

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

**INVERSÃO GRAVIMÉTRICA E MODELAMENTO  
GEOLÓGICO TRIDIMENSIONAL DO MACIÇO SIENÍTICO  
PIQUIRI, REGIÃO SUL DO BRASIL**

**VICTOR SOARES CARDOSO**

ORIENTADORA – Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Maria de Fátima Bitencourt

CO-ORIENTADOR – Prof. Dr. Jairo Francisco Savian

Porto Alegre, 2023

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

**INVERSÃO GRAVIMÉTRICA E MODELAMENTO  
GEOLÓGICO TRIDIMENSIONAL DO MACIÇO SIENÍTICO  
PIQUIRI, REGIÃO SUL DO BRASIL**

**VICTOR SOARES CARDOSO**

ORIENTADORA – Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Maria de Fátima Bitencourt

CO-ORIENTADOR – Prof. Dr. Jairo Francisco Savian

BANCA EXAMINADORA

Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Maria Luiza Correa da Camara Rosa – Instituto de Geociências,  
Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brasil

Prof. Dr. Everton Frigo – Departamento de Geofísica, Universidade Federal do  
Pampa, Brasil

Prof. Dr. Giuseppe Betino de Toni – Departamento de Geologia, Universidade  
Federal do Pampa, Brasil

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

Porto Alegre, 2023

## CIP - Catalogação na Publicação

Cardoso, Victor Soares  
Inversão gravimétrica e modelamento geológico  
tridimensional do Maciço Sienítico Piquiri, região sul  
do Brasil / Victor Soares Cardoso. -- 2023.  
89 f.  
Orientadora: Maria de Fátima Bitencourt.

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,  
2023.

1. Inversão gravimétrica. 2. Modelamento geológico.  
3. Anomalia Bouguer. 4. Cinturão Dom Feliciano. 5.  
Sienito Piquiri. I. Bitencourt, Maria de Fátima,  
orient. II. Savian, Jairo Francisco, coorient. III.  
Título.

## AGRADECIMENTOS

O primeiro, e mais importante, agradecimento é para aquelas pessoas que me trouxeram até aqui, meus pais Mariângela e Jorge. Agradeço por cada dia de apoio e confiança, por acreditarem nas minhas escolhas e me ajudarem não desistir. Obrigado por estarem sempre por perto, sempre dispostos a fazer o que for preciso para que tudo termine bem.

Agradeço também aos meus orientadores Fátima e Jairo, por terem compreendido e me ajudado a superar os percalços ocorridos durante esses longos meses de trabalhos. Agradeço aos colegas do grupo de pesquisa Magmatismo Sintectônico que, em algum momento e de alguma forma, contribuíram para o resultado final deste trabalho. Um agradecimento especial para os quatro grandes amigos do grupo NSA, Fran, que me ajudou em todos os momentos e em todas as etapas desse trabalho, Dioni, que, apesar de demorar dias para responder, sempre respondeu minhas perguntas mais idiotas, Duda, por ser tão organizada e compartilhar seus arquivos do Word facilitando a organização desta dissertação, e Elisa, que interage esporadicamente, mas sempre apoiando.

Também não poderia deixar de agradecer as duas pessoas mais importantes que toda essa trajetória acadêmica trouxe para minha vida, Mariana e Maurício. Obrigado por entenderem minha ausência nesses últimos meses, e por serem aqueles que eu sempre posso confiar e contar para o que der e vier.

Por fim, termino deixando um poema de Mario Quintana, para pensarmos e nos inspirarmos.

“Se as coisas são inatingíveis... ora!  
Não é motivo para não querê-las...  
Que tristes os caminhos, se não fora  
A presença distante das estrelas!”

## RESUMO

O Batólito Pelotas corresponde à margem leste da Faixa Dom Feliciano e é composto por múltiplos corpos intrusivos formados durante o Ciclo Brasileiro por processos tectônico-magmáticos sucessivos. Um desses corpos ígneos intrusivos é o Maciço Piquiri Sienítico, recentemente descrito como um corpo multi-intrusivo formado por três pulsos sucessivos, datados por LA-MC-ICP-MS (U-Pb em zircão), com o pulso mais antigo localizado na borda e o mais novo no centro da intrusão. O pulso 1 é caracterizado por sienitos variando para quartzo sienitos e feldspatos alcalinos sienitos, com idade de  $609,3 \pm 1,5$  Ma. O pulso 2, com idade de  $603,4 \pm 3,9$  Ma, é composto por feldspato sienito alcalino e feldspato alcalino quartzo sienito, com xenólitos do pulso 1. O pulso 3 tem idades variando de  $588,8 \pm 3,1$  a  $583,2 \pm 1,8$  Ma, e é caracterizado por quartzo sienitos contendo xenólitos dos pulsos 1 e 2. A trama magnética do Maciço Sienítico Piquiri, definida por anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM), é concordante com a trama magmática, ambas paralelas às bordas externas do corpo, com um mergulho para o centro. Ao longo dos anos, diferentes autores divergiram sobre a forma de posicionamento e construção do maciço, porém todos se limitaram a dados de superfície, sem obter informações da intrusão em profundidade, o que é fundamental para correlacionar com os modelos de posicionamento de intrusões ígneas. O principal objetivo deste trabalho é relacionar a morfologia geral do corpo, e o comportamento interno entre os pulsos, com os processos de formação e ascensão dos magmas que originaram a intrusão. Para isso, foram realizados levantamentos geofísicos terrestres para obtenção de dados gravimétricos, com os quais foi gerado o mapa da Anomalia Bouguer. A modelagem por inversão gravimétrica foi realizada em nove perfis utilizando ferramentas do software Oasis Montaj, que serviu de base para a construção de um modelo geológico tridimensional, utilizando o software Leapfrog Geo. Associando o modelo geológico às foliações magmática e magnética, incluindo a lineação magnética, foi possível determinar uma mudança de comportamento entre o pulso mais jovens e os dois mais antigos, relacionados ao processo de ascensão. Além disso, a forma geral do corpo, com as maiores profundidades localizadas na região leste, permitiu relacionar a ascensão do magma a uma estrutura da região.

**Palavras-chave:** Inversão gravimétrica; Modelamento geológico; Anomalia Bouguer; Cinturão Dom Feliciano; Sienito Piquiri.

## ABSTRACT

The Pelotas Batholith corresponds to the east margin of the Dom Feliciano Belt and is composed of multiple intrusive bodies formed during the Brasiliano Cycle by successive tectonic-magmatic processes. One such intrusive igneous body is the Piquiri Syenitic Massif, recently described as a multi-intrusive body formed by three successive pulses, dated by LA-MC-ICP-MS (U-Pb in zircon), with the oldest pulse located at the edge and the youngest in the center of the intrusion. Pulse 1 is characterized by syenites ranging to quartz syenites and syenite alkali feldspars, aged  $609.3 \pm 1.5$  Ma. Pulse 2, aged  $603.4 \pm 3.9$  Ma, is composed of alkali syenite feldspar and quartz syenite alkali feldspar, with xenoliths from pulse 1. Pulse 3 has ages ranging from  $588.8 \pm 3.1$  to  $583.2 \pm 1.8$  Ma, and is characterized by quartz syenites containing xenoliths from pulses 1 and 2. The magnetic fabric of the Piquiri Syenitic Massif, defined by anisotropy of magnetic susceptibility, is concordant with the magmatic fabric, both parallel to the outer edges of the body, with a dip towards the center. Over the years, different authors have disagreed on how to position and build the massif, but all have limited themselves to surface data, without obtaining information on intrusion in depth, which is essential to correlate with emplacement models of igneous intrusions. The main objective of this work is to relate the general morphology of the body, and the internal behavior between the pulses, with the processes of formation and ascension of the magmas that originated the intrusion. For this, terrestrial geophysical surveys were carried out to obtain gravimetric data, with which the map of the Bouguer Anomaly was generated. Modeling by gravimetric inversion was carried out in nine profiles using tools from the Oasis Montaj software, which served as the basis for the construction of a three-dimensional geological model, using the Leapfrog Geo software. Associating the geological model with the magmatic and magnetic foliations, including the magnetic lineation, it was possible to determine a change in behavior between the youngest and the two oldest pulses, related to the ascension process. In addition, the general shape of the body, with the greatest depths located in the eastern region, allowed relating the rise of magma to a structure in the region.

**KEYWORDS:** Gravimetric inversion; Geological modelling; Bouguer anomaly; Dom Feliciano Belt; Syenite.

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.** a) Mapa geotectônico do Cinturão Dom Feliciano e blocos cratônicos circundantes (modificado de Bitencourt e Nardi, 2000; Ramos et al., 2018; Will et al., 2019). A área da figura 1b é indicada. b) Mapa geológico do Bloco Encruzilhada (adaptado de De Toni et al., 2021). Grandes falhas e zonas de cisalhamento: DCSZ – Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu; PCSZ – Zona de Cisalhamento Passo das Canas. .... 16
- Figura 2.** a) Mapa geológico do Maciço Sienítico Piquiri, com dados de foliações magmáticas e magnéticas, lineação magnética, estações gravimétricas e perfis de inversão gravimétrica. b) Estereogramas com polos contornados de foliações magmáticas e magnéticas, e lineações magnéticas. Modificado de Sbaraini et al. (2019). .... 18
- Figura 3.** Ilustração esquemática dos diferentes mecanismos de ascensão e posicionamento de intrusões ígneas. .... 23
- Figura 4.** Espectro Radial de Potência do mapa de anomalia Bouguer. .... 27
- Figura 5.** Mapa de anomalia Bouguer com estações gravimétricas e contornos dos pulsos do MSP. .... 28
- Figura 6.** a) Inversão gravimétrica do perfil NS-1. b) Inversão gravimétrica do perfil NS-2. c) Inversão gravimétrica do perfil NS-3. d) Inversão gravimétrica do perfil NS-4. .... 30
- Figura 7.** a) Inversão gravimétrica do perfil EW-1. b) Inversão gravimétrica do perfil EW-2. c) Inversão gravimétrica do perfil EW-3. d) Inversão gravimétrica do perfil EW-4. e) Inversão gravimétrica do perfil EW-5. .... 33
- Figura 8.** a) Modelo geológico tridimensional do Pulso 1 com direção de visão de 050° e mergulho +40. b) Modelo geológico tridimensional do Pulso 1 com direção de visão de 230° e mergulho +40. c) Estereogramas de pólos contornados das foliações magmáticas e magnéticas, e lineações magnéticas para o polígono tracejado azul. d) Estereogramas de pólos contornados das foliações magmáticas e magnéticas, e lineações magnéticas para o polígono tracejado vermelho. .... 35
- Figura 9.** a) Modelo geológico tridimensional do Pulso 2 com direção de visão de 140° e mergulho +40. b) Modelo geológico tridimensional do Pulso 2 com direção de visão de 320° e mergulho +40. c) Estereogramas de pólos contornados das foliações magmáticas e magnéticas, e lineações magnéticas para o polígono tracejado azul. d)

Estereogramas de pólos contornados das foliações magmáticas e magnéticas e lineações magnéticas para polígono tracejado vermelho. .... 36

**Figure 10.** a) Modelo geológico tridimensional do Pulso 3 com direção de visualização de  $060^\circ$  e mergulho  $+40$ . b) Modelo geológico tridimensional do Pulso 3 com direção de visão de  $240^\circ$  e mergulho  $+40$ . c) Estereogramas de pólos contornados das foliações magmáticas e magnéticas, e lineações magnéticas para o polígono tracejado azul. d) Estereogramas de pólos contornados das foliações magmáticas e magnéticas, e lineações magnéticas para o polígono tracejado vermelho. .... 37

**Figura 11.** a) Reconstrução da geometria estimada do Pulso 1 durante sua formação, com direção de visão de  $050^\circ$  e mergulho  $+40$ . b) Reconstrução da geometria estimada para os Pulsos 1 e 2, com direção de visão  $050^\circ$  e mergulho  $+40$ . c) Modelo final do PSM completo com três pulsos, com direção de visão  $050^\circ$  e mergulho  $+40$ . d) Modelo final do PSM completo com três pulsos, com direção de visão  $230^\circ$  e mergulho  $+40$ . e) Modelo final do PSM completo com os três pulsos, com direção de visão  $050^\circ$  e mergulho  $+40$ , com corte de orientação N-S e foliações demarcadas. f) Modelo final do PSM completo com os três pulsos, com direção de visão  $230^\circ$  e mergulho  $+40$ , com corte perpendicular à vista e foliações demarcadas. .... 42

**LISTA DE EQUAÇÕES**

|  |    |
|--|----|
| <b>Equação 1.</b> Força da gravidade. ....       | 20 |
| <b>Equação 2.</b> Aceleração gravitacional. .... | 20 |
| <b>Equação 3.</b> Gravidade teórica. ....        | 25 |
| <b>Equação 4.</b> Correção de Ar-Livre. ....     | 25 |
| <b>Equação 5.</b> Correção Bouguer. ....         | 25 |
| <b>Equação 6.</b> Densidade de amostras. ....    | 26 |

## SUMÁRIO

|  |    |
|--|----|
| 1. TEXTO INTEGRADOR .....                                    | 12 |
| 1.1. Introdução, problemas e hipóteses .....                 | 12 |
| 1.2. Objetivos .....   | 13 |
| 1.3. Estado da Arte .....                                    | 14 |
| 1.3.1. Contexto geológico .....                              | 14 |
| 1.3.1.1. Maciço Sienítico Piquiri .....                      | 17 |
| 1.3.2. O método gravimétrico .....                           | 20 |
| 1.3.2.1. Inversão gravimétrica .....                         | 20 |
| 1.3.3. Posicionamento de intrusões ígneas .....              | 21 |
| 1.3.3.1. Diapirismo e balonismo .....                        | 21 |
| 1.3.3.2. Soleiras, lacólitos e lopólitos .....               | 22 |
| 1.4. Metodologia.....  | 23 |
| 1.4.1. Trabalho de campo.....                                | 23 |
| 1.4.2. Processamento dos dados gravimétricos .....           | 24 |
| 1.4.2.1. Correção de deriva instrumental (Drift).....        | 24 |
| 1.4.2.2. Correção de marés.....                              | 24 |
| 1.4.2.3. Correção de latitude .....                          | 24 |
| 1.4.2.4. Correção de ar-livre (free-air) ou de altitude..... | 25 |
| 1.4.2.5. Correção de terreno .....                           | 25 |
| 1.4.2.6. Correção de Bouguer .....                           | 25 |
| 1.4.3. Inversão gravimétrica .....                           | 26 |
| 1.4.4. Modelamento geológico.....                            | 27 |
| 1.5. Resultados .....  | 27 |
| 1.5.1. Gravimetria .....                                     | 27 |
| 1.5.2. Inversão gravimétrica .....                           | 28 |
| 1.5.3. Modelamento geológico.....                            | 34 |
| 1.6. Interpretação e Discussão.....                          | 37 |
| 1.6.1. Gravimetria .....                                     | 37 |
| 1.6.2. Posicionamento dos pulsos 1 e 2 .....                 | 38 |
| 1.6.3. Posicionamento do Pulso 3 .....                       | 39 |
| 1.6.4. Evolução do Maciço Sienítico Piquiri .....            | 40 |
| 1.7. Conclusões .....  | 43 |
| 1.8. Referências .....                                       | 44 |

## ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação de mestrado está estruturada através de duas seções. A primeira seção é composta pelo texto integrador com os seguintes itens:

- Introdução contendo formulação do problema e hipóteses;
- Objetivos da pesquisa;
- Estado da arte dos temas abordados durante a pesquisa;
- Contexto geológico da área;
- Materiais e métodos utilizados;
- Principais resultados obtidos, interpretações e discussão integradora dos resultados;
- Conclusões;
- Referências bibliográficas.

A seção 2 é composta pelo artigo submetido ao *Journal of Geodynamics*, classificado nos estratos Qualis-CAPES como A2. O periódico escolhido contempla o escopo do assunto da dissertação e o artigo submetido está de acordo com os itens 1.1; 1.2 e/ou 1.3 da norma 118 do Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGEO).

## 1. TEXTO INTEGRADOR

O texto integrador apresenta, primeiramente, os objetivos da pesquisa desenvolvida e o estado da arte dos principais temas abordados nesta dissertação de mestrado. Além disso, este capítulo também contempla uma breve apresentação dos resultados e discussão obtidos no decorrer da pesquisa.

### 1.1. Introdução, problemas e hipóteses

A modelagem geofísica é uma importante e versátil ferramenta para o estudo da geologia em profundidade, sendo aplicada em diferentes formações geológicas, entre elas, estudos de bacias sedimentares (e.g. Wehr *et al.*, 2018), domos vulcânicos (e.g. Portal *et al.*, 2013) e intrusões ígneas (e.g. Damaceno *et al.*, 2017). O interesse em conhecer a morfologia de corpos rochosos pode ser econômico, para localizar e estimar o volume de jazidas e veios, até acadêmico, onde pode ser a peça chave para a reconstrução da origem de formações geológicas e como ela afeta toda a evolução da área onde se encontra. Modelos geológicos de intrusões ígneas, associados a trama magnética, são frequentemente usados para obter a forma dessas intrusões e relaciona-la com modelos de posicionamento de corpo ígneos (e.g. Améglio *et al.*, 1997; Vignerresse and Bouchez, 1997; Martelet *et al.*, 2004; 39 Talbot *et al.*, 2004; Joly *et al.*, 2008, 2009, Oliveira *et al.*, 2010).

Diversos autores divergem quanto aos processos de construção do Maciço Sienítico Piquiri (e.g. Jost *et al.*, 1985; Rivera, 2019; Sbaraini *et al.*, 2019). Reconhecer os mecanismos de posicionamento e a evolução do maciço, além da sua relação com as falhas e zonas de cisalhamento da região, é fundamental para a compreensão dos processos geológicos e geotectônicos que resultaram na sua formação. Este tipo de dado também é muito relevante para a compreensão dos processos que originaram e modificaram o Bloco Encruzilhada e, conseqüentemente, o Cinturão Dom Feliciano.

Jost *et al.* (1985) sugerem que o MSP resultou de um processo de diferenciação *in situ*, devido às diferenças texturais das fácies descritas, cuja ascensão magmática ocorreu através da Falha Passo do Marinheiro. Sbaraini *et al.* (2019) defendem que a formação do MSP se deu por pulsos sucessivos. Esta hipótese baseia-se nos dados da trama magnética, obtidos através da anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM), que apresentam uma variação no ângulo de mergulho das distintas fácies do

MSP. A fácies de borda apresenta mergulho subvertical, enquanto as fácies centrais têm o mergulho magnético progressivamente horizontalizado, ambas em direção ao centro do corpo. Esses autores defendem que a mudança no ângulo de mergulho da trama magnética indica uma mudança no processo de formação da intrusão. Rivera (2019), ao integrar dados geoquímicos, petrográficos, geofísicos e geocronológicos, também propõe a construção do Maciço Sienítico Piquiri por intrusões sucessivas que apresentam uma ordem temporal decrescente da borda para o centro, e cuja ascensão está associada a uma curva de liberação na Zona de Cisalhamento Passo das Canas.

As ideias defendidas pelos trabalhos citados propõem a construção do MSP com base apenas em dados de superfície, sem integrar dados de geometria em profundidade. Neste aspecto, a aquisição de dados para construção de um modelo geológico tridimensional possibilitará a observação da morfologia interna dos diferentes pulsos, e contribuirá para o entendimento das relações intrusivas entre eles, bem como da evolução e posicionamento do Maciço Sienítico Piquiri. A partir deste modelo será possível buscar uma correlação entre a geometria do maciço e a geometria individual dos pulsos com modelos de posicionamento de intrusões ígneas. Este modelo também possibilitará discutir e identificar se o controle e ascensão das intrusões ocorreu através da Zona de Cisalhamento Passo das Canas ou pela Falha Passo do Marinheiro.

## **1.2. Objetivos**

O objetivo principal desta dissertação é relacionar a morfologia do Maciço Sienítico Piquiri com sua gênese e posicionamento, de forma a entender a origem da ascensão e evolução dos pulsos. Dessa forma, espera-se contribuir para o melhor entendimento do magmatismo pós-colisional no Ciclo Brasileiro. Esse objetivo deverá ser alcançado por meio dos seguintes objetivos específicos:

- Caracterizar anomalias gravimétricas na área de estudo e relacioná-las com os pulsos do MSP e suas encaixantes;
- Modelar perfis bidimensionais, por inversão gravimétrica, a partir do mapa de anomalia Bouguer;
- Elaborar um modelo geológico, interpolado a partir dos perfis bidimensionais, para cada pulso do MSP, de acordo com a relação cronológica dos mesmos;

- Associar a morfologia do corpo com modelos de ascensão e posicionamento de intrusões ígneas.

### 1.3. Estado da Arte

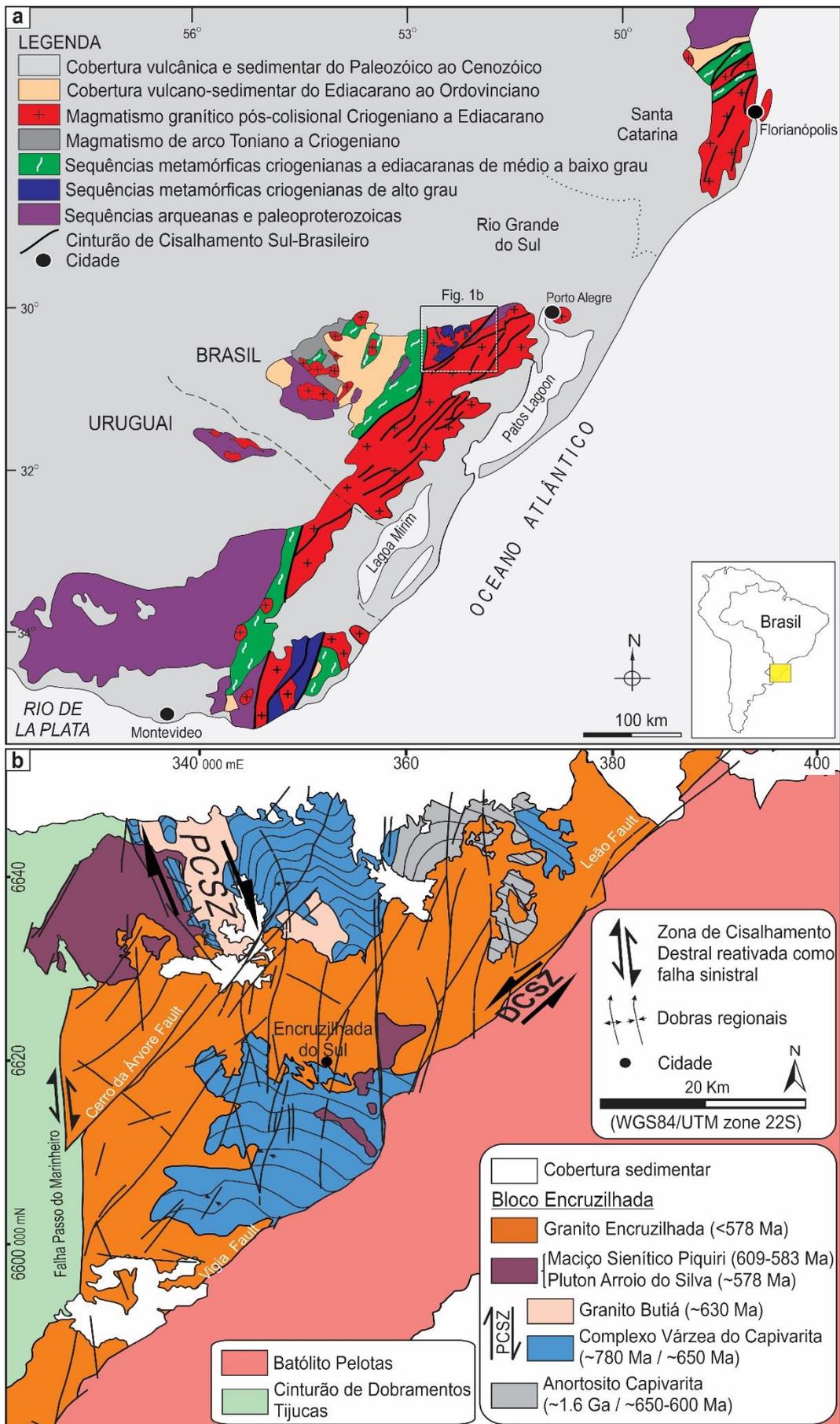
O estado da arte desta dissertação compreende, além da geologia regional da área de estudo, itens considerados de maior importância para compreensão dos resultados obtidos e, conseqüentemente, a discussão dos mesmos. O objetivo do trabalho é construir um modelo geológico do corpo ígneo, portanto, foi realizada uma breve revisão sobre os métodos utilizados no desenvolvimento deste modelo. Além disso, também foi apresentado uma revisão sobre os modelos de posicionamento de corpos ígneos.

#### 1.3.1. Contexto geológico

A Província Mantiqueira (Almeida et al., 2000), localizada na região sudeste da plataforma sul-americana, é um sistema orogênico de direção NE-SW, formado durante a grande orogenia que resultou na construção da porção oeste de Gondwana, durante o Ciclo Brasileiro/Pan-Africano (Konopásek et al., 2018). Subdivide-se em três segmentos: norte, centro e sul. O segmento sul da Província Mantiqueira é formado pelo Craton Rio de la Plata e Terreno Nico Perez (Oyhantçabal et al., 2011), pelo Craton Luis Alves (Hartmann et al., 2000) e pelo Cinturão Dom Feliciano (CDF).

O Cinturão Dom Feliciano (Fig. 1a) está localizado no Uruguai, Rio Grande do Sul e Santa Catarina, e compõe os estágios orogênicos dos escudos destas regiões. É dividido em três domínios tectônicos: Bloco São Gabriel, Cinturão de Dobramentos Tijucas e Batólito Pelotas (Fernandes et al., 1995a, 1995b; Hartmann et al., 2016). O Bloco São Gabriel, delimitado a oeste pelo Lineamento Ibaré e a leste pelo Lineamento Caçapava, é formado por complexos metamáfico-metaultramáficos (Arena et al., 2016), rochas vulcânicas e plutônicas (Philipp et al., 2018, 2021). O Cinturão de Dobramentos Tijucas, delimitado a oeste pelo Lineamento Caçapava e a leste pela Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu e pela Falha Passo do Marinheiro, é formado por sequências vulcânico-sedimentares metamorfisadas (Jost e Bitencourt, 1980; Battisti et al., 2018).

O Batólito Pelotas, localizado a leste da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu, presente em toda a margem leste do CDF, é composto por múltiplos corpos intrusivos resultantes dos diversos processos tectônicos ocorridos no Ciclo Brasileiro, sendo subducção de crosta oceânica em margem continental espessa (Figueiredo *et al.*, 1990, Philipp 1990, Fragoso-Cesar 1991, Philipp *et al.*, 1993, Philipp 1998, Chemale Jr. 2000), colisão continental (Hartmann *et al.*, 2000, Philipp e Machado 2001) e reativações, tardi- a pós-colisionais, de fontes do manto (Bitencourt e Nardi, 1993, 2000). Entre o Cinturão de Dobramentos Tijucas e o Batólito Pelotas, localiza-se o Bloco Encruzilhada.



**Figura 1.** a) Mapa geotectônico do Cinturão Dom Feliciano e blocos cratônicos circundantes (modificado de Bitencourt e Nardi, 2000; Ramos *et al.*, 2018; Will *et al.*, 2019). A área da figura 1b é indicada. b) Mapa geológico do Bloco Encruzilhada (adaptado de De Toni *et al.*, 2021). Grandes falhas

e zonas de cisalhamento: DCSZ – Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu; PCSZ – Zona de Cisalhamento Passo das Canas.

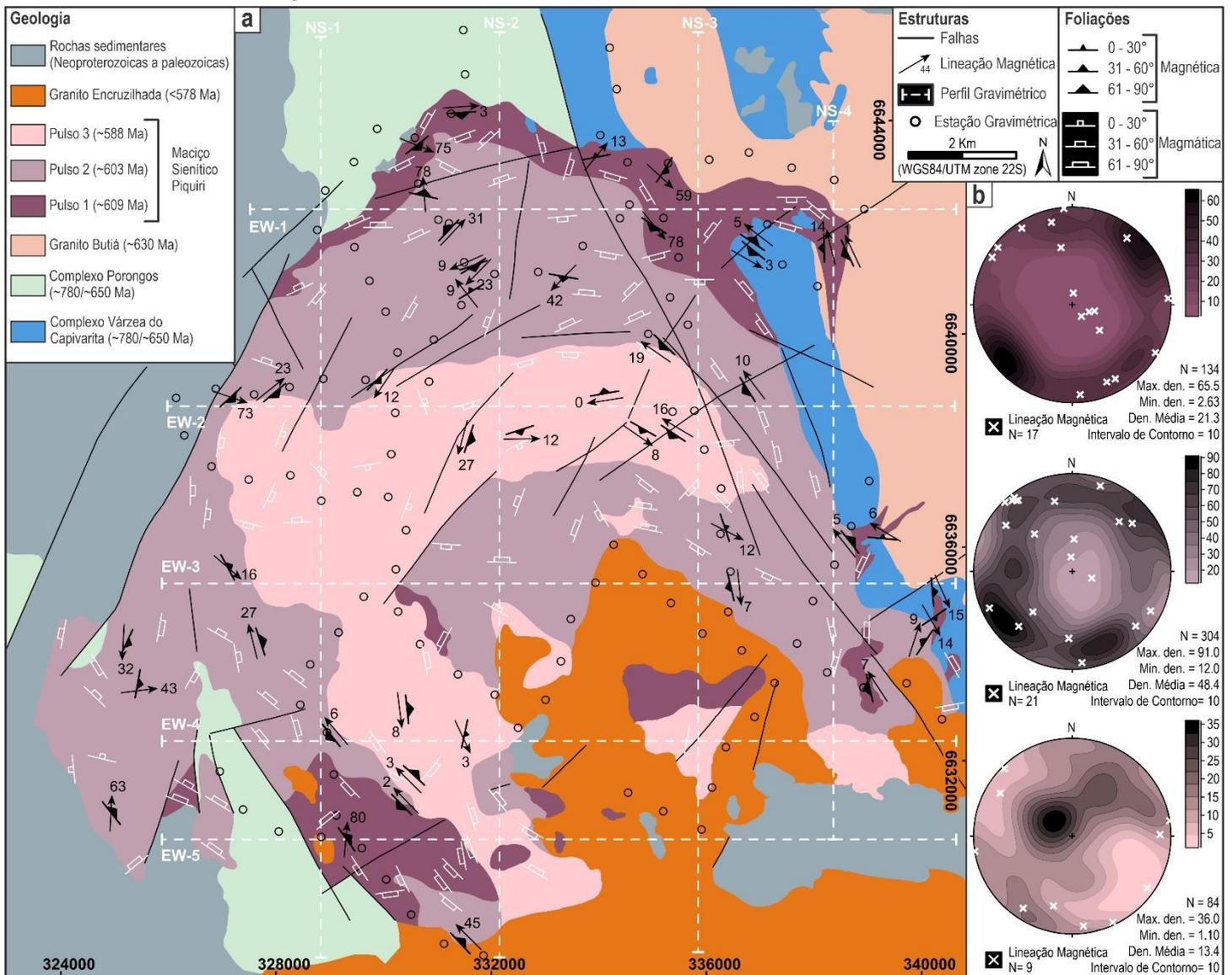
O Bloco Encruzilhada (Fig. 1b) é a porção noroeste do Batólito Pelotas, foi definido pela primeira vez por Jost e Hartmann (1984) e mais recentemente por De Toni *et al.*, (2021), é limitado a oeste pela Falha Passo do Marinheiro (PMF) e a leste pela Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (ZCDC), sendo formado pelas seguintes unidades estratigráficas: Anortosito Capivarita, com idade Mesoproterozóica de cristalização e idade Neoproterozóica de metamorfismo (Chemale *et al.*, 2011); Complexo Várzea do Capivarita (CVC), que corresponde a sequências metamórficas de alto grau (Costa *et al.*, 2020; De Toni *et al.*, 2021), com arco magmático e metamorfismo em torno de 780 Ma e 650 Ma (Martil *et al.*, 2017), respectivamente; Granito Butiá (GB) um leucogranito foliado, com idade em torno de 625 a 629 Ma (Niessing *et al.*, 2011; Bitencourt *et al.*, 2015; Lyra *et al.*, 2018); Pluton Arroio do Silva, que corresponde a rochas sienito-monzonito-dioríticas ricas em quartzo, com idade aproximada de 578 Ma (Padilha *et al.*, 2019); Granito Encruzilhada, que corresponde a monzogranitos porfíricos e sienogranitos equigranulares, com idade aproximada de 594 Ma (Babinski *et al.*, 1997); e o Maciço Sienítico Piquiri (Vieira Jr *et al.*, 1989).

#### 1.3.1.1. *Maciço Sienítico Piquiri*

O Maciço Sienítico Piquiri (MSP) (Fig. 2) corresponde a um corpo ígneo intrusivo com área de aproximadamente 140 km<sup>2</sup>, e formato parcialmente circular, localizado na margem oeste do Bloco Encruzilhada. É intrusivo no Complexo Porongos nas bordas norte e sudoeste, no Complexo Várzea do Capivarita na borda leste e no Granito Butiá, na borda nordeste. É intrudido pelo Granito Encruzilhada na borda sul e sudeste. A borda oeste é afetada por um conjunto de falhas com orientação NE-SW, que separam o MSP de rochas sedimentares Neoproterozóicas a Paleozoicas. A borda leste está associada a uma zona de cisalhamento transcorrente dextral de orientação NNW, descrita por Lyra *et al.*, (2018) e denominada por De Toni *et al.* (2021) como Zona de Cisalhamento Passo das Canas.

A primeira descrição do Maciço Sienítico Piquiri foi realizada por Tessari e Picada (1966), onde foi nomeado como Sienito Gnáissico Piquiri, e interpretado como resultado de metamorfismo regional em rochas do Pré-Cambriano. Posteriormente,

Jost *et al.*, (1985) renomeia como Sienito Piquiri, e o descrevem como um corpo em formato de ferradura, cuja intrusão foi controlada por uma estrutura de direção norte-sul durante o Neoproterozoico. Os mesmos autores interpretam, pela primeira vez, o sienito com litotipos distintos, sendo eles: (i) zona de borda, composta por álcalis sienitos finos; (ii) zona intermediária, representada por álcali quartzo sienitos grossos; e (iii) zona central, composta por álcali granitos equigranular médio. Jost *et al.*, (1985) conclui que esta zonação seria resultado do resfriamento rápido da zona de borda, e progressivamente mais lento na zona intermediária e central, formada por processo de diferenciação *in situ*.



O nome Maciço Sienítico Piquiri foi proposto por Vieira Jr. *et al.* (1989), aceito até os dias atuais, que também descreve a foliação magmática bem desenvolvida compatível com um campo tensional gerado pela própria intrusão. Stabel *et al.* (2001) retoma o nome Sienito Piquiri, e descreve duas fácies: fácies de borda, composta por sienitos de textura fina; e fácies central, composta por feldspato alcalino sienitos de textura grossa, ainda sugere uma idade de 600 Ma para a formação da intrusão.

Sbaraini *et al.*, (2019), através de dados de anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) e dados geológicos de campo, redefiniu a classificação em quatro fácies proposta por UFRGS (2008): (i) fácies de borda, representada por sienitos e feldspato-alcalino sienitos de textura equigranular fina a média; (ii) fácies principal, representada por feldspato-alcalino sienitos de textura equigranular média a grossa; (iii) fácies quartzo sieníticas com granulação média a grossa; e (iv) fácies granítica com granulação média a grossa. A trama magnética definida por Sbaraini *et al.*, (2019) é concordante com a trama magmática, ambas paralelas a orientação das bordas do corpo, com sentido de mergulho para o centro do corpo, resultando em uma trama concêntrica. A fácies de borda apresenta foliação e lineação predominantemente subvertical, tornando-se moderados na fácies principal, e mais horizontalizado nas fácies quartzo sienítica e granítica. Com base na mudança de comportamento da trama magnética, o autor sugere que o posicionamento do corpo ocorreu de forma diferente entre as fácies, sendo por multi-intrusão para as fácies de borda e principal, e por diferenciação para as fácies quartzo sienítica e granítica.

Rivera (2019) apresentou a última separação litológica do MSP, descrevendo, a partir de dados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos, três pulsos relacionados temporalmente, sendo o mais antigo localizado na borda do maciço e o mais novo no centro: (i) Pulso 1 – composto por sienitos que variam para quartzo sienitos e feldspato-alcalino quartzo sienitos, com idade de U-Pb em zircão de  $609,3 \pm 1,5$  Ma; (ii) Pulso 2 – composto por feldspato-alcalino sienitos e feldspato-alcalino quartzo sienitos, intrusivos no Pulso 1, com xenólitos do mesmo. Apresenta idades de U-Pb em zircão de  $603,4 \pm 3,9$  Ma; e (iii) Pulso 3 – composto por quartzo sienitos, intrusivo no Pulso 2 e contendo xenólitos tanto do Pulso 2 como do Pulso 1. Apresenta idade de U-Pb em zircão de  $588,8 \pm 3,1$  a  $583,2 \pm 1,8$  Ma. A autora, com base nas idades obtidas para cada pulso, nos dados geoquímicos e na relação intrusiva, sugere que o posicionamento e construção do MSP se deu por multi-intrusões para os três pulsos, indicando também que a ascensão ocorreu pela Zona de Cisalhamento Passo das Canas.

### 1.3.2. O método gravimétrico

A força gravitacional é uma das quatro forças fundamentais da natureza, a mais fraca entre elas (e.g., Hawking, 2001), é expressa pela Lei da Gravitação Universal de Newton (Newton, 1883), que demonstra que a força (F) entre duas partículas de massa  $m_1$  e  $m_2$  tem sua intensidade relacionada a distância entre os centros das duas massas (r) e a constante gravitacional (G), podendo ser obtida pela equação (1):

$$F = \frac{G.m_1.m_2}{r^2} \quad (1)$$

O campo gravitacional é a área sobre a qual um corpo exerce uma força gravitacional sobre outro, dentro deste campo a atração entre os corpos é registrada pela aceleração gravitacional (a), se considerarmos que este corpo seja uma esfera estática e homogênea, a aceleração pode ser medida pela equação (2):

$$g = \frac{G.m}{r^2} \quad (2)$$

Se o planeta Terra fosse uma esfera de raio constante, estática e homogênea, seu campo gravitacional seria constante. Porém a Terra está em rotação, possui uma forma elíptica e relevo irregular, além de uma distribuição interna de massas com diferentes densidades, o que causa a variação do seu campo gravitacional. Entretanto, se aplicadas as devidas correções matemáticas, é possível eliminar a influência da rotação, da forma elíptica e do relevo irregular, resultando em um campo gravitacional com variações locais, resultantes de mudanças de densidade associadas a variações geológicas em subsuperfície, chamadas de anomalias gravimétricas (e.g., Hinze et al., 2013; Dentith e Mudge, 2014).

As anomalias gravimétricas podem ser positivas ou negativas, a depender do contraste de densidade entre o corpo geológico causador da anomalia e as rochas do seu entorno. Se a densidade do corpo for maior que a densidade do entorno, o sinal é positivo, mas, se a densidade for menor, o sinal será negativo. A partir da medição e interpretação das anomalias gravimétricas é possível investigar o interior da Terra (Telford et al., 1990; Kearey et al., 2009; Hinze et al., 2013; Dentith e Mudge, 2014).

#### 1.3.2.1. Inversão gravimétrica

A inversão gravimétrica consiste em desenvolver, matematicamente, a resposta gravimétrica de meios geológicos, baseando se em suas características físicas, extensão lateral, profundidade e contrastes de densidades entre as rochas do meio

(Kearey et al., 2009; Hinze *et al.*, 2013; Dentith e Mudge, 2014). Este modelo matemático pode ser produzido pelo método indireto ou pelo método direto. No método indireto, as características dos corpos geológicos são estimadas a partir dos dados obtidos em campo. Já no método direto, são construídos modelos teóricos onde alguns parâmetros físicos como profundidade, extensão e contraste de densidade são fixados para poder se estimar outros, para tal é preciso ter um conhecimento prévio da geologia local. Com isso, é feito o cálculo da anomalia teórica gerada pelo modelo construído, depois comparada com a anomalia medida em campo, e então alguns parâmetros são ajustados até obter uma correspondência satisfatória entre os dois valores de anomalias.

### 1.3.3. *Posicionamento de intrusões ígneas*

A relação entre as forças internas do magma e as forças externas do regime tectônico é responsável pelos diferentes mecanismos de posicionamento (Hutton, 1988), e afetam o desenvolvimento e orientação da trama magmática (Paterson et al 1998). Cruden e McCaffrey (2001) sugerem que a construção das intrusões é mais controlada por parâmetros internos do que por parâmetros externo, devido ocorrência de plutons com tamanho e formato semelhantes em diferentes regimes tectônicos.

#### 1.3.3.1. *Diapirismo e balonismo*

Diapirismo é um mecanismo de posicionamento de magmas por ascensão através da rocha encaixante (Fig. 3), ocorrendo especialmente na crosta inferior (Paterson e Vernon 1995), que, se alcançar profundidades mais rasas até a transição rúptil-ductil da crosta, tende a frear sua ascensão (Vigneresse 1995), podendo iniciar uma fase de inflação da câmara magmática, processo chamado de balonismo (Reesor, 1958; Clifford, 1972; Sylvester et al., 1978; Brun and Pons, 1981; Holder, 1981; Sanderson and Meneilly, 1981; Wikstrom, 1984; Bateman, 1985; Mahood, 1985; Marre, 1986; Castro, 1987; Ramsay, 1989).

As evidencias mais comuns para o posicionamento por diapirismo incluem uma forma circular ou elíptica do pluton na visualização em planta, zoneamento composicional concêntrico; enclaves achatados perto das margens, estruturas radiais e sinclinais de borda, zonas de cisalhamento estreitas e de alta temperatura e

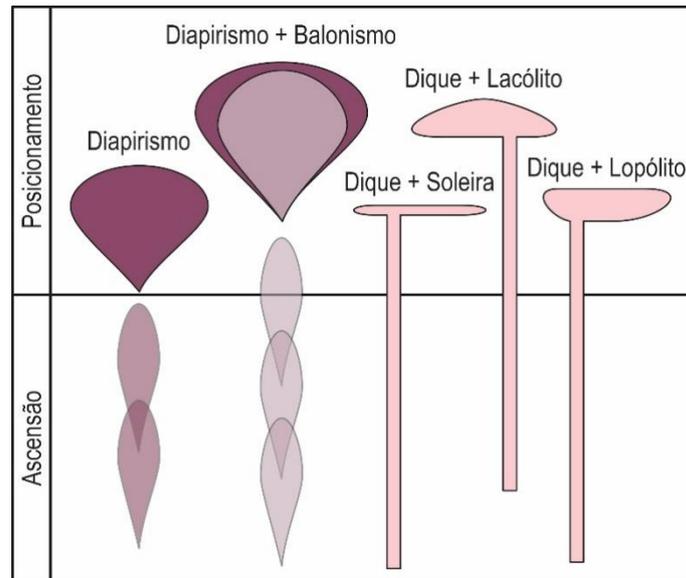
delineamentos íngremes na borda (Paterson e Fowler 1993a, 1993b; England, 1990; Schwerdtner, 1990; Clemens 1997). Além disso, Paterson e Vernon (1995) destacam que a expansão lateral da câmara magmática só é possível com o suprimento contínuo de magma, sendo por diques (Shaw 1980; Bateman, 1984) ou sendo pela “cauda” do diapiro (Ramberg, 1972; Marsh 1982; Mahon et al., 1988).

Alguns exemplos de corpos intrusivos que tiveram sua origem sugerida através de diapirismo e balonismo são: o Cannibal Creek Pluton (Bateman, 1985), na Austrália; o Ardara Pluton (Sanderson e Meneilly 1981) e Chindamora Batholith (Ramsay, 1981), na Irlanda; e o Sausfjellet Pluton (Dumond et al., 2005), na Noruega.

### 1.3.3.2. *Soleiras, lacólitos e lopólitos*

O posicionamento de magmas em soleiras, lacólitos ou lopólitos (Fig. 3) ocorre por intrusão entre camadas, por faturamento na direção de menor resistência (Gilbert, 1877; Anderson, 1938). Acontece preferencialmente dentro da crosta frágil, onde a densidade do magma e da rocha circundante são iguais, ocasionando a perda da flutuabilidade do magma, de modo que fluxo de magma se torna lateral (e.g., Bradley, 1965). Geralmente ocorrem ao longo de limites litológicos (John, 1988; de Saint-Blanquat et al., 2001, 2006; Valentine e Krogh, 2006) ou discordâncias (Mudge, 1968; Sylvester et al. 1978; Kavanagh et al. 2006), formando corpos radiais em formato de prato ou soleiras alongadas alimentados por diques. A transição de soleiras para lacólitos ocorre na porção superior da crosta, quando a pressão interna do magma supera a pressão das rochas subjacentes, já a transição de soleiras para lopólitos ocorre na porção inferior da crosta, onde ocorre o afundamento da base da soleira. Em ambos os casos, o crescimento da intrusão depende do suprimento sucessivo de magma que forma novas unidades de forma tabular ou em folha (Vigneresse et al., 1999; Horsman et al., 2005; Morgan et al., 2005; de Saint-Blanquat et al., 2006).

Exemplos de intrusões colocadas como soleiras ou lacólitos incluem o Black Mesa Pluton (de Saint-Blanquat et al., 2006) e o Twin Peak Granite (Carrier e Chapman, 1981), nos Estados Unidos; o Great Whin e o Midland Valley Sills (Francis, 1982; Goult, 2005), no Reino Unido; e o Golden Valley Sill Complex (Galerne et al., 2008) na África do Sul.



**Figura 3.** Ilustração esquemática dos diferentes mecanismos de ascensão e posicionamento de intrusões ígneas.

## 1.4. Metodologia

### 1.4.1. Trabalho de campo

Os dados gravimétricos foram obtidos em levantamentos terrestres, adquiridos em duas etapas de campo, onde foram realizadas 116 estações de leituras. Em cada estação foram obtidos dados gravimétricos e geodésicos. A escala do levantamento foi de 750 metros, em perfis irregulares, seguindo as estradas locais de maneira a percorrer a maior área possível sobre o corpo objeto do estudo (Vignerese, 1990).

Para aquisição dos dados gravimétricos foi utilizado um gravímetro modelo CG-3, marca *Scintrex*, de propriedade do Departamento de Geodésia do IGEO – UFRGS. A resolução deste equipamento é de 0,005 miligal (mGal) ou 0,05 unidades gravimétricas (gu). Em cada estação foi realizada uma medida, sendo esta a média de 60 leituras realizadas em sequência. Tendo em vista os cálculos de correções dos dados gravimétricos, foram realizadas medidas, no início e fim de cada dia de levantamento, sobre o marco topográfico RN 1795R (30° 15' 51,00" S, 52° 50' 53,00" W), localizado na margem direita da rodovia BR-290, em um canteiro em frente a um posto de gasolina, Posto Muller (PETROBRAS).

Os dados de coordenadas e altitudes foram obtidos por um GPS geodésico modelo *Hiper Lite*, marca *TopCon*, pertencente ao Departamento de Geodésia do IGEO – UFRGS. A precisão deste equipamento é de 3 milímetros (mm) no eixo

horizontal e 5 mm no eixo vertical. Este equipamento foi configurado para o *datum* Córrego Alegre 1961, e projeção UTM.

#### 1.4.2. *Processamento dos dados gravimétricos*

A interpretação dos dados gravimétricos só é possível se forem corrigidas as distorções nas anomalias, causadas pela rotação, forma irregular e heterogeneidade do planeta Terra, pela influência do campo gravitacional da Lua e pelo desgaste do próprio equipamento em uso. O processo para remoção de tais efeitos é denominado correção gravimétrica e o produto gerado é denominado anomalia gravimétrica (Telford *et al.*, 1990; Kearey *et al.*, 2009; Hinze *et al.*, 2013; Dentith e Mudge, 2014). Tais correções foram aplicadas seguindo a rotina de processamento da extensão *Gravity and Terrain Correction*, do software *Oasis Montaj* (Geosoft, 2015).

##### 1.4.2.1. *Correção de deriva instrumental (Drift)*

Durante o levantamento, as repetidas leituras, a movimentação do equipamento e mudanças de temperatura durante o dia provocam uma alteração nas propriedades físicas da mola que compõe o gravímetro, causando uma variação gradual nas medidas gravimétricas, que precisam ser compensadas. Para aplicação desta correção são realizadas a primeira a última leitura do dia em um mesmo ponto com valor de gravidade conhecido (Telford *et al.*, 1990).

##### 1.4.2.2. *Correção de marés*

A força gravitacional que o Sol e a Lua exercem sobre a Terra provoca as chamadas marés terrestres, alterando as medidas de gravidade de modo senoidal durante 12 horas. Esta interferência pode ser calculada para cada minuto durante o ano inteiro (Longman, 1959).

##### 1.4.2.3. *Correção de latitude*

Devido a forma não esférica da Terra, o valor de gravidade aumenta do equador em direção aos polos, portanto para comparar medidas obtidas em diferentes latitudes é preciso corrigir esta diferença. A correção de latitude consiste da diferença entre o valor medido e o valor teórico de gravidade para a estação, obtido pela equação (3):

$$\delta_{te} = 9780318,5 (1 + 0,005278895 \text{ sen}^2 \phi + 0,000023462 \text{ sen}^4 \phi) \quad (3)$$

Onde  $\phi$  corresponde a latitude da estação de medida.

#### 1.4.2.4. Correção de ar-livre (free-air) ou de altitude

A distância entre a estação de medida e o centro da Terra interfere no valor de gravidade, quando mais distante estiver a estação, menor será o valor, portanto para comparar medidas obtidas em diferentes altitudes é preciso corrigir esta diferença. A correção de ar livre compensa a diferença de altitude entre o gravímetro e o geóide pela seguinte equação (4):

$$\delta_{al} = 0,308596 h \quad (4)$$

Onde  $h$  é a altitude da estação gravimétrica.

#### 1.4.2.5. Correção de terreno

A correção de Bouguer considera que o pacote de rocha entre o gravímetro e o geóide tem espessura constante em todas as direções, portanto, desconsidera as rochas acima da altitude do gravímetro e adiciona rochas em altitudes abaixo do gravímetro. A correção de terreno é aplicada para corrigir a atração gerada pelas rochas desconsideradas ou adicionada, sendo calculada de acordo com os métodos descritos por Kane (1962) e Nagy (1966).

#### 1.4.2.6. Correção de Bouguer

A correção Bouguer é aplicada para corrigir a influência do pacote de rochas entre o gravímetro e o geóide. A partir desta correção, é possível calcular a anomalia Bouguer, através da equação (5):

$$\delta_{AB} = \delta_{ob} - \delta_{te} + \delta_{al} + \delta_{bg} + \delta_{tc} \quad (5)$$

Onde  $\delta_{ob}$  = valor medido de gravidade corrigido dos efeitos de maré e deriva instrumental;  $\delta_{te}$  = valor de teórico de gravidade calculado pela fórmula de 1967;  $\delta_{al}$  = valor da correção de ar-livre;  $\delta_{bg}$  = valor da correção de Bouguer; e  $\delta_{tc}$  = valor da correção de terreno.

### 1.4.3. Inversão gravimétrica

Para a modelagem geofísica foram definidos nove perfis, sendo quatro de direção norte-sul e cinco de direção leste-oeste. A disposição dos perfis foi definida priorizando características geológicas de maior interesse para o modelo. O espaçamento entre perfis é 2.500 a 3.700 metros para os perfis de direção norte-sul e 1.900 a 3.700 metros para os perfis de direção leste-oeste.

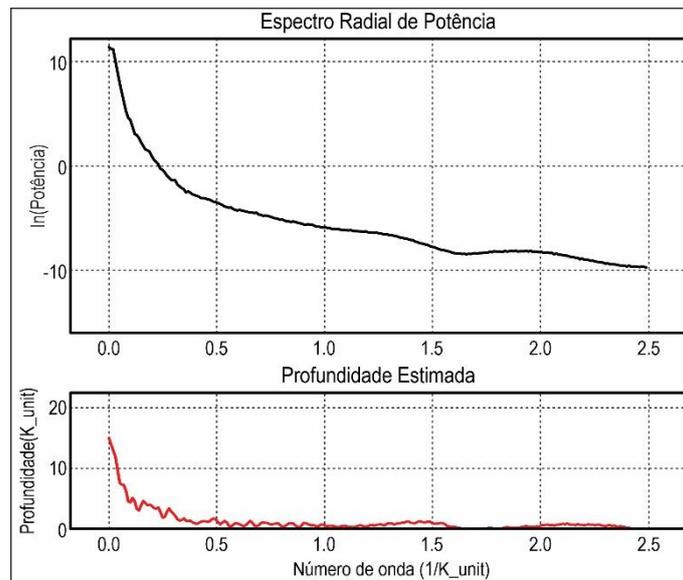
O valor de densidade para cada litologia foi calculado em cinco amostras diferentes, coletadas por UFRGS, 2008 e 2009, e utilizado o valor médio. A seguinte equação (6) foi utilizada nos cálculos de densidade:

$$\rho_a = \frac{m_2 - m_1}{(m_2 - m_1) - (m_3 - m_4)} \quad (6)$$

Onde  $\rho_a$  é a densidade da amostra,  $m_1$  a massa do picnômetro vazio,  $m_2$  a massa do picnômetro com amostra,  $m_3$  a massa do picnômetro com a amostra e preenchido por água e  $m_4$  a massa do picnômetro preenchido por água sem a amostra.

As amostras do Complexo Várzea do Capivarita apresentaram média de 2,609 g/cm<sup>3</sup>, para as amostras do Complexo Porongos a média foi 2,486 g/cm<sup>3</sup>, para o Granito Butiá foi 2,675 g/cm<sup>3</sup>. Nas rochas que formam o Maciço Sienítico Piquiri, a densidade média do Pulso 1 ficou em 2,642 g/cm<sup>3</sup>, do Pulso 2 em 2,672 g/cm<sup>3</sup>, e 2,487 g/cm<sup>3</sup> para o Pulso 3.

A profundidade máxima para modelagem foi definida em 15 quilômetros, este valor foi estimado através do espectro radial de potência (Fig. 4), do mapa de anomalia Bouguer. Também foi determinada a profundidade do embasamento usando a técnica de Deconvolução Estendida de Euler (Mushayandebvu, 2001), aplicada na primeira derivada dos dados gravimétricos, onde também foi obtido o valor máximo de 15 quilômetros.



**Figura 4.** Espectro Radial de Potência do mapa de anomalia Bouguer.

#### 1.4.4. Modelamento geológico

O modelamento geológico foi desenvolvido utilizando o *software Leapfrog Geo* (Seequent, 2022), que gera modelos a partir de diferentes dados geológicos ou geofísicos fornecidos pelo usuário. Foram importados e georreferenciados os perfis de inversão gravimétrica para serem utilizados como origem para o modelo.

A partir dos modelos bidimensionais, todas as litologias da área foram separadas por superfícies geocronológicas, que indicam a presença ou não de determinada litologia. Cada superfície é interpolada de acordo com o tipo de corpo geológico que ela delimita, podendo ser depósito sedimentar, intrusões ígneas, veios ou embasamento.

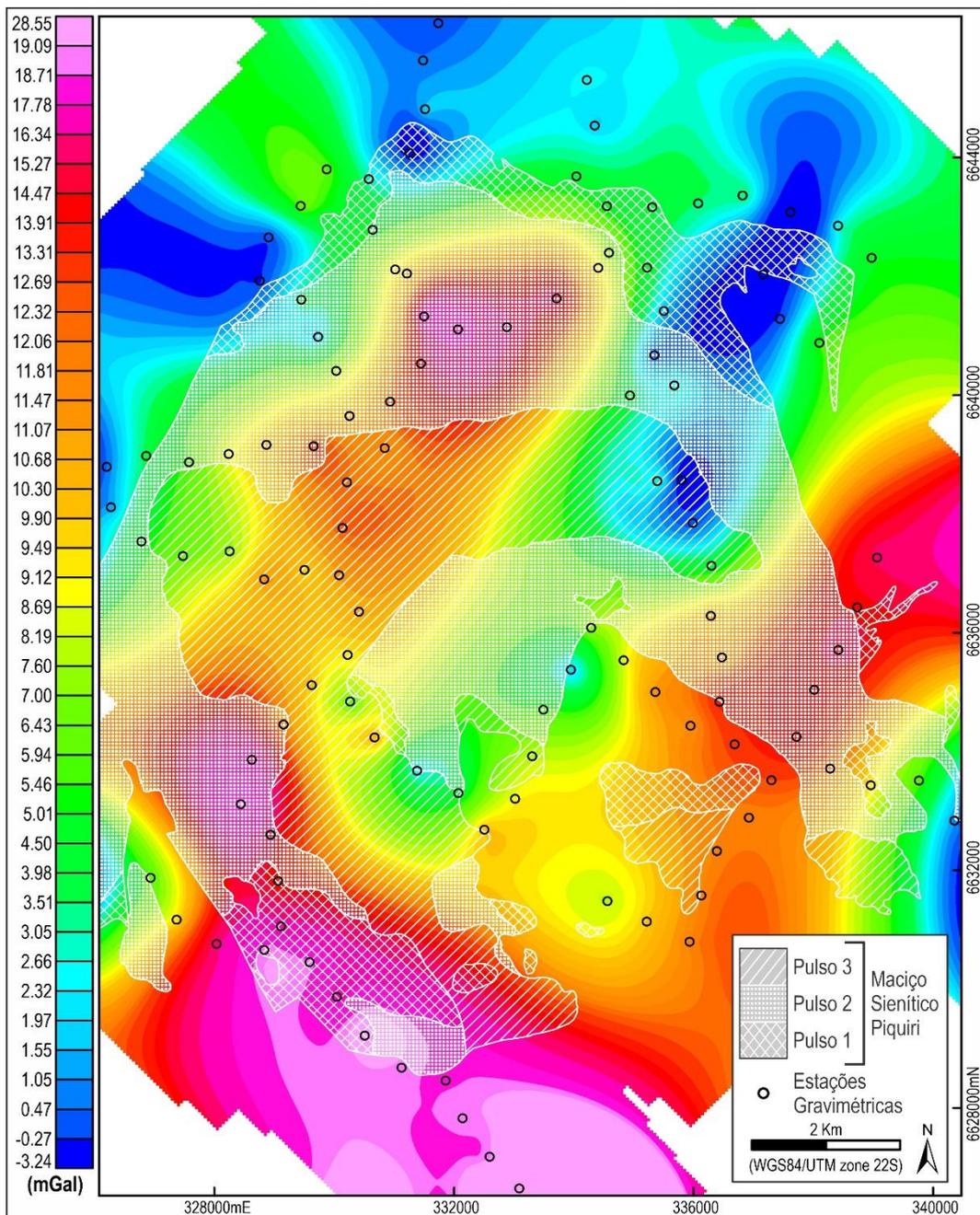
A fase final da modelagem é a geração dos sólidos que representam cada litologia, delimitados pelas superfícies geocronológicas e ordenados de acordo com a estratigrafia da região.

## 1.5. Resultados

### 1.5.1. Gravimetria

O mapa de anomalia Bouguer (Fig. 5) apresentam uma divisão entre as regiões norte, onde predominam anomalias negativas, e sul, onde predominam anomalias positivas. Os valores negativos extremos estão localizados em uma anomalia

alongada, de direção NE-SW, na região nordeste do mapa, com valores variando de -3,24 a -0,27 mGal. Os valores positivos extremos, entre 19 e 28,55 mGal, estão na região sul. Duas anomalias positivas, alongadas em direção NE-SW, estão localizadas no lado oeste e leste, com valores de 9,80 a 18,97 mGal e 10,62 a 17,54 mGal, respectivamente.



**Figura 5.** Mapa de anomalia Bouguer com estações gravimétricas e contornos dos pulsos do MSP.

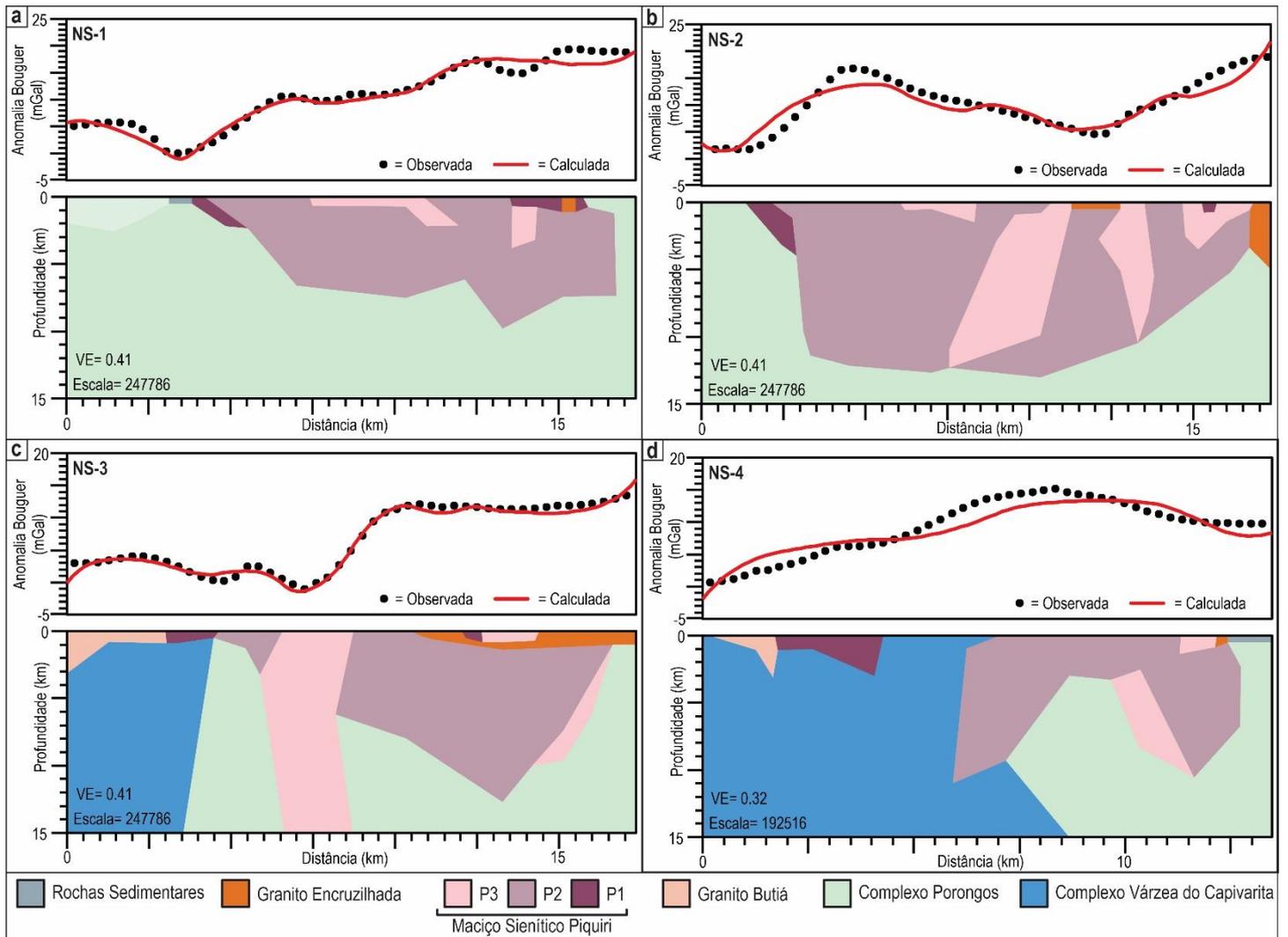
### 1.5.2. Inversão gravimétrica

O perfil NS-1 (Fig. 6a) está localizado na longitude 328832,1 mE, limitado pelas coordenadas 6628310 mN e 6645655 mN. O Pulso 1 aflora duas vezes na região do

perfil, o corpo norte apresenta formato tabular mergulhando para sul e atingindo profundidades de 2.300 metros. O corpo sul apresenta formato tabular horizontal, com espessura média de 1.100 metros. O Pulso 2 é contínuo em profundidade, sob o Pulso 3 e 1, avançando além do limite superficial do Pulso 1. Sua espessura varia de norte para sul, aproximadamente, de 6.600 a 9.800 metros, respectivamente. O Pulso 3 aflora apenas na região central do perfil, apresenta um formato tabular horizontal com aproximadamente 720 metros de espessura em  $\frac{3}{4}$  da sua extensão, exceto no extremo sul, onde mergulha para o sul, atingindo mais de 2.100 metros de profundidade. Além do corpo aflorante, foi identificado um corpo retangular sob a porção sul do Pulso 1, com 720 metros de largura, topo a 700 metros e base a 3.800 metros de profundidade.

O perfil NS-2 (Fig. 6b), posicionado na longitude 322153,6 mE, é limitado pelas coordenadas 6628310 mN e 6645655 mN. O Pulso 1 é interceptado duas vezes, o corpo localizado a norte é similar ao corpo norte do perfil anterior, com forma tabular mergulhando para sul e profundidade máxima de quase 4.000 metros. O corpo sul apresenta formato tabular horizontal e espessura média de 750 metros. O Pulso 2 aflora em três locais do perfil, somente as porções norte e central são contínuas em profundidade, formando um grande volume de rocha sob o Pulso 3, com aproximadamente 5.500 metros de largura e profundidade média de 12.500 metros. Imediatamente abaixo do GE no centro do perfil, foi identificado um volume expressivo do Pulso 2, com profundidade máxima idêntica ao corpo anterior. A porção sul do Pulso 2, menos profunda que as duas anteriores, com aproximadamente 10.500 metros, destacam-se por avançar a sul, sob o Pulso 3, até o limite com GE, formando um contato vertical, com profundidade mais rasa de aproximadamente 3.500 metros. O Pulso 3 é interceptado quatro vezes ao longo do perfil, a porção norte possui a primeira metade com formato tabular horizontal, com 530 metros de espessura, e a segunda metade aprofunda até 1.500 metros. As duas porções centrais, que circundam o GE, são bem mais profundas, o corpo na borda norte GE, tem formato quase losangular, mergulhando para norte e atingindo profundidades de 12.300 metros. O corpo na borda sul do GE tem uma forma mais irregular, encontra-se em posição vertical e atinge os 10.500 metros de profundidade. A última porção do Pulso 3, no extremo sul do perfil, apresenta um corpo contínuo que circunda a pequena área

do Pulso 1, e diminui sua profundidade de norte para sul, passando de 3.500 a 600 metros.



**Figura 6.** a) Inversão gravimétrica do perfil NS-1. b) Inversão gravimétrica do perfil NS-2. c) Inversão gravimétrica do perfil NS-3. d) Inversão gravimétrica do perfil NS-4.

O perfil NS-3 (Fig. 6c) está localizado na longitude 335844,2 mE, entre as coordenadas 6628310 mN e 6645655 mN. Neste perfil o Pulso 1 ocorre como dois pacotes tabular horizontais com menos de 1.000 metros de espessura, diferente do comportamento nos perfis anteriores. A área aflorante do Pulso 2 é separada pelo Pulso 3, a ocorrência norte é um pequeno corpo mergulhando para sul alterando sua inclinação na região central, alcançando profundidade de até 3.500 metros. A parte central do afloramento estende-se sob o GE, com profundidade de até 12.700 metro. O Pulso 3 aparece três vezes na área modelada, a primeira na região central, como um corpo colunar, praticamente retangular, atingindo o limite de profundidade do modelo, 15.000 metros. A segunda aparição, na região sul, é um corpo tabular horizontal, circundado pelo GE. O terceiro aparecimento do Pulso 3 ocorre em profundidade, sob o GE, com formato lenticular.

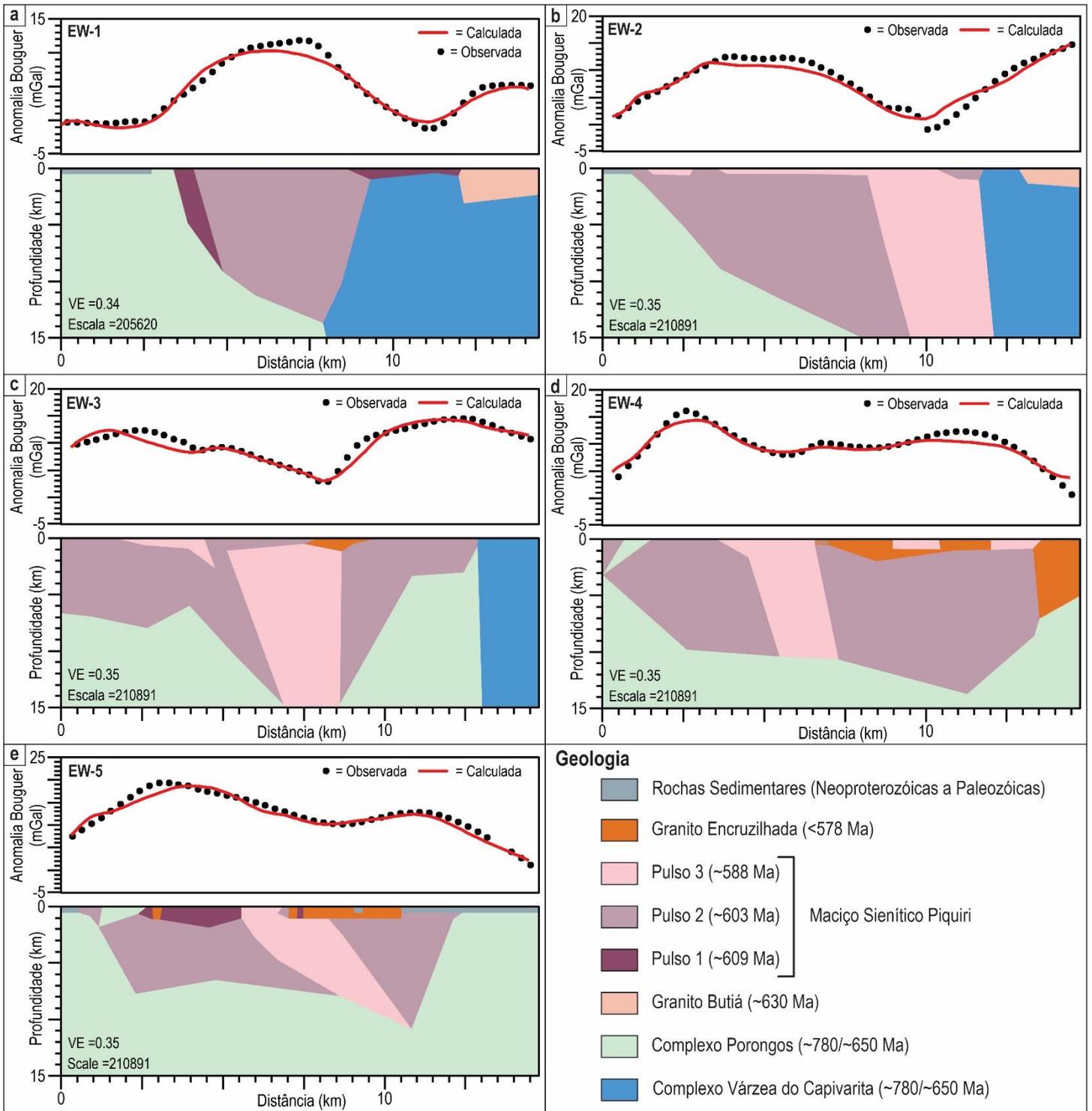
O perfil NS-4 (Fig. 6d) está localizado na longitude 338357,6 mE, entre as coordenadas 6630523,9 mN e 6644000 mN. O Pulso 1 apresenta uma mudança de comportamento, na metade norte é tabular horizontal, com espessura de 1.000 metros, na metade sul o corpo mergulha e torna-se mais profundo, chegando a 3.000 metros. O Pulso 2 tem formato de meia lua, com as extremidades profundas, aproximadamente, 11.000 metros, e o centro mais raso com 3.300 metros. O Pulso 3 aflora uma vez na região do perfil, mas um segundo corpo é encontrado na subsuperfície. O corpo aflorante tem formato tabular, aumentando sua profundidade de sul para norte, passando de 850 a 1.350 metros, enquanto o corpo encontrado em profundidade tem formato praticamente retangular, e está em contato com o extremo sul do Pulso 2, entre 2.500 e 10.500 metros de profundidade, com aproximadamente 1.500 metros de largura.

O perfil EW-1 (Fig. 7a), posicionado na latitude 6642334 mN, é limitado pelas coordenadas 326248,6 mE e 340642 mE. Há duas ocorrências do Pulso 1 no perfil, uma a oeste com forma tabular e mergulho subvertical para leste, com 600 metros de largura e 9.000 metros de profundidade. A outra ocorrência, na região leste, também é tabular, porém horizontal e rasa, com profundidade média de 650 metros. O Pulso 2 é constituído por um grande volume de rocha profunda, atingindo até 13.700 metros, além de avançar lateralmente sob o P1 a leste.

O perfil EW-2 (Fig. 7b) está localizado na latitude 6638643 mN, entre as coordenadas 325879,6 mE e 340642 mE. O Pulso 2 está presente em três regiões do perfil, as duas ocorrências mais a oeste, apesar de pequenas em superfície, se conectam em subsuperfície e formam um grande corpo que avança para leste, sob grande parte da área de afloramento do Pulso 3, a profundidade aumenta de 500 metros, no limite oeste do corpo, a 15.000 metros, no limite leste. A terceira ocorrência de P2 é um corpo horizontal raso, com menos de 1.000 metros de profundidade. O Pulso 3 aflora duas vezes na linha do perfil, separado pelo P2, a área no extremo oeste é um corpo tabular horizontal raso com espessura média de 550 metros, a outra área aflorante também apresenta formato tabular horizontal em dois terços de sua extensão, já no último terço mergulha subverticalmente até 15.000 metros, e assim permanece, estabelecendo contato subvertical com as rochas hospedeiras do Complexo Várzea do Capivarita, isolando o P2 que aflora entre elas.

O perfil EW-3 (Fig. 7c), posicionado na latitude 6635322 mN, é limitado pelas coordenadas 325879,6 mE e 340642 mE. O Pulso 2 é a rocha predominante na região, as porções oeste e central estão conectadas no subsolo, formando um grande corpo

sob o Pulso 3, com profundidade média de 7.000 metros, a região mais profunda está localizada na porção central do perfil, onde atinge 14.500 metros. Destaca-se a porção central do Pulso 2, que possui formato tabular raso, com cerca de 1.000 metros de profundidade, em quase toda a sua extensão, aprofundando-se e conectando-se com a outra porção apenas na região próxima ao contato com o Pulso 3. A porção leste do Pulso 2 atinge profundidade idêntica a anterior na região central, porém é mais raso no limite leste, em contato com o VCC, com profundidade média de 3.000 metros. Aflorando, o Pulso 3 aparece apenas uma vez, um corpo raso com mergulho para leste, com variação na inclinação e profundidades de 500 a 2.600 metros, porém, um grande corpo foi identificado em subsuperfície, sob a GE e a porção central do P2, com formato retangular subvertical, iniciando a 600 metros de profundidade e atingindo o limite do modelo, 15.000 metros, com largura média de 2.700 metros.



**Figura 7.** a) Inversão gravimétrica do perfil EW-1. b) Inversão gravimétrica do perfil EW-2. c) Inversão gravimétrica do perfil EW-3. d) Inversão gravimétrica do perfil EW-4. e) Inversão gravimétrica do perfil EW-5.

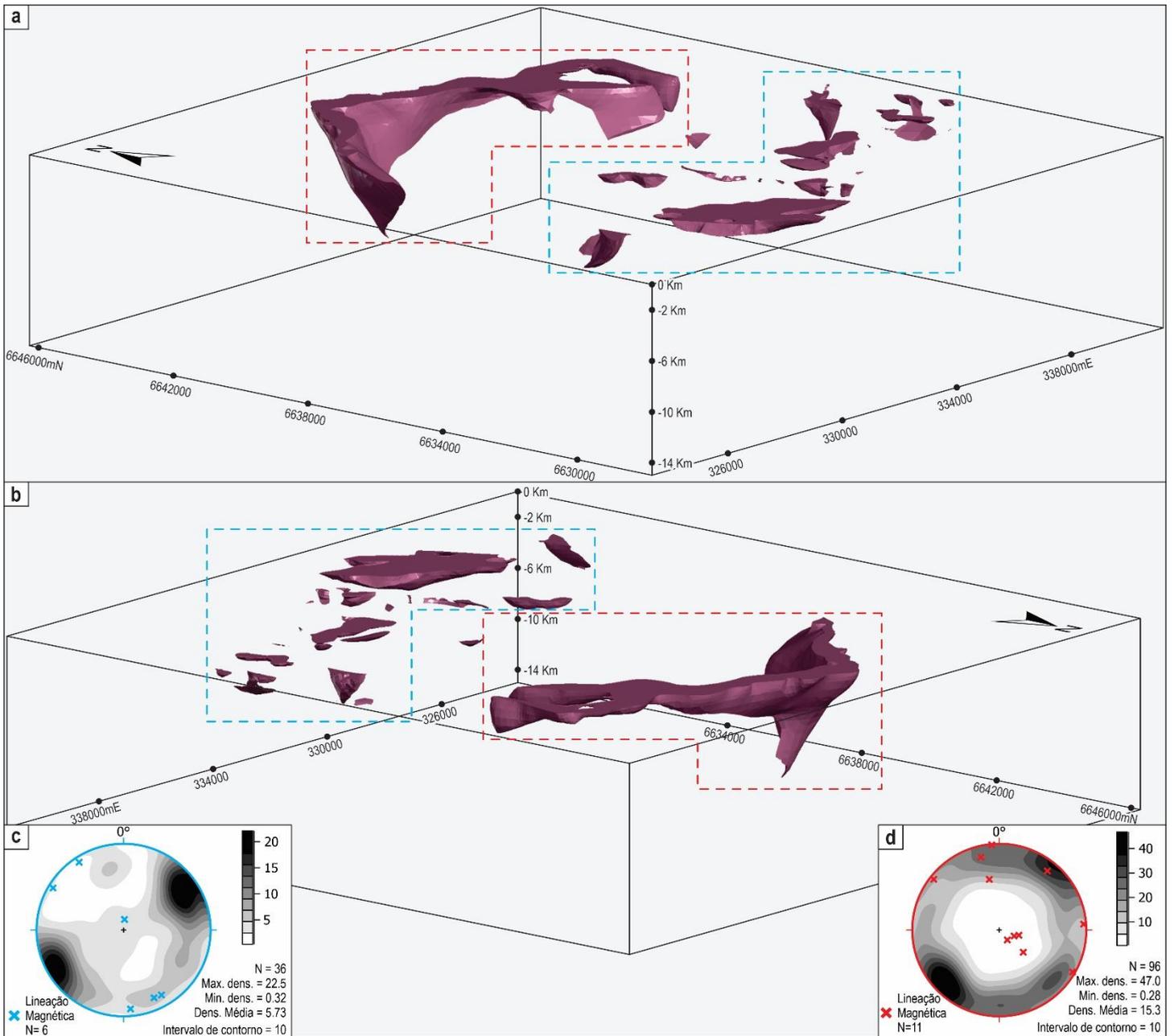
O perfil EW-4 (Fig. 7d) está localizado na latitude 6632369 mN, entre as coordenadas 325879,6 mE e 340642 mE. O Pulso 2 aflora apenas na metade oeste do perfil como dois corpos separados pelo Complexo Porongos, em subsuperfície, estende-se sob uma parte do Pulso 3, atingindo até 10.000 metros de profundidade. Foi identificado um grande maciço rochoso do Pulso 2, sob Granito Encruzilhada no

centro do perfil e Pulso 3 a leste, com forma semelhante a um retângulo, com profundidade de até 13.700 metros. O Pulso 3 é interceptado três vezes pelo perfil, as duas ocorrências na metade leste do perfil são muito semelhantes, tem formato tabular horizontal, com espessura média de 850 metros. A ocorrência no centro-oeste do perfil apresenta morfologia colunar subvertical, atingindo até 10.600 metros de profundidade, ligeiramente mais estreito que a área aflorante.

O perfil EW-5 (Fig. 7e), posicionado na latitude 6630524 mN, é limitado pelas coordenadas 325879,6 mE e 340642 mE. O Pulso 1 mantém o formato horizontal tabular irregular, com espessura média de 1.800 metros. O Pulso 2 aflora como dois pequenos corpos, um corpo no extremo oeste com 1.800 metros de profundidade e outro em contato com o Granito Encruzilhada, com menos de 1.000 metros de espessura. Os maiores volumes do Pulso 2 estão em profundidade, sob o Pulso 1 na metade oeste do perfil, com formato irregular alongada para leste e profundidade variando entre 6.500 e 7.900 metros, e outro sob o GE e as rochas sedimentares, com formato semelhante a um triângulo invertido, cuja base tem aproximadamente 4.000 metros de largura, e o ponto mais profundo chega a quase 11.000 metros de profundidade. O Pulso 3 ocorre apenas uma vez no perfil, como um corpo em forma de ponta de lança, mergulhando para leste até 11.000 metros, e ocupando uma área sob o Pulso 2 e GE.

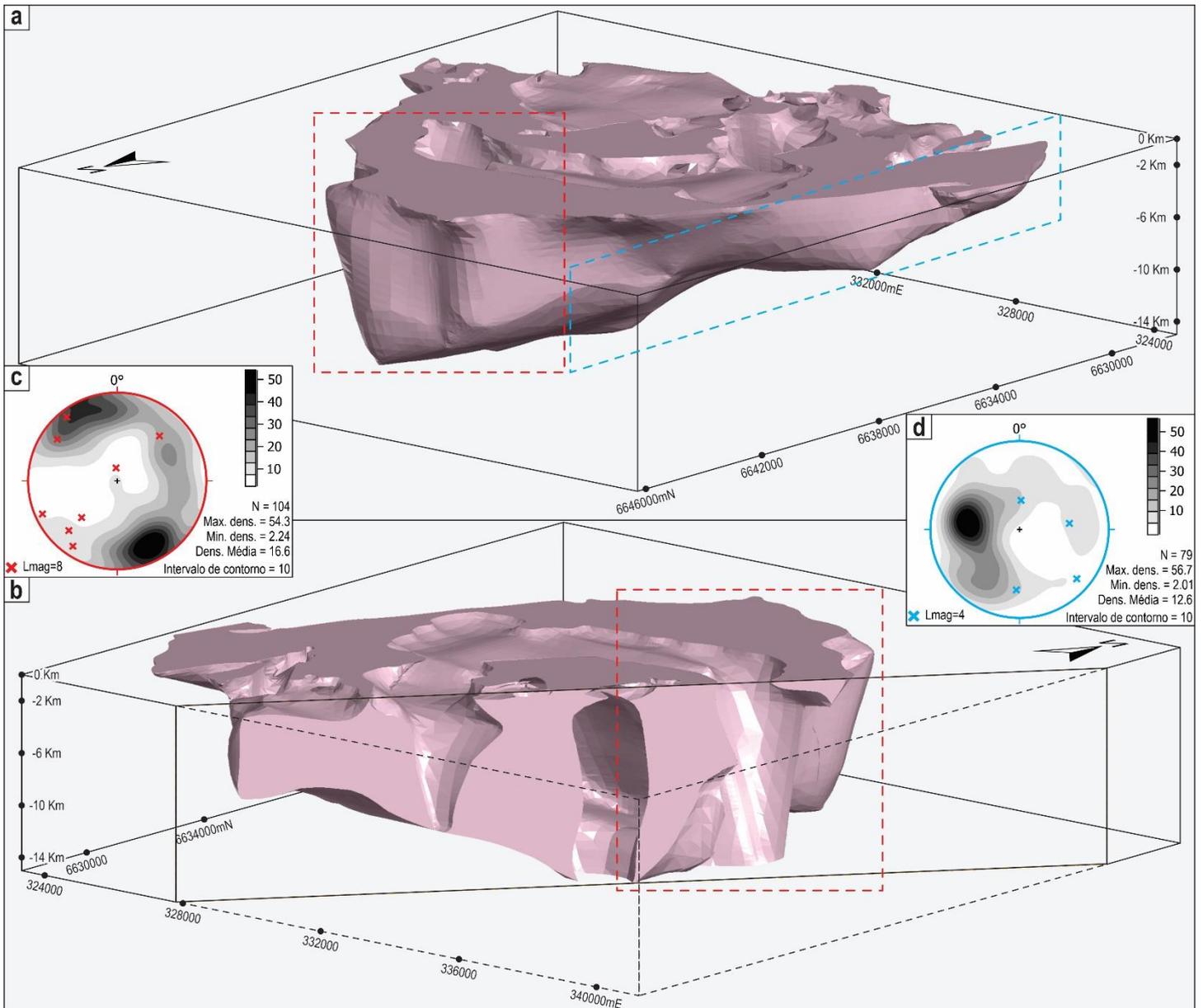
### *1.5.3. Modelamento geológico*

O modelo 3D do Pulso 1 (Fig. 8) mostra que o corpo norte tem morfologia diferentes dos corpos a sul. O corpo norte é profundo e contínuo em toda a sua extensão lateral, tendo a porção mais profunda no centro e tornando-se mais raso nas extremidades oeste e leste. Além disso, na região nordeste, o Pulso 1 forma uma apófise curva, intrusiva no Granito Butiá e no Complexo Várzea do Capivarita, nesta região o corpo apresenta uma profundidade um pouco maior que a área imediatamente anterior, porém sem atingir valores tão profundos quanto na região central região. Os corpos da região sul são todos rasos e isolados, sem continuidade em subsuperfície.



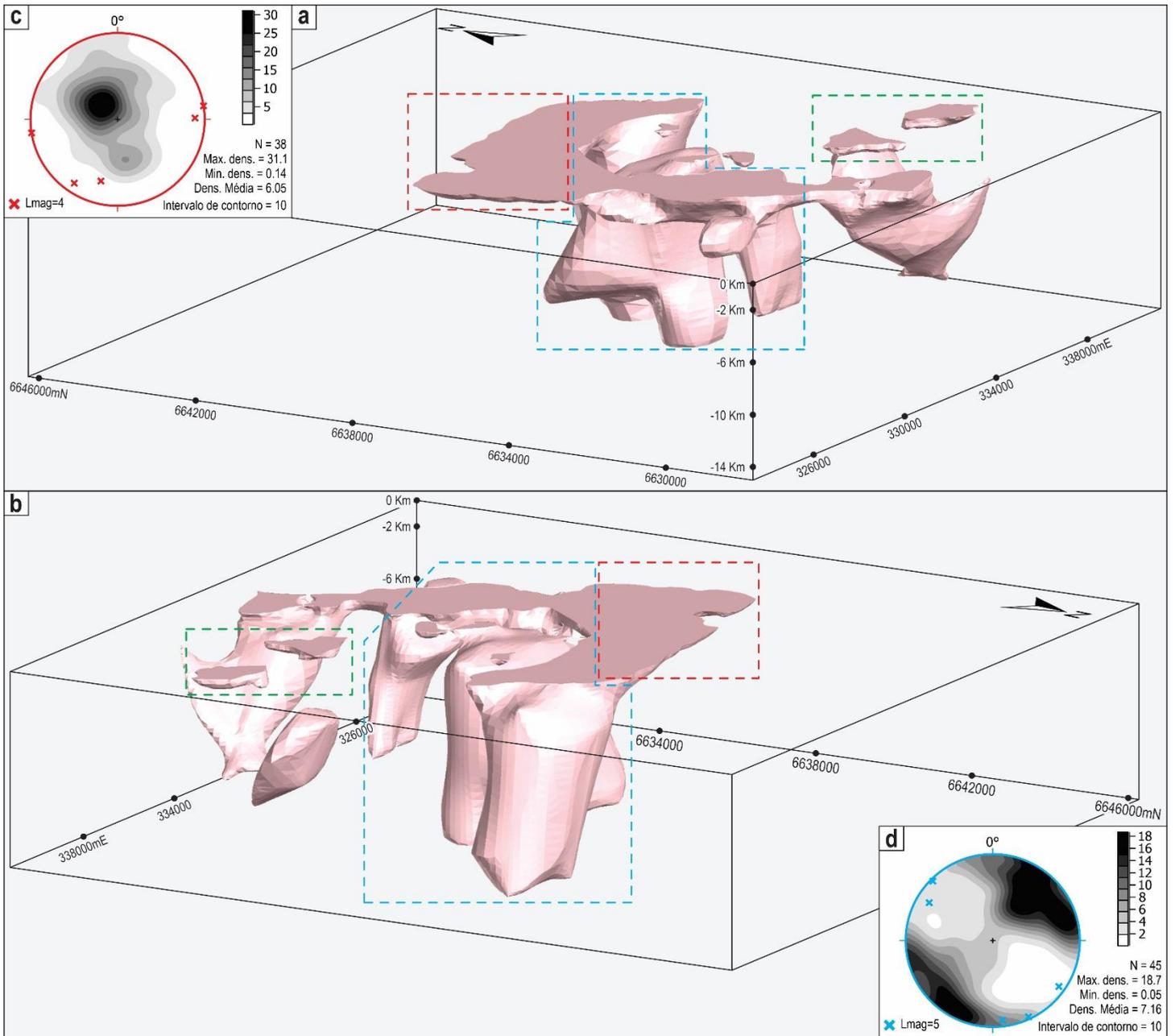
**Figura 8.** a) Modelo geológico tridimensional do Pulso 1 com direção de visão de  $050^\circ$  e mergulho  $+40^\circ$ . b) Modelo geológico tridimensional do Pulso 1 com direção de visão de  $230^\circ$  e mergulho  $+40^\circ$ . c) Estereogramas de pólos contornados das foliações magmáticas e magnéticas, e lineações magnéticas para o polígono tracejado azul. d) Estereogramas de pólos contornados das foliações magmáticas e magnéticas, e lineações magnéticas para o polígono tracejado vermelho.

No modelo 3D do Pulso 2 (Fig. 9) vemos que além de ser o pulso com a maior área aflorante, também apresenta o maior volume. A morfologia do corpo é semelhante a um cone invertido, a porção mais rasa está localizada entre as bordas oeste e sul, e a parte mais profunda está na borda norte e região centro-leste do corpo. Destaca-se a continuidade do corpo, todo o Pulsos 2 está conectado em profundidade, não havendo corpos isolados como vemos nos demais pulsos.



**Figura 9.** a) Modelo geológico tridimensional do Pulso 2 com direção de visão de  $140^\circ$  e mergulho  $+40^\circ$ . b) Modelo geológico tridimensional do Pulso 2 com direção de visão de  $320^\circ$  e mergulho  $+40^\circ$ . c) Estereogramas de pólos contornados das foliações magmáticas e magnéticas, e lineações magnéticas para o polígono tracejado azul. d) Estereogramas de pólos contornados das foliações magmáticas e magnéticas e lineações magnéticas para polígono tracejado vermelho.

O modelo 3D do Pulso 3 (Fig. 10) mostra que grande parte da área aflorante tem forma tabular horizontal rasa, porém, nas regiões nordeste, sul e sudoeste observamos uma mudança radical na morfologia do corpo, apresentando uma tendência subvertical profunda, com mergulho para leste. Na região central do mapa, também é visto um grande corpo subvertical profundo, não aflorante. Todos os corpos estão conectados em profundidade, exceto três corpos na região sudeste, dois aflorante de formato tabular raso e um em subsuperfície com forma lenticular.



**Figura 10.** a) Modelo geológico tridimensional do Pulso 3 com direção de visualização de  $060^\circ$  e mergulho  $+40$ . b) Modelo geológico tridimensional do Pulso 3 com direção de visão de  $240^\circ$  e mergulho  $+40$ . c) Estereogramas de pólos contornados das foliações magmáticas e magnéticas, e lineações magnéticas para o polígono tracejado azul. d) Estereogramas de pólos contornados das foliações magmáticas e magnéticas, e lineações magnéticas para o polígono tracejado vermelho.

## 1.6. Interpretação e Discussão

### 1.6.1. Gravimetria

O Pulso 1 apresenta uma diferença no sinal das anomalias gravimétricas associadas à suas áreas aflorantes. A área na região norte associada a anomalias intermearias é resultado da presença de rochas menos densas a norte e mais densas

a sul, resultado em uma transição entre os valores oposto. Na extremidade nordeste deste corpo, as anomalias negativas podem ser originárias de corpo posicionados abaixo do Pulso 1, indicando uma região mais rasa do corpo. Os corpos na região sul estão associados a anomalias positivas mal-definidas, resultantes da interferência do Pulso 2, que apresentam densidade maior e estaria dissipando a anomalia do Pulso 1.

O Pulso 2 é o mais denso do PSM, e uma das rochas mais densas da região, esta associado, majoritariamente, a anomalias positivas mal-definidas, indicando grande profundidade do corpo nessas regiões (Kearey, 2009). Porém, nas regiões nordeste, na borda noroeste e no centro do corpo, está associado a anomalias intermediárias e negativas, comportamento que seria explicado pela presença de rochas menos densa imediatamente abaixo da superfície, portanto, nesta região o Pulso 2 seria mais raso.

O Pulso 3 é o menos denso do PSM, a maior parte da sua área aflorante esta associada a anomalias positivas, divergindo do esperado, indicando a existência de um corpo causador mais denso, imediatamente sob o Pulso 3. Apenas nas regiões nordeste e em pequenas áreas na borda oeste e central estão associadas a anomalias negativas.

#### 1.6.2. Posicionamento dos pulsos 1 e 2

O modelo geológico 3D do Pulso 1 (Fig. 8) mostra que a porção norte, indicada nas Figuras 8a e 8b pelo polígono tracejado vermelho, é um corpo subvertical com mergulho para sul, associando aos dados da trama magnética (Fig. 8d), foi interpretado como uma ruína do conduto de ascensão do magma. Já a porção sul do Pulso 1, indicada nas figuras 8a e 8b pelo polígono tracejado azul, tem uma morfologia diferente do corpo norte, sendo formada por vários corpos rasos, porém a trama magnética é similar ao corpo norte (Fig. 8c) com lineações de maior tendência sub-horizontais, o que indicam um alargamento lateral da câmara, portanto foram interpretados como *roof pendants* da antiga câmara magmática.

Considerando a morfologia composta por um conduto profundo e o alargamento horizontal da câmara, poderemos definir que a ascensão do Pulso 1 se deu por diapirismo, pois estas características são definidoras deste tipo de posicionamento (Paterson e Fowler 1993a, 1993b; England, 1990; Schwerdtner, 1990; Clemens 1997).

No modelo geológico 3D do Pulso 2 (Fig. 9) vemos um corpo em formato de cone invertido bem preservado, com a borda oeste, região indicada pelo polígono tracejado azul nas figuras 9a e 9b, sendo a região mais rasa e tornando-se mais profunda para leste/nordeste, já a área indicada pelo retângulo tracejado vermelho nas figuras 9a e 9b, destaca as maiores profundidades do corpo, além de um grande e profundo volume de rocha na borda norte. A morfologia em cone é amparada pela trama magnética com foliações e lineações com orientação preferencial para leste, reforçando o aprofundamento da região centro-leste.

O acúmulo de magma na borda norte do Pulso 2, retângulo tracejado vermelho nas figuras 9a e 9b, foi interpretado como consequência da atuação do Pulso 1 como uma barreira para a expansão lateral do magma, concentrando-o e forçando seu deslocamento para oeste/sudoeste. Esta interpretação é condizente com a orientação da trama magnética na região, como é possível observar na figura 2 e 9c, onde a foliação apresenta mergulho subvertical para sudeste/noroeste e lineação com caimento para sudoeste.

Portanto, o Pulso 2 também foi construído por diapirismo, pois apresenta a “cauda” de ascensão característica de diápiros (Ramberg, 1972; Marsh, 1982; Mahon *et al.*, 1988), e a lineação magnética com padrão de sentido de caimento divergente (Fig. 2b), que segundo Paterson *et al.*, (1998) caracteriza uma desaceleração e expansão lateral da intrusão.

### 1.6.3. Posicionamento do Pulso 3

O Pulso 3 apresenta morfologia muito diferente dos pulsos anteriores, sendo formado por colunas subverticais conectadas por um grande corpo horizontal raso. As estruturas subverticais, indicadas pelo polígono tracejado azul na Figura 10a, apresentam um alongamento na direção noroeste-sudeste e um mergulho fortemente subvertical na direção sudoeste. Já a borda norte e noroeste, demarcada pelo retângulo tracejado vermelho na figura 10b, é um grande corpo tabular raso, ligado às estruturas verticais. O retângulo tracejado verde demarca dois corpos isolados, de formato tabular raso, que originalmente poderiam ter estado ligados ao resto do Pulso 3, mas foram isolados pelo Granito Encruzilhada, como se pode verificar no mapa geológico (Fig. 2a).

A morfologia com colunas verticais conectadas por um corpo tabular, embasada pelas tramas magnética e magmática (Fig. 10d), associado a baixa densidade dessas

rochas, permite interpretar que o posicionamento deste pulso ocorreu por diques e soleiras, pois apresenta o comportamento descrito para estes tipos de intrusão (Mudge, 1968; Sylvester et al. 1978; John, 1988; de Saint-Blanquat et al., 2001, 2006; Kavanagh et al. 2006; Valentine e Krogh, 2006).

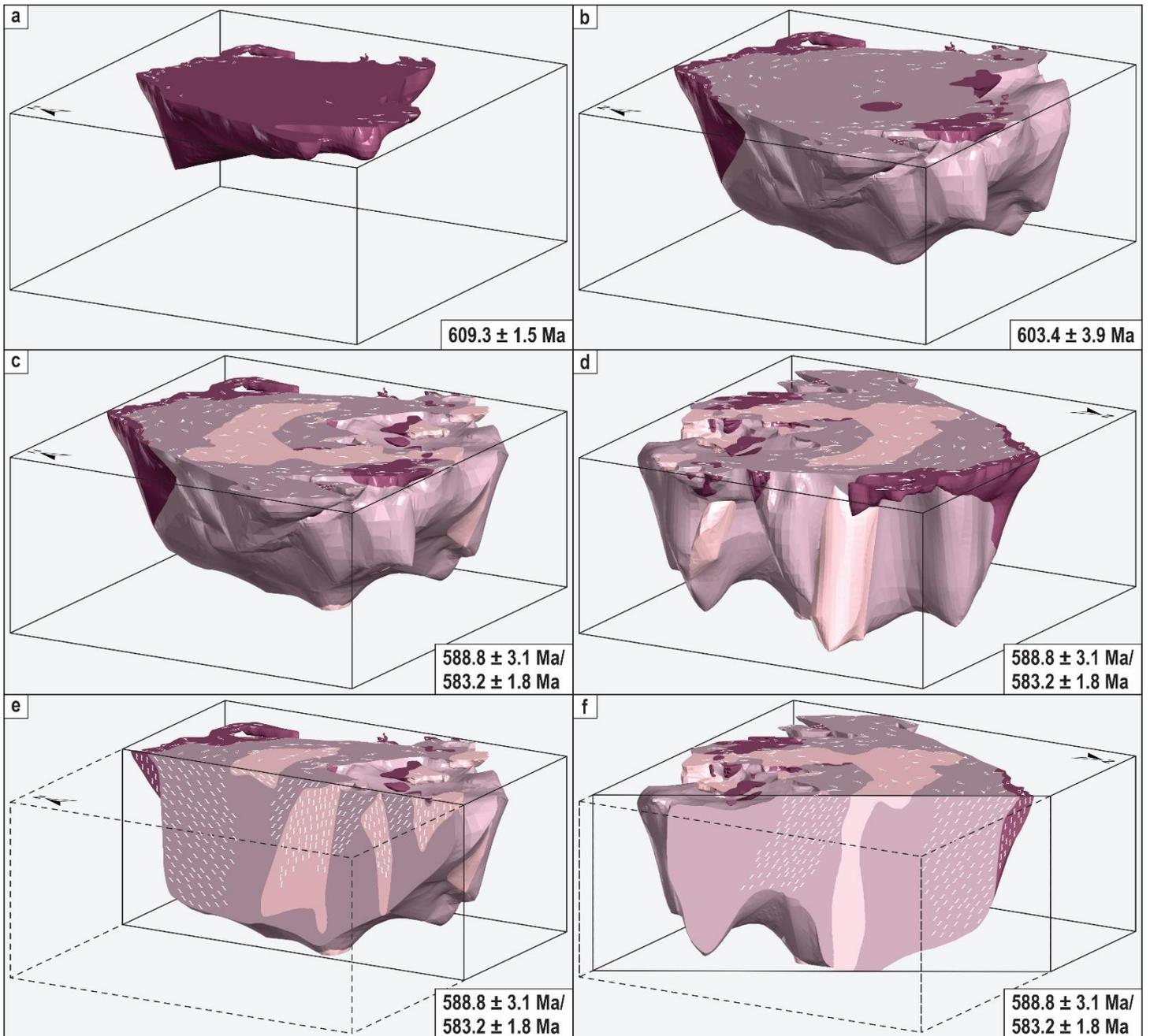
#### 1.6.4. *Evolução do Maciço Sienítico Piquiri*

Com base na morfologia dos três pulsos, nos dados de ASM apresentados por Sbaraini et al. (2019), e as datações apresentadas por Rivera, (2019), é possível recriar o processo de formação do Maciço Sienítico Piquiri. A Figura 11 traça a evolução do MSP de acordo com o posicionamento de cada pulso.

- 609 Milhões de anos: ascensão do Pulso 1 (Fig. 11a), formando um corpo cônico, com a “raíz” deslocada para norte, formando uma parede subvertical, e tornando-se mais rasa em direção ao sul. Na região nordeste, intrude as rochas do CVC e do GB formando uma apófise de direção norte-sul.
- 603 Milhões de anos: ascensão do Pulso 2 (Fig. 11b), com conduto principal levemente deslocado para o sudeste em relação ao conduto do Pulso 1. Durante a ascensão, o Pulso 2 destruiu grande parte do Pulso 1, abrangendo xenólitos dele e preservando apenas uma ruína do conduto principal a norte, e pendentes de telhado a sul. Além disso, a parede preservada do Pulso 1 parece formado uma barreira para a expansão do Pulso 2, formando o grande volume de rocha ao norte e forçando a expansão para a região oeste, onde tem menor profundidade. Se analisarmos o Pulso 1 e 2 posicionados juntos, formam uma clássica intrusão por diapirismo e balonismo, visto que apresentam uma forma elíptica na visualização do mapa, zoneamento composicional concêntrico na intrusão e estruturas radiais de borda, características típicas de intrusões posicionadas desta maneira (Paterson e Fowler 1993a, 1993b; England, 1990; Schwerdtner, 1990; Clemens 1997), além da “cauda” de realimentação da câmara (Ramberg, 1972; Marsh, 1982; Mahon et al., 1988). Além disso, Paterson e Vernon (1995) destacam que o diapirismo ocorre na crosta inferior, e Vigneresse (1995) que o diapirismo diminui e o balonismo inicia na transição rúptil-dúctil da crosta, que de acordo com Descontinuidade de Conrad (Conrad, 1925) ocorre entre 10 e 15 km de

profundidade, compatível com os valores encontrados na inversão gravimétrica.

- 588 a 583 milhões de anos: o Pulso 3 intrude os Pulsos 1 e 2 (Fig. 11c), por diques que alimentam a soleira posicionada sobre o Pulso 2, no topo da câmara magmática, movimentação facilitada pela sua menor densidade.



**Figura 11.** a) Reconstrução da geometria estimada do Pulso 1 durante sua formação, com direção de visão de  $050^\circ$  e mergulho  $+40$ . b) Reconstrução da geometria estimada para os Pulsos 1 e 2, com direção de visão  $050^\circ$  e mergulho  $+40$ . c) Modelo final do PSM completo com três pulsos, com direção de visão  $050^\circ$  e mergulho  $+40$ . d) Modelo final do PSM completo com três pulsos, com direção de visão  $230^\circ$  e mergulho  $+40$ . e) Modelo final do PSM completo com os três pulsos, com direção de visão  $050^\circ$  e mergulho  $+40$ , com corte de orientação N-S e foliações demarcadas. f) Modelo final do PSM completo com os três pulsos, com direção de visão  $230^\circ$  e mergulho  $+40$ , com corte perpendicular à vista e foliações demarcadas.

O modelo proposto neste trabalho confirma algumas ideias apresentadas por outros autores. A grande profundidade do PSM já havia sido sugerida por Hartmann et al. 2016, baseado na integração de dados de geologia, aerogamaespectrometria e aeromagnetometria do Escudo Sul-Riograndense. A localização das regiões de maior profundidade, borda leste do maciço, indica que a ascensão ocorreu pela Zona de

Cisalhamento Passo das Canas, de forma análoga ao modelo proposto por Terrinha *et al.*, (2017) para o Complexo Ígneo Sintra, na margem passiva Ibérica oeste. Considerando todos os fatores apresentados, o modelo é consistente com a hipótese de construção por intrusões múltiplas, conforme proposto por Sbaraini *et al.* 2019 e Rivera, 2019, dado que a morfologia dos corpos acomodou adequadamente o tecido magnético e a evolução temporal das intrusões.

### 1.7. Conclusões

Com base nos resultados obtidos no estudo desenvolvido, que inclui a morfologia dos pulsos, a relação interna entre eles e a sua configuração geral como corpo único, e correlacionando com resultados de trabalhos já desenvolvidos na região por outros autores, que incluem, as descrições estruturais, os dados de Anisotropia de Suscetibilidade Magnética e a datação dos pulsos, foi possível concluir que:

- O posicionamento do Pulso 1 por diapirismo é indicado pela morfologia atual do corpo, como ruína de conduto na região norte e *roof pendants* na região sul.
- O Pulso 2 também se posicionou por diapirismo, evidente por seu formato em cone bem preservado e pela lineação magmática divergente.
- A atuação do Pulso 1 como uma barreira para a expansão lateral do Pulso 2, a zonation composicional e a forma circular em planta, além da pequena diferença de idade entre ambos, comprova a construção da intrusão por balonismo;
- A morfologia do Pulso 3 indica que seu posicionamento ocorreu por diques que alimentaram soleiras no topo da câmara magmática, sobre o Pulso 2, movimentação facilitada pela sua menor densidade;
- A diferença nos processos de posicionamento entre os dois primeiros pulsos e o último pulso, associado a diferença de idade entre eles de  $\pm 20$  Ma, indica uma mudança no regime tensional da região;
- A ascensão dos pulsos ocorreu através da Zona de Cisalhamento Passo das Canas, uma vez que as zonas mais profundas do maciço estão localizadas na margem leste, próximo à PCSZ.

## 1.8. Referências

- Almeida, F. F. M., Brito Neves, B. B., Carneiro, C. D. R., 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews*. 50(1-2), 77-111. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(99\)00072-0](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(99)00072-0)
- Améglio, L., Vignerresse, J. L., Bouchez, J. L., 1997. Granite pluton geometry and emplacement mode inferred from combined fabric and gravity data. In *Granite: From segregation of melt to emplacement fabrics*. 199-214. Springer, Dordrecht.
- Anderson, E. M., 1939. XVII.—The dynamics of sheet intrusion. *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh*, 58, 242-251. <https://doi.org/10.1017/S0370164600011159>
- Anderson, E. M., 1942. *The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain*. Oliver and Boyd, London.
- Arena, K. R., Hartmann, L. A., Lana, C., 2016. Evolution of Neoproterozoic ophiolites from the southern Brasiliano Orogen revealed by zircon U-Pb-Hf isotopes and geochemistry. *Precambrian Research*. 285, 299-314. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.09.014>
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Van Schmus, W.R., Hartmann, L.A., and Silva, L.C.da, 1997. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic granitic-gneissic Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. 10(3-4), 263–274. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(97\)00021-7](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(97)00021-7)
- Bateman, R., 1984. On the role of diapirism in the, segregation, ascent and final emplacement of granitoid magmas. *Tectonophysics*, 110(3-4), 211-231. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(84\)90262-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(84)90262-2)
- Bateman, R., 1985. Aureole deformation by flattening around a diapir during in situ ballooning: the Cannibal Creek granite. *The Journal of Geology*, 93(3), 293-310. <https://doi.org/10.1086/628953>
- Battisti, M. A., Bitencourt, M. F., De Toni, G. B., Nardi, L. V. S., Konopásek, J., 2018. Metavolcanic rocks and orthogneisses from Porongos and Várzea do Capivarita complexes: A case for identification of tectonic interleaving at different crustal levels from structural and geochemical data in southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 88, 253-274. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.08.009>
- Bitencourt, M. F., Nardi, L. V. S., 1993. Late-to post-collisional Brasiliano magmatism in southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 65(1), 3-6.

- Bitencourt, M. D. F., Nardi, L. V. S., 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1), 186-189.
- Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Florisbal, L.M., Heaman, L.M., 2015. Geology, geochronology and petrogenesis of a Neoproterozoic, syntectonic sillimanite-muscovite-biotite granite from southernmost Brazil. In: 8th Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, Florianópolis. Book of Abstracts, 179-179.
- Bradley, J., 1965. Intrusion of major dolerite sills. *Transactions Of The Royal Society Of New Zealand-Geology*, 3(4), 27.
- Brun, J. P., and Pons, J., 1981. Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non-coaxial deformation, Sierra Morena, Southern Spain. *Journal of Structural Geology*, 3(3), 219-229. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(81\)90018-3](https://doi.org/10.1016/0191-8141(81)90018-3)
- Carrier, D. L., and Chapman, D. S., 1981. Gravity and thermal models for the Twin Peaks silicic volcanic center, southwestern Utah. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B11), 10287-10302. <https://doi.org/10.1029/JB086iB11p10287>
- Castro, A., 1987. On granitoid emplacement and related structures. A review. *Geologische Rundschau*, 76, 101-124. <https://doi.org/10.1007/BF01820576>
- Chemale Jr, F., 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense, in: Holz, M., De Ros, L.F. 830 (Eds.), *Geologia Do Rio Grande Do Sul*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 831 Brasil, pp. 13–52.
- Chemale, F., Philipp, R.P., Dussin, I.A., Formoso, M.L.L., Kawashita, K., Berttotti, A.L., 2011. Lu–Hf and U–Pb age determination of Capivarita Anorthosite in the Dom Feliciano Belt, Brazil. *Precambrian Res* 186, 117–126. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.01.005>
- Clemens, J. D., Petford, N., and Mawer, C. K., 1997. Ascent mechanisms of granitic. *Deformation-enhanced fluid transport in the Earth's crust and mantle*, 8, 145.
- Clifford, P. M., 1972. Behaviour of an Archean granitic batholith. *Canadian Journal of Earth Sciences* 9, 71-77. <https://doi.org/10.1139/e72-006>
- Conrad, V., 1925. Laufzeitkurven des Tauernbebens vom 28. November 1923. *Hölder-Pichler-Tempsky, A.-G.[Abt.:] Akad. d. Wiss..*
- Costa, E. O., Gomes, E. M., Bitencourt, M. F., De Toni, G. B., Nardi, L. V. S. 2020. Reassessing the PT conditions of Neoproterozoic collisional metamorphism and

- partial melting in southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. 100, 102584. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102584>
- Cruden, A. R., and McCaffrey, K. J., 2001. Growth of plutons by floor subsidence: implications for rates of emplacement, intrusion spacing and melt-extraction mechanisms. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, 26(4-5), 303-315. [https://doi.org/10.1016/S1464-1895\(01\)00060-6](https://doi.org/10.1016/S1464-1895(01)00060-6)
- Damaceno, J. G., de Castro, D. L., Valcácio, S. N., Souza, Z. S., 2017. Magnetic and gravity modeling of a Paleogene diabase plug in Northeast Brazil. *Journal of Applied Geophysics*. 136, 219-230. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2016.11.006>
- Dana, J., Hurlbult, C., 1969. *Manual de Mineralogia, Livros Técnicos e Científicos*. Rio De Janeiro, 1-642.
- Dentith, M., Mudge, S.T., 2014. *Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist*. Cambridge University Press.
- de Saint-Blanquat, M., Law, R. D., Bouchez, J. L., and Morgan, S. S., 2001. Internal structure and emplacement of the Papoose Flat pluton: An integrated structural, petrographic, and magnetic susceptibility study. *Geological Society of America Bulletin*, 113(8), 976-995. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2001\)113<0976:ISAEOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2001)113<0976:ISAEOT>2.0.CO;2)
- de Saint-Blanquat, M., Habert, G., Horsman, E., Morgan, S. S., Tikoff, B., Launeau, P., and Gleizes, G., 2006. Mechanisms and duration of non-tectonically assisted magma emplacement in the upper crust: the Black Mesa pluton, Henry Mountains, Utah. *Tectonophysics*, 428(1-4), 1-31. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.07.014>
- De Toni, G. B., Bitencourt, M. F., Konopásek, J., Battisti, M. A., da Costa, E. O., Savian, J. F. 2021. Autochthonous origin of the Encruzilhada Block, Dom Feliciano Belt, southern Brazil, based on aerogeophysics, image analysis and PT-paths. *Journal of Geodynamics*, 144, 101825. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2021.101825>
- Dumond, G., Yoshinobu, A. S., and Barnes, C. G., 2005. Midcrustal emplacement of the Sausfjellet pluton, central Norway: Ductile flow, stoping, and in situ assimilation. *Geological Society of America Bulletin*, 117(3-4), 383-395. <https://doi.org/10.1130/B25464.1>
- England, R. W., 1990. The identification of granitic diapirs. *Journal of the Geological Society*, 147(6), 931-933. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.147.6.0931>

- Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Kramer, G., Tommasi, A., Porcher, C.C., Ramgrab, G.E., Camozzato, E., 1995a. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte I – uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira Geociências*. 25, 351-374.
- Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Kramer, G., Tommasi, A., Porcher, C.C., Ramgrab, G.E., Camozzato, E., 1995b. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte II – uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. *Revista Brasileira Geociências*. 25, 375-384.
- Figueiredo, M. C. H. D., Fragozo Cesar, A. R. S., Kronberg, B. I., 1990. Litogeoquímica das principais unidades do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. *Boletim de Resumos*. In: 36º Congresso Brasileiro de Geologia. Natal, Anais. 1990. p. 1723-1738.
- Fragoso Cesar, A. R. S., Tectônica de placas no ciclo brasileiro: as orogenias dos cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul. 1991. PhD Thesis. Universidade de São Paulo.
- Francis, E. H., 1982. Magma and sediment-I Emplacement mechanism of late Carboniferous tholeiite sills in northern Britain: President's anniversary address 1981. *Journal of the Geological Society*, 139(1), 1-20. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.139.1.0001>
- Galerie, C. Y., Neumann, E. R., and Planke, S., 2008. Emplacement mechanisms of sill complexes: Information from the geochemical architecture of the Golden Valley Sill Complex, South Africa. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177(2), 425-440. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.06.004>
- Geosoft. 2015. Oasis Montaj (Version 8.3.3) <https://www.geosoft.com>
- Gilbert, G. K., 1877. United States Geographical and Geological Survey of the Rocky Mountains Region. Report on the Geology of the Henry Mountains.
- Gouly, N. R., 2005. Emplacement mechanism of the Great Whin and Midland Valley dolerite sills. *Journal of the Geological Society*, 162(6), 1047-1056. <https://doi.org/10.1144/0016-764904-141>
- Hartmann, L. A., Santos, J. O. S., Mcnaughton, N. J., Vasconcellos, M.A.Z., Silva, L.C., 2000. Ion microprobe (SHRIMP) dates complex granulite from Santa Catarina, southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro. 72(4), 560-572. <https://doi.org/10.1590/S0001-37652000000400007>

- 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. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 88, 75-92. <https://doi.org/10.1590/0001-3765201520140495>
- Holder, M. T., 1981. Some aspects of intrusion by ballooning-the ardara pluton. *Journal of Structural Geology*. 3-1. 93-93.
- Hinze, W.J., von Frese, R.R.B., Saad, A.H., 2013. Gravity and Magnetic Exploration Principles, Practices, and Applications. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511843129>.
- Horsman, E., Tikoff, B., and Morgan, S., 2005. Emplacement-related fabric and multiple sheets in the Maiden Creek sill, Henry Mountains, Utah, USA. *Journal of Structural Geology*, 27(8), 1426-1444. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2005.03.003>
- Hutton, D. H., 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 79(2-3), 245-255. <https://doi.org/10.1017/S0263593300014255>
- John, B. E., 1988. Structural reconstruction and zonation of a tilted mid-crustal magma chamber: The felsic Chemehuevi Mountains plutonic suite. *Geology*, 16(7), 613-617. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1988\)016<0613:SRAZOA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1988)016<0613:SRAZOA>2.3.CO;2)
- Joly, A., Martelet, G., Chen, Y., Faure, M., 2008. A multidisciplinary study of a syntectonic pluton close to a major lithospheric-scale fault - Relationships between the Montmarault granitic massif and the Sillon Houiller Fault in the Variscan French Massif Central: 2. Gravity, aeromagnetic investigations, and 3-D geologic modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 113, B1. <https://doi.org/10.1029/2006JB004744>
- Joly, A., Faure, M., Martelet, G., Chen, Y., 2009. Gravity inversion, AMS and geochronological investigations of syntectonic granitic plutons in the southern part of the Variscan French Massif Central. *Journal of Structural Geology*. 31(4), 421-443. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.01.004>
- Jost, H., Bitencourt, M.F., 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da Faixa de Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta Geol Leop* 11, 27–59.
- Jost, H., Hartmann, L.A., 1984. Província Mantiqueira – Setor Meridional. in: *Pré-Cambriano do Brasil*. Coord.: Almeida, F.F.M., Hasui, Y. p. 345-368.

- Jost, H., Brod, J. A., Holz, M., Kuhn, A., Flor, M. A. D., Kronbauer, A., Dillenburg, S., 1985. Geologia estrutural, petrografia e petrologia do sienito Piquiri (Proterozóico Superior), Rio Grande do Sul. SBG, Simp. Sul-Bras. Geol. 2, 63-80.
- Kane, M. F., 1962. A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer. *Geophysics*, 27(4), 455-462. <https://doi.org/10.1190/1.1439044>
- Kavanagh, J. L., Menand, T., and Sparks, R. S. J., 2006. An experimental investigation of sill formation and propagation in layered elastic media. *Earth and Planetary Science Letters*, 245(3-4), 799-813. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.03.025>
- Kearey, P., Brooks, M., and Hill, I., 2002. An introduction to geophysical exploration (Vol. 4). John Wiley and Sons.
- Konopásek, J., Janoušek, V., Oyhantçabal, P., Sláma, J., Ulrich, S., 2018. Did the circum-Rodinia 848 subduction trigger the Neoproterozoic rifting along the Congo-Kalahari Craton margin? *Int. J. Earth Sci.* (2018), 10.1007/s00531-017-1576-4
- Lyra, D.S., Savian, J.F., Bitencourt, M. de F., Trindade, R.I.F., Tomé, C.R., 2018. AMS fabrics and emplacement model of Butiá Granite, an Ediacaran syntectonic peraluminous granite from southernmost Brazil. *J South Am Earth Sci* 87, 25–41. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.12.006>
- Mahon, K. I., Harrison, T. M., and Drew, D. A., 1988. Ascent of a granitoid diapir in a temperature varying medium. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B2), 1174-1188. <https://doi.org/10.1029/JB093iB02p01174>
- Mahood, G. A., and Cornejo, P. C., 1992. Evidence for ascent of differentiated liquids in a silicic magma chamber found in a granitic pluton. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 83(1-2), 63-69. <https://doi.org/10.1017/S0263593300007756>
- Marre, J., 1986. The structural analysis of granitic rocks. North Oxford Academic.
- Marsh, B. D., 1982. On the mechanics of igneous diapirism, stoping, and zone melting. *American Journal of Science*, 282(6), 808-855. <https://doi.org/10.2475/ajs.282.6.808>
- Martelet, G., Calcagno, P., Gumiaux, C., Truffert, C., Bitri, A., Gapais, D., Brun, J. P., 2004. Integrated 3D geophysical and geological modelling of the Hercynian Suture Zone in the Champtoceaux area (south Brittany, France). *Tectonophysics*. 382(1-2), 117-128. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2003.12.009>
- Martil, M.M.D., Bitencourt, M. de F., Nardi, L.V.S., Schmitt, R. da S., Weinberg, R., 2017. Pre-collisional, Tonian (ca. 790 Ma) continental arc magmatism in southern

- Mantiqueira Province, Brazil: Geochemical and isotopic constraints from the Várzea do Capivarita Complex. *Lithos* 274–275, 39–52. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.11.011>
- Morgan, S., Horsman, E., Tikoff, B., de Saint-Blanquat, M., and Habert, G., 2005. Sheet-like emplacement of satellite laccoliths, sills, and bysmaliths of the Henry Mountains, Southern Utah. [https://doi.org/10.1130/2005.fld006\(14\)](https://doi.org/10.1130/2005.fld006(14))
- Mudge, M. R., 1968. Depth control of some concordant intrusions. *Geological Society of America Bulletin*, 79(3), 315-332. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1968\)79\[315:DCOSCI\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1968)79[315:DCOSCI]2.0.CO;2)
- Mushayandebvu, M. F., van Driel, P., Reid, A. B., Fairhead, J. D., 2001. Magnetic source parameters of two-dimensional structures using extended Euler deconvolution. *Geophysics*, 66(3), 814-823. <https://doi.org/10.1190/1.1444971>
- Nagy, D., 1966. The gravitational attraction of a right rectangular prism. *Geophysics*, 31(2), 362-371. <https://doi.org/10.1190/1.1439779>
- Niessing, M.; Bitencourt, M.F.; Kruhl, J.H. and Vlach, S.R.F., 2011. Sillimanite-bearing, S-type granite from post-collisional environment in southern Brazil. In: Seventh Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, Avila, Spain, July 4-9 2011. Abstracts Book, p. 109.
- Oliveira, D.C., Neves, S.P., Trindade, R.I.F., Dall'Agnol, R., Mariano, G., Correia, P.B., 2010. Magnetic anisotropy of the Redenção granite, eastern Amazonian craton (Brazil): Implications for the emplacement of A-type plutons. *Tectonophysics*, 493, 27–41. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.07.018>
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., 2011. The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *International Journal of Earth Sciences*. 100, 201–220. <https://doi.org/10.1007/s00531-010-0580-8>
- Padilha, D.F., Bitencourt, M. de F., Nardi, L.V.S., Florisbal, L.M., Reis, C., Geraldés, M., Almeida, B.S., 2019. Sources and settings of Ediacaran post-collisional syenite-monzonite-diorite shoshonitic magmatism from southernmost Brazil. *Lithos*. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.06.004>
- Paterson, S. R., and Fowler Jr, T. K., 1993a. Extensional pluton-emplacement models: Do they work for large plutonic complexes?. *Geology*, 21(9), 781-784. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021<0781:EPEMDT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<0781:EPEMDT>2.3.CO;2)
- Paterson, S. R., and Fowler Jr, T. K., 1993b. Re-examining pluton emplacement processes. *Journal of Structural Geology*, 15(2), 191-206. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(93\)90095-R](https://doi.org/10.1016/0191-8141(93)90095-R)

- Paterson, S. R., and Vernon, R. H., 1995. Bursting the bubble of ballooning plutons: a return to nested diapirs emplaced by multiple processes. *Geological Society of America Bulletin*, 107(11), 1356-1380. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1995\)107<1356:BTBOBP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1995)107<1356:BTBOBP>2.3.CO;2)
- Paterson, S. R., Fowler Jr, T. K., Schmidt, K. L., Yoshinobu, A. S., Yuan, E. S., and Miller, R. B., 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos*, 44(1-2), 53-82. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00022-X](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00022-X)
- Philipp, R. P., 1990. Geologia e petroquímica dos granitóides da região de Monte Bonito, Pelotas, RS. Porto Alegre, MSc Thesis, 231p. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Philipp, R. P., 1998. A evolução geológica e tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. PhD Thesis. Universidade de São Paulo.
- Philipp, R. P., Machado, R., 2001. Estratigrafia e significado tectônico das suítes graníticas do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*. 31-3, 257-266.
- Philipp, R. P., Pimentel, M. M., Basei, M. A. S., 2018. The tectonic evolution of the São Gabriel terrane, Dom Feliciano belt, southern Brazil: the closure of the Charrua ocean. In: Siegesmund, S., Basei, M. A. S., Oyhantçabal, P., Oriolo, S. (eds) *Geology of Southwest Gondwana. Regional Geology Reviews*. Springer, Cham. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-68920-3\\_10](https://doi.org/10.1007/978-3-319-68920-3_10)
- Philipp, R. P., Pimentel, M. M., Basei, M. A. S., Salvi, M., De Lena, L. O. F., Vedana, L. A., Gubert, M. L., Lopes, G. G., Laux, J. H., Camozzato, E., 2021. U–Pb detrital zircon dating applied to metavolcano-sedimentary complexes of the São Gabriel Terrane: New constraints on the evolution of the Dom Feliciano Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 110, 103409. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103409>
- Ramberg, H., 1972. Theoretical models of density stratification and diapirism in the Earth. *Journal of Geophysical Research*, 77(5), 877-889. <https://doi.org/10.1029/JB077i005p00877>
- Ramos, R.C., Koester, E., Vieira, D.T., Porcher, C.C., Gezatt, J.N., Silveira, R.L., 2018. Insights on the evolution of the Arroio Grande ophiolite (Dom Feliciano belt, Brazil) from Rb-Sr and SHRIMP U-Pb isotopic geochemistry. *Journal of South American Earth Sciences*, 86, 38–53. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.06.004>

- Ramsay, J. G., 1981. Emplacement mechanics of the Chindamora batholith, Zimbabwe. In *Journal of Structural Geology*. 3-1.93-93.
- Ramsay, J. G., 1989. Emplacement kinematics of a granite diapir: the Chindamora batholith, Zimbabwe. *Journal of Structural Geology*, 11(1-2), 191-209. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(89\)90043-6](https://doi.org/10.1016/0191-8141(89)90043-6)
- Reesor, J. E., Sutherland, P. K., Thorsteinsson, R., Douglas, R. J. W., and Bell, W. A., 1958. Dewar Creek map-area with special emphasis on the White Creek Batholith, British Columbia (Vol. 291). E. Cloutier, Queen's printer.
- Rivera, C.B., 2019. Construção do maciço sienítico Piquiri (609 a 683 Ma) por colocação sucessiva de pulsos de magma ultrapotássico e shoshonítico sob extensão no Escudo sul-rio-grandense. PhD Thesis. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil.
- Sanderson, D. J., and Meneilly, A. W., 1981. Analysis of three-dimensional strain modified uniform distributions: andalusite fabrics from a granite aureole. *Journal of Structural Geology*, 3(2), 109-116. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(81\)90008-0](https://doi.org/10.1016/0191-8141(81)90008-0)
- Sbaraini, S., Raposo, M. I. B., de Fátima Bitencourt, M., Tome, C. R., 2020. Magnetic fabrics of the neoproterozoic piquiri syenite massif (Southernmost Brazil): Implications for 3D geometry and emplacement. *Journal of Geodynamics*. 134, 101691. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2019.101691>
- Schwerdtner, W. M. (1979). Natural indicators of solid-body rotation in deformed rocks. *Tectonophysics*, 53(1-2), T15-T20. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(79\)90347-0](https://doi.org/10.1016/0040-1951(79)90347-0)
- Seequent. 2022. Leapfrog Geo. (Version 2021.2.4). <https://www.seequent.com/category/products-and-solutions/leapfrog-geo/>
- Shaw, H. R., and Hargraves, R. B. 1980. The fracture mechanisms of magma transport from the mantle to the surface. *Physics of magmatic processes*, 64, 201-264.
- Stabel, L. Z., Nardi, L. V. S., and Plá Cid, J., 2001. Química mineral e evolução petrológica do Sienito Piquiri: magmatismo shoshonítico, neoproterozóico, pós-colisional no sul do Brasil. *Rev Bras Geoc*, 31, 211-222. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.200131221122>
- Sylvester, A. G., Ortel, G., Nelson, C. A., and Christie, J. M., 1978. Papoose Flat pluton: A granitic blister in the Inyo Mountains, California. *Geological Society of America Bulletin*, 89(8), 1205-1219. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1978\)89<1205:PFPAGB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1978)89<1205:PFPAGB>2.0.CO;2)

- Talbot, J. Y., Martelet, G., Courrioux, G., Chen, Y., Faure, M., 2004. Emplacement in an extensional setting of the Mont Lozère–Borne granitic complex (SE France) inferred from comprehensive AMS, structural and gravity studies. *Journal of Structural Geology*. 26(1), 11-28. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(03\)00083-X](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(03)00083-X)
- Talwani, M., Worzel, J. L., Landisman, M., 1959. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *Journal of geophysical research*, 64(1), 49-59. <https://doi.org/10.1029/JZ064i001p00049>
- Talwani, M., and Heirtzler, J. R., 1964. Computation of magnetic anomalies caused by two dimensional structures of arbitrary shape. *Computers in the mineral industries, part 1: Stanford University publications, Geol. Sciences*, 1, 464–480.
- Telford, W.D., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., 1990. *Applied Geophysics*, 2nd ed. Cambridge University.
- Tessari, R.I., Picada, R.S., 1966. Geologia da Quadrícula de Encruzilhada do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil. *Boletim da Divisão de Fomento à Produção Mineral, DNPM*. nº124, 147p.
- Terrinha, P., Pueyo, E. L., Aranguren, A., Kullberg, J. C., Kullberg, M. C., Casas-Sainz, A., and Azevedo, M. D. R., 2018. Gravimetric and magnetic fabric study of the Sintra Igneous complex: laccolith-plug emplacement in the Western Iberian passive margin. *International Journal of Earth Sciences*, 107, 1807-1833. <https://doi.org/10.1007/s00531-017-1573-7>
- UFRGS, 2008. Mapeamento Geológico 1:25 000 de parte das folhas Passo das Canas SH-22-Y-A-III-4 (MI2984/4) e Capané SH 22-Y-A-III-3 (MI2984/3), RS. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- UFRGS, 2009. Mapeamento Geológico 1:25 000 de parte da Folha Passo das Canas SH-22-Y-A-III-4 (MI2984/4), RS. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- Valentine, G. A., and Krogh, K. E. (2006). Emplacement of shallow dikes and sills beneath a small basaltic volcanic center—The role of pre-existing structure (Paiute Ridge, southern Nevada, USA). *Earth and Planetary Science Letters*, 246(3-4), 217-230. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.04.031>
- Vieira Jr. N., Fernandes, L.A.D., Koester, E., Scherer, C.S., 1989. Enclaves microgranulares do Maciço de Piquiri-RS. *Acta Geológica Leopoldensia*. 29: 185-206.

- Vigneresse, J.L., 1990. Use and misuse of geophysical data to determine the shape at depth of granitic intrusions. *Geological Journal*, 25(3–4), 249–260. <https://doi.org/10.1002/gj.3350250308>
- Vigneresse, J. L., 1995. Crustal regime of deformation and ascent of granitic magma. *Tectonophysics*, 249(3-4), 187-202. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00005-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00005-8)
- Vigneresse, J. L., Bouchez, J. L., 1997. Successive granitic magma batches during pluton emplacement: the case of Cabeza de Araya (Spain). *Journal of Petrology*. 38(12), 1767-1776. <https://doi.org/10.1093/petroj/38.12.1767>
- Vigneresse, J. L., Tikoff, B., and Améglio, L., 1999. Modification of the regional stress field by magma intrusion and formation of tabular granitic plutons. *Tectonophysics*, 302(3-4), 203-224. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00285-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00285-6)
- Wehr, H., Chevrot, S., Courrioux, G., Guillen, A., 2018. A three-dimensional model of the Pyrenees and their foreland basins from geological and gravimetric data. *Tectonophysics*. 734–735, 16-32. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.03.017>.
- Wikström, A., 1984. A possible relationship between augen gneisses and post-orogenic granites in SE Sweden. *Journal of structural geology*, 6(4), 409-415. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(84\)90041-5](https://doi.org/10.1016/0191-8141(84)90041-5)
- Will, T.M., Gaucher, C., Ling, X.-H., Li, X.-H., Li, Q.-L., Frimmel, H.E., 2017. Neoproterozoic magmatic and metamorphic events in the Cuchilla Dionisio Terrane, Uruguay, and possible correlations across the South Atlantic. *Precambrian Research*, 320, 303-322. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.11.004>

## ARTIGO



Victor Soares Cardoso &lt;geol.victorcardoso@gmail.com&gt;

**GEOD-D-23-00011 - Confirming your submission to Journal of Geodynamics**

1 mensagem

Journal of Geodynamics <em@editorialmanager.com>  
Responder a: Journal of Geodynamics <support@elsevier.com>  
Para: Victor Soares Cardoso <geol.victorcardoso@gmail.com>

10 de fevereiro de 2023 às 14:20



\*This is an automated message.\*

Gravimetric inversion and three-dimensional geological modelling of the Piquiri Syenite Massif, southern Brazil

Dear Mr. Cardoso,

We have received the above referenced manuscript you submitted to Journal of Geodynamics. It has been assigned the following manuscript number: GEOD-D-23-00011.

To track the status of your manuscript, please log in as an author at <https://www.editorialmanager.com/geod/>, and navigate to the "Submissions Being Processed" folder.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,  
Journal of Geodynamics

More information and support

You will find information relevant for you as an author on Elsevier's Author Hub: <https://www.elsevier.com/authors>

FAQ: How can I reset a forgotten password?

[https://service.elsevier.com/app/answers/detail/a\\_id/28452/supporthub/publishing/](https://service.elsevier.com/app/answers/detail/a_id/28452/supporthub/publishing/)

For further assistance, please visit our customer service site: <https://service.elsevier.com/app/home/supporthub/publishing/>

Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions, and learn more about Editorial Manager via interactive tutorials. You can also talk 24/7 to our customer support team by phone and 24/7 by live chat and email

This journal uses the Elsevier Article Transfer Service. This means that if an editor feels your manuscript is more suitable for an alternative journal, then you might be asked to consider transferring the manuscript to such a journal. The recommendation might be provided by a Journal Editor, a dedicated Scientific Managing Editor, a tool assisted recommendation, or a combination. For more details see the journal guide for authors.

#AU\_GEOD#

To ensure this email reaches the intended recipient, please do not delete the above code



*In compliance with data protection regulations, you may request that we remove your personal registration details at any time. (Remove my information/details). Please contact the publication office if you have any questions.*

## **Gravimetric inversion and three-dimensional geological modelling of the Piquiri Syenite Massif, southern Brazil**

Victor Soares Cardoso <sup>a,\*</sup>, Maria de Fátima Bitencourt <sup>a,b</sup>, Jairo Francisco Savian <sup>a,b</sup>, Robson dos Santos Aquino <sup>a,c</sup>, Cristiane Butori Rivera <sup>a</sup>,

<sup>a</sup> Programa de Pós-graduação em Geociências (PPGGEO), Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Av. Bento Gonçalves, 9500, CEP 91501-970, Porto Alegre, RS, Brazil

<sup>b</sup> Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, 91501-970 Porto Alegre, Brazil

<sup>c</sup> Departamento de Geodésia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, 91501-970 Porto Alegre, Brazil

\*corresponding author: e-mail address: [geol.victorcardoso@gmail.com](mailto:geol.victorcardoso@gmail.com)

### **ABSTRACT**

The Pelotas Batholith corresponds to the eastern margin of the Dom Feliciano Belt. It comprises multiple intrusions formed by successive tectonic-magmatic processes during the Brasiliano / Pan-African Cycle. One of these intrusive igneous bodies is the Piquiri Syenite Massif (PSM), recently described as a multi-intrusive body formed by three successive pulses, dated by LA-MC-ICP-MS (U-Pb in zircon), with the oldest pulse located at the margins and the youngest in the centre of the intrusion. Pulse 1 ( $609.3 \pm 1.5$  Ma) is characterised by quartz syenites to alkali feldspar syenites. Pulse 2 ( $603.4 \pm 3.9$  Ma) comprises alkali-feldspar syenites and alkali-feldspar quartz syenites, with xenoliths of Pulse 1 varieties. Pulse 3 ( $588.8 \pm 3.1$  to  $583.2 \pm 1.8$  Ma) is characterised by quartz syenites containing xenoliths of pulses 1 and 2 varieties. The PSM magnetic fabric, as defined by Magnetic Susceptibility Anisotropy, is concordant with the magmatic fabric, parallel to the outer edges of the body, dipping towards the centre. However, the form of construction and positioning of the body has been the subject of different interpretations. The main objective of this work is to relate the general morphology of the massif and the behaviour of the pulses within the massif with the processes of formation and ascent of the magmas that have built it. For this, terrestrial geophysical surveys were carried out to obtain gravimetric data, with which the Bouguer Anomaly map was generated. Modelling by gravimetric inversion was carried out in nine profiles using tools from the Oasis Montaj software, which served as the basis for constructing a three-dimensional geological model using the Leapfrog Geo

software. Associating the geological model with the magmatic and magnetic foliations, including the magnetic lineation, it was possible to determine a change in behaviour between the youngest and the two oldest pulses related to the ascension process. In addition, the body's general shape, with the greatest depths located in the eastern region, allowed us to relate the rise of magma to a structure in the region.

**Keywords:** Gravimetric inversion; Geological modelling; Bouguer anomaly; Dom Feliciano Belt; Syenite.

## 1. INTRODUCTION

Geophysical modelling is a powerful tool for in-depth geological study. It can be applied to different rock types, from sedimentary basins (e.g. Wehr et al., 2018) to intrusive igneous bodies (e.g. Damaceno et al., 2017). The modelling of igneous intrusions can be fundamental for understanding their emplacement and internal dynamics. The geological models obtained by gravimetric inversion, when integrated with other methods such as anisotropy of magnetic susceptibility (AMS), permit to associate the body's in-depth shape and its relationship with the magnetic fabric to models of positioning and formation of intrusive bodies (e.g. Améglio et al., 1997; Vignerresse and Bouchez, 1997; Martelet et al., 2004; Talbot et al., 2004; Joly et al., 2008, 2009).

The interpretation of the Piquiri Syenite Massif (PSM) genesis and emplacement has diverged over the last decades (Jost et al., 1985; Sbaraini et al., 2019; Rivera, 2019). Nevertheless, the PSM construction and mode of emplacement bring relevant information for understanding the processes that originated and modified both the Encruzilhada Block and the Dom Feliciano Belt.

Previous research has tried to elucidate the mechanism of PSM emplacement. Based on petrographic and field characteristics, Jost et al. (1985) proposed that the PSM construction resulted from in situ differentiation mechanisms. The ASM fabric data reported by Sbaraini et al. (2019) was further used in an integrative approach by Rivera (2019), which also considered geochemical, petrographic and geophysical data, and U/Pb dating in zircons data to interpret the PSM as a pluton formed by multiple intrusions. Rivera (2019) also concludes that the rise and emplacement of magma to build the pluton took advantage of a transtensional releasing bend related to a transcurrent shear zone. However, all previous works on the SPM propose genetic models based only on surface data. Therefore, they do not consider its in-depth shape and the relationships between different rock types that form the massif, which is key to building an emplacement model for igneous bodies.

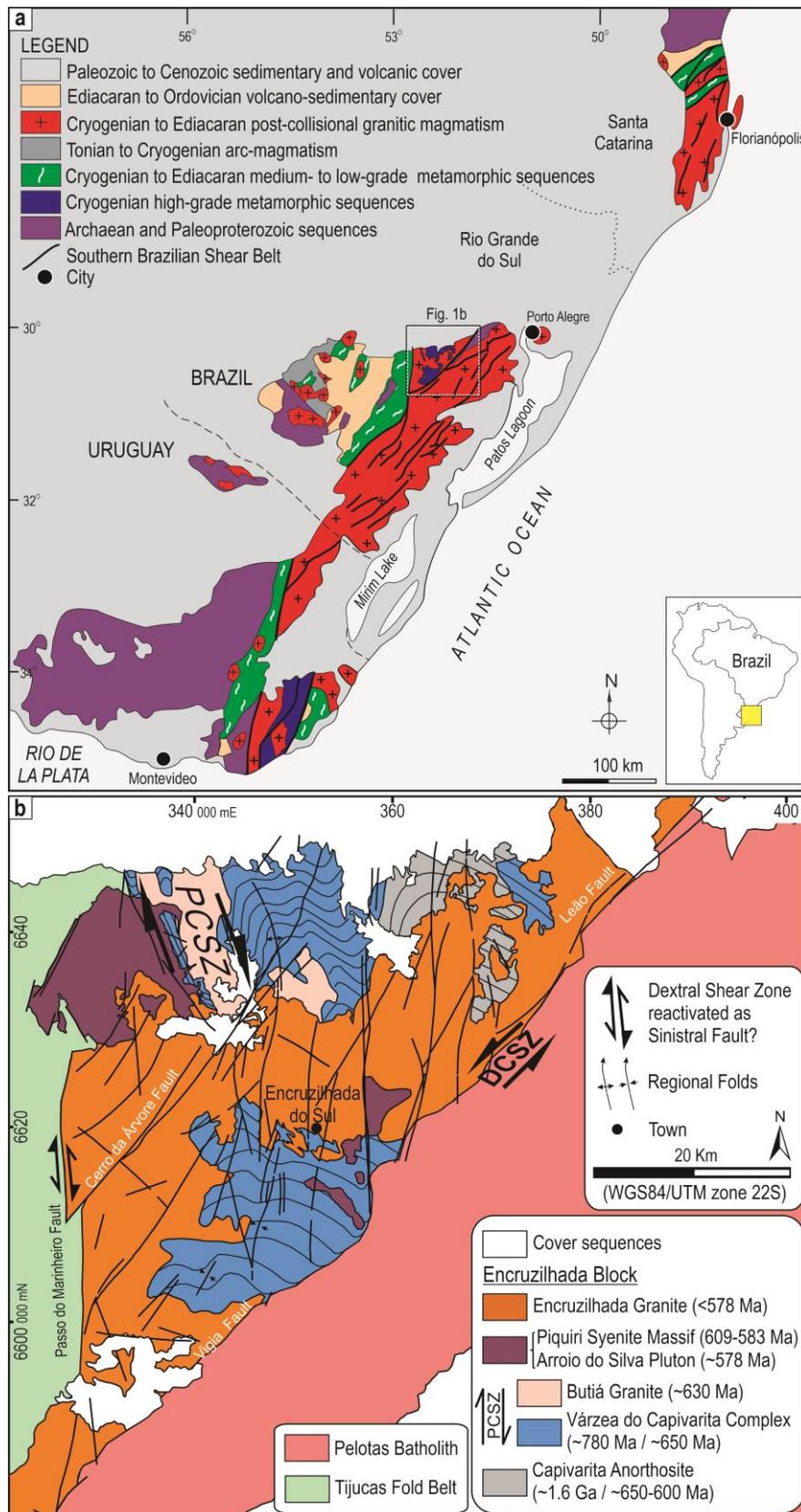
This research aims to contribute to understanding the construction and positioning of the PSM, relating its internal tridimensional shape with emplacement models of igneous bodies. This paper summarises previous work and presents new studies of gravimetric anomalies associated with the PSM, generating gravimetric inversion profiles and building a three-dimensional geological model to correlate it with the AMS data. A summary of our findings and the proposed mechanism of emplacement of PSM will also be presented.

## **2. GEOLOGICAL SETTING**

### *2.1 Geology of the Dom Feliciano Belt*

The Mantiqueira Province (MP) (Almeida et al., 2000) is a NE-trending orogenic system formed during the events that resulted in the construction of the western portion of Gondwana during the Brasiliano/Pan-African Orogenic Cycle (Konopásek et al., 2018). The MP is subdivided into three segments: northern, central and southern. The southern segment is formed by the Rio de la Plata Craton and Nico Perez Terrain (Oyhantçabal et al., 2011), the Luis Alves Craton (Hartmann et al., 2000), and the Dom Feliciano Belt (DFB).

The Dom Feliciano Belt (Fig. 1a) comprises three tectonic domains: São Gabriel Block, Tijucas Fold Belt, and Pelotas Batholith (Fernandes et al., 1995a, 1995b; Hartmann et al., 2016). The São Gabriel Block, limited by the Ibaré Lineament to the west and by the Caçapava Lineament to the east, is formed by metamafic-metaultramafic complexes (Arena et al., 2016), metavolcanic-sedimentary associations, and late to post-orogenic volcanic and plutonic rocks (Philipp et al., 2018, 2021). The Tijucas Fold Belt, limited by the Caçapava Lineament to the west and by the Dorsal de Canguçu Shear Zone and the Passo do Marinheiro Fault to the east, is formed by metamorphosed volcanic-sedimentary sequences (Jost and Bitencourt, 1980; Battisti et al., 2018).



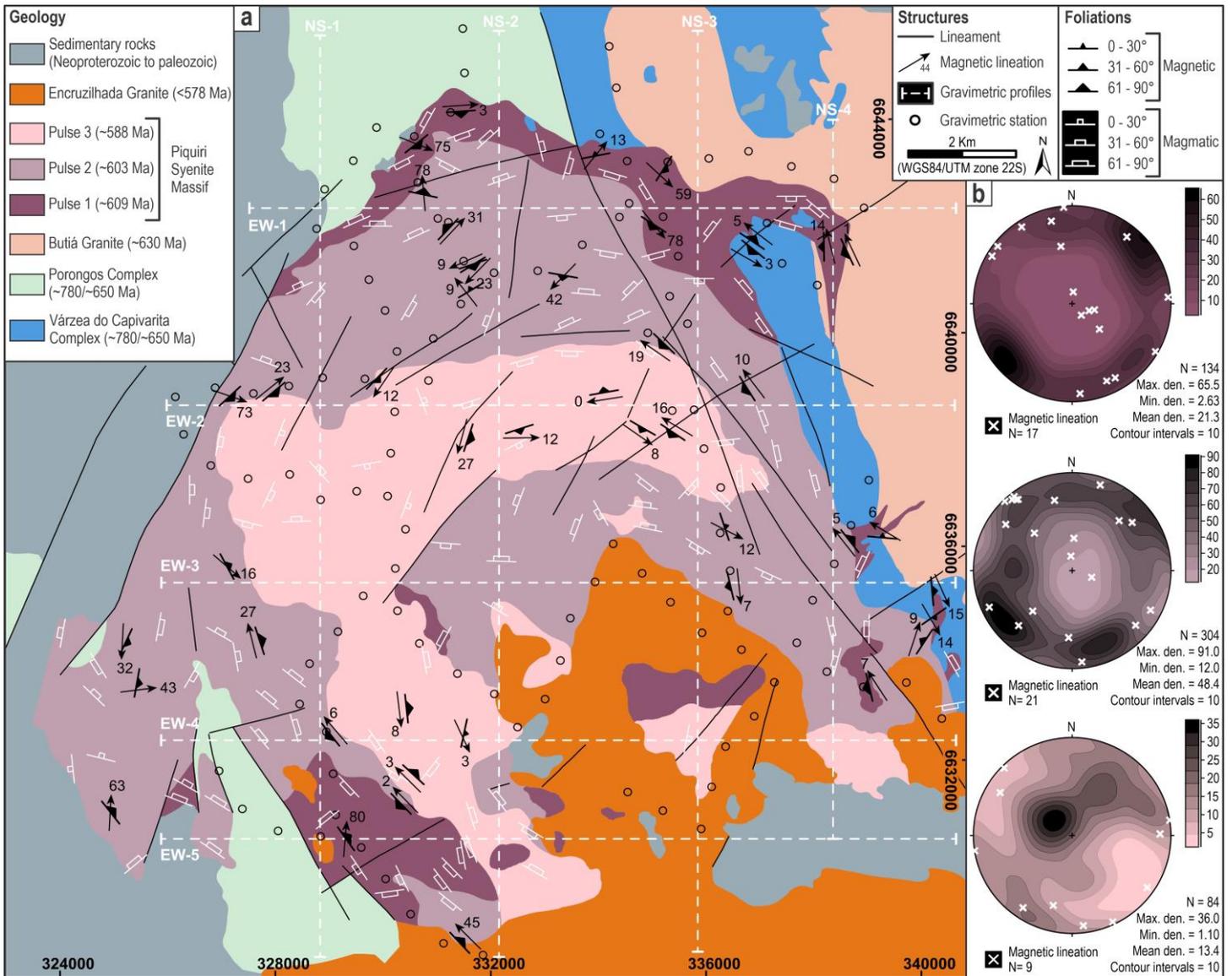
**Figure 1.** a) Geotectonic map of the Dom Feliciano Belt and surrounding cratonic blocks (modified from Bitencourt and Nardi, 2000; Ramos et al., 2018; Will et al., 2019). The area of figure 1b is indicated. b) Geological map of the Encruzilhada Block (adapted from De Toni et al., 2021). Major faults and shear zones: DCSZ – Dorsal de Canguçu Shear Zone; PCSZ – Passo das Canas Shear Zone.

The Pelotas Batholith, located east of the Dorsal de Canguçu Shear Zone on the DFB eastern margin, is composed of several intrusive bodies as a result of tectonic processes occurred during the Brasiliano Cycle. These tectonic processes are the subduction of oceanic crust (Figueiredo et al. al., 1990, Philipp 1990, Fragoso-Cesar 1991, Philipp et al., 1993, Philipp 1998, Chemale Jr. 2000), continental collision (Hartmann et al., 2000, Philipp and Machado 2001) and late to post-collisional magmatism (Bitencourt and Nardi 1993, 2000).

## *2.2 Geology of the Encruzilhada Block and the Piquiri Syenite Massif*

The Encruzilhada Block (EB) (Fig. 1b), northwestern portion of the Pelotas Batholith, was defined by Jost and Hartmann (1984) and more recently by De Toni et al. (2021). It is limited to the west by the Passo do Marinheiro Fault (PMF) and to the east by the Dorsal de Canguçu Shear Zone (DCSZ). The EB comprises the Capivarita Anorthosite, of Mesoproterozoic age of crystallisation and Neoproterozoic age of metamorphism (Chemale et al., 2011); the Várzea do Capivarita Complex (VCC), which corresponds to a high-grade metamorphic sequence (Costa et al., 2020; De Toni et al., 2021), with magmatic arc and metamorphism at around 780 Ma and 650 Ma (Martil et al. , 2017), respectively; the Butiá Granite (BG) a foliated, sillimanite-bearing leucogranite aged at 625 to 629 Ma (Niessing et al., 2011; Bitencourt et al., 2015; Lyra et al., 2018); the Arroio do Silva Pluton, syenite-monzonite-diorite rocks aged around 578 Ma (Padilha et al., 2019); the Encruzilhada Granite, comprising porphyritic monzogranites and equigranular syenogranites aged around 594 Ma (Babinski et al., 1997).

The Piquiri Syenite Massif (Fig. 2a) is an intrusive igneous body of semi-circular shape with an outcropping area of approximately 140 km<sup>2</sup>. It has been the object of study by several authors over almost six decades (Tessari and Picada, 1966; Jost et al., 1985; Vieira Jr. et al., 1989; Stabel et al., 2001; UFRGS, 2008, 2009; Sbaraini et al., 2019; Rivera, 2019). The PSM is intrusive in the Porongos Complex, north and south, in the Várzea do Capivarita Complex to the east, and in the Butiá Granite to the northeast (Jost et al., 1985). In addition, it is intruded by the Encruzilhada Granite (Bitencourt et al., 1993) on the south and southeastern margins. On the west margin, it is affected by a set of NE-SW and NW-SE faults, which separate it from Neoproterozoic to Paleozoic sedimentary rocks. At the MSP eastern limit, an NNW-striking dextral transcurrent shear zone is described by Lyra et al. (2018) and named by De Toni et al. (2021) as Passo das Canas Shear Zone.



**Figure 2. a)** Geological map of the Piquiri Syenite Massif, with data on magmatic and magnetic foliations, magnetic lineation, gravimetric stations, and gravimetric inversion profiles. **b)** Stereograms with contoured plots of poles to magmatic and magnetic foliations, and magnetic lineations. Modified from Sbaraini et al. (2019).

The most recent description of the MSP was proposed by Rivera (2019), who classifies the massif into three successive magmatic pulses from border to centre: i) Pulse 1 (P1) – composed mostly of syenite to quartz syenite and alkali feldspar quartz syenite, with U-Pb ages (LA-ICP-MS in zircon of  $609.3 \pm 1.5$  Ma; ii) Pulse 2 (P2), zircon U-Pb age of  $603.4 \pm 3.9$  Ma – composed of alkali feldspar syenite and alkali feldspar quartz syenite, intrusive in and bearing xenoliths of Pulse 1. ; iii) Pulse 3 (P3), zircon U-Pb ages  $588.8 \pm 3.1$  to  $583.2 \pm 1.8$  Ma. – composed of quartz syenites intrusive in Pulse 2, containing xenoliths from Pulses 1 and 2 rocks.

Sbaraini et al. (2019) report AMS data indicating that the magnetic and magmatic foliations are parallel and concordant with the intrusion edges, dipping towards the centre of the body, which results in a concentric fabric. Pulse 1 rocks show steeply-plunging lineations, while Pulse 2 lineations have moderate plunge, both with

orientation following the outer edges of the massif. Pulse 3 rocks have gently plunging lineations parallel to the intrusion's internal contacts. The foliations dip direction also follows the body edges.

The PSM was interpreted by Jost et al. (1985) as a single intrusion with zonation resulting from rapid cooling at the edges and slow at the centre, which they attributed to differentiation in situ. However, Sbaraini et al. (2019) and Rivera (2019), based on the magnetic foliation behaviour and the petrographic and geochemical relationships of different lithotypes, respectively, support the hypothesis of building the PSM by multiple pulses.

### 3. METHODS

The gravimetric data were obtained in terrestrial surveys. The reference base-station of the Brazilian Fundamental Gravity Net, taking as altimetric reference a Brazilian Institute of Geography and Statistics base, is located at (30° 15' 51,00" S, 52° 50' 53,00" W), on federal road BR-290, of 90,6298 m altitude. Two periods of fieldwork were carried out, resulting in 116 measurement stations (Fig. 2) spaced approximately 750 metres. The survey profiles were carried out along local roads and distributed within the largest possible area over the PSM intrusion. Along with the gravimetric measurements, data on coordinates and altitude were acquired using a TopCon Geodetic GPS, Hiper Lite model, with a precision of 3 mm on the horizontal axis and 5 mm on the vertical axis, also owned by IGEO/UFRGS Geodesy Department. A Scintrex gravity metre, model CG-3, of 0.005 mGal precision owned by the Department of Geodesy of IGEO-UFRGS, was employed for the measurements.

Instrument drift, latitude, free-air, and Bouguer corrections were applied to the obtained data. The gravimetric correction measurements and interpolation of the Bouguer anomaly map were performed following the processing routine of the Gravity and Terrain Correction extension of the Oasis Montaj software (Geosoft, 2015). The Bouguer anomaly calculation was made through the equation:  $\delta_{BA} = \delta_{ob} - \delta_{te} + \delta_{fa} + \delta_{bg} + \delta_{tc}$ , where:  $\delta_{ob}$ = measured gravity value corrected for the effects of tide and gravimetre drift;  $\delta_{te}$ = theoretical gravity value, calculated by the 1967 formula;  $\delta_{fa}$ = free air correction value;  $\delta_{bg}$ = Bouguer correction value; and  $\delta_{tc}$ = terrain correction value, calculated according to the methods described by Kane (1962) and Nagy (1966). The Bouguer anomaly map was interpolated using the kriging method.

The gravimetric inversion was developed through the GM-SYS extension of the Oasis Montaj software (Geosoft, 2015), which uses the method presented by Talwani et al. (1959) and Talwani and Heirtzler (1964) to calculate the gravimetric response of the proposed model. A direct inversion was performed where, on the surface, the body's

limits were respected according to the geological map. The density values for all rock types were calculated on samples from previous works (UFRGS, 2008, 2009). The in-depth geometric shape of the bodies was built by trial and error, aiming to match the calculated gravity value with the observed value extracted from the generated Bouguer anomaly map until a satisfactory correspondence was reached.

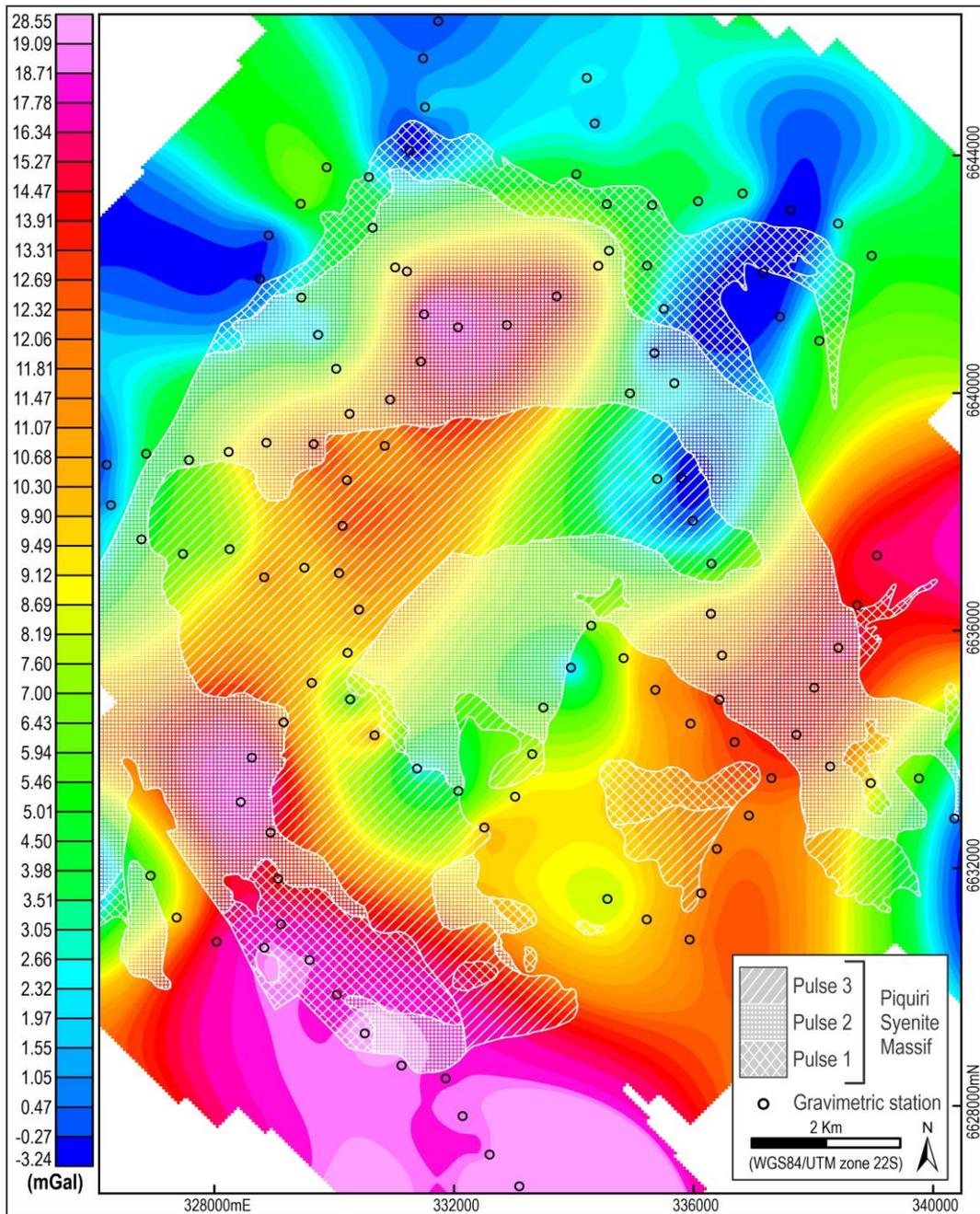
The density values were calculated following the procedures presented by Dana (1976), using a pycnometer and a Gibertini precision balance, model E50S, with a precision of 0,01 mg for samples up to 40 g and 0,1 mg for samples up to 210 g. Density values are obtained with the equation:  $\rho = \frac{M-P}{(M-P)-(S-W)}$ , where M= weight of pycnometer plus sample; P= weight of the empty pycnometer; W= weight of the pycnometer plus water; and S= weight of pycnometer plus sample and water.

The three-dimensional geological model was developed from the gravimetric inversion profiles. The two-dimensional profiles were georeferenced in the Leapfrog Geo software (Seequent, 2022), where a contact surface was created for each lithology. These surfaces crossed all the profiles and delimited the lithologies in areas that contained a certain rock and areas that did not contain a certain rock. Subsequently, from the contact surfaces, voluminous bodies were interpolated for each lithology so that the generated solids respected the intrusion relations defined by the stratigraphic order.

## 4. RESULTS

### 4.1 Bouguer anomaly map

The regional Bouguer anomaly map (Fig.3) shows a clear division of anomalies between the northern region, where the lowest values are found, and the southern region, where the highest values are concentrated. In the northwestern and northern regions of the map, the anomalies have values ranging from -1,13 to 4.5 mGal. In the northeastern region, there is a large, NE-SW elongated anomaly where we find the most negative values in the area, between -3,24 and -0,27. In the central region, we observe two other elongated anomalies, also in the NE-SW direction, but with higher values, between 9,80 and 18,97 mGal for the anomaly positioned on the west side and between 10,62 and 17,54 mGal for the anomaly positioned on the east side. The extreme positive values, from 19 to 28,55 mGal, are in the southern and southwestern regions of the map.



**Figure 3.** Bouguer anomaly map with gravimetric stations and MSP pulse contours.

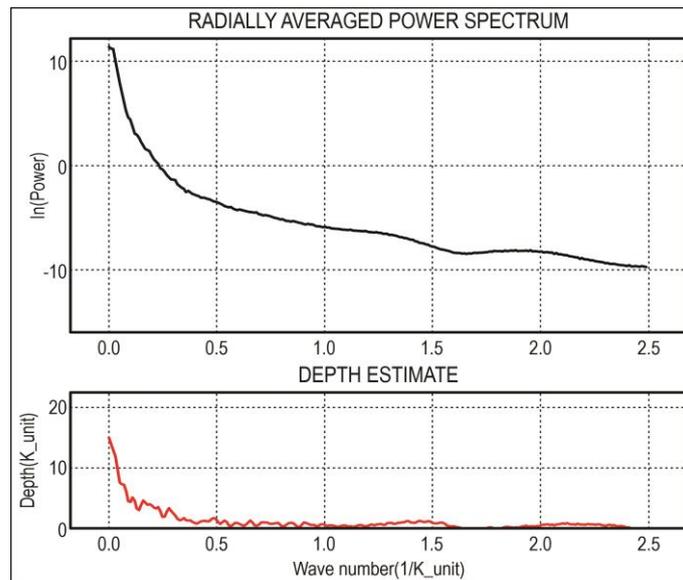
#### 4.2 Gravimetric Inversion

The gravimetric inversion was performed in nine profiles (Fig. 2), four north-south and five east-west. The profiles were positioned to follow the most favourable geological features for the model. The spacing is 2.500 to 3.700 metres for the north-south profiles and 1.900 to 3.700 metres for the east-west ones.

For each modelled lithology, the density of 5 different samples was calculated, and the average value was used. For the rocks of the Várzea do Capivarita Complex, the average was 2,609 g/cm<sup>3</sup>; for the rocks of the Porongos Complex, it was 2,486 g/cm<sup>3</sup>, and for the Butiá Granite, the average was 2,675 g/cm<sup>3</sup>, being the densest rock of

the area. In the Piquiri Syenite Massif, the average density was 2,642 g/cm<sup>3</sup> for Pulse 1, 2,672 g/cm<sup>3</sup> for Pulse 2, and 2,487 g/cm<sup>3</sup> for Pulse 3. The average density determined for the Encruzilhada Granite was 2,432 g/cm<sup>3</sup>, the least dense rock in the area.

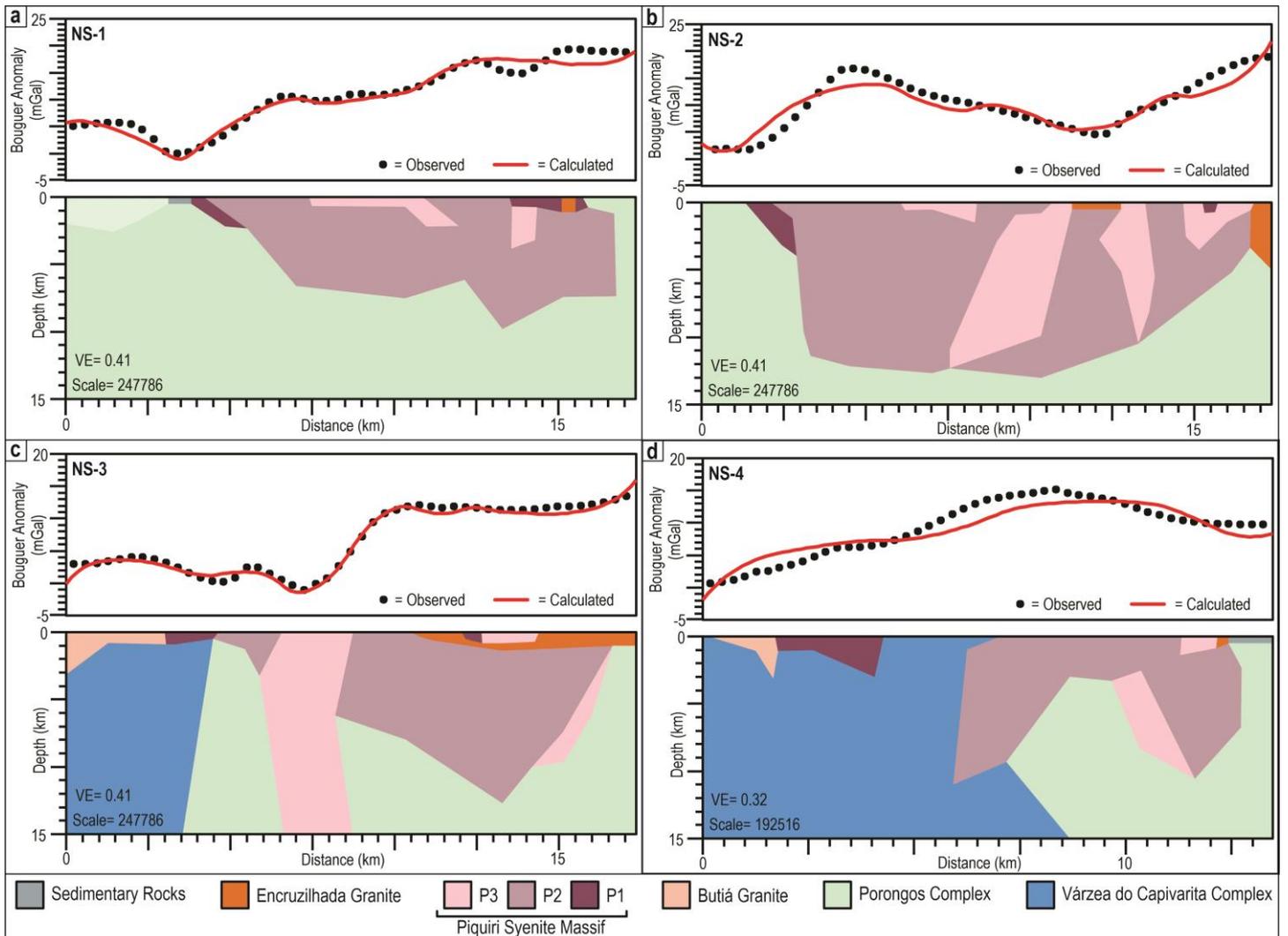
The maximum depth of the model was set at 15 kilometres, estimated through the mean radial power spectrum (Fig. 4). In addition, the depth of the basement was also determined using the Euler Extended Deconvolution technique (Mushayandebvu, 2001), applying the first derivative of the gravimetric data, which also showed an average depth of 15 kilometres.



**Figure 4.** Radially averaged power spectrum from Bouguer anomaly map.

The NS-1 profile (Fig. 5a), positioned at longitude 328832.1 mE, is limited by coordinates 6628310 mN and 6645655 mN. Pulse 1 is intercepted twice. The northern body has an S-dipping tabular shape, with a maximum depth of approximately 2,300 metres. The southern body also has a tabular shape but is horizontal, with a maximum depth of 1,100 metres. Pulse 2 rocks has the largest outcropping area of the profile and is continuous in depth, under P3 rocks in the central part of the profile and under the southern body of P1, advancing beyond the superficial limit of P1. It is noteworthy that the depth of the body increases from north to south, with maximum values varying approximately from 6,600 to 9,800 metres. Pulse 3 rocks outcrop only in the central region of the profile and define a horizontal body with a depth of approximately 720 metres in practically all of its extension, except at the southern end, where it dips towards the south, reaching more than 2,100 metres in depth. In addition to the outcropping body, a rectangular body was identified under the southern portion of P1, about 720 metres wide, with a top at 700 metres and a base at 3,800 metres deep. The Porongos Complex is present throughout the entire length of the

profile. Therefore, adjusting the PC density values in the northern portion was necessary to obtain the best match between the observed and calculated anomalies.



**Figure 5.** a) Gravimetric inversion of the NS-1 profile. b) Gravimetric inversion of the NS-2 profile. c) Gravimetric inversion of the NS-3 profile. d) Gravimetric inversion of the NS-4 profile.

The NS-2 profile (Fig. 5b), positioned at longitude 322153.6 mE, is limited by coordinates 6628310 mN and 6645655 mN. Pulse 1 is intercepted twice. The body north of the profile has a tabular shape, thicker than its counterpart in the NS-1 profile, and dips to the south, reaching a maximum depth of almost 4,000 metres. The southern body, very similar to its counterpart in the NS-1 profile, has a tabular, horizontal shape with a maximum depth of approximately 750 metres. Pulse 2 rocks outcrops at three locations in the profile. The northern and central portions are continuous in depth under P3 rocks, forming a large volume of rock approximately 5,500 metres wide with an average depth of 12,500 metres. Between the central and southern portions, immediately under the EG, Pulse 2 rocks appears with an expressive volume, less thick than the previous body but with an identical maximum depth. The southern portion of Pulse 2, less deep than the two previous ones, with approximately 10,500 metres,

stands out due to the advance under P3 rocks to the south until its limit with the EG, where it is shallower, with a depth of 3,500 metres. The outcropping Pulse 3 rocks is intercepted in 4 locations along the profile. The northern portion has a horizontal tabular part, 530 metres deep, and the second half deepens to 1,500 metres. The two central portions, which surround the EG, are much deeper. The central body, to the north, has an almost lozenge shape, plunging to the north and reaching depths of 12,300 metres. The central body to the south has a more irregular shape, is in a vertical position, and reaches a depth of 10,500 metres. The last portion of Pulse 3 rocks, at the extreme southern end of the profile, shows a continuous body that surrounds the small area of P1 rocks and decreases its depth from north to south, going from 3,500 to 600 metres.

NS-3 profile (Fig. 5c) is located at longitude 335844.2 mE, between coordinates 6628310 mN and 6645655 mN. Shallow horizontal packages from the two areas of Pulse 1 rocks, less than 1,000 meters deep, except for the north body, which did not follow the same behavior as its counterparts in the previous profiles, and the EG surrounds the south body.. Pulse 2 rocks outcrops in two places, separated by P3 rocks. In the north, it is a small body with the base plunging south, changing its inclination and becoming deeper . The deepest region does not exceed 3,500 metres. Despite its extension similar to the northern part on the surface, the central outcropping part behaves very differently in the subsurface, being much more voluminous and deeper, reaching 12,700 metres in depth, occupying a good part of the central-southern region of the profile, under the Encruzilhada Granite. Pulse 3 appears three times in the modelled area, the first in the central region, as a practically rectangular body, reaching the depth limit of the model, 15,000 metres. The second area, in the southern region, is a horizontal tabular body surrounded by the EG. The third area of Pulse 3 has a lenticular shape in depth, under the EG, in contact with P2 rocks. The VCC rocks do not outcrop in the profile area but were identified in the subsurface, below the BG and P1 north, in sub-vertical contact with the PC, which does not outcrop in this region but is present in depth throughout the profile extension. At last, the Encruzilhada Granite forms a large, elongated body with a maximum depth of 1,350 metres, standing out for its continuity under the bodies of P1 and P3 and isolating them from the rest of the PSM.

NS-4 profile (Fig. 5d) is located at longitude 338357.6 mE, between coordinates 6630523.9 mN and 6644000 mN. Pulse 1 rocks comprises a tabular-shaped body in the northern half of the profile, with a depth of 1,000 metres. In the southern half, the body becomes deeper, reaching 3,000 metres. Pulse 2 is shaped like a half moon in cross-section, with deeper borders - approximately 11,000 metres, and shallower centre - 3,300 metres. Pulse 3 rocks outcrops once in the profile region, but a second body is found in the subsurface. The outcropping body has a

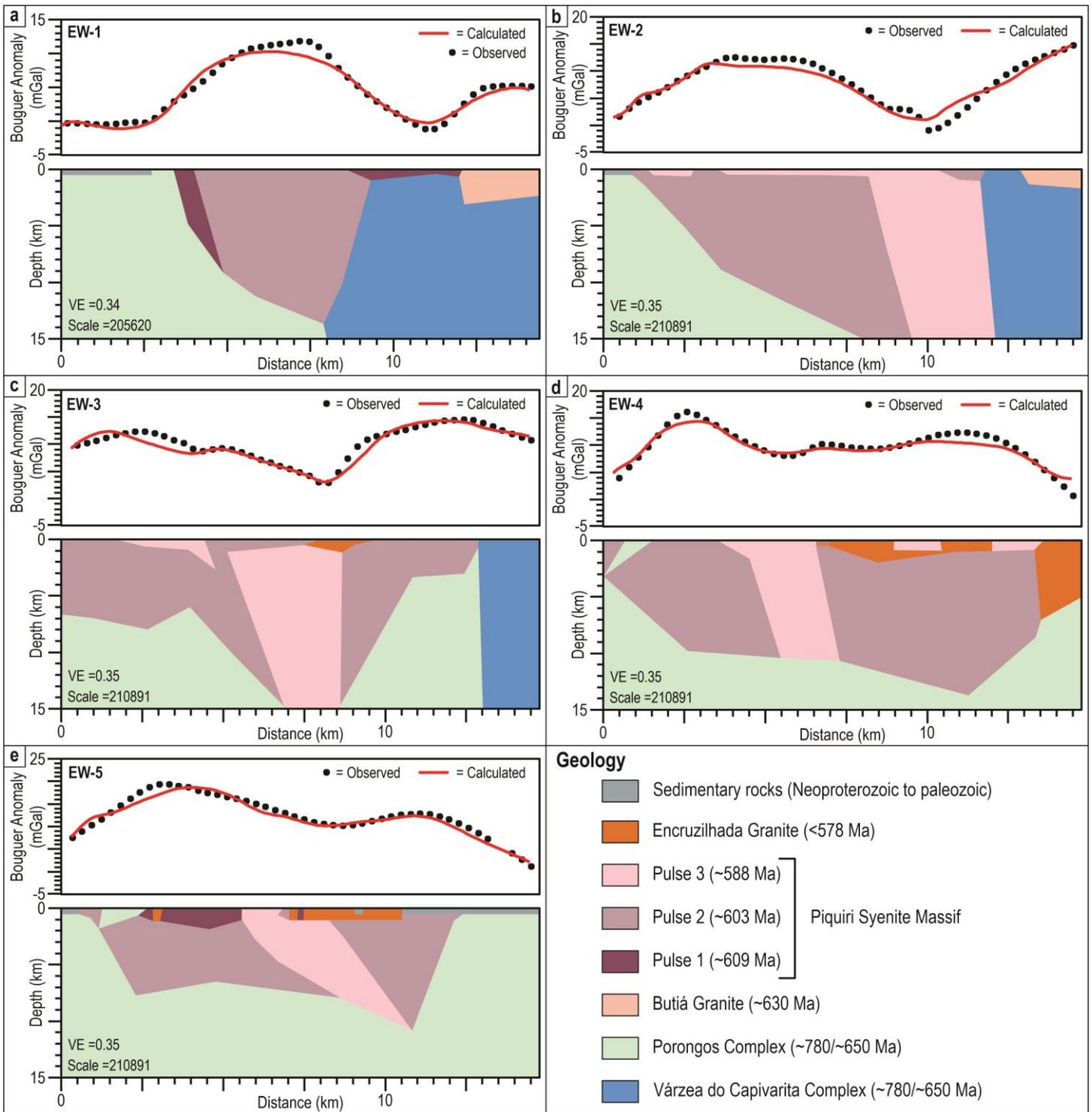
tabular shape, increasing its depth (or thickness?) from south to north, from 850 to 1,350 metres. In contrast, the body in depth has a practically rectangular shape and is in contact with the southern end of P2 rocks, between 2,500 and 10,500 metres deep and approximately 1,500 metres wide.

EW-1 profile (Fig. 6a), positioned at latitude 6642334 mN, is limited by coordinates 326248.6 mE and 340642 mE. Pulse 1 rocks outcrops twice on the profile line; the western body has a tabular shape, dips at a very high angle to the east, is 600 metres wide, and has a depth of approximately 9,000 metres. The eastern body is also tabular but horizontal and shallow, with an average depth of 650 metres. Pulse 2 rocks comprise a large and deep rock volume, reaching up to 13,700 metres and advancing laterally under P1 rocks to the east. The VCC does not outcrop in the area but is found in the subsurface in much of the eastern half of the profile, under P1 rocks and the Butiá Granite.

EW-2 profile (Fig. 6b) is located at latitude 6638643 mN, between coordinates 325879.6 mE and 340642 mE. Pulse 2 is present in three regions of the profile; the two westernmost areas are connected in the subsurface and form a large body that advances eastwards, under much of the outcropping area of P3 rocks. The depth increases by 500 metres at the west limit of the body, to 15,000 metres, at the eastern limit. The third area of Pulse 2 rocks is a shallow horizontal body, less than 1,000 metres deep, isolated from the rest of P2 rocks present in the profile. Pulse 3 rocks outcrops twice in the profile line, separated by P2 rocks; the area at the extreme west is a shallow horizontal tabular body with an average depth of 550 metres. The other outcropping area has an identical shape for two-thirds of its extension, but in the third further east, it dives sub-vertically up to 15,000 metres and remains so, establishing a sub-vertical contact with the host rocks of the Várzea do Capivarita Complex, and isolating the P2 rocks that outcrop between them.

The EW-3 profile (Fig. 6c), positioned at latitude 6635322 mN, is limited by coordinates 325879.6 mE and 340642 mE. Pulse 2 is the predominant rock in the region; the western and central portions are connected under the surface, forming a large body under P3 rocks, the largest volume of rock is located in the western region, with an average depth of 7,000 metres, but the region deepest is located in the central portion of the profile, where it reaches 14,500 metres. The central portion of Pulse 2 rocks stands out, which has a shallow tabular format, about 1,000 metres deep, for almost its entire length, deepening and connecting with the other portion only in the region close to the contact with P3 rocks. The eastern portion of P2 rocks, with the largest outcropping area, is less voluminous under the surface but reaches identical depths. However, it is shallower at its eastern limit, in contact

with the VCC rocks, with an average depth of 3,000 metres. It becomes deep only in the central region, under the Encruzilhada Granite. Pulse 3 rocks outcrop only once, as a shallow body dipping to the east, with depth variation from 500 to 2,600 metres. However, a large body was identified in the subsurface, under the P2 central portion and EG rocks, with a sub-vertical rectangular shape, starting at 600 metres deep and reaching the model limit at 15,000 metres, with an average width of 2,700 metres. Also noteworthy is the Porongos Complex, present throughout the entire length of the profile, maintaining sub-vertical contact with the VCC rocks beneath Pulse 2 in the eastern region.



**Figure 6.** a) Gravity inversion of the EW-1 profile. b) Gravimetric inversion of the EW-2 profile. c) Gravimetric inversion of the EW-3 profile. d) Gravimetric inversion of the EW-4 profile. e) Gravimetric inversion of the EW-5 profile.

EW-4 profile (Fig. 6d) is located at latitude 6632369 mN, between coordinates 325879.6 mE and 340642 mE. Pulse 2 rocks outcrop only in the western half of the profile as two bodies separated by the Porongos Complex in the subsurface; it extends beyond the surface limits and reaches up to 10,000 metres in depth. In addition, a large volume of Pulse 2 rocks was identified under EG and P3 rocks in the southern half of the profile. This mass has a rectangular shape and is 13,700 meters deep. Pulse 3 is intercepted three times by the profile. The two areas in

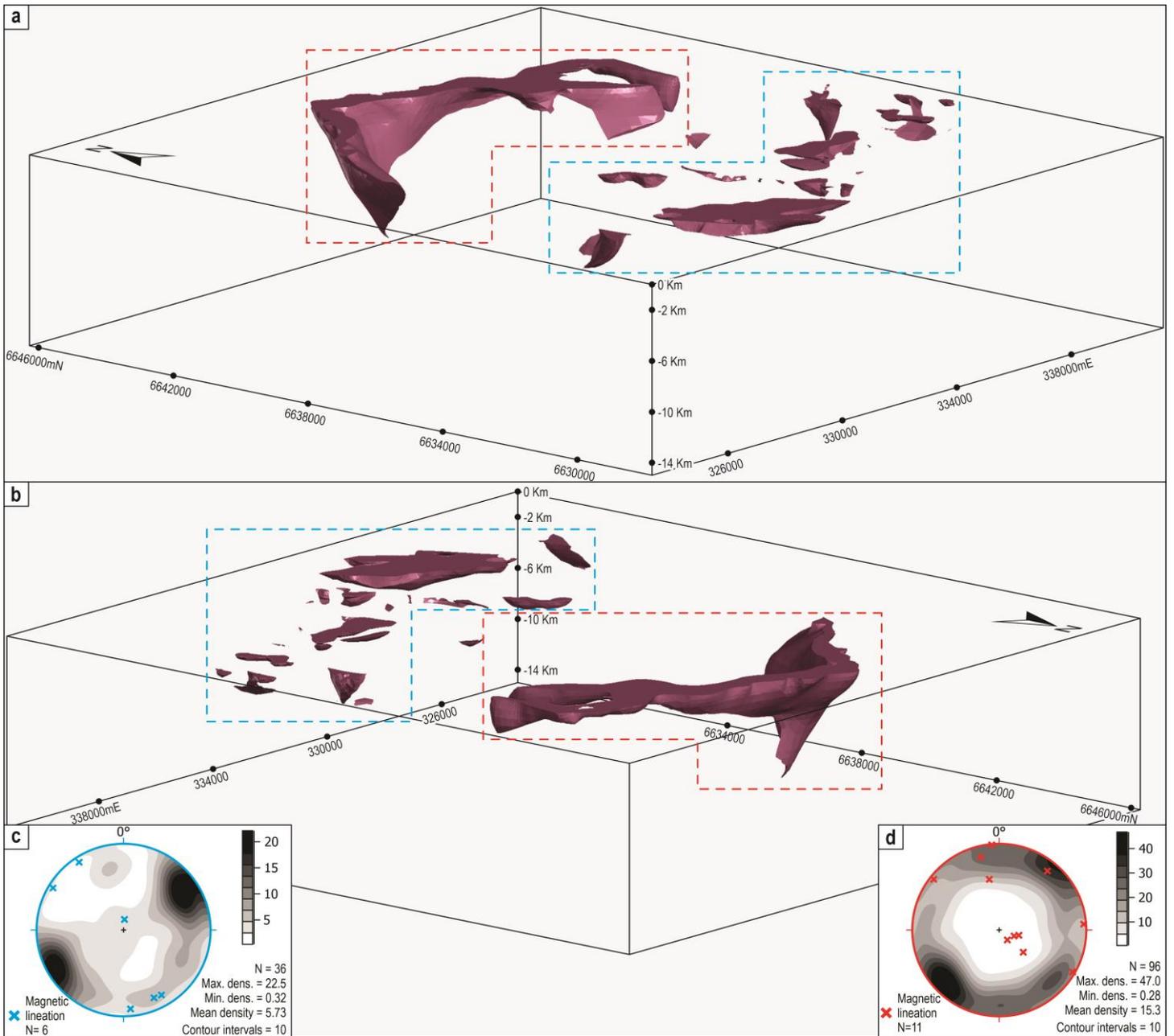
the profile's eastern half are very similar and have a horizontal tabular shape with an average depth of 850 metres. The area in the centre-west of the profile shows a distinct morphology as a deep body, reaching up to 10,600 metres, prismatic and subvertical. Under the surface, it is narrower than the outcropping area. The Encruzilhada Granite rocks is located in the central area of the profile, has shape is elongated horizontally, with an irregular base reaching almost 2,000 metres in depth. The body surrounds and isolates P3 rocks from the other PSM areas of the profile.

The EW-5 profile (Fig. 6e), positioned at latitude 6630524 mN, is limited by coordinates 325879.6 mE and 340642 mE. Pulse 1 maintains the same pattern seen in the NS-1 profile, tabular horizontal, but the depth is now greater, reaching 1,800 metres. The outcropping part of P2 rocks forms two small bodies, the western one deeper, with 1,800 metres. The largest volumes of Pulse 2 is in subsurface, a large body with irregular morphology elongated in the profile direction, under the P1 rocks, with depth between 6,500 and 7,900 metres. The other large volume of P2 rocks, under the EG and the sedimentary rocks, has the shape of an inverted triangle, whose base is approximately 4,000 metres wide, and the deepest point reaches almost 11,000 metres deep. Pulse 3 occurs only once in the profile, as a spearhead-shaped body, dipping eastwards to 11,000 metres and occupying an area under P2 and EG rocks.

#### 4.3 Three-Dimensional Modelling

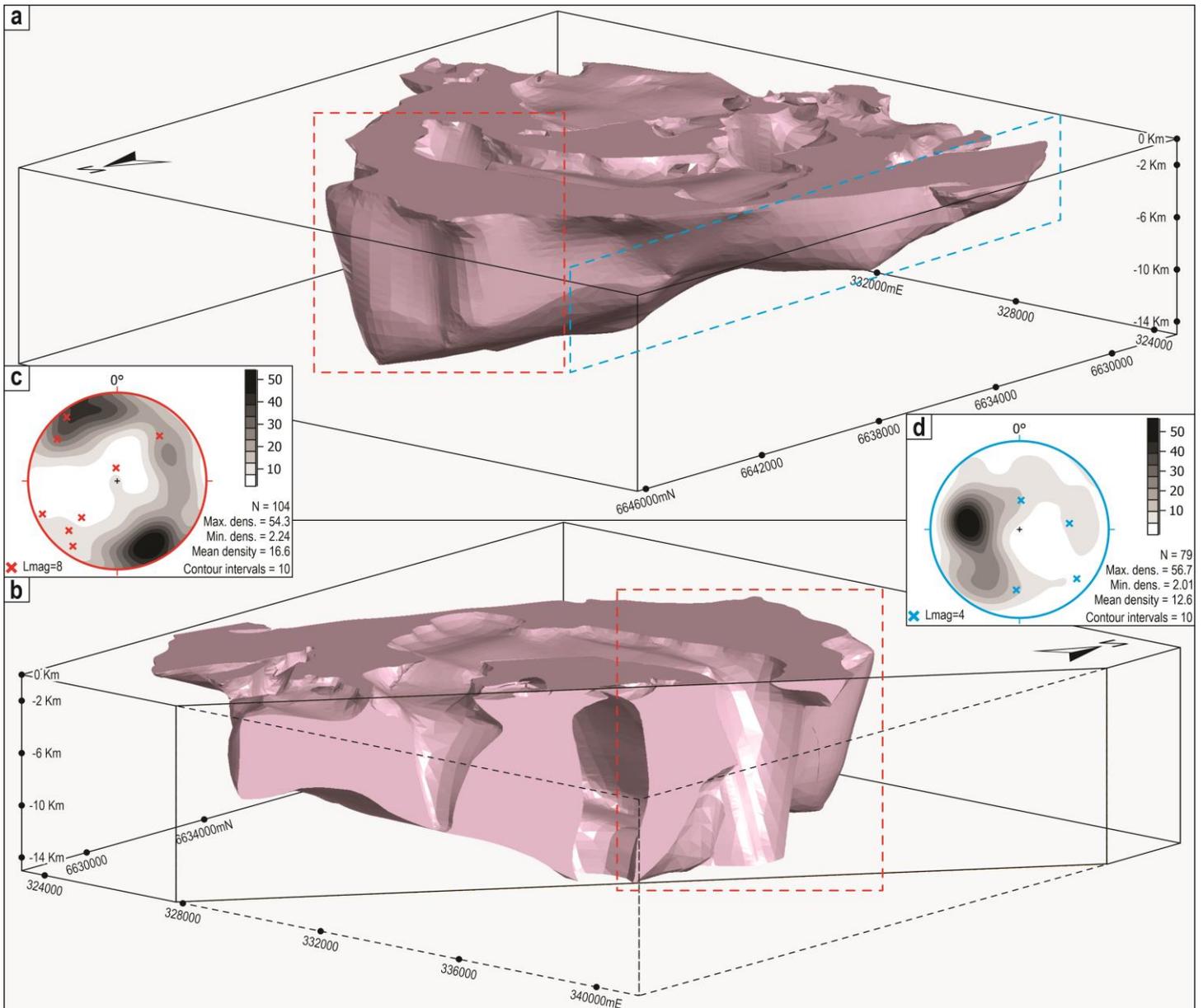
For constructing the three-dimensional model, orientation trends were applied following the body's shape obtained through gravimetric inversion. However, even with the interpolation orientation and respecting the hierarchy of intrusions, some solids generated result from errors in the fitting of the pulse contact surfaces due to the size of the area and the spacing of the profiles. Nevertheless, the insignificant volume of the erroneous bodies does not affect the model.

The 3D model of Pulse 1 (Fig. 7) from the northern and southern areas shows different behaviour. The northern body is deep and continuous throughout its lateral extent, having the deepest portion in the centre and becoming shallower towards the western and eastern ends. In the northeast region, Pulse 1 intrudes the Butiá Granite and the Várzea do Capivarita Complex, forming a curved apophysis. In this region, the body has a slightly larger depth than the immediately previous area but does not reach the depth of the central region. The southern region bodies are all shallow and discontinuous.



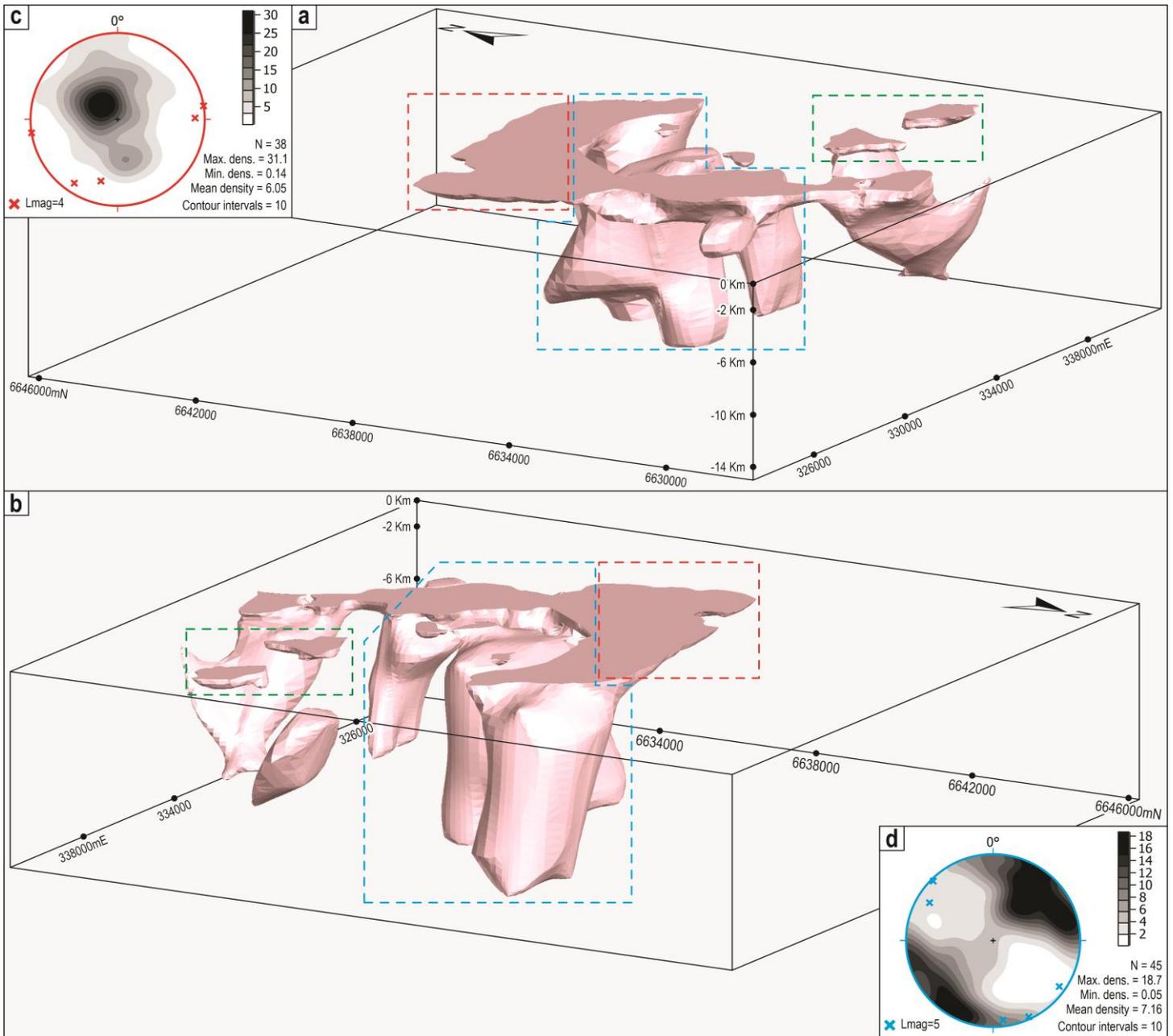
**Figure 7.** a) Three-dimensional geological model of Pulse 1 with 050° viewing direction and plunge +40. b) Three-dimensional geological model of Pulse 1 with 230° viewing direction and plunge +40. c) Stereograms for contoured poles of magmatic and magnetic foliations and magnetic lineations in the blue dashed polygon. d) Stereograms for contoured poles of magmatic and magnetic foliations and magnetic lineations in the red dashed polygon.

In the 3D model of Pulse 2 (Fig. 8), we see that, despite the various cavities in the intrusion's innermost region occupied by Pulse 3, it has the largest volume of rock in the subsurface, in addition to being the pulse with the largest outcropping area. The intrusion morphology is similar to an inverted cone; the shallowest portion is located at the southwestern and southern edges, and the deepest part is at the northern edge and eastern-central region of the body.



**Figure 8.** a) Three-dimensional geological model of Pulse 2 with  $140^\circ$  viewing direction and plunge  $+40^\circ$ . b) Three-dimensional geological model of Pulse 2 with  $320^\circ$  viewing direction and plunge  $+40^\circ$ . c) Stereograms for contoured poles of magmatic and magnetic foliations and magnetic lineations for the blue dashed polygon. d) Stereograms for contoured poles of magmatic and magnetic foliations and magnetic lineations in the red dashed polygon.

The 3D model of Pulse 3 (Fig. 9) shows that a large part of the outcropping area is shallow and horizontal; however, in the northeast, south, and southwest regions, we see a radical change in the intrusion morphology, exhibiting a deep sub-vertical trend and eastward dip. In the centre region of the map, a large, non-outcropping, deep sub-vertical body is also seen. All bodies are connected in depth except for three in the southeastern region, two on the surface with a shallow tabular shape, and one in the subsurface with a lenticular shape. These P3 rocks were isolated by the Encruzilhada Granite intrusion.



**Figure 9.** a) Three-dimensional geological model of Pulse 3 with 060° viewing direction and dip +40. b) Three-dimensional geological model of Pulse 3 with 240° viewing direction and plunge +40. c) Stereograms for contoured poles of magmatic and magnetic foliations and magnetic lineations in the blue dashed polygon. d) Stereograms for contoured poles of magmatic and magnetic foliations and magnetic lineations in the red dashed polygon.

## 5. INTERPRETATION AND DISCUSSION

### 5.1 Gravimetry

Pulse 1 shows a difference between the anomalies associated with the north body and the south and southeast bodies. The large Pulse 1 area at the PSM northern edge is associated with anomalies of intermediate and negative values. This intermediate behaviour can be explained by the fact that this P1 rocks is surrounded by rocks of contrasting densities, the PC and VCC host rocks, with densities lower to the north, and Pulse 2 intrusives rocks

with higher density to the south, so that Pulse 1 lies within the transition region between the anomalies and the anomaly caused for it is smoothed. The regions related to negative anomalies may result from a low depth of Pulse 1, which causes increased interference from the rock immediately below. By stratigraphic relationship and location on the geological map, it is deduced to be the Várzea do Capivarita Complex. The bodies from the south and southeast regions are all associated with positive anomalies, but none have well-defined anomalies similar to surface contacts. The absence of these anomalies may be related to the fact that, in these regions, Pulse 2, which is denser, is present in the vicinity of Pulse 1 and therefore is the main generator of the anomalies, dissipating the anomaly of Pulse 1.

Pulse 2 is the densest PSM rock and one of the region's densest ones, so it is expected to be associated with the highest-value positive anomalies in the region. This behaviour is observed in the northern, eastern, and southwestern regions of the massif, areas where the anomalies present extreme values of the Bouguer anomaly map (Fig. 3). These anomalies, however, have a low definition, indicating a large depth for the body (Kearey et al., 2002; Mallick et al., 2012). In the northeastern regions, at the northwestern edge and in the centre of the body, it is associated with intermediate and negative anomalies, diverging from what was expected, which indicates that the body has features different from other regions. The morphology that explains such nonconformities would indicate a shallower body. Therefore, the negative anomaly observed on the map is generated by subsurface rocks. Due to the stratigraphic relationship and location on the geological map, we deduce the Porongos Complex on the northwestern edge and Pulse 3 in the northeastern region and the centre of the body.

Pulse 3 is the PSM least dense rock type, so it is expected to be associated with negative anomalies. This behaviour is observed in the northeastern region of the body, in addition to small regions on the western edge and the centre of the body associated with intermediate anomalies. However, most Pulse 3 is in regions of positive anomalies, as already seen in the other pulses. This behaviour may result from the shallow depth of the body, being on the rocks of Pulse 2, which, in addition to presenting a much higher density than those of Pulse 3, occur in abundance in the surroundings.

## *5.2 Mechanisms of magma emplacement*

The relationship between the magma's internal tensions and the tectonic regime's external tensions is responsible for the different emplacement mechanisms (Hutton, 1988) and affects the magmatic fabric's development and orientation (Paterson et al., 1998). Cruden and McCaffrey (2001) suggest that the construction

of intrusions is more controlled by internal parameters than by external ones due to the occurrence of plutons of similar size and shape in different tectonic regimes.

Diapirism is a mechanism of emplacement of magmas by ascension through the host rock, occurring especially in the lower crust (Paterson and Vernon, 1995). If the magma reaches shallower depths and crosses the crust brittle-ductile transition, the ascent tends to stop (Vigneresse, 1995), which may initiate a phase of inflation of the magma chamber, a process called ballooning (Reesor, 1958; Clifford, 1972; Sylvester et al., 1978; Brun and Pons, 1981; Holder, 1981; Sanderson and Meneilly, 1981; Wikstrom, 1984; Bateman, 1985; Mahood, 1985; Marre, 1986; Castro, 1987; Ramsay, 1989).

The most common evidence for diapiric emplacement includes a circular or elliptical shape of the pluton in plan view, concentric compositional zoning; flattened enclaves near margins, radial and syncline edge structures, narrow high-temperature shear zones, and steep edge delineations (England, 1990; Schwerdtner, 1990; Paterson and Fowler 1993a, 1993b; Clemens 1997). In addition, Paterson and Vernon (1995) point out that the lateral expansion of the magma chamber is only possible with the continuous supply of magma, either by dikes (Shaw, 1980; Bateman, 1984) or by the "tail" of the diapir (Ramberg, 1972; Marsh 1982; Mahon et al., 1988).

Some examples of intrusive bodies that have their origin suggested through diapirism and ballooning are the Cannibal Creek Pluton (Bateman, 1985) in Australia, the Ardara Pluton (Sanderson and Meneilly 1981) and Chindamora Batholith (Ramsay, 1981) in Ireland, and the Sausfjellet Pluton (Dumond et al., 2005), in Norway.

The emplacement of magmas in sills, laccoliths or lopoliths occurs by intrusion between layers, by fracturing in the direction of least resistance (Gilbert, 1877; Anderson, 1938). It happens preferentially within the brittle crust, where the density of the magma and that of the surrounding rock are about the same, causing the loss of buoyancy of the magma, so that magma flow becomes lateral (e.g., Bradley, 1965). This usually occurs along lithological boundaries (John, 1988; de Saint-Blanquat et al., 2001, 2006; Valentine and Krogh, 2006) or unconformities (Mudge, 1968; Sylvester et al., 1978; Kavanagh et al., 2006), forming plate-shaped radial bodies or elongate sills fed by dikes. The transition from sills to laccoliths occurs in the upper crust, when the internal pressure of the magma exceeds the pressure of the overlying rocks. In contrast, the transition from sills to lopoliths occurs in the lower portion of the crust, where the sinking of the sill base occurs. In both cases, intrusion growth depends on the successive supply of magma that forms new tabular or sheet-shaped units (Vigneresse et al., 1999; Horsman et al., 2005; Morgan et al., 2005; de Saint-Blanquat et al., 2006).

Examples of intrusions placed as sills or laccoliths include the Black Mesa Pluton (Saint-Blanquat et al., 2006) and the Twin Peak Granite (Carrier and Chapman, 1981) in the United States; the Great Whin and Midland Valley Sills (Francis, 1982; Goult, 2005), in the United Kingdom; and the Golden Valley Sill Complex (Galerne et al., 2008) in South Africa.

### *5.3 Emplacement of Pulse 1 and Pulse 2*

The 3D geological model of Pulse 1 (Fig. 7) shows that the northern portion, indicated in figures 7a and 7b by the red dashed polygon, is a south-dipping, subvertical body. In contrast, the southern portion of Pulse 1, indicated in figures 7a and 7b by the blue dashed polygon, is formed by several shallow bodies. The magnetic and magmatic fabrics of the two regions, shown in the stereograms of figures 7c and 7d, are very similar, with subvertical foliation planes dipping either southwest to southeast and northwest to northeast. This variation of dip direction is justifiable by the curved shape of the body. The magnetic lineation (Fig. 7c and 7d) also behaves similarly for the two regions, with a preferential plunge direction towards the northwest and southeast.

The northern body morphology, the foliations attitude, and mainly the subvertical magnetic lineations (Fig. 7d) allow us to interpret this body as part of an old intrusion conduit. The south bodies, because they present a similar magnetic fabric to the north body, but do not have vertical continuity, are interpreted as roof pendants of the old magmatic chamber. The sub-horizontal lineations mark the enlargement of the chamber.

Therefore, it is possible to define, based on this morphology composed of a deep conduit and horizontal widening, that the rise of Pulse 1 was diapiric, as these characteristics define this type of emplacement (England, 1990; Schwerdtner, 1990; Paterson and Fowler 1993a, 1993b; Clemens 1997).

In the 3D geological model of Pulse 2 (Fig. 8), we can observe that at the western edge of Pulse 2, the region indicated by the blue dashed polygon in figures 8a and 8b, the depth increases gradually from west to east/northeast, whereas the area indicated by the red dashed rectangle in figures 8a and 8b, highlights the greater depths of the body, in addition to a large and deep rock volume on the northern edge. These features characterise the well-preserved inverted cone shape, with the deepest root in the central-eastern region. The magnetic fabric supports the cone-shaped morphology of the western edge, an area demarcated by the blue dashed polygon in figures 8a and 8b. Foliations and lineations have a preferential orientation towards the east, reinforcing the deepening of the central-eastern region.

The accumulation of magma at the northern edge of Pulse 2, the red dashed rectangle in figures 8a and 8b, was interpreted as a consequence of Pulse 1 acting as a barrier to the lateral expansion of magma, concentrating it and forcing its displacement to the west/southwest. This interpretation is consistent with the orientation of the magnetic fabric in the region, as can be seen in Figures 2 and 8c, where the foliation has a subvertical dip towards the southeast/northwest and lineation with a plunge towards the southwest.

Similar to Pulse 1, Pulse 2 was also constructed by diapirism, as it presents the “tail” of ascension characteristic of diapirs (Ramberg, 1972; Marsh, 1982; Mahon et al., 1988) and a divergent pattern of the magnetic lineation plunge direction (Fig. 2b), which according to Paterson et al., (1998) characterises a deceleration and lateral expansion of the intrusion.

#### *5.4 Emplacement of Pulse 3*

The 3D geological model of Pulse 3 (Fig. 9) shows a completely different morphology from previous pulses. It does not generate an inverted conical body but is formed by vertical columns connected by shallow horizontal tabular bodies. The subvertical structures, indicated by the blue dashed polygon in figure 9a, show an elongation in the northwest-southeast direction and a strongly subvertical dip towards the southwest. The northern and northwestern border, demarcated by the red dashed rectangle, is a large shallow tabular body connected to the vertical structures. The green dashed rectangle demarcates two isolated bodies with a shallow tabular format, which originally could have been connected to the rest of Pulse 3, but were isolated by the Encruzilhada Granite, as can be seen in the geological map (Fig. 2a).

The emplacement of Pulse 3 was interpreted as occurring by dikes and sills, as its characteristics are compatible with this type of emplacement. The vertical columns, indicated by the blue dashed polygon in Figure 9a, supported by magnetic and magmatic foliations (Fig. 9d) of an extremely vertical character and northwest-southeast direction, and the magnetic lineation, with a subhorizontal plunge to northwest and southeast, associated with low density of these rocks, reinforce the idea of filling in deep structures. The tabular horizontal region, demarcated by the red dashed rectangle, has the shape of an elongated sill, formed at the top of the magmatic chamber along the lithological/discordant limit of Pulse 2 with the host rocks, exactly the behaviour described for these types of intrusion (Mudge, 1968; Sylvester et al. 1978; John, 1988; de Saint-Blanquat et al., 2001, 2006; Kavanagh et al. 2006; Valentine and Krogh, 2006).

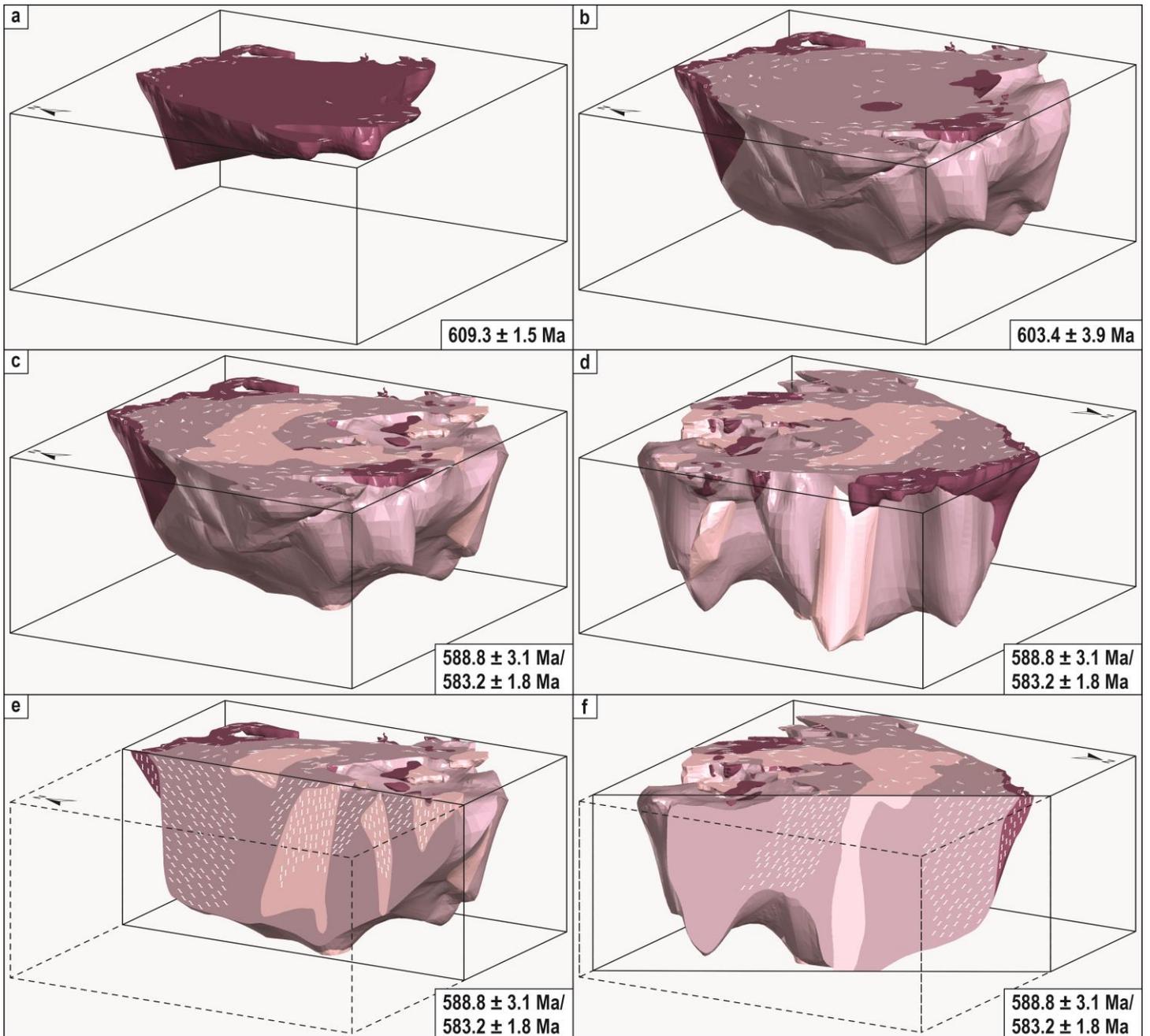
## 5.5 Evolution of the Piquiri Syenite Massif

Based on the morphology of the three pulses, on the AMS data presented by Sbaraini et al. (2019), and the dating presented by Rivera (2019), it is possible to recreate the Piquiri Syenite Massif emplacement scenario. Figure 10 traces the PSM evolution according to the emplacement of each pulse.

First, approximately 609 million years ago, the ascent of Pulse 1 occurred (Fig. 10a) through a conical main conduit, the deepest part being displaced to the north, forming a subvertical wall and becoming shallower towards the south. In the northeast region, it intrudes the VCC and BG rocks forming a north-south direction apophysis.

The rise of Pulse 2 occurred approximately 603 million years ago (Fig. 10b), and its main conduit was shifted to the southeast relative to the conduit of Pulse 1. During the rise, Pulse 2 destroyed much of Pulse 1, encompassing fragments as xenoliths and preserving only a ruin of the main conduit to the north and roof pendants to the south. In addition, the preserved wall of Pulse 1 seems to have formed a barrier to the expansion of Pulse 2, forming the large rock volume to the north and forcing expansion to the west region, where it is less deep.

If we analyse Pulse 1 and 2 together, they form a classic intrusion by diapirism and ballooning, with the fundamental characteristics of this type of intrusion: elliptical shape in the map view, concentric compositional zoning in the intrusion and radial edge structures (England, 1990; Schwerdtner, 1990; Paterson and Fowler 1993a, 1993b; Clemens 1997); and chamber feedback "tail" (Ramberg, 1972; Marsh, 1982; Mahon et al., 1988). In addition, Paterson and Vernon (1995) point out that diapirism occurs in the lower crust, and Vigneresse (1995) that diapirism decreases and ballooning begins at the crust brittle-ductile transition, which according to Conrad discontinuity (Conrad, 1925) occurs between 10 and 15 km of depth, compatible with the values found in the gravimetric inversion.



**Figure 10.** a) Reconstruction of the estimated geometry of Pulse 1 during its formation, with  $050^\circ$  viewing direction and plunge  $+40$ . b) Reconstruction of the estimated geometry for Pulses 1 and 2, with  $050^\circ$  viewing direction and plunge  $+40$ . c) Final model of the PSM complete with three pulses, with  $050^\circ$  viewing direction and plunge  $+40$ . d) Final model of the PSM complete with three pulses, with  $230^\circ$  viewing direction and plunge  $+40$ . e) Final model of the PSM complete with the three pulses, with  $050^\circ$  viewing direction and plunge  $+40$ , with N-S orientation cut and demarcated foliations. f) Final model of the PSM complete with the three pulses, with  $230^\circ$  viewing direction and plunge  $+40$ , with a perpendicular cut to the view and demarcated foliations.

Between 588 and 583 million years ago, Pulse 3 was positioned in the massif (Fig. 10c). Unlike the previous pulses, the construction of Pulse 3 did not occur by diapirism but through dikes and sills. Pulse 3 is built by four vertical dikes that crosscut Pulse 2 and feed the sill positioned over Pulse 2 at the top of the magmatic chamber, movement facilitated by its lower density. Thus, the emplacement of Pulse 3 probably happened under conditions

different from those in which the previous pulses were positioned, occupying regions of lower resistance up to the top of the chamber.

The model proposed in this paper corroborates some ideas previously presented by other authors. Hartmann et al. (2016) suggested the PSM great depth based on the integration of geology, airgamma spectrometry and airmagnetometry data from the Sul-rio-grandense Shield. The location of greater depth regions at the eastern edge of the massif indicates that the ascent benefitted from the Passo das Canas Shear Zone, similar to the model Terrinha et al. (2017) proposed for the Sintra Igneous Complex in the Western Iberian passive margin. Considering all the factors presented, the model is consistent with the hypothesis of construction by multiple intrusions, as proposed by Sbaraini et al. (2019) and Rivera (2019), given that the morphology of the bodies adequately matched the AMS data and the temporal evolution of the intrusions.

## 6. CONCLUSIONS AND IMPLICATIONS

Based on the results obtained in this study, which include the morphology of the pulses, the internal relationship between them and their general configuration as a single body, and correlating with results of works already developed in the region by other authors, which include, the structural descriptions, the AMS data and the dating of the pulses, it is possible to conclude that:

- The emplacement of Pulse 1 by diapirism is indicated by the current morphology of the body, such as a conduit ruin in the north region and roof pendants in the south region;
- Pulse 2 was also positioned by diapirism, evident by its well-preserved cone shape and divergent magmatic lineations;
- The role of Pulse 1 as a barrier to the lateral expansion of Pulse 2, the compositional zonation and circular shape in plan, in addition to the small age difference between both, indicates the construction of the massif by ballooning;
- The morphology of Pulse 3 indicates that its emplacement occurred by dikes that fed sills at the top of the magmatic chamber over Pulse 2, movement facilitated by its lower density;
- The difference in emplacement mechanisms between the first two pulses and the last pulse, associated with the age difference between them of ca. 20 Ma, indicates a change in the regional strain regime;

- The magmatic ascent has probably occurred through the Passo das Canas Shear Zone since the deepest zones of the massif are located in the eastern region, close to the PCSZ.

## 7. ACKNOWLEDGEMENTS

The first author acknowledges PPGGEO (UFRGS) and Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal Docente (CAPES - Brazil) for the MSc grant (88887.510076/2020-00). MF Bitencourt acknowledges the financial support of the Brazilian National Research Council (CNPq) through a productivity grant (311486/2015-0). MF Bitencourt and JF Savian acknowledge the state research foundation (FAPERGS) for funding a large part of this research through process (19/2551-0001761-8). In addition, Franciele Gonçalves Andres, Dionatan Ferri Padilha and Eduarda Medeiros Gomes for their help with discussions and laboratory tasks.

## 8. REFERENCES

- Almeida, F. F. M., Brito Neves, B. B., Carneiro, C. D. R., 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews*. 50(1-2), 77-111. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(99\)00072-0](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(99)00072-0)
- Améglio, L., Vignerresse, J. L., Bouchez, J. L., 1997. Granite pluton geometry and emplacement mode inferred from combined fabric and gravity data. In *Granite: From segregation of melt to emplacement fabrics*. 199-214. Springer, Dordrecht.
- Anderson, E. M., 1939. XVII.—The dynamics of sheet intrusion. *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh*, 58, 242-251. <https://doi.org/10.1017/S0370164600011159>
- Anderson, E. M., 1942. *The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain*. Oliver and Boyd, London.
- Arena, K. R., Hartmann, L. A., Lana, C., 2016. Evolution of Neoproterozoic ophiolites from the southern Brasiliano Orogen revealed by zircon U-Pb-Hf isotopes and geochemistry. *Precambrian Research*. 285, 299-314. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.09.014>
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Van Schmus, W.R., Hartmann, L.A., and Silva, L.C.da, 1997. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic granitic-gneissic Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. 10(3-4), 263–274. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(97\)00021-7](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(97)00021-7)
- Bateman, R., 1984. On the role of diapirism in the, segregation, ascent and final emplacement of granitoid magmas. *Tectonophysics*, 110(3-4), 211-231. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(84\)90262-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(84)90262-2)
- Bateman, R., 1985. Aureole deformation by flattening around a diapir during in situ ballooning: the Cannibal Creek granite. *The Journal of Geology*, 93(3), 293-310. <https://doi.org/10.1086/628953>
- Battisti, M. A., Bitencourt, M. F., De Toni, G. B., Nardi, L. V. S., Konopásek, J., 2018. Metavolcanic rocks and orthogneisses from Porongos and Várzea do Capivarita complexes: A case for identification of tectonic interleaving at different crustal levels from structural and geochemical data in southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 88, 253-274. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.08.009>
- Bitencourt, M. F., and Nardi, L. V. S., 1993. Late-to post-collisional Brasiliano magmatism in southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 65(1), 3-6.

- Bitencourt, M. F., Gastal, M. C. P., Kirchein, R. E., Costa, K. B., and Toledo, F. A. L., 1993. Reavaliação preliminar das relações estratigráficas do Complexo Granítico Encruzilhada (CGE), RS. Simp. Intern. Neoproterozóico-Cambriço de la Cuenca del Plata, I., Las Palomas-Minas, Bol. Res. Expandidos, 2(34).
- Bitencourt, M. D. F., Nardi, L. V. S., 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1), 186-189.
- Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Florisbal, L.M., Heaman, L.M., 2015. Geology, geochronology and petrogenesis of a Neoproterozoic, syntectonic sillimanite-muscovite-biotite granite from southernmost Brazil. In: 8th Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, Florianópolis. Book of Abstracts, 179-179.
- Bradley, J., 1965. Intrusion of major dolerite sills. *Transactions Of The Royal Society Of New Zealand-Geology*, 3(4), 27.
- Brun, J. P., and Pons, J., 1981. Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non-coaxial deformation, Sierra Morena, Southern Spain. *Journal of Structural Geology*, 3(3), 219-229. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(81\)90018-3](https://doi.org/10.1016/0191-8141(81)90018-3)
- Carrier, D. L., and Chapman, D. S., 1981. Gravity and thermal models for the Twin Peaks silicic volcanic center, southwestern Utah. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B11), 10287-10302. <https://doi.org/10.1029/JB086iB11p10287>
- Castro, A., 1987. On granitoid emplacement and related structures. A review. *Geologische Rundschau*, 76, 101-124. <https://doi.org/10.1007/BF01820576>
- Chemale Jr, F., 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense, in: Holz, M., De Ros, L.F. 830 (Eds.), *Geologia Do Rio Grande Do Sul*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 831 Brasil, pp. 13-52.
- Chemale, F., Philipp, R.P., Dussin, I.A., Formoso, M.L.L., Kawashita, K., Bertotti, A.L., 2011. Lu-Hf and U-Pb age determination of Capivarita Anorthosite in the Dom Feliciano Belt, Brazil. *Precambrian Res* 186, 117-126. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.01.005>
- Clemens, J. D., Petford, N., and Mawer, C. K., 1997. Ascent mechanisms of granitic. Deformation-enhanced fluid transport in the Earth's crust and mantle, 8, 145.
- Clifford, P. M., 1972. Behaviour of an Archean granitic batholith. *Canadian Journal of Earth Sciences* 9, 71-77. <https://doi.org/10.1139/e72-006>
- Conrad, V., 1925. Laufzeitkurven des Tauernbebens vom 28. November 1923. Hölder-Pichler-Tempsky, A.-G.[Abt.:] Akad. d. Wiss..
- Costa, E. O., Gomes, E. M., Bitencourt, M. F., De Toni, G. B., Nardi, L. V. S. 2020. Reassessing the PT conditions of Neoproterozoic collisional metamorphism and partial melting in southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. 100, 102584. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102584>
- Cruden, A. R., and McCaffrey, K. J., 2001. Growth of plutons by floor subsidence: implications for rates of emplacement, intrusion spacing and melt-extraction mechanisms. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, 26(4-5), 303-315. [https://doi.org/10.1016/S1464-1895\(01\)00060-6](https://doi.org/10.1016/S1464-1895(01)00060-6)
- Damaceno, J. G., de Castro, D. L., Valcácio, S. N., Souza, Z. S., 2017. Magnetic and gravity modeling of a Paleogene diabase plug in Northeast Brazil. *Journal of Applied Geophysics*. 136, 219-230. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2016.11.006>
- Dana, J., Hurlbult, C., 1969. *Manual de Mineralogia, Livros Técnicos e Científicos*. Rio De Janeiro, 1-642.

- de Saint-Blanquat, M., Law, R. D., Bouchez, J. L., and Morgan, S. S., 2001. Internal structure and emplacement of the Papoose Flat pluton: An integrated structural, petrographic, and magnetic susceptibility study. *Geological Society of America Bulletin*, 113(8), 976-995. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2001\)113<0976:ISAEOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2001)113<0976:ISAEOT>2.0.CO;2)
- de Saint-Blanquat, M., Habert, G., Horsman, E., Morgan, S. S., Tikoff, B., Launeau, P., and Gleizes, G., 2006. Mechanisms and duration of non-tectonically assisted magma emplacement in the upper crust: the Black Mesa pluton, Henry Mountains, Utah. *Tectonophysics*, 428(1-4), 1-31. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.07.014>
- De Toni, G. B., Bitencourt, M. F., Konopásek, J., Battisti, M. A., da Costa, E. O., Savian, J. F. 2021. Autochthonous origin of the Encruzilhada Block, Dom Feliciano Belt, southern Brazil, based on aerogeophysics, image analysis and PT-paths. *Journal of Geodynamics*, 144, 101825. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2021.101825>
- Dumond, G., Yoshinobu, A. S., and Barnes, C. G., 2005. Midcrustal emplacement of the Sausfjellet pluton, central Norway: Ductile flow, stoping, and in situ assimilation. *Geological Society of America Bulletin*, 117(3-4), 383-395. <https://doi.org/10.1130/B25464.1>
- England, R. W., 1990. The identification of granitic diapirs. *Journal of the Geological Society*, 147(6), 931-933. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.147.6.0931>
- Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Kramer, G., Tommasi, A., Porcher, C.C., Ramgrab, G.E., Camozzato, E., 1995a. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte I – uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira Geociências*. 25, 351-374.
- Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Kramer, G., Tommasi, A., Porcher, C.C., Ramgrab, G.E., Camozzato, E., 1995b. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte II – uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. *Revista Brasileira Geociências*. 25, 375-384.
- Figueiredo, M. C. H. D., Fragoso Cesar, A. R. S., Kronberg, B. I., 1990. Litogeoquímica das principais unidades do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. *Boletim de Resumos*. In: 36º Congresso Brasileiro de Geologia. Natal, Anais. 1990. p. 1723-1738.
- Fragoso Cesar, A. R. S., Tectônica de placas no ciclo brasileiro: as orogenias dos cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul. 1991. PhD Thesis. Universidade de São Paulo.
- Francis, E. H., 1982. Magma and sediment-I Emplacement mechanism of late Carboniferous tholeiite sills in northern Britain: President's anniversary address 1981. *Journal of the Geological Society*, 139(1), 1-20. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.139.1.0001>
- Galerne, C. Y., Neumann, E. R., and Planke, S., 2008. Emplacement mechanisms of sill complexes: Information from the geochemical architecture of the Golden Valley Sill Complex, South Africa. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177(2), 425-440. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.06.004>
- Geosoft. 2015. Oasis Montaj (Version 8.3.3) <https://www.geosoft.com>
- Gilbert, G. K., 1877. United States Geographical and Geological Survey of the Rocky Mountains Region. Report on the Geology of the Henry Mountains.
- Gouly, N. R., 2005. Emplacement mechanism of the Great Whin and Midland Valley dolerite sills. *Journal of the Geological Society*, 162(6), 1047-1056. <https://doi.org/10.1144/0016-764904-141>
- Hartmann, L. A., Santos, J. O. S., Mcnaughton, N. J., Vasconcellos, M.A.Z., Silva, L.C., 2000. Ion microprobe (SHRIMP) dates complex granulite from Santa Catarina, southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro. 72(4), 560-572. <https://doi.org/10.1590/S0001-37652000000400007>

- 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. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 88, 75-92. <https://doi.org/10.1590/0001-3765201520140495>
- Holder, M. T., 1981. Some aspects of intrusion by ballooning-the ardara pluton. *Journal of Structural Geology*. 3-1. 93-93.
- Horsman, E., Tikoff, B., and Morgan, S., 2005. Emplacement-related fabric and multiple sheets in the Maiden Creek sill, Henry Mountains, Utah, USA. *Journal of Structural Geology*, 27(8), 1426-1444. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2005.03.003>
- Hutton, D. H., 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 79(2-3), 245-255. <https://doi.org/10.1017/S0263593300014255>
- John, B. E., 1988. Structural reconstruction and zonation of a tilted mid-crustal magma chamber: The felsic Chemehuevi Mountains plutonic suite. *Geology*, 16(7), 613-617. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1988\)016<0613:SRAZOA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1988)016<0613:SRAZOA>2.3.CO;2)
- Joly, A., Martelet, G., Chen, Y., Faure, M., 2008. A multidisciplinary study of a syntectonic pluton close to a major lithospheric-scale fault - Relationships between the Montmarault granitic massif and the Sillon Houiller Fault in the Variscan French Massif Central: 2. Gravity, aeromagnetic investigations, and 3-D geologic modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 113, B1. <https://doi.org/10.1029/2006JB004744>
- Joly, A., Faure, M., Martelet, G., Chen, Y., 2009. Gravity inversion, AMS and geochronological investigations of syntectonic granitic plutons in the southern part of the Variscan French Massif Central. *Journal of Structural Geology*. 31(4), 421-443. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.01.004>
- Jost, H., Bitencourt, M.F., 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da Faixa de Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta Geol Leop* 11, 27-59.
- Jost, H., Hartmann, L.A., 1984. Província Mantiqueira – Setor Meridional. in: *Pré-Cambriano do Brasil*. Coord.: Almeida, F.F.M., Hasui, Y. p. 345-368.
- Jost, H., Brod, J. A., Holz, M., Kuhn, A., Flor, M. A. D., Kronbauer, A., Dillenburg, S., 1985. Geologia estrutural, petrografia e petrologia do sienito Piquiri (Proterozóico Superior), Rio Grande do Sul. *SBG, Simp. Sul-Bras. Geol.* 2, 63-80.
- Kane, M. F., 1962. A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer. *Geophysics*, 27(4), 455-462. <https://doi.org/10.1190/1.1439044>
- Kavanagh, J. L., Menand, T., and Sparks, R. S. J., 2006. An experimental investigation of sill formation and propagation in layered elastic media. *Earth and Planetary Science Letters*, 245(3-4), 799-813. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.03.025>
- Kearey, P., Brooks, M., and Hill, I., 2002. *An introduction to geophysical exploration* (Vol. 4). John Wiley and Sons.
- Konopásek, J., Janoušek, V., Oyhantçabal, P., Sláma, J., Ulrich, S., 2018. Did the circum-Rodinia 848 subduction trigger the Neoproterozoic rifting along the Congo-Kalahari Craton margin? *Int. J. Earth 849 Sci.* (2018), 10.1007/s00531-017-1576-4
- Lyra, D.S., Savian, J.F., Bitencourt, M. de F., Trindade, R.I.F., Tomé, C.R., 2018. AMS fabrics and emplacement model of Butiá Granite, an Ediacaran syntectonic peraluminous granite from southernmost Brazil. *J South Am Earth Sci* 87, 25-41. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.12.006>
- Mahon, K. I., Harrison, T. M., and Drew, D. A., 1988. Ascent of a granitoid diapir in a temperature varying medium. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B2), 1174-1188. <https://doi.org/10.1029/JB093iB02p01174>

- Mahood, G. A., and Cornejo, P. C., 1992. Evidence for ascent of differentiated liquids in a silicic magma chamber found in a granitic pluton. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 83(1-2), 63-69. <https://doi.org/10.1017/S0263593300007756>
- Mallick, K., Vasanthi, A., and Sharma, K. K., 2012. *Bouguer gravity regional and residual separation: application to geology and environment*. Springer Science & Business Media.
- Marre, J., 1986. *The structural analysis of granitic rocks*. North Oxford Academic.
- Marsh, B. D., 1982. On the mechanics of igneous diapirism, stoping, and zone melting. *American Journal of Science*, 282(6), 808-855. <https://doi.org/10.2475/ajs.282.6.808>
- Martelet, G., Calcagno, P., Gumiaux, C., Truffert, C., Bitri, A., Gapais, D., Brun, J. P., 2004. Integrated 3D geophysical and geological modelling of the Hercynian Suture Zone in the Champtoceaux area (south Brittany, France). *Tectonophysics*. 382(1-2), 117-128. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2003.12.009>
- Martil, M.M.D., Bitencourt, M. de F., Nardi, L.V.S., Schmitt, R. da S., Weinberg, R., 2017. Pre-collisional, Tonian (ca. 790 Ma) continental arc magmatism in southern Mantiqueira Province, Brazil: Geochemical and isotopic constraints from the Várzea do Capivarita Complex. *Lithos* 274–275, 39–52. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.11.011>
- Morgan, S., Horsman, E., Tikoff, B., de Saint-Blanquat, M., and Habert, G., 2005. Sheet-like emplacement of satellite laccoliths, sills, and bysmaliths of the Henry Mountains, Southern Utah. [https://doi.org/10.1130/2005.fld006\(14\)](https://doi.org/10.1130/2005.fld006(14))
- Mudge, M. R., 1968. Depth control of some concordant intrusions. *Geological Society of America Bulletin*, 79(3), 315-332. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1968\)79\[315:DCOSCI\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1968)79[315:DCOSCI]2.0.CO;2)
- Mushayandebvu, M. F., van Driel, P., Reid, A. B., Fairhead, J. D., 2001. Magnetic source parameters of two-dimensional structures using extended Euler deconvolution. *Geophysics*, 66(3), 814-823. <https://doi.org/10.1190/1.1444971>
- Nagy, D., 1966. The gravitational attraction of a right rectangular prism. *Geophysics*, 31(2), 362-371. <https://doi.org/10.1190/1.1439779>
- Niessing, M.; Bitencourt, M.F.; Kruhl, J.H. and Vlach, S.R.F., 2011. Sillimanite-bearing, S-type granite from post-collisional environment in southern Brazil. In: *Seventh Hutton Symposium on Granites and Related Rocks*, Avila, Spain, July 4-9 2011. Abstracts Book, p. 109.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., 2011. The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *International Journal of Earth Sciences*. 100, 201–220. <https://doi.org/10.1007/s00531-010-0580-8>
- Padilha, D.F., Bitencourt, M. de F., Nardi, L.V.S., Florisbal, L.M., Reis, C., Geraldés, M., Almeida, B.S., 2019. Sources and settings of Ediacaran post-collisional syenite-monzonite-diorite shoshonitic magmatism from southernmost Brazil. *Lithos*. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.06.004>
- Paterson, S. R., and Fowler Jr, T. K., 1993a. Extensional pluton-emplacement models: Do they work for large plutonic complexes?. *Geology*, 21(9), 781-784. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021<0781:EPEMDT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<0781:EPEMDT>2.3.CO;2)
- Paterson, S. R., and Fowler Jr, T. K., 1993b. Re-examining pluton emplacement processes. *Journal of Structural Geology*, 15(2), 191-206. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(93\)90095-R](https://doi.org/10.1016/0191-8141(93)90095-R)
- Paterson, S. R., and Vernon, R. H., 1995. Bursting the bubble of ballooning plutons: a return to nested diapirs emplaced by multiple processes. *Geological Society of America Bulletin*, 107(11), 1356-1380. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1995\)107<1356:BTBOBP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1995)107<1356:BTBOBP>2.3.CO;2)

- Paterson, S. R., Fowler Jr, T. K., Schmidt, K. L., Yoshinobu, A. S., Yuan, E. S., and Miller, R. B., 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos*, 44(1-2), 53-82. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00022-X](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00022-X)
- Philipp, R. P., 1990. Geologia e petroquímica dos granitóides da região de Monte Bonito, Pelotas, RS. Porto Alegre, MSc Thesis, 231p. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Philipp, R. P., 1998. A evolução geológica e tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. PhD Thesis. Universidade de São Paulo.
- Philipp, R. P., Machado, R., 2001. Estratigrafia e significado tectônico das suítes graníticas do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*. 31-3, 257-266.
- Philipp, R. P., Pimentel, M. M., Basei, M. A. S., 2018. The tectonic evolution of the São Gabriel terrane, Dom Feliciano belt, southern Brazil: the closure of the Charrua ocean. In: Siegesmund, S., Basei, M. A. S., Oyhantçabal, P., Oriolo, S. (eds) *Geology of Southwest Gondwana. Regional Geology Reviews*. Springer, Cham. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-68920-3\\_10](https://doi.org/10.1007/978-3-319-68920-3_10)
- Philipp, R. P., Pimentel, M. M., Basei, M. A. S., Salvi, M., De Lena, L. O. F., Vedana, L. A., Gubert, M. L., Lopes, G. G., Laux, J. H., Camozzato, E., 2021. U–Pb detrital zircon dating applied to metavolcano-sedimentary complexes of the São Gabriel Terrane: New constraints on the evolution of the Dom Feliciano Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 110, 103409. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103409>
- Ramberg, H., 1972. Theoretical models of density stratification and diapirism in the Earth. *Journal of Geophysical Research*, 77(5), 877-889. <https://doi.org/10.1029/JB077i005p00877>
- Ramos, R.C., Koester, E., Vieira, D.T., Porcher, C.C., Gezatt, J.N., Silveira, R.L., 2018. Insights on the evolution of the Arroio Grande ophiolite (Dom Feliciano belt, Brazil) from Rb-Sr and SHRIMP U-Pb isotopic geochemistry. *Journal of South American Earth Sciences*, 86, 38–53. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.06.004>
- Ramsay, J. G., 1981. Emplacement mechanics of the Chindamora batholith, Zimbabwe. In *Journal of Structural Geology*. 3-1.93-93.
- Ramsay, J. G., 1989. Emplacement kinematics of a granite diapir: the Chindamora batholith, Zimbabwe. *Journal of Structural Geology*, 11(1-2), 191-209. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(89\)90043-6](https://doi.org/10.1016/0191-8141(89)90043-6)
- Reesor, J. E., Sutherland, P. K., Thorsteinsson, R., Douglas, R. J. W., and Bell, W. A., 1958. Dewar Creek map-area with special emphasis on the White Creek Batholith, British Columbia (Vol. 291). E. Cloutier, Queen's printer.
- Rivera, C.B., 2019. Construção do maciço sienítico Piquiri (609 a 683 Ma) por colocação sucessiva de pulsos de magma ultrapotássico e shoshonítico sob extensão no Escudo sul-rio-grandense. PhD Thesis. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil.
- Sanderson, D. J., and Meneilly, A. W., 1981. Analysis of three-dimensional strain modified uniform distributions: andalusite fabrics from a granite aureole. *Journal of Structural Geology*, 3(2), 109-116. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(81\)90008-0](https://doi.org/10.1016/0191-8141(81)90008-0)
- Sbaraini, S., Raposo, M. I. B., de Fátima Bitencourt, M., Tome, C. R., 2020. Magnetic fabrics of the neoproterozoic piquiri syenite massif (Southernmost Brazil): Implications for 3D geometry and emplacement. *Journal of Geodynamics*. 134, 101691. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2019.101691>
- Schwerdtner, W. M. (1979). Natural indicators of solid-body rotation in deformed rocks. *Tectonophysics*, 53(1-2), T15-T20. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(79\)90347-0](https://doi.org/10.1016/0040-1951(79)90347-0)
- Seequent. 2022. Leapfrog Geo. (Version 2021.2.4). <https://www.seequent.com/category/products-and-solutions/leapfrog-geo/>

- Shaw, H. R., and Hargraves, R. B. 1980. The fracture mechanisms of magma transport from the mantle to the surface. *Physics of magmatic processes*, 64, 201-264.
- Stabel, L. Z., Nardi, L. V. S., and Plá Cid, J., 2001. Química mineral e evolução petrológica do Sienito Piquiri: magmatismo shoshonítico, neoproterozóico, pós-colisional no sul do Brasil. *Rev Bras Geoc*, 31, 211-222. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.200131221122>
- Sylvester, A. G., Ortel, G., Nelson, C. A., and Christie, J. M., 1978. Papoose Flat pluton: A granitic blister in the Inyo Mountains, California. *Geological Society of America Bulletin*, 89(8), 1205-1219. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1978\)89<1205:PFPAGB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1978)89<1205:PFPAGB>2.0.CO;2)
- Talbot, J. Y., Martelet, G., Courrioux, G., Chen, Y., Faure, M., 2004. Emplacement in an extensional setting of the Mont Lozère–Borne granitic complex (SE France) inferred from comprehensive AMS, structural and gravity studies. *Journal of Structural Geology*. 26(1), 11-28. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(03\)00083-X](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(03)00083-X)
- Talwani, M., Worzel, J. L., Landisman, M., 1959. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *Journal of geophysical research*, 64(1), 49-59. <https://doi.org/10.1029/JZ064i001p00049>
- Talwani, M., and Heirtzler, J. R., 1964. Computation of magnetic anomalies caused by two dimensional structures of arbitrary shape. *Computers in the mineral industries, part 1: Stanford University publications, Geol. Sciences*, 1, 464–480.
- Tessari, R.I., Picada, R.S., 1966. Geologia da Quadrícula de Encruzilhada do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil. *Boletim da Divisão de Fomento à Produção Mineral, DNPM*. nº124, 147p.
- Terrinha, P., Pueyo, E. L., Aranguren, A., Kullberg, J. C., Kullberg, M. C., Casas-Sainz, A., and Azevedo, M. D. R., 2018. Gravimetric and magnetic fabric study of the Sintra Igneous complex: laccolith-plug emplacement in the Western Iberian passive margin. *International Journal of Earth Sciences*, 107, 1807-1833. <https://doi.org/10.1007/s00531-017-1573-7>
- UFRGS, 2008. Mapeamento Geológico 1:25 000 de parte das folhas Passo das Canas SH-22-Y-A-III-4 (MI2984/4) e Capané SH 22-Y-A-III-3 (MI2984/3), RS. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- UFRGS, 2009. Mapeamento Geológico 1:25 000 de parte da Folha Passo das Canas SH-22-Y-A-III-4 (MI2984/4), RS. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- Valentine, G. A., and Krogh, K. E. (2006). Emplacement of shallow dikes and sills beneath a small basaltic volcanic center—The role of pre-existing structure (Paiute Ridge, southern Nevada, USA). *Earth and Planetary Science Letters*, 246(3-4), 217-230. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.04.031>
- Vieira Jr. N., Fernandes, L.A.D., Koester, E., Scherer, C.S., 1989. Enclaves microgranulares do Maciço de Piquiri-RS. *Acta Geológica Leopoldensia*. 29: 185-206.
- Vigneresse, J. L., 1995. Crustal regime of deformation and ascent of granitic magma. *Tectonophysics*, 249(3-4), 187-202. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00005-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00005-8)
- Vigneresse, J. L., Bouchez, J. L., 1997. Successive granitic magma batches during pluton emplacement: the case of Cabeza de Araya (Spain). *Journal of Petrology*. 38(12), 1767-1776. <https://doi.org/10.1093/ptroj/38.12.1767>
- Vigneresse, J. L., Tikoff, B., and Améglio, L., 1999. Modification of the regional stress field by magma intrusion and formation of tabular granitic plutons. *Tectonophysics*, 302(3-4), 203-224. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00285-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00285-6)

- Wehr, H., Chevrot, S., Courrioux, G., Guillen, A., 2018. A three-dimensional model of the Pyrenees and their foreland basins from geological and gravimetric data. *Tectonophysics*. 734–735, 16-32. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.03.017>.
- Wikström, A., 1984. A possible relationship between augen gneisses and post-orogenic granites in SE Sweden. *Journal of structural geology*, 6(4), 409-415. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(84\)90041-5](https://doi.org/10.1016/0191-8141(84)90041-5)
- Will, T.M., Gaucher, C., Ling, X.-H., Li, X.-H., Li, Q.-L., Frimmel, H.E., 2017. Neoproterozoic magmatic and metamorphic events in the Cuchilla Dionisio Terrane, Uruguay, and possible correlations across the South Atlantic. *Precambrian Research*, 320, 303-322. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.11.004>

|  |
|--|
| <b>ANEXO I</b>   |
| Título da Dissertação:   |
| <b>“Inversão gravimétrica e modelamento geológico tridimensional do Maciço Sienítico Piquiri, região sul do Brasil”</b>  |
| Área de Concentração: Geoquímica   |
| Autor: <b>Victor Soares Cardoso</b>  |
| Orientadora: Profa. Dra. Maria de Fátima Bitencourt  |
| Examinador: Dr. Everton Frigo  |
| Data: 24/02/2023   |
| Conceito: A (Excelente)  |
| <b>PARECER:</b>  |
| <p>Este trabalho apresenta um estudo gravimétrico e de modelagem geológica cujos resultados fornecem novas e relevantes informações acerca da forma de posicionamento e da construção do Maciço Sienítico Piquiri.</p> <p>A seguir apresento uma breve análise e eventuais sugestões e considerações sobre cada parte do texto.</p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1) O <i>Resumo</i> está bem escrito e apresenta adequadamente a essência do trabalho.</li> <li>2) O <i>Texto Integrador</i> está muito bem organizado e facilita a leitura e o entendimento geral do trabalho.</li> <li>3) Na seção 1.1, seria mais adequado iniciar o texto apresentando o Maciço Sienítico Piquiri e mencionando as dúvidas que ainda persistem quanto à sua evolução geológica. A utilização da geofísica neste tipo de investigação deveria ser mencionada somente após o texto inicial.</li> <li>4) Os <i>Objetivos</i> geral e específicos estão apresentados de forma adequada.</li> <li>5) O Contexto Geológico está bem apresentado e escrito de forma muito clara.</li> <li>6) Seria mais adequado utilizar uma referência bibliográfica básica para fazer a apresentação do método gravimétrico (seção 1.3.2). Considero que nesta seção faltou apresentar os conceitos de geoide e de anomalia gravimétrica.</li> <li>7) O texto <i>Posicionamento e intrusões ígneas</i> está apropriado.</li> <li>8) Considero que o título mais adequado para a seção 1.4 seria “Dados e métodos de análise” ou, alternativamente, “Materiais e métodos”.</li> </ol> |

9) Considero que “Aquisição gravimétrica e geodésica” seria um título mais adequado para seção 1.4.1. Nesta mesma seção, o trecho “...foi de 750 metros...” poderia ter sido melhor explicado.

10) A correção da deriva instrumental (seção 1.4.2.1) poderia ser melhor explicada.

11) O método de obtenção do valor a ser utilizado na correção de marés (seção 1.4.2.2) poderia ter sido descrito, ao menos, de forma simplificada.

12) A origem da equação (4) poderia ter sido explanada de forma sucinta.

13) Considero que as seções 1.4.2.5 e 1.4.2.6 poderiam ser apresentadas em ordem invertida. Além disso, seria interessante descrever brevemente a base do método utilizado para realizar a correção de terreno e mencionar se ela é importante ou não no presente estudo.

14) Na seção 1.4.3 seria pertinente citar o valor médio da densidade da crosta terrestre e, se possível, comparar este valor com os valores obtidos neste estudo. Além disso, seria relevante detalhar um pouco os conceitos de espectro de potência radial e da deconvolução estendida de Euler, assim como das interpretações dos seus resultados. Adicionalmente, seria importante explicar melhor o significado dos resultados apresentados no último parágrafo desta seção.

15) Na seção 1.4.4 poderia ter sido apresentado um passo a passo mais detalhado da construção do modelo geológico.

16) Os *Resultados* obtidos estão muito bem detalhados e apresentados de forma clara. Na seção 1.5.1 (Gravimetria), faltou informar o motivo da omissão dos resultados (mapas) de anomalia ar-livre. Seria muito interessante que as posições dos perfis mencionados na seção 1.5.2 (Inversão gravimétrica) estivessem indicados na Figura 5. Esta sugestão serve também para o texto do artigo científico submetido e apresentado em anexo a dissertação.

17) O texto *Interpretação e Discussão* está escrito com nível de detalhamento satisfatório. Seria pertinente explicar melhor o significado da palavra “esperado” no trecho “...a maior parte da sua área aflorante está associada a anomalias positivas, divergindo do esperado”, apresentado na seção 1.6.1. Indico rever a utilização da palavra “definir” utilizada no segundo parágrafo da seção 1.6.2. Aconselho também rever a escrita do trecho “Portanto, o Pulso 2 também foi construído por diapirismo ...” no último parágrafo da seção 1.6.2. O texto contendo a proposição de evolução do Maciço Sienítico Piquiri, apresentado na seção 1.6.4, está excelente.

18) As conclusões (seção 1.7) apresentadas estão de acordo com os objetivos do trabalho.

19) Encontrei algumas discrepâncias entre as referências citadas no *Texto Integrador* e aquelas apresentadas na seção 1.8. As formas de apresentação de algumas citações realizadas no texto devem ser revisadas.

20) O artigo submetido ao *Journal of Geodynamics*, revista de elevada relevância na área das geociências, apresenta os principais resultados da dissertação de mestrado. O referido manuscrito foi redigido em conjunto com uma excelente equipe de pesquisadores.

21) Sugestões de pequenas correções não mencionadas textualmente neste parecer foram indicadas no arquivo da dissertação e enviadas diretamente ao autor do trabalho via e-mail.

Diante das considerações apresentadas neste parecer, avalio esta dissertação com conceito A (Excelente).



Assinatura:

Data: 24/02/2023

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

|  |
|--|
| <b>ANEXO I</b>   |
| Título da Dissertação:   |
| <b>“Inversão gravimétrica e modelamento geológico tridimensional do Maciço Sienítico Piquiri, região sul do Brasil”</b>  |
| Área de Concentração: Geoquímica   |
| Autor: <b>Victor Soares Cardoso</b>  |
| Orientadora: Profa. Dra. Maria de Fátima Bitencourt  |
| Examinador: Prof. Dr. Giuseppe Betino De Toni  |
| Data: 24/02/2023   |
| Conceito: A  |
| <b>PARECER:</b>  |
| <p>A dissertação de mestrado de Victor Soares Cardoso, intitulada “INVERSÃO GRAVIMÉTRICA E MODELAMENTO GEOLÓGICO TRIDIMENSIONAL DO MACIÇO SIENÍTICO PIQUIRI, REGIÃO SUL DO BRASIL”, apresenta novos dados de gravimetria terrestre integrados à dados estruturais, geofísicos e geocronológicos da bibliografia, desenvolvidos na forma de 9 perfis de inversão gravimétrica e modelagem tridimensional do maciço, resultando em um modelo de evolução temporal de construção do maciço multi-intrusivo. O trabalho apresentado está muito bem ilustrado e bem escrito, com exceção de pequenos erros gramaticais ou de digitação. Ressalta-se a robustez em termos de dados inéditos apresentados e na integração de dados (novos e prévios) através de processamento computacional com uso de <i>softwares</i>, trazendo uma contribuição relevante para a compreensão deste importante corpo rochoso em particular, assim como implicações significativas para a geologia regional. Estas implicações podem vir a ser mais profundamente exploradas na versão definitiva (publicada) do manuscrito, caso os autores considerem pertinentes algumas provocações/comentários/sugestões que serão aqui apresentadas.</p> <p>A dissertação está dividida em duas seções, uma primeira parte intitulada Texto Integrador, em português, e uma segunda parte que é o manuscrito submetido ao <i>Journal of Geodynamics</i>, em inglês. As duas seções possuem grande sobreposição de conteúdo, e a maior parte dos comentários a seguir referem-se a ambas, exceto quando for especificado. Detalhes de forma estão marcados diretamente no .pdf da dissertação, que será disponibilizado ao autor.</p> <p>O <b>resumo/abstract</b> inicia falando do Batólito Pelotas enquanto constituinte do Cinturão Dom Feliciano, e do Maciço Sienítico Piquiri como parte deste batólito. Logo no segundo parágrafo da <b>introdução</b> já fala sobre o Bloco Encruzilhada, sem no entanto explicar do que se trata o referido bloco. Acredito que seria útil para um leitor desavisado compreender o que significa este bloco antes dessa aparição “de supetão”.</p> <p>Para complementação do item <b>1.3.3. Posicionamento de intrusões ígneas</b>, com relação aos esforços tectônicos e dinâmica interna de câmaras magmáticas, sugiro a leitura do artigo de Saint Blanquat et al. (2011), cuja referência completa está no</p> |

fim deste documento.

Sobre a primeira seção, item **1.5 Resultados – 1.5.2 Inversão Gravimétrica**, seguem alguns comentários às **figuras** que podem também ser aproveitados no manuscrito:

- Poderia ser útil incluir a orientação dos perfis (Norte à esquerda - Sul à direita);
- O Granito Butiá ficou um pouco parecido em tonalidade com o Pulso 3 do MSP. Talvez uma cor mais forte para um deles pudesse tornar mais fácil a distinção;
- Na **figura 6a** não está compreensível o significado do polígono mais claro acima do Complexo Porongos (depois, no manuscrito, foi explicado que foi feito um ajuste de densidade).

No item **1.5.3. Modelamento geológico, Fig. 9:**

- Seria interessante mencionar na legenda que a **Fig. 9b** tem este corte frontal representando um perfil NE-SW no meio (?) do MSP. Ficou muito bom! Curiosa aquela forma "vazia" dentro do P2.
- O N de norte, na flecha, tá virado ao contrário (espelhado)?

**Figura 10:**

- O estereograma C não seria o do polígono tracejado vermelho? (foliação subhorizontal)
- O estereograma D não seria o do polígono tracejado azul, com estruturas de alto ângulo de mergulho?
- O que é o polígono tracejado verde? Os corpos aflorantes isolados? Ok, depois o texto fala, mas acho que seria importante estar na legenda.

**1.6.4. Evolução do Maciço Sienítico Piquiri**

Quando menciona que os valores da transição rúptil-dúctil de 10 a 15 km seriam compatíveis com os modelados pela inversão gravimétrica, neste caso estaria considerando a profundidade de intrusão igual a profundidade modelada?

Na época da intrusão, possivelmente havia uma coluna de rochas acima da intrusão, resultando em uma profundidade de intrusão, na época possivelmente maior. Acredito que seria necessário considerar a erosão associada à exumação do MSP nesta equação.

Na **seção um** o autor não descreve o comportamento das rochas circundantes, apenas dos 3 pulsos do MSP. Já na **seção dois** (manuscrito), essas outras rochas são descritas na inversão gravimétrica.

No perfil **NS-3**, o contato CVC-CP é subvertical com mergulho aparente (?) de alto ângulo para norte (nordeste?), enquanto o GE é uma intrusão rasa ("folha").

Já no **NS-4**, não foi citada a presença do CVC aflorante e abaixo do MSP (metade norte), em profundidade fazendo contato com o CP (metade sul), com mergulho aparente de médio ângulo para sul (SW?). Como o autor imagina compatibilizar este contato entre os dois perfis?

**Questões finais:**

Se o comportamento do MSP durante o posicionamento dos pulsos 1 e 2 era de diapirismo e *ballooning*, e posteriormente passou a intrusão por diques e sills, além de uma mudança de *strain* deve ter havido uma mudança na profundidade das intrusões. Portanto, qual seria o papel da exumação do Bloco Encruzilhada nesse processo? Existe uma forma de estimar a diferença de profundidade entre as intrusões dos diferentes pulsos?

O autor conclui que a Zona de Cisalhamento Passo das Canas foi uma descontinuidade aproveitada pela intrusão. Qual o papel do contato entre os complexos Várzea do Capivarita e Porongos como descontinuidade?

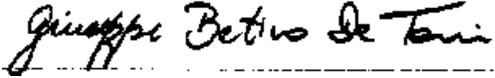
Uma implicação dos resultados de inversão é a de que em 3 perfis EW o contato

entre CVC e CP é subvertical, com mergulhos para leste, tendo sido aproveitado pela intrusão do MSP. Enquanto em um dos perfis NS o contato é subvertical com mergulho aparente para norte (nordeste?), e em outro o contato entre os complexos é de médio ângulo aparente para sul (sudoeste?). Pensando na configuração pré-MSP, o autor considera que há possibilidade de inferir uma geometria original para o contato entre os complexos?

**Referência sugerida:**

Saint Blanquat et al., 2011. Multiscale magmatic cyclicity, duration of pluton construction, and the paradoxical relationship between tectonism and plutonism in continental arcs. *Tectonophysics*, 500, 20-33.

(Apesar do contexto de arcos magmáticos enquadrado pelo trabalho, é possível aproveitar muito da discussão transpondo para o cenário pós-colisional.)

Assinatura: 

Data: 24/02/2023

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

|  |                  |
|--|------------------|
| <b>ANEXO I</b>   |                  |
| Título da Dissertação:   |                  |
| <b>“Inversão gravimétrica e modelamento geológico tridimensional do Maciço Sienítico Piquiri, região sul do Brasil”</b>  |                  |
| Área de Concentração: Geoquímica   |                  |
| Autor: <b>Victor Soares Cardoso</b>  |                  |
| Orientadora: Profa. Dra. Maria de Fátima Bitencourt  |                  |
| Examinadora: Dra. Maria Luiza Correa da Camara Rosa  |                  |
| Data: 24/02/2023   |                  |
| Conceito: A  |                  |
| <b>PARECER:</b>  |                  |
| <p>A Dissertação representa uma contribuição ao entendimento da evolução geológica do Maciço Sienítico Piquiri (MSP) através da aplicação dos resultados da análise gravimétrica para fins de modelagem. A metodologia é coerente com os objetivos propostos e as interpretações estão embasadas nos resultados, corroborando com um dos modelos já propostos para a gênese do MSP. Uma série de observações foram realizadas no documento, as quais se referem à redação e a alguns pontos mais específicos da metodologia e apresentação dos resultados. Estas constituem sugestões que pretendem contribuir com a publicação do trabalho, destacando-se:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- compatibilizar a hipótese com os objetivos, elucidando se partiu ou não de um dos modelos existentes como premissa;</li> <li>- evidenciar o que é resultado deste estudo e o que é integração de trabalhos anteriores;</li> <li>- ilustrar em mapa as estruturas e unidades geológicas citadas no texto;</li> <li>- descrever o método de posicionamento dos dados, indicando as precisões efetivamente obtidas;</li> <li>- descrever a obtenção das densidades, tanto com relação aos métodos quanto ao detalhamento dos resultados;</li> <li>- aprofundar a discussão com exemplos semelhantes e com os dados obtidos em outros estudos;</li> <li>- aprofundar a discussão e interpretação acerca do controle estrutural da ascensão do magma.</li> </ul> |                  |
| Assinatura:  | Data: 24/02/2023 |
| Ciente do Orientador:  |                  |
| Ciente do Aluno:   |                  |