudos Gravimétricos do Maciço Alcalinos de Poços de Caldas – MG/SP. Dissertação de Mestrado. Instituto Astronômico e Geofísico, IAG/USP.

SORENSEN, H., 1974. The alkaline rocks. Printed John Wiley & Sons, 1-622p..

ULBRICH, H.H.G.J., GOMES, C.B., 1981. Alkaline Rocks From Continental Brazil. *Eath-Science Reviews*, 17, p. 135-154.

VIGNERESSE, JL, 1995. Control of Granite Emplacement by Regional Deformation. *Tectonophysics*, 249 (3-4): 173-186.

11.1 Resumo

O Complexo Alcalino de Tunas ocupa área aproximada de 22 km², sendo a ocorrência mais comum a de sienitos e sienitos alcalinos. Por sua forma, composta de crateras, esperava-se que a resposta gravimétrica fosse expressiva, já que estruturas como essas são indicativas de estruturas profundas. No entanto, não houve a caracterização de campo anômalo sobre o corpo alcalino. Apesar da distribuição de estações de medidas sobre a rocha alcalina tivesse sido satisfatória.

Tunas apresenta campo magnético anômalo que permitiu um modelo 2.5 D sobre dados magnéticos reduzidos ao pólo, sendo estimada a sua profundidade em 3 km. No entanto, apenas uma das crateras que compõem o complexo alcalino é composta de rochas magnéticas. Portanto apenas a profundidade em correspondência a essa cratera foi estimada. Tudo indica que as crateras que compõem Tunas são rasas. Não foi feito um modelo 3D devido à configuração das anomalias.

11.2 Introdução

O Complexo Alcalino de Tunas localiza-se no município de Bocaiúva do Sul, próximo à localidade de Tunas, distando aproximadamente 60 km da cidade de Curitiba. Seu acesso é feito pela rodovia BR-476. O corpo cobre uma área de 22 km², dos quais 10% correspondem a brechas vulcânicas, e apresenta forma alongada para NW-SE. A ocorrência de rochas alcalinas na região de Tunas foi citada, inicialmente, por Carvalho & Pinto (1937), tendo as brechas, sido objeto de

primeiro registro alguns anos mais tarde (Trein et al. 1967). Cordani & Hasui (1968) forneceram as primeiras idades radiométricas K/Ar para as rochas do complexo (110-70 Ma), enquanto Fuck (1972) investigou a intrusão do ponto de vista geológico e petrográfico. O corpo atualmente é prospectado para pedras ornamentais principalmente na cor verde.

Gomes et al. (1987), através da geoquímica e da sua interpretação petrográfica, sugeriram sua formação por um processo de cristalização fracionada a partir de magmas parentais de natureza gabro-alcálica. Adicionalmente novas determinações radiométricas K/Ar indicaram idades de 62 a 96 Ma, estando a maior concentração de dados no intervalo de 80-90 Ma. A idade média calculada foi de 82,2 Ma, similar àquela obtida usando-se o método Rb/Sr 80,5 Ma.

11.3 Geologia

O complexo de Tunas apresenta rochas encaixantes, onde na sua porção oeste, se destacam filitos, quartzitos, mármore e metabasitos da Formação Votuverava do Grupo Açunguá; na sua parte leste, apresenta quartzitos, mármore e metabásicas da Formação Perau, além de gnaisses e xistos do Complexo Apiaí Mirim, ambas unidades pertencentes ao Grupo Setuva. Diques de diabásio da Formação Serra Geral são observados na direção NW/SE ocorrendo por toda a área.

A falha da Lancinha está localizada a sul da intrusão enquanto a norte dela ocorre a Falha Morro Agudo. Segundo Fiori (1985), a reativação da Falha Lancinha deu-se a partir do Mesozóico e, muito possivelmente, o processo atingiu

também o corpo alcalino, uma vez que ele se acha recortado por lineamentos de direção NE-SW, estendendo-se pelas formações pré-cambrianas adjacentes.

O complexo de Tunas é constituído em sua maior parte por rochas intrusivas plutônicas, no entanto também são encontradas variedades hipoabissais. As rochas mais comuns são sienitos e sienitos alcalinos, estando subordinadamente presentes dioritos, monzodioritos, gabros e monzogabros.

Diques alcalinos formam pequenos corpos cortando principalmente as rochas sieníticas e, em menor quantidade, dioríticas a monzodioríticas. Exibem espessuras centimétricas, coloração cinza-claro e cinza-esverdeado com granulação fina. Petrograficamente distinguem-se traquitos, microssienitos e bostonitos. A mineralogia indica a presença dominante de feldspato alcalino, aparecendo, subordinadamente, plagioclásio albitico, piroxênio de natureza egirina-augita passando a anfibólio, e apatita como acessório. (Vasconcellos & Gomes, 1992)

Brechas vulcânicas estão representadas por sete ocorrências distintas, distribuídas pelo interior do complexo. Quatro delas concentram-se na região de Lajeado, porção NW do corpo, enquanto as demais se situam mais na sua parte central. O mapa geológico usado na maioria dos trabalhos. (Figura 11.1) foi confeccionado por Fuck, (1972).

Figura 11.1. Mapa geológico do complexo de Tunas (Fuck, 1972).

11.4 Geofísica

O mapa topográfico de Tunas, com relevo sombreado sendo o ângulo de incidência 135° e a inclinação 45° é observado na Figura 11.2. Os dados da topografia são do SRTM – NASA com precisão de 3 arcos de segundos. No mapa topográfico é possível observar as estruturas das crateras que compõem o maciço alcalino. Alinhamentos na direção NW são compostos de diques oriundos do Arco de Ponta Grossa.

Na década de 70, a CPRM adquiriu dados aerogeofísicos, gamaespectrométricos e magnéticos, sobre o local. O campo magnético subtraído do IGRF é observado na Figura 11.3. Tunas apresenta comportamento dipolar do

campo magnético com máximo valor anômalo de 800 nT. Devido suas respostas magnéticas, semelhantes às demais alcalinas do Domínio Apiaí, imaginou-se que o complexo de Tunas apresentasse resposta gravimétrica anômala e com sinal positivo, em face de sua concentração de minerais ferrimagnéticos. A partir dessa conclusão Tunas foi escolhida dentre as demais alcalinas da região para ser estudada do ponto de vista gravitacional.

Figura 11.2. mapa topográfico de Tunas e região através dos dados SRTM com resolução de 3 arcos de segundos.

Ao realizar a aquisição gravimétrica e posterior redução dos dados constatou-se a inexistência de resposta anômala para o complexo com referência

às rochas encaixantes. Na Figura 11.4 é apresentada a anomalia Bouguer residual, obtida por ajuste de mínimos quadrados através de polinômio de grau 1 bivariado. Nele observam-se valores anômalos de magnitudes negativas, internas e no limite do complexo, mas nada que seja representativo no que diz respeito ao isolamento gravitacional do corpo estudado, bem como do contraste gravitacional em comparação ao observado para as demais alcalinas. Observa-se um alto gravitacional da ordem de 13 mGal nas proximidades do complexo alcalino na posição: -25.4° e -49.06° , que pode ser interpretado como uma intrusão magmática não aflorante, na formação Votuverava, que talvez não tenha nenhuma correlação com a alcalina de tunas.

O cálculo da densidade para amostras de Tunas e encaixantes foram realizadas através de dois métodos de medida: determinação do volume, usando (1) o paquímetro, e (2) a balança hidrostática, sendo que as medidas de massa específica foram corrigidas por calibração feita com cristal de quartzo. O primeiro método, do volume, consiste em medir as dimensões de uma amostra com volume conhecido (cilindro) e da massa através de uma balança de precisão. Já o segundo método, que utiliza a balança hidrostática ou de Arquimedes, é o mais utilizado para medidas de densidade, consistindo na determinação da massa específica da rocha através do empuxo da amostra na água. Na Figura 11.5 observam-se as densidades medidas através do método de Arquimedes e do volume, sendo que os valores das respectivas densidades obtidas através do método de Arquimedes são apresentados na Tabela 11.1.

Figura 11.3. Levantamento aeromagnético do Projeto Serra do Mar Sul – CPRM. O dipolo magnético (-24.95; 49.07) corresponde à resposta magnética do maciço de Tunas. As linhas de vôo são representadas através das linhas em preto.

Figura 11.4. Anomalia Bouguer residual usando polinômio de grau 1 bivariado. A linha de coloração branca representa o contorno das litologias do mapa geológico. Os pontos são as estações de medida, enquanto que os índices AR, indicam a posição onde foram coletadas as amostras para cálculo da densidade.

Figura 11.5. No gráfico são visualizados os valores de densidade e as incertezas obtidas para os dois métodos, volume (em verde) e a balança hidrostática (em azul). As amostras são subdivididas através dos índices AR (amostra)/(fragmento da amostra).

Observa-se que a densidade medida, pelos dois métodos, apresenta uma correlação, mantendo a mesma tendência entre as amostras, ou seja, se uma amostra apresenta baixa densidade num método, no outro também terá baixa densidade relativamente às demais amostras.

Analisando os gráficos de densidade pode-se concluir que não existe contraste expressivo entre a maioria das amostras, do embasamento (Votuverava) e da alcalina, com exceção do gnaiss. O valor da densidade com maior contraste é a da amostra AR1 que representa uma rocha melanocrática, com alto grau de

metamorfismo e xistosidade bem definida. Essa rocha foi classificada como sendo um “gnaisse” a partir de inferências de campo ocorridas conjuntamente à coleta dos dados gravimétricos. Essa amostra foi retirada de um matacão de 10 metros de diâmetro. A possibilidade de que o embasamento referente ao gnaisse se estenda além dos limites observados no mapa geológico, na sua porção Sudoeste a Tunas, é provável, no entanto os dados gravimétricos não indicam a existência de terrenos gnáissicos nessa porção, devido à ausência de anomalias gravimétricas positivas, além da porção Leste de Tunas (vide mapa geológico), que necessariamente deveria ocorrer para uma densidade de $2,93 \text{ g/cm}^3$, haja visto que as densidades do grupo Votuverava são da ordem de 2.67 g/cm^3 .

Método	Arquimedes	LITOLOGIA
Amostra	Densidade (g/cm^3)	
AR1/1	2.93	Gnaisse/ melano
AR1/2	2.88	Gnaisse/ melano
AR3/1	2.74	ALCA./ melano
AR9/1	2.63	ALCA./ leuco
AR9/2	2.69	ALCA./ leuco
AR7/1	2.69	Metassedimento
AR7/2	2.66	Metassedimento
AR10/1	2.62	ALCA./ leuco
AR10/2	2.62	ALCA./ leuco
AR13/1	2.64	ALCA./ melano
AR13/2	2.70	ALCA./ melano
AR13/3	2.68	ALCA./ melano
AR14/1	2.75	ALCA./ melano

Tabela 11.1. Valores da densidade medidos em laboratório.

Como a gravimetria não apresentou a resposta esperada e existiam outros dados que poderiam ser utilizados na tentativa de obter mais informações sobre o complexo de Tunas, optou-se por estudar os três perfis aéreos que constituem segmentos das linhas de voo do levantamento da CPRM, sendo formados por dados magnéticos e de gamaespectrometria nos canais do potássio (K), urânio (eU), tório (eTh) e total. A disposição dos perfis em planta é observada na Figura 11.6, sendo os perfis 1, 2 e 3 apresentados nas Figuras 11.7, 11.8 e 11.9. Na Mesma figura são verificados alinhamentos na direção NE ortogonais à Tunas.

Figura 11.6. No mapa observam-se os perfis 1 (azul), 2 (vermelho) e 3 (preto), que são segmentos das linhas de voo da CPRM, que atravessam o

complexo alcalino Tunas, conjuntamente ao mapa magnético e esquema geológico.

Figura 11.7. Dados referentes ao perfil 1 (ver Figura 11.8) para os canais de K, U, Th, Contagem Total e campo magnético anômalo. A topografia do local e o campo magnético reduzido ao pólo são observados no último gráfico. As linhas na cor preta que cortam os gráficos representam os limites da alcalina.

Figura 11.8. Dados referente ao perfil 2 (ver Figura 11.7) para os canais de K, U, Th, Contagem Total e magnético. A topografia do local e o campo magnético reduzido ao polo são observados no último gráfico. As linhas na cor preta que cortam os gráficos representa os limites da alcalina.

Figura 11.9. Dados referente ao perfil 3 para os canais de K, U, Th, Contagem Total e magnético. A topografia do local e o campo magnético reduzido ao polo são observados no último gráfico. As linhas na cor preta que cortam os gráficos representam os limites da alcalina.

Cor das litologias nos modelos	Contraste de Susceptibilidade (SI)	Litologia
Verde	0.200	Alcalina
Amarelo	0.000	Metasedimento
Laranja	0.100 – 0.130	Gnaiss
Cinza	0.060	Gnaiss alterado

Tabela 11.2. Propriedades físicas aplicadas nos modelos magnéticos do Complexo de Tunas.

Os dados dos perfis aéreos foram usados principalmente na delimitação em planta do complexo alcalino. O sinal, apesar de algumas vezes não ser claro, quando comparado entre as várias componentes gamaespectrométricas e magnética, permite inferir aproximadamente a sua localização. Para facilitar a interpretação magnética foi aplicada aos dados a redução ao pólo com o intuito de corrigir o efeito da latitude nos dados magnéticos. Os parâmetros de entrada do programa foram as componentes espaciais do vetor magnetização com azimute de 310 graus (referência trigonométrica) e inclinação de 25 graus. O programa de redução ao pólo foi criado no formato Matlab.

Figura 11.10. Modelo para os três perfis aeromagnéticos. Os dados magnéticos foram reduzidos ao pólo.

Finalmente o Complexo Alcalino delimitado por vínculos geofísicos e geológicos foi modelado no formato 2.5D através dos dados magnéticos reduzidos ao pólo. Na Figura 11.10 é mostrado o modelo usando os três perfis. As propriedades físicas aplicadas em cada modelo são observadas na Tabela 11.2.

Através dos modelos 2.5D, na Figura 11.10, é possível inferir que o Complexo Alcalino de Tunas não apresenta uma geometria favorável à existência de uma raiz profunda, como ocorre com as demais alcalinas estudadas onde a máxima profundidade para a base é da ordem de 10 km. Como observado, sugere-se que Tunas possua profundidade da ordem de 3 km, os demais complexos alcalinos possuem profundidades superiores a 8 km. Esse fato pode ter resultado na ausência de anomalia gravimétrica, já que o corpo é pequeno em profundidade, resultando numa anomalia pequena. Como a altimetria é a fonte de maior incerteza na aquisição gravimétrica, Tunas pode apresentar uma anomalia pequena da ordem de 1 mGal, estando na faixa de incerteza da altimetria, lembrando que 2 metros de erro na altitude resulta numa incerteza com amplitude de ± 0.62 mGal. Para essa escala de magnitude é necessário realizar levantamentos altimétricos de maior precisão, utilizando gps diferencial ou nivelamento geométrico.

Através do modelo magnético pode-se interpretar que o embasamento nas porções mais superficiais da crosta é formado por uma litologia homogênea do ponto de vista magnético, a não ser pelas suas porções mais superficiais, sendo representada na cor laranja e possivelmente composta por gnaisses. Nesse caso, a Formação Votuverava e parte do Grupo Setuva, formadas por

metassedimentos, estariam alojadas sobre o gnaiss. Nesse caso a amostra AR 1 certamente representa um gnaiss.

11.5 Conclusão

Apesar dos dados gravimétricos não terem sido conclusivos e representativos de valores anômalos devido possivelmente ao levantamento altimétrico, utilizados nas reduções dos dados gravimétricos, serem de baixa resolução (barometria) apresentando incertezas da ordem de 2 mGal. As amostras coletadas das rochas encaixantes e litologias da alcalina indicam densidades pouco anômalas, convergindo em média para valores equivalentes, da ordem de 2,7 a 2,65 g/cm³, a não ser para o gnaiss, que apresentou valores de densidades da ordem de 2,9 g/cm³. A ausência de anomalias ao longo do limite geológico da alcalina é devido ao baixo contraste de densidade entre alcalina e encaixantes.

Tunas possui campo anômalo magnético de característica dipolar. O corpo foi modelado através dos dados aeromagnéticos e chegou-se numa profundidade da ordem de 3 km, compondo-se numa intrusão alcalina de pequena profundidade em comparação as demais estudadas até então.

A máxima profundidade em Tunas ocorre na cratera mais ao sul, sendo que as demais estruturas ocorrem na forma de uma fina capa. Deve-se salientar que essa cratera ao sul é mais magnética do que as demais crateras que compõem Tunas, essa característica é observada sobrepondo-se o mapa topográfico as isolinha magnéticas, onde o dipolo se restringe quase que exclusivamente a essa cratera.

11.6 Referencia

CARVALHO, RR & PINTO, E.A. 1937. Reconhecimento geológico na Série Assunguy. Boi Serv. Geol Miner, 71:1-29.

CORDANI, U.G. & HASUI, Y. 1968. Idades K-Ar de rochas alcalinas do Primeiro Planalto do Estado do Paraná. In: CONGR. BRÁS. GEOL., 22. Belo Horizonte, 1968. Anais... Belo Horizonte, SBG. p. 149-153.

FIORI, A.P. 1985. Avaliação preliminar do deslocamento dúctil das falhas de Lancinha e de Morro Agudo no Estado do Paraná. Boi. Parati. Geoc., 36:15-29.

FUCK, R.A. 1972. Geologia do Maciço Alcalino de Tunas, Paraná, Brasil São Paulo. 82 p. (Tese de Doutorado, IG/USP).

GOMES, C.B.; BARBIERI, M.; BECCALUVA, L.; BROTZU, P.; CONTE, A.; RUBERTI, E.; SCHEIBE, R; TAMURA, R.M.; TRAVERSA, G. 1987. Petrological and geochemical studies of alkaline rocks from continental Brazil. 2. The Tunas massif, State of Paraná. Geochim. Brasil, 1:201-234.

KARA, S.R & SILVA, M.E. 1982. Relatório de Graduação da Folha Geológica de Água Clara/parcial leste do Barro Vermelho. Curitiba. 80 p. (Relatório de Graduação, Departamento de Geologia/UFPR).

TREIN, E.; MARINI, O.J.; FUCK, R.A. 1967. Rochas alcalinas do Primeiro Planalto do Estado do Paraná. In: BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R.; PINTO, VM. ed. Geologia do Pré-Devoniano e Intrusi vás Subseqüentes da Porção Ocidental do Estado do Paraná. Boi. P ar an. Geoc., 23-25:325-347.

ULBRICH, H.H.G.J. 1986. As brechas de origem ígnea: revisão e proposta para uma classificação geológica. Boi IG-USP, 3:1-82. (Ser. Publ. Esp.).

ULBRICH, H.H.G.J. & GOMES, C.B. 1981. Alkaline rocks from continental Brazil. Earth Sci. Rev., 17:145-154.

VASCONCELLOS, E.M.G. 1992. Caracterização Petrográfica de Brechas Vulcânicas no complexo Alcalino de Tunas, PR. Revista Brasileira de Geociências, 22(3):269-274.

12.1 Resumo

Realizou-se uma análise conjunta de todas as informações disponíveis, geofísicas e geológicas sobre o complexo alcalino de Araxá, para estabelecer vínculos na confecção de um modelo gravimétrico 3D representativo da intrusão.

Araxá possui campo magnético dipolar intenso, sendo esse característico das intrusões alcalinas ultrabásicas, como no caso das alcalinas do Vale do Ribeira. Evidentemente uma capa sílexítica ou de carbonatito não gera anomalias dessa magnitude.

A gravimetria foi utilizada na pesquisa já que permite a determinação de parâmetros espaciais, volumétricos e de densidade do corpo estudado quando esse apresenta valores anômalos no campo gravitacional.

Os dados gravimétricos apresentaram um alto gravimétrico da ordem de 20 mGal sobre o corpo alcalino. O formato do campo gerado por Araxá é quase circular, formando isolinhas concêntricas de 0 a 20 mGal.

A imagem tridimensional de Araxá, num formato 3D irregular é semelhante aos demais complexos alcalinos que apresentam valores anômalos intensos. É apresentada a estimativa de seu volume ($0,29680 \times 10^2 \text{ km}^3$) e massa de ($18,7 \times 10^3 \text{ Mton}$), para uma densidade de $3,3 \text{ g/cm}^3$, para a alcalina, e de $2,673 \text{ g/cm}^3$ para a encaixante. A máxima profundidade obtida para o modelo foi de 2,2 km.

12.2 Introdução

O complexo alcalino de Araxá está localizado próximo do município de Araxá-MG na região do alto Paranaíba. A área de estudo está inserida na área do levantamento aerogeofísico do projeto Brasil-Alemanha da CPRM (1972), que forneceu as primeiras informações geofísicas do objeto de estudo. O complexo vem sendo palco de exaustiva exploração do carbonatito visando a retirada de fosfatos para a produção de fertilizantes.

A alcalina de Araxá possui uma intensa anomalia magnética de característica dipolar localizada a aproximadamente 6 km da cidade de Araxá-MG. O geólogo Djalma Guimarães (1953), ao analisar os dados do levantamento aerogeofísico, encontrou rochas de caráter intrusivo confirmando assim, a presença de uma rocha alcalina naquela área. (Rodrigues & Lima, 1984).

Os dados gravimétricos foram adquiridos em fevereiro de 2005 através do IAG/USP, resultando na configuração da anomalia numa geometria favorável ao modelamento 3D do corpo. A determinação de parâmetros físicos e geométricos da rocha alcalina é de importância para determinação posterior de parâmetros para a exploração do carbonatito. Informações estruturais podem ser estabelecidas através do seu modelo 3D resultando na determinação de direções preferenciais para a prospecção mineral.

Do ponto de vista acadêmico o processo de alojamento de intrusões alcalinas bem como sua estimativa de massa e volume podem contribuir para um modelamento regional tectônico, tais como: domeamento devido à presença de

pontos quentes, rifts continentais, bacias plataformais e soerguimento de platôs (Crough, 1993; Morgan & Baker, 1983).

12.3 Geologia

A rocha encaixante do complexo alcalino é composta pelo grupo Araxá, sendo descrita como um terreno tectonoestratigráfico (Howell, 1993). O terreno Araxá é constituído por uma seqüência ígnea máfica (anfíbolito e xisto máfico com rochas metaultramáficas subordinadas) capeadas por rochas metassedimentares predominantemente pelíticas. O conjunto foi metamorfoisado sob condições de fácies anfíbolito há cerca de 630 Ma e foi intrudido por granitos com assinatura geoquímica colisional (Seer, 1999). Os anfíbolitos são derivados de protólitos basálticos e gabróides. Os basaltos são similares a toleítos de alto FeO, com ETR (Elementos de Terras Raras). As rochas metassedimentares provavelmente representam sedimentos depositados em águas marinhas profundas. O conjunto representa um fragmento de crosta oceânica, que evoluiu a partir de uma fonte mantélica enriquecida em elementos incompatíveis.

O Grupo Araxá, onde está alojado o Complexo Carbonatítico do Barreiro (carbonatito da Alcalina de Araxá), constitui predominantemente seqüências originais de rochas formadas por sedimentação de mar profundo e de plataforma continental, vulcanismo contemporâneo e suítes sin-orogênicas de rochas plutônicas, sendo o conjunto metamorfoisado e deformado. Essa característica dificulta o estabelecimento da sucessão estratigráfica original.

Quartzitos e micaxistos do grupo Araxá são as rochas encaixantes do complexo carbonatítico do Barreiro. Quartzito predomina próximo ao contato com a intrusão, formando um anel com espessura variando de 100 a 600 metros (Figura 12.1). Os quartzitos apresentam textura granoblástica e, devido à deformação plástica dos grãos de quartzo, mostram-se, às vezes, foliadas. Estreitos níveis silicíticos e grãos dispersos de feldspatos detrítico estão, também, presentes nesta rocha. Envolvendo o anel quartzítico, ocorre a seqüência de mica com leitos subordinados de quartzito.

O Mapa Geológico do Complexo do Barreiro, Figura 12.1, (Grossi & Torres, 1976) mostra que o Complexo Carbonatítico do Barreiro é aproximadamente circular e apresenta um diâmetro de cerca de 4,5 km. Sua intrusão ocorreu há aproximadamente 90Ma ano (método K-Ar), provocando o arqueamento das rochas encaixantes e causando também fraturas radiais e concêntricas nas rochas pré-existentes.

Na zona de contato, a fenitização manifestou-se sob forma de veios/vênulas, constituídos principalmente de anfibólio sódico, que preenchem na zona de contato as fraturas e falhas nos quartzitos. Alguns fenitos quartzo-feldspáticos são observados.

Figura 12.1. Mapa geológico da Alcalina de Araxá modificado de Filho et al. (1984).

Figura 12.2. Mapa da superfície geológica do complexo Carbonatítico do Barreiro (modificado de Grossi & Torres, 1976).

O principal corpo de rochas carbonatíticas tem forma arredondada com aproximadamente 2 km de diâmetro estando situada na parte central do complexo do Barreiro (Figura 12.2).

A observação dos testemunhos de sondagens mostra que o carbonatito ocorre principalmente num sistema complexo de veios e diques, com espessuras centimétricas a milimétricas, permeando as rochas glimeríticas. As injeções do material carbonatito ocorrem em varias fases. *“Nota-se na intrusão uma intensa*

fase hidrotermal atuante devido à presença de glimeritos e da estrutura fechada”.
(Seer, 1999)

Estudos petrográficos revelam que os carbonatitos são, principalmente, do tipo beforsíticos de granulação media a grosseira e principalmente a dolomita. Calcita e a ankerita são subordinados a barita, apatita, magnetita, perovskita, quartzo secundário, pirita, flogopita, anfibólio sódico, estroncianita e outros, podem também, estar presentes no beforsito.

Um carbonatito metassomático derivado de provável piroxenito foi descrito em testemunhos de sondagem, na porção centro-oeste do Barreiro (Mariano, 1975); esse carbonatito preserva a textura da rocha ígnea original. Sovitos típicos estão restritos à porção NW do complexo, ocorrendo também como diques estreitos nas rochas encaixantes (Silva, et al, 1979).

12.4 Geofísica

A região já havia sido palco de aquisição geofísica através do levantamento aeromagnético do Projeto Brasil – Alemanha. Esse projeto teve sua conclusão no ano de 1972, sob contrato firmado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM, 1972). As linhas de vôo, com direção W-E possuem um espaçamento médio de 2 km, registram medidas do campo magnético total. Todas as medidas foram corrigidas para uma altura média de vôo de 200 m. O campo magnético de Araxá é observado na Figura 12.3. O campo magnético tem um comportamento quase dipolar, sendo os dois máximos do campo resultado da posição geográfica em que se encontra a alcalina. A amplitude do campo é da

ordem de 650 nT, característica de intrusões máficas, sendo que o máximo anômalo é de 24.400 nT e o mínimo de 23.750 nT. A direção da magnetização é aproximadamente 10°NW.

Com base na resposta magnética de Araxá optou-se pela investigação gravimétrica sobre o corpo, para determinar a forma, limites espaciais, massa e densidade da alcalina. Como a resposta magnética era semelhante às demais das alcalinas máficas – ultramáficas esperava-se que o campo gravimétrico também fosse similar, apesar da capa de rochas carbonatíticas, glimeríticas e silexíticas presentes na sua porção mais superficial serem de baixa densidade e do campo magnético ser característico de rochas como peridotito, piroxenito, etc.

Figura 12.3 - Mapa de anomalia magnética sobre o complexo alcalino de Araxá.

12.5 Aquisição dos Dados

Os dados gravimétricos foram adquiridos com o gravímetro relativo Lacoste & Romberg – tipo G. A acurácia deste equipamento é de 0,04 mGal e a deriva instrumental é inferior a 1 mGal/mês. Utilizou-se como base gravimétrica a igreja Matriz de Araxá de coordenadas (19°40'S; 46°57'W). O intervalo entre as estações de medida sobre perfis nas proximidades da alcalina foi de 500 metros e para aquelas mais distantes (distância superior do limite geográfico do corpo) de 1500 a 3000 metros, estes com o objetivo de caracterizar o campo regional. A densidade espacial das estações, sobre a alcalina, cumpre seu objetivo na amostragem do formato da intrusão, possibilitando, portanto sua posterior modelagem 3D.

As demais informações sobre a aquisição são observadas no Capítulo III, página 2.

O mapa topográfico é verificado na Figura 12.4, através dos dados SRTM (NASA, 2000). A topografia é extremamente irregular e acidentada. Uma feição geomorfológica explícita é observada sendo caracterizada por uma ***nappe*** a sul de Araxá. Linhamentos geomorfológicos são observados na Direção NW cortando a alcalina: possivelmente essas estruturas são falhas geológicas, que podem ter contribuído para o alojamento da alcalina.

12.6 Redução dos dados Gravimétricos

Para redução e processamento dos dados gravimétricos coletados em campo utilizou-se uma rotina na linguagem Fortran. Esta rotina foi desenvolvida no grupo GEOLIT, e disponibilizada para o Departamento de Geofísica do IAG/USP. Os dados das leituras gravimétricas em valores relativos de g , foram convertidos para os valores de aceleração de gravidade em unidades de mGal, através da tabela de calibração que acompanha cada gravímetro. Conseqüentemente se aplicam as correções de maré, que variam de acordo com o dia e o horário em que foi realizada a leitura das medidas (Longman,1959). Assim sendo é necessário conhecer a hora exata da medida gravimétrica. Estabelecida esta seqüência calcularam os valores das anomalias Ar-livre, Bouguer Simples e Bouguer completa (com correção topográfica).

Os mapas de anomalias foram gerados empregando-se o software SUFER 7.0 (Golden Software, 1999). Os dados gravimétricos foram interpolados em uma malha regular, empregando-se o Método da Omissão com amostragem de 500 metros. O fundamento estabelecido no método se baseia na passagem de uma superfície linearmente elástica e tênue através de cada valor observado, de forma que a superfície tenha a menor curvatura possível no espaço Euclidiano. A precisão do interpolador é de 10% da unidade de medida em mGal, estimando-se para os dados gravimétricos um erro de 0,1 mGal e para os dados altimétricos um erro de até 0,1 m (Rugenski, 2001).

Figura 12.4. Mapa da topografia (SRTM). Em amarelo observa-se a posição da alcalina

O mapa de anomalia Bouguer completa é observado na Figura 12.5. O campo anômalo da alcalina apresenta formato circular concêntrico sobre o afloramento da alcalina, com valores anômalos de 86 mGal. O campo Bouguer indica que a alcalina possui densidade maior que a da rocha encaixante, sendo sua forma característica de estruturas como *necks* e *plugs*. Não são observadas anomalias internas ao corpo, sendo portanto indicativo de um corpo homogêneo. Portanto as litologias verificadas em superfície possuem pequena espessura, em comparação à rocha predominante. Para a delimitação e identificação de litologias internas à alcalina sugere-se a densificação das estações gravimétricas e a utilização de nivelamento geométrico para modelar as heterogeneidades do maciço alcalino.

A sobreposição dos dados gravimétricos com a topografia do SRTM indica que o alojamento está na borda de uma estrutura geológica reconhecível de característica regional (zona de cisalhamento sinistral Bocaina) e de lineamentos topográficos que sugerem estruturas como fraturas e falhas oriundas de cisalhamento, e que podem ter contribuído para o alojamento alcalino como estruturas de alívio.

O mapa residual Bouguer (Figura 12.7) foi obtido através do método da omissão (discutido no capítulo 3). As estações de medida são apresentadas através dos pontos na cor roxa. Os grandes comprimentos de onda do campo Bouguer indicam uma certa tendência na direção NE-EW, de 1 a 3 mGal, no entanto sobre o corpo, para valores superiores a 3 mGal, o campo é quase circular.

a)

b)

Figura 12.5. a) Anomalia Bouguer completa da alcalina de Araxá. b) campo anômalo da alcalina ampliado. Nota-se que em (b) a gradação de cores na escala foi mudado relativamente à (a), para melhor visualização do detalhe.

Figura 12.6. Anomalia Bouguer (isolinhas) sobreposto ao mapa topográfico SRTM (Nasa,2005).

Figura 12.7. Mapa da anomalia Bouguer residual do maciço de Araxá obtido através do método de omissão de pontos.

12.7 Modelo Gravimétrico

O programa utilizado na modelagem 3D foi o IGMAS (Götze & Lahmeyer, 1988). O mapa anômalo Bouguer observado (à esquerda) e modelado (à direita) são visualizados na Figura 12.8. O modelo representa um corpo homogêneo, para o qual o campo anômalo sugere o formato de um corpo semelhante a um “*plug*” com raiz, ou até mesmo de um cone (*pipe*).

A máxima amplitude, da ordem de 18 mGal com polaridade positiva, é indicativa de uma densidade superior à do quartzito (grupo Araxá), refletindo a existência de uma rocha máfica–ultramáfica. O contraste de densidade modelado é da ordem de $0,63\text{g/cm}^3$ entre a rocha encaixante quartzito ($2,67\text{ g/cm}^3$) e a própria alcalina ($3,3\text{ g/cm}^3$). Como as densidades usadas na modelagem são valores limites tanto para a alcalina (densidade de piroxenito) como da encaixante (densidade média da crosta continental superior) esse modelo é representativo da sua forma.

A análise estatística (Figura 12.9) mostra que o modelo é representativo de 99% dos dados observados sobre o complexo alcalino, onde o desvio padrão médio, obtido através dos resíduos, ficou em torno de 0,23 mGal. Apenas 2% dos dados apresentam resíduos superiores a 2 mGal sendo o seu valor médio residual da ordem de $-0,5\text{ mGal}$. Um outro parâmetro de interesse é que os resíduos tendem a média zero sugerindo um modelo representativo e simétrico de ajuste com cancelamento sistemático dos erros na modelagem.

Figura 12.8. Anomalia Bouguer observada (à esquerda) e modelada (à direita). O campo foi obtido através do modelo 3D de formato irregular.

Figura 12.9 - Análise estatística do modelo 3D de Araxá.

A densidade de massa superficial (Figura 12.10) indica uma tendência de acúmulo de massa na direção NE, indicado pela seta contínua. Um possível alinhamento na direção 10°NW, também é visível, sendo interpretado como uma possível falha geológica por onde o material em parte percolou, talvez devido ao deslocamento da massa em planta. Esse alinhamento possui reflexo na topografia (Figura 12.4)

Figura 12.10. Mapa da distribuição de massa por unidade de área (densidade de massa superficial). A linha tracejada indica uma possível falha que coincide com um alinhamento topográfico. A seta indica uma tendência de maior concentração de massa, que também coincide com alinhamento topográfico (Figura 12.4).

O mapa de isópacas do modelo 3D de Araxá é verificado na Figura 12.11. A Máxima profundidade esta localizada na porção central do corpo alcalino, sendo sua profundidade de apenas 2.2 km. O modelo de uma maneira grosseira é equivalente ao de um cone, sendo sua máxima profundidade centrada no corpo.

Algumas tendências verificadas no mapa de densidade de massa superficial (Figura 12.10) são também observadas aqui.

Figura 12.11. Mapa de isópacas da profundidade do modelo.

A imagem tridimensional de Araxá (Figura 12.12) é formada por seções de maior área, próximo da superfície com tendência de afinamento, com o aumento da profundidade; esse comportamento é observado também em perfil na Figura 12.13. O volume estimado foi de $0,29680 \times 10^2 \text{ km}^3$ e massa de 18.699 Mton. Para uma densidade superior a $3,3 \text{ g/cm}^3$ para a alcalina, o ajuste resulta

num corpo com profundidade de 2,2 km. A densidade de $3,3 \text{ g/cm}^3$ é o valor limite para as rochas crustais já que é equivalente à densidade mantélica, ou seja de um piroxentito.

A imagem final do modelo 3D é verificada na Figura 12.12. Na imagem é visível seu formato regular do topo até a base, sendo composto por um único duto (“raiz”). O modelo sugere que o alojamento pode ter sido através de alojamento passivo, ou seja, através de esforços de tração. Uma característica interessante esta na sua profundidade, de aproximadamente 2 km. Essa profundidade pode ser que não seja representativa podendo ter valores maiores, nesse caso necessariamente a densidade do corpo alcalino deverá ser inferior a $3,3 \text{ g/cm}^3$. Caso se confirme essa profundidade existe a possibilidade do corpo ter se formado sobre regime de esforços de compressão, como se tivesse sido espremido pela crosta.

Figura 12.12 – Imagens tridimensional da Alcalina de Araxá.

Figura 12.13 – Mapa do modelo gravimétrico 3D.

12.8 Modelo Magnético e Gravimétrico

A modelagem usando simultaneamente dados gravimétricos e magnéticos resulta num modelo de maior confiabilidade, já que as duas propriedades são ajustadas em combinação.

Os critérios para a modelagem 2.5D do perfil magnético e gravimétrico empregados no Gravmag (Pedley et al., 1993) obedeceram a critérios dados pelo comportamento dessas anomalias. O perfil foi escolhido de forma a passar pelos máximos e mínimos da anomalia magnética, na mesma direção do vetor

resultante de magnetização do corpo. O perfil magnético seguiu orientação norte sul, aproximadamente 10° NW (Figura 12.14). Aproximadamente coincidente com o alinhamento observado no mapa de densidade superficial de massa (Figura 12.10), representativo de uma possível falha geológica.

Na Figura 12.14 temos o mapa de anomalia Bourguer residual sobreposto ao mapa de anomalia magnética (escala de cores). Na mesma figura, observam-se os comportamentos dos campos magnético e gravimétrico. A gravimetria indica que a alcalina está localizada na interface dos pólos magnético positivo e negativo. Além dessa característica verifica-se que o eixo de magnetização da anomalia magnética não coincide com a maior concentração de massa da alcalina. Uma possibilidade para explicar esse fato é a ocorrência de um evento térmico, que aqueceu as laterais da alcalina diminuindo a magnetização do corpo e deslocando o eixo de magnetização do eixo do centro de massa. Outra possibilidade é a presença de porções mineralizadas em localidades da alcalina distintas do eixo de centro de massa.

A modelagem dos dados magnéticos e gravimétricos usando interface GRAVMAG 2D, Figura 12.15, apresenta as mesmas feições do modelamento 3D, com formato semelhante de um cone. O modelo foi condicionado há parâmetros físicos referentes ao piroxenito. Com parâmetros de susceptibilidade, inclinação e declinação do campo magnético e densidade volumétrica obteve-se o modelo observado. A máxima profundidade do modelo 2D não se ajusta com o do modelo 3D, pois o perfil não passa pelo valor de máximo anômalo Bouguer.

Figura 12.14 - Anômalia Bouguer residual com isolinhas e a anomalia magnética em escala de cores. O perfil AB utilizado no modelo.

Figura 12.15 - Modelo da alcalina de araxá obtido no GRAVMAG. A estrutura de cor vermelha representa a magnetização alterada pelo fluxo geotérmico ou pulso magmático empobrecido em ferromagnéticos, tendo a mesma densidade ($3,3 \text{ g/cm}^3$).

Para a modelagem dos dados magnéticos fez-se uso da declinação de -16° e inclinação de -13° , e a inclinação remanescente foi de 52° . A declinação e

inclinação constavam na carta de anomalia magnética do levantamento feito pela CPRM (Projeto Brasil – Alemanha, 1972). O valor de susceptibilidade média para o piroxenito, na cor preta, foi de 0.125, no SI, (Telford et al., 1998). O “piroxenito” representado na cor vermelha possui susceptibilidade próxima de zero. Tanto o piroxenito magnetizado como o desmagnetizado possuem densidade de 3,3 g/cm³.

Uma possível explicação para a desmagnetização da porção externa da alcalina é a ocorrência de um evento térmico com temperaturas equivalentes à de Curie, resultando na desorientação dos “spins” magnéticos. Atualmente ainda existe uma anomalia térmica presente no local, sendo observada pela tomografia sísmica (Figura 12.16). O eixo de centro de massa da alcalina está deslocado do eixo de magnetização, um dos possíveis fatores responsáveis por essa ocorrência, além do aquecimento, são deformações da anomalia devido à localização da anomalia quanto à latitude, ou mesmo deformações devido a incertezas na aquisição dos dados aéreos.

Figura 12.16. Tomografia sísmica (Rocha, 2003). A cor azul indica regiões frias, enquanto que a cor vermelha regiões quentes. Os círculos na cor amarela indicam a posição das alcalinas. Os quadrados são as estações sísmicas.

12.8. Conclusão

O trabalho apresenta os resultados do levantamento gravimétrico realizado no Complexo Alcalino de Araxá e interpretações simultâneas sobre dados gravimétricos e magnéticos.

Os dados gravimétricos para o modelo reduzidos sugerem uma anomalia “elipsóidal” sobre o complexo, tendo a sua maior intensidade gravimétrica condicionada a região de “raiz” do corpo (a porção mais profunda da rocha), com estimativas de 2 quilômetros de profundidade a partir de modelagem 3D (IGMAS). O campo gravitacional sugere uma rocha composta de um único tipo litológico pelo menos no que se refere à densidade, sendo que outra fácies litológicas, e associações têm profundidades inferiores a 200 metros (modelo 2D).

O tipo litológico existente na sua maior porção sugere a do piroxenito ou equivalente como teralitos e essexitos, como também, combinações e associações de densidades equivalentes. Mariano (1975), através de dados de sondagem sugeriu que o carbonatito metassomático fosse derivado de um provável piroxenito. Os dados gravimétricos indicam a possível presença de rocha do tipo piroxenito, em comparação aos demais campos gravitacionais e magnéticos observados nessa Tese, sendo descritos ao longo dos capítulos.

Para dados magnéticos reduzidos e modelado no GRAVMAG a alcalina de Araxá sugere que o centro da anomalia magnética está deslocado do centro da anomalia gravimétrica, esta informação pode ser verificada através dos modelos obtidos e da própria observação dos campos gravimétricos e magnéticos (Figura

12.14). Através do modelo 2D conclui-se que o corpo apresenta uma forte susceptibilidade magnética remanescente, que resulta numa inclinação de 52°. A porção externa do corpo se encontra desmagnetizada. Uma susceptibilidade da ordem de 0.125 (Telford et al., 1990) é esperada.

A desmagnetização da porção externa da alcalina pode ser devido a eventos térmicos que desorientaram os spins de magnetização da rocha, ou por um evento de magma piroxenítico empobrecido em ferrimagnéticos, como ocorre em Juquiá.

O modelo indica um formato regular, com afinamento das secções transversas do topo até a base, sendo composto por um único duto (“raiz”) e semelhante a um cone. A máxima profundidade de 2.2 km para uma densidade de 3,3 g/cm³ é ajustada. A densidade de 3,3 g/cm³ é o valor limite para as rochas crustais já que é equivalente à densidade mantélica, ou seja de um piroxentito. O volume estimado pelo modelo 3D foi de 0,29680x10² km³ e massa de 18 699 Mton.

No modelo 3D a raiz do corpo alcalino coincide com o centro da anomalia gravimétrica; ao contrario do modelo magnético GRAVMAG, que não coincidiu com a raiz do corpo alcalino. Optou-se para a confecção do perfil AB (Figura 12.15), a passagem do perfil sobre o vetor resultante de magnetização, devido ao centro magnético do corpo estar deslocado do eixo de centro de massa. Dessa forma podemos concluir que os centros das anomalias não são comuns, indicando uma distribuição irregular de minerais ferrimagnéticos, que possuem

como característica alta densidade e são responsáveis pela forte magnetização do corpo, serem independente da distribuição de massa.

12.9 Referencia

ALMEIDA, F. F. M. 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro, DNPM/ DGM. 36p. (Boletim 241).

ALMEIDA, F. R. M., 1983. Relações tectônicas das Rochas Alcalinas Mesozóicas da Região Meridional da Plataforma Sul-Americana. Revista Brasileira de Geociências, vol.13 p.139-158.

BARBOSA, O. 1963. Geologia econômica e aplicada a uma parte do Planalto Central Brasileiro. DNPM/PROSPEC.

BARBOSA, O.; BRAUN, O. P. G.; DYER, R. C.; CUNHA, C. A. B. R. 1970. Geologia da região do Triângulo Mineiro. DNPM/DFPM. p.140. (Boletim 136).

BRANCO, J. J. R.; COSTA, M. T. 1961. Roteiro para a excursão Belo Horizonte - Brasília. CONGR. BRAS. GEOL. 14, Belo Horizonte, 1961. Roteiro das excursões, p. 6-10.

BRIGGS, I. C. 1994, Machine contouring Using Minimum Curvature, Geophysics, v. 39, nº.1, p. 39-48.

COMPANHIA BRASILEIRA DE METALURGIA E MINERAÇÃO –
Complexos carbonatíticos do Brasil: geologia. São Paulo, CBMM, Departamento
de geologia, 1984.44p.

CPRM, 1972. Levantamento aeromagnetométrico realizado em 1972
pela Companhia Brasileira de Geofísica (CPRM). Projeto aero-geofísico do
Noroeste Mineiro, Convênio DNPM/PRAKLA SEISMOS.

CROUGH, 1983. Rifts and Swells: Geophysical Constraints on
Casualty. Earth and Planetary Science Letters. 94v., 23 – 27p

DAVINO, A., 1965. Estudos Geológicos e geofísicos da serra de
Araçoiaba e arredores, estado de São Paulo. Tese de doutorado – IAG/USP.

DUARTE, O. O. 1997. Dicionários Enciclopédicos de Geofísica e
Geologia. SBGF.Petrobrás

DNPM/PRAKLA SEISMOS, 1972. Convênio Geofísico Brasil-Alemanha
– Mapa de isoanômalas intensidade magnética total.

FILHO, A. I.; LIMA, P. R. A. S.; SOUZA, O. M. 1978. Aspecto da
Geologia do Complexo Carbonatítico do Barreiro , Araxá/MG – Brasil, CBMM

FERNANDES, C. E. M., 1984. Fundamentos de prospecção Geofísica.
Rio de Janeiro: Interciências

FIGUEROLA, J. C., Tratado de Geofísica Aplicada – Madrid, 1974.

GEMAEL, C., 1999. Introdução a Geodésia Física –Curitiba: Ed. da
UFPR.

GÖTZE, H. J. and LAHMEYER, B., 1988 Application of three-dimensional iterative modeling in gravity and magnetics, geophysics vol. 53 nº 8

GROSSI SAD, J. H. & TORRES, N. Geologia e Recursos Minerais do Distrito de Barreiro, Araxá, MG. DNPM, 1970

HALL, A., 2001. Igneous Petrology – Sec. Editions

SEER, H. J., et al, 2001. Grupo Araxá em sua área tipo: um fragmento de crosta oceânica neoproterozóica na faixa de dobramentos Brasília – Revista Brasileira de Geociências.

KEARY, P., BROOKS., 1984. An Introduction to Geophysical Exploration. Blackwell Scientific Publications, 296 p.

LADEIRA, E. A. BRAUN, O. P. G., CARDOSO, R & HASUI, Y. 1971. O Cretáceo e Minas Gerais, Anais XXV Conga. Brás. Gelo. 1:15-31 São Paulo.

LONGMAN, I. M., 1959. Formulas for Computing the tidal accelerations due to the Moon and the Sun. Journal of Geophysics Research 64 (1959) 2351 – 2355.

MARIANO, A. N.; ITO, J.; RING, P. J. Petrographic Report on selective Drill Core-Araxá, Minas Gerais, Brasil. s.n.t. 1975.40 p.

MORGAN & BACKER, 1983. Introduction – processes of Continental Rifting. Tectonophysics, 94v., 1 – 10p

MURTHY, I. V. R. & SWAMY, K. V., 1995. Gravity anomaly os a vertical cylinder os polygonqal cross-section and their inversion. Computer & Geociences vol.22, nº06, pp625-630,1996. Copyright & 1996 Elsevier Science ltd.

NASA, 2000. The Shuttle Radar Topography Mission (SRTM).

Pedley R.O., Busby J.P, Dabek Z.K. 1993. Interactive 2.5 D Gravity & Magnetic modelling- GRAVMAG user manual, England, British Geological Survey, (NERC Copyrigh), 73p. (Regional Geophysical Series, Technical Report WK/93/26/R)

ROCHA, M.P., 2003. Ampliação da tomografia sísmica no manto superior no Sudeste e Centro-Oeste do Brasil com ondas P. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, IAG/USP. Dissertação de mestrado. 71 p.

RODRIGUES, C. S., LIMA, P. R. A. S., 1984. Complexos Carbonatíticos do Brasil. Pub. Cia. Brás. Demeter e Min. (CBMM), 2-17.

ROSALES, M. J. T., 1999. Caracterização geofísica do complexo intrusivo ultrabásico-alcalino de Jacupiranga, (SP). Dissertação de mestrado. IAG/USP

RUGENSKI, A, 2000. Investigação geofísica da Alcalina de Pariquera Açú com ênfase em gravimetria. 58p. Dissertação de Mestrado apresentação ao Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo.

RUGENSKI, A., MANTOVANI, M. S. M., SHUKOWSKY, W., 2001. Modelo Gravimétrico do Complexo Alcalino de Pariquera Açu (SP). Revista Brasileira de Geociências, 31(3): 337-346.).

RUGENSKI, A., 2006. Tese de Doutorado – Inédito, IAG/USP.

SÁ, N. C., 1996. Introdução à teoria do potencial Forma e dimensões da Terra. O campo da Terra. Medições gravimétricas, IAG/USP.

SEER, H. J., 1999, Evolução Tectônica dos Grupos Araxá, Ibiá e Canastra na Sinforma de Araxá, Minas Gerais – Tese n° 28, IGC/UNB - Julho/1999

SEER, H. J., et al, 2001. Grupo Araxá em sua área tipo: um fragmento de crosta oceânica neoproterozóica na faixa de dobramentos Brasília – Revista Brasileira de Geociências.

SHUKOWSKY, W., VLACH, S. R. F., NOVAES, K., 1997. A Gravity signature of the Morungaba granitoids. In 5th International Congress of the Brazilian geophysical Society, 1997. São Paulo. Expanded abstracts. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geofísica, 1997. V.2, p.730-731.

SILVA. A. B.; MARCHETTO. M.; SOUZA, O. M., Geologia do Complexo Araxá (Barreiro) Carbonatite. S.n.t. 17 p., 1979.

SLAVEC, G. B. & MANTOVANI, M. S. M., 2000. Resultados gravimétrico obtidos na região do Complexo alcalino de juquiá –SP. Trabalho de Graduação II. IAG/USP.

SLAVEC, G. B., MANTOVANI, M. S. M., SHUKOWSKY, W., 2001.

Contribuição ao estudo do Complexo Alcalino Carbonatítico de Juquiá utilizando o método gravimétrico. Revista Brasileira de Geociências 31 (2): 203-210.),

SLAVEC, G. B. - Estudo gravimétrico do Maciço Alcalino de Poços de Caldas – MG/SP – IAG/USP – São Paulo 2002.

SLAVEC, G. B., MANTOVANI, M. S. M., SHUKOWSKY, W., 2004.

Estudo gravimétrico do maciço alcalino de Poços de Caldas. Rev. Bras. Geoc., 34(2):275-280);

SORENSEN, H., 1974. The alkaline rocks. A review. Fortschr. Miner., 64(1):63-86

SORENSEN, H., 1974. The alkaline rocks. John Wiley & Sons, 622pp.

SUFER VERSION 7.00 , 1999. surface Mapping System. Copyright c 1993-94. Golden Software, Inc.

TRAVERSA, G. et al. 2000, Petrology and mineral chemical of carbonatites and mica-rich rocks from the Araxá complex (Alto Paranaíba Province, Brasil) An. Acad. Bras. Ciências.

Telford W.M., Geldart L.P., Sheriff R.E., Keys D.A, 1998. Applied Geophysics, Cambridge university press.

13.1 Resumo

Através dos dados do levantamento aeromagnético do Projeto Brasil-Alemanha (CPRM, 1972) observou-se à existência de uma anomalia com característica dipolar. No local e nas vizinhanças são identificáveis clastos carbonatíticos, no entanto, nenhum afloramento alcalino foi observado.

Ellert & Hasui (1969) ao empregarem magnetometria terrestre na mesma região da anomalia aeromagnética, obtiveram uma anomalia cujo máximo valor anômalo foi de -1300 gamas. No entanto, este estudo não teve uma conclusão favorável, haja vista que o seu comportamento dipolar não foi discriminado através dos dados terrestre. Os dados coletados pelos autores Ellert e Hasui não cobriram completamente a anomalia.

Impulsionados pelo objetivo de localizar o corpo, aplicamos os métodos gravimétricos para tentar estudar a provável alcalina de São Gotardo, já que a anomalia gravimétrica é centrada no limite físico do corpo, diferentemente da anomalia magnetométrica, na qual o corpo pode estar localizado em qualquer porção da anomalia magnética (com característica dipolar). Porém, como no caso de Tunas-PR também não houve presença de valores anômalos gravimétricos.

A partir dos dados aeromagnéticos foi modelado o corpo através do Programa IGMAS (Götze & Lahmeyer, 1988). Os dados aeromagnéticos foram reduzidos ao pólo e posteriormente modelados.

13.2 Introdução

A alcalina de São Gotardo é identificada somente pela presença de seixos carbonatíticos, com diâmetros de 1 a 12 cm, contidos nos sedimentos da Formação Uberaba (Hasui, 1967). A ocorrência dos seixos está na estrada Matutina-Santa Rosa da Serra, a 3,5km ao sul da rodovia Araxá-Belo Horizonte (via São Gotardo). Os seixos apresentam formatos arredondados, indicando transporte não muito distante do local de origem. (Hasui & Hassano, 1969)

Segundo Hasui & Hassano (1969), os seixos não podem ter sido transportados dos complexos alcalinos de Serra Negra e Salitre I e II, devido a sua distancia, entretanto os complexos de Tapira e Araxá são possíveis fontes dos clastos, já que distam cerca de 90 km do local; de outro lado é improvável que sedimentos de 12 cm tenham sido transportados por essa distancia e preservado esse tamanho, e seu formato com arestas um pouco angulosas. O mais condizente é que esses sedimentos provenham de uma rocha fonte próxima do ambiente de sedimentação.

Ellert & Hasui (1969) empregaram a magnetometria terrestre, objetivando localizar o corpo, já que o afloramento não é visível. Isso decorre do fato dos corpos alcalinos serem facilmente intemperizados, bem como, da possibilidade do corpo estar soterrado pelos sedimentos da formação Uberaba. Os dados indicaram a existência de um baixo anômalo da ordem de -1300 gamas. Na aquisição dos dados foi utilizado um magnetômetro do tipo Askania calibrado para escala de 25 gamas. Esse estudo não foi conclusivo já que os autores não

cobriram completamente a anomalia, se restringindo apenas ao pólo magnético negativo gerado pelo corpo anômalo e não cobrindo com os dados toda a porção do dipolo.

13.3 Geologia

A rocha encaixante onde esta inserida a anomalia magnética de São Gotardo é formada pelo Grupo Bambuí (Eocambriano), sendo representada localmente por ardósias negras e verdes, intensamente deformadas e com intercalações restritas de calcário metamórfico e meta-arcóseo. Os calcários são cinzentos e negros, de granulação fina e constituída principalmente por calcita.

A Formação Aerado (Eo- Cretáceo) está sobre o Grupo Bambuí, sendo representada por quartzo-arenitos e arenitos feldspáticos, com ou sem cimentação carbonática ou de sílica. Sua espessura varia de poucos metros (30m). (Hasui & Hassano, 1969)

A terceira unidade litoestratigrafica é composta pela Formação Uberaba (Neo-Cretáceo) que é composta essencialmente por arenitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados vulcânicos onde, subordinadamente, ocorrem siltitos e argilitos vulcânicos. Sua espessura é variável podendo chegar a 120 m no município de São Gotardo. A Formação Uberaba possui origem fluvial detrítica formando pacotes sedimentares heterogêneos de matriz imatura. Nele são encontrados clastos de origem básica ultrabásica, como magnetita titanífera e clinopiroxênio, sendo também observados minerais pesados com zircão e

sillimanita, bem como fragmentos de rochas metamorfasadas. (Hasui & Hassano, 1969)

Os seixos identificados como sendo alcalinos ou de rochas subordinadas são compostas de pulaskito, urtito, melteijito, fonolito, tingauito entre outros. Apresentam diâmetro variável de 1 a 12 cm, possuindo formato arredondado em parte mas com arestas ainda um pouco angulosas, principalmente as referentes aos seixos de origem ígnea.(Hasui & Hassano, 1969)

Datações potássio-argônio indicam uma idade de 80 Ma para os seixos alcalinos sendo, portanto de idade equivalente aos demais complexos alcalinos da região, sendo citados Serra Negra, Salitre I e II, Tapira e Araxá.

13.4 Geofísica

O levantamento aerogeofísico do projeto Brasil-Alemanha (CPRM, 1972), caracteriza o campo anômalo de São Gotardo, descrevendo o seu comportamento dipolar (Figura 13.1). Esse projeto teve sua conclusão no ano de 1972, sob os parâmetros de contrato firmado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM, 1972). As linhas de vôo, com direção W-E possuem um espaçamento médio de 2 km, registram medidas do campo magnético total. Todas as medidas foram corrigidas para uma altura média de vôo de 200 m

Na Figura 13.1 observa-se que o campo é representado por um dipolo de polaridade invertida (pólo negativo ao norte). A amplitude anômala de 189 nT a -647 nT é característica de corpos alcalinos. O campo magnético pode ser

representativo de dois corpos alcalinos, um a leste (São Gotardo, dipolo mais intenso) e outro a sudoeste (corpo B).

Figura 13.1. Mapa anômalo magnético do levantamento aerogeofísico do Convênio Brasil-Alemanha (CPRM, 1972). No mesmo mapa observam-se alinhamentos magnéticos na direção NW.

Na Figura 13.2 observa-se através dos dados aeromagnéticos um alinhamento que esta cortando as duas anomalias bem como a rocha encaixante.

É improvável que esse dique esteja cortando o corpo alcalino de São Gotardo, se todo o conjunto anômalo magnético for representativo de um único dipolo, ou seja, apenas de São Gotardo a não ser que São Gotardo tenha o mesmo comportamento estrutural observado na alcalina de Juquiá, com presença de fraturas subdividindo o complexo.

Figura 13.2. Mapa anômalo magnético do levantamento aerogeofísico do Convenio Brasil-Alemanha, visualizado em escala de relêvo sombreado (CPRM, 1972). No mesmo mapa observam-se alinhamentos magnéticos na direção NW, que divide a anomalia em duas e corta a rocha encaixante.

No mapa topográfico (Figura 13.3), obtido pelos dados do SRTM (Nasa, 2000), é verificada uma estrutura circular nas proximidades de São Gotardo, interpretada como sendo o Corpo B.

Figura 13.3. Mapa topográfico obtido pelo SRTM (NASA, 2000). Os pontos na cor vermelha indicam as estações gravimétricas sobre São Gotardo. As setas indicam a localização do Corpo B (estrutura circular), São Gotardo e do alinhamento magnético representado por uma falha.

Comparando as Figuras 13.2 e 13.3, nota-se que os alinhamentos magnéticos e os alinhamentos geomorfológicos (falhas, preenchida por intrusões) apresentam-se rotacionados um em relação ao outro. Os alinhamentos magnéticos estão na direção 50° NW enquanto que as falhas estão direcionadas na atitude 75° NW. Uma rotação de 25° para Oeste nos dados aeromagnéticos é possível, já que corrigindo essa rotação as anomalias possuem correlação com a geomorfologia. Rotacionando os dados verifica-se que a estrutura circular (Corpo B) observada na Figura 13.3 se acopla à anomalia a SW de São Gotardo, compondo-se num outro corpo possivelmente intrusivo, devido ao seu comportamento geomorfológico, típico de crateras vulcânicas.

A rotação dos dados aeromagnéticos é possível, haja vista que nos antigos levantamentos aeromagnéticos o seu posicionamento era realizado através de cartas topográficas e do uso do efeito Doppler, sem a aplicação de técnicas mais modernas como é o caso do uso de GPS (Global Position Satellite).

Os dados magnéticos foram reduzidos ao pólo através de uma inclinação de 58° e direção de magnetização NS (Figura 13.4). A inclinação de 58° é equivalente àquela observada para os diques do Arco de Ponta Grossa (Ussami et al., 1991).

A anomalia de polaridade negativa verificada na Figura 13.5, indica que provavelmente exista um carbonatito nesse local, comparativamente a resposta magnética dos demais carbonatitos, sendo citados Juquiá, Jacupiranga e Serra Negra, ou o seu alojamento se deu num período de inversão magnética.

Figura 13.4. Mapa anômalo magnético de São Gotardo (esquerda); Anomalia reduzida ao pólo (direita).

Figura 13.5. Campo magnético reduzido ao pólo para uma inclinação de 52° e direção de magnetização NS. As isolinhas do campo a esquerda estão em unidades de nT. O mínimo valor no centro da anomalia é de -423 nT.

13.5 Gravimetria

A metodologia aplicada na aquisição de dados gravimétricos foi a mesma utilizada nos demais complexos alcalinos, sendo contabilizado um total de 132 novas estações de medidas, que compuseram 206 estações gravimétricas utilizadas no estudo, todas referenciadas a estação gravimétrica nº1815 do IBGE, lotada na Igreja Matriz de São Gotardo.

São Gotardo não apresenta campo anômalo representativo, sendo sua resposta observada na Figura 13.6. A alcalina possui apenas campo anômalo magnético sendo destituído do gravimétrico, como ocorre com a alcalina de Tunas. A falta de anomalia mostra que a rocha encaixante composta pela Formação Uberaba possivelmente possui densidade equivalente a da alcalina. Outro fator observado é existência de altos gravimétricos abaixo da rocha encaixante, sugerindo a presença de eventos vulcânicos, na forma de *sills* e diques. O efeito magnético das vulcânicas, -104 a 98 nT, (Figura 13.6) podem estar mascarando o sinal gravimétrico da alcalina de São Gotardo, devido a sua maior densidade, diminuindo o contraste entre encaixante e alcalina. O campo magnético indica a presença de minerais ferrimagnéticos na alcalina, em face de sua resposta intensa e dipolar, sendo o carbonatito de baixa concentração de ferromagnéticos, não se caracterizando como um ferro carbonatito. O baixo gravimétrico ao lado da alcalina de São Gotardo é a resposta de um platô topográfico.

Figura 13.6. Mapa anômalo Bouguer na escala de cores. As isolinhas na cor preta representam o campo magnético reduzido ao pólo. Os pontos pretos indicam as posições das estações gravimétricas.

13.6 Modelo Magnético

O programa utilizado na modelagem 3D foi o IGMAS (Götze & Lahmeyer, 1988). Os dados utilizados no modelamento foram os do levantamento aerogeofísico do convênio Brasil-Alemanha. Os mapas anômalos magnéticos reduzidos ao pólo, observado (à esquerda) e modelado (à direita) são visualizados na Figura 13.7. As linhas do campo são subcirculares e concêntricas. O modelo representa um corpo homogêneo, onde o campo anômalo sugere o formato de um corpo semelhante a um “*plug*” com raiz, ou até mesmo de um cone (*pipe*) com diminuição das secções de área em profundidade. O modelo é semelhante aos demais corpos alcalinos modelados através da gravimetria.

A análise estatística do modelo é verificada na Figura 13.8. O campo residual dentro da área onde se concentra o modelo é próximo de zero, sendo que nas bordas os valores anômalos de ajuste não são satisfeitos, evidentemente porque não foram modelados adequadamente. O desvio padrão dos resíduos entre o modelo e o campo observado é da ordem de 40 nT, onde apenas 2% dos dados possui valores residuais de 100 nT. A correlação é de 91%, sendo um modelo representativo, mesmo para o tipo de dados utilizados na modelagem. Os levantamentos aéreos possuem incertezas maiores do que a dos levantamentos terrestres, principalmente porque as linhas de vôo não cobrem completamente o corpo, sendo os dados fora das linhas de vôos interpolados. A interpolação adiciona uma componente de imprecisão no modelo.

Figura 13.7. Campo magnético reduzido ao pólo, modelado (á direita) e campo observado (á esquerda). Os mínimos valores são da ordem de 400 nT, constituindo numa polaridade negativa.

Figura 13.8. Análise estatística do modelo tridimensional do IGMAS sobre os dados aeromagnéticos, reduzidos ao pólo.

Os parâmetros obtidos foram: massa de 0.21134×10^{14} kg; volume de 0.2895×10^3 km³. A magnetização utilizada foi de -1.5 A/m, sendo que para magnetizações menores o corpo deve apresentar uma profundidade maior, mantendo-se valores negativos de magnetização. O valor negativo na magnetização indica apenas a direção de magnetização e não do valor em si. A magnetização da encaixante foi definida como zero. A máxima profundidade alcançada para esse modelo é de 3.5 km.

Na Figura 13.9 é observado o mapa de profundidade do modelo: a máxima profundidade de 3.5 km está localizada no centro do corpo, sendo que nas porções superiores o modelo indica que os minerais magnéticos são lixiviados além dos limites do corpo devido ao intemperismo, formando uma capa de materiais ferrimagnéticos na superfície. Outra possibilidade seria a presença de um derrame vulcânico tendo, como resposta essa capa magnética; neste caso se verificaria uma viscosidade baixa para o magma alcalino.

Um perfil do modelo na direção NE é disponibilizado na Figura 13.10. No perfil observa-se que o campo magnético modelado tem um bom ajuste ao campo medido. No modelo é possível notar que pode ser inferida uma capa na forma de um derrame de lava na superfície do corpo, com espessura de 300 a 400 metros. No mesmo perfil nota-se que o campo anômalo em média é simétrico em relação ao valor de mínimo.

Figura 13.9. Mapa de isópacas de profundidade do modelo.

Figura 13.10. Perfil do modelo obtido no IGMAS. Na figura inferior observa-se a orientação do perfil e na superior o perfil em si.

Figura 13.11. Modelo 3D do corpo de São Gotardo.

13.7 Conclusão

Algumas propriedades físicas e geométricas foram obtidas através do modelo 3D do campo aeromagnético de São Gotardo. Os parâmetros foram: massa de 0.21134×10^{14} kg; volume de 0.2895×10^3 km³, máxima profundidade 3.5 km. A magnetização estimada foi de -1.5 A/m, sendo que para magnetizações maiores o corpo deve apresentar uma profundidade maior. O sinal negativo da magnetização pode indicar a orientação da magnetização, ou da presença de um carbonatito com as dimensões da anomalia magnética reduzida ao pólo.

É possível que o corpo tenha tido eventos de derrame magmático na superfície da alcalina. O formato do corpo é equivalente ao de um cone de maior secção de área na superfície, afinando-se em profundidade.

O modelo apresenta boas características estatísticas, com correlação da ordem de 91%. O campo magnético foi reduzido ao pólo para uma inclinação de 52° e direção de magnetização NS. Essa direção de magnetização é compatível à observada para os corpos máficos - ultramáficos da região do Domínio Apiaí (Ussami et al., 1991).

Foi identificada uma rocha com estrutura de cratera, através dos dados de topografia e os dados aeromagnéticos (Figura 13.3; Figura 13.4). A estrutura foi denominada de Corpo B. Uma correlação entre dados topográficos e aeromagnéticos indica que os dados magnéticos estão rotacionados no espaço.

A alcalina de São Gotardo não apresenta anomalia gravimétrica como ocorre com a alcalina de Tunas-PR.

13.8 Referência

CPRM, 1972. Companhia Brasileira de Geofísica (CPRM).

DNPM/PRAKLA SEISMOS. Convênio Geofísico Brasil-Alemanha – Mapa de isoanômalas intensidade magnética total.

Ellert, N., & Hasui, Y, 1969. Magnetometria Aplicada à Região de São Gotardo, MG. Bol. Da Sociedade Brasileira de Geologia, V. 18, Nº1.

GÖTZE, H. J. and LAHMEYER, B., 1988. Application of three-dimensional iterative modeling in gravity and magnetics, geophysics vol. 53 nº 8

GROSSI SAD, J. H. & TORRES, N. Geologia e Recursos Minerais do Distrito de Barreiro, Araxá, MG. DNPM,1970.

Hasui, Y., 1967. Geologia Das Formações Cretáceas do oeste de Minas Gerais. Tese de Doutorado, Dep. de Engenharia de Minas da escola Politécnica da Universidade de São Paulo.

Hasui, Y., & Hassano, S., 1969. Indício de um Novo foco de Rochas Alcalinas em São Gotardo, Estado de Minas Gerais. Vol. 41 (2).

NASA, 2000. The Shuttle Radar Topography Mission (SRTM).

Ussami, N., Kolisnyk, A., Raposo, M., FERREIRA, F. J.F., Molina, E.C., Ernesto, M., 1991. Detectabilidade Magnética de Diques do Arco de Ponta Grossa: Um Estudo Integrado de Magnetometria Terrestre /Aérea e Magnetismo de Rocha . Revista Brasileira de Geociências. 21(4):317-327.

Conclusão

Os complexos alcalinos apresentam respostas geofísicas distintas. Não existe um padrão comum. Anteriormente a esse trabalho pensava-se que os complexos alcalinos apresentassem dipolos magnéticos intensos e campos gravimétricos positivos e fortemente anômalos. Como observado através dos dados, os complexos possuem campos gravimétrico positivo e negativo, refletindo as litologias de que são compostos, indicando em parte a sua origem, crustal ou mantélica. Assim sendo as anomalias gravimétricas negativas pode indicar uma origem crustal rasa e as anomalias positivas (enriquecimento em piroxênio) uma origem na base da crosta ou mesmo do manto. Algumas alcalinas não possuem repostas anômalas, indicando serem corpos muito pequenos e ou, de origem crustal muito rasa, não possuindo contraste de densidade com a crosta significativa. Quanto às anomalias magnéticas, quanto mais intensas maior é a concentração de minerais ferrimagnéticos, e esses minerais são indicativos de uma origem a grandes profundidades crustais, ou mesmo no manto.

Poços de Caldas por possuir uma resposta gravimétrica negativa (baixa densidade) e pequeno campo anômalo magnético (baixa concentração de minerais ferrimagnéticos), pode ser excluído do comentário acima, ou seja, não sugere ser sua origem mantélica, no entanto, em face ao seu enorme volume magmático, não deve ter uma origem crustal rasa. A não ser, que algum evento astronômico tenha contribuído para seu surgimento, como por exemplo, o impacto de um meteoro, que tenha fundido localmente parte da crosta. No entanto essa

hipótese é especulativa. Uma diferenciação magmática também pode explicar o seu comportamento físico e petrográfico, e nesse caso ter uma origem mantélica, como a grande maioria dos pesquisadores sugere, sendo formado por uma mega pluma térmica. A máxima profundidade para a raiz do corpo de 50 km indica uma origem profunda, na base da crosta. Deve-se observar que essa análise é para o corpo como um todo, sendo suas litologias analisadas como um pacote único.

Alguns parâmetros físicos e geométricos, foram obtidos através do modelamento 3D, como volume, massa, e máxima profundidade. Com exceção do Complexo alcalino de Tunas. Os parâmetros dos complexos alcalinos são descritos a seguir:

Tabela conclusão 1.

Complexo	Densidade (g/cm³)	Massa (ton)	Volume (km³)	Profundidade da “raiz” (km)	Anomalia Gravimétrica	Anomalia Magnética
Pariquera Açu	3.14	0.38×10^{10}	8.26	8.93	Positiva, intensa	Dipolar, intensa
“Registro”	3.14	0.33×10^{10}	10.5	1	Positiva, intensa	Dipolar, intensa
Ipanema	3.3	105.23×10^{21}	1620	1.19	Positiva, intensa	Dipolar, intensa
Juquiá (carbonatito)	3.3 (2.58)	0.487×10^{14} (0.363×10^{12})	95.18 (1.71)	14	Positiva, intensa (Negativa)	Dipolar, intensa (dipolar)
Jacupiranga	3.3	0.2279×10^{15}	362	16	Positiva, intensa	Dipolar, intensa
Poços de Caldas	2.6	$1\,021\,600 \times 10^6$	8200.7	50	Negativa, intensa	Fraca, apenas nas bordas
Serra Negra, Salitre I e II	3.3	0.11886×10^{16}	1907.4	Serra N.: 30 Salitre: 50	Positiva, intensa	Dipolar, intensa
Araxá	3.3	$18\,699 \times 10^6$	29.68	2.2	Positiva, intensa	Dipolar, intensa
São Gotardo	-----	0.21134×10^{14}	289.5	3.5	-----	Dipolar, intensa

Alguns corpos alcalinos possuem uma distribuição de massa em alinhamento com as principais estruturas regionais, outras não apresentam essa indicação. É sugestivo que aqueles corpos alcalinos que estão alinhados com as principais direções tectônicas devem ter uma origem devido a esses eventos. Os corpos alcalinos que não possuem alinhamentos quanto à massa devem ter tido um condicionamento estrutural menor, talvez uma origem através de plumas mantelicas, principalmente quando há indícios de corpos alcalinos com raiz profunda. Nesse caso, sugere-se que os seus alojamentos foram mais por movimentos de diapirismo do que por percolação através de falhas.

Algumas alcalinas possuem indicação de alojamento em regime compressivo, como é o caso de Ipanema, no entanto mesmo essa pode ter tido um regime no início passivo e posteriormente compressional, devido ao seu volume de 1620 km³; máxima profundidade de 1.19 km, uma profundidade pequena se comparado com as demais alcalinas de volume equivalente e inferior.

Na maioria dos casos tudo indica que as alcalinas tiveram um alojamento passivo, em regime distensional. Ipanema é uma alcalina que está alinhada com a borda da Bacia do Paraná (NE/SW), sendo que as outras que apresentam alinhamento na distribuição de massa, possuem alinhamento na mesma direção dos arqueamentos, ocorrendo geralmente na direção (NW/SE). Serra Negra e Salitre I apresenta alinhamento na direção (NW/SE) sendo uma direção conforme a porção norte borda da Bacia do Paraná. Assim boa parte das alcalinas analisadas, teve uma origem resultante da descompressão adiabática na base da litosfera com posterior fusão do magma, quando da formação do

arqueamento. Araxá é uma alcalina que apresenta alinhamento na distribuição de massa na direção (NE/SW) estando vinculada a uma falha geológica, observável nos dados de topografia com essa mesma atitude. Portanto esse trabalho vem de encontro com a teoria de Almeida (1983), na qual, as alcalinas estão alojadas a feições tectônicas locais, como arcos, flexuras, zonas de falhas, ou *rifts*. Almeida em parte formou sua conclusão através da observação da varias alcalinas através dos seus alinhamentos em grupo, concordantes aos alinhamentos estruturais, formando assim as províncias alcalinas. Nesse trabalho sua teoria é comprovada através do estudo individual das alcalinas, mesmo que em superfície a alcalina tenha um formato circular, não apresentando nenhuma deformação na direção dos principais alinhamentos estruturais, Serra Negra é um exemplo.

A Bacia do Paraná pode ter sido o pivô da formação das alcalinas, já que boa parte dos arcos está na sua borda, como também, as alcalinas. No entanto esse trabalho não foi conclusivo para afirmar que a bacia seja a responsável pela formação do magma alcalino. Para tanto é necessário aplicar a metodologia geofísica em todas as alcalinas inclusive na porção SW da Bacia do Paraná (localizada no Paraguai).

No alojamento os corpos alcalinos ocupam espaços que anteriormente eram ocupados pela rocha encaixante, em alguns casos não há a indicação desse material estar presente no local, através de nappes e domos. Assim é esperado que a rocha pré-existente tenha sido erodida, após alojamento, já que o mesmo formou altos topográficos devido à intrusão magmática. No entanto, acredito que boa parte da rocha encaixante, pode ter sido deformada e empacotada, gerando

uma rocha metamorfozizada em profundidade (diminuindo seu volume), enquanto que, a porção de rocha encaixante que fora expelida para a superfície, como no caso da alcalina de Juquiá, tenha sido erodida com o passar das eras geológicas. Uma parte dessa rocha encaixante pode ter sido anexada pelo magma alcalino e se disperso no magma devido a fluxos convectivos, mesmo assim, tem que haver espaço para volume da rocha encaixante. Algumas *nappes* e outras estruturas podem ser reflexos do alojamento das intrusões.

A tomografia sísmica e os dados de geotermia indicam que ainda boa parte das alcalinas está sobre regiões anômalas no que se refere à temperatura. Deve-se comentar que os dados de fluxo geotérmico apresentados na tese, são mais de caráter ilustrativo, já que os valores anômalos foram realçados através de uma escala de cores comparativos a média mundial a ao fluxo térmico no continente africano. Um estudo mais detalhado através desses métodos seria esclarecedor. Porém pode-se vislumbrar através da característica das rochas alcalinas e do fluxo térmico, que algumas alcalinas podem ter sido originadas através de “*hotspot*”, sendo que em outras não há evidências da atuação de um “*hotspot*”, nesse caso, a tectônica pode explicar sua origem, sendo que em alguns casos pode ter ocorrido processo de anatexe.

A tomografia sísmica sobre Poços de Caldas é um exemplo de que atualmente não existe indicativo da presença do “*hotspot*” abaixo do corpo. Já para a alcalina de Jaboticabal, que possui um comportamento na forma de dique, existem ainda indícios de um fluxo térmico anômalo.

Algumas alcalinas por possuírem contraste de densidade com a crosta possuem empuxo e como observado nos caso de Poços de Caldas e Jacupiranga podem estar no contexto em movimento, já que empuxo não é neutralizado pela força peso. Uma força de atrito viscoso deve atuar na composição resultante de forças, sendo que esta necessariamente deve ter um movimento contrario ao seu deslocamento na crosta. A força viscosa se existir, entra como uma força restauradora que atenua o movimento das alcalinas. Um outro fator importante que as alcalinas estando em movimento parte da crosta (localmente) esta sendo deformada devido à ação e reação da força resultante do seu deslocamento.

Esse estudo constitui apenas uma pequena contribuição ao conhecimento geofísico dos corpos alcalinos no Brasil, sendo a sua continuidade uma necessidade, tanto na definição geofísica de novos complexos, como do ponto de vista acadêmico e de exploração de litologias associadas à alcalina.

Referência Global:

Abramowitz, M, & Stegun, I, 1972. Handbook of Mathematical Functions, Dover Publications, New York.

Ahrens T.J. 1995. Mineral Physics & Cristallography. A Handbook of Plnsical Constants. AGU Reference Shelf 2 - AGU-USA 354 p.

Alcover Neto A. & Toledo M.C.M. 1993. Evolução Supérgena do Carbonatito de Juquiá, SP. Ver. IG, São Paulo, 14:31-43.

Algarte J..P. 1972. A Influência dos Arqueamentos Cratônicos no Condicionamento das Alcalinas dos Estados de São Paulo e Paraná. In: SBG. Congr. Bras. Geol., 26, Belém, Anais, 1:65-69.

Almeida F.F.M, Brito Neves B.B., Carneiro C.D.R. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. Earth-Science Reviews, 50:77- 111.

Almeida F.F.M. de 1983. Relações Tectônicas das Rochas Alcalinas Mesozóicas da Região Meridional da Plataforma Sul-Americana. Revista Brasileira de Geociências, 13:139-158.

Almeida, F.F.M., 1986. Distribuição Regional e Relações Tectônicas do Magmatismo Pós – Paleozóico no Brasil. Revista Brasileira de Geociências, vol 16(4): 325-349.

Almeida, F.F.M., 1981. Síntese sobre a tectônica da Bacia do Paraná. Atas do II Simpósio Regional de Geologia, SBG, São Paulo.

Almeida F.F.M. de 1972. Tectonomagmatic activation of the South American platform and associated mineralization. In: IGC, International Geological Congress, 24, Montreal, Anais, 3:339-346.

ALMEIDA, F. F. M. 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro, DNPM/ DGM. 36p. (Boletim 241).

ALMEIDA FILHO R. & PARADELLA W.R., 1976. Estudo do Maciço Alcalino do Poços de Caldas através de Imagens Landsat com Ênfase em Mineralizações Radioativas. Tese Mestrado. Relatório INPE 1112-TPT/065, 130p.

AMARAL, G, 1978. Potassium-argon age studies on the Jacupiranga alkaline district, State of São Paulo, Brasil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON CARBONATITES, 1., Poços de Caldas. Proceedings... Brasília: DNPM, 1978. p. 297-302.

AMARAL, G., BUSHEE, J., CORDANI, U.G., KAWASHITA, K. & REYNOLDS, J.H., 1967. Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brazil. Geochim. Cosmochim. Acta, 31:117-142.

AMARAL, G., et al., 1967. Potassium-argon ages of alkaline rocks from Southern Brasil. Geoch. Cosmoch. Acta, 31:117-142.

ANJOS, I. L. S.; MOURÃO, L. M. F, 1988. Projeto São Paulo–Rio de Janeiro. In: COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. Relatório final: processamento dos dados. S.l.: p. 1-29.

Arzamastsev A.A., Bea F., Glaznev V.N., Arzamastseva L.V., Montero P., 2001. Kola alkaline province in the Paleozoic: evaluation of primary mantle

magma composition and magma generation conditions. Russian Journal of Earth Sciences, 3: 1 - www.agu.org/wps/rjes/v03/tje01054/tje01054.htm

BARBOSA, O.; BRAUN, O. P. G.; DYER, R. C.; CUNHA, C. A. B. R. 1970. Geologia da região do Triângulo Mineiro. DNPM/DFPM. p.140. (Boletim 136).

BARBOSA, O., 1963. Geologia econômica e aplicada a uma parte do Planalto Central Brasileiro. DNPM/PROSPEC.

BECCALUVA, L., BARBIERI, M., BORN, H., BROTZU, P., COLTORTI, M., CONTE, A., GARBARINO, C., GOMES, C.B., MACCIOTTA, G., MORBIDELLI, L., RUBERTI, E., SIENA, F., TRAVERSA, G., 1992. Fractional Crystallization and Liquid Immiscibility Processes in the Alkaline-Carbonatite Complex of Juquiá (São Paulo, Brazil). Journal of Petrology, vol. 33, part. 6, p. 1371-1404.

BELTRÃO, J.F., SILVA, J.B.C., & COSTA, J.C, 1991. Robust Polynomial Fitting Method for Regional Gravity Estimation. Geophysics, 80-89p.

Blakely R.S. 1995. Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge University Press, USA, 441 p.

BORN H. 1971. O complexo alcalino de Juquiá. Tese de doutorado, Inst. Geociênc. USP, 176 pp., inédita.

BORN, H, 1971. O complexo alcalino de Juquiá. 177 p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

BRANCO, J. J. R.; COSTA, M. T. 1961. Roteiro para a excursão Belo Horizonte - Brasília. CONGR. BRAS. GEOL. 14, Belo Horizonte. Roteiro das excursões, p. 6-10.

BRIGGS, I. C. 1994, Machine contouring Using Minimum Curvature, Geophysics, v. 39, nº.1, p. 39-48.

CAMPANHA G. A. da C. & SADOWSKY G. R. 1999. Tectonics of the Southern portion of the Ribeira belt (Apliaí domain). Elsevier Science B. V. Pré Cambrian Research, 98:31-51

Cardoso C.E.T. 1979. Determinação dos coeficientes de absorção. Rio de Janeiro, CPRM, 12p. (Relatório técnico interno).

CARVALHO, RR & PINTO, E.A. 1937. Reconhecimento geológico na Série Assunguy. Boi Serv. Geol Miner, 71:1-29.

Cermák V., Huckenholz H.G., Rybach L., Schmid R., Schopper J.R., Schuch M., Stöffer D., Wohlenberg J. 1982. Landolt - Börnstein: Numerical data and functional relationships in Science and Technology. New York. Springer - Verlag Berlin, Heidelberg, 373 p.

CÉRMAK, V.; HUCKENHOLZ, D. Landolt-Bornstein: zahlenwerte und funktionen aus naturwissenschaft und technik. Berlin: Springer Verlag, 1982. 373 p.

COMIN-CHIARAMONTI & GOMES, C.B., 1995. Alakaline magmatism in central eastern Paraguay: Relationships with coeval magmatism in Brazil. Edusp, São Paulo, 1-458p..

COMPANHIA BRASILEIRA DE METALURGIA E MINERAÇÃO –
Complexos carbonatíticos do Brasil: geologia. São Paulo, CBMM, Departamento
de geologia, 1984.44p.

CORDANI, U.G. & HASUI, Y. 1968. Idades K-Ar de rochas alcalinas do
Primeiro Planalto do Estado do Paraná. In: CONGR. BRÁS. GEOL., 22. Belo
Horizonte, 1968. Anais... Belo Horizonte, SBG. p. 149-153.

CPRM 1995. Geologia - Catálogo Geral de produtos e serviços –
Levantamentos Aerogeofísicos, Base de Dados AERO. Ministério de Minas e
Energia, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais Diretoria de Geologia de
Recursos Hídricos. 2a. Edição ampliada, 360p.

CPRM, 1972. Companhia Brasileira de Geofísica (CPRM).
DNPM/PRAKLA SEISMOS. Convênio Geofísico Brasil-Alemanha – Mapa de
isoanômalas intensidade magnética total.

CPRM, 1972. Levantamento aeromagnetométrico realizado em 1972
pela Companhia Brasileira de Geofísica (CPRM). Projeto aero-geofísico do
Noroeste Mineiro, Convênio DNPM/PRAKLA SEISMOS.

CPRM, 1971. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Projeto
Convenio Geofísica Brasil-Alemanha.

Crough S.T. 1983. Rifts and Swells: Geophysical Constraints on
Casualty. Earth and Planetary Science Letters., 94:23-27.

DAVINO, A., 1965. Estudos Geológicos e Geofísicos da Serra de Araçoiaba e Arredores, Estado de São Paulo. Universidade de São Paulo - USP. Tese de Doutorado FFLCH/USP.

Davis, John C, 1986. Statistics and Data Analysis in Geology, John Wiley and Sons, New York.

DELZIO, de L.M.J, 1991. Geologia e Aspectos Metalogenéticos do Complexo Alcalino-Carbonatítico de Catalão II (GO). Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual de Campinas – UNICAMP, Instituto de Geociências – Campinas-SP, 1-101p.

DERBY O.A.,1887. On Nepheline Rocks in Brasil, with Special Reference to the Association of Phonolite and Foyaite. Quaterly Journal of the Geological Society, 43:457-473.

DUARTE, O. O. 1997. Dicionários Enciclopédicos de Geofísica e Geologia. SBGF.Petrobrás

Ellert, N., & Hasui, Y, 1969. Magnetometria Aplicada à Região de São Gotardo, MG. Bol. Da Sociedade Brasileira de Geologia, V. 18, N°1.

FERNANDES, C. E. M., 1984. Fundamentos de prospecção Geofísica. Rio de Janeiro: Interciências

Ferreira F.J.F., Algarte J.P., Theodorovicz A., Monma R., Martins F.A.G., Tassinari C.G.C., Silva R.B., Rodrigues E.P., Coutinho J.M.V. 1987. A alcalina de Pariquera Açú. In: SBG/SP, 6° Simp. Reg. Geol., 1, Rio Claro, Ato, 1:159-171.

Ferreira F.J.F. & Algarte J.P. 1979. O comportamento aeromagnetométrico – cintilométrico das principais rochas alcalinas dos Estados de São Paulo e Paraná In: SBG/SP, Simp. Reg. Geol., 2, Rio Claro. Actas, 2:195-208.

FIGUEROLA, J. C. , 1974. Tratado de Geofísica Aplicada – Madrid.

FILHO, A. I.; LIMA, P. R. A. S.; SOUZA, O. M. 1978. Aspecto da Geologia do Complexo Carbonatítico do Barreiro , Araxá/MG – Brasil, CBMM

FIORI, A.P. 1985. Avaliação preliminar do deslocamento dúctil das falhas de Lancinha e de Morro Agudo no Estado do Paraná. Boi. Parati. Geoc., 36:15-29.

FUCK, R.A. 1972. Geologia do Maciço Alcalino de Tunas, Paraná, Brasil São Paulo. 82 p. (Tese de Doutorado, IG/USP).

Fúlfaro, V.J., Saad, A.R., Santos, M.V. and Viana, R.V., 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. Ver. Bras. Geociência, 12:590-611.

GARDNER, G. H. F.; GARDNER, L. W.; GREGORY, A. R, 1974. Formation velocity and the diagnostic basics for stratigraphic traps. Geophysics, v. 39, p. 770-780.

GASPAR, J.C, 1989. Geologie et mineralogie du complexe carbonatitique de Jacupiranga, Bresil. Unpublished PhD thesis, Universite d'Orleans.

GEMAEL, C., 1999. Introdução a Geodésia Física –Curitiba: Ed. da UFPR.

Golden Software, 1999. Surfer version 7.00. Surface Mapping System.

GOLDEN SOFTWARE, 2000. Advanced digitizing solutions: DIDGER user manual. Colorado, Golden Software. 185 p.

GOMES, C. B. (Ed.), 1996. Alkaline magmatism in Central- Eastern Paraguay: relationships with coeval magmatism in Brazil. São Paulo: Edusp: Fapesp, p. 223-230.

Gomes C. B., Ruberti E., Morbidelli L. 1989. Carbonatite Complex from Brazil: A review. J. South Amer. Earth Sci., 3:51-63.

GOMES, C.B., BARBIERI, M., BECCALUVA, L., BROTZU, P., CONTE, A., GARBARINO, C., MACCIOTTA, G., MELLUSO, L., MORBIDELLI, L., RUBERTI, E., SCHEIBE, L.F., TAMURA, R.M., TRAVERSA, G., 1987. Petrological and Geochemical Studies of Alkaline Rocks From Brazil. 2. The Tunas Massif, State of Paraná. Geochimica Brasiliensis, 1(2): 201-234.

GOMES, C.B., MORBIDELLI, L., RUBERTI, E., COMIN-CHIARAMONTI, P., 1987. Comparative Aspects Between Post-Palaeozoic Alkaline Rocks from the Western Margins of the Paraná Basin. Edusp/Fapesp, São Paulo, p. 249-274.

GOMES, C. B.; CORDANI, U. G, 1965. Geocronologia do maciço alcalino de Itapirapuã, São Paulo. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 37, n. 3, p. 497-501.

Götze, H.-J. and B. Lahmeyer, 1988: Application of three-dimensional interactive modeling in gravity and magnetics, *Geophysics* Vol. 53, No. 8, p. 1096 – 1108.

GROSSI SAD, J. H. & TORRES, N, 1970. *Geologia e Recursos Minerais do Distrito de Barreiro, Araxá, MG. DNPM, 1970*

HALL, A., 2001. *Igneous Petrology – Sec. Editions*

Harker, A., 1896. The natural history of igneous rocks. I. Their geographical and chronological distribution. *Sci. Progress*, 6.

Hasui, Y., & Hassano, S., 1969. Indício de um Novo foco de Rochas Alcalinas em São Gotardo, Estado de Minas Gerais. Vol. 41 (2).

Hasui, Y. & Cordani, U.G., (1968). Idades potássio Argônio de Rochas dos maciços intrusivos mesozóicos do oeste mineiro e sul de Goiás. Resumo das comunicações, pág. 5 XXII Congr. Bras. Geol., Belo Horizonte.

Hasui, Y., 1967. *Geologia Das Formações Cretáceas do oeste de Minas Gerais. Tese de Doutorado, Dep. de Engenharia de Minas da escola Politécnica da Universidade de São Paulo.*

Heiskanen, W., and H. Moritz, *Physical Geodesy*, W.H. Freeman and Co., San Francisco, 1967.

Herz, N., 1977. Time of spreading in the South Atlantic; information from Brazilian alkalic rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88:101-112.

Huang, Y. M; Hawkesworth, C. J.; Calsteren P. van; McDermott F. 1994. Geochemical characteristics and origin of the Jacupiranga carbonatites, Brazil. *Chemical Geology*, 119, 79-99.

Husson, L. & Sempere T., 2003. Thickening the Central Andes, Models and Observations. European Geophysical Society. Geophysical Research Abstracts, Vol. 5, 06851.

KARA, S.R & SILVA, M.E. 1982. Relatório de Graduação da Folha Geológica de Água Clara/parcial leste do Barro Vermelho. Curitiba. 80 p. (Relatório de Graduação, Departamento de Geologia/UFPR).

KEARY, P., BROOKS., 1984. An Introduction to Geophysical Exploration. Blackwell Scientific Publications, 296 p.

KNECHT, T., (1930). Notas Geológicas sobre as Jazidas de Magnetita e Apatita de Ipanema. Secretaria Agricultura Industria e Comercio do Estado de São Paulo, 29 pp.

Kuznetsov, Yu. A., 1964. Chief types of Magmatic Formations (in Russian). Izd. 'Nedra'.

Kuznetsov, Yu. A., 1958. 'Magmatic formations', in Zakonomernosti rasmeshcheiya poleznykh iskopaemy (in Russian), vol. I, Lzd. Akad. Nauk SSSR.

LADEIRA, E. A. BRAUN, O. P. G., CARDOSO, R & HASUI, Y. 1971. O Cretáceo e Minas Gerais, Anais XXV Conga. Brás. Gelo. 1:15-31 São Paulo.

Ladeira, E.A., Braun, O.P.G., Cardoso, R.N. & Hasui, Y., 1971. O cretáceo e, Minas Gerais, Anais XXV Congr. Bras. Geol., 1: 15-31, São Paulo.

LIMA, P.R.A. dos S., 1976. Geologia dos maciços alcalinos do Estado do Rio de Janeiro. Parte I. Localização e geologia dos maciços. Semana de

Estudos Geológicos. Univ. Fed. Rural Rio de Janeiro, Dep. Geociência, p. 205-245.

Longman I.M. 1959. Formulas for computing the tidal accelerations due to the Moon and the Sun. J. Geophys. Res., 64:2351-2355.

Machado, D de L. J., 2000. Condicionantes estruturais e contexto tectônico do "alinhamento de Guapiara". INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – USP. Teses, 143 p.

Machado, de D.L.M.J, 1991. Geologia e Aspectos Metalogenéticos do Complexo Alcalino-Carbonatítico de Catalão II (GO). Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual de Campinas – UNICAMP, Instituto de Geociências – Campinas-SP, 1-101p.

Mantovani M.S.M., Shukowsky W., Freitas S.R.C. de 1999. Tectonic pattern of South America inferred from tidal gravity anomaly. Phvs. Earth Planet. Int., 114(1-2):91- 98.

Mantovani M.S.M. & Quintas M.C.L. 1995. Geophysical Framework of the Paraná Basin Basement in the Brazilian Territory. In: Academia Brasileira de Ciências, Sessão Regular, "Ciências da Terra: a transição Proterozóico-Camhriano no Brasil", (Coord. A. Rocha Campos) - Instituto de Geociências, USP, 30 de novembro, São Paulo, Anais Acad. Brasil, de Ciênc., 68:602.

Mantovani M.S.M., Quintas M.C.L., Shukowsky W. 1995. Framework of Paraná Basin Basement: a Geophysical Contribution from Gravity data. In: IUGG, XXI General Assembly, Boulder - Colorado, Abstracts, A420.

Mantovani M.S.M., Shukowsky W., Hallinan S.E. 1995. Análise da espessura elástica efetiva no segmento litosférico Rio de La Plata-Dom Feliciano. *Anais Acad. Brasil. Ciênc.*, 67(20): 199-220.

Mantovani M.S.M. 1995. Evolução do Cinturão Ribeira: Compartimentação Geofísica. In: SBG/SP. IV Simpósio de Geologia do Sudeste, Águas de São Pedro, S.P, Resumos Expandidos, 5p.

Mantovani M.S.M. 1993. Tectonic implications of Bouguer anomalies Southern Brazil and Uruguai. International Workshop Panafrican-Brasiliano Geology Scientific Program, IG-USP, São Paulo-SP, outubro (Programa do Evento).

Mantovani M.S.M., Vasconcellos A.C.B.C., Shukowsky W., Milani E.J., Basei M.A.S., Hurter S.J., Freitas S.R.C. 1990. A geotranssect crossing South Brazil, from the Atlantic coast to the Bolivian border, in: "Contribution to the GGT", Eds. L.P. Cui & Q.B. Wu. Department of Sci. and Technology and Inst. of Geol. Inf., Ministry of Geology and Mineral Resources, China, 105-124 (Invited Paper).

Mantovani M.S.M., Vasconcellos A.C.B.C., Shukowsky W. 1989. Brusque Transect – From Atlantic coast to Bolivian border, Southern Brazil. USA, Inter-Union Commission on the Lithosphere & American Geophysical Union, Special Publication, GGT4, 22p and 2 maps.

Mariano, A.N., Marchetto, M., 1991. Serra Negra and Salitre – Carbonatite Alkaline Igneous Complex. Fifth International Kimberlite Conference. Field Guide Book, Chapter 10, p. 75-79.

MARIANO, A.N.; ITO, J.; RING, P. J., 1975. Petrographic Report on selective Drill Core-Araxá, Minas Gerais, Brasil. s.n.t..40 p.

MathWorks, 2000. Matlab version 6.0 release 12.

MCLINTOCK, D.; DEREN, E. J.; KRAKIWSKY, E. J, 1994. Environment sensitive: DGPS and barometry for seismic surveys. GPS World, v. 6, n. 2, p. 20-26.

Meju M. A. 1994. Geophysical data analysis: Understanding inverse problem Theory and Practice. Society of Exploration Geophysicists, 6:296 p.

MORAES, L. J., 1938. Jazidas de Apatita de Ipanema, Estado de São Paulo, Dep. Nac. Produção Mineral, Serv. Fom. Prod. Min., Bol. N° 27, 50pp. Rio de Janeiro.

Morbidelli L, Gomes C.B., Brotzu P., Acquarica S.D., Garbarino C., Ruberti E., Traversa G. 2000. The Pariquera-Açu K-alkaline complex and southern Brazil lithospheric mantle source characteristics. Journal of Asian Earth Sciences, 18:129-150.

MORBIDELLI, L., GOMES, C.B., BECCALUVA, L., BROTZU, P., GARBARINO, C., RIFFEL, B.F., RUBERTI, E., TRAVERSA, G., 1997. Parental Magma Characterization of Salitre Cumulate Rocks (Alto Paranaíba Alkaline Province, Brazil) as Inferred from Mineralogical, Petrographic, and Geochemical Data. International Geology Review, Vol. 39, p. 723-743.

MORBIDELLI, L.; GOMES, C. B.; BECCALUVA, L.; BROTZU, P.; CONTE, A. M.; RUBERTI, E.; TRAVERSA, G, 1995. Mineralogical, petrological

and geochemical aspects of alkaline and alkaline-carbonatite associations from Brazil. *Earth Sciences Review*, v. 39, n. 3-4, p. 135-168.

MORGAN & BACKER, 1983. Introduction – processes of Continental Rifting. *Tectonophysics*, 94v., 1 – 10p

Morgan W.J. 1983. Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic. *Tectonophysics*, 94:123-139.

MURTHY, I. V. R. & SWAMY, K. V., 1995. Gravity anomaly on a vertical cylinder on polygonal cross-section and their inversion. *Computer & Geosciences* vol.22, nº06, pp625-630,1996. Copyright © 1996 Elsevier Science Ltd.

NASA, 2000. The Shuttle Radar Topography Mission (SRTM). <http://srtm.usgs.gov/>

Nelsi C. De Sá, 2001. Apostila de gravimetria. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo.

Palmer, A. R., & Geissman. John, 1999. The Geological Society of America. Product.

Parisi C.A. 1988. Jazidas de bauxita da região de Poços de Caldas, Minas Gerais - São Paulo. In Schobbenhaus C. & Coelho C.E.S. - coords. - Principais depósitos minerais do Brasil. (Vol III), metais básicos não-ferrosos, ouro e alumínio, DNPM / CVRD, Brasília, pg. 661-666.

PEDLEY, R. C.; BUSBY, J. P.; DABEK, Z. K. GRAVMAG user manual: interactive 2.5 D gravity and magnetic modeling. Keyworth: British Geological Survey, 1997. 73 p. (Technical Report, WK/93/26/R).

PRICE, N.J., and COSGROVE, J.W., 1990. Analysis of geological structures. Cambridge University Press, London. Pag. 60-88.

Quintas M.C.L. 1995. O Embasamento da Bacia do Paraná: Reconstrução Geofísica de seu Arcabouço. Inst. Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 120 p.

Radhakrishna Murthy I. V. & Swamy K. V. 1996. Gravity anomalies of a vertical cylinder of polygonal cross-section and their inversion. Department of Geophysics, Andhra University, Visakhapatnam - 530003, India. Computers & Geosciences, 22(6):625 - 630.

Riccomini C. & Coimbra A.M. 1992. Solos da Cidade de São Paulo. São Paulo, SP, - USP/ 1C, 37-43, (Boletim 2).

ROCHA, M.P., 2003. Ampliação da tomografia sísmica no manto superior no Sudeste e Centro-Oeste do Brasil com ondas P. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, IAG/USP. Dissertação de mestrado. 71 p.

RODRIGUES, C. S., LIMA, P. R. A. S., 1984. Complexos Carbonatíticos do Brasil. Pub. Cia. Brás. Demeter e Min. (CBMM), 2-17.

ROSALES, M.J.T. 1999. Caracterização geofísica do complexo intrusivo ultrabásico-alcálico de Jacupiranga, (SP). São Paulo, Inst. Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, p. 120.

ROSALES, M.J.T. & SHUKOWSKY, W., 1999. Caracterização Geofísica do Complexo Intrusivo Ultrabásico–Alcálico de Jacupiranga (S.P). Universidade de São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico, Departamento de Geofísica – IAG/USP, p. 1-120.

ROSALES, M. J. T., 1999. Caracterização geofísica do complexo intrusivo ultrabásico-alcálico de Jacupiranga, (SP). IAG - INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS. 120p.

RUGENSKI, A., 2006. Tese de Doutorado – Inédito, IAG/USP.

Rugenski A . 2001. Investigação geofísica do complexo alcálico Pariqueira-Açu, com ênfase em gravimetria. Inst. São Paulo, Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, 77 p.

RUGENSKI, A., MANTOVANI, M. S. M., SHUKOWSKY, W., 2001. Modelo Gravimétrico do Complexo Alcálico de Pariqueira Açu (SP). Revista Brasileira de Geociências, 31(3): 337-346.).

RUGENSKI, A, 2000. Investigação geofísica da Alcálica de Pariqueira Açu com ênfase em gravimetria. 58p. Dissertação de Mestrado apresentação ao Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo.

SÁ, N. C., 1996. Introdução à teoria do potencial Forma e dimensões da Terra. O campo da Terra. Medições gravimétricas, IAG/USP.

Sand, G.L. de A. F., 2003. Estrutura da Crosta no Sudeste e Centro-Oeste do Brasil, usando função do receptor. 2003. Tese (Doutorado em Geofísica) - Universidade de São Paulo.

Schmidt S. 1998. 3D modeling of geoid and gravity using CIS-functions and IGMAS manual for UNIX v. 2.4.3, Germany, Freie Universitat, Berlin, 8p.

SEER, H. J., et al, 2001. Grupo Araxá em sua área tipo: um fragmento de crosta oceânica neoproterozóica na faixa de dobramentos Brasília – Revista Brasileira de Geociências.

SEER, H. J., 1999, Evolução Tectônica dos Grupos Araxá, Ibiá e Canastra na Sinforma de Araxá, Minas Gerais – Tese n° 28, IGC/UNB - Julho/1999

Shand, S.J., 1933. Zusammensetzung und Genesis der Alkaligesteine Sudafrikas. Mineralog. Petrogr. Mitt., 44, 211-16.

Shand, S.J., 1922. The problem of the alkaline rocks. Proc. Geol. Soc. S. Afr., XXV, xix-xxxiii.

Shukowsky W. & Mantovani M.S.M. 1999. Spatial variability of tidal gravity anomalies and its correlation with the effective elastic thickness of the lithosphere. Phys. Earth Planet. Int., 114:81-90.

SHUKOWSKY, W., VLACH, S. R. F., NOVAES, K., 1997. A Gravity signature of the Morungaba granitoids. In 5th International Congress of the Brazilian geophysical Society, 1997. São Paulo. Expanded abstracts. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geofísica, 1997. V.2, p.730-731.

Silva A. T. S. F. & Batolla Jr. F. 1981. Projeto Integração e detalhe Geológico no Vale do Ribeira. São Paulo, CPRM/DNPM, 3:237, (Relatório final).

Silva A.T.S.F.& Algarte J.P. 1981. Contribuição à geologia da Sequência Turvo-Cajati entre o Rio Pardo e Pariquera-Açu, Estado de São Paulo. I.-Litologia e Petrologia. In: SBG, Simp. Reg. Geol., 3, Curitiba, Ato-, 1:109-120.

SILVA. A. B.; MARCHETTO. M.; SOUZA, O. M., 1979. Geologia do Complexo Araxá (Barreiro) Carbonatite. S.n.t. 17 p.

SLAVEC, G. B., MANTOVANI, M. S. M., SHUKOWSKY, W., 2004. Estudo gravimétrico do maciço alcalino de Poços de Caldas. Rev. Bras. Geoc., 34(2):275-280);

SLAVEC, G. B., 2002. Estudos Gravimétricos do Maciço Alcalinos de Poços de Caldas – MG/SP. Dissertação de Mestrado. Instituto Astronômico e Geofísico, IAG/USP.

SLAVEC, G. B., MANTOVANI, M. S. M., SHUKOWSKY, W., 2001. Contribuição ao estudo do Complexo Alcalino Carbonatítico de Juquiá utilizando o método gravimétrico. Revista Brasileira de Geociências 31 (2): 203-210.),

Slavec G. B. 2000. Estudo Gravimétrico do Complexo Alcalino de Juquiá, SP. São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, Trabalho de Graduação, 50p.

SLAVEC, G. B. & MANTOVANI, M. S. M., 2000. Resultados gravimétrico obtidos na região do Complexo alcalino de juquiá –SP. Trabalho de Graduação II. IAG/USP.

SLAVEC, G. B., 2000. Resultados gravimétricos obtidos na região do complexo alcalino de Juquiá- SP. Trabalho de graduação II. Instituto Astronômico e Geofísico, IAG/USP.

Smith, W, H, F,, and Wessel, P, 1990. Gridding with Continuous Curvature Splines in Tension, *Geophysics*, v, 55, n, 3, p, 293-305.

SØRENSEN H. 1974. The alkaline rocks. John Wiley & Sons, 622pp.

SORENSEN, H., 1974. The alkaline rocks. A review. *Fortschr. Miner.*, 64(1):63-86

Souza, L.A.P., 1995. A Planície Costeira Cananéia-Iguape, Litoral Sul do Estado de São Paulo: Um exemplo de utilização de métodos geofísicos no estudo de areias costeiras. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, Teses, pp1-207.

Streckeisen, A., 1967. Classification and nomenclature of igneous rocks. *Neues Jb. Miner. Abh.*, 107, 144-240.

SUFER VERSION 7.00 , 1999. surface Mapping System. Copyright c 1993-94. Golden Software, Inc.

Teixeira A.L., Dantas A.S.L., Gimenes F° J.L.A.L., Nagata N., Fernandes L.A., Albuquerque P J.L. 1987. Geologia da Folha de Juquiá, Baixo Vale do Ribeira, SP. São Paulo (IPT, Relatório Técnico 25.371).

Telford W.M., Geldart L.P., Sheriff R.E., Keys D.A, 1998. *Applied Geophysics*, Cambridge university press.

TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E.; KEYS, D. A., 1990. Applied geophysics. Cambridge, UK: Cambridge University Press. 860 p.

Telford W.M., Geldart L.P., Sheriff R.E., Keys D.A. 1976. Applied geophysics. Cambridge Press, 770p.

TOLEDO, G. M. C. & SOUZA, R. V., 1991. Estudo Preliminar da Alteração Intempérica das Rochas Ultramáficas Ricas em Apatita da Mina Gonzaga de Campos, Maciço Alcalino de Ipanema, SP. Congresso Brasileiro de Geoquímica – São Paulo, p. 91-94.

TRAVERSA, G. et al. 2000, Petrology and mineral chemical of carbonatites and mica-rich rocks from the Araxá complex (Alto Paranaíba Province, Brasil) An.Acad.Bras. Ciências.

TREIN, E.; MARINI, O.J.; FUCK, R.A. 1967. Rochas alcalinas do Primeiro Planalto do Estado do Paraná. In: BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R.; PINTO, VM. ed. Geologia do Pré-Devoniano e Intrusivos Subseqüentes da Porção Ocidental do Estado do Paraná. Boi. Paraná. Geoc., 23-25:325-347.

Turner, S., Regelous, M., Kellet, S., Hawkesworth, D., Mantovani, M.S.M., 1994. Magmatism and continental break – up in the South Atlantic. High precision Ar-Ar geochronology. Earth Planet. Sci. Lett. 121, 333-348.

ULBRICH, H.H.G.J. & ULBRICH, M.N.C., 2000. The Lujavrite and Khibinite Bodies in the Poços de Caldas Alkaline Massif, Southeastern Brasil: A Structural and Petrographic Study. Revista Brasileira de Geociências, 30(4):615-622.

ULBRICH H.H. & ULBRICH M.N.C. 1992. O Maciço alcalino de Poços de Caldas, MG – SP: Características Petrográficas e Estruturais. Roteiro de Excursão do 37º Congresso Brasileiro de Geologia. SBG/SP. Vol. 5. São Paulo, SP, 1992.

ULBRICH, H.H.G.J. 1986. As brechas de origem ígnea: revisão e proposta para uma classificação geológica. Boi IG-USP, 3:1-82. (Ser. Publ. Esp.).

ULBRICH H.H. 1984. A petrografia, a estrutura e o quimismo de nefelina sienitos do maciço alcalino de Poços de Caldas, MG – SP. São Paulo, 480p. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Tese de Doutorado.

Ulbrich, H.H.G.J., Gomes, C.B., 1981. Alkaline Rocks From Continental Brazil. *Eath-Science Reviews*, 17, p. 135-154.

Ussami, N., Kolisnyk, A., Raposo, M., FERREIRA, F. J.F., Molina, E.C., Ernesto, M., 1991. Detectabilidade Magnética de Diques do Arco de Ponta Grossa: Um Estudo Integrado de Magnetometria Terrestre /Aérea e Magnetismo de Rocha . *Revista Brasileira de Geociências*. 21(4):317-327.

VASCONCELLOS, E.M.G. 1992. Caracterização Petrografica de Brechas Vulcânicas no complexo Alcalino de Tunas, PR. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(3):269-274.

VIGNERESSE, JL, 1995. Control of Granite Emplacement by Regional Deformation. *Tectonophysics*, 249 (3-4): 173-186.

Vignol-Lelarge M.L.M., Soliani Jr. E., Poupeau G. 1994. Datação pelos traços de fissão do domínio meridional da Serra do Mar (Arco de Ponta Grossa).

In: SBG, Boi. Rés. Expandidos, 38 Congres. Brasil.Geol. Balneário Camboriú, 2:379-380.

YILMAZ, O., 1989. Seismic Data Processing. Print Society of Exploration Geophysicsts.

Zalán, P.V., 1991. Influence of pre-Andean orogenies on the Paleozoic intracratonic basins of South America. In: Memorias. 4 Simposio Bolivariano, Bogotá. Tomo 1 (trabajo 7).