

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**CARACTERIZAÇÃO GEOFÍSICA DO SISTEMA VULCANO-
PLUTÔNICO DO PLATÔ DA RAMADA BASEADA EM RADIOMETRIA,
MAGNETOMETRIA E GRAVIMETRIA**

LUCAS FARIA DE SOUSA

Porto Alegre
2019

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**CARACTERIZAÇÃO GEOFÍSICA DO SISTEMA VULCANO-
PLUTÔNICO DO PLATÔ DA RAMADA BASEADA EM RADIOMETRIA,
MAGNETOMETRIA E GRAVIMETRIA**

LUCAS FARIA DE SOUSA

ORIENTADOR: Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer

COORIENTADOR: Prof. Dr. Jairo Francisco Savian

BANCA EXAMINADORA

Profa. Dra. Andréa Ritter Jelinek - Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS)

Prof. Dr. Emilson Pereira Leite - Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP)

Prof. Dr. Ronaldo Pierosan - Universidade Federal do Mato Grosso (UFMT)

Dissertação de Mestrado
apresentada como requisito
parcial para a obtenção do Título
de Mestre em Geociências.

Porto Alegre – 2019

CIP - Catalogação na Publicação

Sousa, Lucas Faria de
CARACTERIZAÇÃO GEOFÍSICA DO SISTEMA
VULCANO-PLUTÔNICO DO PLATÔ DA RAMADA BASEADA EM
RADIOMETRIA, MAGNETOMETRIA E GRAVIMETRIA / Lucas Faria
de Sousa. -- 2019.
95 f.

Orientador: Carlos Augusto Sommer.

Coorientador: Jairo Francisco Savian.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa
de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS,
2019.

1. sistema vulcano-plutônico. 2. geofísica. 3.
magmatismo félsico. 4. Neoproterozoico. 5. Acampamento
Velho. I. Sommer, Carlos Augusto, orient. II. Savian,
Jairo Francisco, coorient. III. Título.

AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Ao Instituto de Geociências. Ao Programa de Pós-Graduação em Geociências.

Ao orientador Carlos Augusto Sommer e ao co-orientador Jairo Savian, pela amizade, paciência, compreensão e transparência durante todo o decorrer do mestrado.

Foi um grande prazer poder trabalhar com ambos, algo que me proporcionou inúmeros aprendizados, ensinamentos, motivação para trilhar este caminho e principalmente, autoconfiança, autocrítica e crescimento pessoal e acadêmico. Ao Vinícius Matté, que gentilmente cedeu o banco de dados geológicos utilizados neste estudo. Ao Robson Aquino pela força provida no trabalho de campo.

A três especiais amigos gaúchos que me receberam de braços abertos e me apresentaram a grande e incrível Porto Alegre: Falha, Gepeto e Max, obrigado de coração pelos rôles, ideias, sons, cervejas e principalmente, um local de repouso durante os quase três anos de idas e vindas entre Campinas e Porto Alegre.

À minha família: meus pais Gilson e Cida pela educação, ensinamentos e amor oferecidos incondicionalmente e fundamentais para chegar até aqui. Às minhas irmãs Isy e Aline, mulheres fortes e inspiradoras. À minha amada e querida companheira, esposa e amiga Fernanda Noboa, Tequiero.

Ao Instituto Guimarães Pesquisas, que me proveu trabalho e renda durante os últimos oito anos, além do privilégio de conhecer as entranhas desse lindo país.

Aos amigos de Campinas: Lele, Marina, Amarildo, Biel, Brunão, Primão, Daniel Lima, Daniel Stein, Boneco, Bill. À Geopelada. Aos amigos de Meca: meu compadre Juninho, Marlon da Baêa, Guilherme, Jacu, Lucas Xoxoto, Cássio Hunger, MauLixo, Esdras, Letícia De Marchi. Aos amigos geológicos que sempre me apoiaram: Galé, Isis e Gilmar.

Aos professores da Unicamp, Ticiano, Vidal e Emilson pela amizade e apoio durante o mestrado.

A todos, a minha gratidão

RESUMO

O Platô da Ramada (PR) é uma das áreas do Escudo Sul-rio-grandense (ESRG) submetidas a uma intensa atividade vulcânica e plutônica (574-549 Ma) ocorrida durante o Ediacarano, vinculado aos estágios finais e pós-colisionais do ciclo orogênico Brasileiro-Pan-africano. Os dados geofísicos apresentados nesta dissertação foram obtidos a partir de levantamentos radiométricos, magnéticos e gravimétricos, processados e interpretados em conjunto com as informações geológicas disponíveis. Os dados radiométricos mostram o enriquecimento de K, Th e U na porção central do platô, o que reforça o caráter de alta sílica das rochas riolíticas e piroclásticas da Formação Acampamento Velho. Os dados magnéticos permitiram o reconhecimento dos principais lineamentos magnéticos, os quais coincidem com os lineamentos geológicos mapeados em campo, sugerindo um forte controle estrutural sobre a dinâmica de posicionamento dos diques e intrusões. Os dados gravimétricos permitiram, através do mapa de Anomalia Bouger, a identificação de uma série de intrusões agregadas nas porções norte e sul do Complexo Granítico Ramada, caracterizadas respectivamente por altos e baixos valores de anomalia Bouger, sendo a intrusão isolada na porção sul do Granito Ramada uma importante feição identificada. Os métodos de estimativa de profundidade utilizados foram a deconvolução de Euler e a análise do espectro de potência associado aos dados magnéticos e gravimétricos que indicaram o predomínio de fontes anômalas localizadas em porções rasas a intermediárias. Os valores negativos da anomalia Bouger sobre o domínio de anomalias negativas na porção sul do Granito Ramada, juntamente com a proximidade espacial entre rochas vulcânicas e plutônicas e a correspondência geoquímica representada pelo enriquecimento proporcional dos três radioelementos considerados, são os aspectos que reforçam as evidências para a provável ocorrência de um sistema vulcânico-plutônico félsico no Platô da Ramada, com indícios do desenvolvimento de um sistema de subsidência de caldeira na região.

Palavras-chave: Caracterização Geofísica; Sistema Vulcano-plutônico Félsico; Formação Acampamento Velho; Complexo Granítico Ramada.

ABSTRACT

The Ramada Plateau is one of the areas of the Sul-rio-grandense shield subjected to intense plutonic-volcanic activity in the Ediacaran age (574-549 My), during the post-collisional stages of the Brazilian orogenic cycle. The geophysical data presented in this study comprise the radiometric, magnetic and gravimetric data of the Ramada Plateau, processed and interpreted jointly with the geological information. The enrichment of the three radioelements, to wit, K, Th and U, in the central portion of the plateau, reinforces the high silica character of the rhyolitic and pyroclastic rocks of the Acampamento Velho Formation, corroborating with the geochemical correspondence between volcanic and plutonic rocks. The magnetic data have allowed us to recognize the main magnetic lineaments of the area, which coincide with the geological lineaments mapped in fieldwork and suggest a strong structural control on the emplacement dynamics of the dikes and intrusions. The gravimetric data have been extremely useful for the identification of the isolated intrusion adjacent to a zone of negative Bouger values in the southern portion of the Ramada Granite. The depth estimation methods used were the Euler deconvolution and radially average power spectrum, which indicated predominantly shallow and intermediate depth. The negative gravimetric value in the negative gravimetric domain, jointly with the spatial proximity between the volcanic and plutonic rocks and the geochemical correspondence, represented by the enrichment of the three radioelements, are the aspects that better serve as evidence for the likely occurrence of a volcanic-plutonic felsic system in the Ramada Plateau with clues of a caldera subsidence system.

Keywords: Geophysical Characterization; Volcanic-Plutonic Felsic System; Acampamento Velho Formation; Ramada Granitic Complex.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de localização da área de estudo.....	14
Figura 2. A Localização e compartimentação geotectônica do Escudo Sul-riograndense; B Contexto geológico regional e localização do Platô da Ramada. (adaptado de Hartmann <i>et al.</i> , 2007; Paim <i>et al.</i> , 2000; Lima <i>et al.</i> , 2000; Matté <i>et al.</i> , 2016).	17
Figura 3. Mapa Geológico simplificado do Platô da Ramada (modificado a partir de Szubert <i>et al.</i> , 1977; Porcher <i>et al.</i> , 1995; Bitencourt <i>et al.</i> , 1997; Sommer, 2003; Matté <i>et al.</i> , 2016).	24
Figura 4. Mapa de localização da área referente ao Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul (a partir de CPRM. 2010).	27

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Susceptibilidade Magnética de alguns tipos de rochas (10^3 SI)	30
Tabela 2. Fontes dos Sinais Magnéticos e seus respectivos índices estruturais.....	38
Tabela 3. Teor médio absoluto de radioelementos em rochas da Austrália.	38
Tabela 4. Valores de densidade média de diferentes rochas.	41

SUMÁRIO

1.	ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO	11
2.	INTRODUÇÃO	12
2.1.	Localização	14
2.2.	Objetivos	15
3.	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	16
3.1.	A Província Mantiqueira e o Escudo Sul-rio-grandense	16
3.2.	A Bacia do Camaquã	18
3.3.	Os Ciclos Vulcânicos Neoproterozoicos	19
3.4.	O Vulcanismo Acampamento Velho e o Platô da Ramada	21
4.	MATERIAIS E MÉTODOS.....	25
4.1.	Compilação Bibliográfica.....	25
4.2.	Trabalho de Campo	25
4.3.	Cartografia Digital e SIG	26
4.4.	Dados Aerogeofísicos	26
4.5.	Processamento dos Dados Geofísicos	27
4.6.	Integração dos dados e confecção do trabalho final	28
5.	MÉTODOS GEOFÍSICOS EXPLORADOS – UMA SÍNTESE	29
5.1.	Magnetometria	29
5.1.1.	Técnicas de Filtragem	30
5.1.2.	Métodos de Estimativa de Profundidades	34
5.2.	Gama Espectrometria	37
5.3.	Gravimetria.....	40
5.3.1.	Correções Gravimétricas.....	41
6.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	43
7.	ARTIGO SUBMETIDO	50

1. ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Esta Dissertação de Mestrado está estruturada em torno de um artigo científico, submetido à publicação em periódico, conforme a Norma 103 de Submissão de Teses e Dissertações do Programa de Pós-graduação em Geociências do Instituto de Geociências da UFRGS. Sua organização compreende as seguintes partes principais:

- a) INTRODUÇÃO sobre o tema de pesquisa, descrição dos objetivos e localização da área de estudo;
- b) CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICA: contextualização geológica regional e da área do Platô da Ramada;
- c) MATERIAS E MÉTODOS com a apresentação da metodologia utilizada para o desenvolvimento do mestrado;
- d) CONTEXTUALIZAÇÃO TEÓRICA sobre os métodos geofísicos e processamentos utilizados;
- e) REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS com a bibliografia utilizada nos capítulos introdutórios. As referências desta parte seguem a formatação das utilizadas no manuscrito submetido a revista científica. A lista de figuras e tabelas abrange somente as inseridas nos capítulos apresentados anteriormente;
- f) ARTIGO CIENTÍFICO, submetido para publicação na revista *Journal of Applied Geophysics*, em que são apresentados os principais resultados da pesquisa desenvolvida durante a realização do mestrado.

2. INTRODUÇÃO

O Platô da Ramada é uma região localizada na porção centro-oeste do Estado do Rio Grande do Sul, caracterizada pela ocorrência de depósitos vulcânicos efusivos e piroclásticos e intrusões sub-vulcânicas associadas, de composição ácida e com termos básicos subordinados. A região é considerada uma das melhores exposições da Formação Acampamento Velho da Bacia do Camaquã, representando o magmatismo alcalino sódico e saturado em sílica, de idade Ediacarana (574-549 Ma), classicamente vinculada aos estágios pós-colisionais do Ciclo Brasileiro-Panafricano no Escudo Sul-rio-grandense.

Desde a década de 40, as rochas da Formação Acampamento Velho (*sensu* Ribeiro & Fantinel, 1978) têm sido estudadas e o relato da expressiva ocorrência de rochas vulcânicas efusivas ácidas (Leinz *et al.*, 1941) e piroclásticas (Mau, 1959) levou o Platô da Ramada a se tornar o foco de estudos multidisciplinares desenvolvidos ao longo das últimas duas décadas, com o intuito de reconstruir a configuração geológica deste antigo ambiente vulcânico.

Estudos de geoquímica, sensoriamento remoto e estratigrafia (Sommer *et al.*, 1999, 2005; Pinheiro-Sommer, 2006; Matté *et al.*, 2016) foram executados na região, contribuindo com novos conhecimentos acerca da evolução do magmatismo alcalino sódico e saturado em sílica que caracteriza o Platô da Ramada. Nesse sentido, a caracterização geofísica desta região vem como preenchimento à evolução dos estudos da área, trazendo informações relevantes a respeito da evolução estrutural do platô e destacando suas possíveis conexões com o desenvolvimento de um sistema vulcânico-plutônico cogenético.

A aplicação de métodos geofísicos tem sido uma importante ferramenta para o entendimento da arquitetura interna de unidades geológicas subsuperficiais e estruturas associadas, bem como para determinar seus parâmetros geométricos, tais como forma e profundidade das anomalias. Na área de vulcanologia, a aplicação de métodos geofísicos tem sido intensamente utilizada em estudos de atividades vulcânicas atuais e antigas, sendo uma eficiente metodologia para o entendimento dos episódios vulcânicos, dos processos envolvidos e, principalmente, para a identificação de estruturas e unidades vulcânicas como caldeiras, diques e condutos (Araña *et al.*, 2000; Blanco-Montenegro *et al.*, 2003; 2007; Blaikie *et al.*, 2014).

Diversos trabalhos na área têm utilizado os dados potenciais de magnetometria e gravimetria para modelar a existência de estruturas em subsuperfícies que remontam ao desenvolvimento de ambientes vulcânicos antigos e atuais [e.g. Yellowstone Caldera, USA (Finn & Morgan, 2002); Vulcano, Italy (Blanco-Montenegro *et al.*, 2007); La Primavera, Mexico (Almaguer *et al.*, 2019)].

Caldeiras vulcânicas representam uma importante feição geológica, que evidencia os estágios finais de evolução de diversos vulcões, como resultado do colapso do edifício vulcânico sobre a parte superior de uma câmara magmática rasa, associada a ambientes de atividade vulcânica subaérea em condições explosivas (Lipman 1984,1997; Martí *et al.*, 2008).

Nesses ambientes podem se formar estruturas específicas à formação de caldeiras, como os diques anelares, importante feição estrutural formada durante processos de subsidência, caracterizada como intrusões ao redor do centro vulcânico que representariam os indícios de condutos alimentadores de magma, responsáveis pela formação dos depósitos vulcânicos efusivos e piroclásticos, bem como de intrusões isoladas (Clough *et al.*, 1909; Lipman, 1984).

No Rio Grande do Sul, um importante exemplo de um sistema de subsidência de caldeira foi estudado através da integração de dados geológicos, geofísicos e geocronológicos e possibilitou a caracterização do Complexo Intrusivo Lavras do Sul, como um exemplo deste peculiar ambiente geológico (Gastal *et al.*, 2006).

Nesse sentido, o principal objetivo deste estudo é a caracterização geofísica regional do Platô da Ramada, apresentando dados que reforçam as correlações estruturais compartilhadas por elementos vulcânicos e plutônicos de forma contemporânea (Bachmann *et al.*, 2007), discutindo indícios da existência de um sistema de subsidência de caldeira na região, bem como a evolução do sistema vulcânico-plutônico félsico do Platô da Ramada. As assinaturas geofísicas radiométricas, magnéticas e gravimétricas apresentadas neste estudo foram base para a identificação e interpretação de possíveis unidades e estruturas que remontem a este antigo ambiente vulcânico.

2.1. Localização

O Platô da Ramada está localizado na porção centro-oeste do Estado do Rio Grande do Sul, na região do município de Vila Nova do Sul (Fig.1). A área do Platô delimita-se pelos meridianos geográficos $54^{\circ}45'W$ e $54^{\circ}05'W$ e paralelos $30^{\circ}23'S$ e $30^{\circ}33'S$. A região é facilmente acessada partindo-se de Porto Alegre pela BR-290 até a cidade de Vila Nova do Sul.



Figura 1. Mapa de localização da área de estudo.

2.2. Objetivos

O objetivo do presente trabalho consiste na caracterização e interpretação regional geofísica das unidades vulcânicas e plutônicas do Platô da Ramada, bem como sua correlação com as unidades da Formação Acampamento Velho e do Complexo Granítico Ramada. Deste modo visando reconhecer indícios e/ou evidências do desenvolvimento de um sistema vulcânico-plutônico félsico na referida área de estudo, bem como novas contribuições ao conhecimento da evolução dos ciclos vulcânicos ocorridos durante o Neoproterozoico no sul do Brasil.

Objetivos específicos:

- Processamento e interpretação de dados aerogamaespectrométricos, aeromagnéticos e gravimétrico terrestre através da produção de mapas temáticos usualmente analisados pelos métodos empregados, aplicação de filtros de realce dos produtos digitais e integração destas informações com os dados geológicos disponíveis;
- Estabelecimento de domínios geofísicos, reconhecimento de estruturas regionais, como intrusões e falhas, e análise dos correspondentes geológicos;
- Modelagem 2-D dos dados gravimétricos e inversão magnética 3-D sobre o mapa de Campo Magnético Total;
- Reconhecimento de correspondências entre os dados geofísicos e os termos vulcânicos e plutônicos do Platô da Ramada e seu significado no sistema vulcânico-plutônico félsico atuante na região.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

3.1. A Província Mantiqueira e o Escudo Sul-rio-grandense

A Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1977) consiste de um sistema orogênico Neoproterozoico que se estende pelas regiões sul e sudeste do Brasil e vinculada ao Ciclo Orogrênico Brasileiro (900-500 Ma) que evoluiu até a amalgamação do Supercontinente Gondwana (Brito Neves & Cordani, 1991; Heilbron *et al.*, 2004).

Nessa província também são reportadas unidades Arqueanas, Paleoproterozoicas e Mesoproterozoicas, que compõem o chamado Escudo do Atlântico, constituído não somente pela Província Mantiqueira, mas também pelas províncias da Borborema, São Francisco e Tocantins, que juntas compõem o extenso terreno Pré-Cambriano da Plataforma Sul-Americana (Bizzi *et al.*, 2003).

A Província Mantiqueira estrutura-se na direção aproximada NE-SW e é composta por unidades associadas aos eventos orogênicos que se desenvolveram a leste dos crátons do São Francisco e Rio de La Plata e a oeste dos crátons Congo e Kalahari, nos estágios finais do Neoproterozoico (Bizzi *et al.*, 2003).

Cobrindo uma área próxima de 700.000 km², a Província Mantiqueira compreende ainda as faixas de dobramentos Araçuaí, Ribeira, e Brasília, bem como os terrenos Apiaí, São Roque e Embu e os cinturões Dom Feliciano e São Gabriel (Heilbron *et al.*, 2004).

Os terrenos pré-cambrianos que compõem o Escudo Sul-rio-grandense constituem a porção sul da Província Mantiqueira (Almeida & Hasui, 1984; Chemale Jr. *et al.*, 2000). Caracteriza-se por associações petrotectônicas de rochas metamórficas, ígneas e sedimentares vinculadas aos estágios pré-, sin- e pós-colisionais da Orogênese Brasileira no Neoproterozoico (Figura 2).

A formação do escudo está associada a processos de geração e deformação de crosta continental ocorridos principalmente durante o desenvolvimento de dois grandes ciclos orogênicos, um de idade Paleoproterozoica (2,26–2,00 Ga), conhecido como Ciclo Transamazônico, e outro de idade Neoproterozoica, conhecido como Ciclo Brasileiro (900–535 Ma).

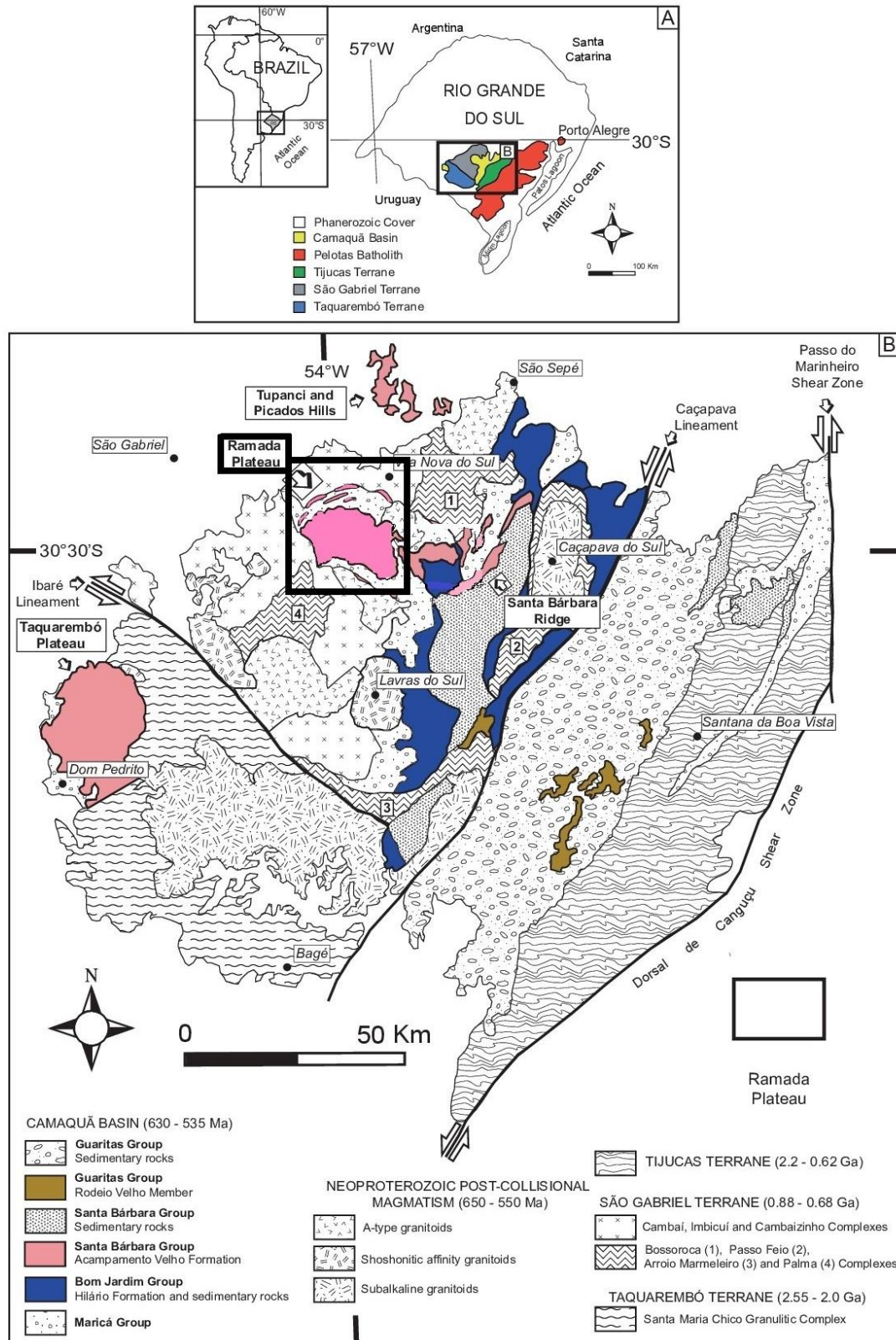


Figura 2. A | Localização e compartimentação geotectônica do Escudo Sul-rio-grandense; B | Contexto geológico regional e localização do Platô da Ramada. (adaptado de Hartmann *et al.*, 2007; Paim *et al.*, 2000; Lima *et al.*, 2000; Matté *et al.*, 2016).

3.2. A Bacia do Camaquã

A Bacia do Camaquã (BC) se formou durante os estágios pós-colisionais do Ciclo Brasileiro/Pan-Africano e está vinculada aos processos de consolidação do Escudo Sul-rio-grandense (Fragoso-César, 1984; Chemale Jr. *et al.*, 2000; Paim *et al.*, 2000; Hartmann *et al.*, 2007; Paim *et al.*, 2014).

Essa bacia tem sido interpretada como um *locus* deposicional comum de diversos tipos de bacias menores, caracterizadas pelo acúmulo de espessos pacotes sedimentares e vulcano-sedimentares com alternância de processos erosionais e deposicionais (Paim *et al.*, 2000; 2014).

O embasamento relacionado a Bacia do Camaquã compreende diferentes unidades relacionadas com os seguintes compartimentos geotectônicos: Terreno Taquarembó, Terreno São Gabriel, Terreno Tijucas e Batólio Pelotas.

O Terreno Taquarembó é constituído por complexos granulíticos félsicos e máficos formados durante o Ciclo Transamazônico e afetados por retrabalhamento crustal durante o Neoproterozoico (Hartmann *et al.*, 1999; Hartmann *et al.*, 2000, 2007).

O Terreno São Gabriel é formado por associações ígneas e metamórficas, de idade Neoproterozoica, constituídas por gnaisses cálcio-alcalinos de arcos juvenis, granitoides e rochas metavulcano-sedimentares de arco magmático continental (Silva Filho, 1984; Silva Filho & Soliano, 1987; Chemale *et al.*, 1995; Babinski *et al.*, 1996; Hartmann *et al.*, 1999; Hartmann *et al.*, 2000, 2007).

O Terreno Tijucas é caracterizado pela presença de rochas meta-sedimentares e meta-vulcânicas, metamorizadas nas fácies xisto verde e anfibólito, assim como rochas graníticas, geradas durante os estágios pré- e sin-colisionais do Cinturão Dom Feliciano (Chemale Jr., 2000). Processos de retrabalhamento da crosta continental Paleoproterozoica, bem como processos deposicionais em ambiente de arco magmático continental, também podem estar associados à consolidação do Terreno Tijucas (Hartmann *et al.*, 2007).

O Batólito Pelotas é caracterizado por um complexo granítico-gnássico e suítes graníticas formadas durante o retrabalhamento crustal Neoproterozoico dos terrenos de idade Paleoproterozoica (Mantovani *et al.*, 1987; Babinski *et al.*, 1997;

Chemale *et al.*, 2000; Silva *et al.*, 2005; Philipp & Machado, 2005; Hartmann *et al.*, 1999; Hartmann *et al.*, 2000, 2007; Philipp & Chemale Jr., 2007).

A BC é organizada estratigraficamente, da base para o topo, das seguintes unidades (*sensu* Paim *et al.* 2014): Grupo Maricá, Grupo Bom Jardim, Grupo Santa Bárbara e Grupo Guaritas.

O Grupo Maricá é composto predominantemente por depósitos marinhos e costeiros com idades variando entre 630 a 601 Ma (Borba, 2000; Paim *et al.* 2000; 2014; Almeida *et al.*, 2012).

O Grupo Bom Jardim é composto pelas rochas vulcânicas básicas da Formação Hilário, intercaladas com depósitos aluviais, com idades variando entre 593 e 580 Ma (Paim *et al.* 2000; 2014; Almeida *et al.*, 2012; Janikian *et al.*, 2012).

O Grupo Santa Bárbara é composto por depósitos lacustres, fluviais e aluviais (Paim *et al.* 2000; 2014; Borba e Mizusaki, 2003) e rochas vulcânicas da Formação Acampamento Velho, com idades que variam entre 574 a 549 Ma (Sommer *et al.*, 2005; Lima *et al.*, 2007; Janikian *et al.*, 2012; Bicca *et al.*, 2013; Oliveira *et al.*, 2014). Esta formação é caracterizada por depósitos vulcânicos efusivos e piroclásticos ácidos e, subordinadamente, rochas vulcânicas básicas e intermediárias (Lima *et al.*, 2007).

O Grupo Guaritas, por sua vez, é composto por depósitos eólicos, aluviais e fluviais (Almeida *et al.*, 2009) associados à rochas vulcânicas básicas, posicionadas na base da sequência (Rodeio Velho Member *sensu* Ribeiro *et al.*, 1966), com idades que variam entre 547 e 535 Ma (Almeida *et al.*, 2012).

3.3. Os Ciclos Vulcânicos Neoproterozoicos

Ao longo dos anos, diversos trabalhos acadêmicos organizaram os episódios vulcânicos da BC em diferentes ciclos estabelecidos em ambientes continentais sob condições subaéreas (*e.g.* Wildner *et al.* 2002; Sommer *et al.* 2006; Lima *et al.* 2007).

O vulcanismo Neoproterozoico-Ordoviciano desempenhou um importante papel durante as fases de preenchimento da BC, com contribuição de magmas

toleíticos e cálcico-alcálicos alto-K, para shoshoníticos até alcalino-sódicos que representam os seguintes ciclos:

I. Vulcanismo Hilário: pertence ao Grupo Bom Jardim (Ribeiro *et al.*, 1966) ou Alogrupo Bom Jardim (Paim *et al.*, 2000). Esse magmatismo é caracterizado por rochas vulcânicas de composição predominantemente intermediária e assinatura calcialcalina alto-K a shoshonítica (Nardi & Lima, 1985; Nardi, 1986; Lima, 1995; Nardi & Lima, 2000; Lima *et al.*, 2007; Almeida *et al.*, 2012). São as rochas vulcânicas mais antigas da BC, onde dados geocronológicos de U-Pb e Ar-Ar, obtidas em rochas da Formação Hilário, indicam idade entre 593 ± 6 e 580 ± 4 Ma (Janikian *et al.*, 2005; Janikian *et al.*, 2008).

II. Vulcanismo Acampamento Velho: vinculado ao Grupo Santa Bárbara; é caracterizado por uma sequência vulcânica bimodal, com predomínio de depósitos piroclásticos e efusivos subaéreos de composição ácida. Subordinadamente, ocorrem lavas e diques de composição básica a intermediária (Wildner *et al.*, 2002; Sommer *et al.*, 2005; Sommer *et al.*, 2006; Lima *et al.*, 2007; Matté *et al.*, 2016). Dados de U-Pb indicam idades entre 574 ± 7 e 549 ± 3 Ma (Chemale Jr., 2000; Sommer *et al.*, 2005a; Sommer *et al.*, 2005b; Sommer *et al.*, 2006; Janikian *et al.*, 2008; Almeida *et al.*, 2012; Matté *et al.*, 2016).

O vulcanismo da Formação Acampamento Velho apresenta uma expressiva ocorrência de termos ácidos, os quais são interpretados como a parcela extrusiva do magmatismo alcalino sódico, saturado em sílica, vinculado aos estágios pós-colisionais do ciclo orogênico Brasileiro-Panafricano no Escudo Sul-rio-grandense. Os termos plutônicos são representados por granitos alcalinos, predominantemente metaluminosos, incluídos na Suíte Intrusiva Saibro (Nardi & Bonin, 1991).

III. Vulcanismo Rodeio Velho: é considerado o último evento vulcânico na BC e está inserido no Grupo Guaritas. Esse vulcanismo é marcado por derrames e diques intermediários a básicos, além de diques clásticos, onde estão intercalados com arenitos e ruditos (Paim *et al.*, 2014). Possui uma afinidade alcalina a toleítica alto K. Dados geocronológicos apontam idades de 547 ± 6 e 535 ± 1 Ma (Almeida *et al.*, 2010; Almeida *et al.*, 2012).

3.4. O Vulcanismo Acampamento Velho e o Platô da Ramada

Leinz *et al.* (1941) foram os primeiros a relatar a presença de riolitos extrusivos na região do então chamado “Planalto da Ramada”, interpretada como produto de eventos posteriores de uma orogênese, devido à frequente ocorrência de tufos riolíticos, sobrepostos aos Membros Hilário e Maricá formados durante essa orogênese.

Mau (1959) individualizou os litotipos da unidade entre ignimbritos e tufos soldados, associados a atividades vulcânicas subaéreas. Goñi *et al.* (1962) definem uma Sequência Vulcânica, sobreposta ao Grupo Maricá, composta por tufos, riolitos, riolitos porfiróides, vitrófiros e aglomerados. Robertson (1966) propôs a criação da unidade Formação Riolito Ramada, dada pela descrição de diversos depósitos de tufos riolíticos sobrepostos as rochas sedimentares do Grupo Maricá. Ribeiro *et al.* (1966) propuseram a denominação da região em Membro Acampamento Velho, com presença de riolitos, dacitos e piroclásticas associadas. Cordani *et al.* (1974) sugeriram a mudança de Membro Acampamento Velho para Formação e que foi utilizada posteriormente por diversos autores como Ribeiro & Fantinel (1978), e Frago-César *et al.* (1985).

Posteriormente, diversos trabalhos se dedicaram ao estudo da organização estratigráfica da bacia (Sommer *et al.*, 1999, 2005, 2006; Zeffass *et al.*, 2000; Almeida *et al.*, 2002; Paim *et al.*, 2014; Matté *et al.*, 2016).

As melhores exposições da Formação Acampamento Velho se encontram na região do Platô da Ramada. A geologia do platô envolve uma variedade de rochas que compõe o embasamento e as unidades lito-estratigráficas da Bacia do Camaquã (Figura 3).

Ao norte do Platô da Ramada ocorrem as rochas do Complexo Bossoroca/Palmas, inseridas no Supercomplexo Vacacaí de Chemale Jr. *et al.* (2000). Nesse complexo afloram rochas máfico-ultramáficas, associações de metapelitos, anfibolitos, e metavulcanoclásticas ácidas a intermediárias, bem como rochas metavulcânicas e metavulcanoclásticas ácidas a básicas, intercaladas com rochas epiclásticas (metapelitos, por exemplo) e químicas (formações ferríferas bandadas).

Além do Complexo Bossoroca, no entorno do Platô da Ramada ocorrem rochas do Complexo Vila Nova, representadas por gnaisses tonalíticos, metatonalitos, e metatrandjemitos foliados, bem como constituintes parametamórficos, representados por quartzitos e mármore. O complexo Vila Nova é entendido como parte da unidade litoestratigráfica de maior hierarquia denominado Supergrupo Cambaí (UFRGS, 1997).

A Suíte Intrusiva Lagoa da Meia Lua é constituinte do Supergrupo Cambaí, sendo representada por tonalitos, granodioritos e trondjemitos (UFRGS, 1996, 1997). Essa unidade foi originalmente definida por Goñi *et al.* (1962) como Formação Cambaí, tendo sido posteriormente redefinida por Gravaglia (2001) em i) Granitóides Cerro da Pedra, que compreendia granodioritos e tonalitos e ii) Diorito Capivaras, representado por rochas de composição diorítica com ocorrência restrita de rochas ultramáficas.

O Grupo Maricá é representado por arenitos feldspáticos-quartzosos, arenitos conglomeráticos com matriz quartzo-feldspática, siltitos e ritmitos areno-pelíticos, e constitui o principal embasamento para as rochas vulcânicas do Platô da Ramada, com idades de cerca de 630 Ma (Borba *et al.*, 2008). Essa unidade se encontra sotoposta por discordância angular às formações Hilário e Acampamento Velho, com frequente presença de falhas nas regiões de contato.

A Formação Hilário é constituída predominantemente por depósitos vulcânicos posicionados na base do Platô da Ramada. A sequência efusiva é representada por lavas de composição intermediária, com textura vesiculada e amígdalas preenchidas por calcita e quartzo no topo dos derrames. É relatada também nesta formação, a atuação de forte alteração hidrotermal.

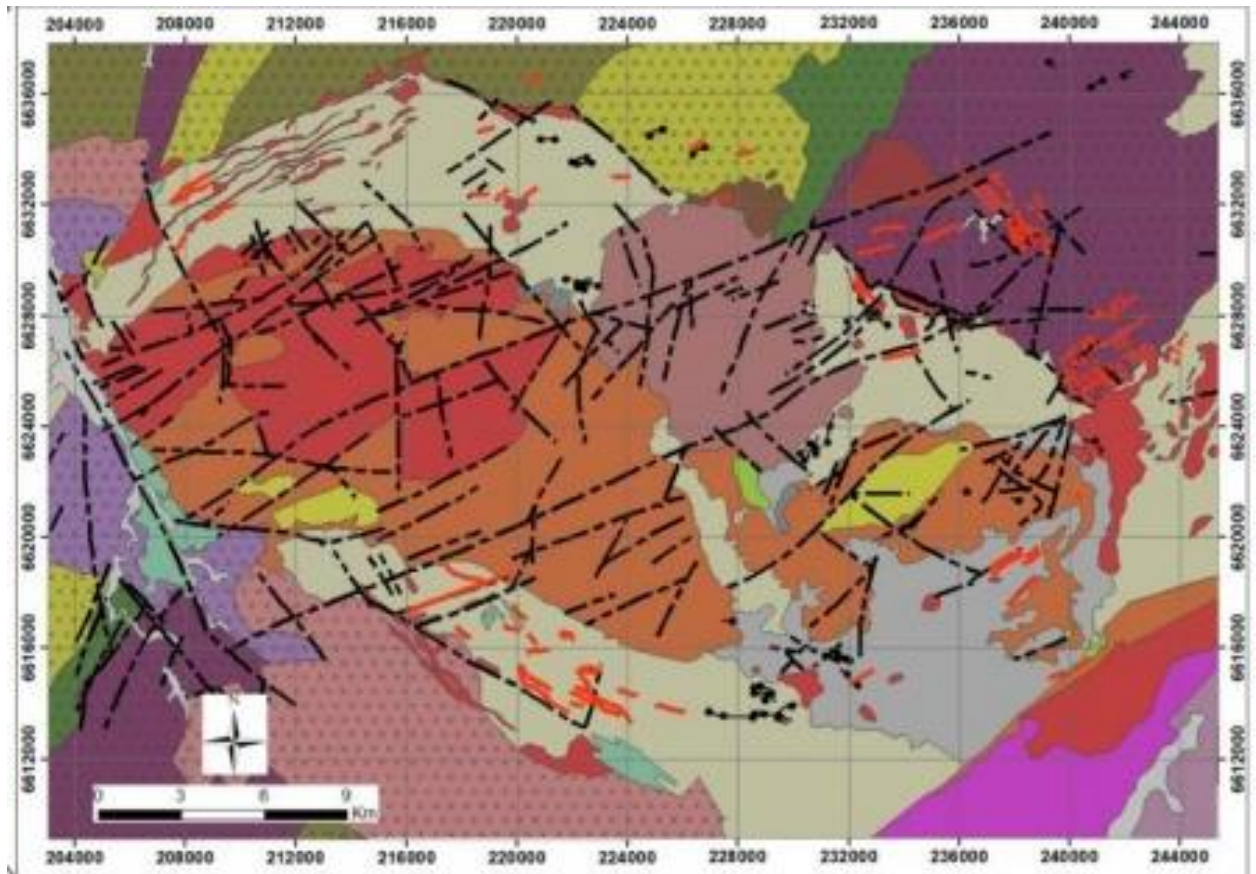
A Formação Acampamento Velho, foco deste estudo, é constituída por rochas vulcânicas e sub-vulcânicas, que estruturam a feição geomorfológica que caracteriza o Platô da Ramada, apresentando espessuras médias em torno de 120 metros, distribuídas em uma área de 24 km (E-W) por 12 km (N-S). Nessa formação é expressiva a ocorrência de ignimbritos, lavas e corpos hipabissais de composição ácida, e de maneira subordinada por depósitos efusivos de composição básica, organizados estratigraficamente da seguinte maneira (Sommer *et al.* 2005): 1) Sequência explosiva: depósitos de fluxo piroclástico, dispostos em camadas sub-horizontais, representados por ignimbritos ricos em blocos e cristais. Diques básicos

de 1 a 3 metros de espessura ocorrem cortando os depósitos piroclásticos, principalmente na porção sul do Platô; 2) Sequência efusiva: fluxo de lavas riolíticas originados a partir de zonas de fraturas, com termos coerentes e diversos padrões texturais, maciços, foliados e até autoclásticos.

As rochas ácidas da Formação Acampamento Velho também ocorrem como diques e *sills* que cortam principalmente as rochas do embasamento cristalino, ao norte do Platô da Ramada.

O Complexo Intrusivo Ramada é representado por rochas sienograníticas e, subordinadamente, por monzogranitos, monzodioritos e dioritos, sendo o Granito Ramada e o Granito Cerro da Cria seus principais representantes. Os granitoides associados à Suíte Intrusiva Ramada estão inclusos dentro da Suíte Intrusiva Saibro (Hartmann & Nardi, 1982), correspondentes aos termos plutônicos do magmatismo de afinidade alcalina sódica da porção oeste do ESRG, que é assumido como contemporâneo ao magmatismo associado às rochas vulcânicas da Formação Acampamento Velho.

O Granito Ramada é uma intrusão epizonal com cerca de 60 km², que foi descrito originalmente por Leinz (1941) e posteriormente estudado por Naime & Nardi (1991), que identificaram fácies distintas internas aos limites do Granito Ramada. O Granito Ramada é caracterizado pela estrutura maciça e textura inequigranular fina a média, com a presença de margens resfriadas.



Legend

- | | |
|---------------------------------|--|
| — Acid Dykes | ■ RMG - Ramada Granite |
| — Defined Geological Lineaments | ■ Intrusive Suite Ramada - Dioritic Rocks |
| Geological Units | ■ CCG - Cerro da Cria Granite |
| Ramada Plateau | ■ Bom Jardim Group- Hilário Formation |
| □ Quarternary Sediments | ■ Bom Jardim Group - Volcanogenic Sedimentary Deposits |
| ■ Itararé Group | ■ MGP - Maricá Group |
| ■ Serra dos Lanceiros Formation | ■ Camaquã Pelado Syenogranite |
| ■ Santa Fé Formation | ■ São Manoel Granite |
| ■ RYO - Rhyolitic Lavas | ■ Vacacaí Complex |
| ■ Basaltic Lavas | ■ LML - Intrusive Suite Lagoa da Meia Lua |
| ■ DIO - Dioritic Intrusions | ■ Cambaí Complex |
| ■ PYR - Pyroclastics Deposits | ■ Mafic-Ultramafic Complex |

Figura 3. Mapa Geológico simplificado do Platô da Ramada (modificado a partir de Szubert *et al.*, 1977; Porcher *et al.*, 1995; Bitencourt *et al.*, 1997; Sommer, 2003; Matté *et al.*, 2016).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

Neste item são descritos sinteticamente os métodos de trabalho utilizados durante o processamento, interpretação e integração dos dados geofísicos e geológicos. O detalhamento sobre a etapa de geofísica será apresentado no capítulo 5 – MÉTODOS GEOFÍSICOS EXPLORADOS – UMA SÍNTESE.

4.1. Compilação Bibliográfica

Neste item foram compilados os dados e informações existentes sobre a geologia e geofísica regional do Platô da Ramada e do ESRG. Esta etapa visava auxiliar nas interpretações das principais assinaturas geofísicas reconhecidas na respectiva área, correlacionando os dados geofísicos com as rochas vulcânicas da Formação Acampamento Velho e os termos plutônicos do Complexo Granítico Ramada. Para este fim, foram utilizados artigos científicos, livros, monografias, dissertações e teses, bem como a consulta a mapas e figuras relativos ao contexto geológico regional da área.

4.2. Trabalho de Campo

Os trabalhos de campo visaram obter os dados gravimétricos e para a checagem da geologia, a partir de um processamento preliminar dos dados de aeromagnetometria e aerogamaespectrometria. A etapa de campo foi realizada no início de 2019, onde foram obtidos dados gravimétricos de 82 estações. Adicionalmente, foram utilizadas medições realizadas pelo grupo de pesquisa de um levantamento realizado em 2000, a partir de 101 estações gravimétricas. No total, foram processados os dados inéditos de 183 estações medidas com espaçamento de 1 km entre os pontos de medição. O gravímetro utilizado foi o modelo Scintrex CG-3 (Fig) do Departamento de Geodésia do Instituto de Goeciências da UFRGS e oferece resolução de leitura de 0,005 mGal.

Os dados gravimétricos foram pré-processados e corrigidos dos efeitos não geológicos sobre as medições da gravidade, entre eles, os efeitos de latitude, altitude, topografia do terreno, marés e variação da densidade em subsuperfície, resultando num mapa de Anomalia Bouger.

Estas correções serão mais bem detalhadas no capítulo dedicado ao método gravimétrico.

4.3. Cartografia Digital e SIG

Os dados cartográficos utilizados para confecção deste trabalho foram inicialmente tratados em ambiente CAD por Sommer (2003) e posteriormente modificado e transferido para o ambiente ARQGIS por Matté (2011).

Todo produto cartográfico em ambiente SIG foi gentilmente cedido por Matté e contribuiu para a integração geofísico-geológica do Platô da Ramada.

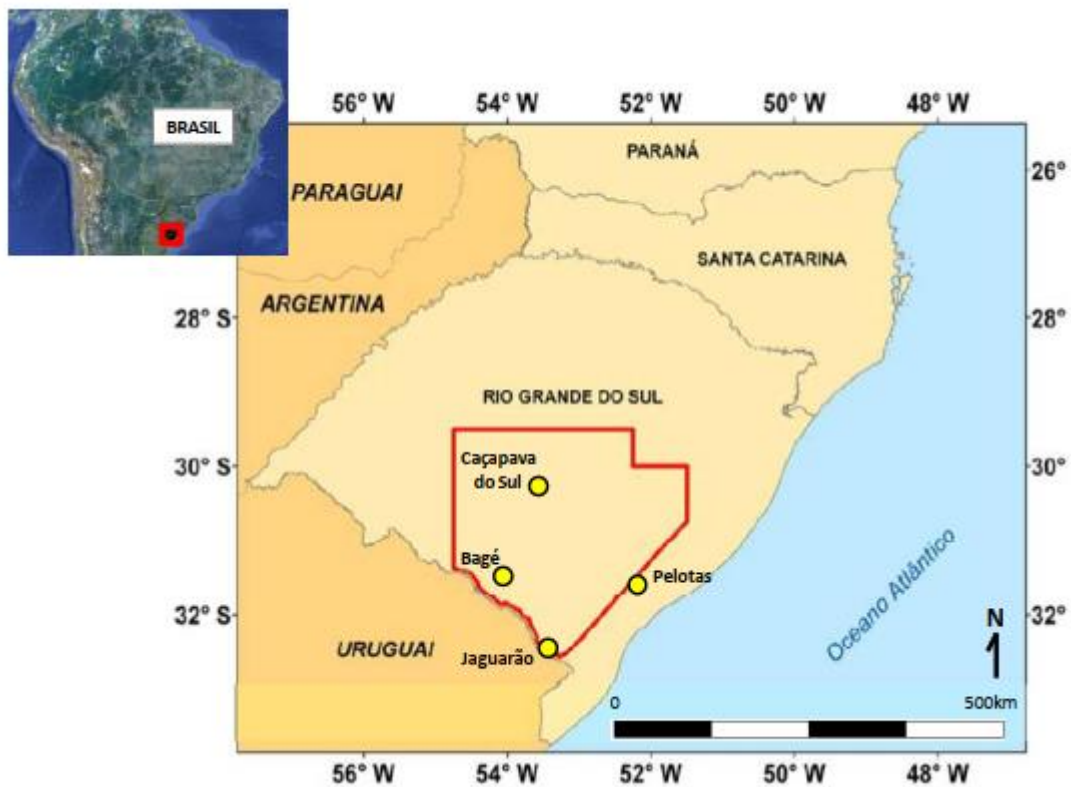
A integração dos dados geofísicos e geológicos se deram por meio do uso do *software* ArcGIS 10.2.2, bem como através do Sistema de Informações Geográficas (SIG), contendo as principais localidades, vias de acesso, curvas de nível, cursos d'água, contatos litológicos e estruturas geológicas.

4.4. Dados Aerogeofísicos

Os dados aerogeofísicos utilizados neste estudo fazem parte do Levantamento do Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul, que abrangeu a porção centro-sul do Brasil, compreendendo a parte sudeste do estado do Rio Grande do Sul, conforme mostra a figura 4 (CPRM, 2010).

O conjunto de dados radiométricos e magnéticos aerolevantados foi requerido pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais do Brasil (CPRM) e executado pela empresa *LASA PROSPECÇÕES S.A.* durante os meses de fevereiro e outubro de 2010.

O aerolevanteamento cobriu 159.789,21 km de perfis, com linhas de voo de 500 metros e linhas de controle de 10 km, orientadas nas direções N-S e E-W, respectivamente. A altitude de voo nominal foi de 100 metros acima do terreno e as medições foram realizadas consecutivamente a cada 0,1 segundo pelo magnetômetro modelo *Scintrex* CS-2 e a cada 1,0 segundo pelo gamaespectrômetro modelo *Exploranium* 820 de 256 canais espectrais.



Fonte: CPRM, 2010

Figura 4. Mapa de localização da área referente ao Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul (a partir de CPRM, 2010).

4.5. Processamento dos Dados Geofísicos

O processamento dos dados aeromagnetométricos e aerogamaespectrométricos utilizados neste estudo envolveu rotinas de pré-processamento e micronivelamento para supressão de ruídos e erros sistemáticos associados aos dados, tendo sido executado pelo *software* OASIS MONTAJ versão 7.1.1 do sistema *Geosoft* (CPRM e LASA PROSPECÇÕES, 2010).

O pré-processamento de dados foi executado pela *LASA PROSPECÇÕES S.A.* e aplicados sobre os dados magnetométricos e gama espectrométricos.

No ambiente do *software* Oasis Montaj (*Geosoft*), os dados foram interpolados pelo método pelo método de mínima curvatura (Briggs, 1974), com espaçamento de 125 metros, o equivalente a um quarto do espaçamento entre as linhas de voo (500 metros).

A elaboração de mapas temáticos radiométricos, magnéticos e gravimétricos seguiu a aplicação de técnicas de filtragem e realce das imagens digitais que serão brevemente explicados no item 5.

4.6. Integração dos dados e confecção do trabalho final

Esta etapa consistiu na organização e interpretação de todos os dados gerados nas etapas da pesquisa (escritório, campo e laboratório), como a confecção e edição de mapas, figuras e tabelas visando como produto final a realização da dissertação

5. MÉTODOS GEOFÍSICOS EXPLORADOS – UMA SÍNTESE

5.1. Magnetometria

O magnetismo é um dos fenômenos mais antigos estudados pela Ciência, sendo suas propriedades estudadas desde o século XVI. A Força Magnética entre dois polos de intensidade m_1 e m_2 separados por uma distância r é definida como:

$$F = \frac{\mu_0 m_1 m_2}{4\pi \mu_R r^2} \quad (\text{Eq. 1})$$

Sendo μ_0 e μ_R , respectivamente, constantes da permeabilidade magnética no vácuo e da permeabilidade magnética relativa do meio que separa os polos, sendo a força repulsiva ou atrativa, dependentes dos sinais do vetor magnetização. O método magnetométrico fundamenta-se na teoria dos métodos geofísicos potenciais, baseado na natureza escalar do campo geomagnético terrestre que permite a representação deste campo por meio de funções espaciais.

O método magnético consiste na medição das variações do campo magnético da Terra ocasionados pelo contraste de susceptibilidade magnética de rochas supracrustais (Telford *et al.*, 1990). Considerando que toda matéria é magnética e que em níveis atômicos os átomos se comportam como dipolos magnéticos controlados pelo momento angular orbital de seus elétrons ao redor do núcleo, a matéria, ao ser excitada em um campo magnético externo, tem seus spins eletrônicos perturbados, provocando padrões que se manifestam a partir da situação original em que um elétron se encontrava.

A magnetização total (M , Eq.) das rochas é dada pela soma vetorial da magnetização induzida (M_i), gerada pela presença do campo magnético externo, com a magnetização remanescente (M_r), herdada durante a solidificação e resfriamento de uma rocha ígnea abaixo da temperatura de Curie de seus minerais magnéticos (Kearey *et al.*, 2009). Sendo assim, tem-se que:

$$M = M_i + M_r \quad (\text{Eq. 2})$$

E a magnetização induzida é dada por:

$$M_i = \chi \cdot H_o \quad (\text{Eq. 3})$$

Sendo χ a susceptibilidade magnética e H_o o campo magnético induzido.

A susceptibilidade magnética (χ) é uma propriedade magnética adimensional e representa o potencial de magnetização de uma substância magnética presente em diversos tipos de minerais e rochas. Essa propriedade geralmente apresenta altos valores em rochas básicas e em rochas sedimentares abundantes em argilominerais, tendo valores baixos para rochas ácidas, conforme a tabela a seguir:

Tabela 1. Susceptibilidade Magnética de alguns tipos de rochas (10^3 SI)

Rochas Sedimentares	Variação	Média
Dolomitos	0-0,9	0,1
Calcários	0-3	0,3
Arenitos	0-20	0,4
Folhelhos	0,01-15	0,6
Rochas Ígneas	Variação	Média
Granitos	0-50	2,5
Riolitos	0,2-35	—
Doloritos	1-35	17
Andesitos	-	160
Ígneas ácidas	0-80	8
Ígneas básicas	0,5-97	25
Basaltos	0,2-175	70
Minerais	Variação	Médias
Pirita	0,05-5	1,5
Hematita	0,5-35	6,5
Magnetita	1200-19200	6000

Fonte: Telford *et al.*, 1990

O processamento, análise e interpretação dos dados aeromagnéticos apresentados neste estudo usam como base os valores médios de susceptibilidade magnética de algumas rochas e minerais.

5.1.1. Técnicas de Filtragem

Os erros sistemáticos dos dados causados por fontes não geológicas devem ser suprimidos antes da aplicação dos filtros de realce das imagens. Correções como a variação diurna, topográfica, de latitude e a remoção do IGRF, são

imprescindíveis e devem ser realizadas antes da aplicação dos principais filtros comumente empregados em estudos dessa natureza.

A filtragem, portanto, é o processo de tratamento dos dados magnetométricos e fundamenta-se na aplicação de algoritmos matemáticos sobre os dados magnéticos, possibilitando uma melhor resolução das feições estruturais do terreno de expressão regional ou local.

Os filtros de realce, atenuação e eliminação de efeitos indesejados nos mapas digitais estão disponíveis na extensão MAGMAP do *software* Oasis Montaj (Geosoft), e são aplicadas no domínio da frequência por meio da técnica de transformada rápida de Fourier (Blakely, 1996).

A seguir estão descritos alguns dos filtros utilizados nesta dissertação:

- Correção do IGRF

A remoção do Campo Geomagnético Internacional de Referência (IGRF), é realizado para cada um dos pontos amostrados a partir de sua subtração do campo magnético total micronivelado. Os valores resultantes são os valores anômalos do campo magnético total reduzido do IGRF, tendo sido considerada a altitude de 100m e a intensidade de 22696 nT, referidas no ano do aerolevanteamento.

O IGRF está sujeito a variações seculares do campo sendo calculada num intervalo de 5 a 10 anos. É útil na observação e determinação de anomalias magnéticas de pontos específicos (Luiz & Silva, 1995).

- Transformada Rápida de Fourier (FFT)

A transformada de Fourier é a representação do domínio da frequência a partir de uma função no domínio do espaço, definida como:

$$\hat{f}(\mu, \nu) = \iint f(x, y) \cdot e^{-i(\mu x + \nu y)} dx dy \quad (\text{Eq.4})$$

A transformada inversa de Fourier é definida pela equação abaixo:

$$\hat{f}(x, y) = 1 \iint \hat{f}(\mu, \nu) \cdot e^{-i(\mu x + \nu y)} d\mu d\nu \quad (\text{Eq.5})$$

sendo μ e ν números de onda nas direções x e y, respectivamente, e com unidade de medida em radianos/m.

Esse método, quando aplicado sobre o campo potencial de um corpo prismático, contribui para a projeção e localização dos topos, profundidades, níveis de superfície e amplitudes de anomalias, governadas pela propriedade física tratada, ou seja, a magnetização.

- Campo Magnético Total

Após a aplicação de processamentos de rotina para supressão de ruídos e dados inconsistentes (*LASA PROSPECÇÃOESS.A.*, 2010), como por exemplo a remoção do IGRF, foi gerado o grid de Campo Magnético Total (TMI), base para a aplicação das técnicas de filtragem explicadas a seguir.

- Amplitude do Sinal Analítico

A delimitação das bordas e limites laterais das principais anomalias foi possível por meio do uso do método de Amplitude do Sinal Analítico (ASA), cuja principal característica é a independência da direção de magnetização, dependendo apenas da intensidade de magnetização das fontes anômalas (Nabighian, 1972).

Dessa forma, dependendo da profundidade da fonte, é possível localizar as bordas dos corpos magnéticos independentemente dos efeitos da magnetização remanente, o que torna essa técnica uma boa indicadora de rochas com alto teor de minerais magnéticos e uma ferramenta útil para mapeamento de estruturas geológicas, delimitação de unidades e determinação de profundidades de fontes anômalas (Roest *et al.* 1992; Pilkington *et al.* 2000).

A Amplitude do Sinal Analítico é definida como a soma das três derivadas direcionais do campo magnético:

$$\overline{A}_n(x, y) = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial^n M}{\partial Z^n} \right) x + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial^n M}{\partial Z^n} \right) y + i. \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial^n M}{\partial Z^n} \right) z \quad (\text{Eq. 6})$$

Sendo $n=0,1,2,\dots$ referido à ordem do sinal analítico e M o campo magnético (Nabighian, 1972).

- Redução ao Polo

Devido à natureza oblíqua do campo magnético terrestre, a inclinação magnética de um dipolo apresenta uma forte variação em relação à posição latitudinal do corpo causativo da anomalia, resultando no deslocamento do sinal do campo magnético em relação ao centro da fonte anômala dipolar.

A aplicação deste filtro foi realizada sobre o grid de TMI para remover os efeitos de distorção ajustando os dados a uma condição de polarização vertical. O método considera que a partir de um observador localizado nos polos, as anomalias observadas se tornam monopulares e posicionadas verticalmente sobre o centro dos corpos causativos, o que facilita a interpretação geológica.

O grid de redução ao polo (RTP) foi obtido a partir do algoritmo de Baranov & Naudy (1964) disponível no *software* Oasis Montaj. A fórmula utilizada por este programa para o cálculo do RTP é dada por:

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

Sendo I a inclinação magnética, I_a a inclinação da correção de amplitude (de modo que se $|I_a| < |I|$ então $I_a = I$), D a declinação magnética e θ a direção do número de onda.

O processo de filtragem foi executado com os valores de inclinação de $-39,2^\circ$, declinação de $-13,2^\circ$ e intensidade do campo magnético de $22,696$ nT calculado a partir do IGRF da época do aerolevanteamento.

- Pseudo-gravidade

O filtro de pseudo-gravidade é mais uma técnica FFT que pode ser aplicada sobre os dados aeromagnéticos. É extremamente útil para identificar anomalias magnéticas associadas a fontes profundas, contribuindo para a detecção de corpos ígneos plutônicos e pacotes de sequências vulcânicas. A fórmula utilizada para o cálculo do grid de pseudo-gravidade é definida como:

$$L(\theta) = \frac{\frac{G \cdot D}{J}}{[\sin(Ia) + i \cos(I) \cdot \cos(D - \theta)]^2 \cdot r} \quad (\text{Eq. 8}), \text{ se } (Ia < I), Ia = I,$$

Em que I é a inclinação geomagnética, Ia é a inclinação corrigida da magnitude, d é o contraste de densidade em g/cm^3 , G a constante gravitacional, J a magnetização em Gauss e D a declinação geomagnética.

- Continuação para cima

Para realçar a influência das estruturas magnéticas profundas associadas aos comprimentos de onda longos, foi aplicado o filtro de Continuação para Cima (UPW) sobre o mapa de TMI, que separa as anomalias regionais e residuais a partir da projeção de um plano de observação das anomalias a uma altura superior ao plano de observação original dos dados (Blakely, 1996).

Jacobsen (1987) utilizou o método como um separador de anomalias residuais e regionais a partir de vários intervalos de profundidade onde o campo potencial pode variar continuamente na medida em que se distancia da fonte. No domínio do espaço a continuação para cima pode ser descrita como a integral da equação abaixo:

$$U(x, y, z_0 - \Delta z) = \frac{\Delta z}{2\pi} \iint_{-\infty}^{+\infty} \frac{U(x', y', z_0)}{[(x-x')^2 + (y-y')^2 + \Delta z^2]^{3/2}} dx' dy', \Delta z > 0 \quad (\text{Eq. 9}),$$

Sendo U é o campo potencial (magnético ou gravimétrico), z_0 o plano de observação inicial e Δz é a distância continuada para cima.

5.1.2. Métodos de Estimativa de Profundidades

- Espectro de Potência

O método de Espectro de Potência é considerado uma poderosa ferramenta para a análise e determinação de profundidades de anomalias magnéticas. Spector & Grant (1970) desenvolveram um método de determinação de profundidades que resulta em um espectro dimensional calculado a partir do grid de campo magnético total (TMI). A análise dos dados aeromagnéticos assume que existe um número de conjuntos independentes de retângulos caracterizados pela distribuição de frequência conjunta para a profundidade (h) e extensão da profundidade. Na análise

espectral o domínio do espaço é transformado para o domínio da frequência ou do número de onda através da aplicação do algoritmo da Transformada de Fourier. O resultado do método gera uma curva de energia espectral, cujos valores de profundidades estão relacionados às características magnéticas profundas ou superficiais.

O gráfico logarítmico do espectro radial de potência resulta em uma linha reta cuja inclinação é $-2z$. A profundidade média do conjunto, em radianos por quilômetro é dada como:

$$z = -\frac{m}{2} \text{ (Eq. 16)}$$

Em que z é a profundidade das fontes magnéticas e m a inclinação da reta do espectro de potência.

- Deconvolução de Euler

A Deconvolução de Euler consiste em um método automático de interpretação de dados aeromagnéticos, e tem como principal vantagem não requerer um conhecimento prévio a respeito da fonte de magnetização.

Esse método faz uso da aplicação do conceito de índice estrutural, parâmetro numérico específico para padrões de formas associadas as fontes magnéticas de interesse. O índice estrutural se baseia na equação de homogeneidade de Euler, que utiliza a relação do campo potencial e seus gradientes para determinar a localização (x , y , z) e a profundidade média da anomalia. Proposto por Thompson (1982) e aprimorado por Reid *et al.* (1990) o método foi inicialmente testado para fontes anômalas de dipolo e polo e depois adaptado para fontes bidimensionais e tridimensionais aplicadas em anomalias gravimétricas e magnéticas próximas a diques e contatos (Hood, 1965; Thompson, 1982; Reid *et al.*, 1990, 2014).

Leonard Euler, matemático que viveu no século XVIII, demonstrou que para funções homogêneas, a seguinte equação é satisfeita:

$$x - x_0 \left(\frac{dM}{dx} \right) + y - y_0 \left(\frac{dM}{dy} \right) + z - z_0 \left(\frac{dM}{dz} \right) = n (R - M) \text{ (Eq. 17)}$$

Sendo x_0 , y_0 e z_0 as coordenadas da fonte do sinal magnético, M a anomalia magnética (ou gravimétrica), n o índice estrutural e R o nível de base. A relação entre geometria das fontes dos sinais magnéticos vinculadas aos seus índices estruturais é mostrada na Tabela 2:

Tabela 2. Fontes dos Sinais Magnéticos e seus respectivos índices estruturais.

MODELO GEOLÓGICO	ÍNDICE ESTRUTURAL MAGNÉTICO
ESFERA	3
PIPE	2
CILÍNDRIO HORIZONTAL	2
DIQUES	1
SILL	1
CONTATO	0

Fonte: Adaptado de Reid *et al.*, 1990

- Modelagem 2-D

Através do método de Talwani *et al.* (1959) e Talwani & Heirtzler (1964), foi realizada a modelagem bidimensional a partir da extensão GM-SYS disponível no *software* Oasis Montaj (Geosoft). Nesse método, assume-se que a topografia da Terra e suas camadas se estendem ao infinito. A estimativa de profundidades, dimensões dos corpos, susceptibilidade magnética e densidade das litologias foram consideradas para elaboração dos modelos, através de dados da literatura (Telford, 1990), bem como os resultados das soluções indicadas pelo método de deconvolução de Euler.

- Inversão Magnética 3-D

Li & Oldenburg (1996; 1998) desenvolveram o algoritmo de inversão apresentado neste trabalho, com o intuito de obter a distribuição tridimensional dos contrastes de susceptibilidade magnética das rochas.

A magnetização remanescente não é considerada no modelo matemático desenvolvido. Para a execução da inversão foi utilizado a extensão VOXI implementada no *software* Oasis Montaj (Geosoft). Este método foi aplicado de modo a obter a distribuição da susceptibilidade magnética em perspectiva,

discretizada em subsuperfícies formadas por células retangulares com susceptibilidade magnética constante, que serão determinadas em cada célula pelo algoritmo de inversão.

Para a interpretação deste modelo, recomenda-se levar em consideração que os resultados apresentados representam uma amostra de várias outras possíveis distribuições da propriedade magnética examinada, ou seja, a susceptibilidade magnética, uma vez que a magnetização remanescente não é considerada neste estudo.

Os parâmetros de inversão aplicados neste estudo foram: i) subsuperfície discretizada em uma grade tridimensional de 48 x 43 x 18 células, que totalizam 37.152 células; ii) tamanho da célula de 250 x 250 x 396 metros; iii) intervalo amostral de uma amostra por célula; iv) elevação constante de 100 metros; e, v) parâmetros referentes ao campo magnético de inversão (I) de $-39,2^\circ$, e de declinação (D), de $-13,2^\circ$.

5.2. Gama Espectrometria

A aerogamaespectrometria é um método amplamente empregado em mapeamentos geológicos e exploração mineral (Dantas *et al.*, 2003; Ferreira *et al.*, 2009; Hartmann *et al.*, 2016). A interpretação de dados radiométricos permite a identificação de unidades litológicas indiferenciadas, intrusões ígneas, alteração hidrotermal e processos erosivos, o que contribuiu significativamente para a compreensão de uma gama variada de ambientes geológicos (Shives *et al.*, 2003).

O método consiste na medição física da radiação gama emitida pelo decaimento natural dos radioisótopos de (^{40}K), (^{232}Th) e (^{238}U), detectados nos primeiros 30 cm da superfície terrestre (Dickson e Scott, 1997). Potássio, Tório e Urânio são fontes naturais de radiação gama em rochas e solos, fato que se deve à capacidade que possuem de produzirem raios gama com energia e intensidade suficientes para a detecção no aerolevanteamento (Telford, 1990; Dickson & Scott, 1997; Minty, 1997; IAEA, 2003).

A medição dos raios gama emitidos durante o decaimento radioativo natural desses elementos compreende o intervalo energético de 0,41 a 2,81 MeV. As contagens individuais de potássio se concentram no pico energético de 1,46 MeV.

Urânio e Tório apresentam picos de 1,76 a 2,615 MeV, janelas de energia associadas ao decaimento natural de ^{214}Bi e ^{208}Tl , radioisótopos filhos dos chamados equivalente de Urânio (eU) e equivalente de Th (eTh) (Minty, 1997; Gunn, 1998; Blum, 1999).

Dickson & Scott (1997) observaram que a distribuição de radioelementos em rochas ígneas tem sua tendência de crescimento no sentido do aumento do teor em sílica da rocha, logo as rochas félsicas apresentam um teor elevado de concentração de radioelementos em relação às rochas ultrabásicas e máficas como se observa na Tabela 3:

Tabela 3. Teor médio absoluto de radioelementos em rochas da Austrália.

Rochas Intrusivas	K (%)	U (ppm)	Th(ppm)
Granitóides	2,4	3,3	16
Gnaisses	2,4	2,5	15
Pegmatitos	3,7	0,7	2
Aplitos	2,4	3,3	7
Intermediárias	2,9	0,8	2,4
Rochas Extrusivas	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)
Vulcânicas Félsicas	3,7	2,4	17
Intermediárias	2,7	2,3	9
Andesitos Baixo K	0,8	1,6	5
Máficas	0,9	0,7	3
Ultramáficas	0,4	0,6	1,2

Fonte: adaptado de Dickson & Scott, 1997.

As principais características de potássio, tório e urânio em solos e rochas encontram-se explicitadas a seguir.

5.2.1. Potássio

Potássio (K) apresenta alta mobilidade durante processos intempéricos e de alteração hidrotermal, em especial em ambientes de clima tropical e subtropical (Wilford *et al.* 1997).

A concentração de K ocorre, normalmente, nos minerais de ortoclásio, microclina, leucita e ilita e possui concentração muito baixa em outros silicatos. Nas rochas, possui teores elevados em ácidas (granitos e sienitos), menores em basaltos e muito baixos em dunitos e peridotitos (Dickson e Scott, 1997).

Em função de sua solubilidade, o comportamento intempérico dos minerais potássicos determina sua depleção em rochas intemperizadas e solos, estando comumente associados à formação de argilominerais e à família das micas, tais como a muscovita (8,30% a 9,30% de K), a flogopita (8,13% de K) e a biotita (6,64% a 7,76% de K).

Os altos teores de potássio são comumente encontrados em rochas félsicas, como os granitos. Já os baixos teores estão associados às rochas máficas como dunitos e peridotitos sendo ausente em minerais máficos (Fertl, 1983).

5.2.2. Tório

Tório (Th) também apresenta baixos teores na crosta terrestre e ocorre em minerais pesados, como alanita, monazita, xenotímeo e zircão, em níveis superiores a 100 ppm sendo bastante estável ao intemperismo (Dickson & Scott, 1997).

O teor médio de tório na crosta terrestre pode alcançar até 12 ppm, estando associado a minerais de alta densidade e em depósitos de areia. Sua liberação em solos e rochas se dá durante o intemperismo químico, podendo estar retido em óxidos e hidróxidos de ferro e titânio, bem como em argilas.

5.2.3. Urânio

O urânio (U) é um componente de concentração baixa na crosta terrestre com teor médio de aproximadamente 3 ppm. Pode estar presente em óxidos e silicatos, como a uraninita e a uranotorita e em minerais como monazita e zircão, os mais estáveis durante o intemperismo (Dickson & Scott, 1997).

5.3. Gravimetria

A força gravitacional é dada pela Lei de Gravitação Universal de Newton e indica a força gravitacional F entre duas partículas de massa m_1 e m_2 , as quais seguem a equação abaixo:

$$F = \frac{Gm_1 \cdot m_2}{r^2} \text{ (Eq. 10)}$$

sendo r a distância entre o centro das duas massas, e G a constante gravitacional.

A atração do campo gravitacional é dada pela aceleração com que a massa de prova é deslocada, sendo interpretada como alterações laterais da densidade das rochas, provocada por estruturas geológicas. Conhecendo a distribuição de densidade das rochas do subsolo, muita informação em potencial pode ser conhecida sobre a geologia de subsuperfície (Olhoeft & Jhonson, 1989).

As características mineralógicas e texturais das rochas podem alterar significativamente sua densidade (ρ), que é definida pelo quociente da massa (m) por unidade de volume (V), ou seja:

$$\rho = \frac{m}{V} \text{ (Eq. 11)}$$

A densidade é uma propriedade física das rochas (Schon, 2015) medida no Sistema Internacional em kg/m^3 , sendo a anomalia gravimétrica resultado do contraste de densidade existente entre dois ou mais corpos geológicos em contato.

Para um corpo com densidade ρ_1 envolto por um corpo com densidade ρ_2 , o contraste de densidade é dado por:

$$\Delta\rho = \rho_1 - \rho_2 \text{ (Eq. 12)}$$

O sinal do contraste de densidade determina o sinal da anomalia gravimétrica.

A densidade das rochas é um de seus parâmetros de propriedades físicas que possui menos variações. A maioria das rochas apresenta variação de densidade entre 1,60 e 3,20 Mgm^{-3} sendo dependente da composição e da porosidade. Essa propriedade física das rochas geralmente aumenta com o decréscimo do conteúdo em sílica, havendo, portanto, uma progressão da densidade que aumenta das rochas ígneas ácidas para as básicas e ultrabásicas (Tab. 4).

Tabela 4. Valores de densidade média de diferentes rochas.

ROCHAS ÍGNEAS	DENSIDADE MÉDIA (g/cm ³)
RIOLITO	2,52
ANDESITO	2,61
GRANITO	2,64
DIORITO	2,85
LAVAS	2,90
BASALTOS	2,99

Fonte: Telford *et al.*, 1990

Para suprimir tais efeitos sobre os dados gravimétricos, são aplicadas correções de latitude, elevação, topografia do terreno, marés e variação e contraste da densidade subsuperficial (Telford, 1990). Após a aplicação dessas correções é possível individualizar anomalias provenientes do contraste de densidade existente entre os corpos geológicos a partir da gravidade observada (Blakely, 1996).

5.3.1. Correções Gravimétricas

Correção de Latitude

A correção de latitude é realizada devido ao aumento dos valores de gravidade ao se afastar do Equador ao longo dos Meridianos. Assim, medições gravimétricas realizadas em latitudes distintas não podem ser confrontadas sem que se apliquem as correções necessárias (Luiz & Silva, 1995). A correção é feita através da diferenciação da seguinte equação (Telford, 1990):

$$C_L = 0,811 \text{sen} 2\varphi \cdot m \cdot \frac{\text{Gal}}{\text{km}} \quad (\text{Eq.13})$$

Em que φ representa o valor da latitude geográfica.

Correção de Ar-Livre

A correção de ar-livre (*free-air*) representa a correção de altitude empregada para suprimir a diferença de altitude entre as estações gravimétricas ao geóide ou a um nível de referência pré-determinado (Luiz & Silva, 1995).

$$C_{L=0,3086hmGal} \text{ (Eq.14)}$$

Sendo h a altitude da estação em metros.

Correção de Maré

As correções de maré terrestre são aplicadas para amenizar a influência causada pela mudança da posição da Terra em relação ao sol e à Lua, fenômenos que causam perturbações nos valores medidos.

Correção Bouger

A correção Bouger consiste na adição do valor normal da gravidade à atração de um cilindro de raio infinito e altura igual à altitude da estação no terreno, eliminando o efeito de massa entre as estações gravimétricas medidas, sendo dada por:

$$C_{L=0,04192\rho h\frac{mGal}{m}} \text{ (Eq.15)}$$

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Airo, M.L., 2002. Aeromagnetic and Aeroradiometric response to hydrothermal alteration. *Surv. Geophys.* 23, 273–302. <https://doi.org/10.1023/A:1015556614694>.
- Almaguer, J., Lopez-Loera, H., Macias, J.L., Saucedo, R., Yutsis, V., Guevara, R., 2019. Geophysical modeling of La Primavera caldera and its relation to volcanology activity based on 3D susceptibility inversion and potential data analysis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.02.008>.
- Almeida, D.P.M., Chemale Jr., F., Machado, A., 2012. Late to post-orogenic Brasiliano-Pan-African volcano-sedimentary basins in the Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil. In: Ismail Al-Juboury, Ali (Ed.), *Petrology e New Perspectives and Applications*, vol. 2012. In: Tech e Open Access Publisher, Rijeka, 73-130.
- Almeida, D.P.M., Zeffass, H., Basei, M. A., Petry, K., Gomes, C. H., 2002. The Acampamento Velho Formation, a Lower Cambrian Bimodal Volcanic Package: Geochemical and Stratigraphic Studies from the Cerro do Bugio, Perau and Serra de Santa Bárbara (Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, RS - Brazil). *Gondw. Res.* 5(3), 721-733.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., de Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth-Sci. Rev.* 17, 1–29. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9).
- Almeida, R.P., Janikian, L., Fragosso-Cesar, A.R.S., Marconato, A., 2009. Evolution of a rift basin dominated by subaerial deposits: the Guaritas Rift, Early Cambrian, Southern Brazil. *Sedim. Geol.* 217, 30-51.
- Améglio, L., Vignerresse, J.L., 1999. Geophysical imaging of the shape of granitic intrusions at depth: a review. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 168, 39–54. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.168.01.04>
- Araña, V., Camacho, A.G., Garcia, A., Montesinos, F.G., Blanco, I., Vieira, R., Felpeto, A., 2000. Internal structure of Tenerife (Canary Islands) based on gravity, aeromagnetic and volcanological data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 103, 43–64. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00215-8](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00215-8)
- Bachmann, O., Miller, C.F., de Silva, S.L., 2007. The volcanic–plutonic connection as a stage for understanding crustal magmatism. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 167, 1–23. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.08.002>
- Baranov, V., Naudy, H., 1964. Numerical Calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. *GEOPHYSICS* 29, 67–79. <https://doi.org/10.1190/1.1439334>
- Bhattacharyya, B.K., Leu, L.-K., 1975. Analysis of magnetic anomalies over Yellowstone National Park: Mapping of Curie point isothermal surface for geothermal reconnaissance. *J. Geophys. Res.* 80, 4461–4465. <https://doi.org/10.1029/JB080i032p04461>
- Bicca, M.M., Chemale Jr., F., Jelinek, A.R., Oliveira, C.H.E., Guadagnin, F., Armstrong, R., 2013. Tectonic evolution and provenance of the Santa Bárbara

Group, Camaquã Mines region, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journ. South Am. Earth Sci.* 48, 173-192.

Bitencourt, M.D.F., Nardi, L.V.S., 2000. Tectonic Setting and Sources of Magmatism Related to the Souther Brazilian Shear Belt. *Rev. Bras. Geociências* 30, 186–189. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2000301186189>

Blaikie, T.N., Ailleres, L., Betts, P.G., Cas, R.A.F., 2014. Interpreting subsurface volcanic structures using geologically constrained 3-D gravity inversions: Examples of maar-diatremes, Newer Volcanics Province, southeastern Australia: 3D gravity inversions of volcanoes. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 119, 3857–3878. <https://doi.org/10.1002/2013JB010751>

Blanco-Montenegro, I., De Ritis, R., Chiappini, M., 2007. Imaging and modelling the subsurface structure of volcanic calderas with high-resolution aeromagnetic data at Vulcano (Aeolian Islands, Italy). *Bull. Volcanol.* 69, 643–659. <https://doi.org/10.1007/s00445-006-0100-7>

Blanco-Montenegro, I., Torta, J.M., García, A., Araña, V., 2003. Analysis and modelling of the aeromagnetic anomalies of Gran Canaria (Canary Islands). *Earth Planet. Sci. Lett.* 206, 601–616. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)01129-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01129-9)

Bonin, B., 2004. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. *Lithos* 78, 1-24.

Borba, A.W., 2006. Evolução geológica da “Bacia do Camaquã” (Neoproterozoico e Paleozóico Inferior do Escudo Sul-Riograndense, RS, Brasil: uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica. Tese de Doutorado, Porto Alegre, UFRGS/IG, 110p.

Borba, A.W., Mizusaki, A.M.P., 2003. Santa Bárbara Formation (Caçapava do Sul, southern Brazil): depositional sequences and evolution of an Early Paleozoic postcollisional basin. *Journ. South Am. Earth Sci.* 16, 365-380.

Briggs, I.C., 1974. Machine Countouring Using Minimum Curvature. *Geophysics* 39, 39–48. <https://doi.org/10.1190/1.1440410>

Chemale Jr., F., 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: De Ros, L.F., Holz, M. (Eds.), *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO/UFRGS, Porto Alegre, 13-52.

Chemale Jr., F., Hartmann, L.A., Silva, L.C., 1995. Stratigraphy and Tectonism of Precambrian to Early Paleozoic Units. *XVIII Acta Geol. Leopold.* 42, 5-117.

Clough, C.T.; Maufe, H.B.; Bailey, E.B., 1909. The cauldron-subsidence of Glen Coe, and the associated igneous phenomena. *Quarterly J. of the Geol. Soc.* v. 65, n. 1-4, p. 611-678.

Cruden, A.R. 1998. On the emplacement of tabular granites. *J. of the Geol. Soc.-London*, v. 155, n. 5, p. 853-862.

Brito Neves, B.B., Cordani, U.G., 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Res.* 53, 23–40. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(91\)90004-T](https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90004-T)

Dickson, B. L., & Scott, K. M. (1997). Interpretation of aerial gamma-ray surveys-adding the geochemical factors. *AGSO J. of Australian Geol. and Geoph.*, 17, 187-200.

CPRM (2010). Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul.

Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Porcher, C.C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G.E., Camozzato, E., 1995. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: parte II - uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. *Rev. Bras. Geoc.* 25, 375–384. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1995375384>

Finn, C.A., Morgan, L.A., 2002. High-resolution aeromagnetic mapping of volcanic terrain, Yellowstone National Park. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 115, 207–231. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00317-1](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00317-1)

Fragoso-Cesar, A.R.S., 1991. Tectônica de Placas no Ciclo Brasileiro: As orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 367p.

Fragoso-Cesar, A.R.S., Almeida, R.P., Fambrini, G.L., Pelosi, A.P.M.R., Janikian, L., 2003. A Bacia Camaquã: um sistema intracontinental anorogênico de rifts do Neoproterozoico III - Eopaleozóico no Rio Grande do Sul. In: Encontro sobre a estratigrafia do Rio Grande do Sul: escudo e bacias, 1, Anais..., Porto Alegre, RS 139-144.

Fragoso-Cesar, A.R.S., Fambrini, G.L., Paes de Almeida, R., Pelosi, A.P.M.R., Janikian, L., Riccomini, C., Machado, R., Nogueira, A.C.R., Saes, G.S., 2000. The Camaquã extensional basin: Neoproterozoic to early Cambrian sequences in southernmost Brazil. *Rev. Bras. de Geoc.* 30, 438-441.

Fragoso-Cesar, A.R.S., Lavina, E.L., Paim, P.S.G., Faccini, U.F., 1984. A Antefossa Molássica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo do Rio Grande do Sul. Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, RJ, Brasil, SBG 7, 3272-3283.

Gastal, M.D.C., Lafon, J.M., Ferreira, F.J.F., Magro, F.U.S., Remus, M.V.D., Sommer, C.A., 2006. Reinterpretação do Complexo Intrusivo Lavras do Sul, RS, de acordo com os sistemas vulcano-plutônicos de subsidência. Parte 1: geologia, geofísica e geocronologia (207PB/206PB/238U). *Rev. Bras. Geoci.* 36, 109–124. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2006361109124>

Gerard, A., Debeglia, N., 1975. Automatic three-dimensional modeling for the interpretation of gravity or magnetic anomalies. *Geophysics.* 40, 1014–1034. <https://doi.org/10.1190/1.1440578>

Gubbins, D.; Herrero-Bervera, E., 2007. *Encyclopedia of geomagnetism and paleomagnetism.* Springer Science & Business Media, 2007.

- Gunn, P.J., Maidment, D., Milligan, P., 1995. Interpreting Aeromagnetic Data in Areas of Limited Outcrop: an Example From the Arunta Block, Northern Territory. *Explor. Geophys.* 26, 227–232. <https://doi.org/10.1071/EG995227>
- Hartmann, L.A., Chemale Jr., F., Philipp, R.P., 2007. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: Ianuzzi, R., Frantz, J.C. (Eds.), *50anos de Geologia*, vol. 1. Editora Comunicação e Identidade, Porto Alegre, 97-123.
- Hartmann, L.A., Leite, J.A.D., Silva, L.C., Remus, M.V.D., McNaughton, N.J., Groves, D.I., Fletcher, I.R., Santos, J.O.S., Vasconcellos, M.A.Z., 2000. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian J. of Earth Sci.* 47, 829-844.
- Hartmann, L., Nardi, L., Formoso, M., Remus, M., De Lima, E., Mexias, A., 1999. Magmatism and Metallogeny in the Crustal Evolution of Rio Grande do Sul Shield, Brazil. *Pesquisas em Geoc.* 26, 45. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.21123>
- Hartmann, L.A., Lopes, W.R., Savian, J.F., 2016. Integrated evaluation of the geology, aerogammaspectrometry and aeromagnetometry of the Sul-Riograndense Shield, southernmost Brazil. *An. Acad. Bras. Ciênc.* 88, 75–92. <https://doi.org/10.1590/0001-3765201520140495>
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Neto, M.C., da Silva, L.C., Trouw, R.A.J., Janasi, V., 2004. Brasiliano Orogens in Southeast and South Brazil. *J. Virtual Explor.* 17. <https://doi.org/10.3809/jvirtex.2004.00109>
- Heirtzler, J.R., Le Pichon, X., Talwani, M., 1966. Patterns of Magnetic Anomalies Over the Mid - Oceanic Ridge (No. 66–14). <https://doi.org/10.4095/103378>
- Hood, P., 1965. Gradient measurements in aeromagnetic surveying. *Geophysics* 30, 891–902. <https://doi.org/10.1190/1.1439666>
- Jacobsen, B.H., 1987. A case for upward continuation as a standard separation filter for potential-field maps. *Geophysics* 52, 1138–1148. <https://doi.org/10.1190/1.1442378>
- Janikian, L., Almeida, R.P., Fragoso-Cesar, A.R.S., Martins, V.T.S., Dantas, E.L., Tohver, E., McReath, I., D'Agrella-Filho, M.S., 2012. Ages (U-Pb SHRIMP and LA ICPMS) and stratigraphic evolution of the Neoproterozoic volcano-sedimentary successions from the extensional Camaquã Basin, Southern Brazil. *Gondw. Res.* 21, 466-482.
- Janikian, L., 2004. Sequências deposicionais e evolução paleoambiental do Grupo Bom Jardim e da Formação Acampamento Velho, Supergrupo Camaquã, Rio Grande do Sul (Doutorado em Geologia Sedimentar). Universidade de São Paulo, São Paulo. <https://doi.org/10.11606/T.44.2004.tde-13112015-160224>
- Li, Y., Oldenburg, D.W., 1996. Incorporating geological dip into geophysical inversions, in: *SEG Technical Program Expanded Abstracts 1996*. Presented at the SEG Technical Program Expanded Abstracts 1996, Society of Exploration Geophysicists, pp. 1290–1293. <https://doi.org/10.1190/1.1826338>

- Li, Y., Oldenburg, D.W., 1993. 3-D inversion of magnetic data, in: SEG Technical Program Expanded Abstracts 1993. Presented at the SEG Technical Program Expanded Abstracts 1993, Society of Exploration Geophysicists, pp. 400–402. <https://doi.org/10.1190/1.1822498>
- Liégeois, J.P., Navez, J., Hertogen, J., Black R., 1998. Contrasting origin of postcollisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization. *Lithos* 45, 1-28.
- Lima E.F., Sommer C.A., Nardi L.V.S., 2007. O vulcanismo Neoproterozoicoordoviciano no Escudo Sul-riograndense: os ciclos vulcânicos da Bacia do Camaquã. In: Iannuzzi R., Frantz J.C. (Eds.), 50 anos de Geologia. Instituto de Geociências, vol. 1. Editora Comunicação e Identidade, Porto Alegre, 79-95
- Lipman, P.W., 1997. Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bull. Volcanol.* 59, 198–218. <https://doi.org/10.1007/s004450050186>
- Lipman, P.W., 1984. The roots of ash flow calderas in western North America: Windows into the tops of granitic batholiths. *J. Geophys. Res.* 89, 8801. <https://doi.org/10.1029/JB089iB10p08801>
- Lipman, P.W., Self, S., Heiken, G., 2014. Introduction to Calderas Special Issue, in: 1984, *Calderas and Associate Igneous Rocks*. American Geophysical Union., Washington, DC, pp. 8219–8221. <https://doi.org/10.1002/9781118782095.ch1>
- Martí, J., Geyer, A., Folch, A., Gottsmann, J., 2008. Chapter 6 A Review on Collapse Caldera Modelling, in: *Developments in Volcanology*. Elsevier, pp. 233–283. [https://doi.org/10.1016/S1871-644X\(07\)00006-X](https://doi.org/10.1016/S1871-644X(07)00006-X)
- Matté, V., Sommer, C.A., Lima, E.F. de, Philipp, R.P., Basei, M.A.S., 2016. Post-collisional Ediacaran volcanism in oriental Ramada Plateau, southern Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 71, 201–222. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.07.015>
- Minty, B., 2000. Automatic merging of gridded airborne gamma-ray spectrometric surveys. *Explor. Geophys.* 31, 47–51. <https://doi.org/10.1071/EG00047>
- Minty, B., Wilford, J., 2004. Radon Effects in Ground Gamma-ray Spectrometric Surveys. *Explor. Geophys.* 35, 312–318. <https://doi.org/10.1071/EG04312>
- Nabighian, M.N., 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics* 37, 507–517. <https://doi.org/10.1190/1.1440276>
- Nardi, L.V.S., Bonin, B., 1991. Post-orogenic and non-orogenic alkaline granite associations: the Saibro intrusive suite, southern Brazil — A case study. *Chem. Geol.* 92, 197–211. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(91\)90056-W](https://doi.org/10.1016/0009-2541(91)90056-W)
- Naudy, H., 1971. Automatic determination of depth on aeromagnetic profiles. *geophysics* 36, 717–722. <https://doi.org/10.1190/1.1440207>

Oliveira, C.H.E., Chemale Jr., F., Jelinek, A.R., Bicca, M.M., Philipp, R.P., 2014. UPb and Lu-Hf isotopes applied to the evolution of the late to post-orogenic transtensional basins of the Dom Feliciano Belt, Brazil. *Prec. Res.* 246, 240-255.

Paim, P.S.G., Chemale Jr., F., Lopes, R.C., 2000. A Bacia do Camaquã. In: Holz, M., DeRos, L.F. (Eds.), *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO-UFRGS, Porto Alegre, 231-274.

Paim, P.S.G., Chemale Jr., F., Wildner, W., 2014. Estágios evolutivos da Bacia do Camaquã (RS). *Ciência e Natura* 36, 183-193.

Philipp, R.P., Chemale Jr., F., Machado, R., 2007. A Geração dos granitoides Neoproterozoicos do Batólito Pelotas: evidências dos isótopos de Sr e Nd e implicações para o crescimento continental da porção sul do Brasil. In: Iannuzzi R., Frantz J.C. (Eds.), *50 anos de Geologia*. Instituto de Geociências, vol. 1. Editora Comunicação e Identidade, Porto Alegre, 59-77

Philipp, R.P., Machado, R., 2002. Suítes graníticas do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul: petrografia, tectônica e aspectos petrogênicos. *Rev. Bras. de Geoc.* 31(3), 257-266.

Pitman, W.C.; Heirtzler, J.R., 1966. Magnetic anomalies over the Pacific-Antarctic ridge. *Science*, v. 154, n. 3753, p. 1164-1171, 1966.

Ranganai, R.T., Gwavava, O., Ebinger, C.J., Whaler, K.A., 2019. Configuration of Late Archaean Chilimanzi and Razi Suites of Granites, South-Central Zimbabwe Craton, From Gravity Modelling: Geotectonic Implications. *Pure Appl. Geophys.* <https://doi.org/10.1007/s00024-019-02302-4>

Reid, A.B., Ebbing, J., Webb, S.J., 2014. Avoidable Euler Errors - the use and abuse of Euler deconvolution applied to potential fields: Avoidable Euler Errors. *Geophys. Prospect.* 62, 1162–1168. <https://doi.org/10.1111/1365-2478.12119>

Roest, W.R., Verhoef, J., Pilkington, M., 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics* 57, 116–125. <https://doi.org/10.1190/1.1443174>

Soliani Junior, E., 1986. Os dados geocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica (Doutorado em Geologia Geral e de Aplicação). Universidade de São Paulo, São Paulo. <https://doi.org/10.11606/T.44.1986.tde-15072015-153916>

Sommer, C.A., De Lima, E.F., Nardi, L.V.S., De Liz, J.D., Pierosan, R., 2003. Depósitos de Fluxo Piroclástico Primários: Caracterização e Estudo de um Caso no Vulcanismo Ácido Neoproterozoico do Escudo Sul-rio-grandense. *Pesquisas em Geoc.* 30, 3. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.19576>

Sommer, C.A., Fernandes de Lima, E., Nardi, L.V.S., Figueiredo, A.M.G., Pierosan, R., 2005. Potassic and low- and high-Ti mildly alkaline volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, southernmost Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 18, 237–254. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.11.003>

Sommer, C.A., Lima, E.F.D., Nardi, L.V.S., 1999. Evolução do vulcanismo alcalino da porção Sul do Platô do Taquarém, Dom Pedrito-RS. *Rev. Bras. Geociências* 29, 245–254. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.199929245254>

Sommer, J.A.P., De Lima, E.F., Saldanha, D.L., Sommer, C.A., Pierosan, R., 2006. O uso de Imagens do Sensor Aster no Mapeamento de Unidades Vulcano-Sedimentares do Platô da Ramada, Vila Nova do Sul, RS. *Pesquisas em Geoc.* 33, 23. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.19524>

Spector, A., Grant, F.S., 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics* 35, 293–302. <https://doi.org/10.1190/1.1440092>

Talwani, M., Pichon, X.L., Heirtzler, J.R., 1965. East Pacific Rise: The Magnetic Pattern and the Fracture Zones. *Science* 150, 1109–1115. <https://doi.org/10.1126/science.150.3700.1109>

Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., 1990. *Applied Geophysics*, 2nd ed. Cambridge University Press, Cambridge. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139167932>

Thompson, D.T., 1982. EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics* 47, 31–37. <https://doi.org/10.1190/1.1441278>

Walter, T.R., 2008. Chapter 9 Facilitating Dike Intrusions into Ring-Faults, in: *Developments in Volcanology*. Elsevier, pp. 351–374. [https://doi.org/10.1016/S1871-644X\(07\)00009-5](https://doi.org/10.1016/S1871-644X(07)00009-5)

Wildner, W., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Sommer, C.A., 2002. Volcanic cycles and setting in the Neoproterozoic III to Ordovician Camaquã Basin succession in southern Brazil: characteristics of post-collisional magmatism. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 118, 261–283. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(02\)00259-7](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00259-7)

7. ARTIGO SUBMETIDO

17/11/2019

Gmail - Successfully received: submission Ediacarian Volcanic-Plutonic Felsic System in the Southernmost Brazil: Reconstruction f...



Lucas Faria de Sousa <lucasfariadesousa@gmail.com>

Successfully received: submission Ediacarian Volcanic-Plutonic Felsic System in the Southernmost Brazil: Reconstruction from Radiometric, Gravimetric and Magnetic Inversion 3-D. for Journal of Applied Geophysics

1 mensagem

Journal of Applied Geophysics <Evisesupport@elsevier.com>

17 de novembro de 2019 11:59

Responder a: appgeo-ee@elsevier.com

Para: lucasfariadesousa@gmail.com

This message was sent automatically.

Ref: APPGEO_2019_827

Title: Ediacarian Volcanic-Plutonic Felsic System in the Southernmost Brazil: Reconstruction from Radiometric, Gravimetric and Magnetic Inversion 3-D.

Journal: Journal of Applied Geophysics

Dear Mr. Faria de Sousa,

Thank you for submitting your manuscript for consideration for publication in Journal of Applied Geophysics. Your submission was received in good order.

To track the status of your manuscript, please log into EVISE® at: http://www.evise.com/evise/faces/pages/navigation/NavController.jspx?JRNL_ACR=APPGEO and locate your submission under the header 'My Submissions with Journal' on your 'My Author Tasks' view.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Journal of Applied Geophysics

Have questions or need assistance?

For further assistance, please visit our [Customer Support](#) site. Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions, and learn more about EVISE® via interactive tutorials. You can also talk 24/5 to our customer support team by phone and 24/7 by live chat and email.

Copyright © 2018 Elsevier B.V. | [Privacy Policy](#)

Elsevier B.V., Radarweg 29, 1043 NX Amsterdam, The Netherlands, Reg. No. 33156677.

**Ediacaran Volcanic-Plutonic Felsic System in the Southernmost Brazil:
Reconstruction from Radiometric, Gravimetric and Magnetic Inversion 3-D**

Lucas Faria de Sousa^{a,*}, Carlos A. Sommer^b, Jairo F. Savian^b, Vinicius Matté^c,
Robson Aquino^b

^aPrograma de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, 91501-970
Porto Alegre, Brazil.

^bInstituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av.
Bento Gonçalves, 9500, 91501-970 Porto Alegre, Brazil.

^cUniversidade Federal do Pampa, Avenida Pedro Anunciação, 111, 96570-
000, Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, Brazil.

*corresponding author lucas.sousa@ufrgs.br

ABSTRACT

The Ramada Plateau is one of the areas of the Sul-rio-grandense Shield subjected to intense plutonic-volcanic activity in the Ediacaran age (574-549 My), during the post-collisional stages of the Brazilian orogenic cycle. The geophysical data presented in this study comprise the radiometric, magnetic and gravimetric data of the Ramada Plateau, processed and interpreted jointly with the geological information. The enrichment of the three radioelements, to wit, K, Th and U, in the central portion of the plateau, reinforces the high silica character of the rhyolitic and pyroclastic rocks of the Acampamento Velho Formation, corroborating with the geochemical correspondence between volcanic and plutonic rocks. The magnetic data have allowed us to recognize the main magnetic lineaments of the area, which coincide with the geological lineaments mapped in fieldwork and suggest a strong structural control on the emplacement dynamics of the dikes and intrusions. The gravimetric data have been extremely useful for the identification of the isolated intrusion adjacent to a zone of negative Bouger values in the southern portion of the Ramada Granite. The depth estimation methods used were the euler deconvolution and radially average power spectrum, which indicated predominantly shallow and intermediate depth. The negative gravimetric value in the negative gravimetric domain, jointly with the spatial proximity between the volcanic and plutonic rocks and the geochemical correspondence, represented by the enrichment of the three

radioelements, are the aspects that better serve as evidence for the likely occurrence of a volcanic-plutonic felsic system in the Ramada Plateau with clues of a caldera subsidence system.

Keywords: Ramada Plateau, Ediacarian Volcanic-Plutonic Felsic System, geophysical modelling, caldera subsidence system;

1. Introduction

The Ramada Plateau constitutes an portion of the Sul-rio-grandense Shield (Fig. 1), which was subjected to intense plutonic-volcanic activity in the Ediacaran age (574-549 Ma) during the post-collisional stages of the Brazilian orogenic cycle (Wildner *et al.*, 2002; Janikian, 2004; Sommer *et al.*, 2005; Matté *et al.*, 2011, 2012, 2016). The volcanic portion is dominated by felsic pyroclastic deposits and rhyolitic lava flows, which are included in the Acampamento Velho Formation (Wildner *et al.*, 2002; Sommer *et al.*, 2005; Matté *et al.*, 2011, 2012, 2016). The plutonic part is mainly formed by intrusions of isolated biotite and peralkaline granites, syenites and monzonites plutons, in addition to composite plutons with an older shoshonitic core and alkaline border (Nardi & Bonin, 1991).

Recently, the Ramada Plateau has been the focus of large multi-disciplinary studies based on geological mapping, rock geochemistry, remote sensing and stratigraphy that improved the reconstruction and understanding of this ancient volcanic setting (Sommer *et al.*, 1999, 2005, 2006; Matté *et al.*, 2016). However, the architecture, geometry and depth of the geological units have not yet been discussed and are still object of debate in the literature. In this sense, the geophysical data presented in this study comes to fill this gap.

The geophysical methods are important tools to understand the internal architecture of geological units in surface and subsurface structures, as well as to determine geometric parameters such as shape and depth of the target structures.

The application of geophysical techniques in studies of active volcanoes and ancient volcanic terrains aids on the understanding of eruption episodes, the involved processes and on the identification of volcanic structures and units (Araña *et al.*, 2000; Blanco-Montenegro *et al.*, 2003, 2007; Blaikie *et al.*, 2014). Previous studies based on the modeling of volcanic structures using potential field data have employed aeromagnetic and gravity measurements to model the subsurface

structures from active volcanoes, such as calderas and conduits (e.g. Yellowstone Caldera, USA (Finn & Morgan, 2002); Vulcano, Italy (Blanco-Montenegro *et al.*, 2007); La Primavera, Mexico (Almaguer *et al.*, 2019).

Calderas are recognized as important geological structures, formed after a roof collapse over an underlying shallow magma reservoir associated with volcanic activity in sub-aerial explosive conditions (Lipman 1984, 1997; Martí *et al.*, 2008). For that reason, the study of calderas can be considered an evidence for the final evolutionary stages of a volcano. In a caldera, minor structures are also formed such as the ring dikes. Ring dikes are important structural shapes formed during the subsidence processes, understood as intrusions surrounding a volcanic center, which may characterize the eruption feeder conduits (Clough *et al.*, 1909; Lipman, 1984).

In Brazil, the study of a caldera subsidence system enabled to characterize the Lavras do Sul Intrusive Complex as an example of this peculiar geological setting (Gastal *et al.*, 2006).

The main purpose of this study is the regional geophysical characterization of the Ramada Plateau assessing the structural relations between the volcanic and plutonic environments, with respect to the volcanic-plutonic felsic system of the plateau. Possible clues about the existence of a caldera subsidence system are also discussed, based on the assessment, applicability and response of the radiometric, magnetic and gravimetric signatures. Such signatures are used to identify previously unrecognized geological units, structures and volcanic-plutonic connections by means of the description of the main anomalies and their role in the evolution of the volcanic-plutonic felsic system in the Ramada Plateau.

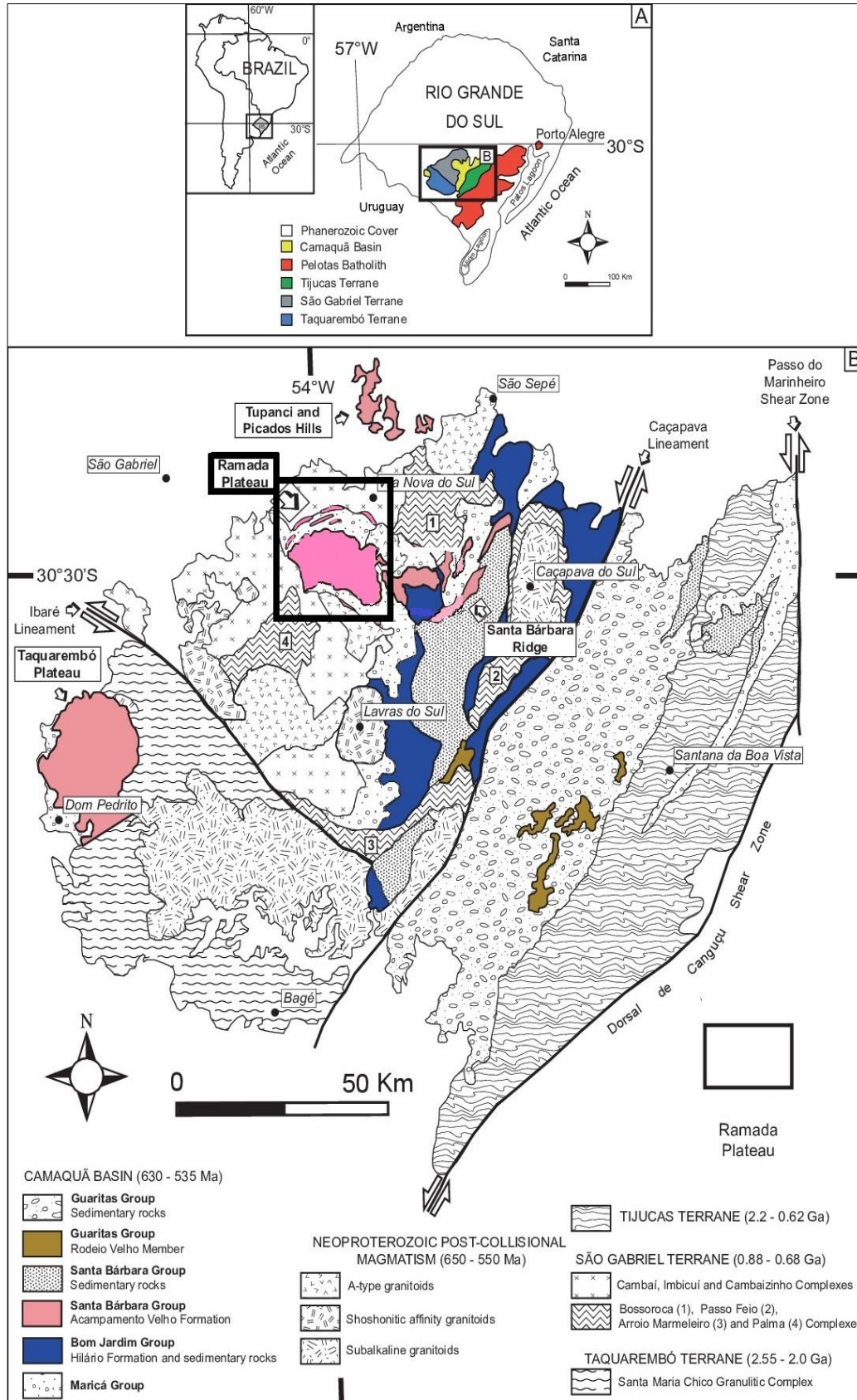


Figure 1. A) The study area is located in the southernmost of Brazil, in the Rio Grande do Sul state. B) Simplified geological map of the Sul-rio-grandense Shield. The Ramada plateau is highlighted in the black box, located in central portion of the plateau (modified from Paim *et al.*, 2000; Wildner *et al.*, 2002; Sommer *et al.*, 2005).

2. Geological Setting

The Ramada Plateau is located in the southernmost portion of the Mantiqueira Province (Almeida *et al.*, 1981), a Neoproterozoic orogenic system that spreads throughout the south and southeast regions of Brazil. This province is linked to the Brazilian orogenic cycle (900-500 My), which evolved until the consolidation of the Gondwana Supercontinent (Brito Neves and Cordani, 1991; Heilbroner *et al.*, 2004).

The southernmost portion of the Mantiqueira Province is represented by the Sul-rio-grandense Shield (Fig. 1), a basement composed of Precambrian rocks and Neoproterozoic tectonic-stratigraphic units, which are linked to the pre-, syn- and post-collisional stages of the Brazilian orogeny (Hartmann *et al.*, 1999). The oldest rocks of the Sul-rio-grandense Shield (2.55-2.0 Gy) are set on the Taquarembó Paleoproterozoic Terrain and are characterized by cratonic fragments linked to the Rio de La Plata Craton (Soliani, 1986; Hartmann *et al.*, 1999).

The Neoproterozoic tectonic-stratigraphic units of the Sul-rio-grandense Shield are linked to the evolution of the Dom Feliciano Belt (Soliani Jr., 1986; Fragoso-Cesar, 1991; Hartman *et al.*, 2007). Such belt is characterized by the reworking of the Paleoproterozoic crust amidst an important tectonic accretion zone.

After the syn-orogenic processes of the Dom Feliciano Belt, the development of a post-collisional environment takes place, which is characterized as a complex period posterior to the main collision and which involved large movements along the transcurrent shear zones, lithospheric delamination, rifting, subduction of small plates and volcanic activity associated to sedimentary deposition in strike-slip basins (Liégeois, 1998; Bonin, 2004).

2.1. Camaquã Basin

The formation of the Camaquã Basin (630 and 535 My) is linked to the expansion of the continental crust which is a direct consequence of the thermo-mechanical processes associated to its lithospheric delamination (Fragoso-Cesar *et al.*, 1984; Chemale Jr. *et al.*, 1995; Paim *et al.*, 2000). Although the tectonic mechanisms responsible for the development of the Camaquã Basin are still controversial, there are strong evidences showing that it evolved in a back-arc setting, affected by strike-slip faults and transtensive rifting. This environment enabled the consecutive depositions of several small-sized basins at the same

depositional “*locus*”; the Ramada sub-basin is one of its representatives (Chemale Jr., 2000; Fragoso-Cesar *et al.*, 2000, 2003; Paim *et al.*, 2000, 2014).

In addition, the Camaquã Basin is also regarded as a molassic sedimentary basin, formed by magmatic pulses associated with the post-colisional stages of the Brazilian orogenic cycle (Wildner *et al.*, 2002; Sommer *et al.*, 2005, 2006; Matté *et al.*, 2016). The Camaquã Basin is predominantly composed by fluvial-lacustrine and desertic environments product of the evolution of the shallow marine environments to continental ones, where siltstones, sandstones and conglomerates are widespread.

During the deposition stages of the Camaquã Basin, the volcanic episodes were predominantly limited to the basal portions of the high-hierarchical units underlain by the deposition of siliciclastic sediments. From bottom to top, the Camaquã Basin is stratigraphically formed by the following units: i) Maricá Group, composed of marine and coastal sediments with ages ranging between 630 and 601 My (Borba, 2006; Almeida *et al.*, 2012); ii) Bom Jardim Group, composed of rocks from the Hilário Formation which consist of basic and intermediate volcanic rocks intercalated by alluvial deposits with ages ranging from 593 to 580 My (Almeida *et al.*, 2012; Janikian *et al.*, 2012); iii) Santa Barbara Group, composed of lacustrine, fluvial and alluvial deposits (Borba and Mizusaki, 2003) with ages ranging from 567 to 547 My (Bicca *et al.*, 2013; Oliveira *et al.*, 2014), which are contemporary to the volcanic rocks from the Acampamento Velho Formation, characterized as effusive and pyroclastic volcanic deposits and basic and intermediate volcanic rocks with ages ranging from 574 to 549 Ma (Sommer *et al.*, 2005; Lima *et al.*, 2007; Janikian *et al.*, 2012;; Matté *et al.*, 2016); iv) Guaritas Group, composed of eolian, alluvial and fluvial deposits (Almeida *et al.*, 2009) associated to basic volcanic rocks located at the base of the sequence (Rodeio Velho Member, sensu Ribeiro *et al.*, 1966), with ages ranging from 547 to 535 My (Almeida *et al.*, 2012).

2.2. Geology of the Ramada Plateau

The Ramada Plateau is a geomorphological feature located approximately 20 km to the south of Vila Nova do Sul, a city located at the western portion of the Rio Grande do Sul state, Brazil (Fig. 1). This plateau shows average elevation of 430 meters and occupies an area of 20 (E-W) by 12 km (N-S); limited by the meridians 53°45'W and 54°05'W and the parallels 30°25'S and 30°33'S. The plateau is characterized by the occurrence of ignimbrites and effusive deposits of rhyolitic

composition. Sub-volcanic bodies are an important part of this magmatism, besides the lavas and basic-intermediate dikes which occur to a lesser extent (Sommer *et al.*, 1999, 2005; Matté *et al.*, 2016).

The basement of this felsic volcanic sequence is constituted of intermediate lavas and volcanogenic conglomerates, stratigraphically organized at the Hilário Formation, sedimentary rocks associated to the Maricá Group, and tonalitic and basic-ultrabasic metamorphosed associations inserted in the Cambaí and Vacacaí Complex (Jost & Hartmann, 1984). The volcanic rocks are intruded by alkali granitoids, partially covered by Gondwana rocks.

The acid volcanic rocks of the Ramada Plateau are grouped in explosive and effusive sequences. The explosive sequence is represented by sub-horizontal pyroclastic deposits which consist of ignimbrites rich in lithic fragments and crystals, crossed by basic dikes from 1 to 3 meters thick and by a dioritic intrusion located in the southern portion of the plateau. The ignimbritic deposits show well-preserved primary pyroclastic features, such as structures and textures indicative of hot flows with a large amount of gases. The effusive sequence is represented by rhyolitic lava flows with several textural patterns, such as massive, foliated and autoclastic. At the top of this sequence, there still are basic lava deposits which are situated in the northeastern portion of the plateau. There is also the frequent exposition of lava flows and hypabyssal bodies throughout lineaments, which led some authors to suggest a subaerial volcanism established in a fissural conducts (Wildner *et al.*, 2002; Sommer *et al.*, 2003, 2005; Lima *et al.*, 2007; Matté *et al.*, 2016).

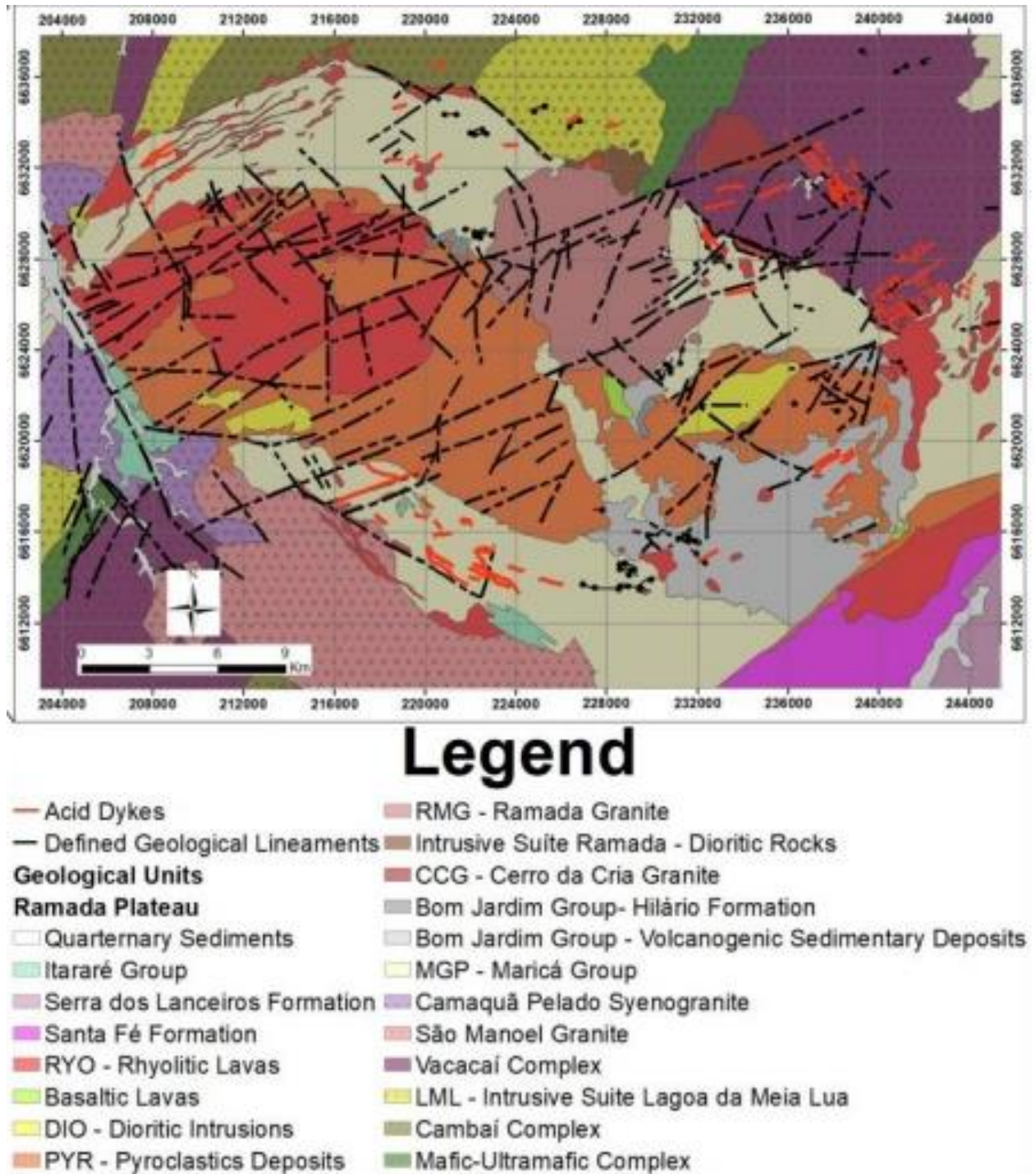


Figure 2. Simplified geological map of the Ramada Plateau region (modified from Szubert *et al.*, 1977; Porcher *et al.*, 1995; Bitencourt *et al.*, 1997; Sommer, 2003; Matté *et al.*, 2016).

3. Geophysical Data and Methods

3.1. Airborne Geophysical Survey

The airborne geophysical data used in this study was acquired by the Geological Survey of Brazil (CPRM, 2010), including aerogammaspectrometry and aeromagnetometry. The data acquisition was made by LASA Prospecções S.A., for the airborne geophysical project: Rio Grande do Sul shield (CPRM, 2010). The survey has covered 159,789.21 km of profiles, with flight lines of 500 meters and control lines of 10 km, oriented N-S and E-W, respectively. The flight altitude was 100 meters above the terrain, measurements being consecutively performed at every 0.1 seconds by the magnetometers model Scintrex CS-2, and at every 1.0 second by the gamma spectrometer model Exploranium 820 of 256 spectral channels (CPRM, 2010)

The data was processed in the software *Oasis Montaj* (Geosoft) and interpolated by the minimum curvature algorithm (Briggs, 1974). The grid cell size was 125 meters long, $\frac{1}{4}$ of the spacing of the flight lines, which resulted in the maps that will be presented in this study. The pre-processing and the standard corrections applied not only to the magnetic, but also to the gamma spectrometric data are detailed at the data acquisition and processing final reports (CPRM and LASA, 2010).

3.2. Data Assessment

Three geophysical perspectives were used: i) radiometric assessment of the K, Th and U maps; ii) magnetic assessment of the main structures; and iii) identification of intrusions and subsuperficial bodies through gravimetry.

i) *Radiometric Assessment:* the airborne gamma spectrometry consisted of the mapping of the distribution of the gamma radiation emitted by the natural decay of the potassium, thorium and uranium. These elements are natural sources of enough gamma radiation to allow its detection by airborne geophysical surveys (Dickson and Scott, 1997; Minty, 2000; IAEA, 2003; Minty and Wilford, 2004). The gamma spectrometric interpretation presented in this study comprises the production of images from the K, eTh and eU channels and the image from the ternary composition RGB (K- red+eTh-green+eU-blue), used as basis of interpretation for the confection of the gamma spectrometric domain map. The K, eTh and eU maps have

been confronted with the available geological data and with the elevation digital model map in order to observe the geological correlation and mobility of these radioelements related to the dominating topography.

ii) *Magnetic Assessment*: the interpretation of the most prominent anomalies observed in the Ramada Plateau area was performed based on following thematic maps: total magnetic intensity (TMI), reduction to the pole (RTP), analytic signal amplitude (ASA), upward continuation filter (UPW) and pseudogravity(PSG).

The geophysical-geological integration comprised the visual description of the anomalies, the delimitation of domains and magnetic lineaments as well as the overlaying of the most representative geological units and structures of the plateau and the above-mentioned thematic maps. So as to facilitate the interpretation of the maps, the high and low amplitudes magnetic areas were delimited by means of the magnetic domains named respectively as high magnetic domain (HMD) and low magnetic domain (LMD).

For the purpose of obtaining the TMI map, we have calculated the International Geomagnetic Reference Field (IGRF) of the region at the time of the airborne survey (May 5th, 2010), with magnetic field intensity of 22.696 nT, inclination of -39.2° and declination of -13.2° .

Next, the UPW map was applied to the TMI map with elevations of 500 and 1000 meters in order to suppress noises and superficial anomalous sources, thus highlighting the influence of the deep magnetic structures associated with the long wave lengths. The UPW acts as an efficient and robust method for separating frequencies of wavelength. The potential field may continuously vary as the observation spot moves vertically away from the causative body to an altitude superior to the original observation spot of the data (Jacobsen, 1987).

The RTP and the calculation of the PSG map (Fig.) were applied to the TMI grid. Due to the oblique nature of the terrestrial magnetic field, the magnetic inclination of a dipole features a strong variation in relation to the latitudinal position of the causative body of the anomaly, resulting in the displacement of the magnetic field signal in relation to the center of the dipolar anomalous source. The application of this filter was conducted over the TMI grid so as to remove the distortion effects, adjusting the data to a vertical polarization condition, in which, from the perspective of an observer located at the poles, the anomalies become monopolar and vertically positioned over the center of the causative bodies, providing more accuracy to the

geological interpretation. The RTP grid was obtained from the (Baranov and Naudy, 1964; Naudy, 1971) algorithm available in the software *Oasis Montaj* (Geosoft). The filtering process was carried out with inclination and declination values of -39.2 and -.13.2, respectively. The magnetic field intensity of 22.696 nT was calculated based on the IGRF correction. In order to delineate the lateral boundaries and limits of the main anomalies, we observed the ASA map.

iii) *Gravimetric Assessment*: the gravimetric data was collected in two fieldworks conducted in 1999 and 2019, totaling 183 gravimetric stations with a 1 km spacing between measurement points. The gravimeter utilized was the Scintrex CG-3 model with a reading resolution of 0.005 mGal.

The gravimetric data was pre-processed by means of the *Gravity* extension included in the software *Oasis Montaj* (Geosoft) which executed a correction of the non-geological effects over the gravity measurements, such as the effects of latitude, elevation, topography of the terrain, tides and density variation in the subsurface, which resulted in the Bouger anomaly map (BAM).

The average density of the rocks represented in the gravimetric profile was defined based on the literature (Telford *et al.*, 1990). Such procedures have supported the regional interpretation and the confection of the bidimensional gravimetric models elaborated in the modeling software GM-SYS.

The gravimetric data presented in this study consists of a Bouger anomaly map obtained with the reduction of the reference density of 2.67 g/cm³, corrected from the effects of non-geological bodies and the gravitational field. The reductions carried out in the gravimetric data collected in the fieldwork involved the latitude correction; the tidal correction, which causes disturbance in the Earth gravitational field; instrumental drift, which causes by the variation of the elastic conditions of the gravimeter; free-air correction, used for suppressing the effects of the difference in altitude between the stations; finally, the Bouger correction, which takes into consideration the gravitational influence of the rocks located between the observed points and the reference datum. The geophysical-geological integration involved the delimitation of the high density domains, named as high Bouger domain 1 (HBD1), high Bouger domain 2 (HBD2), high Bouger domain 3 (HBD3).

3.3. Depth Estimation Methods

To estimate the depth reached by the main magnetic and gravimetric anomalies two methods were used: i) the Radially Average Power Spectrum (RPS); and the ii) Euler Deconvolution Method (ELD), which are briefly explained beneath:

i) Radially Average Power Spectrum (RPS): The separation of the local and regional components of the magnetic and gravimetric field was carried out by means of the spectral analysis method, used by several authors (e.g. Spector and Grant, 1970; Bhattacharyya and Leu, 1975; Gerard and Debeglia, 1975), who were interested in estimating the average depths reached by the sources of the magnetic and gravimetric anomalies in specific regions of the crust. In the spectral analysis, the radially averaged power spectrum (RPS) is calculated through the fast Fourier transform method (FFT), which enables one to interpret the behavior of each component of the magnetic and gravimetric field through the analysis of the magnetic anomalies located at different depths and represented by linear sections. The spectral analysis allowed us to estimate the average depths of the top of the local and regional anomalous sources, associated to the long and short-wave lengths, respectively.

ii) Euler Deconvolution (ELD): The Euler Deconvolution method (ELD), which is a semi-automatic method based on the Euler homogeneity index or structural index (SI), which utilizes the relation of the potential field and its gradients so as to determine the location (x, y, z) and the average depth. The ELD method was initially tested for dot-dipole and dot-pole anomalous sources and later adapted for bidimensional and tridimensional sources applied to gravimetric and magnetic anomalies near dikes and contacts (Hood, 1965; Thompson, 1982; Reid *et al.*, 2014). In this study the structural index 0.0 (contacts) and 1.0 (dikes and faults) has been used.

3.4. 2-D Gravimetric Profiles

The results obtained from these two depth estimation techniques were used in the confection of a bidimensional gravimetric model and a tridimensional magnetic inversion model, both presented in this study. The bidimensional modeling (Talwani *et al.*, 1965; Heirtzler *et al.*, 1966) of the gravimetric data assumes the non-curvature of the Earth and that the layers may be extended to infinite in order to avoid undesired effects due to the limited distribution of the data. The bidimensional

gravimetric profiles were carried out throughout two cross-sections in the Ramada Granite Region and two regionals in the whole area of the study.

3.5. Magnetic Inversion 3-D

The airborne magnetic data from the Ramada Plateau was inverted by means of VOXI extension (Li and Oldenburg, 1996, 1993). Such method was applied to obtain the distribution of the magnetic susceptibility in perspective, discretized in sub surfaces formed by rectangular cells with constant magnetic susceptibility, which will be determined in each cell by the inversion algorithm. For the purpose of interpreting such model, it is recommended that one take into consideration that the presented results account for a sample of the multiple other possible distributions of the examined magnetic property, that is, the magnetic susceptibility, once the remaining magnetization is not taken into account here. The inversion parameters applied in this study were: i) discretized subsurface in a 3-D grid of 48x43x18 cells, which total 37.152 cells; ii) cell size: 250x250x396 m; iii) sample interval: one sample per cell; iv) elevation: constant 100 m; vi) field parameters: $I=39.2^\circ$, $D=-13.2^\circ$.

4. Results

4.1 Radiometric Data

There are high concentrations of potassium (2.2-3.3%) in the Ramada Granitic complex, as well as in the boundary's regions of the Ramada Plateau, which include a large part of the rhyolitic and pyroclastic rocks (Fig. 3A). Conversely, the Ramada Granitic Complex located in the highest elevated portions of the Ramada Plateau (400 m).

The sedimentary rocks of the Maricá Group present a low concentration of potassium (0.3-2.4%), and are located both in the lowest portion of the terrain at the NNW section of the map (150 m), and in the highest elevated portions at the SSE section of the map (300 to 400 m) (Fig. 4A). In the regions where there are high concentrations of potassium on the sedimentary rocks of the Maricá Group, there are also rhyolitic dikes, at the NNW and SSE sections of the map.

The Th channel image (Fig. 3B) shows high concentrations of this element (10.7-13.9 ppm) especially related to the Ramada Granite and Cerro da Cria Granite, and to the rhyolitic and pyroclastic rocks, which are dominant in the highest elevated portions of the Ramada Plateau (400-437 m).

The rocks of the Ramada Granitic Complex and of the Acampamento Velho Formation also have high concentrations of uranium (Fig. 3C), located in the highest elevated portions of the plateau (400-437 m), except for rhyolitic lavas as described above.

The RGB ternary composition map (Fig. 4B) was produced based on the correlation between the radioelements K, eTh and eU and the red, green and blue colors, respectively, and showed a clear similarity between the distribution of the radioelements and the limits of the geological units mapped during the fieldwork (Fig. 2B).

Such map was used as a basis for the production of the gamma spectrometric domain map (Fig. 3C), which resulted in the delimitation of five domains: i) red domain, characterized by high concentrations of potassium, strongly related to the chemical composition of the Ramada Granitic Complex and rhyolitic rocks; ii) blue domain, characterized by high concentrations of uranium which display an elongated shape in the E-W and NW-SE directions, respectively (Figures 4C1 and 4C2); iii) light blue domain, characterized by medium and high concentrations of uranium in the central portion of the plateau, related to the rhyolitic and pyroclastic rocks; iv) yellow domain, characterized by high concentrations of the three radioelements, in particular to the Cerro da Cria Granite and the rhyolitic and pyroclastic rocks, located at the edges of the plateau; v) green domain, characterized by low concentrations of the three radioelements and represented by the dark colors of the map, in the NNE, NNW and SSW portions of the Ramada Plateau.

The low concentration of the three radioelements is related to the presence of the metamorphic basement rocks of the Vacacaí and Cambaí Complex, as well as the intrusive suite Lagoa da Meia Lua, which outcrop in the N, NW and SW portions of the Ramada Plateau.

4.2 Magnetic Data

The Total Magnetic Intensity (TMI) map (Fig. 5A) highlighted the magnetic lineaments in the whole area of the plateau is demonstrating a clear predominance of NE-SW structures (white dotted lines) and, to a lesser extent, NW-SE lineaments (yellow dotted lines), which coincide with the geological lineaments defined in the presented geological map (Fig. 2B).

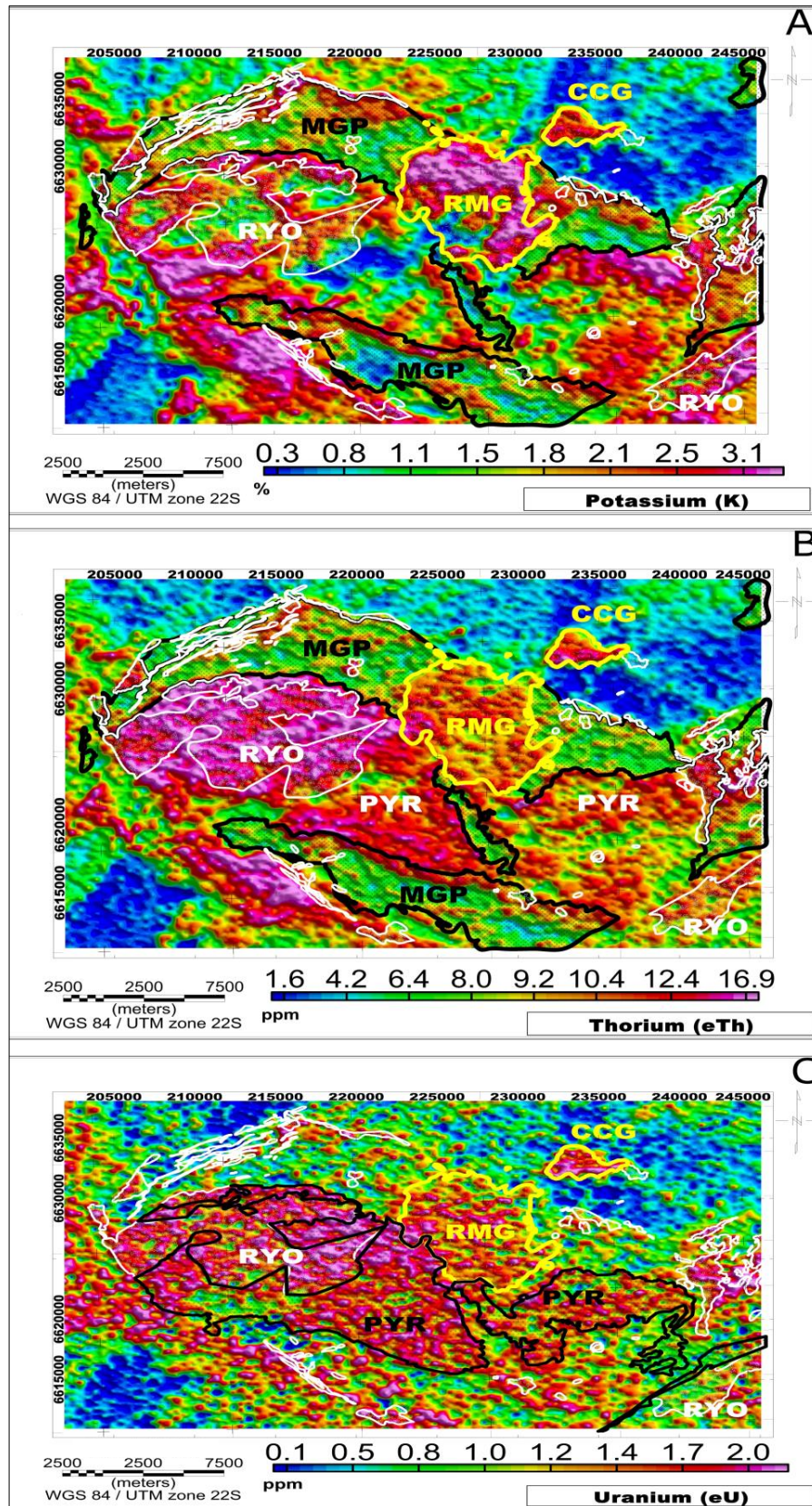


Figure 3. A) Radiometric map of potassium (%), with high counts of this element in the central portion of the plateau, especially in the Ramada Granite; B) Radiometric map of thorium. Notice the high counts of this element associated to the rhyolitic rocks in the central portion of the plateau; C) Radiometric map of uranium (eU), notably with high counts of uranium, associated to the volcanic and plutonic rocks of the Ramada plateau.

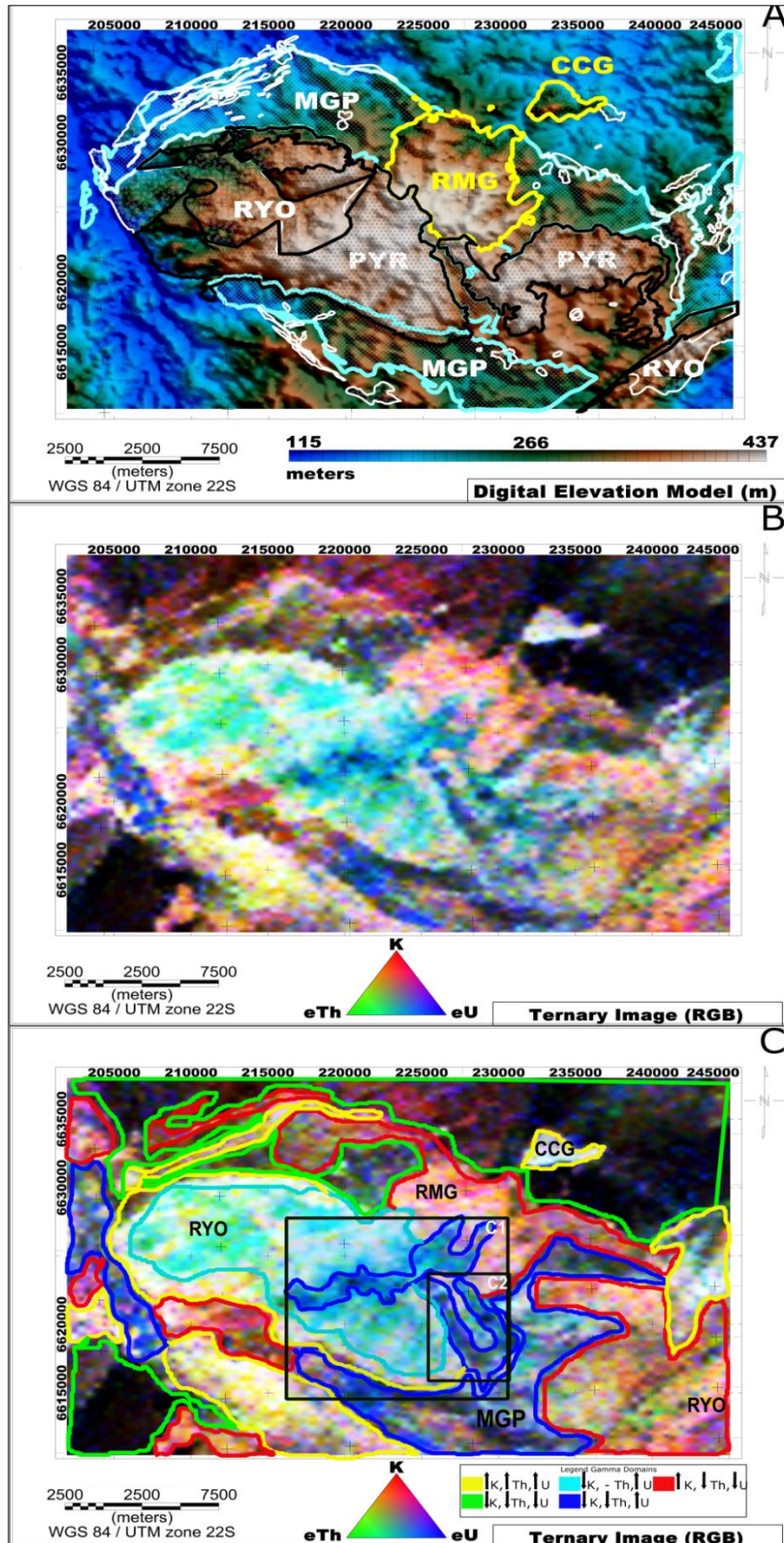


Figure 4. A) Digital Elevation Model showing that the high counts of the three radioelements (K, eTh and eU) are linked to the most elevated portion of the plateau, mainly in its central portion; B) RGB ternary composition map showing the contrasting between the three radioelements; C) Gamma spectrometric domains map. Notice the high counts of uranium in the central portion of the plateau; C1 and C2) bodies with enrichment of uranium.

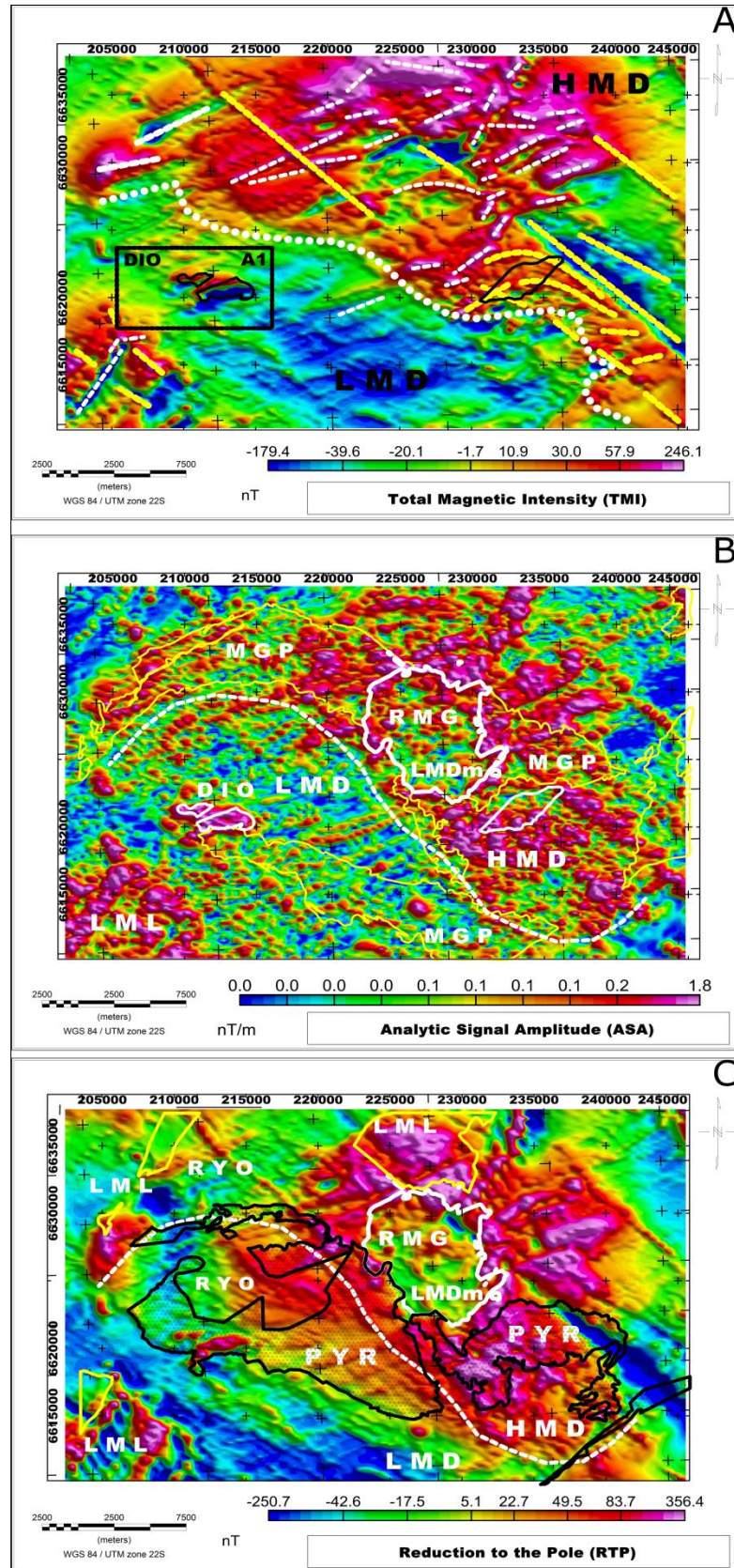


Figure 5. A) The main magnetic lineaments were identified in the Total Magnetic Intensity map (TMI); 5A1) Anomaly related to the DIO intrusion; B) Analytic Signal Amplitude (ASA); C) Reduction to the Pole filter (RTP).

The Ramada Plateau is divided in two large domains of magnetization, named as high magnetic domain (HMD) and low magnetic domain (LMD), both limited by an abrupt change in the magnetic terrain, represented by white dotted lines which stretch in the NW-SE directions (Fig. 5A).

The magnetic terrain over the HMD domain has a high value (30.0 to 246.1 nT) and is homogeneously distributed, especially in the northern portion, surrounding a circular shape with low magnetic terrain. The short axis of the NE-SW direction anomalies are more penetrating in the northern portion of the HMD domain and appear to radially edge a circular zone located in the central portion of the map, named as low magnetic central domain (LMDm), which is featured in the Figure 5B. In this portion, we note low to medium intensities of magnetization, a behavior similar to the LMD domain (-39.6 to 10.9 nT).

The TMI map also highlights the presence of a dipolar anomaly of elongated shape in the E-W direction (Fig. 5A1), with contrasting magnetic intensities (-39.6 to 30.0 nT) and associated with the dioritic intrusion limits located in the southern portion of the Ramada Plateau. This region has been selected for the production of the A-B magnetic profile (Fig 9A).

The lateral limits of the LMDm domain in the central section of the map has been highlighted on the ASA map (Fig. 5B), which shows a clear relation with the Ramada Granite boundaries. The magnetic intensity in this region are positive in the northern portion of Ramada Granite (0.1 a 1.8 nT/m) and become gradually lower towards the SSW portion (0.1 nT/m).

The high magnetic terrain that is characteristic of the HMD domain (Fig. 5A) reaches the maximum magnetization peak in this section of the ASA map, especially in the surrounding area of the Ramada Granite and in the SSW section of the map, where rocks of the Lagoa da Meia Lua intrusive suite outcrop.

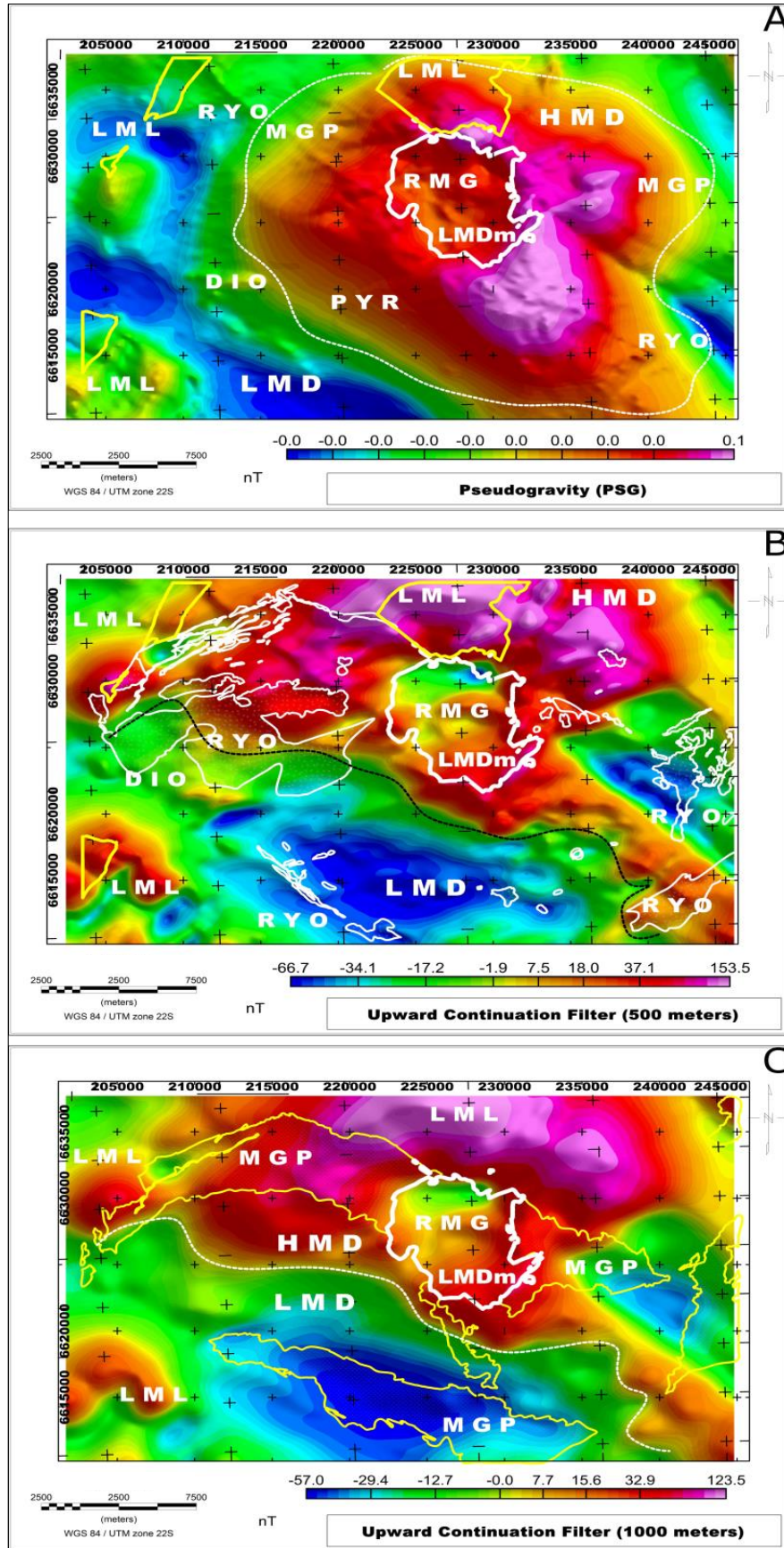


Figure 6 - A) Pseudogravity map (PSG); B) Upward Continuation Filter with 500 meters; C) Continuation Filter with 1000 meters.

The LMD domain occurs in the WSW section of the map, being associated with the sedimentary rocks of the Maricá Group and with the pyroclastic deposits. The dioritic intrusion of the southern portion of the plateau (Fig. 5A1) features high counts of magnetization in the ASA map (0.2 to 1.8 nT/m) (Fig.5B). In the other portions, especially in the NNW and SSW sections of the plateau, there is a predominance of the LMD domain values, where a vast area is occupied by the sedimentary rocks of the Maricá Group. It is observed, however, that, in the northern portion, there are high magnetic intensities regions, internal to the Maricá Group limits, and near the geological contact between the Ramada Granite and the rhyolitic dikes.

The RTP map presents a notable smoothing of the signal, which makes the anomalies more circular (Fig. 5C), still revealing an expansion of the HMD domain area over LMD domain region, which is especially represented by the rhyolitic and pyroclastic rocks and the sedimentary rocks of the Maricá Group. The HMD and LMD domain regions preserve the characteristics formerly described in the TMI and ASA maps (Fig. 5A and Fig. 5B, respectively). The RTP map shows that the central magnetic domain (LMDm), associated to the Ramada Granite in the ASA map, preserves its characteristic of low magnetic (5.1 to 49.5 nT), although in its northern limits, there is a sharp gradient and magnetic terrain, represented by semicircular anomalies, located at the northern region of the Ramada Granite, which is in geological contact with the Lagoa da Meia Lua intrusive suite.

The PSG map (Fig. 6A) shows, in the clearest fashion, the magnetic susceptibility contrast between the HMD and LMD domains, highlighted by the preservation of a high magnetic terrain at the eastern and southern edges of the Ramada Granite, as well as a low magnetic terrain in relation to those edges, represented by the LMDm domain. One may observe that the limits of the Lagoa da Meia Lua intrusive suite make up the northern portion of the HMD domain, which is in geological contact with the Ramada Granite. The extension of the HMD domains in the PSG map may point to a possible metamorphic aureole, caused by the epizonal intrusion of the Ramada Granite and identified by the white outlines. This metamorphic contact zone may have affected the sedimentary rocks of the Maricá Group outcropping to the east, southwest and northwest of the HMD domain limit.

After the application of the UPW filter (Fig. 6B and 6C) with altitudes of 500 and 1,000 meters, respectively, above the original observation spot of the datum,

obtained from the TMI grid (Fig. 5A). We note that, with the increase of the observation spot from 500 to 1,000 meters, the magnetization peaks in the HMD domain decrease, highlighting the influence of the deep magnetic anomalies.

4.3 Gravimetric Data

The Bouguer anomaly map (BAM) presents (Fig. 7A), by means of the white dots, the gravimetric stations measured during the fieldwork, as well as a clear density contrast between the different kinds of rocks that constitute the Ramada Plateau, which have allowed the delimitation of three regional density domains.

The high Bouguer domain one (HBD1) shows a high gravimetric terrain (4.9 mGal) in abrupt contact with low gravimetric terrain (-42.5 mGal), which may indicate the contact between the outcropping units in the area, that is, the rhyolitic dikes and the sedimentary rocks of the Maricá Group.

The high Bouguer domain two (HBD2) features two circular anomalies with high gravimetric values (-5.6 to 4.9 mGal) presented in the Figure 7B and interpreted as intrusions one and two (i1 and i2) probably related to the Lagoa da Meia Lua suite intrusive and the Ramada Granite, inserted in the positive anomaly domain (PAD).

In the high Bouguer domain three (HBD3), we note low Bouguer values in the southern portion of the Ramada Granite (Fig. 7A2) adjacent to the isolated intrusion named as ISR, which displays contrasting negative Bouguer anomaly values (-42.5 to 4.5 mGals) and inserted in the negative anomaly domain (NAD). In the SSE section of the HBD3 (Fig. 7B), we also note an irregular shape anomaly, probably associated to the dioritic oriental rock, highlighting a peak of the Bouguer anomaly value (4.9 mGals). Such anomaly occurs in a heterogeneous geological setting, where the dioritic oriental rock outcrops in contact with pyroclastic deposits and the sedimentary rocks of the Maricá Group.

Four gravimetric profiles have been delimited (Fig. 7C), being two profiles in the Ramada Granite area (E-W and N-S cross-sections) and two regional profiles in the whole area of the study (NW-SE and SW-NE cross-sections) which were explained in the following sections.

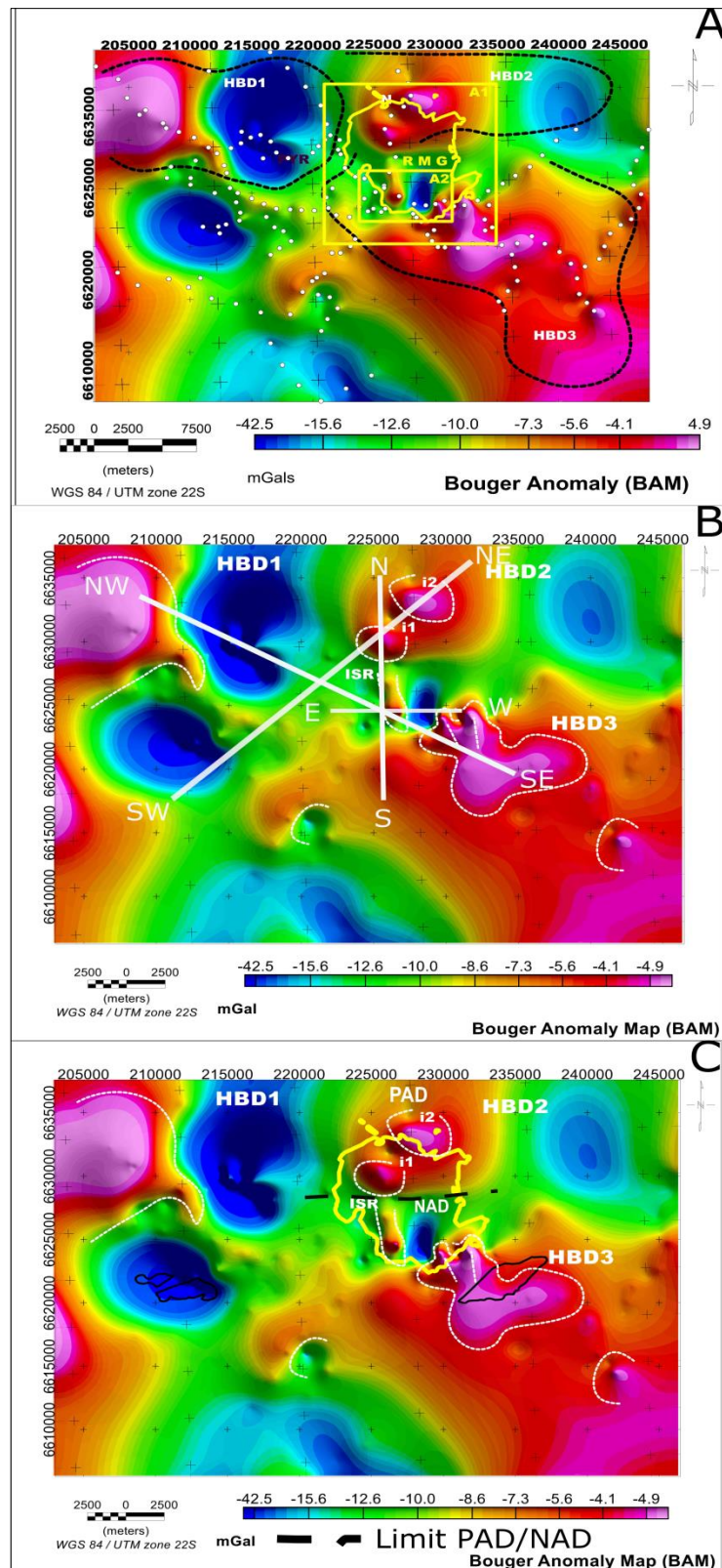


Figure 7. A) Bouguer Anomaly map (BAM) with the gravimetric stations and the gravimetric domains limits; A1) Area referencing to the results of the ELD method in the RMG; A2) Southern portion of RMG referencing to the results of the ELD methods; B) Cross sections of the gravimetric profiles; C) Limits of the Ramada Granite, divided in two domains, the negative anomaly domain to the south (NAD), where is possible observe a isolated intrusion (ISR), and the positive anomaly domain in the north, where is located the isolated intrusions i1 and i2.

4.4 Depth Estimation Methods

4.4.1 Radially Averaged Power Spectrum

The power spectrum associated to the TMI map shows two different and well-defined linear sections, represented by red and blue lines, and observed in the power spectrum versus wavelength logarithm graph (Fig. 8A). The red straight line is directly associated to the short wavelength regions and has resulted in the maximum depth of 1,800 meters, until the top of the deep magnetic anomalous sources. The blue straight line is directly associated to the medium and long wavelength regions and has resulted in depths that vary from 500 to 1,000 meters until the top of the shallow and intermediate anomalous sources. The RPS method associated to the Bouger anomaly map has presented depths of 3,200 meters until the top of the deep anomalous sources, and, 1,700 meters to the shallow and intermediate sources (Fig. 8B).

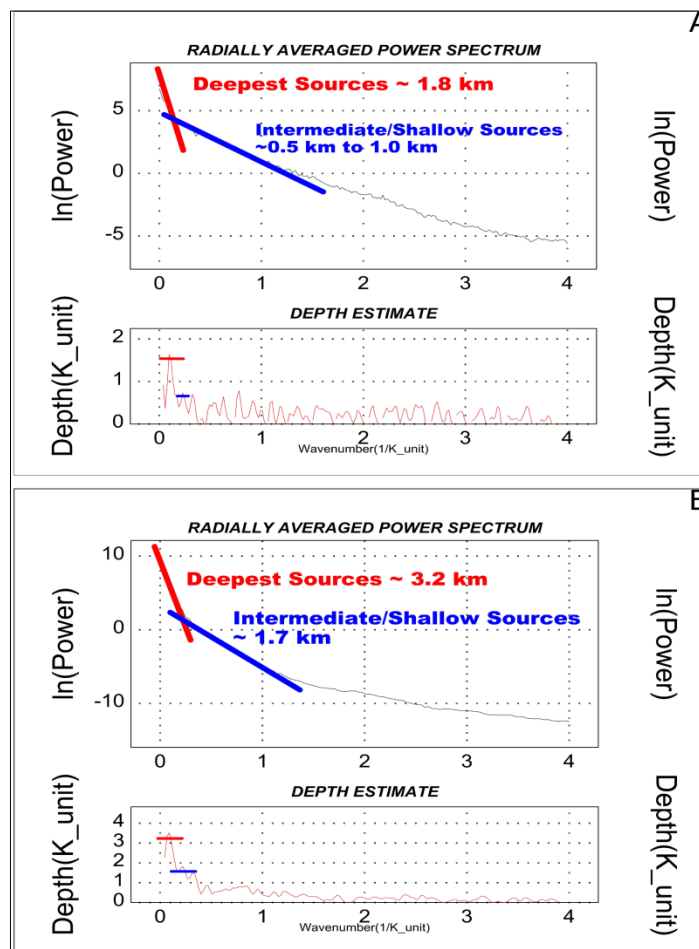


Figure 8. A) Radially Average Power Spectrum (RPS) method using the TMI grid; B) RPS method using the BAM map.

4.4.2 Euler Deconvolution Method

The ELD solution map associated to the dioritic intrusion (Fig. 9A) through the contact model (structural index=0.0) shows a discrete distribution of the elongated structures NE-SW and E-W directions, located mainly at the borders and displaying a contrasting magnetic susceptibility between the host rock, represented by the pyroclastic rocks and the dioritic intrusion itself. The mapped solutions highlighted a strong presence of structures in shallow and intermediate crustal levels, which vary from 100 and 500 meters (yellow circular shapes) and between 500 and 800 meters (red circular shapes), respectively, and presenting the maximum depth of 800 meters. The ELD solution map associated to the dioritic intrusion through the dike or fault model (structural index=1.0) displays structures tending predominantly towards NE-SW and E-W and subordinately NW-SE directions, located at the border of the body (Fig. 9B). The average depth indicated by the ELD method was 264 meters, with maximum depth of 770 meters.

The ELD solution obtained based on the application of the contact model on the Bouger anomaly map in the whole area of the Ramada Granite (Fig. 10A) displays a strong predominance of mapped solutions in relatively shallow depths with values that vary from 500 to 1,000 meters (yellow circular shapes), as well as between 1,000 and 2,000 meters (red circular shapes). We have noticed a clear contact region at the border of the Ramada Granite and at its central part, thus highlighting a clear density contrast between the northern portion of the Ramada Granite, characterized by high density circular anomalies inserted in the PAD domain, and the southern portion of it, inserted in the NAD domain. The application of ELD method has also indicated the minimal, medium and maximum depths reached by the anomalous sources located at the contact regions of the Ramada Granite (Fig. 7A1), which presented values of 500, 1,160 and 3,400 meters, respectively. The ELD solutions associated to the southern region of Ramada Granite (Fig. 10B) through the dike or fault model displays a distribution of elongated structures tending predominantly towards the NE-SW direction, mainly in the NAD domain, characterized by negative Bouger values. In this region the ELD method has mapped predominantly shallow structures which vary between 500 and 1,000 meters (yellow circular shapes) as well as intermediate ones between 1,000 and 2,000 meters (red circular shapes), with average depth of 1,063 meters and maximum depth of 4,980 meters.

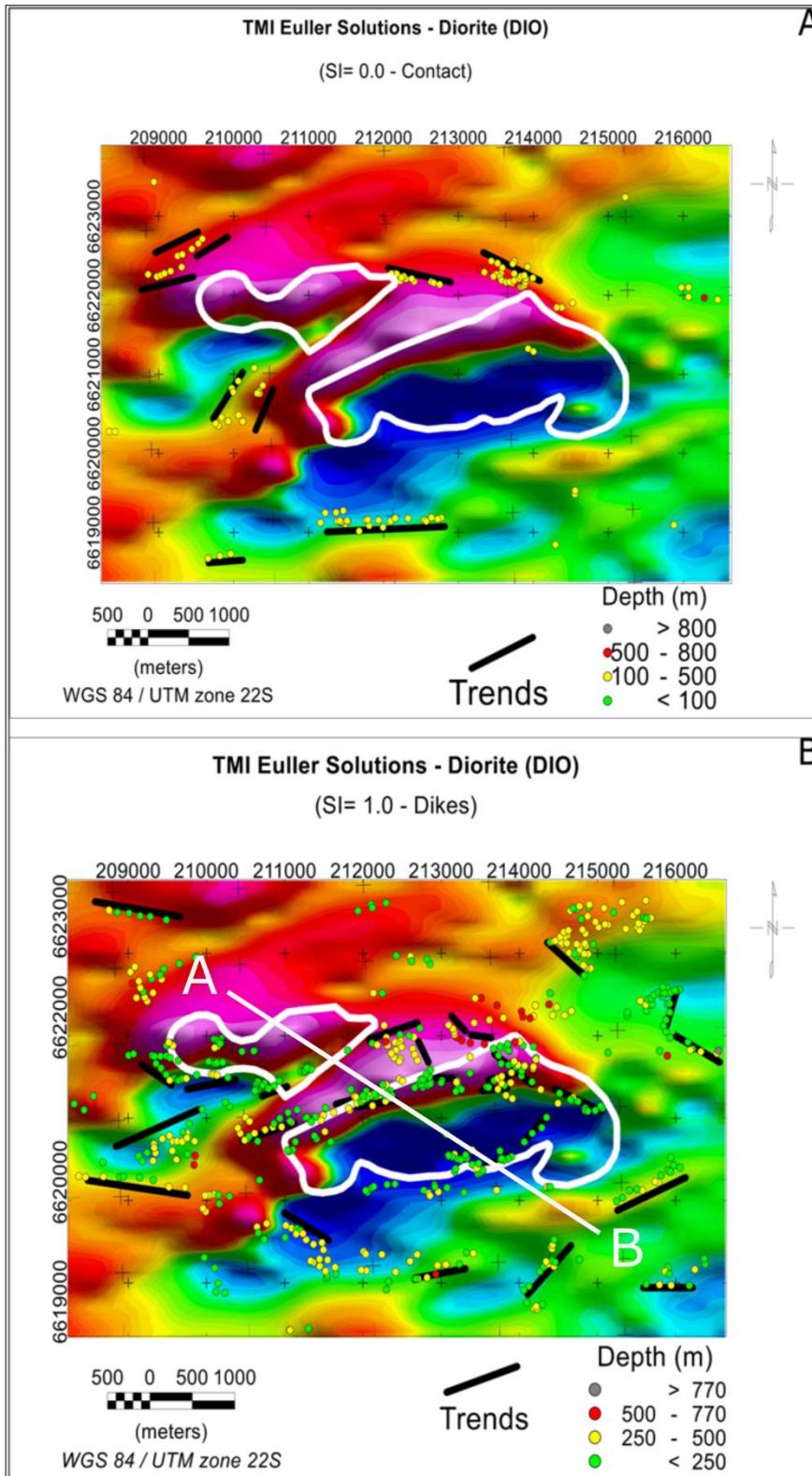


Figure 9. A) ELD method with SI=0.0 (contacts) in the DIO region; B) ELD method with SI=1.0 (dikes or faults) and the area of the A-B

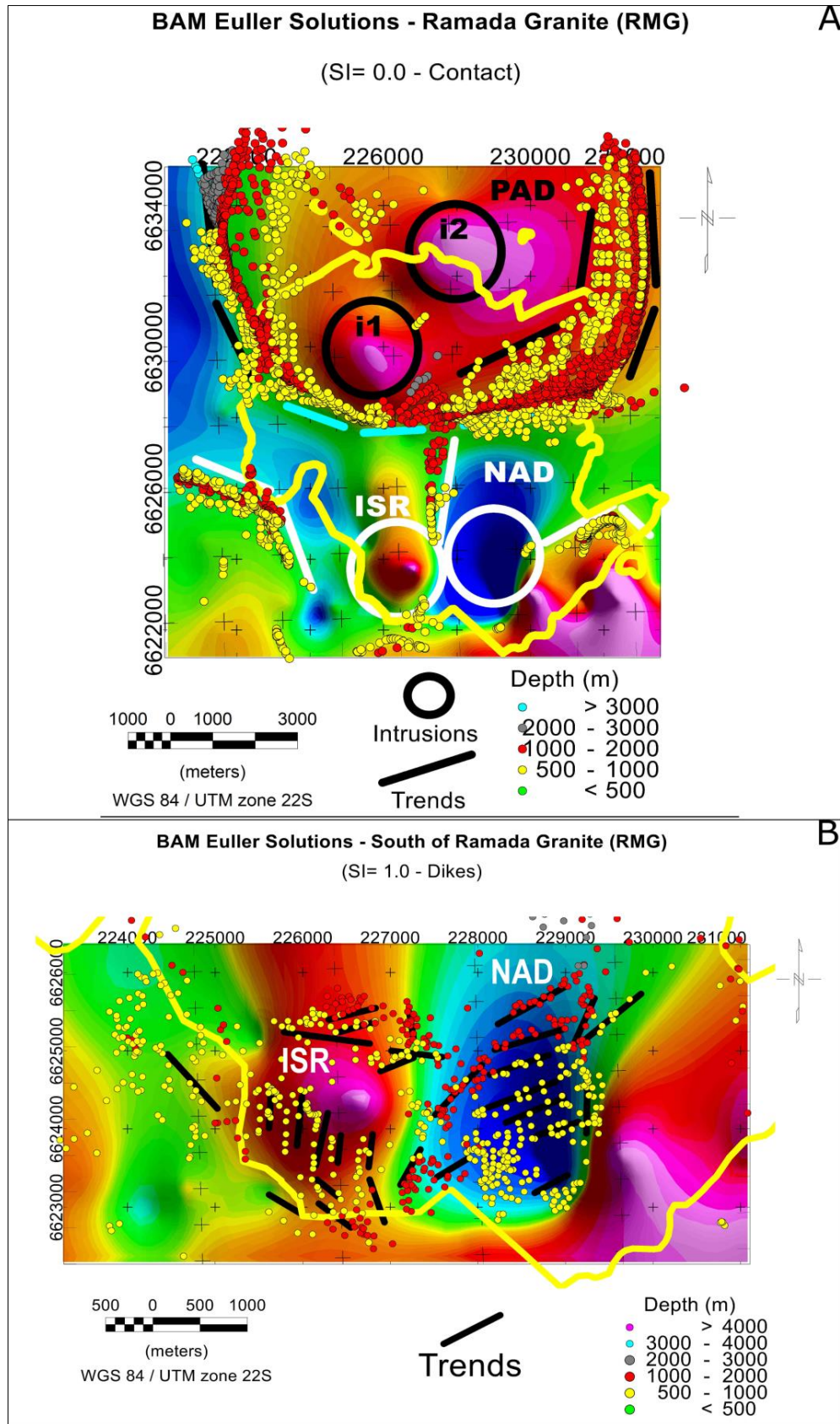


Figure 10. A) ELD method with SI=0.0 (contact) in the RMG region. Notice the intrusion ISR and the NAD and PAD domain; B) ELD with SI=1.0 (dikes or faults). Notice the distribution of linear structures surrounding the ISR intrusion and the NAD domain.

Adjacent to this region, the high density circular anomaly (white circular shape), named as isolated intrusion (ISR) and interpreted as a possible intrusion associated to the southern region of Ramada Granite (Fig. 7A2), displays elongated structures tending predominantly NW-SE direction, and which preserves the same values indicated by ELD solutions described above which results in the E-W gravimetric profile (Fig. 11A).

4.5 2-D Gravimetric Profiles

In the E-W gravimetric profile (Fig. 11A) we have observed a high gravimetric value at the eastern extremity of the profile followed by an abrupt low gravimetric value at the central region which rises once more as a high gravimetric value in the western region of the profile. The high gravimetric value has been interpreted as internal isolated intrusion (ISR) to the Ramada Granite, and the low gravimetric values have been interpreted as possible fault zones or a geological contact (NAD), characterized by the density contrast between this zone and the intrusions. As described above the presented thicknesses in the profiles refer to the values presented by the ELD method, shown in the Figure 10B.

The N-S gravimetric profile (Fig. 11B) features a high gravimetric value which starts at the northern region of the positive anomaly domain, a low gravimetric value between the central zone and the southern extremity, where we observed once again a high gravimetric value. The high gravimetric value in the PAD region has been interpreted as an aggregate intrusion zone that may include not only the Ramada Granitic Complex intrusive terms, but also the Lagoa da Meia Lua intrusive suite, which would explain the high densities of rocks in this region. The low gravimetric has been interpreted as a more superficial portion of the Ramada Granite, which features low density in relation to the intrusions. The high gravimetric in the southern extremity has been interpreted as an isolated intrusion (ISR).

The regional cross-section NW-SE (Fig. 12A) displays in the NW extremity a high Bouger value associated to the São Manoel Granite which is in an abrupt contact with a low Bouger zone where outcrop the sedimentary rocks of the Maricá Group and the rhyolitic and pyroclastic rocks. The presence of a fault system zone in this region is not rejected, mainly by their negative gravimetric values.

In the SE region the two high Bouger values surrounding a low Bouger zone has been interpreted as subvertical dikes limited by a depression interpreted as a

fault system zone or the contrasting values of density existing between the subvertical dikes and this zone.

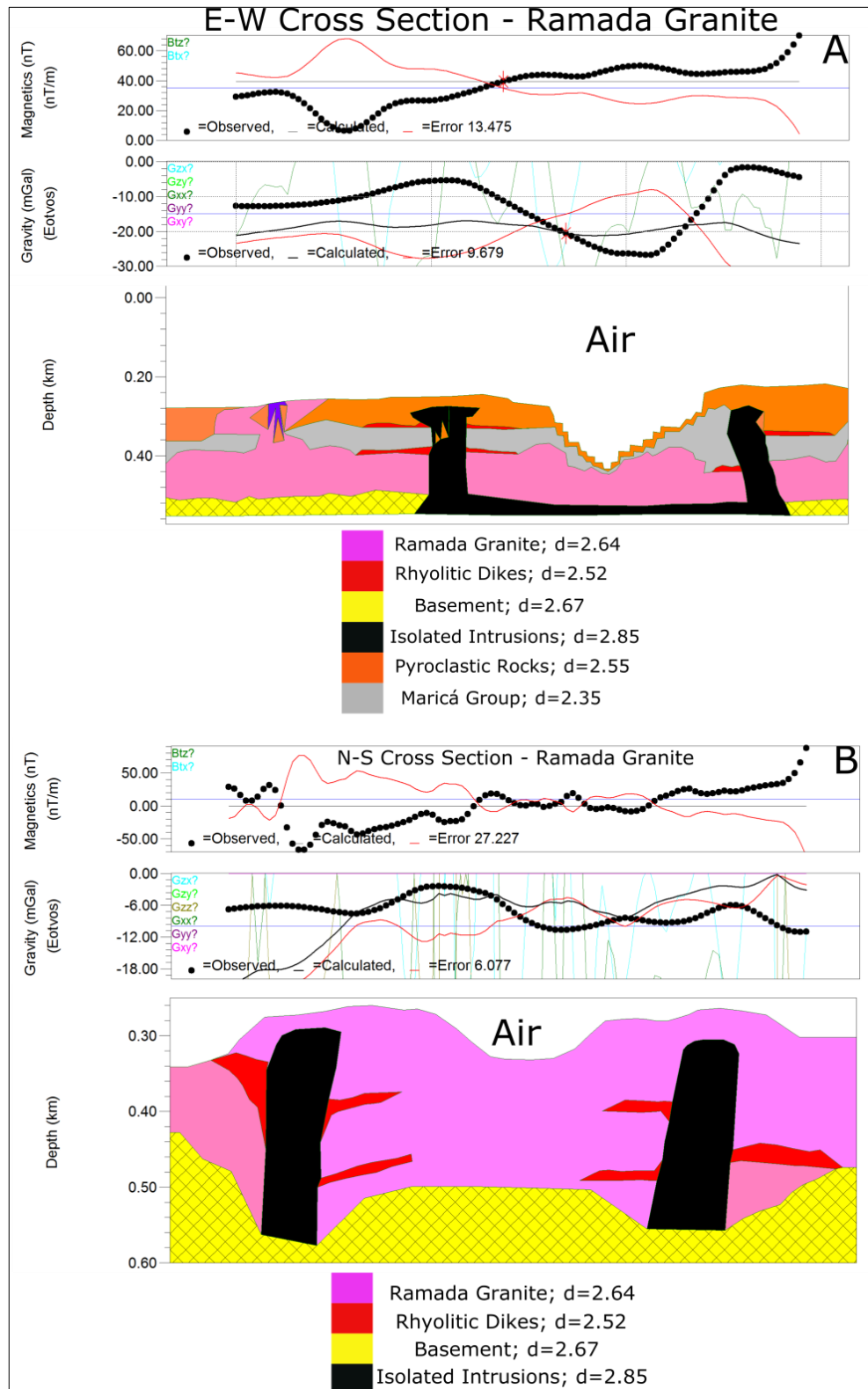


Figure 11. A) E-W gravimetric profile in the southern region of the Ramada Granite; B) N-S gravimetric profile in the whole area of the Ramada Granite.

The regional cross-section SW-NE (Fig. 12B) displays in the SW extremity low to moderate Bouger values that increase towards the NE extremity. In this region two high Bouger anomalies were observed and has been interpreted as the intrusions one and two (i1 and i2) probably related to the Lagoa da Meia Lua suite intrusive or the Ramada Granitic Complex.

The gravimetric profile of the dioritic intrusion (Fig.13) features a high gravimetric value at the northwestern extremity, followed by a gradual softening to a central low gravimetric value, which resumes increasing in the southeastern extremity of the profile. The thicknesses indicated in the profile are based on the values presented by the ELD method, that is, from 500 to 600 meters deep not only for the structural index zero (contacts), but also for the structural index one (dikes and faults).

The NW-SE gravimetric profile features a transect with a low gravimetric value, which starts at NW, and a high gravimetric value at the SE extremity of the profile. The low gravimetric value has been interpreted as a probable fault system or geological contact where sedimentary rocks of the Maricá Group predominantly outcrop with average thickness of 600 meters, indicated by the values obtained according to the RPS and EDL methods. The high gravimetric values representing a dioritic intrusion in the southern region of the plateau, fragmented most probably by the presence of a fault system zone represented by the low gravimetric value in the central portion of the profile. The thickness values plotted in the profile refer to the results of the ELD method. The adjustment of the gravity curves observed and calculated for the described profiles have been considered medium.

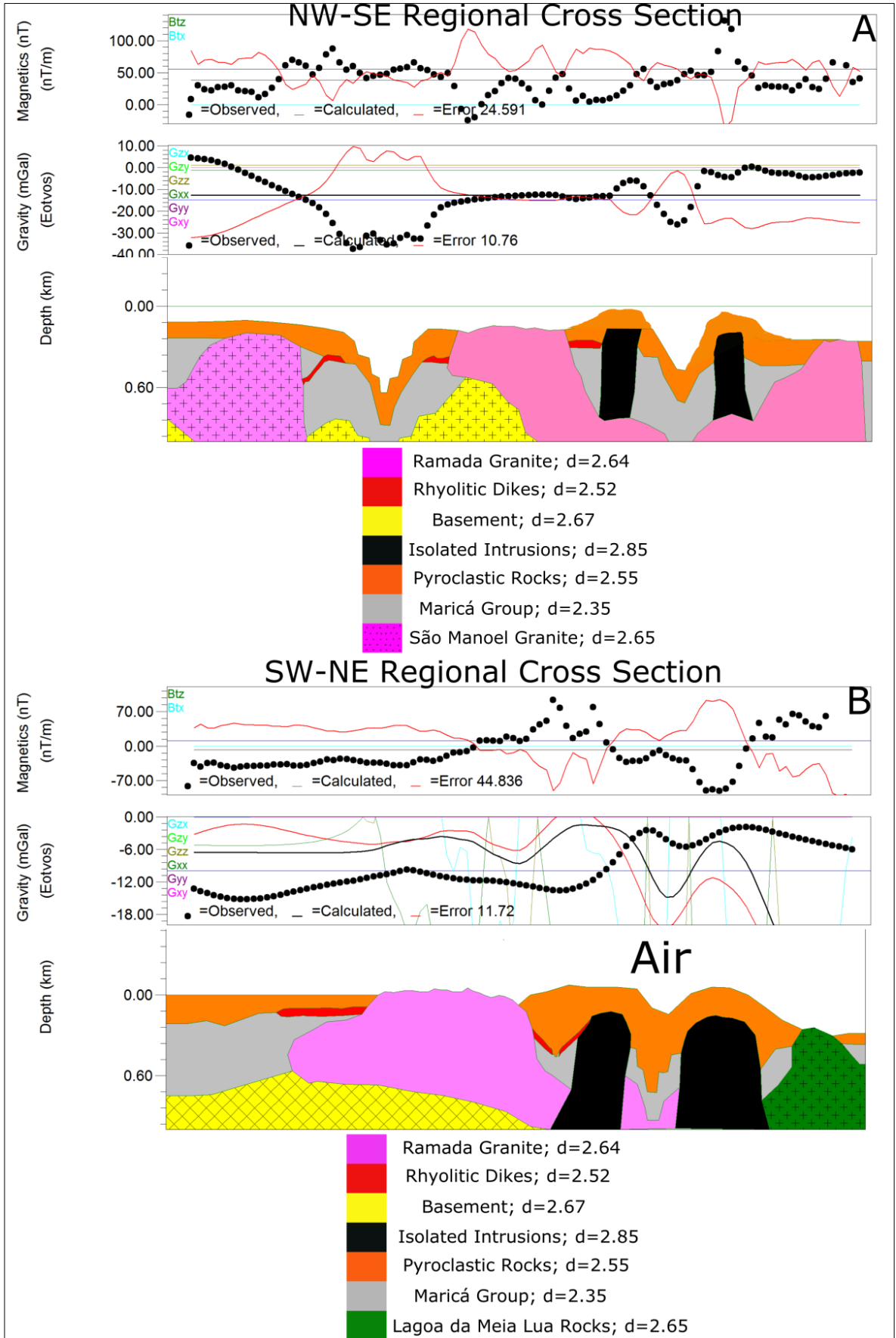


Figure 12. A) NW-SE regional cross section; B) SW-NE regional cross section.

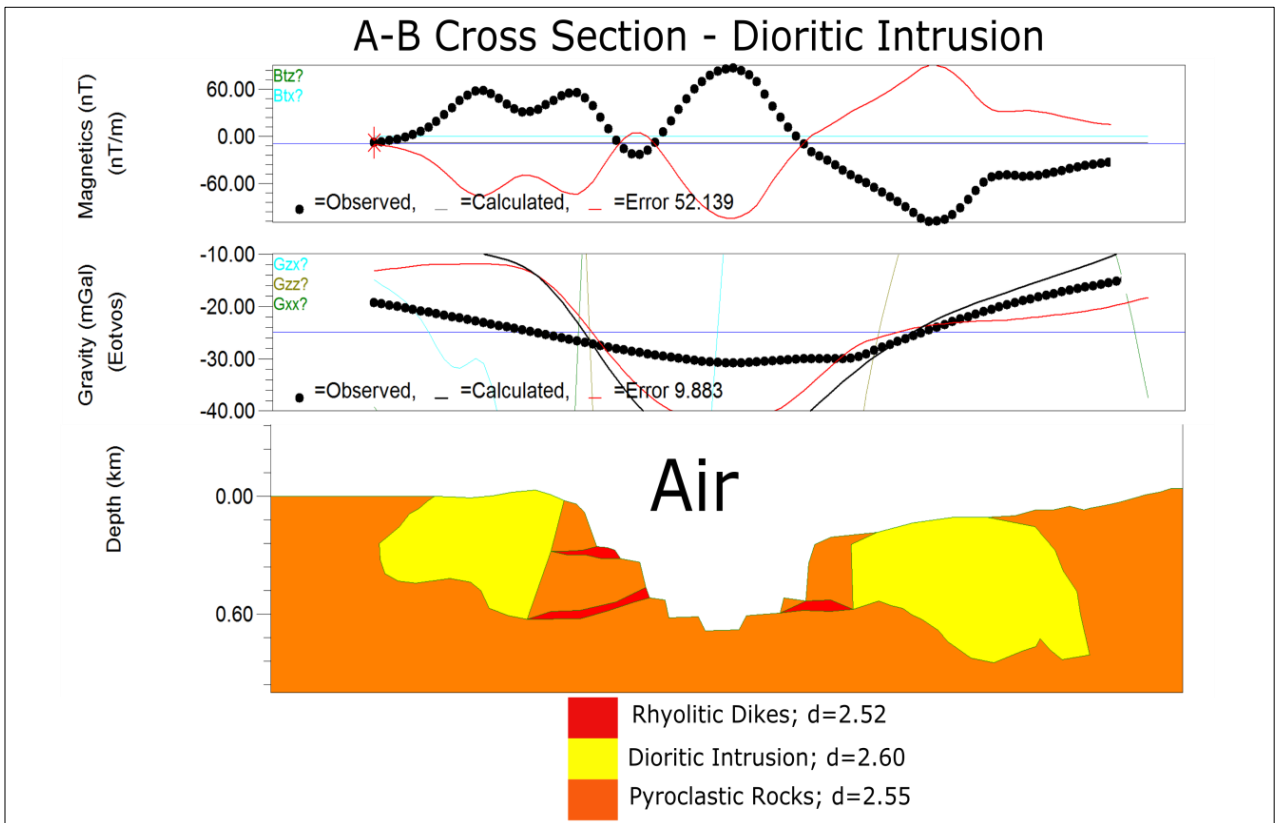


Figure 13. Gravimetric profile in the dioritic intrusion region.

4.6 3-D Magnetic Inversion

The regional visualization of the topography and of the inverted area (Fig. 14A) allowed to identify the isosurfaces of low to moderate magnetic susceptibility, which vary between -0.0000154 SI to 0.0000003 SI and are represented by the blue and green colours, predominantly in the central region of the plateau, not covering the area where the Ramada Granite outcrops. One may observe the presence of a body of semi-circular shape (Fig. 14B), with high values of magnetic susceptibility, to wit, 0.0000122 SI, located in the SW section of the plateau. This semi-oval body has been interpreted as an isolated intrusion related to the Vacacaí and Cambaí Complex and São Manoel Granite in the SSW region of plateau (Fig 2B).

In a perspective view (Fig. 15A) the bodies which better responded to the inversion are located in the region where the dioritic intrusion outcrops (Fig. 15B). The anomalies feature predominantly NW-SE direction, with an apparent structural control over the dikes and sub volcanic intrusions.

The uranium rich bodies (Fig 4C1 and Fig. 4C2) seem to be associated to the presence of rhyolitic dikes in average depth of 500 meters, situated at the edges of the southern portion of the plateau and filling in the NW-SE structures. The semi-circular shaped body features a medium magnetic susceptibility of about 0.0000003 SI, with a clear tendency towards growing with the depth.

In general, the 3D Magnetic Inversion presents a regional tendency towards bodies of cylindrical and elongated shapes with NW-SE direction, with average depth of 800 meters and moderate magnetic susceptibility (Fig. 15D). The indicated figures are coherent with the indicated values not only by the RPS method, but also by the ELD method, which indicates that the elongated bodies of preferential directions E-W, NW-SE and NE-SW are rhyolitic dikes or fault zones.

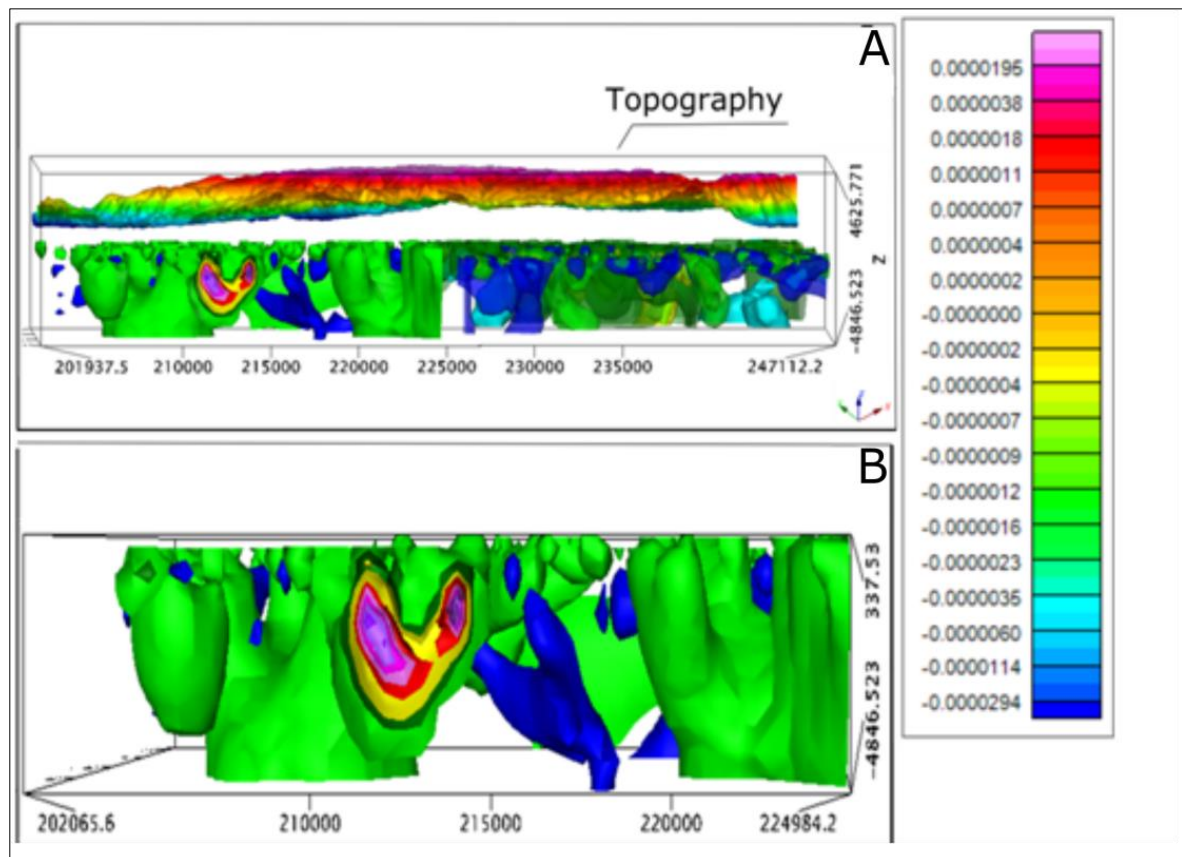


Figure 14. A) Topography of the plateau and the isosurfaces with general low to moderate susceptibilities; B) Semi-oval body in the SSW portion of the plateau probably related to the São Manoel Granite or the basement rocks of the Vacacaí and Cambaí Complexes.

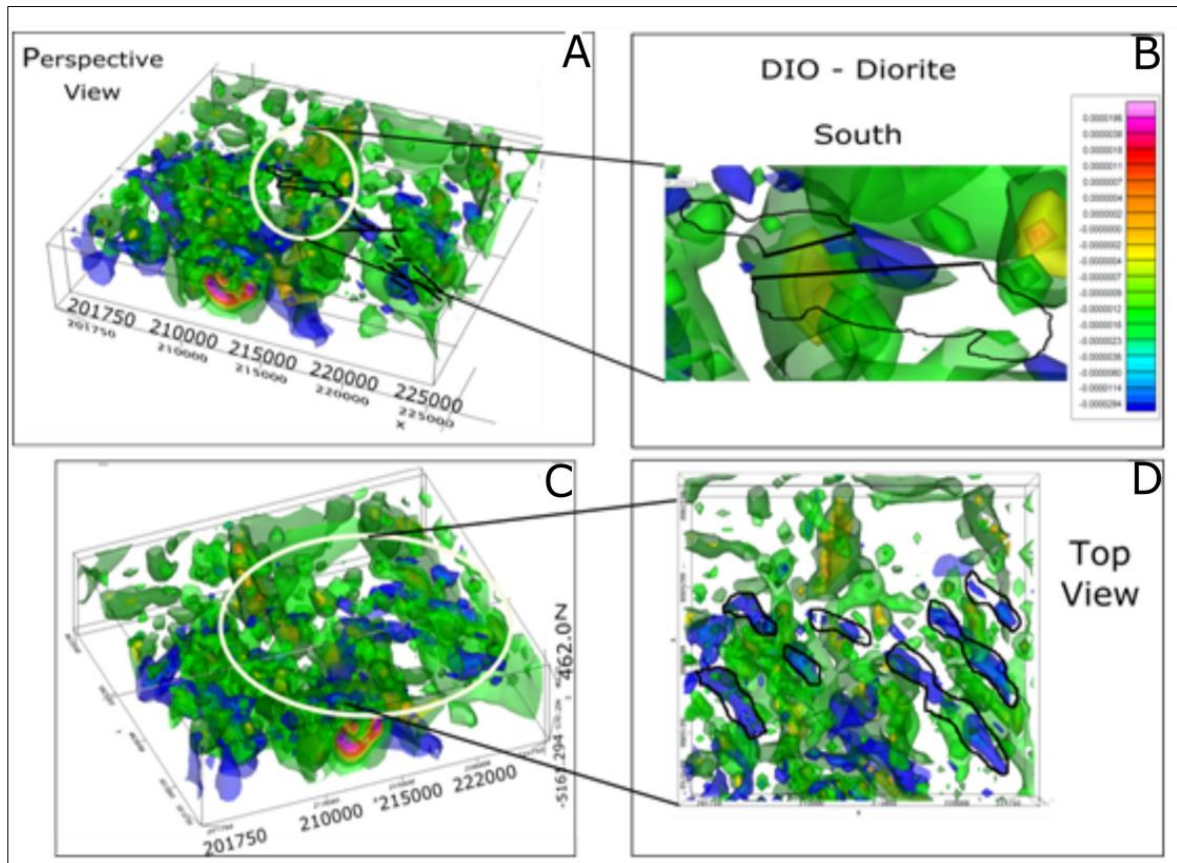


Figure 15. A) Perspective view of the inverted area in the Ramada Plateau. Notice linear structures with NW-SE trending; B) The correspondence of the central portion of the plateau with the dioritic intrusion; C) Other perspective view which highlight the low to moderate susceptibilities in the whole area and elongated anomalies with NW-SE directions; D) Cylindrical bodies with NW-SE trends from the top view.

5. Discussion

5.1. Radiometric Data and Geochemical Correspondences

The radiometric data show that the retention of the radioelements K, Th and U bear a close relation with the high topographic gradients, which may serve as evidence of lixiviation processes less intense in these portions, which is responsible for the low mobility of the three radioelements, mainly in the central region of the plateau, where the rhyolitic and pyroclastic rocks outcrop.

The content of silica present in the rocks and soils is generally directly proportional to the enrichment of radioelements (Dickson and Scott, 1997), which is corroborated by the large volume of the high silica rhyolitic rocks present in the region. In this context, the low mobility of potassium, associated with the chemical composition of the rhyolitic and pyroclastic rocks, which are abundant in silica, and

mainly in the Ramada Granite, which are abundant in K-feldspar, respectively, may explain the high concentration of this radioelement in these portions.

The origin and enrichment of potassium in the superficial portions of the above-mentioned regions have been interpreted as a result of percolation of hydrothermal fluids under strong structural control, more likely posterior to the consolidation of the Ramada Granite. Besides, the origin of K- rich rocks is commonly associated, by several authors, with the results of fractionated crystallization processes and lower crustal melting and reworking, which are active during the emplacement of the epizonal and peralcaline granites (Nardi and Bonin, 1991; Wildner *et al.*, 2002; Sommer *et al.*, 2005; Matté *et al.*, 2016; Ranganai *et al.*, 2019).

The radiometric data presented in this study further allow the identification of two bodies with anomalous concentration of uranium, not represented in the geological map, and are illustrated by the blue domain. The anomalous concentration of uranium seems to be controlled by the regional structures of the area, expressed by lineaments and fault zones with E-W and NW-SE direction, especially accumulating between the edge of the Ramada Granite and its interior highlighted by the blue radiometric domain. The enrichment of U and Th visible in the plateau may be linked to his magmatophile character. During the melting of the lower crust, they are mobilized and carried towards the upper crust through magma ascent and intrusion (Améglio and Vignerese, 1999). High hydrothermal processes may have been facilitated by the development of faults related to the dominant structural framework of the area. Also, the occurrence of uranium deposits associated to granites are not uncommon, which still may have a relation to the late magmatic differentiation processes in the magmatic chamber, where generally there is the formation of considerable amounts of uranium (Gunn *et al.*, 1995).

5.2. Magnetic Interpretation

The TMI map has allowed the identification of prominent magnetic alignments (anomaly axes) in the area of the plateau, predominantly with E-W and NE-SW and, subordinately, NW-SE directions. They seem to control structurally the intrusion of rhyolitic dikes situated to the south and north of the plateau and at the surroundings of the Ramada Granite. The magnetic anomaly axes coincide with the geological lineaments mapped in fieldwork.

The data allow us to associate the Ramada Plateau to the Center-West Magnetic Domain, constituted by the sequences of Camaquã Basin and the granitoids in the region of the Caçapava do Sul, highlighted by the magnetic alignment in the N35E direction, named as Sutura de Caçapava (Fernandes *et al.*, 1995a,b). The origin of the magnetic alignment with NE-SW direction is strongly related to the development of pronounced shear zones with NE direction, which partition the Sul-rio-grandense Shield (Fernandes *et al.*, 1995; Bitencourt & Nardi, 2000).

The NW-SE magnetic lineaments appear to have continuity as regards to depth, reaching about 1,800 meters, as indicated by the RPS method. The alignment intercepts the limits of the HMD domains to the north, and of the LMD domains to the south, thus revealing the presence of a clear contrast of magnetic susceptibility between the two domains. Fault systems may be responsible for the fragmentation of some blocks, which would favor the percolation of hydrothermal fluids, sub volcanic intrusions and dikes.

In the HMD domain, high gradients of magnetization occur in association with rhyolitic, pyroclastic and Ramada Granite rocks, as well as with rocks belonging to the Vacacaí and Cambaí Complex rocks. In the LMD domain, areas of low magnetic intensity related to the Maricá Group predominate, with the exception of the regions where they are intruded by rhyolitic dikes, which cause a slight increase in the magnetic intensity of such areas.

The ASA map has been efficient and extremely useful for the identification of the magnetic anomaly associated to the dioritic intrusion and of the magnetic anomaly associated to the Ramada Granite, whose characteristics allowed us to related them to the SMP3 (Shallow Magnetic constituted of granitic plutons and of parts of the Camaquã Basin (Hartmann *et al.*, 2016).

The dioritic intrusion in the ASA map has been interpreted as an outcropping structure affected by faults with NW-SE directions, responsible for the fragmentation of the body. The intrusion seems to the extent itself until shallow and intermediate levels which do not exceed 800 meters, as indicated by the 3-D Magnetic Inversion, surrounded by rhyolitic dikes of about 500 meters, as indicated by the ELD method.

In the Ramada Granite region, characterized by a low magnetic terrain and low to moderate intensities, the ASA map enabled the delimitation of a clear circular shape, still preserved in the RTP, PSG and UPW maps, which coincide with the

geological traits of the Ramada Granite, thus reflecting the susceptibility contrast existing between the intrusion in low magnetic terrain, and the hosted rocks of superior terrain and magnetic intensity. The low magnetization of Ramada Granite in relation to its hosted rocks may be associated to the developments of geological lineaments of NE-SW and NW-SE directions. In these structures the percolation of hydrothermal fluids could have remobilized, altered and even destructed the magnetic minerals assemblage thus decreasing the amplitude of the anomalies in its interior (Airo, 2002).

The PSG map shows a probable area of thermal influence which the Ramada Granite intrusion caused in the whole area of the HMD domain, which represent a aureole of contact metamorphism that, by its turn, affected a large portion of the Maricá Group, as observed in the field.

The magnetic thematic maps have revealed themselves to be extremely efficient for the delimitation of the magnetic susceptibility contrast existing between HMD and LMD domains, as well as for the better visualization of the prominent circular depression related to the Ramada Granite and to several linear structures which are situated at its edges.

5.3. Bouger Anomaly Maps

The Bouger anomaly map has revealed characteristics associated to the Central Gravimetric Domain (Fernandes *et al.*, 1995), which related to the Vacacaí and Cambaí Complex rocks, as well as to the outcropping supracrustal rocks around the Granitic Complex Caçapava do Sul. The HBD1 and HBD2 domains are related to these areas which present a clear density contrast between the Vacacaí and Cambaí basement rocks and the sedimentary rocks of the Maricá Group. Between the HBD2 and HBD3 domains in the northern portion of the Ramada Granite, we have been able to identify two large circular anomalies with positive Bouger anomaly values, inserted in the PAD domain. These anomalies were interpreted as aggregate intrusions related to the Lagoa da Meia Lua intrusive suite and possibly to the Ramada Granite.

The ELD solutions that simulate the existence of geological contact (structural index zero) were located at the borders of the positive anomaly domain, thus indicating that the contact between such domain and its hosted rocks reach 1,000 meters in depth. On the other hand, at the southern portion of Ramada Granite, the

ISR anomaly, characterized by elevated values of Bouger anomaly (4.9 mGals), has been interpreted as a possible isolated intrusion, having at its edges rhyolitic dikes with NNW directions and with average depth of 500 meters, indicated by the ELD method with structural index one. The ISR anomaly is in abrupt contact with the NAD domain, which is characterized by a negative Bouger value (-15.6 to -42.5 mGals).

5.4. Gravimetric Profiles

The regional NE-SW gravimetric profile has allowed the efficient identification of the density contrast between the low gravimetric domain which outcrop the sedimentary rocks of the Maricá Group and the aggregate intrusions of the Lagoa da Meia Lua intrusive suite in the NE portion of the map. The regional NW-SE gravimetric profile has allowed the identification of a density contrast within the HBD1 domain, between the São Manoel Granite in the extremity NW section of the plateau, and a low gravimetric domain, where the sedimentary rocks of the Maricá Group are widespread. In the SW section of this profile it is observed some circular shapes interpreted as isolated intrusions associated to the dioritic oriental rock and his hosted rocks

5.5. 3-D Magnetic Inversion

The 3-D Magnetic Inversion, although it has not covered the whole area of the plateau, excluding the Ramada Granite region, has revealed the regional trend of cylindrical and elongated shaped bodies in the NW-SE direction. These bodies may be related to the anomalous concentrations of uranium and the dioritic intrusion, whose depth indicated by the inversion was of 800 meters. The magnetic susceptibility in this region is low to moderate and the presence of rhyolitic dikes at depth may not be rejected.

5.6. Depths Interpretations vs Volcanic-Plutonic Felsic System

In the region of the NAD domain, the distribution of the solutions for dikes and faults show higher density values of structures with NE-SW directions, predominantly shallow and which do not exceed 500 meters. Subordinately there are structures with intermediate depths between 1,500 and 2,000 meters. Such values are similar to the ones indicated by the RPS method for the Bouger anomaly map, that is, 1,700 meters.

The presence of a large number of EDL solutions for dikes and faults around the ISR anomaly leads us to interpret them as rhyolitic dikes surround the Ramada Granite; the ISR anomaly being a possible vertical to subvertical intrusion. The low magnetization domain of the central portion of the plateau (LMDm) is interpreted as a possible fault system zone or a geological contact of undifferentiated facies internal to the Ramada Granite.

The presence of countless euler solutions of dikes and faults with NW-SE and NE-SW directions surrounding the ISR intrusion, may be deemed to be a clue as to feeder conducts of the rhyolitic and pyroclastic rocks, emplacement in the structural framework of the plateau. The dikes that are located at the edges of the Ramada Granite are present at shallow to intermediate depths of about 600 meters, and the contact zones between the Ramada Granite and its hosted rocks do not exceed 2,000 meters.

The Ramada Granite is a possible representative of the eroded or solidified magmatic chamber surrounding by dikes and faults with NW-SE and NE-SW. Besides, the presence of such dikes before its hosted rocks has been defined in accordance with the available geological information representing the flattened trend of the bedding of the hosted rocks, which suggests a passive emplacement for the granitic intrusion (Naime & Nardi, 1991). Epizonal granites of tabular shape generally present contact relations that reach until 3,000 meters, as well as vertical displacements processes of blocks in its borders (Alexander.R., 1998).

5.7. Geophysical Correspondences

From the geophysical standpoint, the low gravimetric characteristic of the NAD domain is the geophysical correspondence recognized in this study because of the presence of negative anomalies centered over ignimbritic calderas in volcanic fields, as reported by several authors (Lipman *et al.*, 1984; Blanco-Montenegro *et al.*, 2007). Moreover, the geochemical, geochronological and spatial correspondence between plutonic and volcanic rocks of the Ramada Plateau, characterized by the presence of alkali-granites and high silica grade character and the spatial proximity between both, is in accordance with (Bachmann *et al.*, 2007), thus corroborating and strengthening the co-genetic character between the plutonic (Ramada Granite) and volcanic rocks of the plateau (rhyolitic and pyroclastic rocks).

Although the data presented in this study is considered as a clue to the characterization of the Ramada Plateau as a caldera subsidence system, the area surrounding the southern portion of the Ramada Granite is not representative to considered a development of a caldera volcanic subsidence system in this region, being highly recommendable future studies in the whole circular area of the plateau. The regional scale of the airborne survey and the adopted 1,000-meter spacing between gravimetric stations have not allowed a 3-D magnetic modeling of the whole area of the plateau, using the TMI grid, nor the gravimetric inversion, using the Bouger grid, which by itself points to further fieldwork which should involve the combination of magnetic and gravimetric land survey in in the southern region of the Ramada Granite near to the ISR intrusion and negative anomaly domain.

The results presented in this paper reinforce the geophysical elements commonly existing in a volcanic-plutonic felsic system. The elements presented in this study are considered as a clue for the development of a caldera subsidence system surrounding the Ramada Plateau, but future studies are highly recommendable in order to characterize the internal structures and intrusions with more accurate and reliable data. The geophysical regional interpretation of the Ramada Plateau reinforces the possibility of the development of a volcanic-plutonic felsic system sharing geophysical, geochemical and spatial correspondences.

6. Conclusions

The interpretation and processing of the geophysical anomalies based on radiometric, magnetic and gravimetric data is a powerful tool for characterizing the Ramada Plateau settings, providing new data for the comprehension of this volcanic-plutonic felsic system.

➤ The radiometric data of the Ramada Plateau has allowed the improvement in the geological information concerning the area, through the identification and delimitation of undifferentiated units, as well as through the positive correlation between the radiometric and geological data, whose domains have revealed themselves to be a lot similar to the local geology. The radiometric data have enabled the identification of two bodies with anomalous concentration of uranium which are not represented in the geological map, thus deserving further attention in future studies.

- The volcanic and plutonic rocks of the plateau feature high concentrations of the three radioelements, that is, K, Th and U, thus evidencing the high silica character of the rhyolitic and pyroclastic rocks, as well as the high concentrations of potassium related to the peralkaline character of the intrusive terms of the Ramada Granitic Complex.
- The magnetic data have allowed us to recognize the main magnetic lineaments of the area, which coincide with the geological lineaments mapped in fieldwork, both being responsible for a strong structural control in the emplacement dynamics of the dikes and intrusions.
- The lineaments with NE-SW and E-W directions predominantly control the dikes and faults that are adjacent to the ISR intrusion and negative anomaly domain, perhaps bearing a relation to the development of feeder conduits to the rhyolitic and pyroclastic rocks.
- The PSG map allowed for the delimitation of the metamorphic contact aureole associated to the Ramada Granite intrusion.
- The Bouger anomaly map has been extremely useful for the identification of several isolated intrusions in the northern and southern portion of the Ramada Granite.
- These aspects better serve as evidence for the development of a volcanic-plutonic felsic system of the Ramada Plateau.

Acknowledgments

Lucas F. Sousa would be like to thank to Programa de Pós-Graduação em Geociências of the Federal University of Rio Grande do Sul (UFRGS). This work was partially funded by the Brazilian National Council for Scientific and Technological Development (CNPq), projects 303015/2015-2, 441766/2014-5, 304036/2018-8, and 406925/2018-6.

References

- Airo, M.-L., 2002. Aeromagnetic and Aeroradiometric response to hydrothermal alteration. *Surv. Geophys.* 23, 273–302. <https://doi.org/10.1023/A:1015556614694>
- Alexander.R., C., 1998. On the emplacement of tabular granites. *J. Geol. Soc.* 155, 853–862. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.155.5.0853>
- Almaguer, J., Lopez-Loera, H., Macias, J.L., Saucedo, R., Yutsis, V., Guevara, R., 2019. Geophysical modeling of La Primavera caldera and its relation to volcanology activity based on 3D susceptibility inversion and potential data analysis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.02.008>
- Almeida, D.P.M., Chemale Jr., F., Machado, A., 2012. Late to post-orogenic Brasiliano-Pan-African volcano-sedimentary basins in the Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil. In: Ismail Al-Juboury, Ali (Ed.), *Petrology e New Perspectives and Applications*, vol. 2012. InTech e Open Access Publisher, Rijeka, 73-130.
- Almeida, D.P.M., Zeffass, H., Basei, M. A., Petry, K., Gomes, C. H., 2002. The Acampamento Velho Formation, a Lower Cambrian Bimodal Volcanic Package: Geochemical and Stratigraphic Studies from the Cerro do Bugio, Perau and Serra de Santa Bárbara (Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, RS - Brazil). *Gondw. Res.* 5(3), 721-733.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., de Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth-Sci. Rev.* 17, 1–29. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9).
- Almeida, R.P., Janikian, L., Frago-Cesar, A.R.S., Marconato, A., 2009. Evolution of a rift basin dominated by subaerial deposits: the Guaritas Rift, Early Cambrian, Southern Brazil. *Sedim. Geol.* 217, 30-51.
- Améglio, L., Vignerresse, J.L., 1999. Geophysical imaging of the shape of granitic intrusions at depth: a review. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 168, 39–54. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.168.01.04>
- Araña, V., Camacho, A.G., Garcia, A., Montesinos, F.G., Blanco, I., Vieira, R., Felpeto, A., 2000. Internal structure of Tenerife (Canary Islands) based on gravity, aeromagnetic and volcanological data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 103, 43–64. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00215-8](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00215-8)
- Bachmann, O., Miller, C.F., de Silva, S.L., 2007. The volcanic–plutonic connection as a stage for understanding crustal magmatism. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 167, 1–23. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.08.002>
- Baranov, V., Naudy, H., 1964. Numerical Calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. *GEOPHYSICS* 29, 67–79. <https://doi.org/10.1190/1.1439334>

- Bhattacharyya, B.K., Leu, L.-K., 1975. Analysis of magnetic anomalies over Yellowstone National Park: Mapping of Curie point isothermal surface for geothermal reconnaissance. *J. Geophys. Res.* 80, 4461–4465. <https://doi.org/10.1029/JB080i032p04461>
- Bicca, M.M., Chemale Jr., F., Jelinek, A.R., Oliveira, C.H.E., Guadagnin, F., Armstrong, R., 2013. Tectonic evolution and provenance of the Santa Bárbara Group, Camaquã Mines region, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journ. South Am. Earth Sci.* 48, 173-192.
- Bitencourt, M.D.F., Nardi, L.V.S., 2000. Tectonic Setting and Sources of Magmatism Related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Rev. Bras. Geociências* 30, 186–189. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2000301186189>
- Blaikie, T.N., Ailleres, L., Betts, P.G., Cas, R.A.F., 2014. Interpreting subsurface volcanic structures using geologically constrained 3-D gravity inversions: Examples of maar-diatremes, Newer Volcanics Province, southeastern Australia: 3D gravity inversions of volcanoes. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 119, 3857–3878. <https://doi.org/10.1002/2013JB010751>
- Blanco-Montenegro, I., De Ritis, R., Chiappini, M., 2007. Imaging and modelling the subsurface structure of volcanic calderas with high-resolution aeromagnetic data at Vulcano (Aeolian Islands, Italy). *Bull. Volcanol.* 69, 643–659. <https://doi.org/10.1007/s00445-006-0100-7>
- Blanco-Montenegro, I., Torta, J.M., García, A., Araña, V., 2003. Analysis and modelling of the aeromagnetic anomalies of Gran Canaria (Canary Islands). *Earth Planet. Sci. Lett.* 206, 601–616. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)01129-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01129-9)
- Bonin, B., 2004. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. *Lithos* 78, 1-24.
- Borba, A.W., 2006. Evolução geológica da “Bacia do Camaquã” (Neoproterozoico e Paleozóico Inferior do Escudo Sul-Riograndense, RS, Brasil: uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica. Tese de Doutorado, Porto Alegre, UFRGS/IG, 110p.
- Borba, A.W., Mizusaki, A.M.P., 2003. Santa Bárbara Formation (Caçapava do Sul, southern Brazil): depositional sequences and evolution of an Early Paleozoic postcollisional basin. *Journ. South Am. Earth Sci.* 16, 365-380.
- Briggs, I.C., 1974. Machine Countouring Using Minimum Curvature. *Geophysics* 39, 39–48. <https://doi.org/10.1190/1.1440410>
- Brito Neves, B.B., Cordani, U.G., 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Res.* 53, 23–40. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(91\)90004-T](https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90004-T).
- Chemale Jr., F., 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: De Ros, L.F., Holz, M. (Eds.), *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO/UFRGS, Porto Alegre, 13-52.

- Chemale Jr., F., Hartmann, L.A., Silva, L.C., 1995. Stratigraphy and Tectonism of Precambrian to Early Paleozoic Units. XVIII Acta Geol..Leopold. 42, 5-117.
- CPRM (2010). Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul.
- Cruden, A.R. 1998. On the emplacement of tabular granites. J. of the Geol. Soc.- London, v. 155, n. 5, p. 853-862.
- Dickson, B. L., & Scott, K. M. (1997). Interpretation of aerial gamma-ray surveys-adding the geochemical factors. AGSO J. of Australian Geol. and Geoph., 17, 187-200.
- Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Porcher, C.C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G.E., Camozzato, E., 1995. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: parte II - uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. Rev. Bras. Geoc. 25, 375–384. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1995375384>
- Finn, C.A., Morgan, L.A., 2002. High-resolution aeromagnetic mapping of volcanic terrain, Yellowstone National Park. J. Volcanol. Geotherm. Res. 115, 207–231. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00317-1](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00317-1)
- Fragoso-Cesar, A.R.S., 1991. Tectônica de Placas no Ciclo Brasileiro: As orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 367p.
- Fragoso-Cesar, A.R.S., Almeida, R.P., Fambrini, G.L., Pelosi, A.P.M.R., Janikian, L., 2003. A Bacia Camaquã: um sistema intracontinental anorogênico de rifts do Neoproterozoico III - Eopaleozóico no Rio Grande do Sul. In: Encontro sobre a estratigrafia do Rio Grande do Sul: escudo e bacias, 1, Anais..., Porto Alegre, RS 139-144.
- Fragoso-Cesar, A.R.S., Fambrini, G.L., Paes de Almeida, R., Pelosi, A.P.M.R., Janikian, L., Riccomini, C., Machado, R., Nogueira, A.C.R., Saes, G.S., 2000. The Camaquã extensional basin: Neoproterozoic to early Cambrian sequences in southernmost Brazil. Rev. Bras. de Geoc. 30, 438-441.
- Fragoso-Cesar, A.R.S., Lavina, E.L., Paim, P.S.G., Faccini, U.F., 1984. A Antefossa Molássica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo do Rio Grande do Sul. Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, RJ, Brasil, SBG 7, 3272-3283.
- Gastal, M.D.C., Lafon, J.M., Ferreira, F.J.F., Magro, F.U.S., Remus, M.V.D., Sommer, C.A., 2006. Reinterpretação do Complexo Intrusivo Lavras do Sul, RS, de acordo com os sistemas vulcano-plutônicos de subsidência. Parte 1: geologia, geofísica e geocronologia (207PB/206PB/238U). Rev. Bras. Geoci. 36, 109–124. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2006361109124>
- Gerard, A., Debeglia, N., 1975. Automatic three-dimensional modeling for the interpretation of gravity or magnetic anomalies. Geophysics. 40, 1014–1034. <https://doi.org/10.1190/1.1440578>

- Gunn, P.J., Maidment, D., Milligan, P., 1995. Interpreting Aeromagnetic Data in Areas of Limited Outcrop: an Example From the Arunta Block, Northern Territory. *Explor. Geophys.* 26, 227–232. <https://doi.org/10.1071/EG995227>
- Hartmann, L., Nardi, L., Formoso, M., Remus, M., De Lima, E., Mexias, A., 1999. Magmatism and Metallogeny in the Crustal Evolution of Rio Grande do Sul Shield, Brazil. *Pesquisas em Geoc.* 26, 45. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.21123>.
- Hartmann, L.A., Chemale Jr., F., Philipp, R.P., 2007. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: Ianuzzi, R., Frantz, J.C. (Eds.), 50anos de Geologia, vol. 1. Editora Comunicação e Identidade, Porto Alegre, 97-123.
- Hartmann, L.A., Leite, J.A.D., Silva, L.C., Remus, M.V.D., McNaughton, N.J., Groves, D.I., Fletcher, I.R., Santos, J.O.S., Vasconcellos, M.A.Z., 2000. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian J. of Earth Sci.* 47, 829-844.
- Hartmann, L.A., Lopes, W.R., Savian, J.F., 2016. Integrated evaluation of the geology, aerogamaspectrometry and aeromagnetometry of the Sul-Riograndense Shield, southernmost Brazil. *An. Acad. Bras. Ciênc.* 88, 75–92. <https://doi.org/10.1590/0001-3765201520140495>.
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Neto, M.C., da Silva, L.C., Trouw, R.A.J., Janasi, V., 2004. Brasileiro Orogens in Southeast and South Brazil. *J. Virtual Explor.* 17. <https://doi.org/10.3809/jvirtex.2004.00109>
- Heirtzler, J.R., Le Pichon, X., Talwani, M., 1966. Patterns of Magnetic Anomalies Over the Mid - Oceanic Ridge (No. 66–14). <https://doi.org/10.4095/103378>.
- Hood, P., 1965. Gradient measurements in aeromagnetic surveying. *Geophysics* 30, 891–902. <https://doi.org/10.1190/1.1439666>.
- Jacobsen, B.H., 1987. A case for upward continuation as a standard separation filter for potential-field maps. *Geophysics* 52, 1138–1148. <https://doi.org/10.1190/1.1442378>.
- Janikian, L., 2004. Seqüências deposicionais e evolução paleoambiental do Grupo Bom Jardim e da Formação Acampamento Velho, Supergrupo Camaquã, Rio Grande do Sul (Doutorado em Geologia Sedimentar). Universidade de São Paulo, São Paulo. <https://doi.org/10.11606/T.44.2004.tde-13112015-160224>.
- Janikian, L., Almeida, R.P., Fragoso-Cesar, A.R.S., Martins, V.T.S., Dantas, E.L., Tohver, E., McReath, I., D'Agrella-Filho, M.S., 2012. Ages (U-Pb SHRIMP and LA ICPMS) and stratigraphic evolution of the Neoproterozoic volcano-sedimentary successions from the extensional Camaquã Basin, Southern Brazil. *Gondw. Res.* 21, 466-482.
- Li, Y., Oldenburg, D.W., 1993. 3-D inversion of magnetic data, in: SEG Technical Program Expanded Abstracts 1993. Presented at the SEG Technical Program Expanded Abstracts 1993, Society of Exploration Geophysicists, pp. 400–402. <https://doi.org/10.1190/1.1822498>.

- Li, Y., Oldenburg, D.W., 1996. Incorporating geological dip into geophysical inversions, in: SEG Technical Program Expanded Abstracts 1996. Presented at the SEG Technical Program Expanded Abstracts 1996, Society of Exploration Geophysicists, pp. 1290–1293. <https://doi.org/10.1190/1.1826338>.
- Liégeois, J.P., Navez, J., Hertogen, J., Black R., 1998. Contrasting origin of postcollisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization. *Lithos* 45, 1-28.
- Lima E.F., Sommer C.A., Nardi L.V.S., 2007. O vulcanismo Neoproterozoicoordoviciano no Escudo Sul-riograndense: os ciclos vulcânicos da Bacia do Camaquã. In: Iannuzzi R., Frantz J.C. (Eds.), 50 anos de Geologia. Instituto de Geociências, vol. 1. Editora Comunicação e Identidade, Porto Alegre, 79-95.
- Lipman, P.W., 1984. The roots of ash flow calderas in western North America: Windows into the tops of granitic batholiths. *J. Geophys. Res.* 89, 8801. <https://doi.org/10.1029/JB089iB10p08801>.
- Lipman, P.W., 1997. Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bull. Volcanol.* 59, 198–218. <https://doi.org/10.1007/s004450050186>.
- Lipman, P.W., Self, S., Heiken, G., 2014. Introduction to Calderas Special Issue, in: 1984, Calderas and Associate Igneous Rocks. American Geophysical Union., Washington, DC, pp. 8219–8221. <https://doi.org/10.1002/9781118782095.ch1>.
- Martí, J., Geyer, A., Folch, A., Gottsmann, J., 2008. Chapter 6 A Review on Collapse Caldera Modelling, in: *Developments in Volcanology*. Elsevier, pp. 233–283. [https://doi.org/10.1016/S1871-644X\(07\)00006-X](https://doi.org/10.1016/S1871-644X(07)00006-X).
- Matté, V., Sommer, C.A., Lima, E.F. de, Philipp, R.P., Basei, M.A.S., 2016. Post-collisional Ediacaran volcanism in oriental Ramada Plateau, southern Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 71, 201–222. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.07.015>.
- Minty, B., 2000. Automatic merging of gridded airborne gamma-ray spectrometric surveys. *Explor. Geophys.* 31, 47–51. <https://doi.org/10.1071/EG00047>.
- Minty, B., Wilford, J., 2004. Radon Effects in Ground Gamma-ray Spectrometric Surveys. *Explor. Geophys.* 35, 312–318. <https://doi.org/10.1071/EG04312>.
- Nabighian, M.N., 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics* 37, 507–517. <https://doi.org/10.1190/1.1440276>.
- Nardi, L.V.S., Bonin, B., 1991. Post-orogenic and non-orogenic alkaline granite associations: the Saibro intrusive suite, southern Brazil — A case study. *Chem. Geol.* 92, 197–211. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(91\)90056-W](https://doi.org/10.1016/0009-2541(91)90056-W).
- Naudy, H., 1971. Automatic determination of depth on aeromagnetic profiles. *geophysics* 36, 717–722. <https://doi.org/10.1190/1.1440207>.

- Oliveira, C.H.E., Chemale Jr., F., Jelinek, A.R., Bicca, M.M., Philipp, R.P., 2014. UPb and Lu-Hf isotopes applied to the evolution of the late to post-orogenic transtensional basins of the Dom Feliciano Belt, Brazil. *Prec. Res.* 246, 240-255.
- Paim, P.S.G., Chemale Jr., F., Lopes, R.C., 2000. A Bacia do Camaquã. In: Holz, M., DeRos, L.F. (Eds.), *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO-UFRGS, Porto Alegre, 231-274.
- Paim, P.S.G., Chemale Jr., F., Wildner, W., 2014. Estágios evolutivos da Bacia do Camaquã (RS). *Ciência e Natura* 36, 183-193.
- Philipp, R.P., Chemale Jr., F., Machado, R., 2007. A Geração dos granitoides Neoproterozoicos do Batólito Pelotas: evidências dos isótopos de Sr e Nd e implicações para o crescimento continental da porção sul do Brasil. In: Iannuzzi R., Frantz J.C. (Eds.), *50 anos de Geologia*. Instituto de Geociências, vol. 1. Editora Comunicação e Identidade, Porto Alegre, 59-77.
- Philipp, R.P., Machado, R., 2002. Suítes graníticas do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul: petrografia, tectônica e aspectos petrogênicos. *Rev. Bras. de Geoc.* 31(3), 257-266.
- Pilkington, M., 2007. Aeromagnetic Surveying, in: Gubbins, D., Herrero-Bervera, E. (Eds.), *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 1–3. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-4423-6_1.
- Pitman, W.C.; Heirtzler, J.R., 1966. Magnetic anomalies over the Pacific-Antarctic ridge. *Science*, v. 154, n. 3753, p. 1164-1171, 1966.
- Ranganai, R.T., Gwavava, O., Ebinger, C.J., Whaler, K.A., 2019. Configuration of Late Archaean Chilimanzi and Razi Suites of Granites, South-Central Zimbabwe Craton, From Gravity Modelling: Geotectonic Implications. *Pure Appl. Geophys.* <https://doi.org/10.1007/s00024-019-02302-4>.
- Reid, A.B., Ebbing, J., Webb, S.J., 2014. Avoidable Euler Errors - the use and abuse of Euler deconvolution applied to potential fields: Avoidable Euler Errors. *Geophys. Prospect.* 62, 1162–1168. <https://doi.org/10.1111/1365-2478.12119>.
- Roest, W.R., Verhoef, J., Pilkington, M., 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics* 57, 116–125. <https://doi.org/10.1190/1.1443174>.
- Soliani Junior, E., 1986. Os dados geocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica (Doutorado em Geologia Geral e de Aplicação). Universidade de São Paulo, São Paulo. <https://doi.org/10.11606/T.44.1986.tde-15072015-153916>.
- Sommer, C.A., De Lima, E.F., Nardi, L.V.S., De Liz, J.D., Pierosan, R., 2003. Depósitos de Fluxo Piroclástico Primários: Caracterização e Estudo de um Caso no Vulcanismo Ácido Neoproterozoico do Escudo Sul-rio-grandense. *Pesquisas em Geoc.* 30, 3. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.19576>.
- Sommer, C.A., Fernandes de Lima, E., Nardi, L.V.S., Figueiredo, A.M.G., Pierosan, R., 2005. Potassic and low- and high-Ti mildly alkaline volcanism in the

- Neoproterozoic Ramada Plateau, southernmost Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 18, 237–254. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.11.003>.
- Sommer, C.A., Lima, E.F.D., Nardi, L.V.S., 1999. Evolução do vulcanismo alcalino da porção Sul do Platô do Taquarembó, Dom Pedrito-RS. *Rev. Bras. Geociências* 29, 245–254. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.199929245254>.
- Sommer, J.A.P., De Lima, E.F., Saldanha, D.L., Sommer, C.A., Pierosan, R., 2006. O uso de Imagens do Sensor Aster no Mapeamento de Unidades Vulcano-Sedimentares do Platô da Ramada, Vila Nova do Sul, RS. *Pesquisas em Geoc.* 33, 23. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.19524>.
- Spector, A., Grant, F.S., 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics* 35, 293–302. <https://doi.org/10.1190/1.1440092>.
- Talwani, M., Pichon, X.L., Heirtzler, J.R., 1965. East Pacific Rise: The Magnetic Pattern and the Fracture Zones. *Science* 150, 1109–1115. <https://doi.org/10.1126/science.150.3700.1109>.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., 1990. *Applied Geophysics*, 2nd ed. Cambridge University Press, Cambridge. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139167932>.
- Thompson, D.T., 1982. EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics* 47, 31–37. <https://doi.org/10.1190/1.1441278>.
- Walter, T.R., 2008. Chapter 9 Facilitating Dike Intrusions into Ring-Faults, in: *Developments in Volcanology*. Elsevier, pp. 351–374. [https://doi.org/10.1016/S1871-644X\(07\)00009-5](https://doi.org/10.1016/S1871-644X(07)00009-5).
- Wildner, W., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Sommer, C.A., 2002. Volcanic cycles and setting in the Neoproterozoic III to Ordovician Camaquã Basin succession in southern Brazil: characteristics of post-collisional magmatism. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 118, 261–283

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

“CARACTERIZAÇÃO GEOFÍSICA DO SISTEMA VULCANO-PLUTÔNICO DO PLATÔ DA RAMADA BASEADA EM RADIOMETRIA, MAGNETOMETRIA E GRAVIMETRIA”

Área de Concentração: Geoquímica

Autor: **Lucas Farias de Sousa**

Orientador: Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer

Examinadora: Profa. Dra. Andréa Ritter Jelinek

Data: 03/11/2019

Conceito: A (excelente)

PARECER:

A dissertação é estruturada na forma de artigo científico, que foi submetido ao periódico internacional *Journal of Applied Geophysics*.

O objetivo principal do trabalho foi a caracterização e interpretação regional geofísica das unidades vulcânicas e plutônicas do Platô da Ramada, bem como sua correlação com as unidades da Formação Acampamento Velho e do Complexo Granítico Ramada.

Tal objetivo foi buscado por meio de processamento e interpretação de dados aerogamaespectrométricos, aeromagnéticos e gravimétrico terrestre e Modelagem 2-D dos dados gravimétricos e inversão magnética 3-D sobre o mapa de Campo Magnético Total.

A interpretação e integração dos diferentes métodos geofísicos, juntamente com as informações geológicas disponíveis permitiram reconhecimento dos principais lineamentos magnéticos, os quais coincidem com os lineamentos geológicos mapeados em campo, sugerindo um forte controle estrutural sobre a dinâmica de posicionamento dos diques e intrusões. Além disso, foram identificadas intrusões agregadas nas porções norte e sul do Complexo Granítico Ramada

Finalmente, é feita uma breve discussão da implicação dos resultados obtidos enquanto evidências para a provável ocorrência de um sistema vulcânicoplutônico félsico no Platô da Ramada, com indícios do desenvolvimento de um sistema de subsidência de caldeira na região.

De maneira geral, a dissertação e o artigo científico estão bem redigidos, e ao final da leitura, é evidente o amadurecimento científico do autor.

Pode-se dizer que foram plenamente satisfeitos os objetivos pretendidos, justificando-se desta maneira, a obtenção do grau de Mestre com conceito A (excelente).

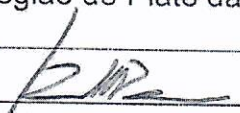
Assinatura:



Data: 03/11/2019

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I	
Título da Dissertação/Tese:	
“CARACTERIZAÇÃO GEOFÍSICA DO SISTEMA VULCANO-PLUTÔNICO DO PLATÔ DA RAMADA BASEADA EM RADIOMETRIA, MAGNETOMETRIA E GRAVIMETRIA”	
Área de Concentração: Geoquímica	
Autor: Lucas Faria de Sousa	
Orientador: Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer	
Examinador: Prof. Dr. Ronaldo Pierosan	
Data: 25/11/2019	
Conceito: A	
PARECER:	
<p>O resumo/abstract é conciso e coerente com o trabalho apresentado. O texto está bem redigido e apresenta raros erros de concordância e/ou digitação, mais comuns no artigo em língua inglesa. Algumas figuras (ex: figura 3, figura 4,) poderiam ter sido apresentadas em melhor resolução. Os métodos utilizados são coerentes com os objetivos pretendidos. O capítulo 5 representa uma importante contribuição sobre a metodologia geofísica utilizada. Os dados são de quantidade e qualidade adequadas para o desenvolvimento de uma dissertação de mestrado. No artigo, algumas figuras (ex: figura 6) são apresentadas anteriormente às suas citações no texto, o que dificulta o entendimento do trabalho. A carência de referências das informações geológicas nos mapas de anomalia Bouger (figura 7) e de ELD (figuras 9 e 10), nos perfis gravimétricos 2D (figuras 11, 12, 13) e nos modelos magnéticos 3D (figuras 14, 15) dificulta seu entendimento. As interpretações desenvolvidas são adequadamente embasadas pelos dados apresentados. Faltam elementos geofísicos que demonstrem a relação desse evento vulcano-plutônico com processos de subsidência de caldeiras, uma vez que os dados geofísicos apontam para extensivas estruturas lineares NE-SW e NW-SE não só nas regiões do Platô da Ramada e do Granito Ramada, mas também em todo o seu entorno. No entanto, o autor prudentemente salienta esta questão. Assim, a dissertação representa uma importante contribuição para a gênese do magmatismo da região do Platô da Ramada.</p>	
Assinatura: 	Data: 25/11/2019
Ciente do Orientador:	
Ciente do Aluno:	

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

“CARACTERIZAÇÃO GEOFÍSICA DO SISTEMA VULCANO-PLUTÔNICO DO PLATÔ DA RAMADA BASEADA EM RADIOMETRIA, MAGNETOMETRIA E GRAVIMETRIA”

Área de Concentração: Geoquímica

Autor: **Lucas Farias de Sousa**

Orientador: Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer

Examinador: Prof. Dr. Emilson Pereira Leite

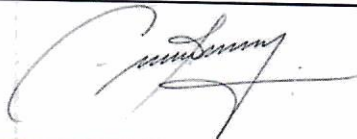
Data: 20/12/2019

Conceito: A

PARECER:

A proposta e o dimensionamento do trabalho são adequados para o nível de Mestrado. A dissertação é bem estruturada e a redação é boa, porém recomendo a revisão de alguns conceitos, padronização de formatações de figuras e equações e incrementação do texto em algumas partes que considero útil para o leitor. Minhas sugestões estão indicadas em anotações no PDF da dissertação. Chama atenção as grandes discrepâncias entre as anomalias calculadas e observadas para os modelos 2D das figuras 11, 12 e 13. As incertezas no modelo 3D da figura 14 também precisam ser apresentadas e discutidas. Acredito que seria necessário um maior tempo de modelagem e análises para aumentar a robustez e plausibilidade desses modelos. Entretanto, os objetivos propostos foram atingidos e um artigo contendo os resultados obtidos foi submetido para publicação no Journal of Applied Geophysics. Desta forma, o conjunto da dissertação merece parecer favorável.

Assinatura:



Data: 20/12/2019

Ciente do Orientador: /

Ciente do Aluno: