



FACULDADE DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA

GUSTAVO DE SOUZA COSTA

**Mapeamento Geológico, Gravimetria e Trama Magnética do Corpo Intrusivo
Córrego Seco, Anicuns-GO**

Aparecida de Goiânia

2024



UFG

UNIVERSIDADE FEDERAL DE GOIÁS
FACULDADE DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA

TERMO DE CIÊNCIA E DE AUTORIZAÇÃO PARA DISPONIBILIZAR VERSÕES ELETRÔNICAS DE TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO DE GRADUAÇÃO NO REPOSITÓRIO INSTITUCIONAL DA UFG

Na qualidade de titular dos direitos de autor, autorizo a Universidade Federal de Goiás (UFG) a disponibilizar, gratuitamente, por meio do Repositório Institucional (RI/UFG), regulamentado pela Resolução CEPEC no 1240/2014, sem ressarcimento dos direitos autorais, de acordo com a Lei no 9.610/98, o documento conforme permissões assinaladas abaixo, para fins de leitura, impressão e/ou download, a título de divulgação da produção científica brasileira, a partir desta data.

O conteúdo dos Trabalhos de Conclusão dos Cursos de Graduação disponibilizado no RI/UFG é de responsabilidade exclusiva dos autores. Ao encaminhar(em) o produto final, o(s) autor(a)(es)(as) e o(a) orientador(a) firmam o compromisso de que o trabalho não contém nenhuma violação de quaisquer direitos autorais ou outro direito de terceiros.

1. Identificação do Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação (TCCG)

Nome(s) completo(s) do(a)(s) autor(a)(es)(as): Gustavo de Souza Costa

Título do trabalho: Mapeamento Geológico, Gravimetria e Trama magnética do Corpo Intrusivo Córrego Seco, Anicuns-GO

2. Informações de acesso ao documento (este campo deve ser preenchido pelo orientador) Concorda com a liberação total do documento [X] SIM [] NÃO¹

[1] Neste caso o documento será embargado por até um ano a partir da data de defesa. Após esse período, a possível disponibilização ocorrerá apenas mediante: a) consulta ao(à)(s) autor(a)(es)(as) e ao(à) orientador(a); b) novo Termo de Ciência e de Autorização (TECA) assinado e inserido no arquivo do TCCG. O documento não será disponibilizado durante o período de embargo.

Casos de embargo:

- Solicitação de registro de patente;
- Submissão de artigo em revista científica;
- Publicação como capítulo de livro.

Obs.: Este termo deve ser assinado no SEI pelo orientador e pelo autor.



Documento assinado eletronicamente por **Filipe Altoe Temporim, Professor do Magistério Superior**, em 04/08/2024, às 19:37, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Gustavo De Souza Costa, Usuário Externo**, em 05/08/2024, às 08:35, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).

GUSTAVO DE SOUZA COSTA

Mapeamento Geológico, Gravimetria e Trama Magnética do Corpo Intrusivo
Córrego Seco, Anicuns-GO

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao curso de geologia, da Faculdade de Ciências e Tecnologia (FCT), da Universidade Federal de Goiás (UFG), como requisito para obtenção do título de bacharel em geologia.

Orientador: Prof. Dr. Filipe Altoé Temporim

Aparecida de Goiânia

2024

Ficha de identificação da obra elaborada pelo autor, através do Programa de Geração Automática do Sistema de Bibliotecas da UFG.

Costa, Gustavo de Souza
Mapeamento Geológico, Gravimetria e Trama Magnética do Corpo Intrusivo Córrego Seco, Anicuns-GO [manuscrito] / Gustavo de Souza Costa. - 2024.
LXVII, 67 f.: il.

Orientador: Prof. Filipe Altoé Temporim.
Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) - Universidade Federal de Goiás, Campus Aparecida de Goiânia, Geologia, Aparecida de Goiânia, 2024.

Bibliografia. Anexos.
Inclui mapas, lista de figuras, lista de tabelas.

1. Geologia. 2. Córrego Seco. 3. Geofísica. 4. Faixa Brasília. I. Temporim, Filipe Altoé, orient. II. Título.

CDU 550.3



UFG

UNIVERSIDADE FEDERAL DE GOIÁS
FACULDADE DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA

ATA DE DEFESA DE TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

Aos 2 dias do mês de agosto do ano de 2024 iniciou-se a sessão pública de defesa do Trabalho de Conclusão de Curso (TCC) intitulado "Mapeamento Geológico, Gravimetria e Trama Magnética do Corpo Intrusivo Córrego Seco, Anicuns-GO", de autoria de Gustavo de Souza Costa, do curso de geologia, da Faculdade de Ciências e Tecnologia da UFG. Os trabalhos foram instalados pelo Dr. Filipe Altoé Temporim (FCT/UFG) com a participação dos demais membros da Banca Examinadora: Gelson Ferreira de Souza Junior (IAG/USP) e Sergio Wilians de Oliveira Rodrigues (FCT/UFG). Após a apresentação, a banca examinadora realizou a arguição do estudante. Posteriormente, de forma reservada, a Banca Examinadora atribuiu a nota final de 10,0, tendo sido o TCC considerado aprovado. Proclamados os resultados, os trabalhos foram encerrados e, para constar, lavrou-se a presente ata que segue assinada pelos Membros da Banca Examinadora.



Documento assinado eletronicamente por **Sergio Wilians De Oliveira Rodrigues, Professor do Magistério Superior**, em 02/08/2024, às 17:00, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Filipe Altoe Temporim, Professor do Magistério Superior**, em 04/08/2024, às 19:37, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site https://sei.ufg.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_externo=0, informando o código verificador **4716626** e o código CRC **6C801718**.

Agradecimentos

Com muito carinho e amor, gostaria de agradecer as pessoas que foram essenciais intelectualmente e afetivamente durante minha graduação e na realização deste trabalho, sem elas a chegada até aqui seria muito mais difícil.

Em primeiro lugar meu pai e minha mãe, que apoiaram minhas escolhas desde o início e se doaram muito, dando todo suporte necessário.

Meu padrasto Ney, que sempre foi meu parceiro nas horas necessitadas e confiou nos meus objetivos.

Minhas avós e meu avô, que sempre demonstram muito cuidado e carinho e estão juntos comigo em qualquer momento.

Meus tios e tias, em especial Bregão, Fernanda, Roger e Didi, que se preocuparam comigo e me ajudaram nos momentos mais necessitados.

Aos meus primos queridos e suas companheiras de vida, Lipe e Ma, Tu e Jaque. Eles me acolheram e me falaram os caminhos mais verdadeiros a se seguir.

Aos meus queridos irmãos Maria Clara, Helena, Brenda e Bruno, que me deram tanto amor.

Agradeço também aos meus amigos principalmente por me ouvir nos momentos de desabafo e alegria, que me motivam a continuar no caminho que acredito. Em especial, Flambo, JM, Bizo, Drizo, Giordan, Lud, Jordans, Lucas, Luquinhas, Bruna, Iôio, Gi, Harinho e Pedras.

Meus professores, que me trouxeram inspiração e um pensamento geológico da maneira mais bonita e elegante, em especial, Mônica, Ulisses, Marcelo, Débora, Sérgio e o professor Rodrigo que me deu total apoio para realização dessa pesquisa.

Ao meu orientador Filipe que me trouxe um espírito científico e fez um grande esforço para que eu me tornasse um estudante de geologia cada vez melhor. Esse projeto não seria possível sem sua confiança depositada em mim.

Ao melhor motorista de campo de todos os tempos, o grande Rogério deixo meus agradecimentos por toda atenção e profissionalismo durante os trabalhos de campo.

Além dessas pessoas, gostaria de ser grato também às instituições e seus colaboradores que me receberam e me ensinaram com excelentes práticas, especialmente a equipe do Observatório Nacional e do Laboratório de Paleomagnetismo.

RESUMO

O plúton Corrego Seco (CS) está situado no Arco Magmatico de Arenópolis, localizado na porção sul da Faixa Brasília (FB). É um corpo intrusivo semi-circular (30 km²) que intrude rochas da Sequência Metavulcanossedimentar Anicuns-Itaberaí e o metagranito Sanclerlândia de idade toniana. O pluton exhibe zoneamento concêntrico inverso com núcleo máfico (gabro/norítico) gradando para bordas de composição quartzo-diorítica com variação textural granulométrica de média a grossa. Além disso, estudos realizados na região através de dados isotópicos e mapeamento geológico, indicam que o CS (Ediacarana) tem colocação tardia e pode apresentar cristalização a partir de magmas mais evoluídos provenientes do evento tectônico final de colisão do orógeno Brasília. Dados de mapeamento geológico, gravimetria e anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) foram combinadas para determinar os mecanismos de alojamento do CS e sua cronologia em relação à estrutura de colisão da Faixa Brasília. O levantamento gravimétrico resultou em 72 estações com a utilização de um gravímetro terrestre, Scintrex CG-5 Autograv. Para a ASM foram medidos 28 sítios distribuídos em todo corpo. A susceptibilidade magnética é bastante variável (média de 4.72×10^{-2} SI) e as curvas termomagnéticas indicam que a magnetita é a principal portadora da anisotropia. Possui um alto grau de anisotropia variando de 1.012 a 1.502. O parâmetro de forma média da anisotropia, definido como a razão entre os eixos maior e menor do elipsoide de ASM varia, com os elipsoides oblatos sendo majoritariamente mais abundantes do que os prolatos. Os dados de foliação e lineação magnéticas se apresenta com padrões concêntricos de tramas magnéticas que cortam a foliação regional de tendência N-S. Medidas de *loops* de histerese indicam que a contribuição magnética provém da magnetita, i.e. são cristais maiores do que 1 µm e tem sua anisotropia de susceptibilidade controlada pela forma externa dos grãos. Os dados gravimétricos obtidos com o levantamento de campo refletem as distribuições inversamente zoneadas, de gradação das bordas ao núcleo. Os dados sugerem que a colocação foi controlada pelas forças de fluabilidade do magma, isenta de esforços tectônicos. Portanto, os dados indicam que o plúton é pós-colisional, configurando uma intrusão associada à fase extensional da Faixa Brasília.

Palavras-chave: Mapeamento geológico, Gravimetria, Magnetismo de rochas; Córrego Seco, Faixa Brasília.

ABSTRACT

The Corrego Seco (CS) pluton is situated in the Arenópolis Magmatic Arc, located in the southern portion of the Brasília Belt (FB). It is a semi-circular intrusive body (30 km²) that intrudes rocks of the Anicuns-Itaberaí Metavolcanosedimentary Sequence and the Tonian-aged Sanclerlândia metagranite. The pluton exhibits inverse concentric zoning with a mafic core (gabbro/noritic) grading to quartz-dioritic edges with medium to coarse textural grain size variation. Additionally, studies conducted in the region using isotopic data and geological mapping indicate that the CS (Ediacaran) has a late emplacement and may crystallize from more evolved magmas derived from the final tectonic collision event of the Brasília orogen. Geological mapping, gravimetry, and anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) data were combined to determine the emplacement mechanisms of the CS and its chronology in relation to the collision structure of the Brasília Belt. The gravimetric survey resulted in 72 stations using a Scintrex CG-5 Autograv terrestrial gravimeter. For the AMS, 28 sites were measured throughout the body. Magnetic susceptibility is quite variable (average of 4.72×10^{-2} SI) and thermomagnetic curves indicate that magnetite is the main carrier of anisotropy. It has a high degree of anisotropy ranging from 1.012 to 1.502. The average shape parameter of anisotropy, defined as the ratio between the major and minor axes of the AMS ellipsoid, varies, with oblate ellipsoids being predominantly more abundant than prolate ones. Magnetic foliation and lineation data present concentric patterns of magnetic fabrics that cut across the regional N-S trending foliation. Hysteresis loop measurements indicate that the magnetic contribution comes from magnetite, i.e., crystals larger than 1 μm , and its susceptibility anisotropy is controlled by the external shape of the grains. The gravimetric data obtained from the field survey reflect the inversely zoned distributions, grading from the edges to the core. The data suggest that the emplacement was controlled by magma buoyancy forces, free from tectonic stresses. Therefore, the data indicate that the pluton is post-collisional, configuring an intrusion associated with the extensional phase of the Brasília Belt

Keywords: Geological mapping, Gravimetry, Rock magnetism; Corrego Seco, Brasília Belt.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDOS	3
FIGURA 2 - (A) LOCALIZAÇÃO DA REGIÃO DE ESTUDOS NO CONTEXTO DO SUPERCONTINENTE GONDWANA; (B) CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL DA ÁREA DE ESTUDOS	6
FIGURA 3 - GEOLOGIA SIMPLIFICADA DA SEQUÊNCIA ANICUNS-ITABERAÍ E UNIDADES ADJACENTES, NO CONTEXTO DA ÁREA DE ESTUDOS, MODIFICADO DE LAUX (2004). .	8
FIGURA 4 - MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DA ÁREA DE ESTUDOS, MODIFICADO DE LACERDA FILHO ET AL (2021).	9
FIGURA 5 - (A) AERONAVE UTILIZADA NO LEVANTAMENTO GEOFÍSICO; (B) LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DO LEVANTAMENTO AEROGEOFÍSICO DO ARCO DE ARENÓPOLIS – COMPLEXO ANÁPOLIS-ITAUÇU SEQUÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR DE JUSCELÂNDIA (LASA, 2004).	11
FIGURA 6 - FLUXOGRAMA DOS PRODUTOS MAGNETOMÉTRICOS GERADOS A PARTIR DO CANAL IGRF	12
FIGURA 7- MAPAS MAGNETOMÉTRICOS DO CAMPO MAGNÉTICO ANÔMALO E GRADIENTE TOTAL	14
FIGURA 8 - <i>MAPAS MAGNETOMÉTRICOS DO GRADIENTE HORIZONTAL TOTAL E DA DERIVADA VERTICAL</i>	15
FIGURA 9 - <i>FLUXOGRAMA DOS PRODUTOS GAMAESPECTOMÉTRICOS</i>	16
FIGURA 10 - MAPAS RADIOMÉTRICOS DA DISTRIBUIÇÃO PERCENTUAL DE POTÁSSIO E DO EQUIVALENTE TÓRIO EM PPM	17
FIGURA 11 - MAPAS RAIOMÉTRICOS DO EQUIVALENTE URÂNIO EM PPM E DA COMPOSIÇÃO TERNÁRIA RGB.	18
FIGURA 12 - (A) AFLORAMENTOS EM BLOCOS DA PORÇÃO CENTRAL DO CORPO; (B) AFLORAMENTO EM LAJEDOS	19
FIGURA 13 - (A) NORITO GROSSO; (B) AGREGADOS MÁFICOS CINENTIMÉTRICOS.....	20
FIGURA 14 - (A) NORITO COM MICROESTRUTURA SUBHEDRAL; (B) CRISTAIS DE OPX- ORTOPIXOXÊNIO, CONTIDOS EM UMA MATRIZ DE PLG - PLAGIOCLÁSIO; (C) CRISTAIS	

MÁFICOS DE ANF -HONBLENDA E OPX ORIENTADOS; (D) CRISTAIS DE PLG ORIENTADOS EM MATRIZ MICROGRANULAR.....	21
FIGURA 15 - (A) CRISTAL URALITIZADO CONTENDO INCLUSÕES; (B) CRISTAIS DE PLAGIOCLÁSIO CONTENDO MACLAS DE DEFORMAÇÃO.....	22
FIGURA 16 – (A) LAJEDO DE QUARTZO-DIORITO COM ALGUMAS FEIÇÕES DE MISTURA DE MAGMA MÁFICO; (B) AFLORAMENTO NA BORDA DO CORPO APRESENTANDO ASSIMILAÇÃO DE COM A ROCHA ENCAIXANTE	23
FIGURA 17 – (A) QARTZO-DIORITO DE GRANULAÇÃO GROSSA; (B) QUARTZO-DIORITO DE GRANULAÇÃO MÉDIA COM GRANADA PONTUAL.....	24
FIGURA 18 - (A) <i>QUARTZO-DIORITO CONTENDO ANF - HORNBLENDA VERDE, BT - BIOTITA EM MATRIZ QZ - QUARTZO PLG - FELDSPÁTICA</i> ; (B) <i>FIGURA A A NICÓIS CRUZADOS</i> ; (C) <i>AGREGADOS DE HORNBLENDA VERDE CONTENDO BIOTITA E QUARTZO INTERGRANULARES</i> ; (D) <i>CRISTAIS E HORNBLENDA E PLAGIOCLÁSIO A NICÓIS PARALELOS</i>	25
FIGURA 19 - (A) <i>DIQUES BÁSICOS E VÊNULAS ÁCIDAS CORTANDO PORÇÃO NORÍTICA DO CS</i> ; (B) <i>MISTURAS DE MAGMAS</i> ; (C) <i>FRAGMENTOS DA INTRUSÃO PRETÉRITA EM MATRIZ FINA</i> ; (D) <i>COEXISTÊNCIA DE MÁGMAS EM FORMA DE DIQUES</i>	26
FIGURA 20 – EQUAÇÕES FUNDAMENTAIS QUE ESTABELECEM A ACELERAÇÃO GRAVITACIONAL E O POTENCIAL GRAVITACIONAL ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO .	
FIGURA 21 - MAPA DE DISTRIBUIÇÃO DAS ESTAÇÕES GRAVIMÉTRICAS LEVANTADAS	30
FIGURA 22 - (A) GRAVÍMETRO CG-5 AUTOGRAV DA EMPRESA SCINTREX; (B) BASE COLETORA TOPCON HIPER	31
FIGURA 23 - ESTAÇÃO GEODÉSICA DE REFERÊNCIA DA REDE GRAVIMÉTRICA FUNDAMENTAL BRASILEIRA (RGFB).....	32
FIGURA 24 - ABA DO O SERVIÇO DE POSICIONAMENTO POR PONTO PRECISO (IBGE-PPP) PARA PROCESSAMENTO DOS DADOS GNSS (GLOBAL NAVIGATION SATELLITE SYSTEM) À REALIZAÇÃO DE CORREÇÕES PÓS-PROCESSAMENTO. .IBGE.GOV.BR/GEOCIENCIAS/INFORMACOES-SOBRE-POSICIONAMENTO-GEODESICO/SERVICOS-PARA-POSICIONAMENTO-GEODESICO	33
FIGURA 25 - <i>AMOSTRAGEM DAS ESTAÇÕES GRAVIMÉTRICAS RELATIVAS UTILIZANDO O AUTOGRAV SCICTREX CG-5 E O ROVER (GPS DE PRECISÃO) TOPCON LINK</i>	33
FIGURA 26 – INTERFACE DE PROCESSAMENTO DO SOFTWARE OÁSIS MONTAJ	34
FIGURA 27 – FIGURA ESQUEMÁTICA DA COMPARAÇÃO DA SUPERFÍCIE GEOIDAL COM O ELIPSOIDE, MODIFICADO DE LOWRIE, (1997).	35

FIGURA 28 - MAPAS DAS ETAPAS DE OBTENÇÃO DA MALHA E O NÍVEL DO GEOIDE.....	35
FIGURA 29 – GRIDS OBTIDOS A PARTIR DO AJUSTE POLINOMIAL SUBTRAINDO A TENDÊNCIA REGIONAL	36
FIGURA 30 - PONTOS EM PROFUNDIDADES VARIÁVEIS. FONTE: SOLER & UIEDA, 2020... 37	
FIGURA 31- MAPA DO GRADIENTE HORIZONTAL APLICADO SOBRE O MAPA DA ANOMALIA RESIDUAL DA ÁREA DE ESTUDOS.....	38
FIGURA 32 – MAPA DO GRADIENTE TOTAL SOBRE A ANOMALIA RESIDUAL DA ÁREA DE ESTUDOS	39
FIGURA 33 - VARIAÇÕES DE MAGNETIZAÇÃO (M) COM CAMPO MAGNÉTICO APLICADO (H) EM MATERIAIS PARAMAGNÉTICOS E DIAMAGNÉTICOS (LOWRIE, 1997).	40
FIGURA 34 - REPRESENTAÇÕES ESQUEMÁTICAS DOS ALINHAMENTOS DE MOMENTOS MAGNÉTICOS ATÔMICOS	41
FIGURA 35 - DIAGRAMA TERNÁRIO PARA ÓXIDOS DE FERRO E TITÂNIO EM PORCENTAGEM RELATIVA DE CÁTION (BUTLER, 1992).	42
FIGURA 36 – TENSORES MAGNÉTICOS PROLATO E OBLATO, MODIFICADO DE NÈDÉLEC & BOUCHEZ (2015)	43
FIGURA 37 - (A) AMOSTRAGEM DOS SÍTIOS; (B) ORIENTAÇÃO DOS CILINDROS.....	44
FIGURA 38 – FLUXOGRAMA LABORATORIAL PARA AS ANÁLISES MAGNÉTICAS. MAGNETIZAÇÃO REMANENTE DE SATURAÇÃO (<i>M_{rs}</i>); MAGNETIZAÇÃO DE SATURAÇÃO (<i>M_s</i>); CAMPO COERCIVO (<i>BC</i>); COERCIVIDADE DE REMANÊNCIA (<i>BCR</i>).	45
FIGURA 39 - (A) MAGNETÔMETRO DE AMOSTRA VIBRANTE MICROMAG 3900 (VSM); (B) AGICO KAPPABRIDGE KLY-4 CS	46
FIGURA 40 - SUSCEPTILÍMETRO KAPPABRIDGE MFK DA AGICO, RETIRADO DE SOUZA JUNIOR (2021)	47
FIGURA 41 – (A) DESMAGNETIZADOR POR CAMPOS ALTERNADOS LDA-3 DA AGICO; (B) MAGNETÓMETRO GIRATÓRIO AGICO JR6-A.....	47
FIGURA 42 - CURVAS TERMOMAGNÉTICAS REPRESENTATIVAS PARA QUATRO AMOSTRAS DO PLUTON. O EIXO Y É A SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA E O EIXO X É A TEMPERATURA EM GRAUS CELSIUS. AS LINHAS VERMELHAS REPRESENTAM O AQUECIMENTO E AS LINHAS AZUIS REPRESENTAM O RESFRIAMENTO.	48
FIGURA 43 - DIAGRAMA DE HISTERESE E CURVAS DE AQUISIÇÃO DE MRI PARA QUATRO AMOSTRAS DO CÓRREGO SECO.....	49

FIGURA 44 – VALORES DE SUSCEPTIBILIDADE DISTRIBUÍDOS PARA AS AMOSTRAS DO NÚCLEO, BORDA E ENCAIXANTE DA INTRUSÃO	50
FIGURA 45 – PARÂMETROS MAGNÉTICOS DE GRAU DE ANISOTROPIA (P) VS PARÂMETRO DE FORMA (T)	50
FIGURA 46 – ESTEREOGRAMAS COM DISTRIBUIÇÃO DA LINEAÇÃO MAGNÉTICA (KMAX) E O POLO DA FOLIAÇÃO (KMIN) DO CS E ENCAIXANTE	
NA FIGURA 47, PODEM SER OBSERVADOS OS RESULTADOS QUE QUATRO SÍTIOS AMOSTRADOS NA ÁREA DE ESTUDO. OS SÍTIOS SI16 E SI27 CORRESPONDEM A PORÇÃO GABRO-NORÍTICA E EXIBE UMA VARIAÇÃO NOS ÂNGULOS DE FOLIAÇÃO E LINEAÇÃO MAGNÉTICA. O SÍTIO SI 20 CORRESPONDE A PORÇÃO DIORÍTICA APRESENTANDO LINEAÇÃO DE BAIXO ÂNGULO E FOLIAÇÃO MODERADA. JÁ O SI 11 ESTÁ FORA DO LIMITE MAPEADO DO CS E APRESENTA ALTO ÂNGULO DE FOLIAÇÃO.....	51
FIGURA 47 – RESULTADOS DE ASM DE QUATRO SÍTIOS AMOSTRADOS, NA BORDA NO NÚCLEO E NAS ROCHAS ENCAIXANTES DA INTRUSÃO.....	52
FIGURA 48 - ANÁLISE MAGNÉTICA DE AARM EM TRÊS SÍTIOS AMOSTRADOS, COMPARADOS COM ASM.....	55

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 OBJETIVOS	2
2 MATERIAIS E MÉTODOS	4
3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	5
3.1 SEQUÊNCIA METAVULCANOSSEDIMENTAR ANICUNS-ITABERAÍ (SAI)	7
3.2 INTRUSÕES PÓS-COLISIONAIS	8
4 MAPEAMENTO GEOLÓGICO	10
4.1 INTERPRETAÇÃO AEROGEOFÍSICA DA ÁREA DE ESTUDOS	10
4.1.1 <i>Processamento dos dados</i>	11
4.1.2 <i>Respostas magnéticas do Córrego Seco</i>	12
4.1.3 <i>Respostas Radiométricas do CS</i>	15
4.2 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E TEXTURAL DO CS	18
4.2.1 <i>Gabro-noríto</i>	19
4.2.2 <i>Quartzo-diorito</i>	22
4.2.3 <i>Misturas de Magmas</i>	25
6 MÉTODO GRAVIMÉTRICO	27
6.1.2 <i>Correção de Ar-livre</i>	29
6.1.3 <i>Correção de Maré</i>	29
6.1.4 <i>Correção de Terreno e Curvatura</i>	29
6.1.5 <i>Correção de Deriva (Drift)</i>	29
6.1.6 <i>Correção de Bouguer</i>	29
6.2 LEVANTAMENTO GRAVIMÉTRICO	29
6.2 PROCESSAMENTO DOS DADOS GRAVIMÉTRICOS	33
6.3 INTERPOLAÇÃO E GERAÇÃO DOS MAPAS GRAVIMÉTRICOS	36
7 PRINCÍPIO DA ASM E O MAGNETISMO DE ROCHAS	40
7.1 AMOSTRAGEM E MEDIÇÕES EM CAMPO	43
7.2 METODOLOGIA DE INVESTIGAÇÃO	44
7.4 ANÁLISE MAGNÉTICA DO CÓRREGO SECO (SC)	48
7.4.1 <i>Mineralogia Magnética</i>	48
7.4.2 <i>Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM)</i>	49
7.4.3 <i>Anisotropia Anisterética de Magnetização Remanente (AARM)</i>	55

8.0 INTEGRAÇÃO DOS DADOS DISCUSSÕES	56
9.0 CONCLUSÃO.....	59
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	60
ANEXO	68

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

O entendimento a respeito do magmatismo máfico-ultramáfico tardio do Arco Magmático de Goiás é bastante relevante para construção da história de evolução geológica da Faixa Brasília. Estudos anteriores que descrevem corpos magmáticos pós-colisionais, se destacam por utilizar técnicas geoquímicas/geocronológicas e petrológicas (Nunes 1990; Laux *et al.*, 2005; Lacerda Filho *et al.*, 2021). No entanto, ainda há lacunas no conhecimento geológico que precisam ser preenchidas.

O momento de colocação de um corpo ígneo na crosta terrestre guarda diversas informações geológicas a respeito das condições de formação e ascensão do magma, (Glazner & Miller, 1997). Nesse contexto, técnicas geofísicas podem ser excelentes ferramentas para compreender as características de alojamento e a geometria do plúton, bem como, o contexto geológico associado.

Diferentes tipos de processos geológicos podem ser entendidos, estudando as orientações dos minerais que podem ocorrer em rochas deformadas e não deformadas. Estudos antigos, classificavam rochas orientadas e rochas maciças apenas com a identificação macroscópica de lineação e foliação mineral. Contudo, mesmo rochas aparentemente isotrópicas sem indicadores cinemáticos macroscópicos podem conter uma trama interna organizada, (Bouchez, 1997).

Sendo assim, em rochas intrusivas e rochas vulcânicas não deformadas, na maioria das vezes só se torna possível a identificação da orientação dos minerais através do uso de técnicas avançadas em laboratório (Savian *et al.*, 2021).

Desse modo, estudar os padrões de trama magnética e do estado microestrutural de corpos desse tipo, permite uma interpretação de seu modelo de alojamento e a explicação do cenário tectônico que prevalecia no momento de sua colocação e que podem ter afetado no seu processo magmático (Cruden & Launeau, 1994; Sant'Ovaia *et al.*, 2000; Temporim *et al.*, 2020).

A análise estrutural de corpos de rochas utilizando a anisotropia de susceptibilidade magnética vem sendo aplicada desde o início dos anos 1950 (Graham, 1954). Trabalhos recentes, utilizam técnicas de ASM em conjunto com outros métodos para investigações geotectônicas e colocação de corpos intrusivos pós-colisionais, (Temporim, *et al.* 2020; Souza Junior, 2021).

Além disso, corpos máficos (incluindo Córrego Seco) tardi a pós-colisionais se destacam, principalmente com altas anomalias magnetométricas (Silva et al., 2010). Diversos autores citam a gravimetria como um excelente método de investigação de geometria de corpos ígneos em subsuperfície (Améglio & Vigneresse, 1999; Vigneresse et al., 1999). Logo, o método geofísico de gravimetria juntamente com técnicas de ASM podem ser usados para melhor compreensão de seu mecanismo de alojamento e do estado de esforços no Orógeno durante o último evento tectônico da Faixa Brasília.

1.2 OBJETIVOS

O estudo em questão tem como objetivo principal, utilizar técnicas geológicas e geofísicas para compreender melhor os processos de colocação dos corpos máficos pós-colisionais do magmatismo tardio da Faixa Brasília Meridional. Além disso, os métodos escolhidos são excelentes ferramentas investigativas que podem continuar sendo aplicados em diversos contextos da geologia.

1.2.1 Objetivos Específicos

- Processamento e interpretação de dados aéreos magnetométricos e radiométricos;
- Mapeamento geológico na escala 1:25.000;
- Levantamento, processamento e interpretação gravimétrica;
- Investigação da mineralogia magnética;
- Levantamento, processamento e interpretação de dados de Anisotropia e Susceptibilidade Magnética (ASM).

1.3 LOCALIZAÇÃO

O Córrego Seco está localizado a norte da cidade de Anicuns (GO) nas proximidades do Bairro Vila São Domingos, região centro-oeste do estado de Goiás na mesorregião do centro goiano. Dessa forma, partindo de Goiânia (GO), o acesso para cidade é feito inicialmente pela GO-060 seguindo posteriormente pela GO-156. Por fim, a Rua Aeroporto pode ser utilizada para acessar a área de estudos (Figura 1).

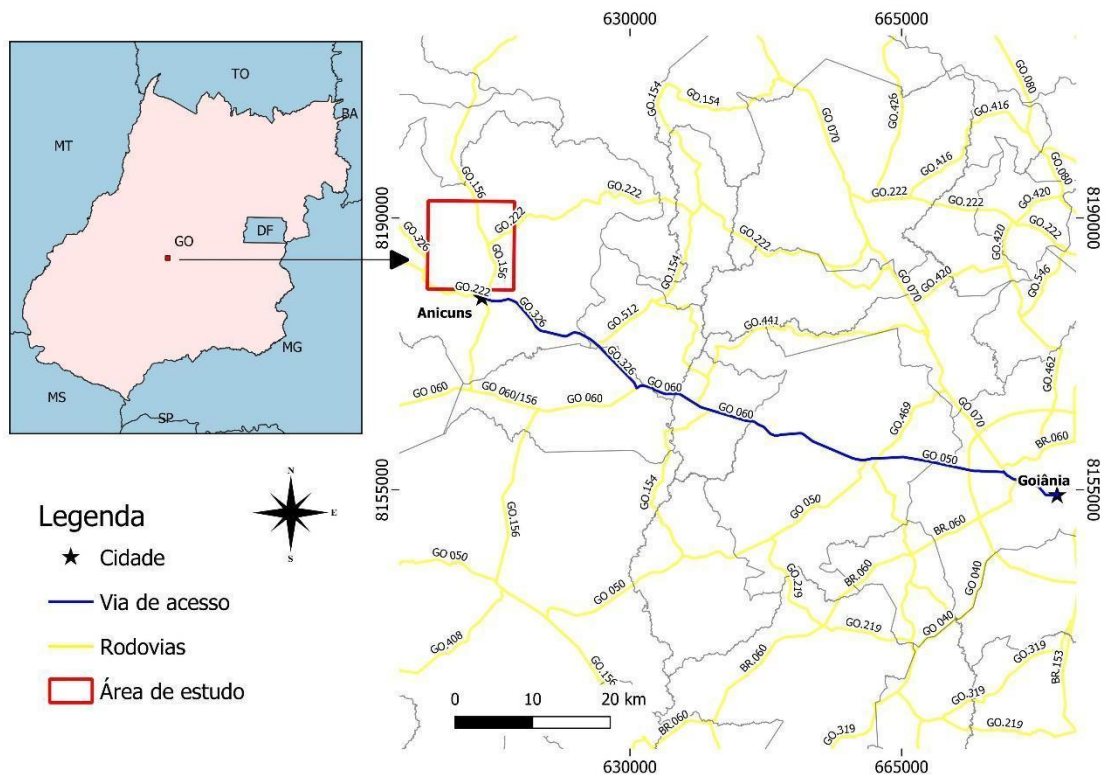


Figura 1- Mapa de localização da área de estudos

2 MATERIAIS E MÉTODOS

Com o intuito de compreender melhor os aspectos geológicos da região de estudos e aplicar os métodos de pesquisa propostos, a metodologia do trabalho foi dividida em cinco etapas principais que serão descritas com detalhe ao longo de cada tópico específico do texto. Logo, as etapas que foram seguidas envolvem: (I) pesquisa bibliográfica; (II) mapeamento geológico; (III) gravimetria; (IV) anisotropia de susceptibilidade magnética; e (V) Integração dos dados finais.

Os materiais que foram utilizados em cada etapa do trabalho, foram fornecidos e disponibilizados pela Universidade Federal de Goiás e projeto de ‘Paleomagnetismo da Faixa Brasília’ financiado pelo CNPq (CNPq 404058/2023-0) e coordenado pelo orientador deste trabalho, que forneceu os recursos para os trabalhos de campo e amostragem. O levantamento gravimétrico foi realizado com o apoio do Observatório Nacional (ON) que disponibilizou o gravímetro e o Laboratório de Processamento de Imagens e Georrefenciamento (LAPIG-UFG) que disponibilizou o GPS de precisão. As lâminas petrográficas foram confeccionadas no laboratório de preparação de amostras da Universidade Estadual Paulista (Unesp) e, por fim, as medidas de anisotropia magnética e processamento dos dados gravimétricos foram realizados no Instituto de Geofísica e Astronomia (IAG – USP).

As etapas do mapeamento geológico, os processamentos aerogeofísicos, gravimétricos e as análises magnéticas serão descritos juntamente com a apresentação dos resultados de cada produto gerado. Dessa maneira, se torna possível o melhor entendimento de cada técnica. Por fim, os dados serão integrados e discutidos posteriormente.

3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Grande parte do estado de Goiás situa-se geotectonicamente na Província Tocantins que representa um complexo sistema de acreção crustal e dobramentos, criado na amalgamação do Supercontinente Gondwana no Neoproterozoico (Almeida *et al.*, 1981) (Figura 2A). Três principais cinturões de dobramentos constituem esta província tectônica: Paraguai, Araguaia e Brasília (Dardenne 2000; Pimentel *et al.* 2000). A área do presente estudo, portanto, localiza-se na porção oeste de Goiás, que se insere na Faixa Brasília, mais precisamente no compartimento chamado de Arco Magmático de Arenópolis (AMA) (Figura 2B).

A Faixa Brasília (FB) se estende por mais de 1000 km (Figura 2B) e foi subdividida por Fuck *et al.* (1994) em diferentes unidades estruturais, sendo elas: as zonas cratônicas onde afloram rochas sedimentares anquimetamórficas levemente dobradas; unidade externa composta por rochas metassedimentares de baixo grau empurradas em direção ao Cráton do São Francisco; e unidade interna que inclui rochas mais deformadas de grau xisto verde a anfíbolito, unidades alóctones e núcleo metamórfico neoproterozóico. Contudo, o grau metamórfico atribuído à evolução da deformação do orógeno, aumenta de leste para oeste (Fuck *et al.*, 1994, 2017; Pimentel *et al.*, 1999).

Baseados nos atributos geotectônicos e estruturais resultantes da orogenia, outros autores divide a FB em dois setores separados pela Megainflexão dos Pirineus, sendo eles, o setor setentrional atribuído por estrutura em forma de arco voltado para NW e o setor meridional exibindo estrutura de *fold-and-thrust belt*, truncada pela deformação do setor setentrional (Trompette 1994, Dardenne, 2000, Valeriano *et al.* 2004, 2008, Uhlein *et al.*, 2011). Além disso, diversas outras subdivisões tectônicas foram propostas para a FB ao longo do tempo (e.g. Dardenne 1978, Marini *et al.*, 1984, Lacerda Filho *et al.*, 1999, Delgado *et al.*, 2003, Lacerda Filho e Frasca, 2008).

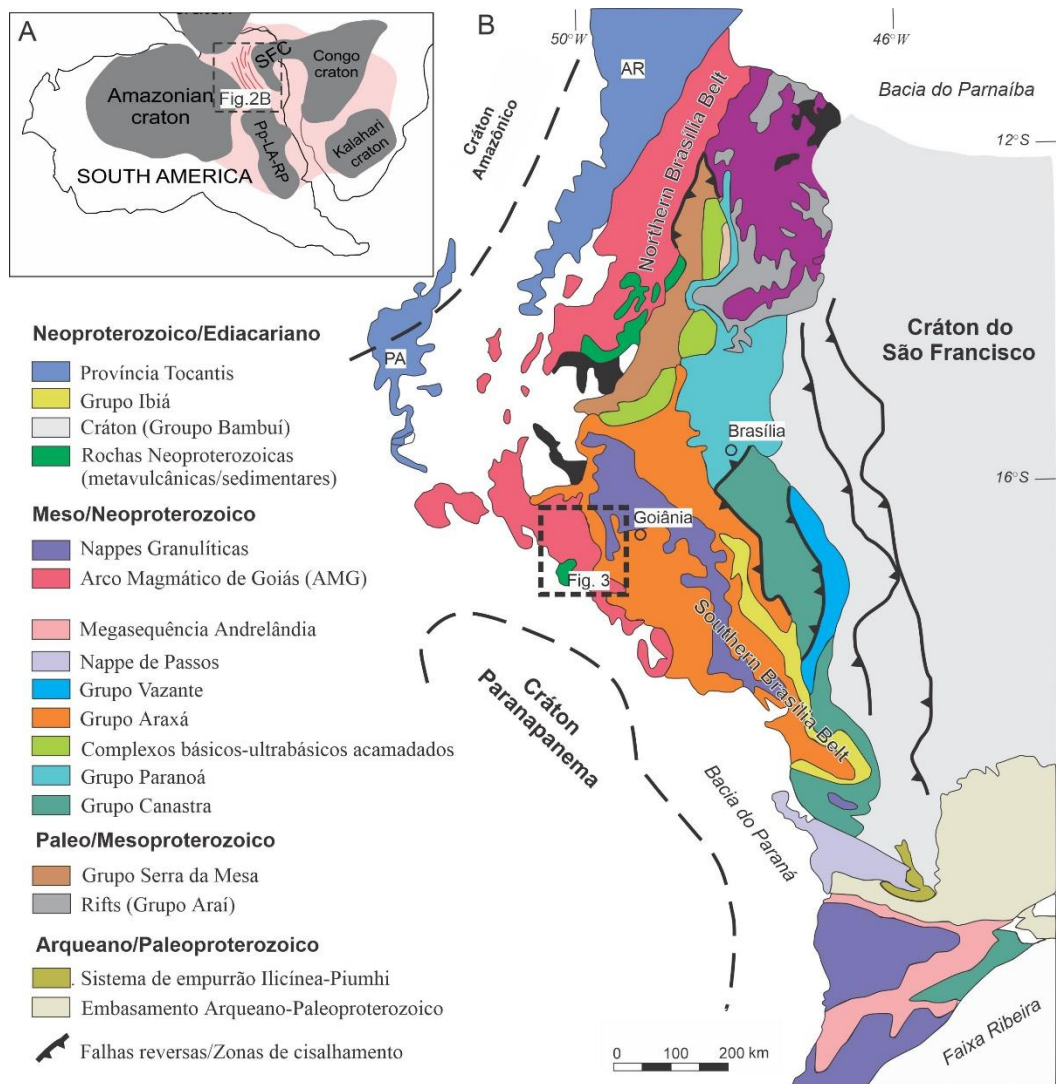


Figura 2 - (A) Localização da região de estudos no contexto do Supercontinente Gondwana; (B) Contexto geológico regional da área de estudos

Compondo a porção meridional da FB em sua unidade interna, o Arco magmático de Goiás (AMG) é limitado a oeste pelo Lineamento Transbrasiliano (Seer, 1985; Curto et al., 2014). Em sua porção central, o arco é separado pelo Maciço de Goiás (fragmento alóctone da FB) em dois segmentos: O Arco de Mara Rosa (AMR), segmento Norte e o Arco de Arenópolis (AMA) segmento sul, ambos compreendidos por ortognaisses cálcio-alcalinos, gerados entre ca. 900 – 800 Ma e ca. 650 – 600 Ma (Junges et al., 2002, 2003; Laux et al., 2004; 2005; Frasca, 2015). Este último arco, exibe dois diferentes segmentos estruturais separados pelo Lineamento Moiporá-Novo Brasil (Martins et al., 2018). Em que, no setor oriental, as rochas se encontram intensamente dobradas e empurradas para leste sobre as rochas do Complexo Anápolis-Itaçu, enquanto que no setor ocidental exibe falhas transcorrentes de alto ângulo, de direção NNW (Carneiro, 2019).

Sua composição compreende seis sequências metavulcanossedimentares de idades variadas, separadas entre si por rochas metaplutônicas (Laux et al., 2004, 2005; Fuck, 1993; Barbosa, 1987; Guimarães et al., 2012; Marques et al., 2017; Rodrigues et al., 1999; Navarro, 2006, 2007). Sendo, sequências Arenópolis-Piranhas, Anicuns-Itaberaí e Adelândia com idades em torno de ~ 850 Ma, sequências Bom Jardim de Goiás e Jaupaci com idades ca. 750 Ma e a sequência Iporá-Amorinópolis com ca. 600 Ma. (Lacerda Filho et al, 2021).

No segmento oriental, rochas granito-gnáissicas sintectônicas do toniano inferior são expostas através de zonas de cisalhamento N-S na região de Anicuns (Lacerda Filho et al, 2021). O Metagranito Sanclerlândia composto de metagranodioritos e metatonalitos, representa magmas juvenis de idade em U-Pb (zircão) de 821 ± 10 Ma (Laux et al., 2005) e 822 ± 7 Ma e 828 ± 4 Ma (Araújo, 2003). Através de análises de isótopos de Sm-Nd, esses mesmos autores encontraram assinaturas com idades TDM= 1.36 e ϵ_{Nd} de -1.7 Ga (LAUX et al., 2005), TDM= 0.98 a 1.44 e ϵ_{Nd} entre +2.5 e +4.7 (Araújo, 2003).

3.1 SEQUÊNCIA METAVULCANOSSEDIMENTAR ANICUNS-ITABERAÍ (SAI)

A área de estudo se localiza no contexto da Sequência Metavulcanossedimentar Anicuns-Itaberaí. Em contato tectônico através de falha de empurrão de W para E com as rochas granito-gnáissicas. Barbosa (1987) e Nunes (1990) utilizaram o termo Sequência Metavulcanossedimentar Anicuns- Itaberaí (SAI) para agrupar rochas meta-vulcânicas, metarritmitos, lentes de mármore e *metacherts* ferríferos expostas entre as cidades de Anicuns e Mossâmedes. Esses mesmos autores, atribuíram uma assinatura de natureza cálcio-alcalina a cálcio-alcalina/oleítica de arco magmático para as rochas metavulcânicas dessa sequência. Além disso, diferentes gerações de rochas graníticas como granodioritos, tonalitos e granitos, bem como rochas máficas-ultramáficas intrudem a SAI.

Trabalhos recentes, atribuem através de modelos isotópicos de Nd um ambiente de sequência *arc/fore-arc* que limita o Arco Magma Arenópolis para as rochas dessa sequência (Laux et al, 2004). No entanto, Lacerda et al (2021) utilizou essa classificação para essas rochas nas folhas Itaberaí, Sanclerlândia, Nazário e São Luiz dos Montes Belos (Figura 3).

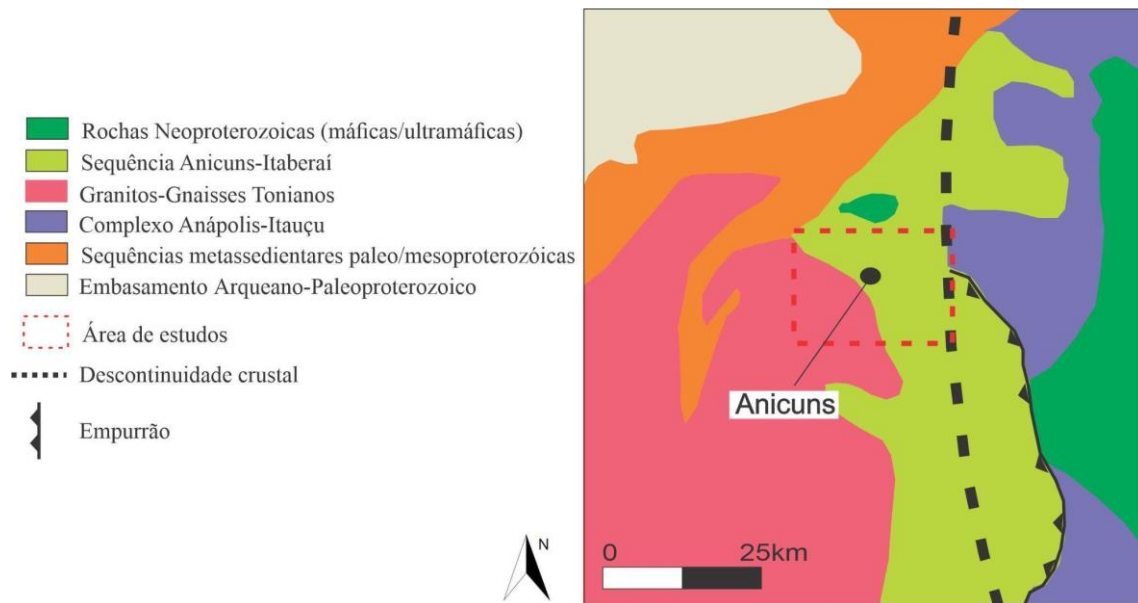


Figura 3 - Geologia simplificada da Sequência Anicuns-Itaberá e unidades adjacentes, no contexto da área de estudos, modificado de Laux (2004).

3.2 INTRUSÕES PÓS-COLISIONAIS

Intrusões básicas-ultrabásicas ediacaranas ligadas ao último estágio colisional do Gondwana e a fase final de evolução do AMA, foram interpretadas por Lacerda Filto *et al.* (2021). Este autor, refere às intrusões a um contexto de espessamento crustal seguido de elevação do manto, descompressão adiabática na fase de relaxamento do orógeno. Nunes (1990) e Araújo (1997), descreveram corpos máficos e ultramáficos Neoproterozoicos associados à Suíte Anicuns Santa Bárbara (Lacerda Filho and Oliveira, 1995; Nilson 1984; Silva 1991) e Americano do Brasil (Pfrimer *et al.*, 1981; Nilson, 1981, 1984; Candia and Girardi, 1985; Winge, 1995b).

A Suíte Anicuns Santa Bárbara Compreende uma da suíte básica-ultrabásica ediacarana, contendo os corpos intrusivos Santa Bárbara e Córrego Seco (CS) (Figura 4). (Lacerda Filto *et al.* (2021)). Este último, é alvo de investigação do presente estudo e representa um *stock* máfico de composição gabro-diorítica semi-circular com dimensões de aproximadamente 7 x 8 km de idade Neoproterozoica. Através da datação U-Pb Laux, 2004, obteve uma idade de 622 ± 6 Ma para o corpo. Esse mesmo autor, interpretou um magma original com fonte de um manto depletado através de isótopos de Nd, representando assim, uma idade semelhante ao corpo Americano do Brasil, porém assinaturas geoquímicas distintas.

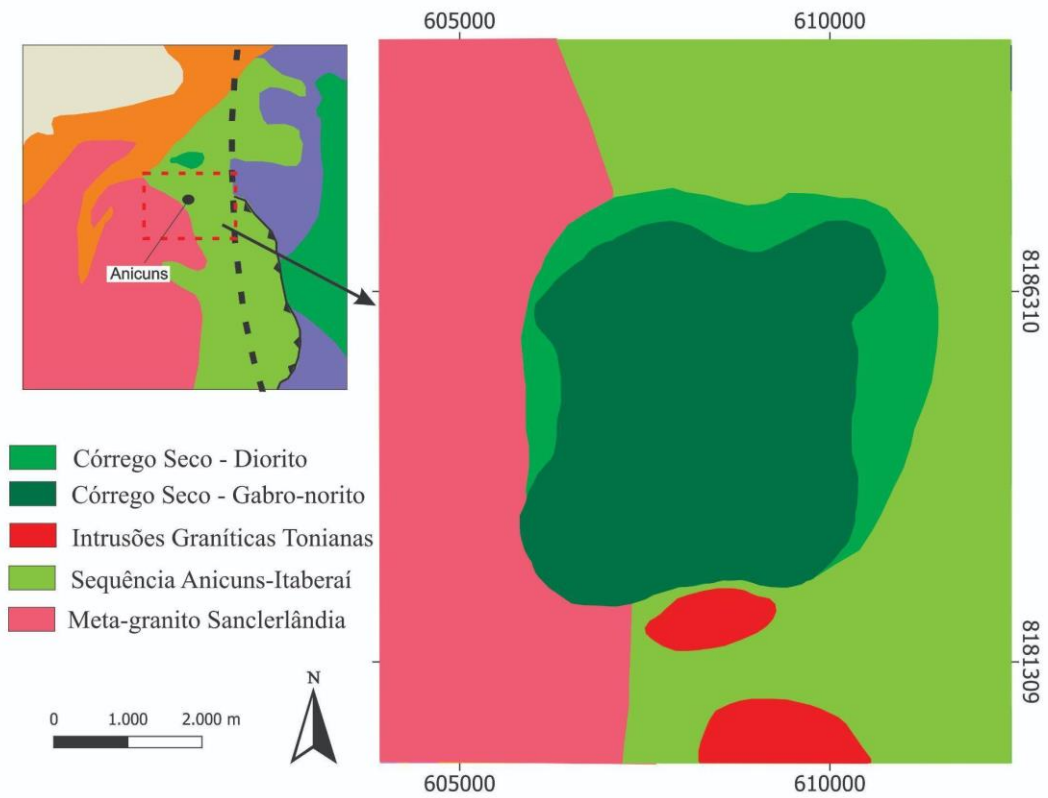


Figura 4 - Mapa geológico simplificado da área de estudos, modificado de Lacerda Filho et al (2021).

4 MAPEAMENTO GEOLÓGICO

4.1 INTERPRETAÇÃO AEROGEOFÍSICA DA ÁREA DE ESTUDOS

Técnicas geofísicas têm se mostrado eficientes ferramentas para a investigação de terrenos em superfície e subsuperfície. A aquisição de dados geofísicos aéreos é realizada por sobrevoos de aeronaves em linhas de voo com espaçamentos regulares, equipados com instrumentos que medem os campos físicos com objetivo de mapear as estruturas e corpos de rochas em uma determinada área (Kearey *et al.*, 2002).

O método geofísico de magnetometria se utiliza da fonte natural do campo magnético da Terra para medir o campo magnético anômalo local das rochas de uma determinada região. Magnetita, Pirrotita e Ilmenita, são os principais minerais magnéticos encontrados nas rochas. Entretanto a magnetita é o mineral que apresenta maiores valores de susceptibilidade magnética (Telford *et al.*, 1990).

O método geofísico de gamaespectrometria mede a emissão de radiação natural gama de elementos químicos presentes nas rochas. Essa radiação provém dos radioisótopos que são, os isótopos instáveis que através da emissão de radiação energética ionizada, tornam-se estáveis, (Kearey *et al.*, 2002; Minty, 1997). Logo, os elementos com principal interesse em radiometria são urânio (^{238}U), tório (^{232}Th) e potássio (^{40}K), podendo ser medidos por aerolevantamentos geofísicos. Para os isótopos de Th e U, são medidas as intensidades de energia nos seus respectivos isótopos filho ^{208}Tl e ^{214}Bi por isso o uso de “e” antes do símbolo, representando as concentrações equivalentes de cada elemento. No presente estudo, foram utilizados dados do Levantamento Aerogeofísico do Arco de Arenópolis – Complexo Anápolis-Itaçu Sequência Vulcano-Sedimentar de Juscelândia, com linhas de voo espaçadas em 500 m, direção norte-sul e altura média de voo de 100 m sobre o terreno (LASA, 2004), (Figura 5). Os dados foram obtidos pela empresa LASA Engenharia e Prospecções S.A, executado através do convênio SGM/TM/MME/SIC/SGM/FUNMINERAL (LASA, 2004) e disponibilizados pelo Serviço Geológico do Brasil (SGB) (LASA, 2004) (Figura 5).

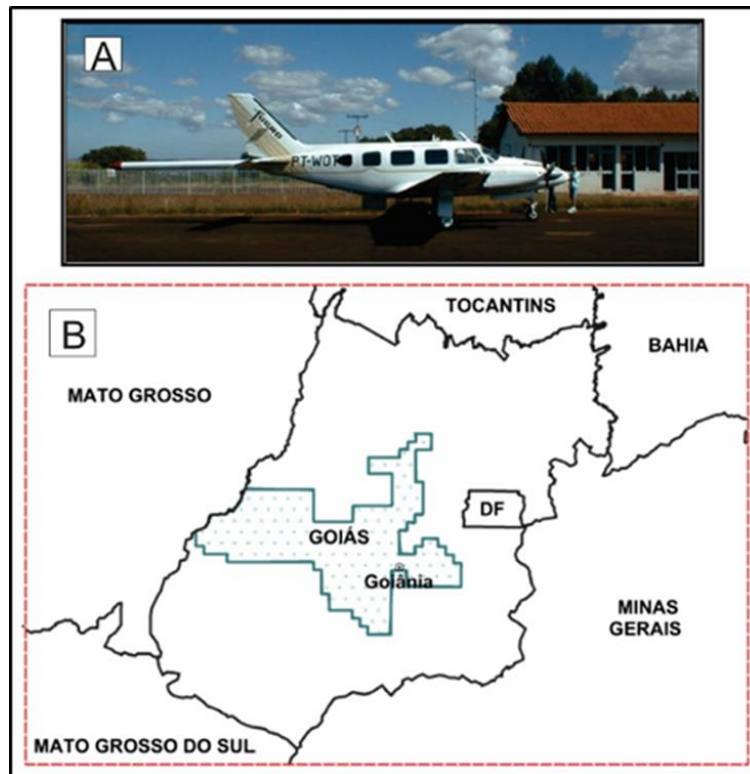


Figura 5 - (A) Aeronave utilizada no levantamento geofísico; (B) Localização da área do levantamento Aerogeofísico do Arco de Arenópolis – Complexo Anápolis-Itaçu Sequência Vulcano-Sedimentar de Juscelândia (LASA, 2004).

4.1.1 Processamento dos dados

O processamento de dados aerogeofísicos tem como objetivo fornecer uma melhor seleção e qualidade dos dados da região de interesse, bem como obter diferentes subprodutos que auxiliarão na delimitação de contatos, estruturas e litologias de forma a melhorar o mapeamento das unidades geológicas. A integração desses dados com outros dados geofísicos e dados geológicos de campo, podem fornecer informações de boa qualidade com amplo embasamento para as interpretações.

Os dados da área de estudo foram processados e interpretados para caracterizar as principais anomalias magnéticas e radiométricas do Córrego Seco e suas rochas encaixantes. O primeiro passo constituiu-se na conversão cartográfica dos dados. Utilizando o *software Oasis Montaj* (licença educacional n°19252), o banco de dados foi convertido da projeção *South American 1969 - SAD-69* para a projeção *Universal Transversa de Mercator - UTM, Zona 23S*. Em seguida, os mesmos dados geofísicos de magnetometria e gamaespectrometria foram janelados para área de estudos. Para verificar

a distribuição da malha regular, foi plotado o mapa das linhas de voo que se mostraram bem distribuídas.

Assim sendo, Vasconcelos et al (1990) sugere que a célula de interpolação deve ficar entre $\frac{1}{4}$ a $\frac{1}{8}$ do espaçamento médio entre as linhas de voo para linhas orientadas. Logo, para a área de estudo, optou-se por uma célula de interpolação de 100m para geração de um *grid* regular. Desse modo, os dados magnetométricos foram gridados pelo método de curvatura mínima e os dados gamaespectrométricos foram gridados pelo método Bi-direcional. Optou-se também, por passar um filtro de convolução simétrica 5x5, 3 vezes para suavizar algumas imperfeições nos resultados, (Blum, 1999; Leão-Santos 2006).

4.1.2 Respostas magnéticas do Córrego Seco

Após o processamento e seleção dos dados, foram gerados mapas com o espectro de cores que variam de cores quentes para altos valores magnéticos até cores frias com baixos valores magnéticos. Os mapas magnéticos mostram anomalias rasas e anomalias profundas. Com isso, gerou-se *grids* regulares a partir da remoção do modelo de campo magnético da Terra IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*), feito a partir do canal MAGIGRF (Figura 6).

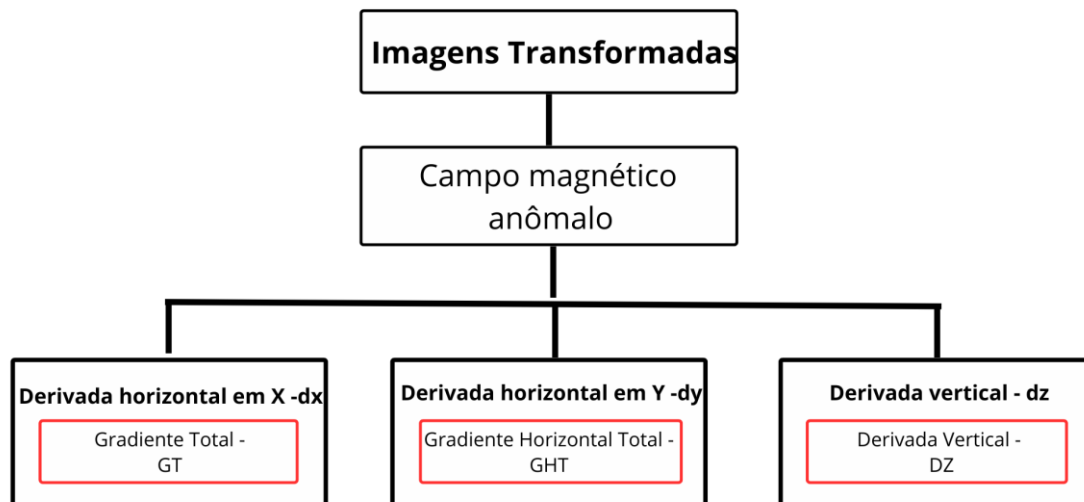


Figura 6 - Fluxograma dos produtos magnetométricos gerados a partir do canal IGRF

O CS exibe assinatura magnética do Campo Anômalo Total, uma anomalia magnética dipolar normal, em que anomalias baixas ou negativas são no sul e alta ou positiva no norte. Esse tipo de anomalia é bem características de rochas máficas, principalmente em corpos intrusivos (Dentith & Mudge, 2018) (Figura 7).

O mapa de Gradiente Total, consegue delimitar bem o Córrego Seco (CS) que apresenta as anomalias mais expressivas maiores que 0,180 nT/m nas bordas e anomalias na ordem de 0,800 nT/m em algumas porções do centro da intrusão. Ademais, os relevos magnéticos mais altos do CS apresentam uma tendência direcional E-W, enquanto a unidade encaixante não tem um padrão preferencial. Na região do CS também são visualizadas zonas magnéticas concêntricas nas bordas, que tendem a ter valores menores de susceptibilidade magnética.

As rochas encaixantes em geral se caracterizam por baixos valores magnéticos na ordem de 0,05 nT/m. Nas bordas do CS, há uma interação dos relevos magnéticos de valores médios com valores mais altos. Na porção NE da área um lineamento magnético de direção NW-SE exibe anomalias positivas de até 0,650 nT/m, podendo ser associado a um dique máfico em subsuperfície (Figura 7).

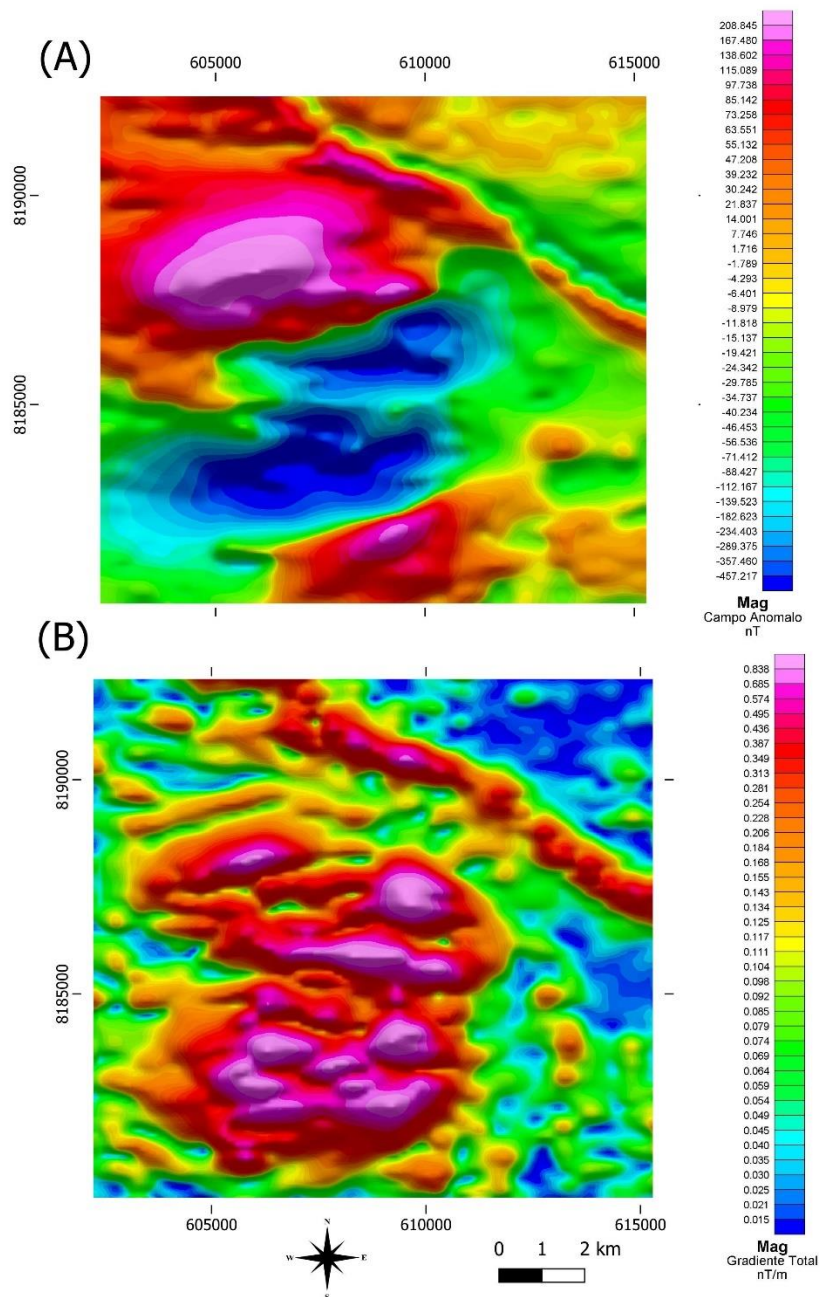


Figura 7- (A) Mapa magnetométrico do Campo Magnético Anômalo; (B) Mapa magnetométrico do Gradiente Total

A maior parte das assinaturas, estão associadas à intrusão e ao lineamento magnética a NE do corpo. Não diferente, os mapas do Gradiente Horizontal e o mapa da Derivada Vertical mostram uma anomalia dipolar alta para essas estruturas. A tendência E-W no centro da intrusão se confirma contendo anomalias com valores de 0,42 nT/m. As anomalias das bordas principalmente N e S, tendem a ter um padrão concêntrico. Os lineamentos de baixo magnético estão associados às rochas encaixantes (Figura 8).

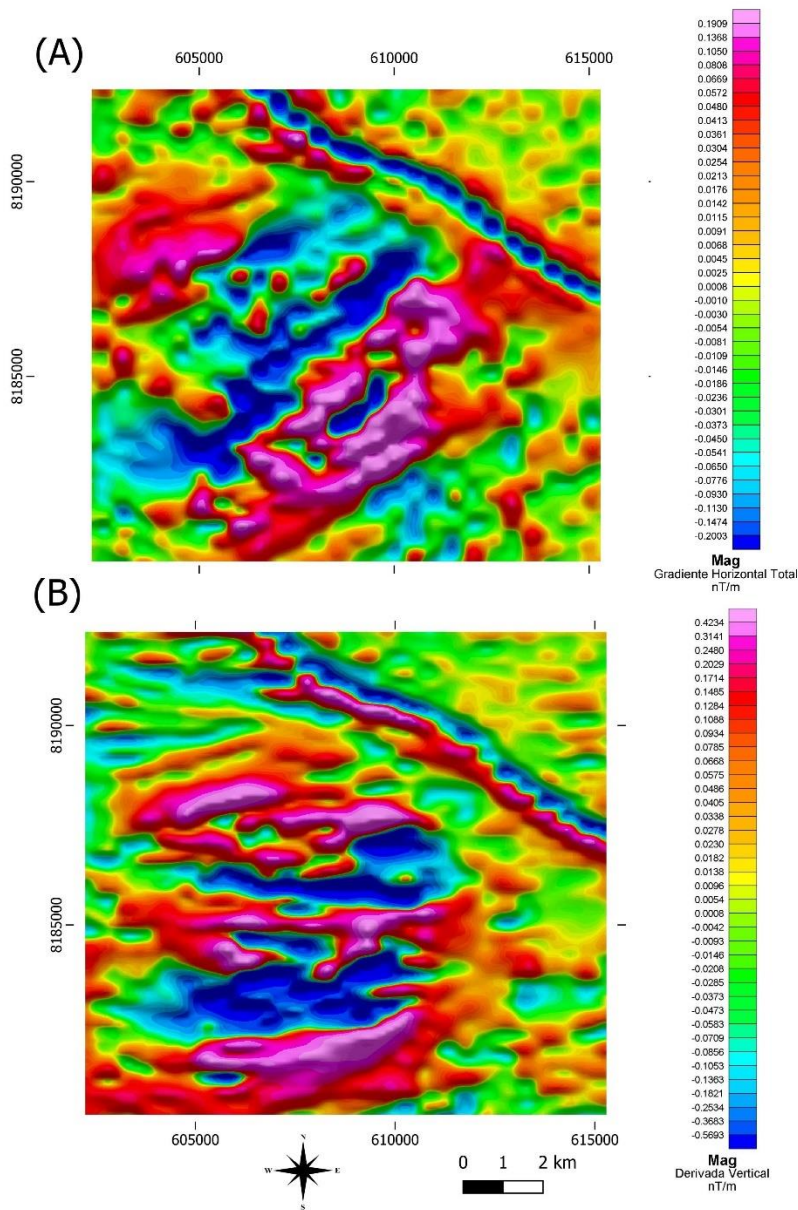


Figura 8 – (A) Mapa magnetométrico do Gradiente Horizontal Total; Mapa magnetométrico da primeira Derivada vertical

4.1.3 Respostas Radiométricas do CS

Para os mapas radiométricos, as cores quentes representam as altas concentrações de cada elemento e as cores frias as baixas concentrações. Foram gridados os mapas de potássio, equivalente tório e equivalente urânio separadamente. O RGB (*Red, Green, Blue*) é um mapa de composição ternária em falsa cor e foi formado a partir desses Grids, em que o R se refere ao potássio, o G ao Tório e o B o Urânio (Figura 9).

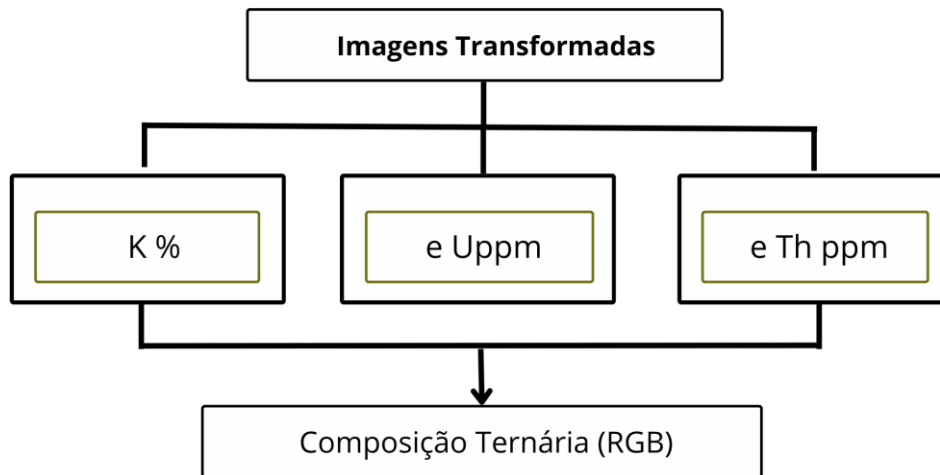


Figura 9 - Fluxograma dos produtos gamaespectométricos

Os mapas radiométricos também conseguem distinguir algumas unidades e delimitar estruturas geológicas na área de estudos. O Córrego Seco é bem caracterizado nas respostas dos três elementos com uma forma circular, sendo mais irregular no mapa do eU. O mapa de K exibe um empobrecimento deste elemento no corpo intrusivo enquanto que nas rochas encaixantes o k ocorre em concentrações mais altas principalmente na porção E da área e pode chegar a valores de até 2.2%.

O mapa do eTh, tem uma resposta bem similar com o produto elemento K. O eTh no entanto, ocorre com concentrações mais altas, 1,85 ppm, na porção SW da área. Os valores podem chegar a no máximo 0,09 ppm no centro da região do CS (Figura 10).

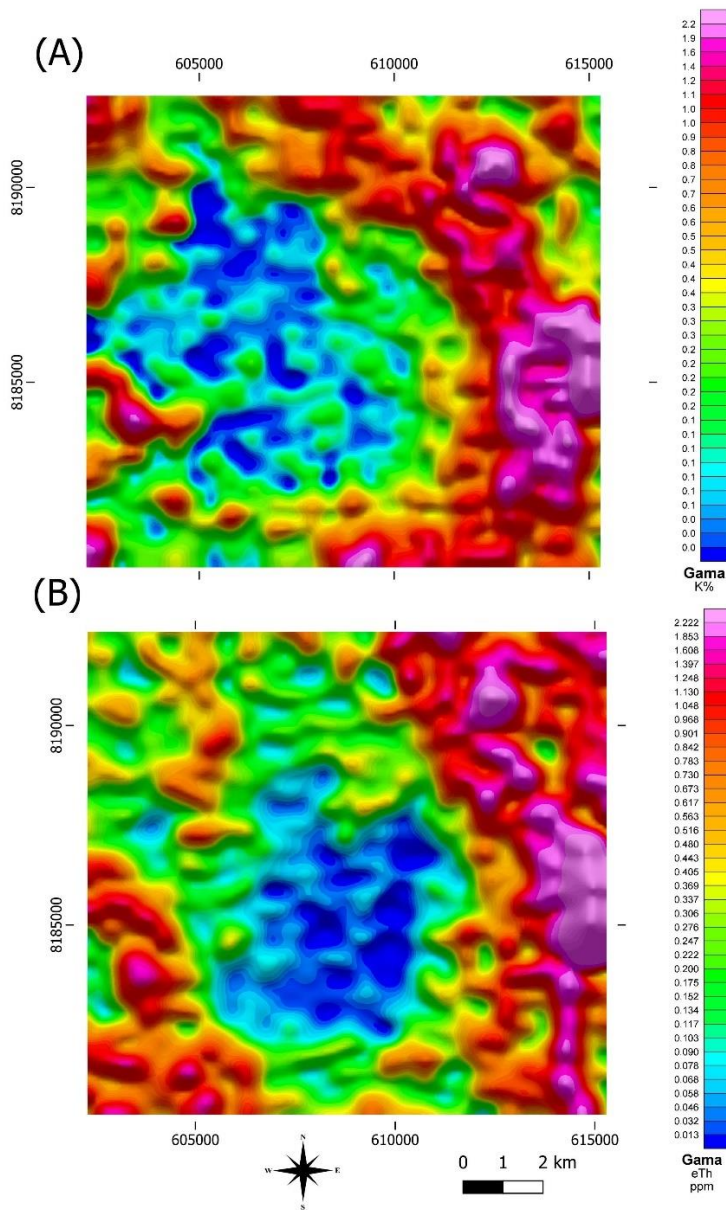


Figura 10 – (A) Mapa radiométrico da distribuição percentual de potássio; (B) Mapa radiométrico do equivalente tório em ppm

O Cs também apresenta baixos valores de eU. Nas porções NW, SW e NE esses valores são mais altos podendo chegar a concentrações de 2.2 ppm. Ocorrendo de forma disseminada nas rochas da área.

No entanto, os baixos valores de ocorrência dos três radioisótopos, geram uma resposta de cor preta no mapa de composição ternária, sendo bastante útil para a delimitação da intrusão em superfície. Além disso, as unidades encaixantes também são bem delimitadas com valores mais altos de eTh na porção W e valores de potássio mais altos na porção E (Figura 11).

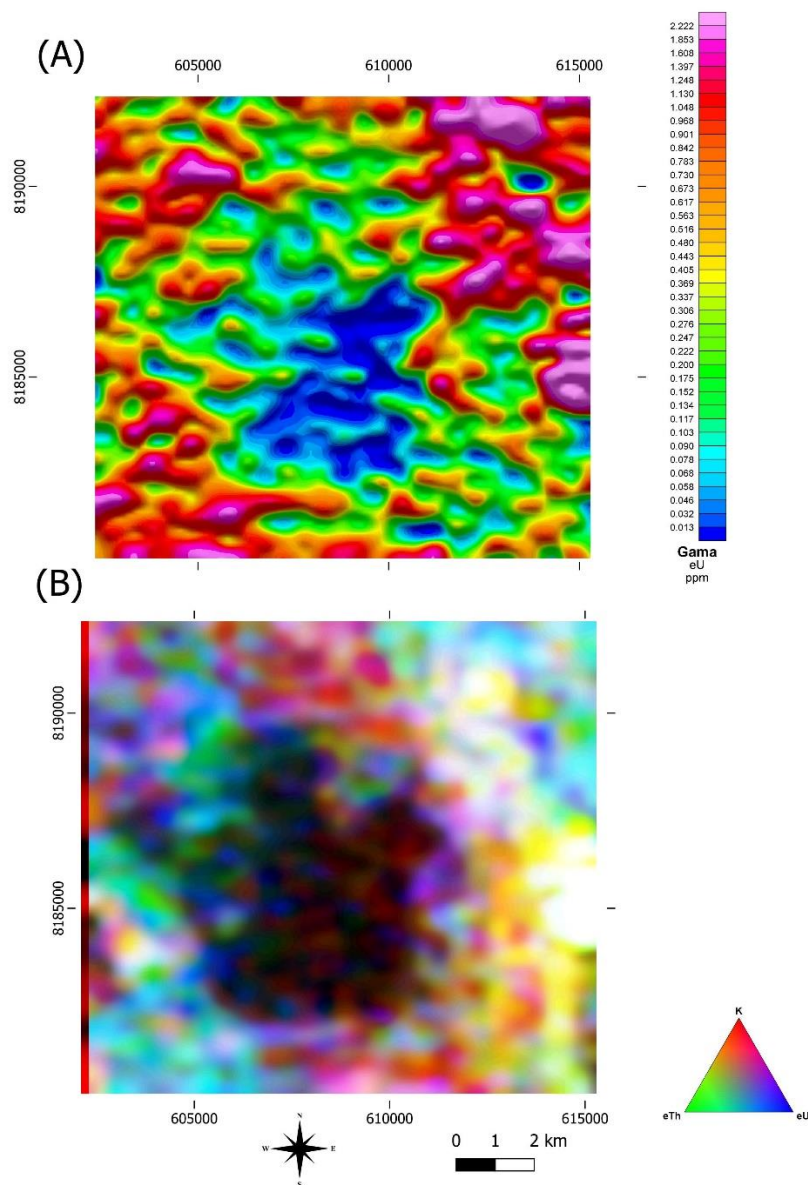


Figura 11 – (A) Mapa raiométrico do equivalente urânio em ppm; (B) Mapa raiométrico da composição ternária RGB.

4.2 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E TEXTURAL DO CS

A etapa de descrição geológica e petrográfica do CS teve como foco, a identificação de diferentes estruturas, composição, aspectos texturais e relações de contato presentes no corpo. Os litotipos identificados foram: Grabro-norito e Quartzo-diorito.

Para isso foi realizado uma etapa de campo de 7 dias, que contou com a realização de perfis que partiram dos pontos aflorantes da encaixante em direção ao centro da intrusão. Foram utilizados os materiais de campo disponibilizados pela UFG, como: bússola geológica, martelo geológico, imã, lupa de mão, trena e marreta.

Algumas amostras coletadas no campo foram selecionadas para serem realizadas seções delgadas para análise petrográfica microscópica. As descrições petrográficas e fotomicrografias foram realizadas no laboratório de petrografia do Serviço Geológico do Brasil (SGB).

Sendo assim, identificou-se que os afloramentos do corpo, apresentam uma ampla variação faciológica além de diferentes tipos ocorrência de afloramentos como em blocos de até 2m acima da superfície, ou extensos lajedos. As rochas encaixantes também variam em textura e composição e afloram em condições diferentes de alteração (Figura 12). As relações de campo também evidenciaram um zoneamento concêntrico inverso, ou seja, núcleo de composição mais máfica e composição intermediária nas bordas que já havia sido identificado por Nunes 1990 e Lacerda Filho *et al* 2021.

4.2.1 Gabro-noríto

Este litotipo ocorre principalmente nos altos topográficos da área, em dois lineamentos de relevo E-W podendo ser também associado as regiões de alta susceptibilidade magnética. Em escala de afloramento, ocorrem geralmente como grandes blocos de até 3m (Figura 12) podendo também aflorar em lajedos (Figura 12B). A rocha pode ocorrer moderadamente alterada ou fresca quando ocorre como lajedos.

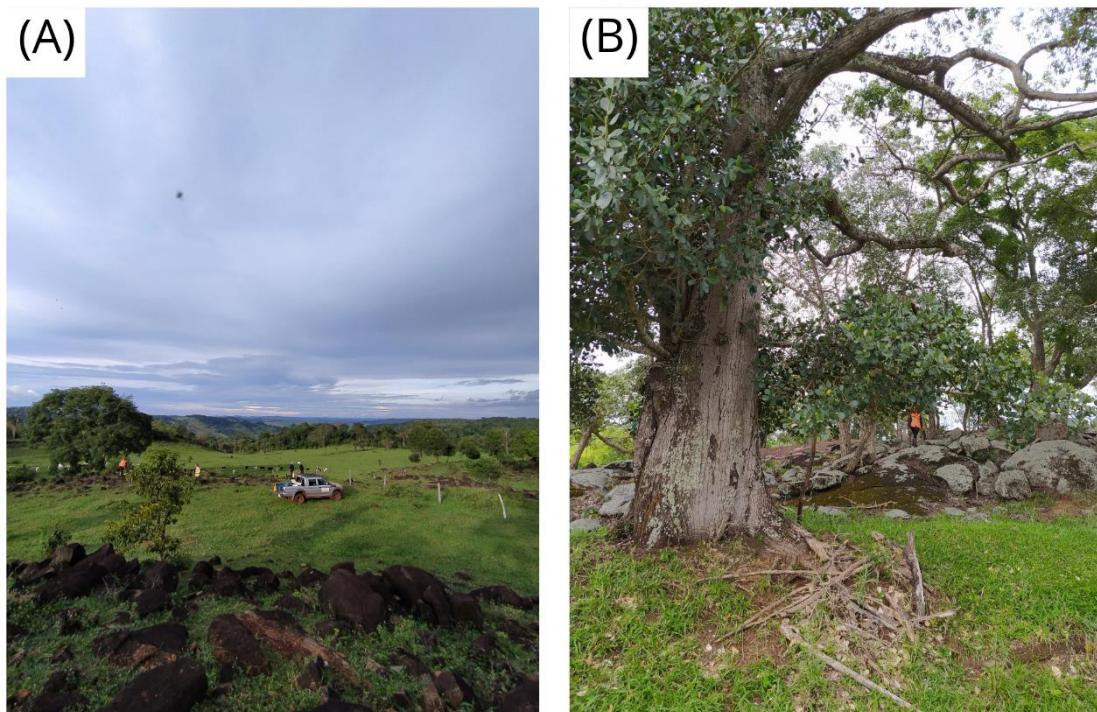


Figura 12 - (A) Afloramentos em matacões da porção central do corpo; (B) Afloramento em Lajedos

Macroscopicamente, a rocha tem coloração cinza escuro com estrutura maciça ou levemente foliada marcada pela orientação dos minerais máficos. As amostras variam de granulação média a grossa. Em algumas porções, grãos de minerais máficos podem chegar a ter aproximadamente 1cm (Figura 13A e B).

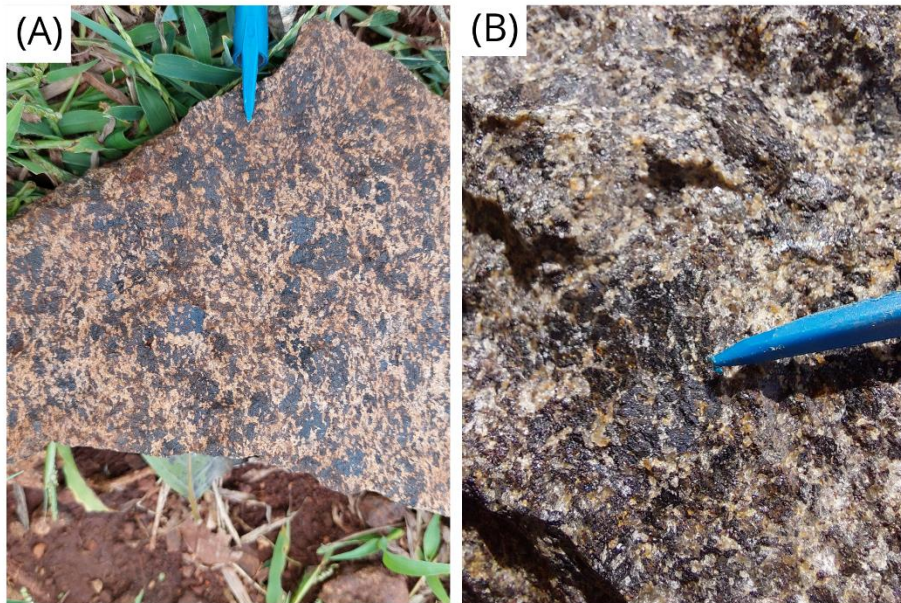


Figura 13 - (A) Norito grosso; (B) Agregados máficos cincentimétricos

Microscopicamente, os litotipos de composição gabro/norítica apresentam textura holocristalina, equigranular a inequigranular, granulação fina a grossa e granular subédrica. De forma geral, a mineralogia é composta por plagioclásio (Plg) (52% a 55%), hornblenda verde (Anf) (12% a 15%), enstatita/ ferrossilita (Opx) (14% a 20%), augita (Cpx) (0% a 5%), opacos (7% a 11%), quartzo (Qz) (0% a 5%), biotita (Bt) e apatita (acessório) (Figura 14).

Os cristais de piroxênio se cristalizam entre os cristais de plagioclásio, caracterizando uma trama subhedral granular. Alguns cristais de piroxênio sofrem uralitização com o desenvolvimento de manchas de anfibólio ao longo do cristal. Os anfibólios ocorrem substituindo os piroxênios. Os opacos estão associados aos minerais máficos. Ocorrem geralmente nas bordas dos piroxênios e podem apresentar microestrutura simplectítica caracterizada por intercrescimento mineral.

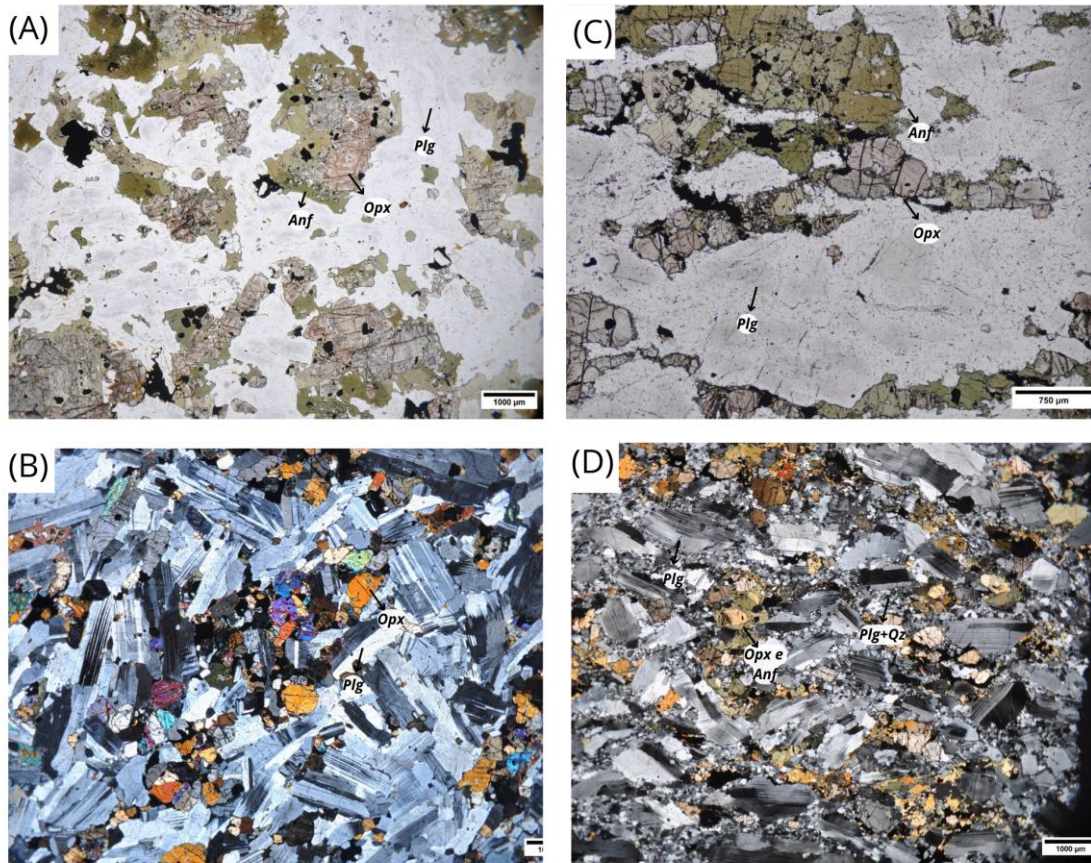


Figura 14 – Fotomicrografia em luz transmitida a nicóis paralelos em (A) e (C) e nicóis cruzados em (B) e (D): (A) Norito com microestrutura subhedral; (B) Cristais de Opx-Ortopiroxênio, contidos em uma matriz de Plg - Plagioclásio; (C) Cristais máficos de Anf -Honblenda e Opx orientados; (D) cristais de Plg orientados em matriz microgranular.

Cristais anédricos e subédricos de ortopiroxênio formam agregados que se alinham conforme a orientação preferencial do plagioclásio. Esses cristais podem ocorrer parcialmente ou por vezes totalmente uralitizados (Figura 15A). Além disso, na região central do CS ocorre a presença de microestruturas características de estado magmático superimpostas por estruturas de estado sólido formadas por altas temperaturas. Essas microestruturas são marcadas por cristais de plagioclásio em forma de ripas orientadas, contidos em uma matriz microgranular contendo microestruturas de núcleo-manto e maclas deformacionais nos fenocristais de plagioclásio mostrando pontos de alta tensão nas estruturas cristalinas (Passchier & Trouw, 2006) (Figura 15B).

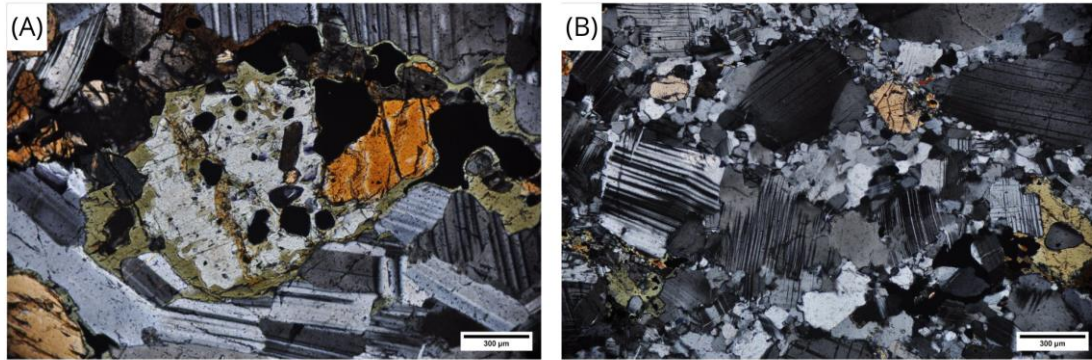


Figura 15 - (A) Cristal uralitizado contendo inclusões; (B) Cristais de plagioclásio contendo maclas de deformação.

4.2.2 Quartzo-diorito

As porções intermediárias ocorrem nas bordas da intrusão, geralmente afloram nos baixos topográficos com mais ocorrências de afloramentos na porção NE e W do corpo, em extensos lajedos (Figura 16A) sendo possível a identificação de estruturas diversas, porém blocos soltos também ocorrem. Ainda assim, grau de alteração dessa porção é menor.

Sendo assim, essa é uma porção do corpo em que há bastante associação de magma máfico próximo aos contatos com o núcleo e interação de magma com as rochas encaixantes como enclaves e assimilação de material (Figura 16B).

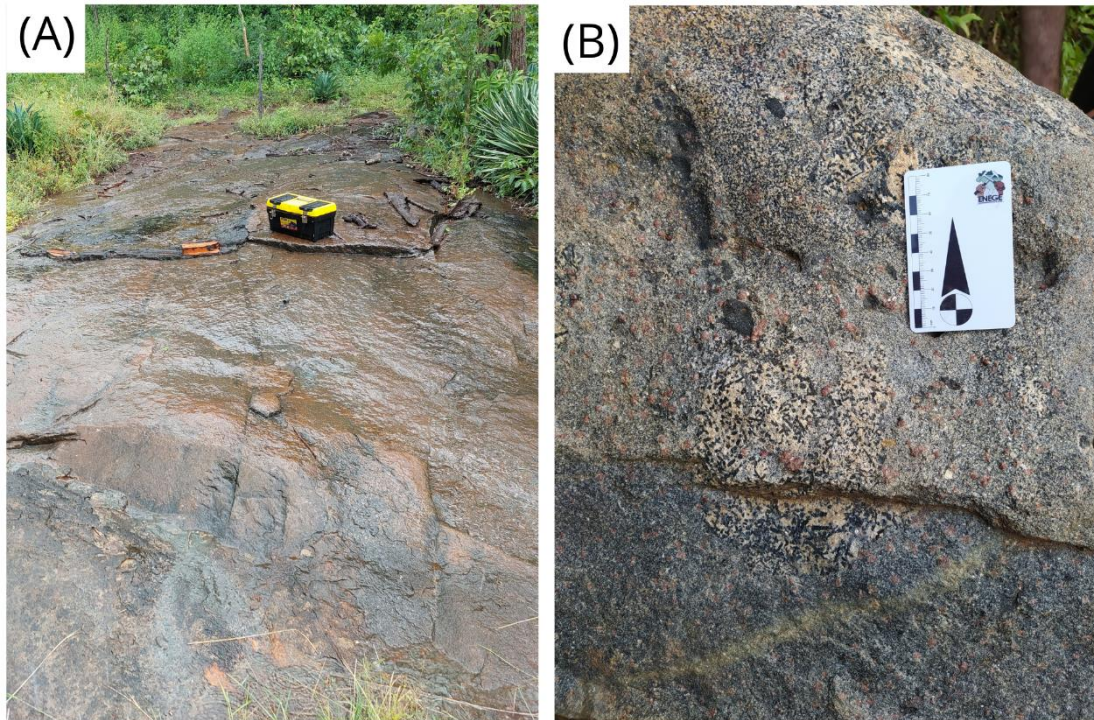


Figura 16 – (A) Lajedo de quartzo-diorito com algumas feições de mistura de magma máfico; (B) Afloramento na borda do corpo apresentando assimilação de com a rocha encaixante.

Macroscopicamente, a rocha é fanerítica de coloração cinza, com trama isotrópica mas podendo apresentar orientação preferencial de minerais máficos em alguns afloramentos. As texturas variam de granulação fina até grossa com porções equigranulares. Pontualmente ocorrem granadas milimétricas, geralmente próximo ao contato com o metagranito da encaixante (Figura 17).

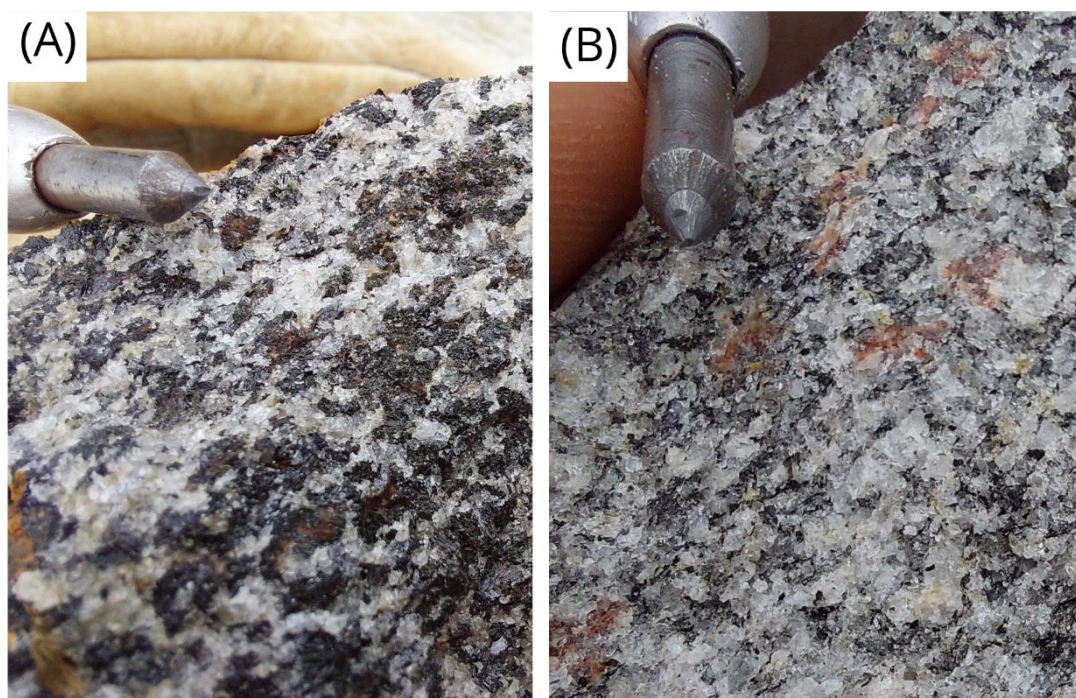


Figura 17 – (A) Quartzo-diorito de granulação grossa; (B) Quartzo-diorito de granulação média com granada pontual.

As rochas quartzo dioríticas em escala microscópica, apresentam uma textura holocristalina, inequigranular, de granulação fina a média e que em algumas porções localizadas podem ser grossas. A mineralogia dessa fase se caracteriza por apresentar plagioclásio (36%), hornblenda (25%), quartzo (18%), biotita (11%), epidoto (5%), opacos (4%), apatita (acessório) e carbonatos (acessório) (Figura 18A). A hornblenda e a biotita estão contidas em matriz quartzo feldspática ocorrendo fenocristais de plagioclásio zonados. Os grãos de quartzo podem ocorrer intergranulares com contatos poligonizados, entre os cristais em forma de ripas de plagioclásio. A hornblenda também pode se apresentar formando agregados contendo biotita e quartzo intergranulares (Figura 18C). O epidoto ocorre como grãos euédrico e subédricos e uma fase de alteração da rocha é marcada pelo aparecimento de carbonatos.

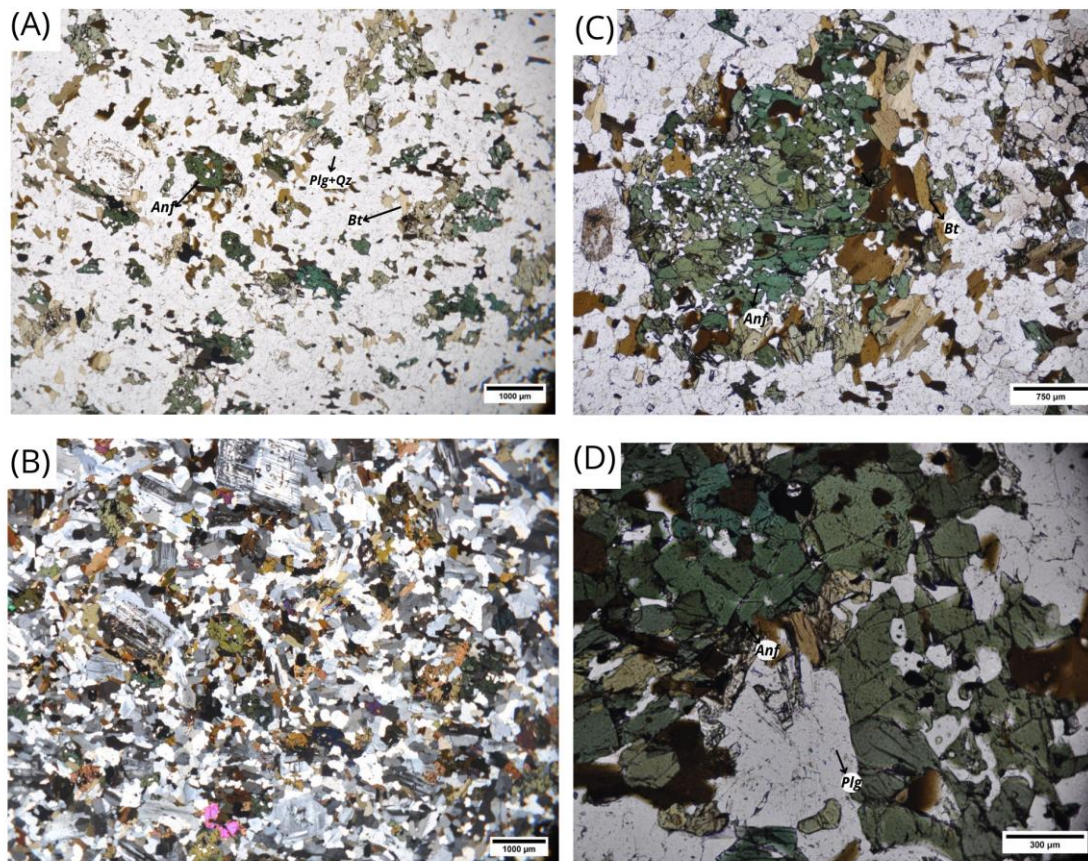


Figura 18 - (A) quartzo-diorito contendo Anf - hornblenda verde, Bt - biotita em matriz Qz - quartzo Plg - feldspática; (B) Figura A a nicóis cruzados; (C) agregados de hornblenda verde contendo biotita e quartzo intergranulares; (D) Cristais de hornblenda e plagioclásio a nicóis paralelos.

4.2.3 Misturas de Magmas

A grande variação textural do plúton exhibe a coexistência de magmas derivados de diferentes pulsos magmáticos e grande assimilação com as rochas encaixantes, essas feições foram observadas nas porções W, E, NW e S do corpo.

Desse modo, o CS apresenta diversas estruturas de *mingling* (mistura mecânica de magmas). As estruturas de mistura se apresentam de forma que porções mais grossas estão imersas em porções mais finas (Figura 19 B e C). Também é possível observar foliação de fluxo magmático, evidenciada pela foliação paralela ao contato, sendo mais expressiva nas bordas da intrusão. Foliação magmática podem ser definidas pela orientação de minerais máficos como anfibólio ou biotita e são comuns nessas rochas (e.g. Bateman et al. 1963, 1983).

Ainda assim, em algumas porções do corpo, ocorrem diques centimétricos de granulação fina e composição básica, em contato abrupto. Esses diques, podem apresentar assimilação em estado magmático com a encaixante e guardam fragmentos da intrusão pretérita que variam em escala de centímetros podendo chegar a 0,5 m (Figura 19 A, B e C). Associados a esses diques, também ocorrem vênulas milimétricas a centimétricas de granulação fina, porém de composição mais ácida, contendo quartzo e feldspato.

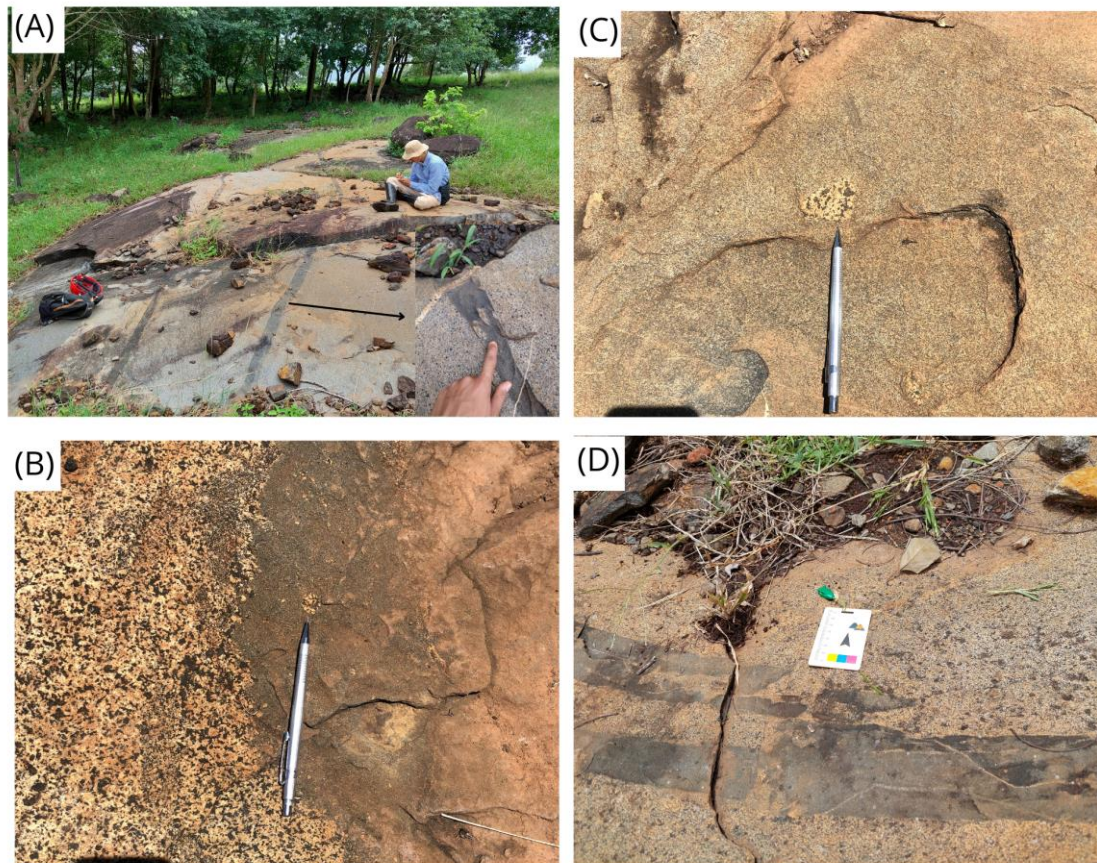


Figura 19 - (A) Diques básicos e vênulas ácidas cortando porção norítica do CS; (B) Misturas de magmas; (C) Fragmentos da intrusão pretérita em matriz fina; (D) coexistência de mágmas em forma de diques.

6 MÉTODO GRAVIMÉTRICO

As investigações gravimétricas baseiam-se na variação do campo gravitacional da Terra que podem ser causadas por rochas de diferentes densidades em subsuperfície (Kearey *et al* 2009). Nesse sentido, a perturbação localizada que ocorre pela variação de densidade lateral entre corpos rochosos é conhecida como gravidade anômala.

A Lei da Gravitação Universal de Newton, é a base para o método utilizado. A atração entre o produto diretamente proporcional de duas massas m calculada pelo inverso do quadrado da distância r entre as massas, sendo G a constante gravitacional universal e F uma força de atração gravitacional:

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

No entanto, a aceleração gravitacional (g) pode ser obtida através da definição de F pela segunda lei de Newton, gerando um valor médio do campo gravitacional da Terra pela aceleração.

$$g = \frac{G \cdot M}{R^2}$$

Com o desenvolvimento das equações de Força da aceleração gravitacional, o campo gravitacional da Terra pode ser expresso com base na aceleração da gravidade g , cujo seu valor médio é de cerca de $9,80 \text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$ (SI). No entanto para melhor representar o formato e as variações do campo gravitacional na Terra, se estabelece a definição de potencial gravitacional U :

$$U = \frac{GM}{r}$$

Em casos em que o U pode ser considerado constante são definidas as superfícies equipotenciais. A superfície equipotencial que forma ângulos retos com a direção da gravidade é o geóide que reflete a distribuição irregular de massas no corpo planetário.

A unidade de medida utilizada para as medidas gravimétricas é o Gal. Devido às variações de densidade que causam a variação gravitacional, serem muito baixas, a unidade de gravidade mediada pelo gravímetro é o *miliGal* (Tabela 1).

Tabela 1 - Tabela de unidades de medidas da gravidade local.

Nome	Símbolo	Equivalência
Gal	Gal	10^{-2} ms^{-2}
miligal	mGal	10^{-5} ms^{-2}
microgal	μGal	10^{-8} ms^{-2}

6.1 CORREÇÕES GRAVIMÉTRICAS

As correções gravimétricas são processos gerados através das correções da variação da aceleração gravitacional na superfície da Terra. Essas variações estão relacionadas a causas diversas, como o formato achatado da Terra, o efeito da Maré (atração da lua e do sol), variação das altitudes e também alterações causadas por estruturas internas profundas, entre outras variáveis, a aceleração gravitacional varia sobre toda a sua superfície.

Desse modo, para se observar a diferença de densidade entre corpos rochosos presentes na crosta, devem ser aplicadas algumas correções nos métodos de aquisição dos dados geofísicos, para geração de um produto que não tenha interferências dos efeitos do campo gravitacional. Tais correções são: Correção de Latitude; Correção de Ar livre; Correção de Bouguer, Correção de Terreno e Correção de curvatura; Correção de Maré e Correção de Deriva, o resultado final das correções é denominado de Anomalia Bouguer (Lowrie, 1997; Maragoni, 2014).

6.1.1 Correção de Terra Normal

O modelo de gravidade adotado para todo o planeta é a gravidade teórica, conhecida como correção de latitude. Para obter a fórmula de correção, foram considerados os principais fenômenos que afetam a gravidade sendo: a rotação da Terra que gera uma força centrífuga em um referencial não inercial; e a forma elipsoidal da Terra. Logo, a fórmula adotada para o modelo de referência de 1967 é: Sendo (g_{teor}) a gravidade esperada e (λ) latitude.

$$g_{1967} = 978031,8 (1 + 0,0053024 \cdot \sin^2(\lambda) - 0,0000059 \cdot \sin^2(2\lambda)) \text{ mGal}$$

6.1.2 Correção de Ar-livre

O modelo da gravidade teórica assume o valor da gravidade no nível de referência do geóide (nível do mar). Nesse sentido, a Correção de Ar-livre, leva em consideração o fato de que as medidas foram feitas em altitudes maiores, assumindo assim, que existe apenas ar entre o ponto de observação e o nível de referência, suprimindo os efeitos causados pela elevação, (Maragoni, 2014). O ajuste é feito aplicando um termo linear em função da altitude ortométrica na latitude de 45°.

6.1.3 Correção de Maré

Os efeitos de maré causados pela posição da Terra em relação ao sol e a lua, causa perturbações de magnitudes observáveis nos levantamentos gravimétricos de precisão, atingindo anomalias desejáveis. No entanto, esse efeito pode ser corrigido sobre as variações periódicas quanto da latitude (Blakely, 1996).

6.1.4 Correção de Terreno e Curvatura

As variações locais na topografia real podem variar com relação ao platô Bouguer e podem ser ajustadas com a correção de terreno. Numa tentativa de acompanhar a forma da Terra, a correção de curvatura pode causar uma envergadura no Platô Bouguer. Essas correções, no entanto, se aplicam para tentar tornar o platô Bouguer mais elástico, (Chapin, 1996).

6.1.5 Correção de Deriva (Drift)

As variações das derivas instrumentais são resultado da saturação dos componentes internos do gravímetro e variações como da pressão atmosférica e da temperatura e podem ser corrigidas com medidas realizadas repetidas vezes no mesmo ponto (Telford et al., 1990).

6.1.6 Correção de Bouguer

Substituindo o ar da Correção de Ar-livre por um volume de rocha nos locais onde foram feitas as medidas, obtém-se a correção de Bouguer (Chappin, 1996). Esse preenchimento pode ser realizado por um platô infinito com uma distribuição de densidade regular, (Lowrie, 1997; Maragoni, 2014).

6.2 LEVANTAMENTO GRAVIMÉTRICO

Segundo Vigneresse (1990), para investigar as relações de contato entre corpos intrusivos e as rochas encaixantes, os dados levantados devem ter uma distribuição homogênea na área de estudo, estendendo-se alguns quilômetros além do contato. Sendo assim,

levantamento gravimétrico na área de estudos (Figura 21) foi realizado em um período de 14 dias consecutivos. O gravímetro utilizado foi o CG-5 *Autograv* da empresa *Scintrex*, disponibilizado pelo Departamento de Geofísica do Observatório Nacional (ON) (Figura 22A).

Para melhor distribuir os pontos na área, optou-se por realizar quatro perfis gravimétricos, sendo: dois com tendência Norte-Sul e dois com tendência Leste-Oeste (Figura, 21), limitando o caminhamento e a distribuição homogênea à alta variação do relevo e a dificuldade de acesso às propriedades particulares. Desse modo, foram obtidas 73 novas estações gravimétricas com o espaçamento em média de aproximadamente 300m, com o objetivo de realizar medidas relativas de gravidade em pontos específicos na superfície da Terra.

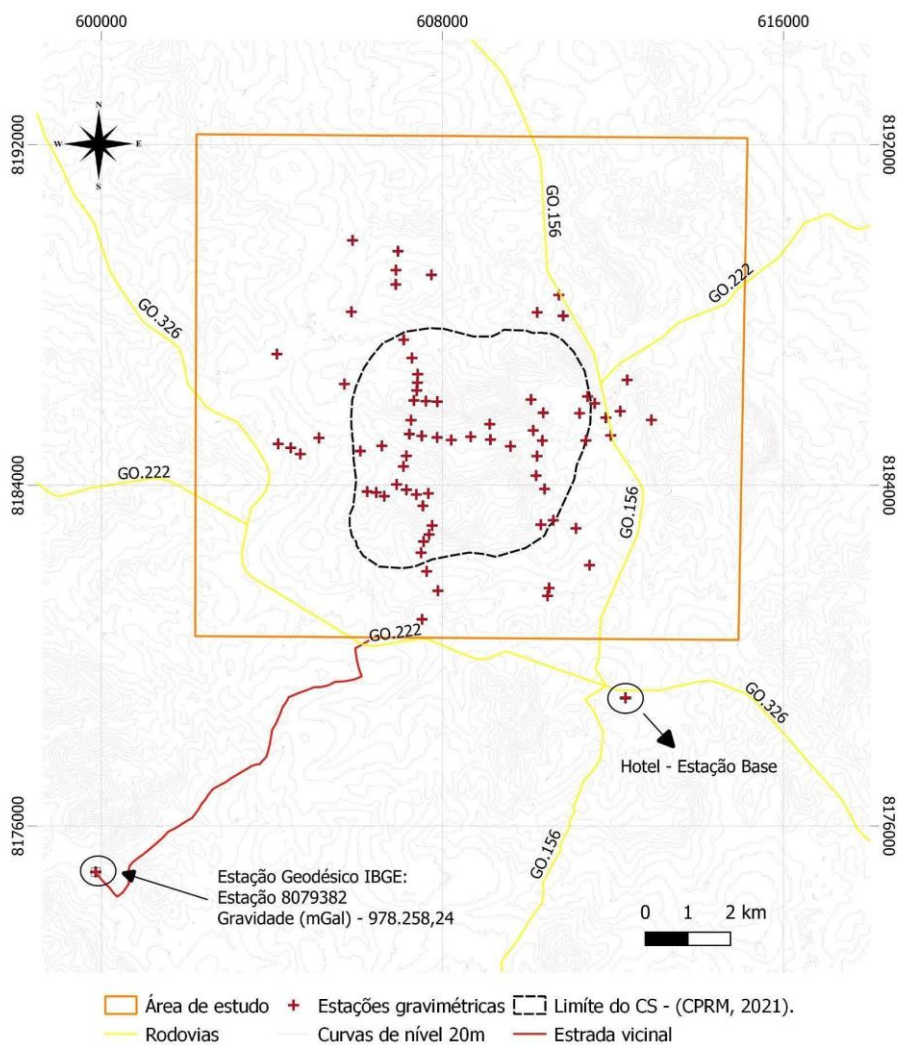


Figura 20 - Mapa de distribuição das estações gravimétricas levantadas

No levantamento, foi necessário determinar a posição das estações de medida de forma precisa tanto das coordenadas planas quanto em altimetria para melhor controle da superfície geoidal, para isso foi utilizado um receptor DGPS (*Differential Global Positioning System*), *Topcon Hiper* de precisão geodésica disponibilizado pelo Laboratório de Processamento de Imagem Geoprocessamento da UFG (LAPIG) (Figura 22B).



Figura 21 - (A) Gravímetro CG-5 Autograv da empresa Scintrex; (B) Base Coletora Topcon Hiper

Pelo fato de o gravímetro ter sido transportado do Rio de Janeiro (RJ) para a cidade de Anicuns (GO), foi necessário realizar a correção de deriva. Para realização da correção de deriva instrumental (*drift*), foi realizado uma calibração de 12hrs no Hotel base da região de estudos (Figura 19). O CG5 permite que essa correção seja feita de forma automática realizando ciclos de múltiplas medidas no mesmo ponto.

Entretanto, o gravímetro utilizado tem a capacidade de realizar medidas relativas de gravidade. Para calibração do instrumento com relação a uma estação absoluta de medida realizada da Rede Gravimétrica Fundamental Brasileira (RGFB), foi selecionada a estação mais próxima da área de estudos (Figura 23).

Estação :	8079382	Nome da Estação :	8079382	Tipo :	Estação Gravimétrica - EG
Município :	TURVÂNIA			UF :	GO
Última Visita:	17/11/2008	Situação Marco Principal :	NÃO CONSTRUÍDO	Última Atualização :	21/12/2011
Inscrição chapa :					
DADOS PLANIALTIMÉTRICOS		DADOS ALTIMÉTRICOS		DADOS GRAVIMÉTRICOS	
Latitude	16° 30' 19,58" S	Altitude Normal(m)		Gravidade(mGal)	978.258,24
Longitude	50° 03' 51,28" W	Fonte		Datum	RGFB
Altitude Geométrica(m)	671,110	Sigma Altitude(m)		Data Medição	17/11/2008
Fonte	GPS Topográfico	Datum		Data Cálculo	22/11/2011
Origem		Data Medição			
Datum	SIRGAS2000	Data Cálculo			
Data Medição	17/11/2008				
Data Cálculo					
Sigma L.atitude(m)					
Sigma Longitude(m)					
Sigma Altitude Geométrica(m)					
UTM(N)	8.174.923				
UTM(E)	599.866				
MC	-51				

Figura 22 - Estação geodésica de referência da Rede Gravimétrica Fundamental Brasileira (RGFB).

Optou-se por realizar a transferência da estação gravimétrica absoluta para o ponto do Hotel onde foi realizado o *drift* do equipamento. Sendo assim, foram efetuadas 4 medidas na estação geodésica de referência em dois dias durante o levantamento, para correção da estação base (hotel). Nos dias de aquisição dos pontos na área (Figura 25A e B), a primeira e a última medida do dia foram realizadas no hotel e em um intervalo de 12hrs.

Para obtenção das coordenadas de precisão (ortométricas), optou-se por pelo levantamento por posicionamento relativo utilizando a estação 8079382 (Figura 21), a mesma utilizada para calibração das medidas de gravidade (IBGE, 2017). Para as correções diferenciais dos dados GNSS (*Global Navigation Satellite System*), realização de correções pós-processamento e redução dos erros de medida durante o levantamento, optou-se por utilizar o serviço de posicionamento por ponto preciso (IBGE-PPP), modo estático (Figura 24). Segundo Vigneresse (1990), para se garantir um erro de até 1 mGal a precisão da elevação deve ser entre 0 e 5 m.

Selecione o Modo de Processamento: Estático Cinemático

Selecione um arquivo RINEX: Só serão aceitos arquivos no formato .osg a .240, .osd a .240, .osd a .24d, .osd a .24D, .obs, .OBS, .zip, .ZIP, .tar, .TAR, .tgz, .TGZ, .gz, .gz, .rmx, .RNX, .crx, .CRX, .7z, .7Z

Escolher arquivo Nenhum arquivo escolhido

Os valores selecionados abaixo serão adotados para todos os RINEX que estejam comprimidos em um único arquivo:

Tipo de Antena:

Altura da antena (m):

A altura da antena somente será alterada se esta caixa estiver marcada.

E-mail válido do usuário. (não pode conter espaços ou tabs!):

Concordo que os resultados dos processamentos poderão ser utilizados pelo IBGE para a avaliação de produtos e informações cartográficas e geodésicas, bem como para a avaliação do próprio serviço IBGE-PPP

Figura 23 - Aba do o serviço de posicionamento por ponto preciso (IBGE-PPP) para processamento dos dados GNSS (Global Navigation Satellite System) à realização de correções pós-processamento. [.ibge.gov.br/geociencias/informacoes-sobre-posicionamento-geodesico/servicos-para-posicionamento-geodesico](http://ibge.gov.br/geociencias/informacoes-sobre-posicionamento-geodesico/servicos-para-posicionamento-geodesico)

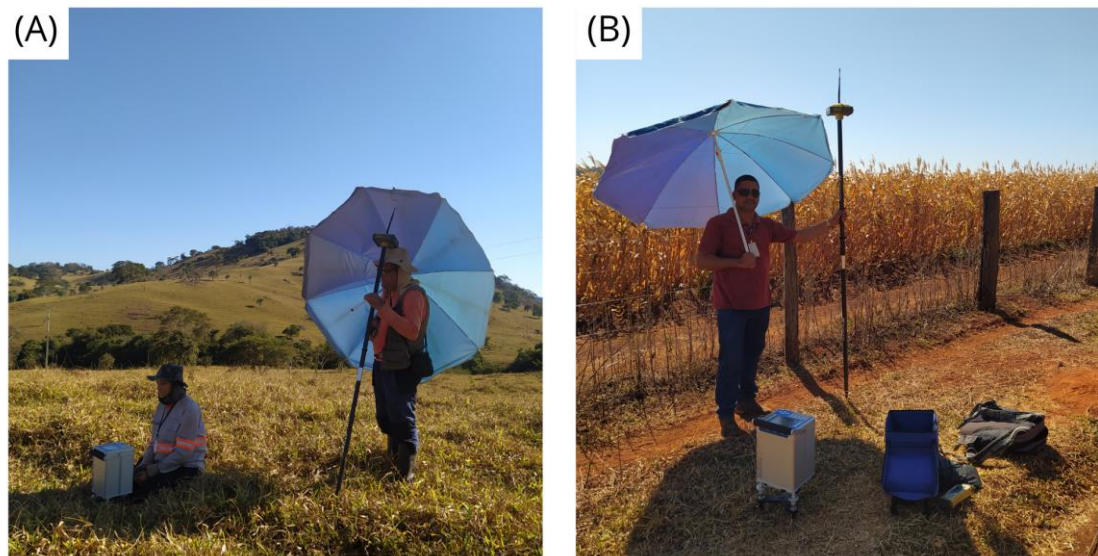


Figura 24 - Amostragem das estações gravimétricas relativas utilizando o AUTOGRAV SCICTREX CG-5 e o Rover (GPS de precisão) Topcon link.

6.2 PROCESSAMENTO DOS DADOS GRAVIMÉTRICOS

Para transformar as leituras de medidas do equipamento em anomalias gravimétricas, os dados da estação base medida no hotel foram corrigidos no *Software OasisMontaj* (licença educacional n°19252), cada dia de levantamento foi processado separadamente e então, os dados foram atribuídos para um banco de dados único para que assim, fosse possível gerar os *grids* de malha regular (Figura 26).

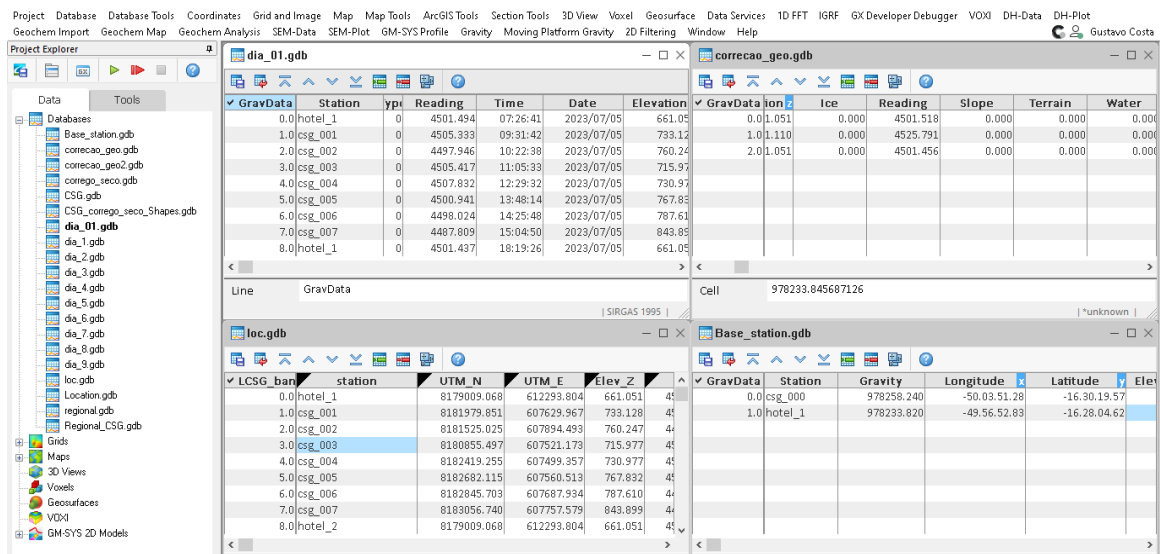


Figura 25 – Interface de processamento do software oásis montaj.

A seguir serão descritas cada etapa para geração dos mapas gravimétricos. Neste trabalho, para obtenção da anomalia Bouguer, optou-se por calcular o campo gravitacional no mesmo ponto do elipsóide de referência. Para essa etapa do processamento, optou-se por aplicar as ferramentas em Python contidas na biblioteca Fatiando a Terra, de acesso gratuito (Uieda *et al.*, 2013) (<https://www.fatiando.org/index.html>).

A malha para obter o nível do geóide (resolução de 10 x 10 Km) da área de estudos (Figura 27), foi obtida a partir da conversão das coordenadas ortométricas para coordenadas geométricas tanto do banco de dados do levantamento quanto do banco de dados topográficos com resolução de 30 x 30m. Foram utilizadas a biblioteca PyGMT (Uieda *et al.*, 2021) e o banco de dados GMT (Wessel *et al.*, 2019) como auxílio (Figura 28).

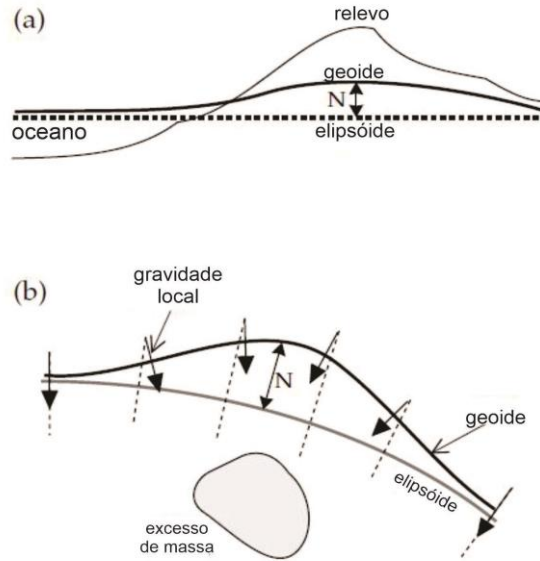


Figura 26 – Figura esquemática da comparação da superfície geoidal com o elipsóide, modificado de Lowrie, (1997).

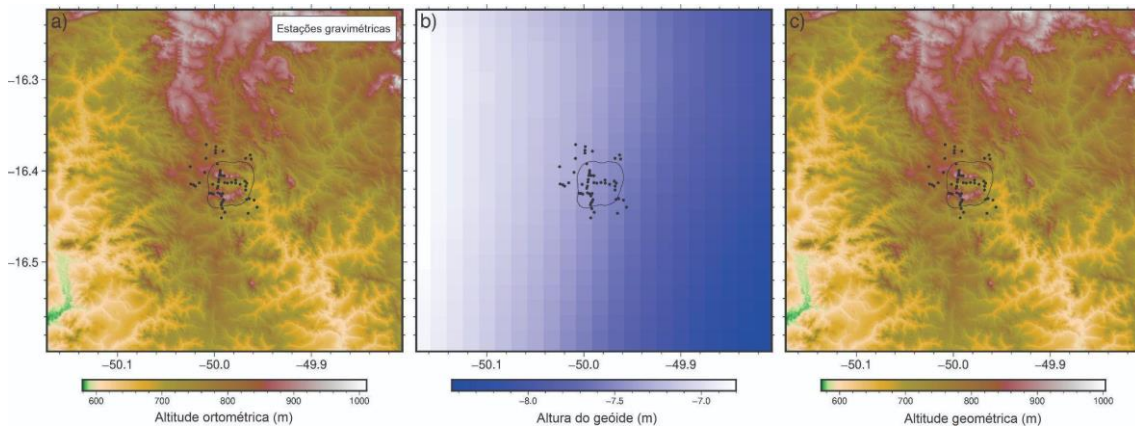


Figura 27 - Mapas das etapas de obtenção da malha e o nível do geóide

A Gravidade Normal, calcula a magnitude gravitacional do elipsóide normal, incluindo os efeitos gravitacionais e centrífugos da Terra. Então, utilizando o sistema geodésico de coordenadas WGS 48, calculou-se a gravidade normal pelo método implementado por Li and Götze (2001), utilizando altitude e latitudes geométricas.

Para evitar erros de correção causados pela variação topográfica. Optou-se por utilizar o método de correção topográfico baseado na malha topográfica criando um modelo volumétrico de prismas regulares com a densidade média medida das rochas encaixantes ($\rho = 2610 \text{ kg m}^{-3}$), (e.g., Nagy et al., 2000). Logo, aplicando essas correções a gravidade normal ao distúrbio de Bouguer pode ser dada por, (Gupta, 2021):

$$\delta g_B = g_{obs} - \gamma - g_T$$

gT = Correção topográfica

γ = Gravidade Normal

g_{obs} = Gravidade medida

Portanto, para estudos em corpos de dimensões mais restritas se torna necessário aplicar o método de separação regional-residual. Este busca, por meios de técnicas matemáticas e/ou visuais, isolar a resposta gravimétrica do corpo estudado, obtida através da subtração da tendência regional do mapa de anomalia Bouguer (Lowrie, 1997). O mapa residual obtido sobre o distúrbio de Bouguer, permitirá evidenciar a diferença de densidade das feições geológicas do corpo intrusivo com relação às rochas encaixantes.

Em seguida, utilizando o pacote Verde python (Uieda, 2018), foi aplicado um ajuste polinomial de primeiro grau no mapa de perturbação bouguer subtraindo a tendência regional, obtendo assim, uma anomalia residual que é atribuída à corpos localizados em subsuperfície (Figura 29).

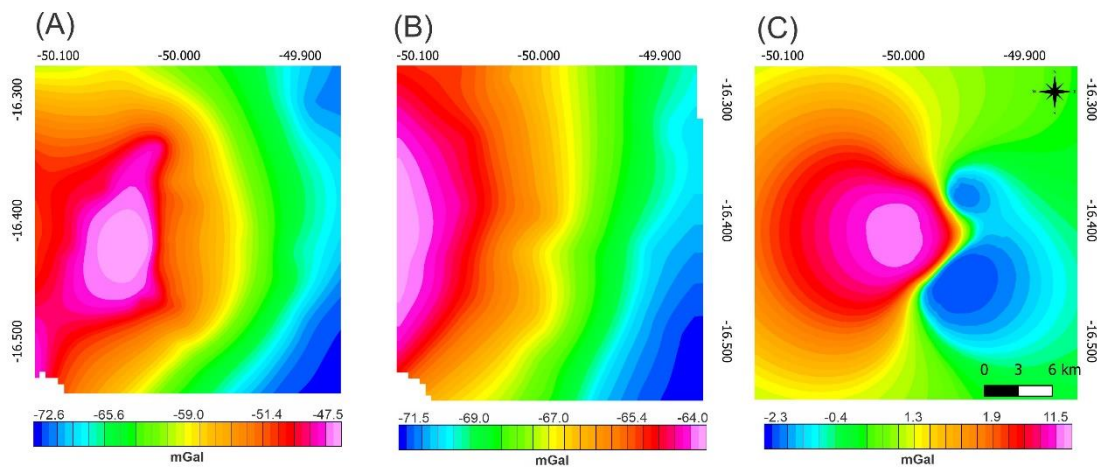


Figura 28 – Grids obtidos a partir do ajuste polinomial subtraindo a tendência regional, (A) Bouguer; (B) Regional; e (C) Residual.

6.3 INTERPOLAÇÃO E GERAÇÃO DOS MAPAS GRAVIMÉTRICOS

A camada equivalente (Dampney, 1969), é uma técnica que pode ser usada para obter os valores do campo gravitacional e magnético em qualquer ponto e diferentes alturas utilizando grades regulares e ajustando os coeficientes de fontes pontuais (Figura 30). Essa ferramenta, pode superar outros interpoladores como por exemplo curvatura mínima e pode ser considerado um método eficaz (Soler and Uieda, 2020; Uieda and Soler, 2020b).

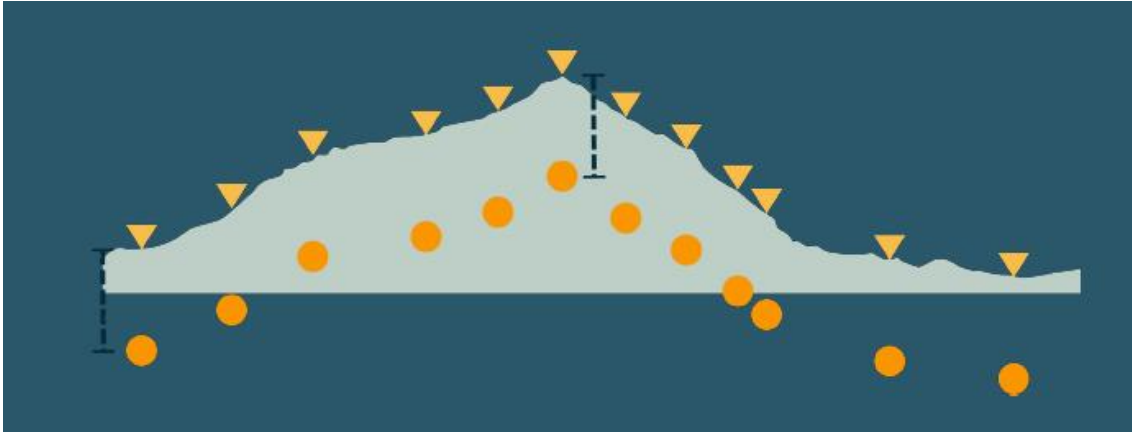


Figura 29 - Pontos em profundidades variáveis. Fonte: Soler & Uieda, 2020.

Utilizando a camada equivalente, também se torna possível o cálculo de derivadas preservando a perturbação de bouguer residual em um determinado ponto. Sendo assim, é possível calcular a derivada horizontal, Gradiente Horizontal (HG, Cordell and Grauch, 1985) e o Gradiente Total (TG, Roest et al., 1992).

As derivadas, são possíveis serem determinadas pelas seguintes equações:

$$\frac{\partial f}{\partial x} = \frac{f(x + \Delta x, y, z) - f(x - \Delta x, y, z)}{2\Delta x}$$

em que, numa grade regular $\Delta\alpha$, $\alpha = x, y, z$

Logo:

$$HG = \sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)^2} \text{ e } TG = \sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial z}\right)^2}$$

Neste trabalho, para interpolação da anomalia residual e aplicação da camada equivalente com profundidade de 50 Km, em uma grade regular da superfície geométrica. Primeiramente, pegamos os dados do *Earth Gravitational Model 2008* (EGM2008) sobre um grid regular (pouco detalhado) na área de estudos. A camada equivalente profunda foi então utilizada para prever a anomalia regional desse modelo em um grid regular mais detalhado. Essa anomalia foi então interpolada (usando o interpolador *Kneighbor*) sobre os pontos de aquisição de gravimetria para obtenção dos valores da anomalia regional. Sendo assim, o valor regional foi removido do distúrbio de Bouguer gerando os valores de anomalia residual. uma camada equivalente rasa (2.5 km) foi usada para prever os

dados residuais em um grid regular, gerado um parâmetro de R-quadrado de validação cruzada 0,942 (Uieda and Soler, 2020b).

Então a anomalia do Gradiente Horizontal tende a sobrepor os limites da anomalia local obtendo um delineamento útil para fontes anômalas rasas (Blakely, 1996).

O HG do Córrego Seco, demonstrou uma anomalia contornada no limite geológico onde algumas fontes altas ultrapassaram os limites mapeados do corpo, mas podem ser diretamente ligadas com as feições geológicas do corpo intrusivo assumindo picos de valores de até 0,0037 mGal aonde ocorrem as rochas gabro-noríticas. Esse mapa também separa as ocorrências das rochas intermediárias e onde há maior interação com as rochas encaixantes. Observa-se também uma anomalia baixa na porção W do corpo devido o efeito causado pelo HG (Figura 31).

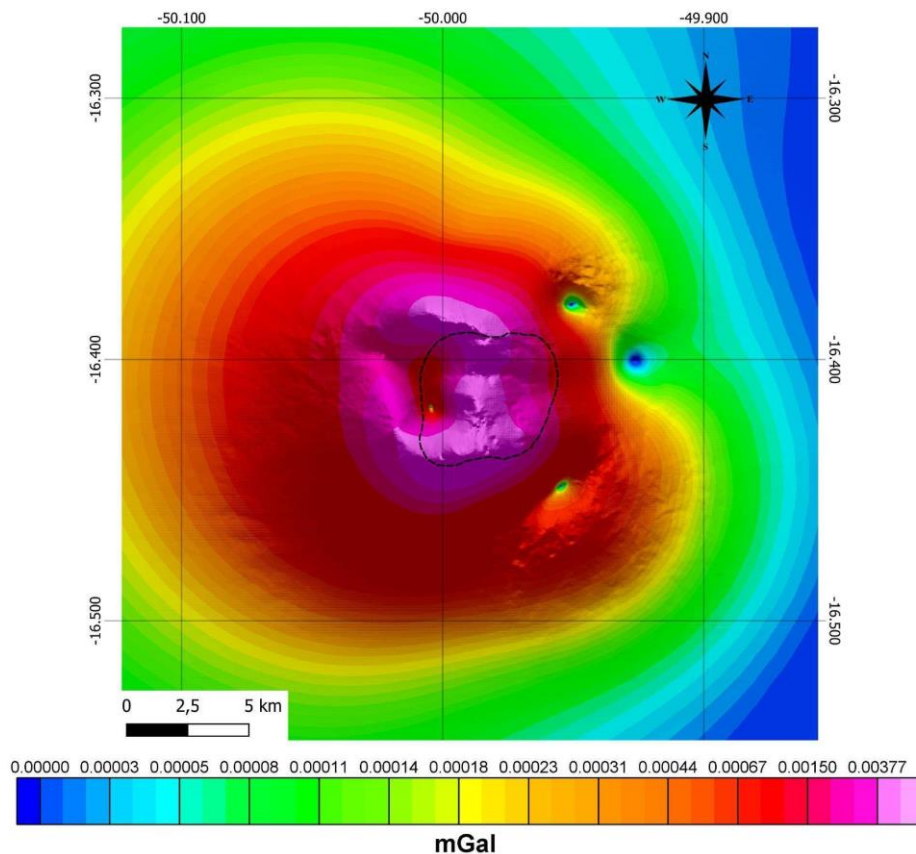


Figura 30- Mapa do Gradiente Horizontal aplicado sobre o mapa da anomalia residual da área de estudos

Já a anomalia da derivada do Gradiente Total do CS, também conseguiu delimitar o corpo intrusivo mantendo um formato circular com atos valores de até 0,005 mGal no centro

migrando para valores menores nas bordas 0,002 mGal. Além disso, demonstrou um certo deslocamento para W do limite do corpo com relação ao Gradiente Horizontal e com o limite geológico do corpo que pode estar relacionado ao posicionamento de alojamento do corpo (Figura 32).

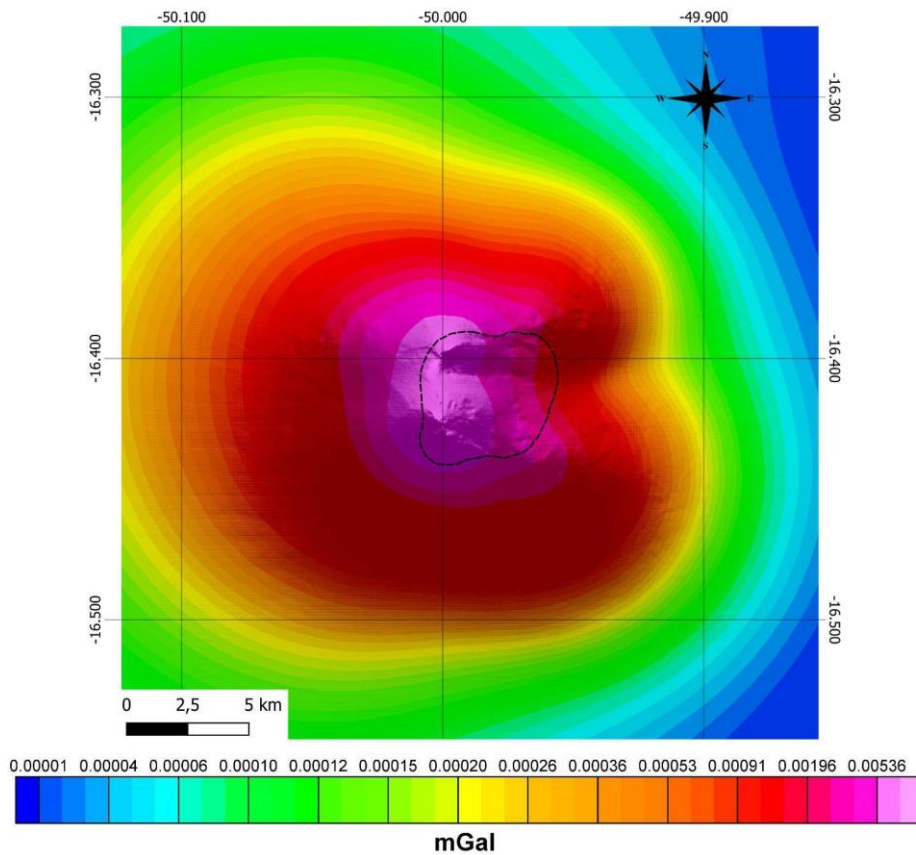


Figura 31 – Mapa do Gradiente Total sobre a anomalia residual da área de estudos

7 PRINCÍPIO DA ASM E O MAGNETISMO DE ROCHAS

As propriedades de anisotropia magnética das rochas são bem entendidas quando se leva em conta os tipos, os tamanhos e as formas que os minerais magnéticos ocorrem. Uma pequena parte desses minerais contidos nos diferentes tipos rochas contribui para suas propriedades magnéticas (Lowrie, 1997).

Qualquer material, apresenta um comportamento magnético que depende dos momentos magnéticos dos átomos e íons que os compõem, sendo estes aplicados ou não a um campo indutor externo (Tarling e Hrouda, 1993). Assim, considerando que susceptibilidade magnética (K) mensura a capacidade que tem um material em magnetizar-se sob a ação de um campo magnetizante, ao qual este é submetido as diferentes propriedades magnéticas podem classificar os materiais em diamagnéticos, paramagnéticos e ferromagnéticos (Figura 33):

Diamagnéticos - adquire magnetização fraca e oposta na presença de um campo magnético, a susceptibilidade não varia com a temperatura;

Paramagnéticos - adquirem magnetização positiva e paralela quando são submetidos ao campo induzido, susceptibilidade varia com a temperatura;

Ferromagnéticos - apresentam um campo molecular espontâneo presente mesmo na ausência de um campo externo.

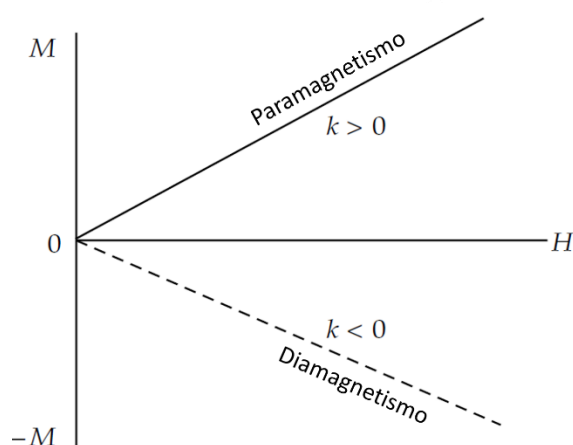


Figura 32 - Variações de magnetização (M) com campo magnético aplicado (H) em materiais paramagnéticos e diamagnéticos (Lowrie, 1997).

Lowrie 2007, classifica o ferromagnetismo *lato sensu* como; ferromagnetismo *stricto sensu*; antiferromagnetismo, ferromagnetismo parasítico e ferrimagnetismo, de acordo com o alinhamento do *spins* de momento magnético (Figura 34). A rotação do elétron em seu próprio eixo é chamada de momento de *spin*. Cristais em que há fortes interações

entre *spins* magnéticos vizinhos, é gerado uma magnetização espontânea chamada de magnetização remanente (Tauxe, 2005).

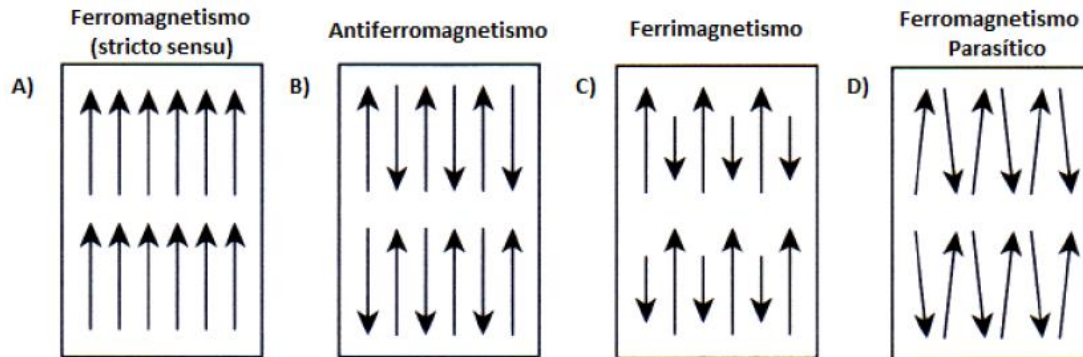


Figura 33 - Representações esquemáticas dos alinhamentos de momentos magnéticos atômicos. Adaptado de (Lowriwe, 1997).

A magnetização espontânea ocorre quando há um alinhamento dos momentos magnéticos causados pela energia gerada na troca entre elétrons vizinhos. Essa troca gera um campo molecular chamado de campo de Weiss H_w (Lowriwe, 2007).

Nos materiais ferromagnéticos o material tem a capacidade de portar um campo molecular suficientemente forte para gerar uma magnetização espontânea. A magnetização espontânea é gerada pelo alinhamento dos spins em uma direção dentro do domínio magnético.

Independente se o material tem características de ferromagnetismo *lato sensu*, qualquer mineral tem a capacidade de adquirir magnetização quando exposto a um campo induzido (Jacson, 1991). No entanto, valores de susceptibilidade magnética das rochas podem ser mascarados pelas contribuições apenas de minerais para e ferromagnéticos presentes.

Os minerais magnéticos mais importante na natureza são os componentes da série das titanomagnetitas, como as magnetitas que tem propriedades ferromagnéticas e está presente em diversos tipos de rocha (Dunlop & Ozdemir, 1997; Tarling & Hroudá, 1993; Lindsley, 1976) (Figura 35).

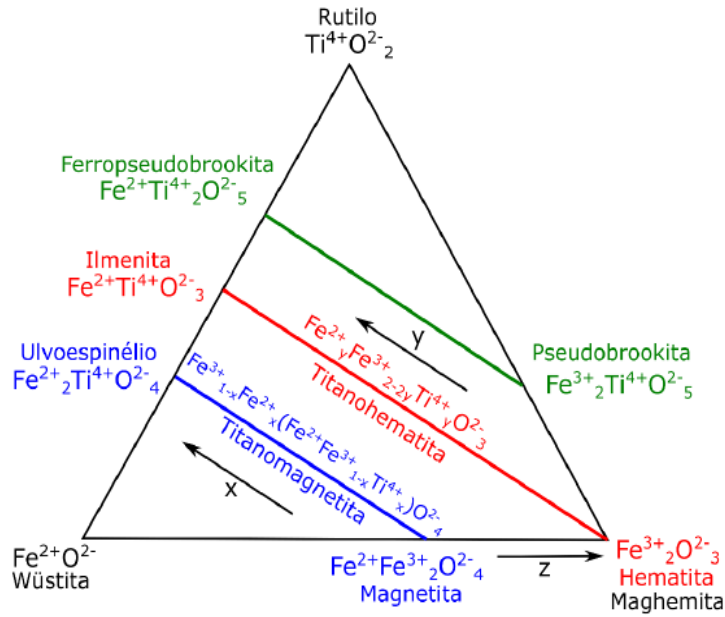


Figura 34 - Diagrama ternário para óxidos de ferro e titânio em porcentagem relativa de cátion (Butler, 1992).

Como o comportamento magnético da magnetita varia em função da temperatura, existe um valor em que a perturbação térmica destrói o acoplamento entre os *spins*. Logo, existem duas transições magnéticas importantes que podem ser observadas com a mudança de temperatura. Em $-150^{\circ}C$ (Transição de Verwey) e em $\sim 580^{\circ}C$ (Temperatura de Curie), nessa temperatura o mineral passa a se comportar paramagneticamente (Dunlop & Ozdemir, 1997).

Outra característica intrínseca importante, são os domínios magnéticos, que são definidos como regiões de magnetização uniforme. As partículas em que a magnetização é uniforme devido ao volume suficientemente pequeno, são definidas como partículas SD (*single domain*) (Tauxe, 2005). Outros domínios tendem a se formar à medida que o volume aumenta. As partículas MD (*multi domain*), são partículas com vários domínios magnéticos separados (McHenry & Laughlin, 2014). O pseudo-monodomínio PSD (*pseudo-single domain*) se refere a transição de um estado SD para um estado MD, (Lanza & Meloni 2006).

Visto isso, a obtenção da susceptibilidade magnética (k) de uma rocha, pode ser obtida com a técnica de Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM), com o uso de um susceptibilímetro para obter as direções de foliação e lineação magnética. Este aparelho, mede a magnetização de uma amostra com base na geração de um campo magnético.

Com isso, é possível obter diversas informações a respeito das condições do ambiente de formação da rocha estudada.

A susceptibilidade (k) é uma propriedade intrínseca, sendo definida pela capacidade de um material adquirir magnetização (M) no momento em que é submetido a um campo magnético induzido (H). Logo, a magnetização é proporcional à susceptibilidade ($M = k \times H$). A orientação das partículas magnéticas é obtida através do tensor simétrico de segunda ordem K definido por três eixos de susceptibilidades principais: K_1 (máxima), K_2 (média), K_3 (mínima), ou K_{max} , K_{int} , K_{min} medindo a amostra em diferentes orientações (Tarling & Hrouda 1993, Bouchez, 1997; Lanza e Meloni, 2006) (Figura 36).

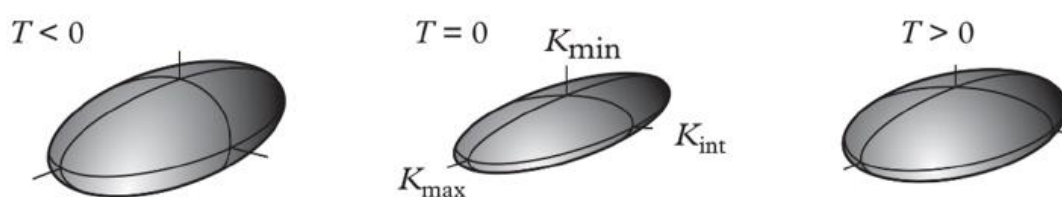


Figura 35 – Tensores magnéticos prolato e oblato, modificado de Nèdélec & Bouchez (2015)

A razão entre a susceptibilidade máxima e mínima, pode ter relação direta com o grau de anisotropia (P), avaliando a quão anisotrópica é a trama da rocha sendo que, $P=k_1/k_3$ com $P = 1$ corresponde a uma amostra totalmente isotrópica (Bouchez, 1997). Outros parâmetros podem ser definidos pela pelas medidas de anisotropia, como susceptibilidade volumétrica (K) e parâmetro de forma (T) ou Jelinek (1981) que define se a trama é planar ou linear, (Jelinek, 1981).

7.1 AMOSTRAGEM E MEDIÇÕES EM CAMPO

A amostragem foi realizada em uma etapa de 7 dias de campo na área. Foram coletados, 28 sítios de amostras orientadas distribuídos de forma uniforme nas rochas do corpo e nas encaixantes, baseando-se no mapeamento geológico e imagens aerogeofísicas. As amostras foram coletadas por meio de uma perfuratriz de mão diamantada movida a gasolina e orientadas por bússola magnética e solar (quando possível) (Figura 33). Para a escolha dos afloramentos amostrados, levou-se em consideração as formas de ocorrências que poderiam evidenciar um bloco “*in-situ*”.

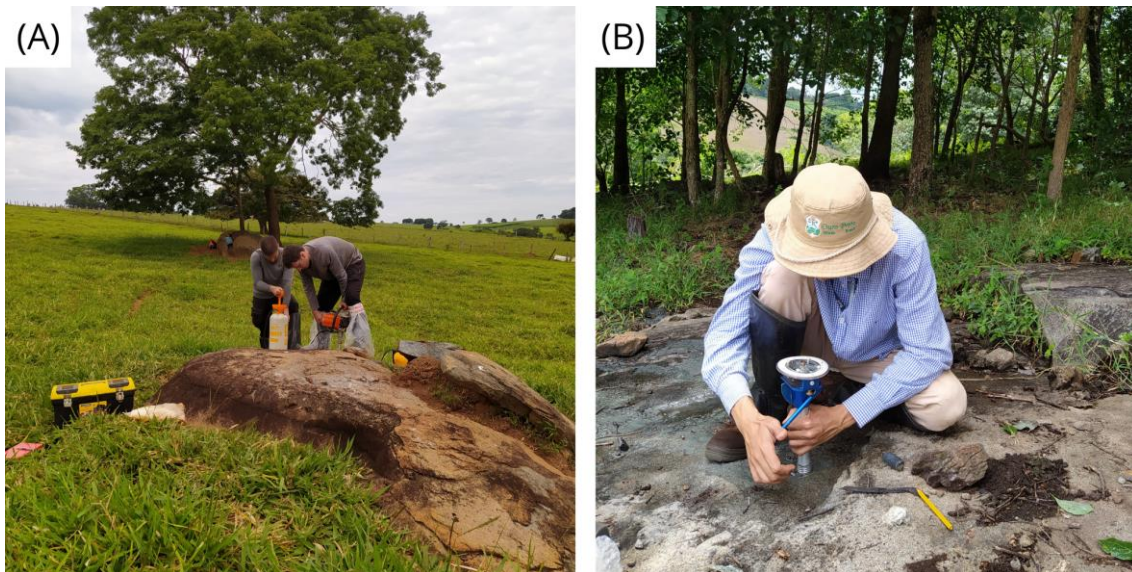


Figura 36 - (A) Amostragem dos sítios; (B) Orientação dos cilindros

7.2 METODOLOGIA DE INVESTIGAÇÃO

Após a obtenção das amostras em campo, os sítios orientados foram serrados em no mínimo cinco espécimes para que fossem medidas com o mínimo de erro possível para manter a qualidade estatística dos dados. Esse processo, bem como, as medidas foram realizados no Laboratório de Paleomagnetismo (USPMag) da Universidade de São Paulo. Foram totalizados 28 sítios amostrados resultando em 210 espécimes.

Assim, neste trabalho foram realizadas medidas de anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM), anisotropia da magnetização remanescente anterística (AARM) e uma investigação mineralógica, pois, para uma melhor compreensão dos dados, é necessário investigar os minerais magnéticos que contribuem para a susceptibilidade magnética do corpo rochoso. Assim sendo, o fluxograma de trabalho está exposto na Figura 38.

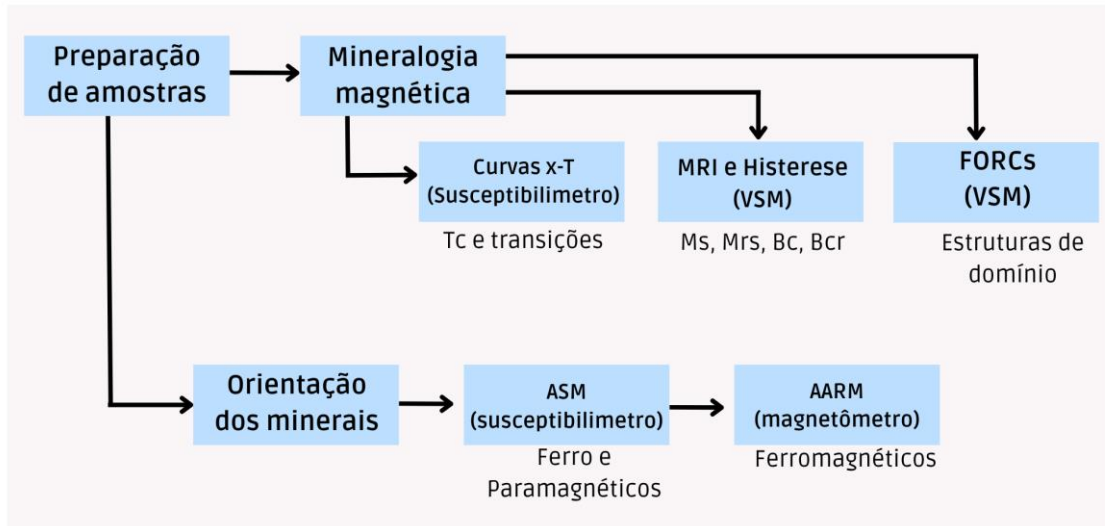


Figura 37 – Fluxograma laboratorial para as análises magnéticas. Magnetização remanente de saturação (*Mrs*); Magnetização de saturação (*Ms*); campo coercivo (*Bc*); coercividade de remanência (*Bcr*).

Iniciou-se a mineralogia magnética com geração de curvas termomagnéticas de 4 sítios. Sendo 3 amostras do CS e uma da encaixante. Utilizando uma almofatriz de agata a amostra é pulverizada e posteriormente analisada no equipamento Agico Kappabridge KLY-4 CS com o auxílio de um criostato CL, aplicando nitrogênio líquido na amostra até ela atingir o resfriamento de -192°C . Para aquecer as amostras até 710° após a realização dos ciclos de resfriamento foi utilizado o aparelho Furnace CS4 (Figura 39A). Visto isso, para se obter um resultado significativo, foram realizadas curvas de magnetização remanente isotérmica (MRI) e histereses, utilizando o magnetômetro de amostra vibrante MicroMag 3900 (VSM) (Figura 39B).

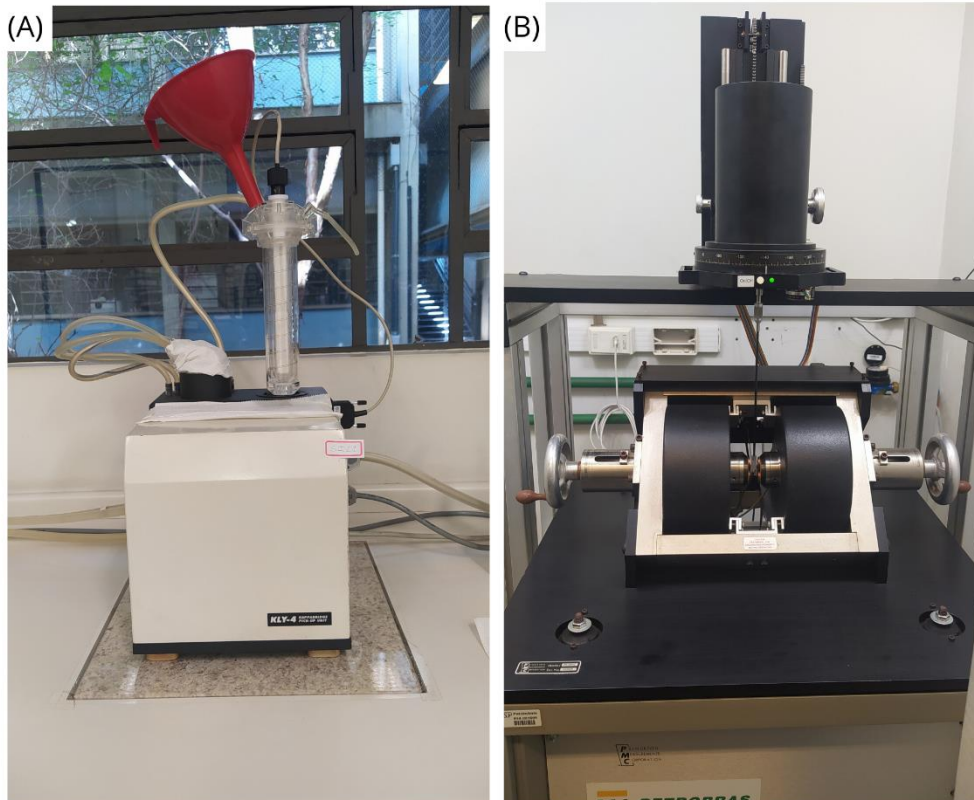


Figura 38 - (A) Magnetômetro de amostra vibrante MicroMag 3900 (VSM); (B) Agico Kappabridge KLY-4 CS

Em espécime individual foram realizadas as medidas de ASM utilizando o susceptibilímetro Kappabridge MFK da Agico (Figura 40). As principais análises a serem feitas no pluton são: Obtenção dos tensores magnéticos, análise de magnitude e orientação dos eixos para obtenção de foliação e lineação, análise do parâmetro de forma, análises de sentido de fluxo magnético. Os valores de cada tensor foram obtidos pelo método de Jelínek (1978).



Figura 39 - susceptibilímetro Kappabridge MFK da Agico, retirado de Souza Junior (2021)

Com o objetivo de isolar a contribuição de minerais ferromagnéticos das amostras, foram selecionados 6 sítios para obtenção da Anisotropia e Magnetização de Remanência Anhisterética (AARM). Foram utilizados um desmagnetizador por campos alternados LDA-3 da Agico e um magnetômetro giratório AGICO JR6-A (Figura 41).

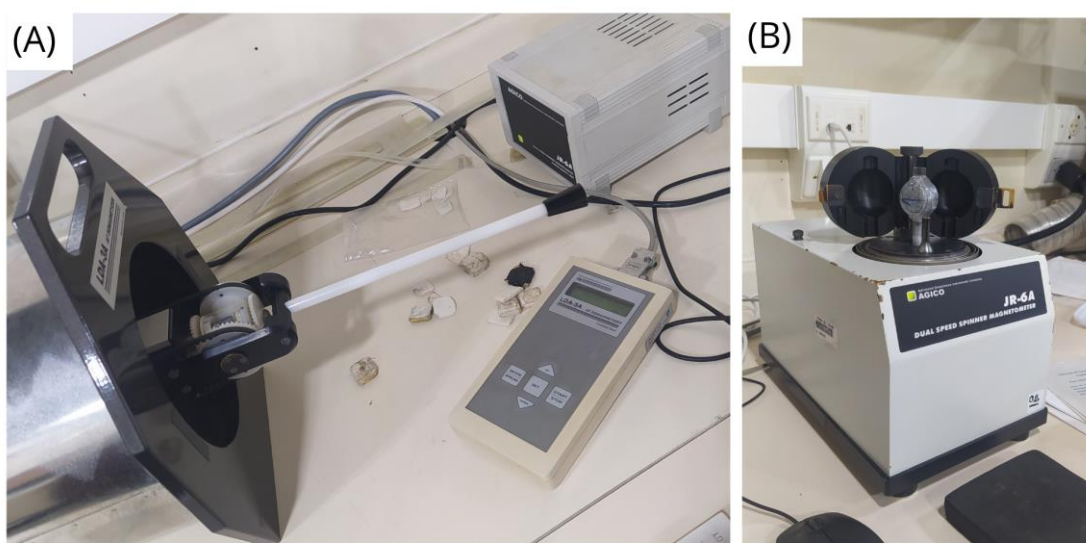


Figura 40 – (A) desmagnetizador por campos alternados LDA-3 da Agico; (B) magnetômetro giratório AGICO JR6-A

Primeiramente a amostra é desmagnetizada em campos um campo contínuo de 100 mT e em seguida magnetizada em campos alternados de 40mT seguindo um protocolo de 12 posições. O valor do campo contínuo foi escolhido após uma análise do espectro de magnetização remanescente dos sítios selecionados.

7.4 ANÁLISE MAGNÉTICA DO CÓRRECO SECO (SC)

7.4.1 Mineralogia Magnética

As curvas K-T das amostras do CS e da encaixante mostram contribuição de minerais com comportamento ferromagnético (Figura 42). A susceptibilidade das amostras indicou de acordo com o aquecimento espontâneo após a injeção de nitrogênio líquido uma estabilização em torno de aproximadamente -150°C . Este comportamento pode ser atribuído a transição de Verwey da magnetita (Dunlop & Ozdemir, 1997).

No ciclo de altas temperaturas, em aproximadamente 580°C as amostras apresentam uma queda repentina no valor de susceptibilidade magnética. Essa queda pode ser atribuída a temperatura de Curie da magnetita. As amostras SI24A e SI20A aparentemente apresentam mudança na mineralogia magnética devido ao aquecimento da amostra.

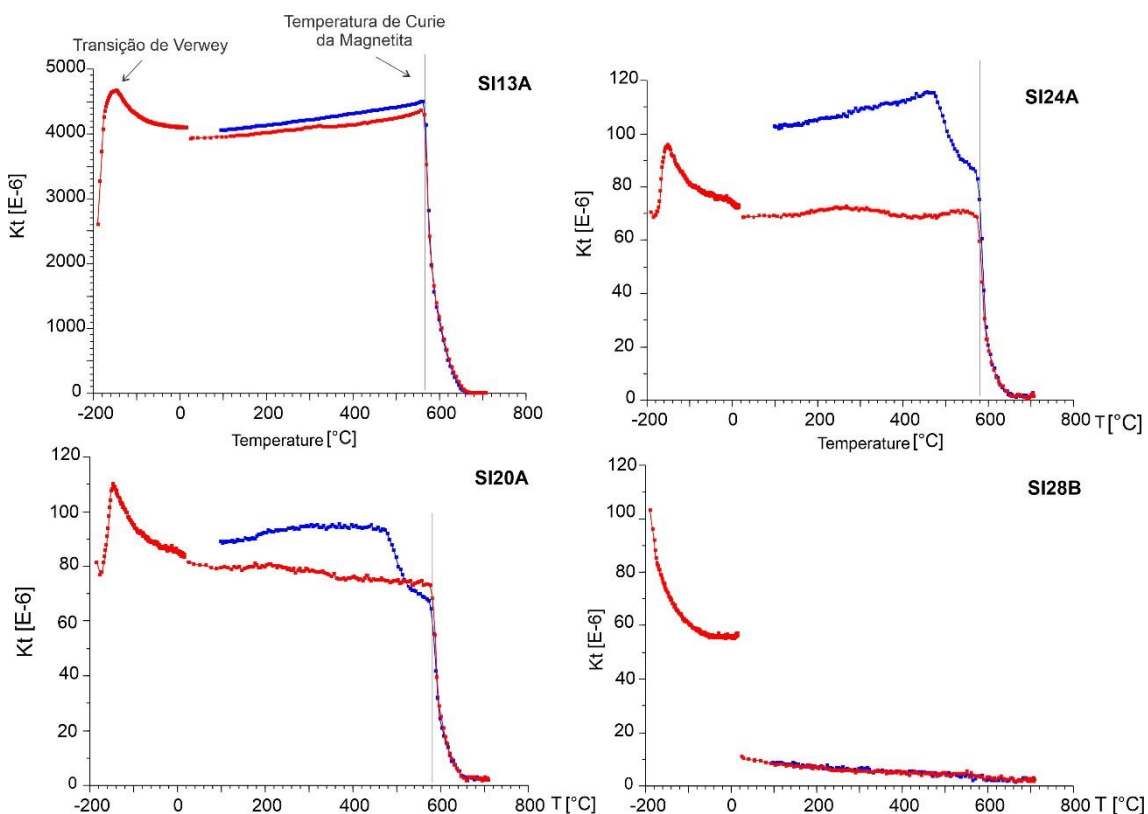


Figura 41 - Curvas termomagnéticas representativas para quatro amostras do pluton. O eixo y é a susceptibilidade magnética e o eixo x é a temperatura em graus Celsius. As linhas vermelhas representam o aquecimento e as linhas azuis representam o resfriamento.

A Figura 43 mostra os ciclos de histerese e diagramas MRI das amostras do CS. Essas técnicas foram aplicadas para investigar o estado de domínio dos minerais

ferromagnéticos presentes das rochas do CS. Baixos valores de coercividade podem ser vistos nas curvas de histerese. Este fato é suportado pelos valores de M_{rs}/M_s e H_{cr}/H_c , que são típicos da magnetita multi-domínio (MD) (Day et al., 1977; Dunlop 2002).

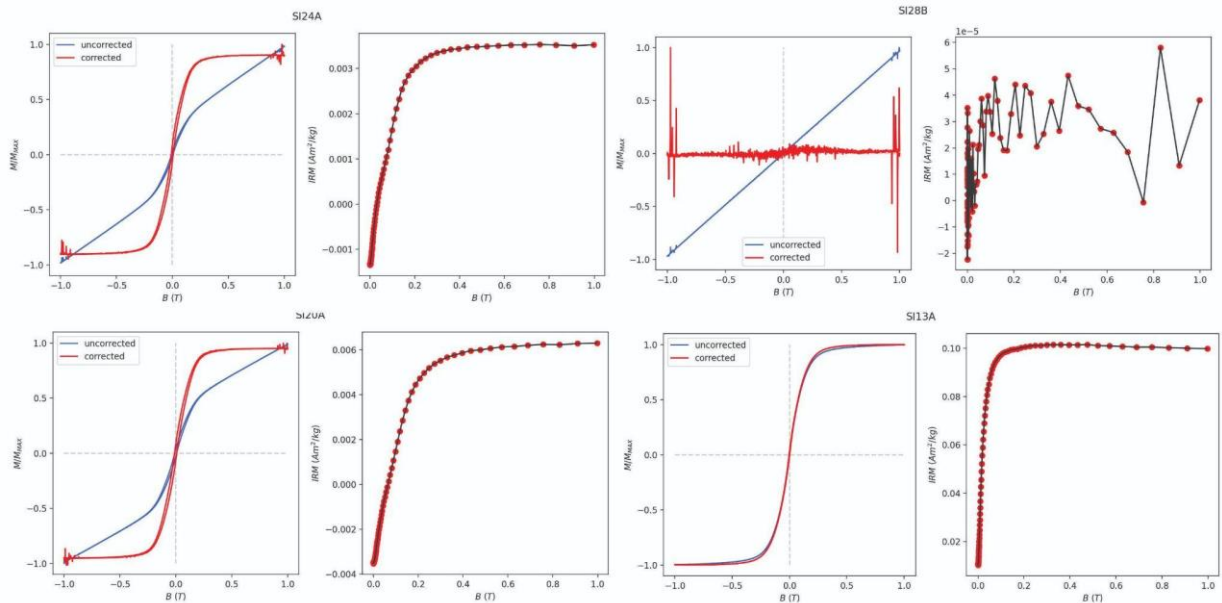


Figura 42 - Diagrama de histerese e Curvas de aquisição de MRI para quatro amostras do Córrego Seco.

7.4.2 Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM)

Após a realização das medias, os dados de ASM foram processados no *software Anisoft 6* da Agico, que permitiu estabelecer as estatísticas magnéticas das rochas e a construção dos gráficos apresentados, utilizando o método estatístico de Jelínek (1978). Cada sítio é caracterizado pelos parâmetros médios de anisotropia em no mínimo cinco espécimes. Segundo Jelínek (1978), dados que apresentaram alta dispersão interna com estimativas de incerteza $> 26.5^\circ$, devem ser descartados. Após análise dos resultados, nenhum dado foi descartado. Os dados são apresentados na Tabela 2.

Assim sendo, a maior parte das amostras se concentram em valores de 0 a $50E-03$ SI, entretanto, os valores susceptibilidade magnética do núcleo (gabro-norítico), da borda (gabro-diorítica) e da encaixante, variam da seguinte forma: No núcleo, aproximadamente 60 espécimes possuem valores que entre 0 e $20E-03$ SI, o restante dos espécimes segue uma distribuição gaussiana com picos entre 60 e $80 E-03$ SI podendo chegar a valores de até $180E-03$ SI. Nas amostras da borda 16 espécimes apresentam valores de susceptibilidade de até $10E-03$ SI os valores podem chegar em $70E-03$ SI. Por fim, os valores da encaixante exibem uma susceptibilidade de $60 E-03$ SI em até 20 amostras, o

restante segue uma distribuição com picos ente 100 e 150 E-03 SI, sugerindo efeitos causados pela composição heterogênea da rocha (Figura 44).

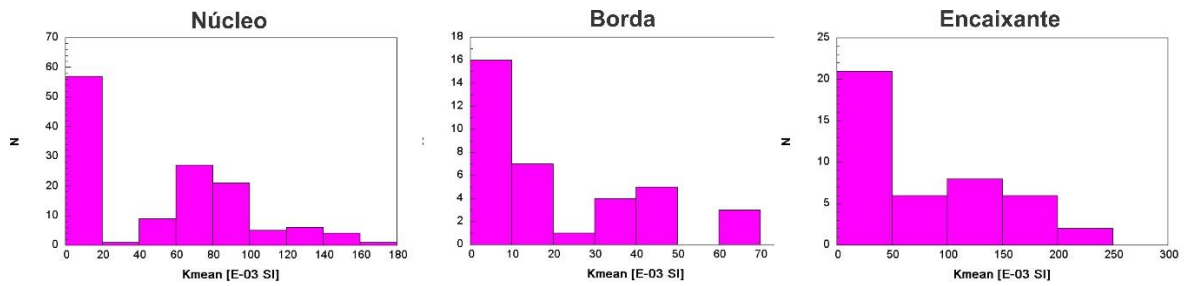


Figura 43 – Valores de susceptibilidade distribuídos para as amostras do núcleo, borda e encaixante da intrusão

O grau de anisotropia e o parâmetro de forma dos três litotipos podem ser vistos no gráfico P x T da Figura 45, variam da seguinte forma: O núcleo tem uma variação de P entre 1,02 e 1,5 com valores médios de 1,16, a borda varia entre 1,03 e 1,5 com valores médios de 1,19. Já a encaixante varia entre 1,02 e 1,3 com média de 1,17. Quando P é igual a 1 ou todos os eixos são aproximadamente iguais (Nagata, 1961)

O CS apresenta parâmetro de forma majoritariamente oblato, na encaixante as amostras podem transitar entre prolato e oblato, os valores com grau de anisotropia menor tendem a ter uma forma oblata (Figura 45).

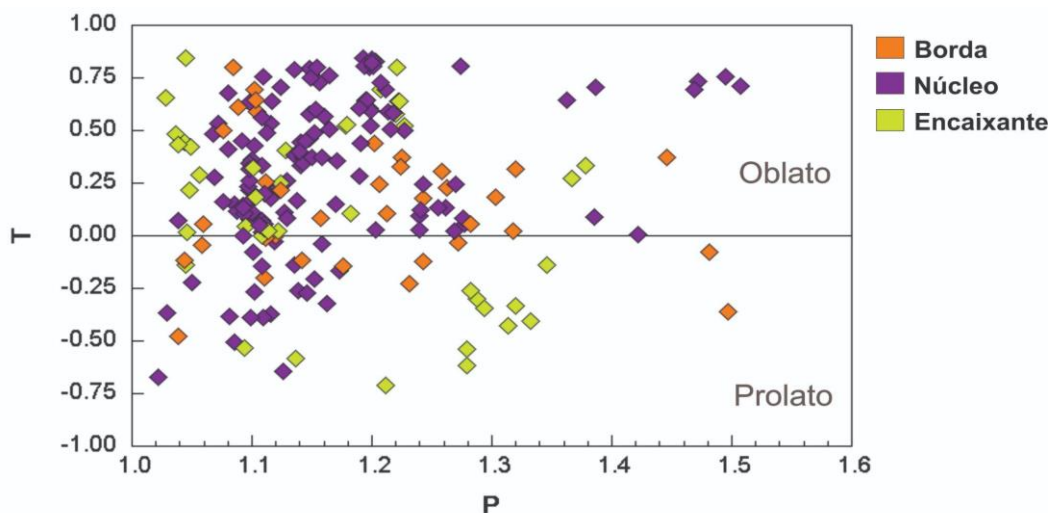


Figura 44 – Parâmetros magnéticos de grau de anisotropia (P) vs parâmetro de forma (T)

A distribuição da lineação magnética (Kmax) e o polo da foliação (Kmin) do CS, pode ser observada na Figura 46. O CS tende a ter tramas mais sub-horizontalizada tanto no núcleo quanto na borda, com o núcleo variando um pouco mais o ângulo. As rochas da encaixante exibem uma foliação de alto ângulo e lineações de ângulos moderados a baixos.

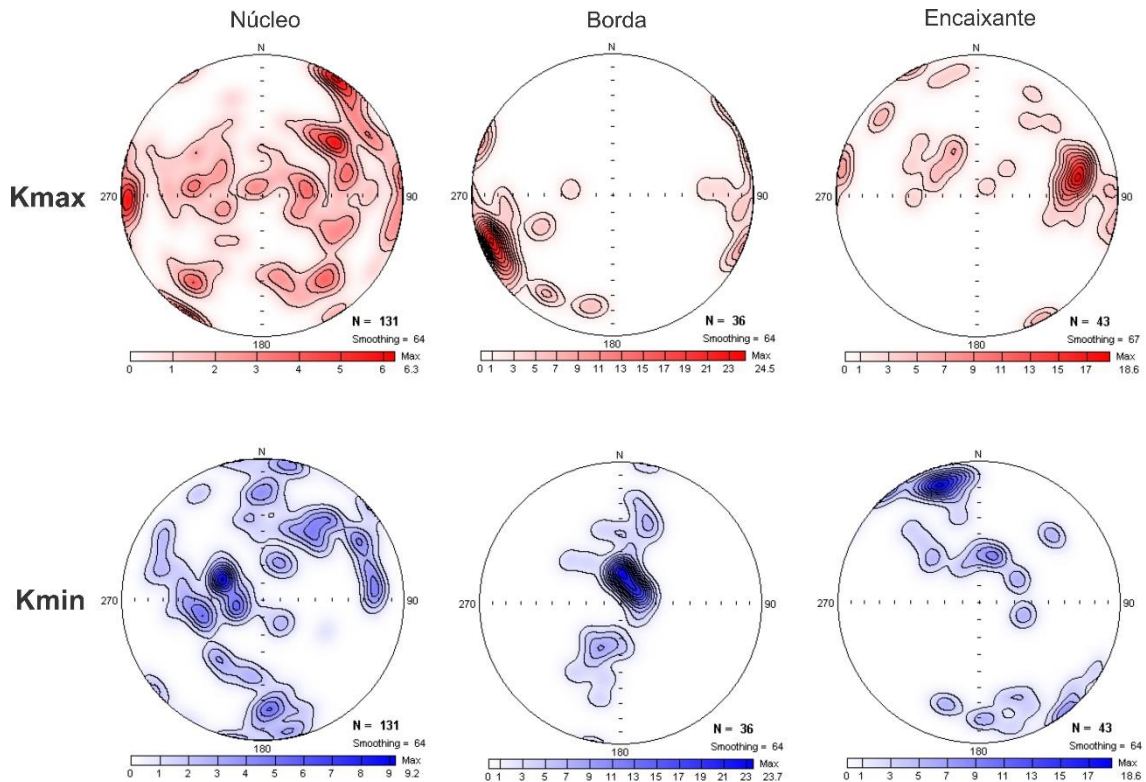


Figura 45 – Estereogramas com distribuição da lineação magnética (Kmax) e o polo da foliação (Kmin) do CS e encaixante

Na Figura 47, podem ser observados os resultados que quatro sítios amostrados na área de estudo. Os sítios SI16 e SI27 correspondem a porção gabro-norítica e exibe uma variação nos ângulos de foliação e lineação magnética. O sítio SI 20 corresponde a porção diorítica apresentando lineação de baixo ângulo e foliação moderada. Já o SI 11 está fora do limite mapeado do CS e apresenta alto ângulo de foliação.

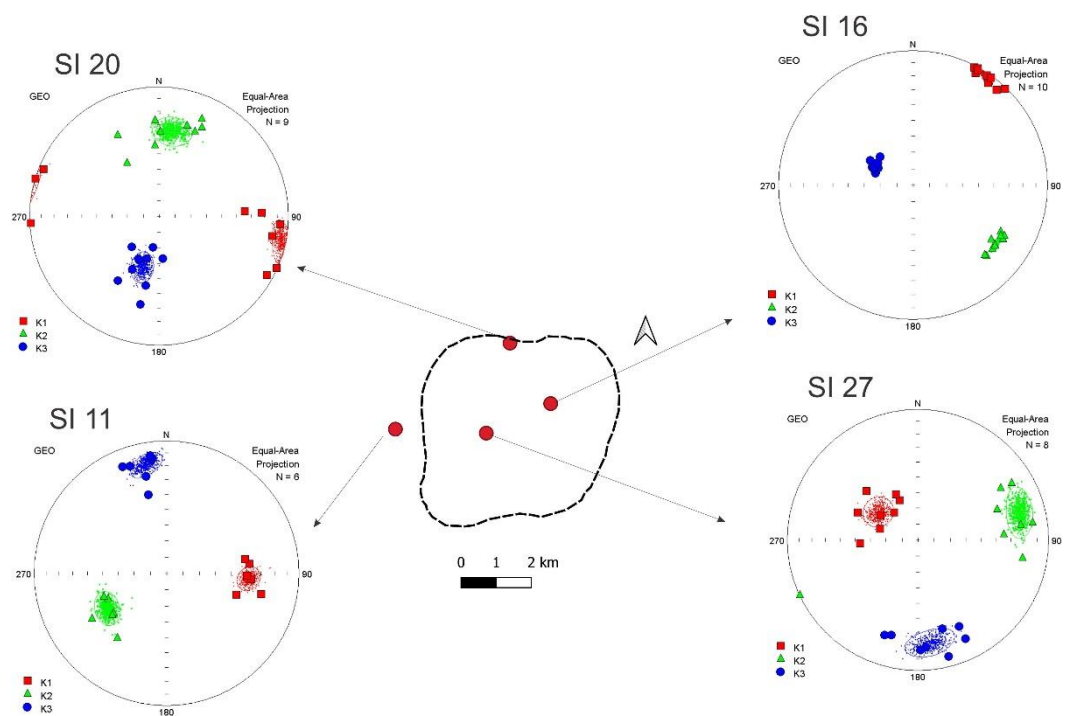


Figura 46 – Resultados de ASM de quatro sítios amostrados, na borda no núcleo e nas rochas encaixantes da intrusão

Tabela 2 - Parâmetros de Anisotropia de Susceptibilidade Magnética do Córrego Seco. Número do sítio; número de espécimes medidas (N); longitude, latitude – coordenadas geográficas; K_m = susceptibilidade magnética média ($10^{-3}SI$); P = grau de anisotropia de susceptibilidade magnética ($P=k_1/k_3$); T = ASM parâmetro de forma do elipsoide [$T=2\ln(k_2/k_3) / \ln(k_1/k_3)-1$]; K_1 = direção e caimento da lineação magnética (em graus); K_2 =direção e caimento do eixo médio de anisotropia; K_3 =direção e caimento do polo da foliação magnética; ε_{12} , ε_{23} , ε_{31} são os semi-ângulos (medidos em graus) do elipsóide de confiança do eixo de ASM pela estatística de Jelínek's (1978).

Sítio (n)	N	Localização		Dados escalares			Direção dos eixos principais					
		Coordenadas geográficas		K_m ($10^{-3}SI$)	P	T	k_1	ε_{12} (k_1)	k_2	ε_{23} (k_2)	k_3	ε_{31} (k_3)
Diorito												
SI1	7	49° 59' 5.981"	16° 23' 34.780"	48.31	1.332	0.085	254.7/29.0	14.0/8.2	137.0/40.0	17.7/8.4	8.7/36.4	19.8/6.7
SI14	7	49° 57' 49.489"	16° 24' 33.011"	37.88	1.220	0.215	250.0/10.5	5.8/1.8	160.5/3.0	7.0/1.3	53.6/79.0	5.1/1.7
SI20	9	49° 59' 6.409"	16° 23' 30.292"	7.172	1.220	0.153	101.7/4.5	12.9/7.9	8.9/34.0	15.8/7.7	198.3/55.7	12.9/6.5
SI21	5	50° 0' 27.116"	16° 24' 46.718"	1.373	1.099	0.536	202.6/16.2	18.8/2.8	109.6/10.3	21.0/8.2	348.5/70.7	13.0/3.0
SI22	8	50° 0' 9.416"	16° 24' 42.344"	6.121	1.087	-0.061	241.5/7.8	6.8/3.4	149.0/17.0	9.6/6.5	355.0/71.0	9.5/3.2
SI24	8	49° 59' 38.626"	16° 25' 30.194"	2.835	1.176	0.043	98.5/2.0	10.2/2.4	193.0/64.6	15.0/7.5	7.5/25.3	15.0/7.3
Gabro/Norito												
SI3	9	49° 58' 12.465"	16° 24' 55.284"	5.874	1.090	0.068	279.4/21.0	16.5/10.3	189/0.9	25.0/13.0	96.6/68.8	26.3/10.4
SI4	10	49° 58' 48.148"	16° 25' 12.021"	2.971	1.120	0.396	156/33.8	13.2/4.3	266.8/28	15.6/9.9	27/43.3	13.0/4.0
SI5	5	49° 59' 51.065"	16° 25' 30.513"	2.856	1.110	0.132	99.2/25.5	22.8/7.0	195/11.8	24.4/11.0	307.6/61.5	16.4/8.9
SI6	5	49° 59' 35.788"	16° 25' 24.811"	4.973	1.130	0.707	46.0/39.0	11.5/2.6	300.3/18.4	12.9/5.6	190.7/45	8.4/2.0
SI7	11	50° 40' 38.592"	16° 22' 18.800"	87.75	1.106	0.189	105.0/53.7	12.4/7.8	11.0/3.0	12.8/5.0	279.0/36.0	14.4/6.0
SI12	6	49° 58' 43.674"	16° 25' 48.704"	14.98	1.140	0.466	149.3/13.8	17.0/7.6	288.0/71.8	17.4/9.0	56.4/11.6	12.0/4.0
SI13	9	49° 58' 19.411"	16° 25' 52.815"	132.1	1.124	-0.094	217.3/31.2	16.2/3.0	123.8/5.7	7.9/5.4	24.5/58.2	15.7/7.4
SI15	8	49° 59' 2.364"	16° 24' 1.706"	81.98	1.201	0.652	28.5/75.6	9.8/6.2	265.0/8.0	10.0/4.7	173.3/11.8	10.0/5.5
SI16	10	49° 58' 27.780"	16° 24' 27.830"	71.4	1.150	0.382	34.2/3.2	5.4/2.0	125.7/25.7	5.1/2.0	297.5/64.0	2.8/1.8
SI17	7	49° 58' 55.086"	16° 24' 34.503"	81	1.424	0.721	54.1/14.6	7.7/2.5	145.4/5.0	7.8/2.6	254.0/74.5	3.6/1.8
SI18	11	49° 59' 54.196"	16° 24' 45.298"	49.43	1.184	0.741	296.0/62.0	14.4/3.8	174.0/15.8	15.5/7.3	77.2/22.5	10.4/2.2

SI19	9	49° 59' 56.399''	16° 24' 10.035''	70.95	1.243	0.242	65.4/37.3	10.5/3.0	333.0/3.0	15.4/5.6	239.0/52.5	12.9/2.4
SI23	8	49° 59' 47.273''	16° 25' 26.981''	118.2	1.099	0.148	279.3/53.0	13.3/6.0	105.8/37.0	14.7/6.0	13.4/3.0	19.0/3.4
SI26	7	49° 59' 12.185''	16° 26' 10.741''	7.948	1.229	0.108	269.4/0.2	14.4/9.0	359.7/60.5	13.4/6.8	179.3/29.5	16.4/7.8
SI27	8	49° 59' 28.151''	16° 26' 26.990''	133.3	1.106	0.012	305.2/59.4	12.8/8.2	74.8/20.7	16.0/10.0	173.4/21.6	16.6/8.3
SI28	7	49° 59' 28.817''	16° 24' 57.118''	2.974	1.097	-0.063	66.3/47.7	19.3/7.2	216.7/38.4	19.2/16.3	319.0/15.0	16.7/6.1
Rochas encaixantes												
SI2	9	50° 0' 20.359''	16° 24' 58.210''	162.4	1.208	0.619	311.0/7.0	23.0/10.5	217.4/26.6	20.6/15.6	54.5/62.4	18/13
SI8	10	49° 59' 7.366''	16° 26' 29.819''	15.84	1.294	-0.408	77.0/27.8	6.4/3.8	221.4/57.0	9.0/4.3	338.0/16.2	9.3/5.2
SI10	5	49° 59' 28.629''	16° 26' 19.281''	1.233	1.046	0.357	86.0/12.4	15.8/5.0	181.8/24.4	11.0/4.0	331.4/62.2	12.7/4.3
SI11	6	50° 0' 56.526''	16° 24' 53.142''	2.409	1.219	0.130	93.7/38.0	7.3/5.7	239.5/46.6	9.6/6.5	349.2/17.7	10.0/5.0
SI25	5	49° 59' 12.806''	16° 26' 20.994''	85.09	1.027	0.374	42.0/43.6	24.8/6.6	229.0/46.2	24.6/4.6	135.3/3.4	8.0/3.7

7.4.3 Anisotropia Anisterética de Magnetização Remanente (AARM)

O método de anisotropia anisterética de magnetização remanente foi aplicado nos sítios SI19, SI22 e SI27 para investigar a contribuição dos minerais ferromagnéticos na trama mineral. A Figura 48 mostra os resultados nos diagramas que demonstram um padrão coincidente com a fábrica ASM, atestando um papel dominante de minerais como a magnetita.

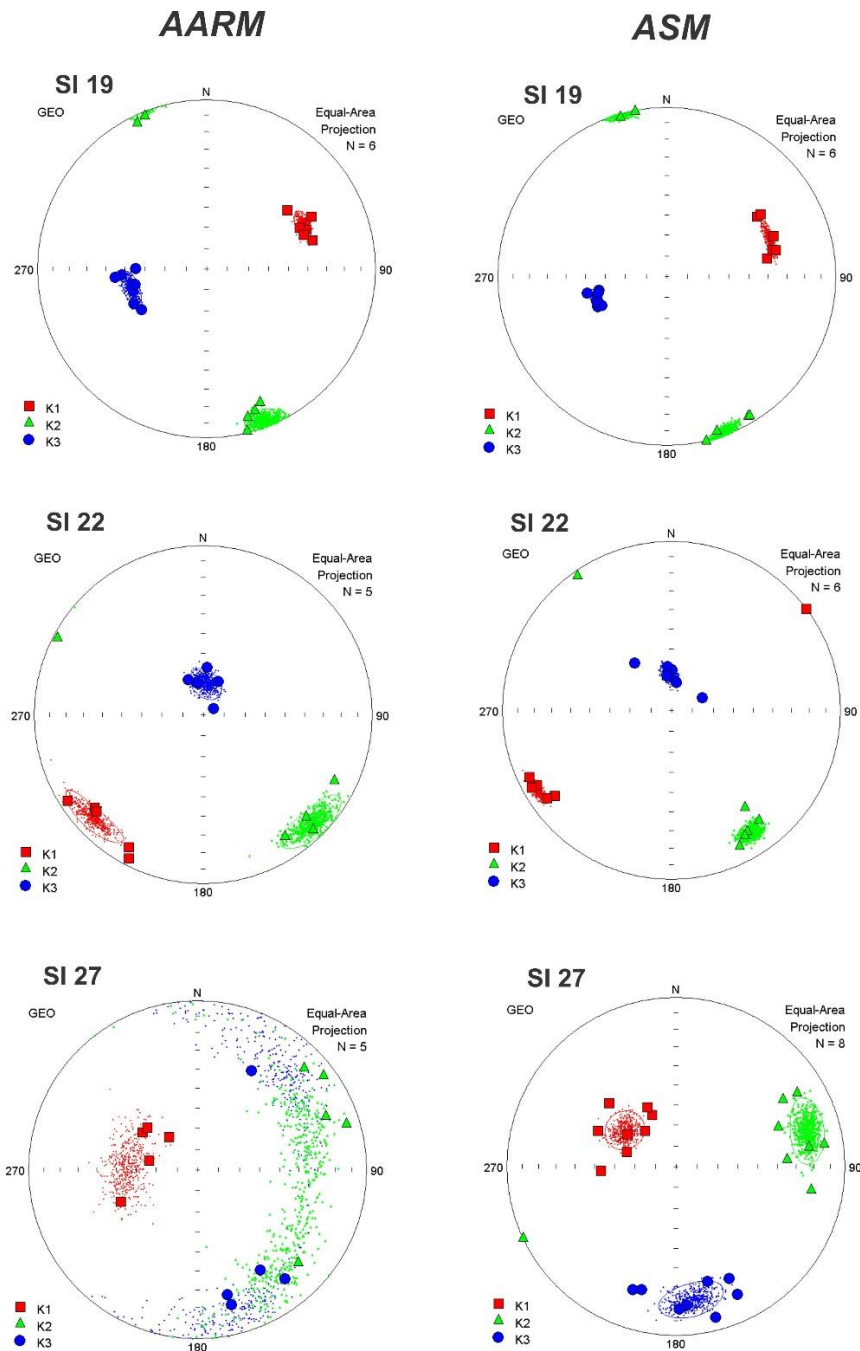


Figura 47 - Análise magnética de AARM em três sítios amostrados, comparados com ASM

8.0 INTEGRAÇÃO DOS DADOS DISCUSSÕES

Os dados aerogeofísicos tanto de magnetometria quanto de radiometria demonstram um grande contraste em relação a intrusão e as encaixantes. Com anomalias magnéticas rasas com tendência E-W e que extrapolam o limite do copo. Já nas anomalias mais profundas, esse padrão se torna concêntrico.

A caracterização petrográfica e textural confirmou o padrão inversamente zonado com um centro gabro-norítico e a borda quartzo-diorítica sem evidências de deformação em estado sólido. Na porção quartzo-diorítica ocorrem assimilações de magmas máficos e intermediários, diques máficos finos em contato abrupto e no contato com a encaixante ocorre assimilação de material. Essas ocorrências podem indicar pulsos magmáticos de diferentes temperaturas ao longo do momento da colocação do magma. Além disso uma zona de deformação em estado magmático com tendência E-W corta a porção central do CS. As lâminas delgadas mostram maclas de deformação e orientação nos cristais de plagioclásio e extinção ondulante em quartzo.

Os dados de gravimetria delimitaram a intrusão com um formato circular marcada com anomalias altas no centro de até 0,0037 mGal que gradam para anomalias mais baixas na borda (Mapa GH). A porção oeste do pluton apresenta uma anomalia rasa com valores baixos que podem estar associados a zona de cisalhamento central do corpo. Tanto nos mapas residual, GH e GT, foi possível observar um deslocamento para W da anomalia gravimétrica que pode ser causada pela sua forma em profundidade .

Visto isso, o pluton teve seu limite alterado tendo uma ampliação principalmente para W que pode ser vista no mapa geológico apresentado nos anexos. As rochas encaixantes seguem a cartografia proposta por Lacerda Filho et al., 2021.

O CS é caracterizado pela presença de magnetita multidomínio (MD) de granulação grossa, que desempenha um papel fundamental no controle de sua trama magnética. Isto é evidente a partir dos diagramas de suscetibilidade versus temperatura (KT) e ainda corroborado pelas medições de anisotropia de suscetibilidade magnética (AMS) e anisotropia de magnetização remanente anisterética (AARM). Os elipsóides AARM, obtidos dentro de uma janela de baixa coercividade de 0 a 40 mT, confirmam a dominância dos grãos de magnetita MD/PSD na definição da fábrica magnética, como visto em outros estudos (Trindade et al., 2001; Temporim et al., 2020). Semelhante às observações em outros ambientes geológicos, a presença de magnetita MD no CS é crucial para estudos de AMS, fornecendo informações sobre o fluxo magmático e a

foliação devido ao seu controle por energia magnetostática em vez de anisotropia magnetocristalina (Dunlop e Özdemir, 1997; Archanjo et. al., 2008).

O pluton apresenta um padrão de foliação consistente em todas as suas fácies. Esse fato, juntamente com evidências geológicas, indica o caráter cogenético dos magmas. O interior do pluton apresenta um padrão N-S do polo do plano de foliação magnética, com ângulo de mergulho variando de baixo a alto. A borda do pluton exibe uma concentração da lineação no centro do estereograma, evidenciando um baixo ângulo de caimento. O interior do corpo possui uma estruturação concêntrica da trama da lineação, com ângulo de mergulho variando de baixo a alto. A ausência de dados na parte N-NW do estereograma é atribuída à escassez de afloramentos. A borda do corpo possui uma estruturação da trama da lineação claramente W/SW, com baixo ângulo de caimento. Essa estruturação corrobora com o deslocamento da anomalia gravimétrica do pluton para o oeste.

A boa concordância entre as geometrias magnética e geológicas foi demonstrada pela comparação do AMS e dos dados geológicos/estruturais, confirmando a eficiência de dados de AMS no estudo de padrões estruturais em rochas plutônicas. Os plútons sintectônicos são caracterizados por lineações magnéticas unidirecionais e coerentes na escala de plutons (por exemplo, Archanjo et al., 2002; Bouchez et al., 1990). Em contraste, o Plúton Córrego Seco mostra um padrão concêntrico bem definido de lineações magnéticas, sugerindo que a deformação do magma foi controlada pelas forças de fluabilidade do magma (Bellon et al., 2021, Temporim et al., 2020). Estas novas informações abrem precedentes para novas interpretações sobre o estudo de alojamento do corpo.

Uma vez na crosta, o magma máfico induz anatexia localizada das rochas crustais e produção de magma enriquecido em sílica (Schmidt-Thomé & Weber-Diefenbach, 1987). Esse fato pode explicar o caráter biomodal do CS. A variabilidade na viscosidade dos diferentes magmas, principalmente no que diz respeito à sua temperatura e composição, permite a existência de plútons inversamente zoneados. Plútons com zoneamento concêntrico, como observado no Córrego Seco (CS), têm sido interpretados como uma característica típica do plutonismo pós-colisional resultante de processos de diferenciação e/ou contaminação (Holder, 1979). Quando magmas de diferentes temperaturas entram em contato, o equilíbrio térmico é rapidamente alcançado, seguido por uma taxa de resfriamento constante (Brandeis et al., 1984). Mas cada magma flui com sua própria

viscosidade, garantindo que a hibridização completa só ocorra se a composição inicial de ambos for muito semelhante (Nedelec e Bouchez, 2015). A mistura de dois magmas com propriedades físicas contrastantes resulta em estruturas típicas, como observado no CS (Figura 19C). No entanto, evidências de campo também mostram contatos abruptos entre a porção do núcleo gabróico e o envelope diorítico, enquanto grandes cristais idiomórficos de feldspato alcalino ou porções da rocha diorítica (Figura 19D), migram das rochas félsicas para a unidade gabróica próxima, evidenciando desequilíbrio químico e texturas corona (Ludka et. al., 1998). Este fato indica que, embora quase contemporâneo em todo o cenário de intrusão, a unidade diorítica poderia ter sido um pulso anterior ao núcleo gabróico. Isto confirma que o CS foi formado por diferentes pulsos magmáticos ao longo do tempo. A exposição atual destas rochas na Faixa Brasília, permite compreender os diferentes regimes magmáticos deformacionais pós-colisionais ao longo do Arco Magmático Arenópolis.

9.0 CONCLUSÃO

O Córrego Seco é um exemplo de magmatismo pós-colisional. Assim, o mapeamento geológico permitiu a identificação de diferentes feições magmáticas da intrusão e suas relações de contato com a encaixante. Os mapas aerogeofísicos se mostraram eficientes ferramentas na identificação desse corpo máfico.

Feições macroscópicas e microscópicas em lâminas delgadas permitiu a identificação mineralógica das unidades e estruturas de deformação em estado magmático sugerindo que o CS teve uma movimentação nos estágios finais de colocação.

Foram obtidas novas estações gravimétricas e o estudo gravimétrico se demonstrou eficiente com o método adotado para o cálculo da gravidade e aplicação da camada equivalente. A anomalia Bouguer residual bem como as derivadas do gradiente total e gradiente horizontal do CS refletem satisfatoriamente o corpo intrusivo e sugere um deslocamento da intrusão para W.

Com a mineralogia magnética foi possível identificar a magnetita como mineral ferromagnético de multidomínio (MD) de granulação grossa portadora da magnetização das rochas. Foi possível observar transições indicadoras nas curvas termomagnéticas (Transição de Verwey e Temperatura de Curie).

A aplicação da ASM foi uma ferramenta estrutural eficaz na análise do Córrego Seco, que se mostrou livre de deformações tectônicas. Além disso, foi identificado um padrão concêntrico. Isso indica que esse método deve ser aplicado em rochas isotrópicas macroscopicamente. Além disso, as investigações de AARM auxiliaram na caracterização da trama magnética que evidenciou a contribuição dos minerais ferromagnéticos.

Por fim, os estudos aplicados se mostram bem eficientes para o entendimento de colocação do um corpo plutônico na crosta terrestre. Esses estudos se somaram ao mapeamento geológico e foram integrados contribuindo para novas interpretações geológicas a respeito dos processos orogenéticos e magmáticos.

REFERÊNCIAS

- Almeida, F. F. M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B. B.; Fuck, R. A. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth- Science Reviews*, v. 17, p. 1-29, 1981.
- Améglio, L., & Vigneresse, J. L. (1999). Geophysical imaging of the shape of granitic intrusions at depth: A review. *Tectonophysics*, 307(1-2), 17-33.
- Araújo, J. G. M.; Pimentel, M. M. U-Pb ages, Sm-Nd isotopes and structural analysis of the Moiporá-Novo Brazil Shear Zone System: The limits between Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc and the Archean Uvã Complex, Tocantins Province, Central Brazil. *In: South American Symposium On The Isotope Geology*, 4., Salvador, Brazil. Short Papers [...]. Salvador, 2003. v. 1, p. 221-224.
- Araújo, V. A. Folha Itaberaí: SE.22-X-A-III. Estado de Goiás. Brasília: DNPM/ CPRM, 1997. 83 p. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.
- Archanjo, C. J., Trindade, R. I., Bouchez, J. L., & Ernesto, M. (2002). Granite fabrics and regional-scale strain partitioning in the Seridó belt (Borborema Province, NE Brazil). *Tectonics*, 21(1), 1–14. <https://doi.org/10.1029/2000TC001269>.
- Archanjo, C. J., Vauchez, A., & Bouchez, J. L. (2008). “Magnetic fabric and microstructures of the Rio Maria Granite (Carajás Mineral Province, Brazil): Implications for emplacement and solid-state deformation.” *Tectonophysics*, 466(1-2), 46-63. DOI: 10.1016/j.tecto.2008.08.003.
- Brandeis, G., Jaupart, C., & Allégre, C. J. (1984). “Nucleation, crystal growth and the thermal regime of cooling magmas.” *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B12), 10161-10177. DOI: 10.1029/JB080i012p10161¹.
- Barbosa, P. A. R. Geologia e Recursos Minerais das Sequências Supracrustais à Leste de Mossamedes- GO. 1987. 226 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1987.
- Bateman, P. C., & Dodge, F. C. W. (1963). Granitic plutons of the central Sierra Nevada batholith, California. *Geological Society of America Bulletin*, 74(4), 465-482.
- Bateman, P. C., & Chappell, B. W. (1983). Crystallization, fractionation, and solidification of the Tuolumne Intrusive Series, Yosemite National Park, California. *Geological Society of America Bulletin*, 94(1), 55-72.
- Bellon, U. D., D’Agrella Filho, M. S., Temporim, F. A., Souza Junior, G. F., Soares, V. C. C., Amaral, C. A. D., Gouvêa, L. P., & Trindade, R. I. F. (2021). Building na inversely zoned post-orogenic intrusion in the Neoproterozoic-Cambrian Araçuaí orogen (Brazil). *Journal of Structural Geology*, 149, 104401. DOI: 10.1016/j.jsg.2021.104401¹.
- Blakely, R. J. (1996). *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press.
- Blum, M.L.B. 1999. *Processamento e Interpretação de dados de Geofísica Aérea do Brasil Central e sua aplicação à geologia regional e à prospecção mineral*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 229p.
- Borradaile, G.J. 1988. Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. *Tectonophysics*. 156:1-20.

- Bouchez, J.L., Guillet, P., and Chevalier, F., 1981. Structures d'écoulement liées à la mise en place du granite de Guerande (Loire-Atlantique, France). *Bull. Soc. geol. France* 7-XXIII 4, 387-399.
- Bouchez, J.L., 1997. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. In: Bouchez, J.L., Hutton, D.H.W., Stephens, W.E. (Eds.), *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*, vol. 8. Kluwer Publishing Co., Dordrecht, 95–112.
- Butler, R. F. (1992). *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Blackwell Scientific Publications.
- Cândia, M. A. F.; Girardi, V. A. V. Geologia e petrologia dos complexos máficoultramáficos de Mangabal I e Mangabal II, Sanclerlândia, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 15, n. 3, p. 221-230, 1985.
- Carneiro, M. A. (2019). Geologia estrutural do Complexo Anápolis-Itaçu: falhas trascorrentes e suas implicações tectônicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 49(3), 345-360
- Chapin, R.J. (1996). *Exploration Geophysics of the Shallow Subsurface*. *Society of Exploration Geophysicists*.
- Cordell, L. and Grauch, V. (1985). Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the san juan basin, new mexico. In *The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly Maps*. Society of Exploration Geophysicists. doi:10.1190/1.0931830346.ch16.
- Cruden, A.R. and Launeau, P., 1994. Structure, magnetic fabric and emplacement of the Archean Lebel Stock, SW Abitibi Greenstone belt. *Journal of Structural Geology* 16, 677-692.
- Curto, J. B.; Vidotti, R. M.; Fuck, R. A.; Blakely, R. J.; Alvarenga, C. J. S.; Dantas, E. L. The tectonic Evolution of the Transbrasiliano Lineament in northern Paraná Basin, Brazil, as inferred from aeromagnetic data. *Journal Geophysical Research Solid Earth*, n. 119, p. 1-19, 2014.
- Dardenne, M. A. Zonação tectônica na borda ocidental do Cráton São Francisco. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. Anais [...]. v. 1. p. 597-610.
- Dardenne, M. A., 2000. The Brasília Fold Belt. In Cordani, U. G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D. A. (Ed.) *Tectonic Evolution Of South America*, 31 International Geological Congress, Rio; pp. 231-264.
- Day R., Fuller, M., Schmidt, V. A. 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence. *Phys. Earth Planet Interiors* 13 (4), 260-267.
- Delgado, I. M.; Souza, J. D.; Silva, L. C.; Silveira Filho, N. C.; SANTOS, R. A.; Pedreira, A. J.; Guimarães, J. R.; Angelim, L. A. A.; Vasconcelos, A. M.; Gomes, I. P.; Lacerda Filho, J. V.; Valente, C.; Perrotta, M. M.; Heineck, C. A. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J. H. (eds). *Geologia, Tectônica e Recursos minerais do Brasil*. Rio de Janeiro; CPRM, 2003. p. 227-334.
- Dentith, M.; Mudge, S. *Geophysics for the mineral exploration geoscientist*. AusIMM Bulletin. New York: Cambridge University Press, 2018. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139024358.002>.

- Dunlop, D. J. (2002). Theory and application of the Day plot (M_{rs}/M_s versus H_{cr}/H_c). 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *Journal of Geophysical Research*, 107(B3), 12.
- Dunlop, D. J., & Özdemir, Ö. (1997). *Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers*. Cambridge University Press¹
- Guimarães, S. B.; Moura, M. A.; Dantas, E. L. Petrology and geochronology of the Bom Jardim de Goiás copper deposit (GO). *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 42, n. 4, p. 841-862, 2012.
- Frasca, A. A. S. Amálgamas do W-Gondwana na Província Tocantins Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. 2015. 172 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília – UnB, Brasília, 2015.
- Fuck, R. A.; Jardim De Sá, E. F.; Pimentel, M. M.; Dardenne, M. A.; Pedrosa Soares, A. C., 1993. As Faixas De Dobramentos Marginais Do Cráton Do São Francisco: Síntese Dos Conhecimentos. In: Dominguez, J.M. L. e Misi, A. (Eds). O Cráton Do São Francisco. Salvador: SBG/SGM/CNPQ, 1993. pp. 161-185.
- Fuck, R. A. A Faixa Brasília e a Compartimentação Tectônica na Província Tocantins. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE, 4., 1994, Brasília. 1994. Atas [...]. Brasília: SBG, 1994. p. 184 - 187.
- Fuck, R. A.; Pimentel, M. M.; Alvarenga, C. J. S.; Dantas, E. L. The Northern Brasília Belt. In: HEILBRON, M.; CORDANI, U. G.; ALKMIN, F. F. (eds). São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic genealogy of a miniature Continent. *Springer International Publishing*. 2017. p. 205- 220. eBook ISBN: 978-3-319-01715-0. DOI: 10.1007/978-3- 319-01715-0.
- Glazner, A.F., & Miller, D. M. (1997). Late-stage sinking of plutons. *Geology*, 25(12), 1099-1102. [http://doi.org/10.1130/00917613\(1997\)025<1099:LSSOP>2.3.CO;2](http://doi.org/10.1130/00917613(1997)025<1099:LSSOP>2.3.CO;2)
- Graham, J.W. 1954. Magnetic anisotropy, an unexploited petrofabric element. *Geological Society of America Bulletin*, 65: 1257-1258.
- Gupta, H. K., editor (2021). *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics*. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer. doi:10.1007/978-3-030-58631-7.
- Holder, M. T. (1979). “Post-collisional plutonism and its implications for crustal differentiation processes.” *Geological Society of America Bulletin*, 90(6), 817-828.
- Jackson, M. (1991). *Rock Magnetism and Paleomagnetism: Principles and Applications*. Springer.
- Jelínek, V., 1978. Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimen. *Studia Geophysica et Geodaetica*. 22, 50–62.
- Jelinek, V. (1981). Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79(3-4), 63-67.
- Junges, S. L.; Pimentel, M. M.; Dantas, E. L.; Laux, J. H. New ID-TIMS U-Pb ages in the western portion of the Mara Rosa Arc: two hundred million years of arc building. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4., Salvador, 2003. Short Papers [...]. Salvador: CBPM/IRD, 2003. p. 198-201.
- Junges, S. L.; Pimentel, M. M.; Moraes, R. Nd isotopic study of the Neoproterozoic Mara Rosa Arc, central Brazil: implications for the evolution of the Brasília Belt. *Precambrian Research*, v. 117, n. 1-2, p. 101-108, 2002.

- Kearey, P.; Brooks, M.; Hill, I. An introduction to geophysical exploration. 3 ed. Oxford: Blackwell Science, 2002. 272 p. ISBN: 0 632 04929 4.
- Lacerda Filho, J. V. de; Frasca, A. A. S. Compartimentação Geotectônica. *In*: MOREIRA, M. L. O.; MORETON, L. C.; ARAÚJO, V. A.; LACERDA FILHO, J. V. de; COSTA, H. F. da. (Orgs.). Geologia do estado de Goiás e Distrito Federal: texto explicativo do mapa geológico do estado de Goiás e Distrito Federal. Goiânia: CPRM; SIC - FUNMINERAL, 2008. Escala 1:500.000. Programa Geologia do Brasil (PGB); Programa Geologia e Mineração do Estado de Goiás.
- Lacerda Filho, J. V.; Silva, A.; Resende, A. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal. Texto e mapa geológico. Escala 1:500.000. Goiânia: CPRM, 1999. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. (Convênio CPRM/SMET/UnB).
- Lacerda Filho, J. V. Gollmann, K. , Santos, D. R. V., Martins, F. R. , Souza, J. O., Carneiro, J. S. M. , Meneghini, P. F. V, Hattingh, K., Silva, E. R., Eberhardt, D.B. 2021. Projeto oeste de Goiás: Goiânia: CPRM, 2021. Escala 1:250.000. (Programa Novas Fronteiras: Levantamento Geológico e potencial de Novas Fronteiras).
- Lacerda Filho, J. V.; Oliveira, C. C. Geologia da região centro-sul de Goiás. Boletim de Geociências do Centro- Oeste, Brasília, v. 18, n. 1-2, p. 3-19, 1995.
- Lanza, R., & Meloni, A. (2006). The Earth's Magnetism: na introduction for geologists. In Physics Today (1st ed.). Springer-Verlag Berlim Heidelberg.
- LASA Engenharia e Prospecções S/A, 2004. Levantamento Aerogeofísico do Estado do Goiás, 1ª Etapa. Projeto Aerogeofísico Arco Magmático de Arenópolis: Sequência Juscelândia. Relatório Final do Levantamento e Processamento dos Dados Magnetométricos e Gamaespectrométricos, Volume I, Texto Técnico. Convênio SGM/TM/MME/SIC/SGM/FUNMINERAL
- Ludka, B. C., et al. (1998). On the origin of incompatible element enrichment in the Venda Nova pluton, state of Espírito Santo, Southeast Brazil. Journal of Geochemical Exploration, Volume 64, Issue 1-3, Pages 123-145.
- Laux, J. H. Evolução do Arco Magmático de Goiás com base em dados geocronológicos U-Pb e Sm-Nd. 2004. 113 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 2004.
- Laux, J. H.; Pimentel, M. M.; Dantas, E. L.; Armstrong, R.; Junges, S. L. Two Neoproterozoic crustal accretion events in the Brasília Belt, central Brazil. Journal of South American Earth Sciences, v. 18, n. 2, p. 183-198, 2005.
- Laux, J.H., Pimentel, M.M., Gioia, S.M.C.L., Ferreira, V.P., 2010. The Anicuns-Itaberaí Volcano-Sedimentary Sequence, Goiás Magmatic Arc: New Geochemical And Nd-Sr Isotopic Data. Geochimica Brasiliensis, Vol. 24, No. 1.
- Leão-Santos, M. H. 2006. Processamento, nivelamento e integração de levantamentos aerogeofísicos magnetométricos no Estado de Minas Gerais e sua contribuição à geologia da porção sul do Cráton São Francisco. 2006. 134 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) -Universidade de Brasília, 2006.
- Li, X. and Götze, H.-J. (2001). Ellipsoid, geoid, gravity, geodesy, and geophysics. *Geophysics*. doi:10.1190/1.1487109.
- Lindsley, D. H. (1976). The Oxide Minerals. Mineralogical Society of America.
- Lowrie, W. (2007). Fundamentals of Geophysics. Cambridge University Press.

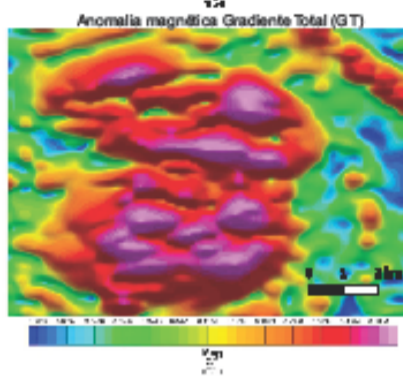
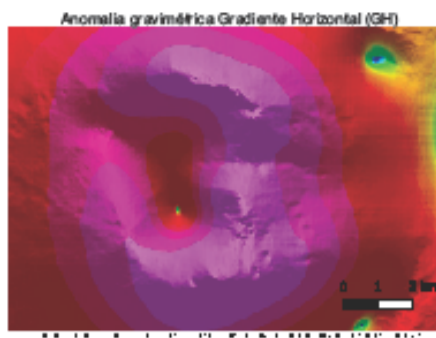
- Lowrie, W. 1997. *Fundamentals of Geophysics*. xiv + 354 pp. Cambridge, New York, Port Chester, Melbourne, Sydney: Cambridge University Press.
- Marangoni, Y. R. (2014). *Geofísica Aplicada*. Oficina de Textos.
- Marini, O. J.; FUCK, R. A.; DANNI, J. C. M.; DARDENNE, M. A.; LOGUERCIO, S. O. C.; RAMALHO, R. As faixas de dobramento Brasília, Uruaçu e Paraguai-Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás. *In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R.; ASMUS, H. E. (coords). Geologia do Brasil*. Brasília: DNPM, 1984. p. 251-303
- Marques, M. C.; Oliveira, C. G. DE; Pimentel, M. M.; DELLA GIUSTINA, M. E. S.; DANTAS, E. L. Evolution of Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Central Brazil: from island. Arc to postcollisional intracontinental magmatism. 2017.
- Martins, L. C., et al. (2018). Geologia e evolução tectônica do Lineamento Moiporá-Novo Brasil, Goiás, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 48(2), 123-138.
- McHenry, M. E., & Laughlin, D. E. (2014). *Magnetic Materials: Fundamentals and Device Applications*. Cambridge University Press.
- Minty, B.; Luyendyk, A.; Brodie, R. Calibration and data processing for airborne gamma ray spectrometry. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, v. 17, n. 2, p. 51-62, 1997.
- Nagata, T. (1961) *Rock Magnetism*. Maruzen Company Ltd., Tokyo, 350 p.
- Nagy, D., Papp, G., and Benedek, J. (2000). The gravitational potential and its derivatives for the prism. *Journal of Geodesy*, 74:552–560.
- Navarro, G. R. B. Geologia da Região Pontalina (GO). 2006. 127 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista-UNESP, Rio Claro, 2006.
- Navarro, G. R. B. Geoquímica de Gnaisses do Arco Magmático de Goiás na Região Sul do Estado de Goiás. *Revista do Instituto de Geociências – USP, São Paulo*, v. 7, n. 1, p. 19-28, abr. 2007.
- Nédelec, A., & Bouchez, J.-L.(2015). *Granites: Petrology, Structure, Geological Setting, and Metallogeny*. Oxford University Press.
- Nilson, A. A. Complexo Máfico-Ultramáfico de Americano do Brasil, Goiás – Geoquímica das rochas e implicações petrogenéticas. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 33., 1984, Rio de Janeiro. Anais [...]. Rio de Janeiro: SBG, 1984b. v. 9, p. 4204-4219.
- Passchier, C. W., & Trouw, R. A. J. (2006). *Microtectonics* (2ª ed.). Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag. ISBN 3-540-64003-7.
- Paterson S. R., Vernon R. H., Tobisch, O. T., 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology* 11 (3), 349-363.
- Pfrimer, A. A.; Cândia, M. A. F.; Teixeira, N. A. Geologia e Mineralizações de níquel-cobre-cobalto dos complexos máfico-ultramáficos de Mangabal I e II. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE*, 1., 1981, Goiânia. Atas [...]. Goiânia: SBG – Núcleo Centro-oeste, 1981. p. 495-518.
- Pimentel, M. M.; Fuck, R. A.; Botelho, N. F. Granites and the geodynamic history of the neoproterozoic Brasília belt, Central Brazil: a review. *Lithos*, v. 46, n. 3, p. 463-483, 1999.

- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Gioia, S.M.C.L., 2000. The neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, central Brazil: a review and new Sm-Nd isotopic data. In: *Brazilian Journal of Geology* 30(1), pp. 35–39.
- Rodrigues, J. B.; Gioia, S. M. C. L.; Pimentel, M. M. Geocronologia e Geoquímica de ortognaisses de Região entre Iporá e Firminópolis: Implicações para a Evolução do Arco Magmático de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 29, n. 2, p. 207-216, 1999.
- Roest, W. R., Verhoef, J., and Pilkington, M. (1992). Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *GEOPHYSICS*, 57(1):116–125. doi:10.1190/1.1443174.
- Sant'Ovaia, H., Bouchez, J. L., Noronha, F., Leblanc, D., & Vigneresse, J. L. (2000). Composite-laccolith em-placement of the post-tectonic Vila Pouca de Aguiar granite pluton (northern Portugal): A combined AMS and gravity study: *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences, Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 91(1–2), 123–137. <https://doi.org/10.1017/S026359330000732X>.
- Schmidt-Thomé, R., & Weber-Diefenbach, K. (1987). “Magma mingling and hybridization in the Ribeira Belt, Brazil.” *Journal of Petrology*, 28(5), 927-953. DOI: 10.1093/petrology/28.5.927.
- Savian, J. F., et al. (2021). ASM aplicada na reconstrução da dinâmica do depósito de fluxo piroclástico. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Seer, H. J. Geologia, deformação e mineralização de cobre no complexo Vulcano-sedimentar de Bom Jardim de Goiás. 1985. 190 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 1985.
- Seymour, N. M., Weinberg, R. F., & Mark, G. (2020). “Fluid pathways in the crust: Evidence from shear zones.” *Tectonophysics*, 785, 228-245. DOI: 10.1016/j.tecto.2020.228245.
- Silva, A. B., Ferreira, F. J. F., & Bongioiolo, A. B. (2010). Métodos de realce de anomalias magnéticas e sua aplicação no delineamento de feições geofísicas na região da volta grande do rio Xingu-PA. Apresentado no IV Simpósio Brasileiro de Geofísica, Brasília, 14 a 17 de novembro de 2010
- Silva, F. O. Geologia, estrutura, petrologia e mineralizações de Fe, Ti e V associadas ao Complexo Gabro-Anortosítico de Santa Bárbara (Goiás). 1991. 176 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília – UnB, Brasília, 1991.
- Soler, R. S. and Uieda, L. (2020). A better strategy for interpolating gravity and magnetic data. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, EGU General Assembly Conference Abstracts, page 549. doi:10.5194/egusphere-egu2020-549.
- Souza Junior, Gelson Ferreira de. *Anisotropia magnética e gravimetria do Complexo Intrusivo Santa Angélica, Faixa Araçuaí*. 2021. 123 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geofísica, Instituto de Astronomia, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2021.
- Tarling, D.H., Hrouda, F., 1993. *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. xi + 217 pp. London, Glasgow, New York, Tokyo, Melbourne, Madras: Chapman & Hall.
- Telford, W. M.; Geldart, L. P.; Sheriff, R. E.; Keys, D. A. *Applied Geophysics*. 2nd ed. Cambridge: Cambridge University Press, 1990. 770 p.

- Temporim, F. A., Trindade, R. I. F., Tohver, E., Soares, C. C., Gouvêia, L. P., Egydio-Silva, M., Amaral, C. A. D., & Souza Junior, G. F. (2020). Magnetic Fabric and Geochronology of a Cambrian “Isotropic” Pluton in the Neoproterozoic Araçuaí Orogen. *Tectonics*, 39(6).
- Trindade, R. I. F., Bouchez, J. L., Bolle, O., Nédélec, A., Peschler, A., & Poitrasson, F. (2001). Secondary fabrics revealed by remanence anisotropy: Methodological analysis and examples from plutonic rocks. *Geophysical Journal International*, 147(2), 310–318. <https://doi.org/10.1046/j.0956-540x.2001.01529.x>
- Trompette, R. *Geology of western gondwana 200-500 Ma: Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa*. Rotterdam: A. A. Balkema, 1994. 350 p. ISBN 90-5410-165-2.
- Uieda, L., Oliveira jr., V. C., & Barbosa, V. C. F. (2013). Fatiando a Terra: A Python Package for geophysical modeling and inversion. *Journal of Open Source Software*, 8(1), 123-130. DOI: 10.21105/joss.00957
- Uieda, L. (2018). Verde: Processing and gridding spatial data using Green’s functions. *Journal of Open Source Software*, 3(29):957. doi:10.21105/joss.00957.
- Uieda, L. and Soler, S. (2020b). Evaluating the accuracy of equivalent-source predictions using cross-validation. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, EGU General Assembly Conference Abstracts, page 15729. doi:10.5194/egusphere-egu2020-15729.
- Uieda, L., Tian, D., Leong, W. J., Toney, L., Schlitzer, W., Grund, M., Newton, T., Ziebarth, M., Jones, M., and Wessel, P. (2021). PyGMT: A Python interface for the Generic Mapping Tools. doi:10.5281/zenodo.4522136.
- Uhlein, A., Caxito, F. A., Sanglard, J. C. D., Uhlein, G. J., & Suckau, G. L. (2011). Estratigrafia e tectônica das faixas neoproterozóicas da porção norte do Craton do São Francisco. *Geonomos*, 19(2), 1-20.
- Valeriano, C. M.; Machado, N.; Simonetti, A.; Valladares, C. S.; Seer, H. J.; Simões, L. S. A. U-Pb geochronology of the southern Brasília belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. *Precambrian Research*, v. 130, n. 1, p. 27-55, 2004.
- Valeriano, C. M.; Pimentel, M. M.; Heilbron, M.; Almeida, J. C. H.; Trouw, R. A. J. Tectonic evolution of the Brasília belt, central Brazil, and early assembly of Gondwana. In: PANKHURST, R. J.; TROUW, R. A. J.; BRITO NEVES, B. B.; DE WIT, M. J. (eds.) *West Gondwana: Precenozoic Correlations across the South Atlantic Region*. London: Geological Society, 2008. p. 197-210. (Special Publications, 294).
- 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. doi:10.1002/gj.3350250308.
- Vigneresse, J.L., Barbey, P., Cuney, M. 1996. Rheological Transitions During Partial Melting and Crystallization with Application to Felsic Magma Segregation and Transfer. *J. Petro.* 37:1579-1600.
- Vigneresse, J. L., Améglio, L., & Bouchez, J. L. (1999). Granite pluton geometry and emplacement mode inferred from combined fabric and gravity data. In: Castro, A., Fernández, C., & Vigneresse, J. L. (Eds.), *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques*. Geological Society, London, Special Publications, 168(1), 51-70.

- Vasconcelos, R.M., Metelo, M.S., Mota, A.C. & Gomes, R.D. 1990. Geofísica em levantamentos geológicos. Rio de Janeiro, DIGEOF-CPRM. 7
- Wessel, P., Luis, J. F., Uieda, L., Scharroo, R., Wobbe, F., Smith, W. H. F., and Tian, D. (2019). The generic mapping tools version 6. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20(11):5556–5564. doi:<https://doi.org/10.1029/2019GC008515>.
- Winge, M. Idade da Supersuite Americano do Brasil. Goiás: *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE*, 5., 1995, Goiânia. Anais [...]. Goiânia: SBG, 1995b. p. 99-101.

ANEXO



- LEGENDA**
- Cobertura detritolaterítica
 - CÓRREGO SECO (CS)**
 - Quartzo-diorito
 - Gabro-norito
 - GRANITOS GNAISSES TONIANOS**
 - Metatonalito
 - Metagranito
 - SEQUÊNCIA ANICUNS-ITABERAÍ (SAI)**
 - Anfibolito, tremolito
 - Mica xisto
 - Quartzito

- Foliação principal
- Feições de mistura de magma
- Contato geológico

Mapa Geológico do Córrego Seco
1:25.000
DATUM - WGS 84 UTM 22S
Universidade Federal de Goiás (UFG)
Julho 2024

Plano de unidade pedagógica
Ocupação do curso de Engenharia de Minas e Exploração de Recursos Minerais, I semestre de 2024

Elaborado por:
Lacerda Filho, J. V., Gollmann, K., Santos, D. R.,
V., Martins, F. R., Souza, J. O., Carneiro, J. S. M.,
Meneghini, P. F. V., Hattingh, K., Silva, E. R.,

