



UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA

Marco Aurélio Marques Pereira

**MAGNETOMETRIA TERRESTRE DO CORPO KIMBERLÍTICO
CASTELHANA ASSOCIADA A ESTUDOS GEOLÓGICOS
PRELIMINARES, PROVÍNCIA ÍGNEA DO ALTO PARANAÍBA (PIAP),
MONTE CARMELO-MG**

Orientadora: Prof^a Dra. Ângela Suélem Rocha Veloso (UFU)

Coorientador: Prof^o Dr. Leonardo Guimarães Miquelutti (UFF)

**Monte Carmelo - MG
Dezembro 2020**

Marco Aurélio Marques Pereira

**MAGNETOMETRIA TERRESTRE DO CORPO KIMBERLÍTICO
CASTELHANA ASSOCIADA A ESTUDOS GEOLÓGICOS
PRELIMINARES, PROVÍNCIA ÍGNEA DO ALTO PARANAÍBA (PIAP),
MONTE CARMELO-MG**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Curso de Geologia do Instituto de Geografia da Universidade Federal de Uberlândia, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Bacharel em Geologia.

Área de concentração: Recursos Minerais e Energéticos

Orientadora: Prof^{ta} Dra. Ângela Suélem Rocha Veloso (UFU)

Coorientador: Prof^o Dr. Leonardo Guimarães Miquelutti (UFF)

**Monte Carmelo - MG
Dezembro 2020**

MARCO AURÉLIO MARQUES PEREIRA

MAGNETOMETRIA TERRESTRE DO CORPO KIMBERLÍTICO CASTELHANA
ASSOCIADA A ESTUDOS GEOLÓGICOS PRELIMINARES, PROVÍNCIA ÍGNEA DO
ALTO PARANAÍBA (PIAP), MONTE CARMELO-MG

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado
ao Curso de Geologia do Instituto de Geografia
da Universidade Federal de Uberlândia, como
parte dos requisitos necessários à obtenção do
título de Bacharel em Geologia.

Área de concentração: Recursos Minerais e
Energéticos

Monte Carmelo, 17 de dezembro de 2020

Banca Examinadora:



Ângela Suélem Rocha Veloso – Dra. (IG-UFU) - Orientadora



Emerson Rodrigo Almeida – Dr. (IG-UFU)



William de Souza Santos – Dr. (INFIS-UFU)

AGRADECIMENTOS

As aquisições e contribuições científicas apresentadas nesta monografia contaram com o apoio de entidades de ensino, pesquisa e da iniciativa privada, meu obrigado aos parceiros que contribuíram direta e indiretamente com o desenvolvimento do trabalho.

A princípio quero agradecer o incentivo por parte do meu co-orientador Leonardo G. Miquelutti, que acreditou na ideia para elaborarmos este trabalho. O empenho e apoio dele foi crucial para planejamento, elaboração e execução do levantamento de magnetometria terrestre.

Não poderia deixar de agradecer o Observatório Nacional (ON) por disponibilizar o magnetômetro e a estação-base para a execução da magnetometria terrestre, sem o equipamento, este trabalho não seria possível.

Ao departamento de geologia e geofísica da Universidade Federal Fluminense (UFF) pelo auxílio no processamento dos dados por meio do software utilizado.

Agradeço a Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais (CODEMIG) por disponibilizar os dados do aerolevante da Área 7, que permitiu identificar o objeto de estudo.

Ao geólogo José Alencar Francescato por todo auxílio durante a execução dos trabalhos de sondagem, troca de conhecimento e amizade. A toda a equipe da GAR Mineração, Francisco, Fernando, Robledo, Doí, Flavio Júnior, Zé Lima, John Peter, Ricardo, Raimundo e Dona Maria.

Agradeço ao setor de assistência estudantil da UFU, à FAPEMIG/CNPQ e ao professor William de S. Santos pela oportunidade na IC.

Aos meus companheiros de martelo geológico que estiveram comigo na graduação na UFU nos bons e tristes momentos, Lucas, Raul, Julia, Izabele e Victor Hugo, guerreiros.

Aos meus companheiros (as) da UPORTO, Magna, Joana, Hanna, Luciana, Lucas, Zé River, Robalo, Gabriel e aos professores Alexandre Lima e Maria Anjos Ribeiro, que me acolheram em terras portuguesas.

Agradeço ao professor Félix Nannini pelo conhecimento compartilhado comigo sobre kimberlitos e a professora Ângela S. R. Veloso pelo apoio nesta monografia.

Aos meus amigos, *brotherhood*, por sempre estarem ao meu lado. Aos meus pais, todo amor do mundo.

RESUMO

O corpo Castelhana foi descoberto durante campanhas de prospecção realizadas pelas empresas estrangeiras Sopemi e De Beers, na região do Alto Paranaíba e Goiás, na década de 1970 a 1980, sendo denominado naquela ocasião, como kimberlito Perdizes 10. Localizado entre os municípios mineiros de Monte Carmelo e Romaria, o kimberlito Perdizes 10 foi intitulado, neste presente trabalho, como Corpo Castelhana, em função da fazenda homônima em que se situa. Estudos geofísicos realizados na região permitiram a confecção de mapas de campo magnético total corrigido do IGRF, gerado a partir do aerolevanteamento. O registro da presença de um dipolo magnético, mascarado por uma anomalia regional, foi estudado neste trabalho, a fim de compreender a assinatura magnética no contexto regional e local. O contexto regional foi avaliado por meio da aeromagnetometria, com dados tratados pela LASA Prospecção S/A e disponibilizados pela Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais (CODEMIG), correspondentes a Área 7. Por sua vez, o contexto local foi conhecido com base na magnetometria terrestre que permitiu o posicionamento da anomalia, com resposta magnética verificada em amostras de testemunhos de sondagem disponibilizados pela GAR Mineração, Comércio, Importação e Exportação, S/A. O estudo permitiu integrar dados geológicos preliminares e geofísicos da literatura, assim como de entidades de pesquisa e empresas de mineração, as quais embasaram o planejamento da magnetometria terrestre nos limites da Anomalia Magnética Castelhana. O levantamento terrestre realizado em parceria com o Observatório Nacional (ON), nos limites do Corpo Castelhana, apresentou expressiva resposta magnética e assinatura condizente com a presença de corpo kimberlítico, sendo este verificado por estudos petrográficos macroscópicos, bem como pela resposta magnética destacado no mapa de campo magnético total corrigido do IGRF (TMI) e amplitude do Sinal Analítico (ASA).

ABSTRACT

The Castelhana body was discovered during prospecting campaigns carried out by foreign companies Sopemi and De Beers, in the region of Alto Paranaíba and Goiás, in 1970s and 1980s, being named at that time as kimberlite Perdizes 10. Located between Monte Carmelo and Romaria, Minas Gerais state, the kimberlite Perdizes 10 was named, in this present work, as Castelhana body, due to the homonymous farm where it is located. Geophysical studies carried out in the region allowed the making of corrected total magnetic field maps of the (IGRF), generated from aerial surveys, the presence of a magnetic dipole, masked by a regional anomaly was studied in this work in order to understand the magnetic signature in the regional and local context. The regional context was assessed using aeromagnetometry with data treated by LASA Prospecção S/A and made available by the Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais (CODEMIG), corresponding to Area 7. In turn, the local context was known based on the terrestrial magnetometry that allowed the positioning of the anomaly with a magnetic response verified in samples from survey cores made available by GAR Mineração, Comércio, Importação e Exportação S/A. The study made it possible to integrate preliminary geological and geophysical data from the literature as well as from research entities and mining companies, which supported the planning of terrestrial magnetometry within the limits of the Castelhana Magnetic Anomaly. The land survey carried out in partnership with the Observatório Nacional (ON), within the limits of the Castelhana body, showed an expressive magnetic response and signature consistent with the presence of a kimberlitic body which was verified by macroscopic petrographic studies as well as by the magnetic response highlighted on the map of the total magnetic intensity field (TMI) and analytical signal amplitude (ASA).

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Mapa geográfico do estado Minas Gerais destacando a localização do contexto tectônico das províncias diamantíferas.	3
Figura 1.2. Mapa geológico do Supercampo Kimberlítico Coromandel - Três Ranchos.	4
Figura 1.3. Mapa de localização da área de estudo. A -Imagem de satélite com vias com vias de acesso e sedes municipais. B -Mapa regional das vias de acesso partindo da capital Belo Horizonte até a área de estudo. C - Província Diamantífera Alto Paranaíba e Província Diamantífera Canastra nos limites de MG. D -Inserção do Brasil na América do Sul.	6
Figura 2.1. Mapa geológico simplificado da porção centro-leste da Província Tocantins. O retângulo em azul mostra localização aproximada das cidades de Romaria e Monte Carmelo.	9
Figura 2.2. Mapa geológico das unidades tectôno-geológicas da Faixa Brasília Meridional e Setentrional. A sul, o retângulo preto representa a localização aproximada do município de Monte Carmelo.	10
Figura 2.3. Mapa estrutural da Faixa Brasília mostrando as fases transicionais para o Cráton São Francisco e seus respectivos domínios do orógeno Interno, Externo e Cratônico. FBS=Faixa Brasília Setentrional; FBM=Faixa Brasília Meridional.	13
Figura 2.4. Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná.	20
Figura 2.5. Mapa de localização da Província Ígnea do Alto Paranaíba com respectivos kimberlitos, kamafigitos, picritos e complexos ígneos alcalinos	21
Figura 2.6. Mapa estrutural do oeste de Minas Gerais mostrando o soerguimento/arco do alto Paranaíba e as principais intrusões alcalinas (em vermelho) reconhecidas na região.	22
Figura 3.1. Componentes do campo magnético	24
Figura 3.2. O campo geomagnético de referência internacional, <i>International Geomagnetic Reference Field</i> (IGRF) para o ano de 2004. a) Intensidade, b) Inclinação, c) Declinação (graus)..	25

Figura 3.3. Componentes X (Norte), Y (Leste) e Z (componente vertical) do campo magnético da Terra medidas no observatório <i>Chambon La Forêt Observatory</i> na França, em um dia normal.	27
Figura 3.4. Componentes X (Norte), Y (Leste) e Z (componente vertical) do campo magnético da Terra medidas no observatório <i>Chambon La Forêt Observatory</i> na França, em um dia com distúrbio no campo magnético.....	27
Figura 3.5. Esquema ilustrativo dos domínios magnéticos, representados em uma barra de ferro não-magnetizada. a) domínio orientado aleatoriamente. b) sob a influência de um campo externo os domínios tendem a se alinhar c) domínio alinhado durante saturação magnética..	29
Figura 3.6. Diagrama de frequência da distribuição da susceptibilidade magnética em diferentes tipos de rochas, onde (n) representa o número de medidas em afloramento..	30
Figura 3.7. Razão isotópica de Sr e Nd em diversas rochas potássicas, na qual estão agrupados kimberlitos e lamproítos.....	36
Figura 3.8. Sequência paragenética mineral para fenocristais e groundmass de kimberlitos. Os óxidos raros são formados por AMC, TIMAC, MUM, enquanto MT corresponde a magnetita, enquanto M e P representam respectivamente macrocristais e pirocristais.	38
Figura 3.9. Diagrama empírico de pressão e temperatura do campo de estabilidade diamante-grafite.	40
Figura 3.10. Distribuição tectônica das áreas propícias a ocorrência de kimberlitos e lamproítos.....	41
Figura 3.11. Limites das camadas terrestres em relação as manifestações magmáticas associadas ao Azimute 125. Em destaque o limite litosfera e astenosfera.....	42
Figura 3.12. Formação e evolução da fácies diatrema. Os números de 1 a 8 indicam os estágios de magmatismo que ocorrem no pipe embrionário.	43
Figura 3.13. Etapas de hidrotermalismo do vulcanismo dos kimberlitos, que pode ser dividido em fluidização em A e hidrovulcanismo em B	44

Figura 3.14. Modelo genético conceitual de kimberlitos (Fácies Hipoabissal, Diatrema e Cratera).....	45
Figura 3.15. Modelo genético clássico composto pela junção da atividade magmática subárea do pipe Kasama (Mali), retrabalhamento sedimentar na cratera de Orapa (Botswana) e registro da <i>root zone</i> e porção inferior do pipe da Província de Kimberley (África do Sul).....	46
Figura 3.16. Modelo genético compreendido para lamproítos e disposição de lavas, rochas piroclásticas, fácies hipoabissal e plútons. A erosão da cratera promove exposição da fácies hipoabissal	48
Figura 3.17. Classificações texturais para kimberlito vulcanoclástico tipo Fort a la Cone (FPK) em verde. Tipo Kimberlito vulcanoclástico ressedimentar (RVK) na cor cinza. Kimberlito vulcanoclástico do tipo Kimberley (KPK) em marrom. Kimberlito Coerente (CK) em azul. Transição CK-KPK em amarelo.....	49
Figura 3.18. Modelo genético para Kimberlitos. A linha pontilhada indica transição entre zonas genéticas. Em destaque os pipes vulcânicos e depósitos extracratera.	49
Figura 3.19. Modelo descritivo para caracterização da trama dos kimberlitos, segundo nível de informação.....	53
Figura 3.20. Província Sul Africana e campos kimberlíticos que a constituem com idade geológica correspondente.....	55
Figura 3.21. Seção transversal sobre os pipes do Campo kimberlítico de Kimberley, na África do Sul, representativo do tamanho do pipe e variação das fácies genéticas em profundidade, considerando zona transicional (MVK) entre a zona hipoabissal e a zona diatrema.	55
Figura 3.22. Localização dos clusters 148 e 147 e 120, 220 e 219 no setor Orion Norte, na província tipo <i>Fort a La Cone</i> , Canadá.....	56
Figura 3.23. Litologias presentes no Campo kimberlítico Fort a la Cone. A- Rocha kimberlítica com litoclasto de argilito com bordas plásticas indicando incorporação de fragmentos semi-consolidados. B- Rocha kimberlítica com imbricação indicando concomitância entre vulcanismo e transgressão marinha, apresenta grande concentração de litoclastos de argilito. C- litoclasto de kimberlito laminado de grão fino em matriz média.	57

Figura 3.24. A-Configuração tectônica da porção nordeste no cráton do São Francisco. B- Contexto litológico onde o campo kimberlítico Braúna está assentado, no mapa é representado pela estrela preta	59
Figura 3.25. Testemunhos de sondagem recuperados com texturas principais do kimberlito Braúna. A-rocha kimberlítica afanítica, B-Macrocristais de olivina em rocha kimberlítica, C- Brecha kimberlítica, D- Presença de segregação, E- Contato da rocha kimberlítica com granodiorito. F- Macrocristais de flogopita.	60
Figura 3.26. Inserção tectônica do lamproíto Argyle e ocorrências de diamantes e rochas primárias associadas no nordeste da Austrália.	61
Figura 3.27. Fotografia orientada a partir do sul destacando lamproíto Argyle (AK1) aflorante.	61
Figura 3.28. Seções transversais no corpo kimberlítico Argyle.....	61
Figura 3.29. Modelo tridimensional com corte transversal, porção NNW do pipe sul mostrando as litofácies que constituem as diatremas do lamproíto Argyle k1, onde o lamp1 representa principal litofácies. A linha em vermelho delimita porção central da principal diatrema, preenchida em predominantemente pela litofácies lamp1h que interage com o domínio lamp1b, discordante as demais litofácies. Em menor expressão, a litofácies lamp2 é compreendida como subdomínio isolado dentro da diatrema.	63
Figura 3.30. Seção transversal sobre os corpos vulcânico de Igwisi Hills em destaque os processos piroclásticos e condutos vulcânicos, com dique segundo trend NE-SW.	64
Figura 3.31. Coluna estratigráfica compreendida para centros vulcânicos de Igwisi Hills. ...	65
Figura 4.1. Aeronave Cessna Caravan C208 – PT-MEP, utilizado na Área 7.....	67
Figura 4.2. Mapas das áreas do aerolevante realizado no estado de MG pela LASA Prospecção S/A, em destaque a área 7.....	68
Figura 4.3. Magnetômetro terrestre de processão de prótons GSM19T acoplado ao operador.	70

Figura 4.4. Mapas do levantamento terrestre. A- Mapa do levantamento planejado. B- Mapa do levantamento executado. C- Anomalia magnética gerada pelo mapa TMF aéreo, com levantamento terrestre executado em preto e linhas aéreas N-S em vermelho. D- Mapa com fotografia área, apresentando levantamento terrestre executado em preto e linhas áreas em vermelho com direção N-S.....	71
Figura 4.5. Diagrama de vetores ilustrando a relação entre magnetização induzida J_i , remanente J_r e total J	72
Figura 4.6. Medida das componentes do campo magnético em diferentes observatórios mundiais para o período de 24 horas.	73
Figura 4.7. Fluxograma do processamento de dados magnetométricos realizado pela LASA Prospecção S/A para o aerolevanteamento da Área 7.	75
Figura 4.8. Ilustração esquemática de campos magnéticos induzidos por uma fonte esférica no (a) pólo norte magnético, (b) latitudes médias no hemisfério norte, (c) equador magnético, e (d) latitudes médias no hemisfério sul.....	77
Figura 4.9. Diagrama guiado para descrição da abundância de cristais em kimberlitos.	80
Figura 5.1. Mapa Hipsométrico dos limites da área de estudo, entre os municípios de Monte Carmelo e Romaria.	87
Figura 5.2. Mapa hipsométrico de detalhe da área de estudo na região da Fazenda Castelhana.	87
Figura 5.3. Imagens representativas das variadas formas de relevo reconhecidas na área de estudo. A- Fotografia orientada N-S. A linha pontilhada em vermelho indica local de vertente escarpada, zona de favorabilidade para exposição do corpo kimberlítico. Região de vertente com declividade acentuada (1) . Relevo de topo aplainado (2) , ambos explicados no texto e com local aproximado da foto B . B - Região de topo aplainado coberto por laterita.	88
Figura 5.4. Distribuição da rede de drenagem sobre relevo sombreado, região proximal a área de estudo, identificada nas convenções cartográficas como Castelhana.	89
Figura 5.5. Mapa de campo magnético total corrigido do IGRF (TMI). A- Contexto das anomalias magnéticas regionais: 1- Anomalia Santa Bárbara, 2- Anomalia Marrecos, 3-	

Anomalia Perdizes. **B**-Região de estudo na anomalia magnética Castelhana, com localização dos furos. 91

Figura 5.6. Mapa de Primeira Derivada Vertical (1DV) elaborado para os limites proximais da região de estudo. A- Mapa da 1DV com sobreposição da rede de drenagem. B-Mapa com principais estruturas lineares interpretadas do mapa da 1DV da figura 5.6A. 93

Figura 5.7. Mapa de Amplitude do Sinal Analítico (ASA). A- Mapa ASA da região proximal a área de estudo, destacando formas das anomalias regionais, segundo: **1**-Anomalia Santa Bárbara, **2**-Anomalia Marrecos, **3**-Anomalia Perdizes. **B**-Forma circular da anomalia magnética Castelhana segundo mapa ASA do aerolevante da Área 7..... 95

Figura 5.8. Perfis geofísicos com direção N-S realizados sobre os mapas geofísicos gerados a partir da interpolação *kriging*. **A**-Perfil do campo magnético total (TMF), **B**-Perfil do campo magnético total corrigido do IGRF (TMI), gerado a partir do TMF com continuação para cima em 100m. **C**-Perfil de redução ao equador magnético (RTE) gerado a partir do TMI. **D**-Perfil do sinal analítico (ASA) gerado a partir do RTE. 98

Figura 5.9. Mapa de campo magnético total (TMF) do levantamento de magnetometria terrestre com correção da variação diurna aplicada. A linha com direção norte-sul representa o perfil geofísico e as linhas em preto o levantamento adquirido. 99

Figura 5.10. Mapa de campo total com filtro continuação para cima em 100m, levantamento de magnetometria terrestre. 100

Figura 5.11. Mapa do Campo Magnético Total Removido do IGRF, levantamento de magnetometria terrestre. A linha de direção norte-sul em preto representa a localização do perfil geofísico de TMI..... 101

Figura 5.12. Mapa do Campo Magnético Residual, levantamento de magnetometria terrestre. 102

Figura 5.13. Mapa da Redução ao Equador Magnético, levantamento terrestre..... 103

Figura 5.14. Mapa de amplitude do sinal analítico (ASA), gerado a partir do RTE, levantamento terrestre. 104

Figura 5.15. **A-** Perfil topográfico em escala vertical exagerada e representativa do posicionamento topográfico do furo de sondagem KC1 na porção NW, assim como para KC2, na porção SE. **B-** Croqui representativo do furo KC-1 indicando distribuição dos litotipos segundo escala vertical condizente com a espessura das camadas. A profundidade das amostras individuais coletadas foi indicada pelas respectivas siglas KC1-01, KC1-02, KC1-03. **C-** Croqui representativo do furo KC-2 com espessura dos litotipos em escala de profundidade das amostras coletadas indicadas por KC2-01 e KC2-02..... **105**

Figura 5.16: Litotipo vulcanoclástica 2 (V2) no furo KC1. **A-**Caixas de testemunho representativa do litotipo V2, o retângulo em vermelho representa o local de coleta da amostra KC1-01. **B-**amostra de testemunho KC1-01 com metade do material amostrado. **C-**amostra KC1-01 vista da porção contrária a B..... **107**

Figura 5.17: Litotipo vulcanoclástica 1 (V1) no furo KC1. **A-**Conjunto de caixa de testemunho referente ao intervalo dos litotipos V1 com transição para tufo (T), nos limites do retângulo em vermelho, que também representa o local de coleta da amostra KC1-02. **B-**amostra de testemunho KC1-02. **C-**amostra KC1-02 vista da porção superior..... **108**

Figura 5.18. Litotipo tufo (T) no furo KC1. **A-**Conjunto de caixas de testemunho referente ao intervalo do litotipo tufo (T), o retângulo em vermelho representa o local de coleta da amostra KC1-03. **B-**amostra de tufo KC1-03 com fratura de sondagem evidente. **C-** amostra KC1-03 vista da porção superior..... **110**

Figura 5.19: Litotipo Vulcanoclástica 2 (V2), amostra KC2-01. **A-**Conjunto de caixa de testemunho referente ao intervalo da amostra KC2-01, o retângulo em vermelho representa o local amostrado. **B-**amostra KC2-01, representativa do litotipo V2. **C-**amostra KC2-01 vista contrária a B. **111**

Figura 5.20. Litotipo Vulcanoclástica 1 (V1), amostra KC2-02. **A-**Conjunto de caixa de testemunho referente ao intervalo do litotipo V1, o retângulo em vermelho representa o local de coleta da amostra KC2-02. **B-**amostra de V1, KC2-02. **C-**amostra KC2-02 vista contrária a B..... **113**

Figura 5.21. **A-** Amostra KC1-01 vista lateralmente, em destaque fragmento de quartzo (Qtz). **B-** Amostra KC1-01 vista lateral de A, com piroclastos (Pc), cristais de quartzo e magnetita em matriz fina..... **114**

- Figura 5.22.** **A-** Amostra KC2-01 com xenólitos (Xe) crustais, piroclastos (Pc) e clasto de composto kimberlítico (Ck). **B-** Amostra KC2-01 xenólito (Xe) macro médio em matriz intersticial clástica com piroclastos (Pc), vista lateral à A..... **115**
- Figura 5.23.** **A-** amostra KC1-03 apresenta cor cinza, matriz magnética ultrafina e fratura de sondagem em destaque. **B-** amostra KC1-03 vista superficial, com lentes de carbonato no topo. **116**
- Figura 5.24.** **A-** amostra KC1-02 abundante em magmaclasto (Mc). **B-** amostra KC1-02 com feição circular branca destacando alteração hidrotermal, magmaclastos (Mc) e cristais de flogopita dispersos na matriz intersticial..... **117**
- Figura 5.25.** **A-** amostra KC2-02 com matriz interclasto, magmaclasto (Mc) abundante e xenólito (Xe) de gabro no tamanho macro pequeno. **B-** amostra KC2-02 vista lateral de A, com magmaclastos dispersos. **118**
- Figura 6.1.** Mapa de campo magnético total removido do IGRF (TMI). **A-** Aeromagnetometria com linhas de voo e furos de sondagem. **B-** Magnetometria terrestre, linhas do levantamento adquirido e furos de sondagem..... **120**
- Figura 6.2.** **A-** Aerolevantamentos do Estado de Goiás e oeste de Minas Gerais, em destaque a Área 7. **B-** Sistema de lineamentos Azimute 125 com intrusões alcalinas em rosa, estrelas brancas representando corpos kimberlíticos e estrela azul indicando o corpo kimberlítico Castelhana. Sistemas de lineamentos L1 em amarelo, L2 em preto e L3 em vermelho..... **122**
- Figura 6.3.** Amostras dos principais litotipos identificados através dos logs de sondagem que permitiram confirmar a presença de um corpo kimberlítico como fonte da anomalia magnética Castelhana. **A-** litotipo vulcanoclástica 2, com xenólitos (Xe) e piroclastos (Pc). **B-** litotipo vulcanoclástica 1, abundante em magmaclastos (Mc). **C-** litotipo tufo (T), com matriz ultrafina..... **123**

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 3.1. Susceptibilidade magnética dos minerais diamagnéticos, paramagnéticos, antiferromagnético e ferrimagnéticos	32
Tabela 4.1a. Tamanho dos xenólitos e clastos de composto kimberlítico.	81
Tabela 4.1b. Tamanho médio dos cristais e magmaclastos.....	81
Tabela 4.1c. Distribuição dos xenólitos e clastos de composto kimberlítico.	81
Tabela 4.1d. Distribuição dos cristais e magmaclastos.....	81
Tabela 4.2. Esquema descritivo guiado e simplificado para o estudo petrográfico e classificação de kimberlitos e lamproítos.	82
Tabela 4.3. Medida universal dos testemunhos de sondagem para os respectivos diâmetros utilizados durante a execução das perfurações.	83
Tabela 4.4. Dados de sondagens realizadas na intrusão kimberlítica Castelhana.	84
Tabela 4.5. Informações gerais das amostras de testemunho coletadas de acordo com a unidade litológica representativa.	85

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ASA Amplitude do Sinal Analítico

CK Kimberlito Coerente

IGRF *International Geomagnetic Reference Field*

KC1 Furo de sondagem 1

KC2 Furo de sondagem 2

KC1-01 Amostra de testemunho de sondagem do furo KC1, litotipo vulcanoclástica 2

KC1-02 Amostra de testemunho de sondagem do furo KC1, litotipo vulcanoclástica 1

KC1-03 Amostra de testemunho de sondagem do furo KC1, litotipo tufo

KC2-01 Amostra de testemunho de sondagem do furo KC2, litotipo vulcanoclástica 2

KC2-02 Amostra de testemunho de sondagem do furo KC2, litotipo vulcanoclástica 1

PDAP Província Diamantífera do Alto Paranaíba

PIAG Província Ígnea Alcalina de Goiás

PIAP Província Ígnea do Alto Paranaíba

RMF Campo Magnético Residual

RTE Redução ao Equador

RTP Redução ao Polo

T Litotipo tufo

TMI Campo Magnético Total Corrigido do IGRF

TMF Campo Magnético Total Corrigido da Variação Diurna

VK Kimberlito Vulcanoclástico

V1 Litotipo Vulcanoclástica 1

V2 Litotipo Vulcanoclástica 2

SUMÁRIO

CAPÍTULO I - APRESENTAÇÃO.....	1
1.1 INTRODUÇÃO.....	1
1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	5
1.3 JUSTIFICAVAS PARA REALIZAÇÃO DO TRABALHO	5
1.4 OBJETIVOS	7
CAPÍTULO II - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA REGIONAL.....	8
2.1 INSERÇÃO TECTÔNICA.....	8
2.2 GEOLOGIA ESTRUTURAL E METAMORFISMO DA FAIXA BRASÍLIA.....	11
2.3 GEOLOGIA REGIONAL	14
2.3.1. DOMÍNIO EXTERNO DA FAIXA BRASÍLIA.....	14
2.3.1.1 Grupo Canastra.....	14
2.3.2 DOMÍNIO INTERNO DA FAIXA BRASÍLIA.....	15
2.3.2.1 Ortognaisse Goiandira.....	15
2.3.2.2 Grupo Araxá.....	15
2.3.2.3 Grupo Ibiá	16
2.3.2.4 Complexo Abadia dos Dourados	16
2.3.2.5 Complexo Monte Carmelo	17
2.3.2.6 Suíte Granítica Estrela do Sul.....	17
2.3.3. DOMÍNIO CRATÔNICO	18
2.3.3.1 Grupo Bambuí	18
2.3.4 BACIA DO PARANÁ	19
2.2.5 PROVÍNCIA ÍGNEA ALCALINA DO ALTO DO PARANAÍBA (PIAP).....	20
2.2.6 BACIA SAN FRANCISCANA	23
CAPÍTULO III – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA GERAL.....	24
3.1 CAMPO MAGNÉTICO DA TERRA	24
3.1.1 COMPONENTES DO CAMPO MAGNÉTICO	24
3.1.2 ORIGEM DO CAMPO MAGNÉTICO DA TERRA	26
3.1.3 VARIAÇÃO NO CAMPO MAGNÉTICO DA TERRA	26
3.2 MAGNETISMO DE MINERAIS E ROCHAS.....	28
3.2.1 TIPOS DE MAGNETIZAÇÃO.....	28
3.2.2 MAGNETIZAÇÃO.....	31
3.2.2.1 Magnetização Induzida	31

3.2.2.2 Magnetização remanente.....	32
3.3 KIMBERLITOS E ROCHAS AFINS	34
3.3.1 ROCHAS ALCALINAS	34
3.3.1.1 Lamproítos	36
3.3.1.2 Kimberlitos.....	37
3.3.1.3 Carbonatitos.....	39
3.3.2 GÊNESE DO DIAMANTE	39
3.3.3 MODELO GENÉTICO DE ROCHAS KIMBERLÍTICAS.....	42
3.3.3.1 Gênese.....	43
3.3.3.2 Modelo genético de kimberlitos	44
3.3.3.3 Modelo genético de lamproítos	47
3.4 CLASSIFICAÇÃO TEXTURAL DE KIMBERLITOS	48
3.5 TERMINOLOGIA DE KIMBERLITOS.....	50
3.6 PROVÍNCIAS E CAMPOS KIMBERLÍTICOS	54
3.6.1 PROVÍNCIA SUL AFRICANA.....	54
3.6.2 CAMPO KIMBERLÍTICO <i>FORT A LA CONE</i> , CANADÁ.....	56
3.6.3 CAMPO KIMBERLÍTICO BRAÚNA, BRASIL.....	58
3.6.4 LAMPROÍTO ARGYLE, AUSTRÁLIA	60
3.6.5 MANIFESTAÇÃO VULCÂNICA EM IGWISI HILLS, TANZÂNIA	64
CAPÍTULO IV - MATERIAIS E MÉTODOS.....	66
4.1 MÉTODOS INDIRETOS	66
4.1.1 SENSORIMENTO REMOTO.....	66
4.1.2 GEOFÍSICA.....	66
4.1.2.1 Levantamento Geofísico	67
Levantamento aéreo.....	67
Levantamento terrestre	69
4.1.2.2 Magnetometria.....	72
4.1.2.3 Correção magnéticas dos dados terrestres	73
4.1.2.4 Processamento dos Dados Magnetométricos.....	74
4.2 MÉTODOS DIRETOS.....	78
4.2.1 PETROGRAFIA	78
4.2.2. SONDAGEM.....	83
4.2.2.1 Informações Técnicas da Sondagem.....	83
4.2.2.2 Descrição de Logs de Sondagem.....	84

4.2.2.3 Coleta de amostras	84
CAPÍTULO V - RESULTADOS	86
5.1 RELEVO	86
5.1.1. HIPSOMETRIA.....	86
5.1.2. PADRÃO DE DRENAGEM.....	89
5.2 AEROMAGNETOMETRIA	90
5.2.1. MAPA DO CAMPO TOTAL CORRIGIDO DO IGRF (TMI).....	90
5.2.2. MAPA DA PRIMEIRA DERIVADA VERTICAL (1DV).....	92
5.2.3 AMPLITUDE DO SINAL ANALÍTICO (ASA).....	94
5.3. MAGNETOMETRIA TERRESTRE	96
5.3.1 MAPA DO CAMPO MAGNÉTICO TOTAL (TMF)	98
5.3.2 MAPA DO CAMPO MAGNÉTICO TOTAL (TMF) – CONTINUAÇÃO PARA CIMA EM 100 METROS	99
5.3.3. MAPA DO CAMPO MAGNÉTICO TOTAL REMOVIDO DO IGRF (TMI)	100
5.3.4 MAPA DE CAMPO MAGNÉTICO RESIDUAL	101
5.3.5 MAPA DE REDUÇÃO AO EQUADOR (RTE).....	102
5.3.6 MAPA DE AMPLITUDE DO SINAL ANALÍTICO (ASA)	103
5.3 DESCRIÇÃO DE LOGS DE SONDAÇÃO.....	104
5.3.1. FURO KC1	105
5.3.2. FURO KC2	110
5.4. DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA MACROSCÓPICA	113
CAPÍTULO VI - DISCUSSÕES	119
CAPÍTULO VII - CONCLUSÕES	126
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	129
APÊNDICE A- LOG DE SONDAÇÃO DO FURO KC-1 (TAMANHO A3)	138
APÊNDICE B- LOG DE SONDAÇÃO DO FURO KC-2 (TAMANHO A3).....	139
APÊNDICE C- SÍNTESE DO LEVANTAMENTO DE MAGNETOMETRIA TERRESTRE, MAPAS TMI, ASA E PERFIS GEOFÍSICOS (TAMANHO A3).....	140

1.1 INTRODUÇÃO

A ocorrência de diamantes, no rio *Vaal*, na África do Sul, já era conhecida em 1866. Em terras sul africanas, os depósitos primários de diamante são reconhecidos desde 1869 (MITCHELL, 1986, 2020). O termo kimberlito foi utilizado pela primeira vez em 1888 por Henry Carvill Lewis para designar rochas primárias portadoras de diamante que ocorriam em subsuperfície, na forma de cones vulcânicos na região tipo da Província de Kimberley na África do Sul (COHEN, 1872 *apud* MITCHELL, 2020). Desde a descoberta na África do Sul, os kimberlitos são explorados mundialmente como rochas de interesse econômico portadoras de diamante (MITCHELL, 1986).

No Brasil, as primeiras ocorrências de diamante datam de 1714, às margens do Rio Tejuco, em Diamantina, Minas Gerais, associado à exploração de ouro em margens de drenagens, com lavras exclusivamente em fontes secundárias. Ademais, segundo Cabral Neto et al. (2017), o estado de Minas Gerais abrange regiões diamantíferas (Figura 1.1), as quais são distribuídas nas porções centro-norte (junto à Serra do Espinhaço), centro-sul (região da Serra da Canastra) e oeste (próximo a Coromandel).

Nesse sentido, no estado de Minas Gerais ocorre o Supercampo Kimberlítico Três Ranchos-Coromandel, localizado na Província Diamantífera do Alto do Paranaíba (PDAP; BENITEZ, 2009), a qual faz parte do contexto magmático da Província Ígnea do Alto do Paranaíba (PIAP; Figura 1.2). A PIAP apresenta ocorrências expressivas de kimberlito, kamafugito e carbonatito (BROD et al., 2000; GIBSON et al., 1995; KARFUNKEL et al., 2014).

Diamante de grandes dimensões são relatados no Alto Paranaíba, associados principalmente a depósitos aluviais ou *placers* (SVISERO, 1995). Nesse contexto destacam-se o diamante rosa Estrela do Sul, encontrado no município homônimo com 261,38 ct e o diamante incolor Getúlio Vargas com 726,00 ct descoberto na cidade de Coromandel, no Rio Santo Antônio do Bonito (REIS, 1959 *apud* CABRAL NETO et al., 2017).

No entanto, no estado de Minas Gerais, à sul da PIAP, na região da Serra da Canastra (Figura 1.3.C), registra primeira ocorrência primária de diamante conhecida no Brasil, o corpo Canastra-01 que ocorre em associação ao corpo kimberlítico Canastra-08 (CHAVES et al., 2008a; CHAVES et al., 2008b), apesar de a PDAP apresentar escassas

ocorrências primárias de diamante, atualmente 772 corpos kimberlíticos em Minas gerais e 184 corpos kimberlíticos no estado do Goiás são reconhecidos (CABRAL NETO et al., 2017; CHAVES et al., 2008a).

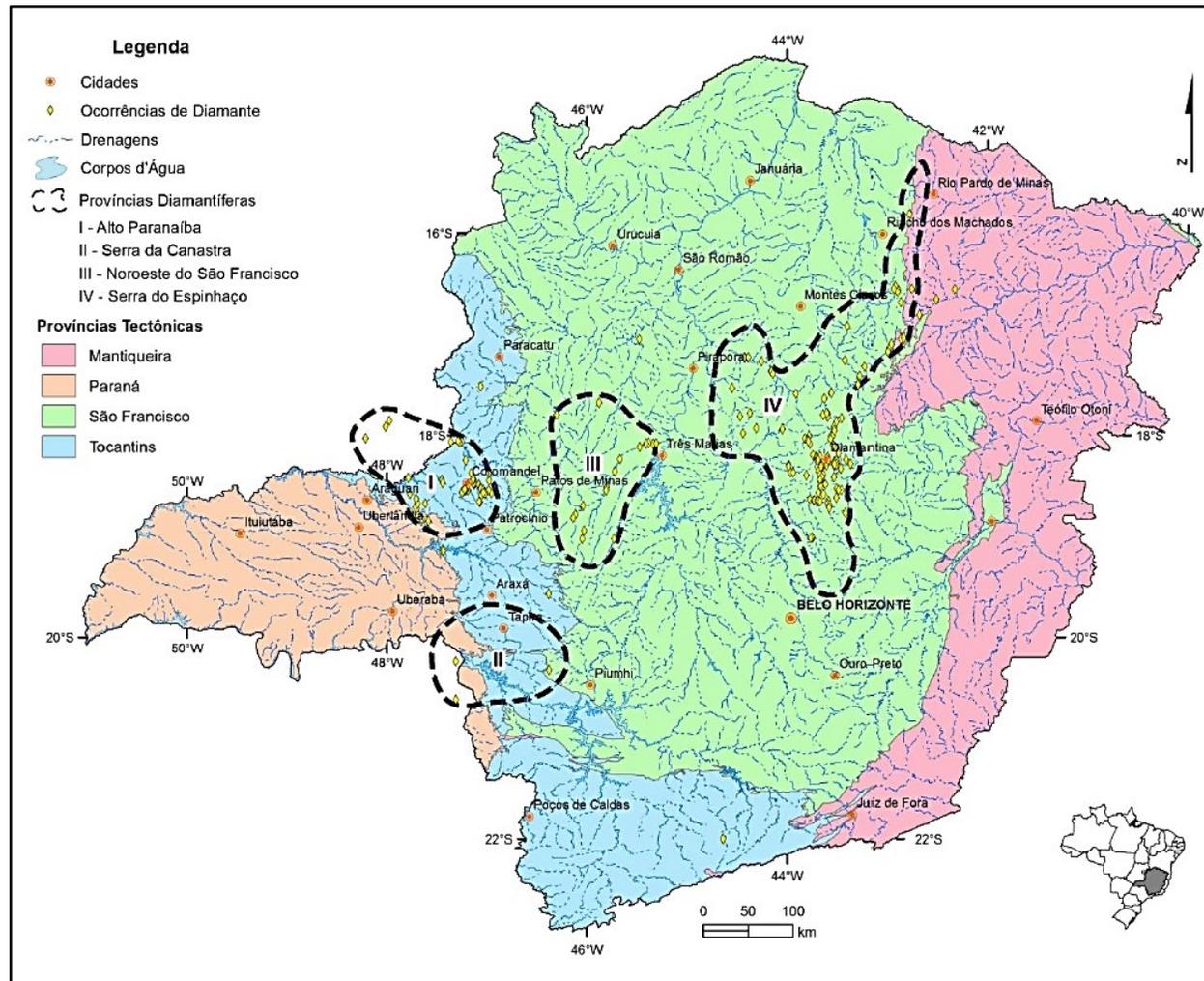
Entretanto, o primeiro corpo com mineralização primária de diamante lavrado no Brasil é registrado no Braúna-03, de idade paleoproterozoica, e situado no núcleo cratônico arqueano do Bloco Serrinha, delimitado no Campo kimberlítico Braúna, estado da Bahia (DONATTI-FILHO et al., 2013; LEROUX et al., 2010).

Grande parte das descobertas dos corpos kimberlíticos no Brasil foram iniciadas a partir do final da década de 1960 com a criação da empresa Pesquisa e Exploração de Minérios S/A (SOPEMI) pelo Serviço Geológico Francês (BGRM). Posteriormente incorporado ao grupo sul africano De Beers, na década de 1980 (CHAVES et al., 2008a). O papel dos métodos geofísicos, em especial os potenciais, foi essencial para definição dos alvos, os quais foram demarcados por meio da aeromagnetometria, sensoriamento remoto e limitados posteriormente em campo por levantamentos terrestres de magnetometria (PEREIRA et al., 2017).

No município de Romaria, antiga Água Suja, as atividades de mina foram realizadas pela Extratífera de Diamantes do Brasil S.A (Exdibra), de 1969 a 1984. Posteriormente, o setor leste da mina foi reativado em 2015 e estando os direitos minerários em posse da GAR Mineração Comércio, Importação e Exportação S/A, em atividade até o presente momento (COELHO, 2010; CHAVES; DIAS, 2017; SVISERO et al., 1981). Nesse sentido, o município de Romaria, localizado as proximidades da importante cidade de Coromandel, distal 56 km, são registradas ocorrências e mineralizações históricas em diamantes, denominada pelos garimpeiros locais como Tauá. Tal ocorrência é compreendida em estudos geológicos como retrabalhamento do vulcanismo kimberlítico (DRAPER, 1911; FEITOSA; SVISERO, 1984).

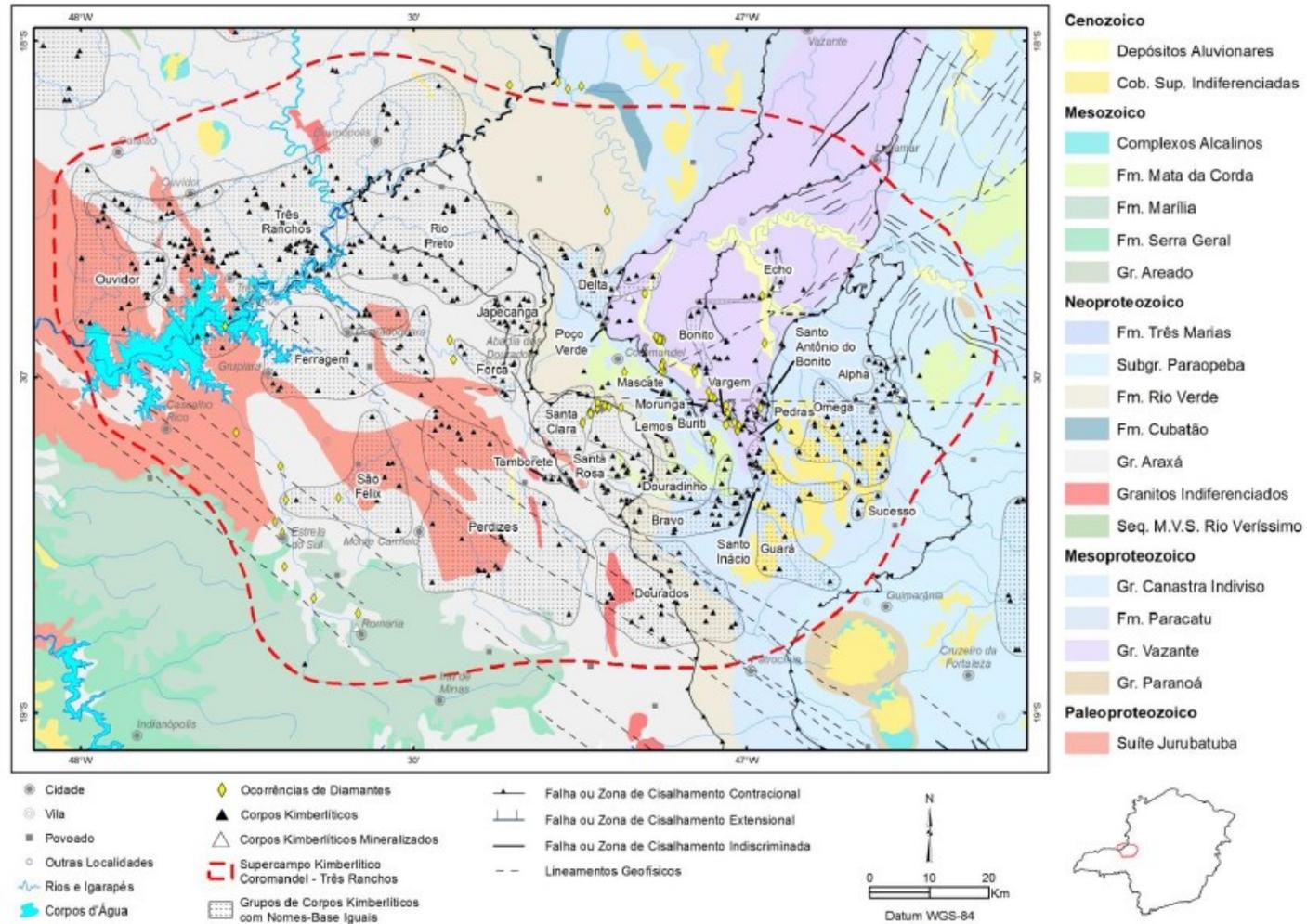
Inserido no contexto da PDAP está o conjunto de corpos kimberlíticos Perdizes, constituído por 25 corpos, dos quais destaca-se o corpo Perdizes 10 (CABRAL NETO et al., 2017), e objeto de estudo da presente monografia, porém aqui será nomeado como Corpo Castelhana, em função a fazenda local (PEREIRA et al., 2019). O presente trabalho se propõe a apresentar o resultado da magnetometria terrestre de detalhe realizada em campanhas de campo efetuadas em dezembro de 2019, sobre o Corpo Castelhana. Adicionalmente serão apresentadas informações de aeromagnetometria da Área 7 da CODEMIG/CPRM, bem como dados diretos oriundos da descrição de logs de sondagens disponibilizados pela empresa GAR Mineração, Comércio e Importação S.A.

Figura 1.1. Mapa geográfico do estado Minas Gerais destacando a localização do contexto tectônico das províncias diamantíferas.



Fonte: Cabral Neto et al (2017), Chaves et al (2008) e Benitez (2009).

Figura 1.2. Mapa geológico do Supercampo Kimberlítico Coromandel - Três Ranchos.



Fonte: Cabral Neto et al (2017).

1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo encontra-se em sua maior parte no território do município de Monte Carmelo e em menor proporção no município de Romaria, ambos no estado de Minas Gerais, região do Triângulo Mineiro e Alto Paranaíba (Figura 1.3). Coordenadas geográficas: 18°47'42,15"S e 47°29'53,37"W; 18°49'26,90"S e 47°27'46,61"W.

O acesso até a área de estudo, partindo de Belo Horizonte é pela BR-262, sentido a MG-187 no trevo de Ibiá, distal 308km. Na MG-187, após 106 km percorridos chega-se até a intersecção com a BR-365 nos limites de Patrocínio. Pela BR-365 o caminho é até o Distrito de Celso Bueno, município de Monte Carmelo, distal 54km, onde desse ponto será tomando o acesso à via MG-223, que permite acesso a área de estudo em 15km (Figura 1.3).

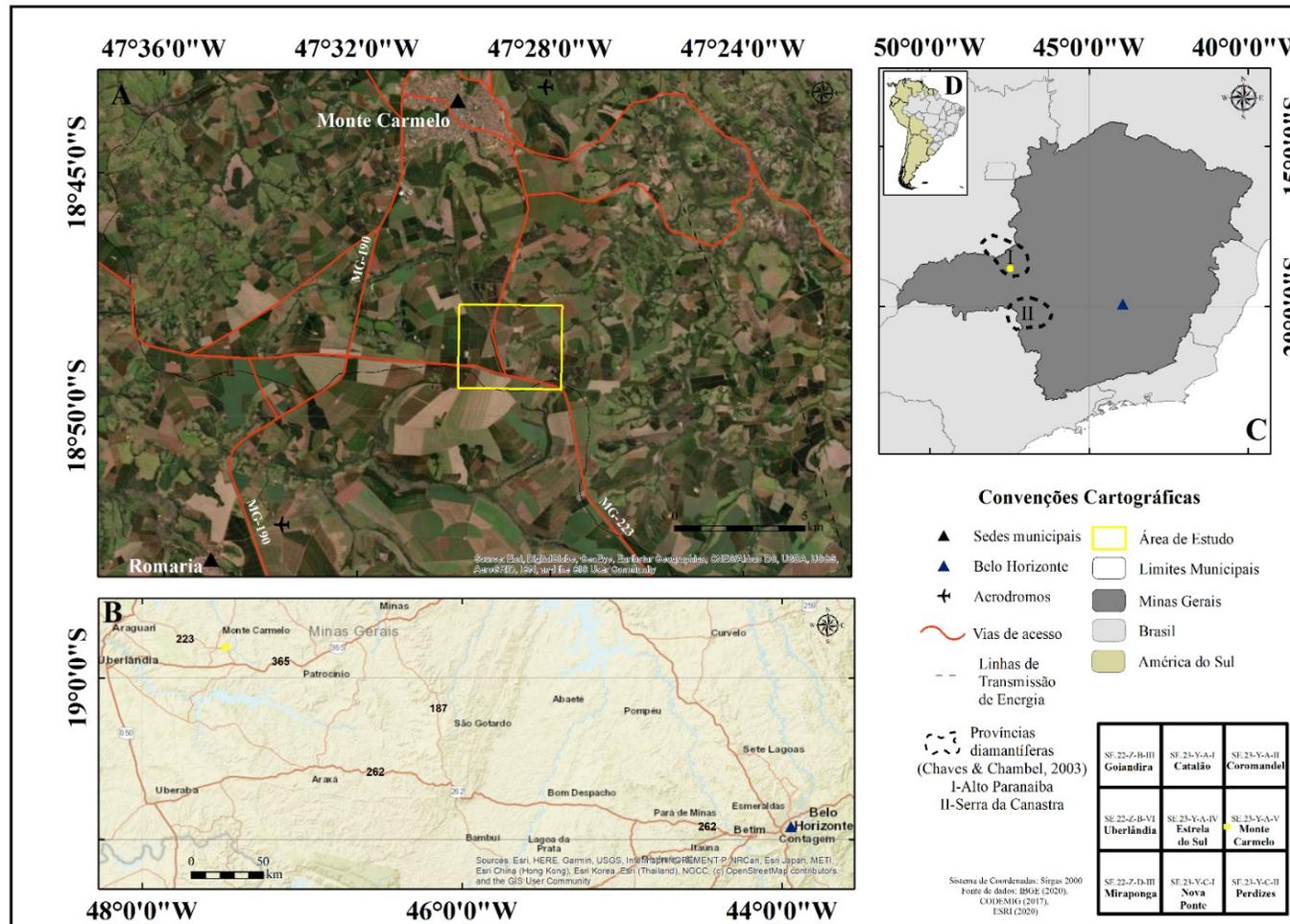
1.3 JUSTIFICAVAS PARA REALIZAÇÃO DO TRABALHO

O estado de Minas Gerais sempre protagonizou as grandes descobertas de diamante no Brasil, as quais já datam do século XVIII, às margens do Rio Tejuco, em Diamantina. Na região da Província Ígnea do Alto Paranaíba (PIAP) destacam-se os municípios de Estrela do Sul e Coromandel. Este último possui grande destaque no cenário diamantífero mundial, uma vez que fora encontrado o grande diamante incolor Getúlio Vargas com 726,00 ct, no Rio Santo Antônio do Bonito (REIS, 1959 *apud* CABRAL NETO et al., 2017).

A região do Alto Paranaíba experimentou a utilização de técnicas de sensoriamento remoto e de aeromagnetometria, que permitiram a SOPEMI e De Beers na região identificação de milhares de alvos com potencial para mineralização em diamantes (PEREIRA, 2007). O forte contraste magnético das rochas da Província Ígnea do Alto Paranaíba com o embasamento cratônico e o limite com faixas móveis, possibilitou identificar milhares de anomalias, com posterior descoberta de centenas de corpos kimberlíticos na região do Alto Paranaíba (PEREIRA; FUCK, 2005).

Essas técnicas de trabalho de prospecção realizados pelas empresas identificaram 1.184 anomalias magnéticas, das quais 435 eram intrusões e dessas, 120 foram identificadas como kimberlitos (PEREIRA, 2007). As empresas executaram cerca de 15.600 km de linha de levantamento de magnetometria terrestre com espaçamento de 100 x 50 m e amostragem de cerca de 3080 testemunhos de sondagem (PEREIRA et al., 2017).

Figura 1.3. Mapa de localização da área de estudo. A-Imagem de satélite com vias de acesso e sedes municipais. B-Mapa regional das vias de acesso partindo da capital Belo Horizonte até a área de estudo. C- Província Diamantífera Alto Paranaíba e Província Diamantífera Canastra nos limites de MG. D-Inserção do Brasil na América do Sul.



Fonte: O autor.

Assim como o município de Coromandel, o município de Romaria apresenta ocorrência histórica de diamantes, se destacando no cenário nacional da produção do bem mineral. Grande parte dos kimberlitos não são aflorantes na PIAP, sendo descobertos em grande número pela iniciativa privada por meio da associação de métodos geofísicos e trabalhos de sondagem, o que garante a eficácia da metodologia para identificar kimberlitos e rochas afins. Nesse sentido, a magnetometria terrestre, objeto de estudo no presente trabalho, é adotada entre os limites de Monte Carmelo e Romaria, de modo a investigar a assinatura magnetométrica da PIAP e delimitar os limites da anomalia magnética causada pelo Corpo Castelhana. A assembleia litológica responsável pela assinatura magnética, foi acessada e conhecida através dos trabalhos de sondagem.

1.4 OBJETIVOS

O objetivo principal do trabalho baseia-se em uma tentativa de integrar dados geológicos e de aeromagnetometria que contribuíram para o planejamento da magnetometria terrestre sobre a anomalia magnética Castelhana, na região de Monte Carmelo e Romaria, onde foram realizados trabalhos de sondagem para verificar a causa da anomalia magnética.

Como objetivos específicos tem-se:

- Apresentar uma revisão bibliográfica atualizada e detalhada sobre kimberlitos e rochas afins;
- Compreender a associação de anomalias magnéticas regionais utilizando como base os dados geológicos e de magnetometria;
- Identificar estruturas em subsuperfície por meio da aeromagnetometria;
- Posicionar a anomalia magnética Castelhana utilizando magnetometria terrestre;
- Determinar os limites do Corpo Castelhana com base nos dados de magnetometria terrestre e aeromagnetometria;
- Realizar considerações petrográficas iniciais associados ao corpo utilizando amostras de testemunho e logs de sondagem;

CAPÍTULO II - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA REGIONAL

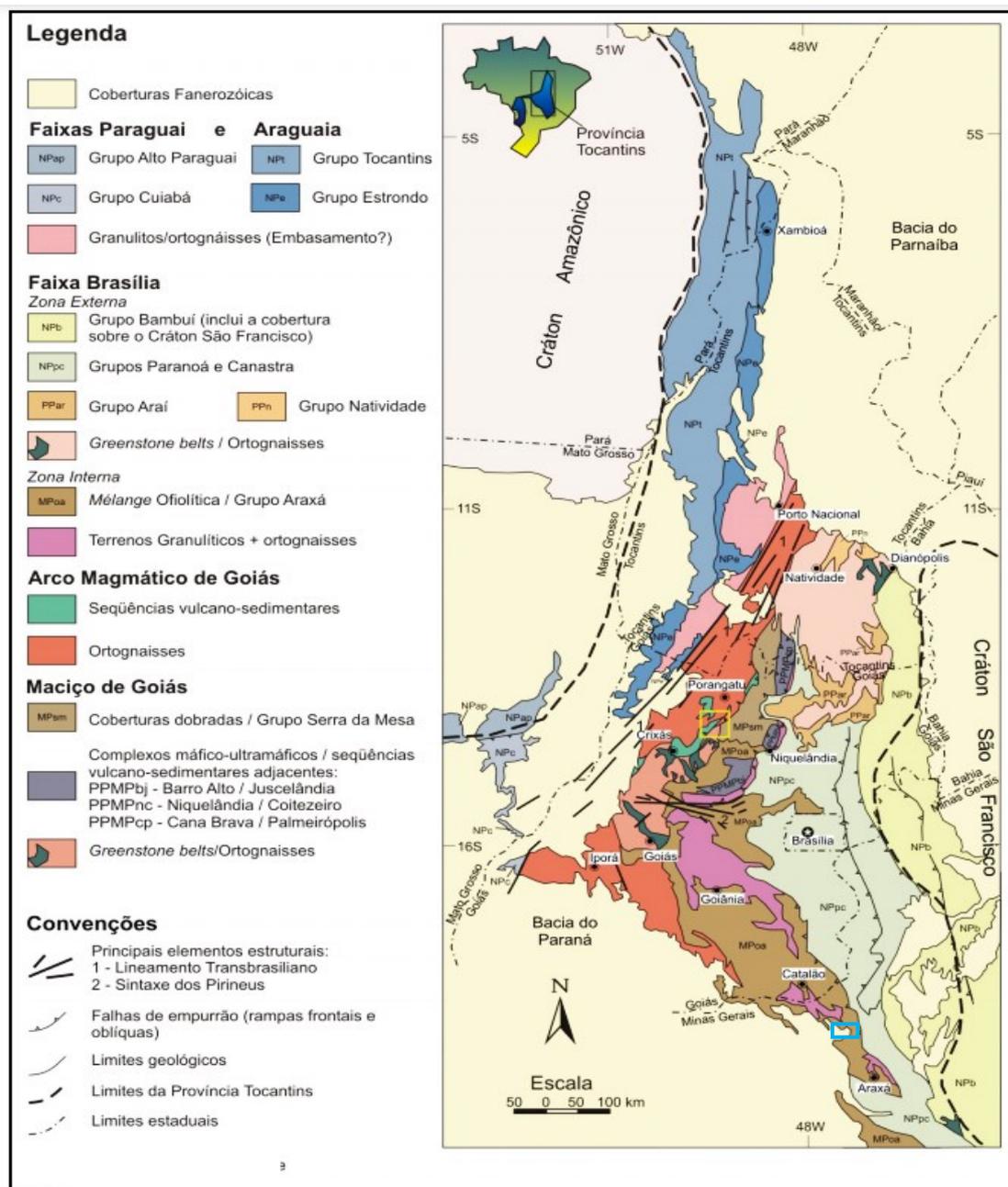
2.1 INSERÇÃO TECTÔNICA

A Província Tocantins (Figura 2.1) foi postulada por Almeida (1968) e definida pelo mesmo autor em 1977, onde seria constituída pelos sistemas orogênicos denominados de Faixa Araguaia, Faixa Paraguai e Faixa Brasília. Esse sistema registra eventos de amalgamação continental no Gondwana Ocidental durante o evento Pan Africano/Brasiliano de núcleos arqueanos (2,8 a 2,6 Ga) retrabalhados no Transamazônico (2,2 a 2,0 Ga), com atual disposição do Cráton Amazônico à norte, Cráton São Francisco, à leste e à sudoeste, o Cráton Paranapanema, o qual seria recoberto pela Bacia do Paraná (FUCK 1994, BRITO NEVES, 1999; DARDENNE, 2000; MANTOVANI et al., 2005).

O desenvolvimento tectônico da Província Tocantins é marcadamente registrado nas unidades litoestratigráficas da Faixa Brasília (Figura 2.1). A disposição e estruturação das rochas da unidade condiz com a evolução em ambiente oceânico entre 900 e 600Ma, em paleo oceano intitulado Goiás-Pharusian, com acreção de terrenos continentais e fragmentos de crosta oceânica no ciclo Brasiliano (CORDANI, et al., 2013a; CORDANI, et al., 2013b). Durante essa convergência e colisão arcos magmáticos foram formados, e a tectônica de deformação produziu dobramentos e cavalgamentos no sentido dos referidos crátons (DARDENE 2000, DELGADO et al. 2003).

O Maciço de Goiás representa microcontinente alóctone com rochas arqueanas a paleoproterozoicas, além de unidades compostas por terrenos *Greenstone Belts* e rochas supracrustais de composição granito-gnaiss (Figura 2.2). Magmatismo juvenil em ambiente de arco de ilha intraoceânico é reconhecido no Arco Mágmatco de Goiás em torno de 900 Ma a 800 Ma e em ambiente colisional em torno de 640 Ma durante acreção às unidades do Maciço de Goiás (Figura 2.2). Os protólitos dos complexos máfico-ultramáfico de Canabrava, Barro Alto e Niquelândia remontam existência de riftes intraoceânicos com magmatismo bimodal, respectivamente em 1250Ma e 790Ma, com metamorfismo dos complexos em fácies granulito e anfíbolito em torno de 610 Ma (FERREIRA FILHO et al., 1994; PIMENTEL et al., 2004).

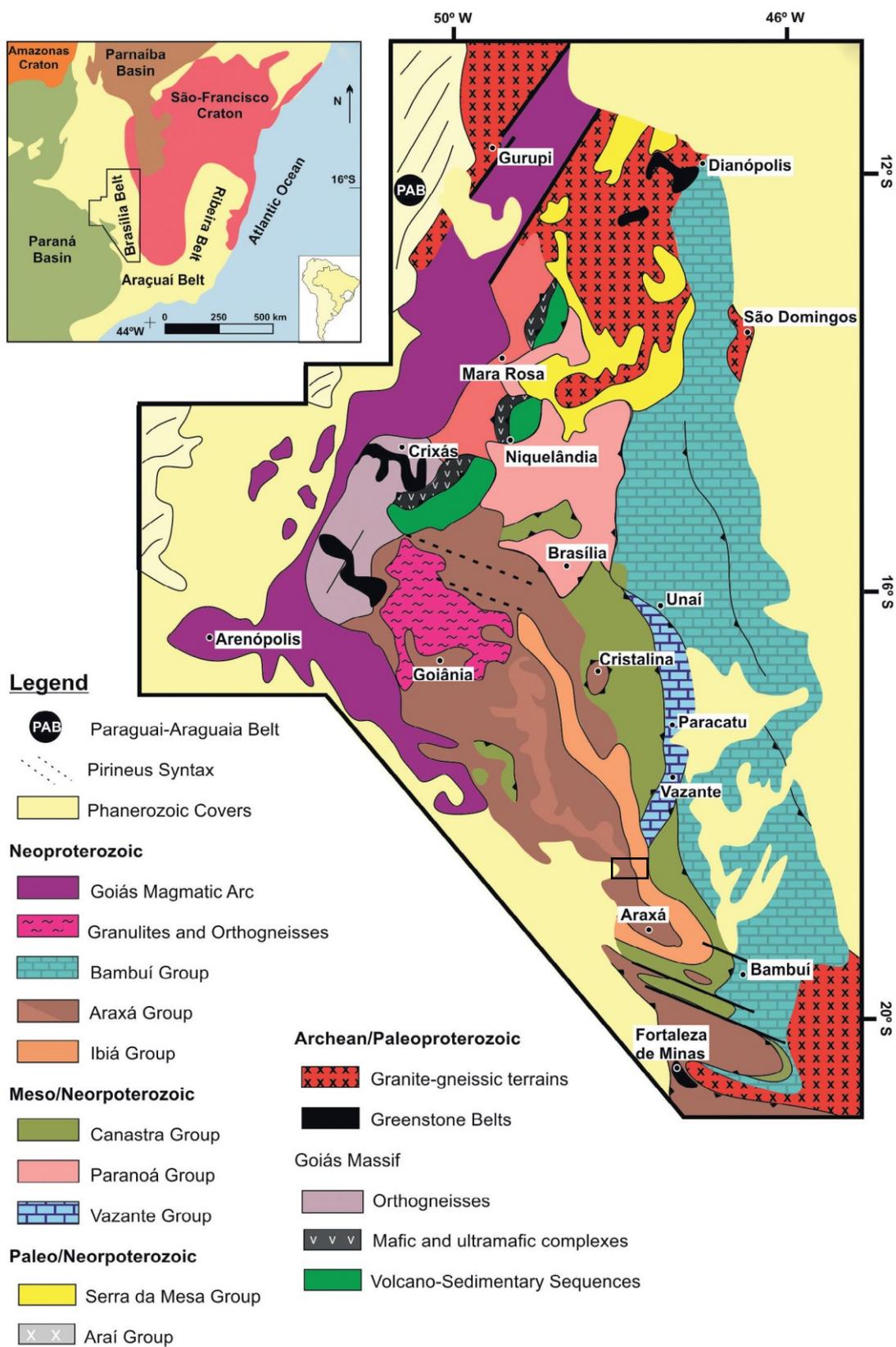
Figura 2.1. Mapa geológico simplificado da porção centro-leste da Província Tocantins. O retângulo em azul mostra a localização aproximada das cidades de Romaria e Monte Carmelo.



Fonte: Pimentel (2004).

Terrenos de alto grau metamórfico marcados, principalmente, pela presença de ortognaisses e granulitos (Figura 2.2), são descritos anteriormente na literatura como pertencentes ao domínio do Órogeno Uruçuano de idade meso-paleoproterozoica. Atualmente, essas unidades são interpretadas na forma dos Complexos Anápolis-Itaçu, de idade neoproterozoica, de alto grau metamórfico marcados pela elevada temperatura e

Figura 2.2. Mapa geológico das unidades tectono-geológicas da Faixa Brasília Meridional e Setentrional. A sul, o retângulo preto representa a localização aproximada do município de Monte Carmelo.



Fonte: Carvalho et al. (2019); Dardenne, (2000).

interpretados como um fragmento orogênico no interior da Faixa Brasília (ALMEIDA et al., 1981; PIMENTEL, 2016).

Dados de geocronologia, estruturação e mapeamento apontam evolução diacrônica na Faixa Brasília (VALERIANO et al., 2004). O evento colisional no domínio Meridional teria evolução durante 650-580 Ma, enquanto o desenvolvimento do domínio Setentrional teria perpetuado até o final do Transbrasiliano (560-540Ma) e estaria associada a formação da Faixa Araguaia-Faixa Paraguai (UHLEIN et al., 2012). Em função da assembleia litológica, proveniência da área fonte e grau metamórfico decrescente no sentido Cráton do São Francisco, a Faixa Brasília Meridional é estruturada de oeste para leste em Domínio Interno, Domínio Externo e Domínio Cratônico (FUCK, 1994; FUCK; PIMENTEL; SILVA, 1994; VALERIANO et al., 2004; Figura 2.3).

O Fanerozoico é marcado por eventos de reativação da plataforma Sul Americana, durante o Juro-Cretáceo, com auge no Siluriano no derramamento representado pela unidade Serra Geral. A estruturação do magmatismo foi orientado segundo falhas de direção NW, reativadas durante a ascensão magmática, com afinidade basáltica e diques de diabásio associados (ZALÁN et al., 1990; Figura 2.1).

2.2 GEOLOGIA ESTRUTURAL E METAMORFISMO DA FAIXA BRASÍLIA

A Faixa Brasília (Figura 2.3) é caracterizada como um sistema de falhas associado aos domínios interno e externo e empurrões com vergência para leste, por sobre o Cráton São Francisco (FUCK; PIMENTEL; SILVA, 1994). A deformação brasileira registrada no domínio externo da Faixa Brasília apresenta tectônica frontal, do tipo *thin skinned*, com fragmentos cratônicos que apresentam rejuvenescimento, inversões estratigráficas de terrenos metassedimentares com metamorfismo variando da fácies xisto verde a anquimetamorfismo. Já o domínio interno da Faixa Brasília (Figura 2.3) é caracterizado pela deformação *thick skinned*, de maior profundidade crustal, em regime dúctil, com cavalgamentos que promovem retrabalhamento de núcleos arqueanos-paleoproterozoicos do embasamento, exposição de intrusões máficas-ultramáficas granulitizadas e inversão do grau metamórfico anfíbolito/xisto-verde (DARDENNE, 2000; PIMENTEL, 2016; UHLEIN et al., 2012).

A Faixa Brasília (Figura 2.3) pode ser dividida em função da vergência estrutural em Faixa Brasília Setentrional (FBS) e Faixa Brasília Meridional (FBM), com respectiva

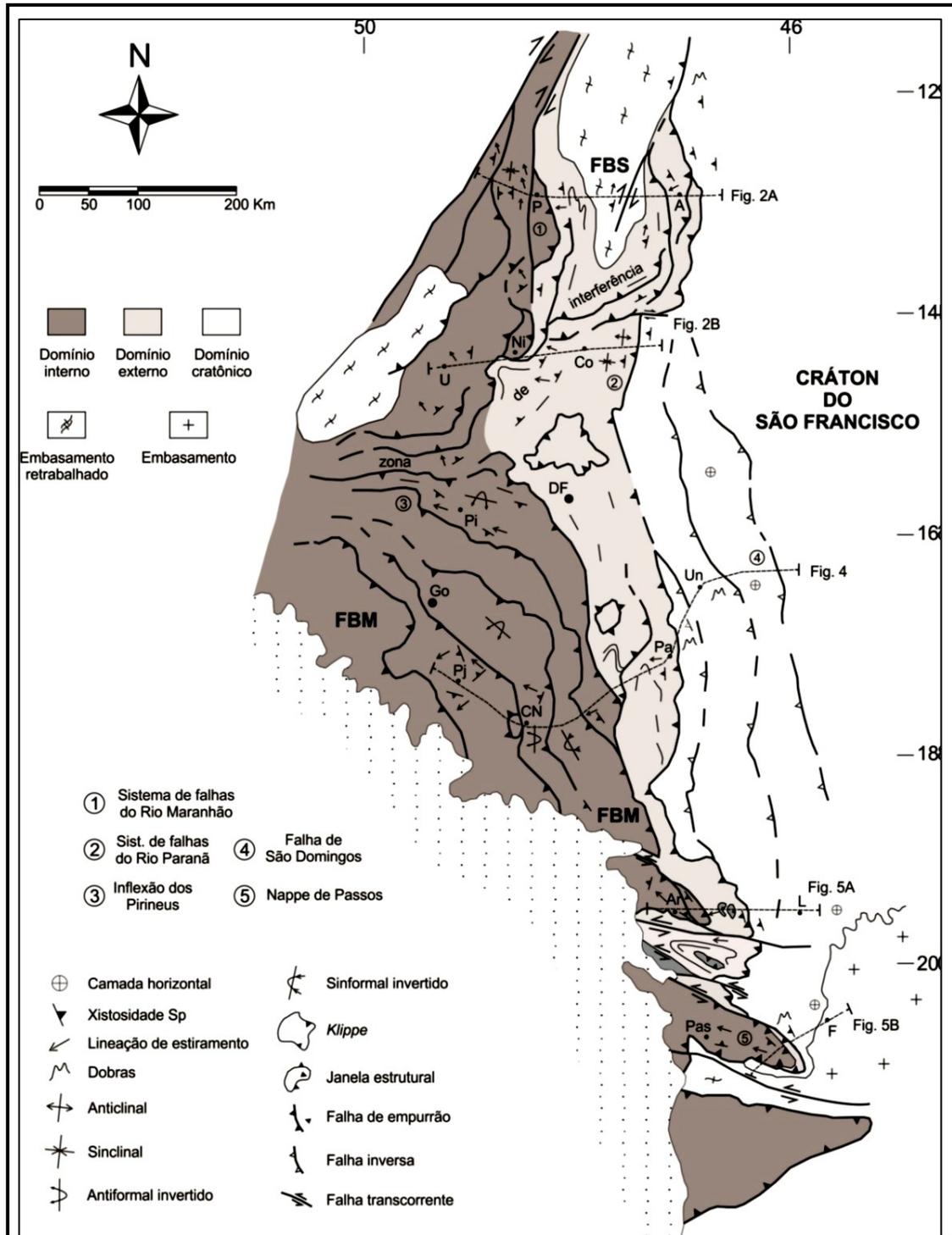
orientação nordeste e noroeste, com confluência sob o paralelo de Brasília na forma da Inflexão dos Pirineus (ARAUJO FILHO, 2000; UHLEIN et al., 2012; Figura 2.3). A tafrogênese toniana define a amalgamação do Gondwana Ocidental e controla a sedimentação na Faixa Brasília, proveniente principalmente da margem ocidental do paleocontinente São Francisco-Congo e do Arco Magmático de Goiás (FUCK, 1994; PIMENTEL, 2016; PIMENTEL & FUCK, 1992).

O domínio interno da Faixa Brasília Meridional (Figura 2.3), apresenta acervo litológico que registra subducção da paleoplaca São Francisco-Congo sob os terrenos em colisão vindos de oeste (VALERIANO et al., 2004). Apresenta terrenos de alto grau metamórfico, bacias de *fore-arc* e inversão metamórfica entre as fácies xisto verde e anfíbolito coeva as nappes granulíticas de Socorro e Guaxupé (PIMENTEL, 2016; SEER et al., 2001; VALERIANO et al., 2008). Na assembleia litológica dos Grupos Araxá são encontradas melanges ofiolíticas, além de sequência vulcano-sedimentares presentes no Grupo Ibiá, os quais são depositado em fácies mais distal da cunha de subducção, onde ocorreu sedimentação do Grupo Araxá (CARVALHO et al., 2019).

Em contrapartida, o domínio externo (Figura 2.3) apresenta como principal fonte de sedimentação a margem ocidental do paleocontinente São Francisco-Congo, sendo depositados em ambiente de margem passiva os Grupos Paranoá, Canastra e Vazante (FUCK, 1994; PIMENTEL, 2016). O domínio cratônico (Figura 2.3) é interpretada como uma zona de *foreland* ou de antepaís, marcada pela presença de falhas de empurrão superficiais de baixo ângulo associadas às estruturas de deslocamento horizontais que indicam anquimetamorfismo nos sedimentos do Grupo Bambuí (DARDENNE, 2000).

A estruturação da Faixa Brasília (Figura 2.3) ocorre durante o Neoproterozoico. O domínio externo apresenta direção NNE com vergência para SE, enquanto o domínio interno da Faixa Brasília apresenta estruturação preferencialmente N-S com vergência para E, ambos em sentido Cráton São Francisco. A deformação é atribuída a três fases, **Dp-1**, **Dp** e **Dp+1**, onde apenas a primeira fase, **Dp-1** é registrada exclusivamente no domínio interno, marcada por foliação Sp-1, paralela ao acamamento principal So, indicada pela presença de micrólitos na foliação, e transporte sentido E-W registrado pela lineação de estiramento (SIMOES; FUCK, 1984; SIMOES; VALERIANO, 1990). Formação do sistema de nappes também é atribuída a essa fase (SEER, 1999).

Figura 2.3. Mapa estrutural da Faixa Brasília mostrando as fases transicionais para o Cráton São Francisco e seus respectivos domínios do orógeno Interno, Externo e Cratônico. FBS=Faixa Brasília Setentrional; FBM=Faixa Brasília Meridional.



Fonte: Schobbenhaus et al (1984); Bizzi et al (2004) apud Uhlein (2012).

Na segunda fase da deformação, **D_p** é predominante ao longo do orógeno e registrada por ambos domínios, ocorre em regime dúctil-rúptil, durante sistema de cavalgamento e formação de zonas de cisalhamento com falhas de empurrão e dobras assimétricas com formação de foliação do tipo plano axial (VALERIANO et al., 2004). Em regiões adjacentes, a respeito da região de Coromandel, as zonas de cisalhamento apresentam direção NE, são de baixo ângulo, colocando rochas metabásicas toleíticas sobre metassedimentos de ambiente profundo (BROD et al., 1992; FUCK, 1994).

A terceira fase, fase **D_{p+1}**, é pouco expressiva no domínio regional da Faixa Brasília, e está relacionada a fase mais tardia com formação de dobras abertas e a clivagem de crenulação (FONSECA; DARDENNE; UHLEIN, 1995; SEER, 1999; SIMOES; VALERIANO, 1990; UHLEIN et al., 2012).

2.3 GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo compreende a Faixa Brasília Meridional e encontra-se, em parte, encoberta a sudoeste pela bacia do Paraná e a leste, em contato por empurrão com as rochas do Cráton do São Francisco (DARDENNE, 2000; Figura 2.2). Nesta fase do trabalho serão apresentadas as unidades que compõe, respectivamente, cada domínio na porção meridional da faixa.

2.3.1. DOMÍNIO EXTERNO DA FAIXA BRASÍLIA

O domínio externo na porção meridional é formado predominantemente pela sequência metassedimentar do Grupo Canastra (DARDENNE, 2000).

2.3.1.1 Grupo Canastra

A primeira denominação da unidade Canastra foi dada por (BARBOSA, 1955). O Grupo Canastra segundo Barbosa *et al.* (1970) é formado pela associação entre filitos e quartzitos, no qual há predominância dos filitos (Figura 2.2). Os limites da unidade foram estendidos para norte da Serra da Canastra até as proximidades do Distrito Federal, onde está em contato com Grupo Paranoá. A transição de filitos para quartzitos indica um aumento do grau metamórfico de norte a sul, nos limites da unidade (DARDENNE, 2000). Comum a inversão estratigráfica com as rochas do Grupo Bambuí. Unidade pouco afetada pela deformação regional com metamorfismo xisto-verde ao anquimetamorfismo (UHLEIN et al., 2012).

2.3.2 DOMÍNIO INTERNO DA FAIXA BRASÍLIA

A Faixa Brasília Interna é caracterizada pelo aumento no grau metamórfico em relação ao Domínio externo, representado por gnaisses com fusão parcial do Ortognaisse Goiandira, terrenos de Nappes com inversão entre o Grupo Araxá e Grupo Ibiá, em associação com metassedimentos de ambiente profundo e metabásicas de fundo oceano do Complexo Abadia, granitos e gnaisses metaluminosos do Complexo Monte Carmelo e corpos sin colisionais da Suíte Estrela do Sul associados a evolução do Arco Magmático de Goiás (SEER; MORAES, 2013; Figura 2.2).

2.3.2.1 *Ortognaisse Goiandira*

Reconhecido em primeira instância na cidade de Goiandira, no sudeste do estado de Goiás, o Ortognaisse Goiandira aflora na forma de blocos, matacões rolados, lajedos e nos canais de drenagem (KLEIN, 2008). O metamorfismo principal apresenta fácies anfíbolito, com ocorrência de paragêneses granulíticas. A disposição litoestratigráfica e gênese do ortognaisse deve ser melhor conhecida (CHAVES; DIAS, 2017). Os protólitos podem apresentar ampla origem, monzogranito, monzodiorito, granodiorito, tonalito e anfíbolito (KLEIN, 2008).

A mineralogia padrão é formada por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, fenoclastos milimétricos são restritos e ocorrem na forma de saussuritização, além de biotita, moscovita, zoisita e clorita de retrometamorfismo. Encontra-se em contato de empurrão com os granitoides do Complexo Monte Carmelo e metassedimentos e metabásicas do Grupo Araxá (KLEIN, 2008).

2.3.2.2 *Grupo Araxá*

A Formação Araxá (Figura 2.2) foi designada em primeira instância por Barbosa (1955), e posteriormente, em 1967, o mesmo autor elevou a unidade a condição de Grupo Araxá (BARBOSA et al., 1970). O autor considerou micaxistos e quartzitos assentados sobre gnaisses do embasamento como assembleia litológica.

Dentre as características distintivas do Grupo Araxá, está a presença de corpos serpentínicos que representa a existência de uma melange ofiolítica, formada a partir da acreção do fundo oceânico sobre margens passivas (SEER, 1999). Além de lentes de metaultramáficas com extensão de metros e quilômetros, a assembleia litológica do Grupo Araxá é formada por biotita xisto, granada-biotita xisto, granada-biotita xisto feldspático, granada-biotita-muscovita xisto, lentes métricas a decamétricas de anfíbolito (incluindo granada anfíbolito), intercalações locais de (hornblenda)-granada-biotita

gnaisse, quartzo xisto e quartzito (SIMÕES, 2005). As litologias estão dispostas na forma de nappes, separadas por zonas de cisalhamentos subverticais (SEER et al., 2001).

A deposição dos sedimentos do Grupo Araxá é proposta por Pimentel et al. (1999) *apud* Pimentel et al (2001) em ambiente de bacia retro arco, formada em torno de 1,2Ga e 0,9Ga e deposição dos metassedimentos entre 0,9Ga e 0,7Ga. Na Sinforme de Araxá, através de isócrona Sm-Nd em granada-micaxisto, Seer et al (2001) propõem metamorfismo principal em torno de 630Ma.

2.3.2.3 Grupo Ibiá

O Grupo Ibiá (Figura 2.2) é constituído principalmente por metassedimentos pelíticos, metamorfizados em fácies xisto verde, ocorrendo ainda na base diamictitos. Ademais, definido anteriormente como Formação Ibiá por Barbosa (1970), em virtude a clorita xistos aflorantes no Rio Quebra Anzol, o Grupo Ibiá se estende ao longo de uma faixa norte sul de Goiânia até Minas Gerais. Ocorre em contato lateral com as rochas do Grupo Araxá e em discordância erosiva sobre as rochas do Grupo Canastra (SEER; MORAES, 2017).

A unidade pode ser dividida em duas formações da base para o topo (PEREIRA, 1992):

- Formação Cubatão: formada por lente finas de diamictito, que ocorrem de forma contínua na região de Coromandel e Guarda-Mor, porém poucas espessas no município de Ibiá.
- Formação Rio Verde: associação de muscovita-clorita-quartzo xisto, clorita-quartzo xisto, clorita-muscovita-quartzo xisto, clorita filito e clorita-quartzo filito. As rochas, quando intemperizadas, apresentam cor rosada e avermelhada com bandamento branco em virtude da presença de quartzo. A presença de plagioclásio em grande parte da composição das rochas, permite interpretação da origem dos sedimentos como sendo de primeiro ciclo e sua composição química arremete fontes vulcânicas de arcos intraoceânicos (SEER, 1999).

2.3.2.4 Complexo Abadia dos Dourados

A sequência Abadia dos Dourados foi definida em primeira instância por Brod et al (1991) *apud* in Brod et al (1992), na qual foi identificado a associação de blocos que apresentaram estrutura complexa, com a predominância de falhas de baixo ângulo, de direção N40W com caimento para NE. No entanto, em função da variedade litológica,

Pinho et al (2017) classifica a unidade como Complexo Abadia dos Dourados. A associação de um dos blocos foi interpretada como uma sequência vulcano-sedimentar, metamorfizada na fácies xisto verde, zona da clorita, denominado de Bloco Abadia dos Dourados. Em geral, é formado por micaxistos, anfíbolitos, metatufos ácidos, *metacherts* ferruginosos e xistos carbonosos com intrusões de biotita granito sin a tardi-colisionais.

Estudo geocronológicos por meio do método U/Pb revelam idade de 812 ± 10 Ma para zircões de anfíbolitos do complexo (PINHO et al., 2017). Através de estudos geoquímicos, remete-se aos anfíbolitos características química típicas de basaltos E-MORB (BROD et al., 1992). A composição toleítica e característica isotópica manto-depletado ($\epsilon_{Nd}=+5.1$) representam que o anfíbolito possui origem da litosfera oceânica antiga.

2.3.2.5 *Complexo Monte Carmelo*

Caracterizado por um batólito granítico, em contato abrupto com mica xisto do Grupo Araxá, na maioria das vezes, e por vezes com o Ortognaisse Goiandira. A noroeste, está em contato com os granitos da Suíte Estrela do Sul. A litologia promove relevo aplainado, com ocorrência de colinas, apresentando boa exposição de afloramentos, principalmente nas calhas dos rios e nos topos aplainados de morro (SEER et al, 2007; PINHO et al, 2017).

Os granitos são de porfíricos a equigranulares, predominantemente grossos, com variação mineralógica de quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita e as vezes moscovita. Apresentam composição tonalítica, sendo comum a presença de deformação (SEER; MORAES, 2013). Em associação aos granitos, há gnaisses graníticos milonitizados, com granulação fina a média, ocorrendo xenólitos de gnaisse, micaxisto, quartzito e anfíbolito. Ocorrem inúmeros anfíbolitos frescos, de cor cinza escura, granoblásticos, grossos a equigranulares, formados por hornblenda e plagioclásio. Datação em amostra de biotita granito porfírico, através do método U-Pb em zircão, revelou idade de 790Ma para o complexo (SEER; MORAES, 2013).

2.3.2.6 *Suíte Granítica Estrela do Sul*

A Suíte Granítica Estrela do Sul foi, inicialmente, caracterizada por Barbosa (1970) como pertencente às rochas do Grupo Araxá. Posteriormente, Seer et al. (2010) e Seer e Moraes (2013) coloram essa unidade como pertencente a Suíte Granítica Vila Vela. Na Folha Geológica Estrela do Sul, a escala de mapeamento permitiu a individualização da unidade (CHAVES; DIAS, 2017).

A assembleia litológica é formada principalmente por rochas graníticas, de composição predominantemente sienítica, com textura equigranular a porfírica, granulometria fina a média, cor cinza claro, deformadas, compostas de quartzo, apresentam duas micas (biotita e moscovita), ortoclásio, microclínio, plagioclásio e zircão. Como minerais acessórios tem-se: granada, zircão, turmalina, monazita e apatita. Os granitos podem apresentar fácies pegmatíticas, ocorrendo xenólitos de xisto, quartzito e anfibólito (SEER; MORAES, 2013).

Dentre as intrusões destaca-se o corpo “ameboide” Estrela do Sul, assentado sobre granada-mica-quartzo xisto e talco-anfibólito xisto do Grupo Araxá, e o corpo de pequena dimensão e formato irregular Cascalho Rico, encaixado sobre gnaisses do Complexo Goiandira. Datações por meio do método $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ em zircão, atribuí as intrusões ígneas Estrela do Sul e Cascalho Rico, respectivas idades de $632,4 \pm 3,4$ Ma e $633,0 \pm 56$ Ma (SEER; MORAES, 2013).

2.3.3. DOMÍNIO CRATÔNICO

O domínio cratônico (Figuras 2.2; 2.3) é predominantemente autóctone, condicionado pelas rochas proterozoicas sedimentares com metamorfismo incipiente ou ausente do Grupo Bambuí (CLOUD; DARDENNE, 1973).

2.3.3.1 Grupo Bambuí

Extensa unidade sedimentar, que abrange os estados de Minas Gerais, Bahia e Goiás (Figuras 2.2). Composto por rochas metapelíticas e carbonatadas, que gradam para conglomerados e arenitos no topo (ALKMIM, 2004). Dardenne (1978) e Dardenne (1979) apud in Alkmim (2004), procurou caracterizar as rochas do Grupo Bambuí da base para o topo segundo:

- Formação Jequitáí: é o membro basal do grupo, composta por conglomerados delgados e descontínuos, também é denominado de Formação Carrancas;
- Formação Sete Lagoas: formada por calcários e dolomitos, podendo ocorrer margas e pelitos;
- Formação Serra de Santa Helena: caracterizada pela intercalação de pelitos (argilitos, siltitos, ardósias) com calcários e margas;
- Formação Lagoa do Jacaré: ocorrem carbonatos intercalados em associação com margas e rochas clásticas;

- Formação Serra da Saudade: predominância de siltitos e argilitos com intercalações locais com rochas carbonáticas. Em direção ao topo ocorre intercalação com arenitos arcoseanos;

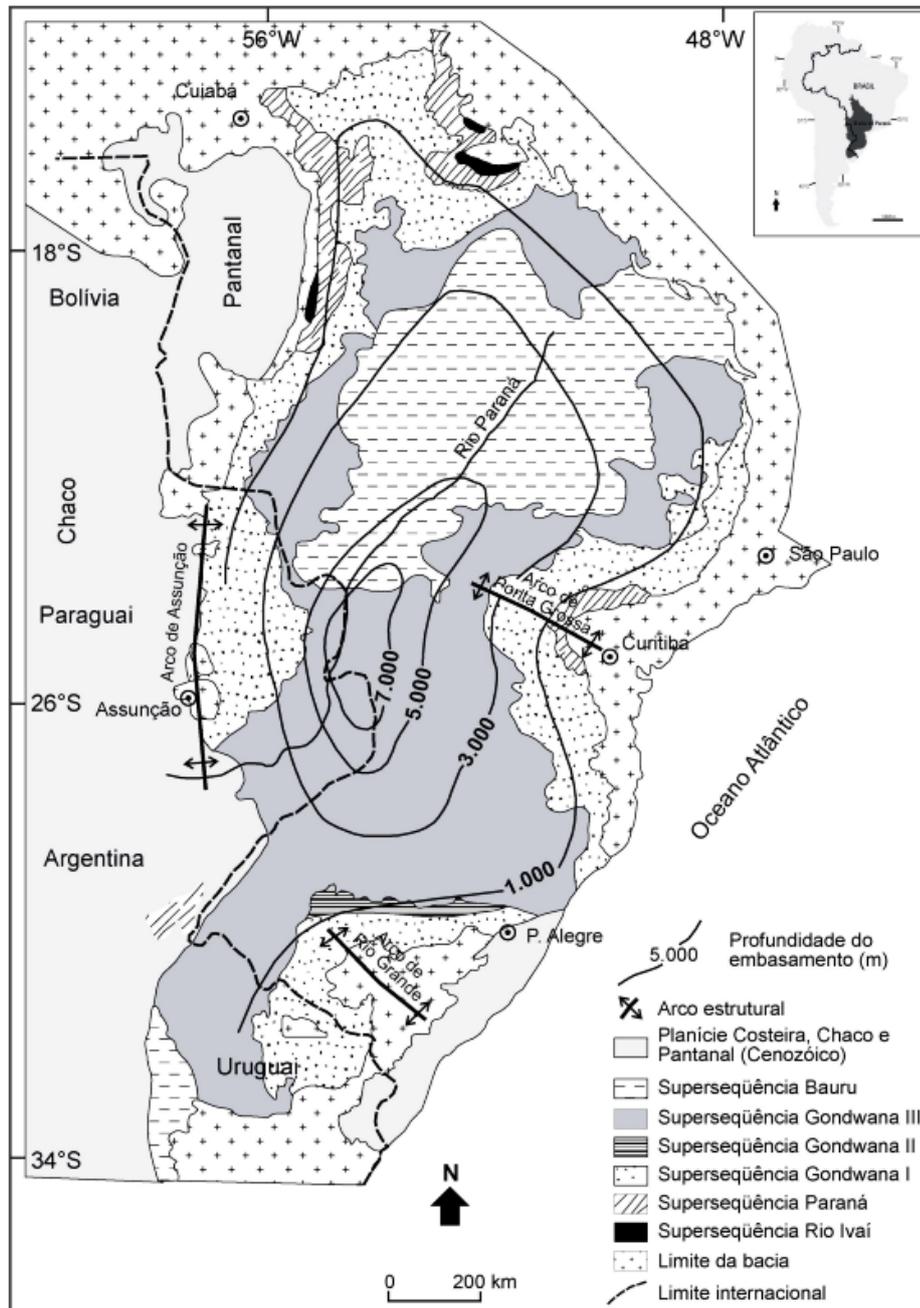
2.3.4 BACIA DO PARANÁ

A porção nordeste da bacia do Paraná (Figuras 2.4) apresenta exposições do Grupo São Bento, caracterizado pela deposição de arenitos eólicos em clima desértico de espessura quilométrica, constituindo a Formação Botucatu, concomitante a sedimentação ocorre magmatismo Juro-Cretáceo representado pelos basaltos da Formação Serra Geral no topo (MILANI, 1997).

A Formação Botucatu (Figura 2.4) é caracterizada por arenitos predominantemente eólicos, superfície fosca, predomínio de arcabouço sobre matriz, apresenta estratificação cruzada de pequeno a médio porte. O ambiente de deposição é em clima desértico. O contato dessas rochas com o embasamento local é discordante, os basaltos que a sobrepõem apresentam arenitos intertrape indicando concomitância da sedimentação com o magmatismo Serra Geral (MILANI; RAMOS, 1998; ZALÁN et al., 1990). Em vários locais apresenta metamorfismo de contato, a vitrificação permite a utilização como pedra de calçamento nas cidades de Coromandel, Estrela do Sul, Romaria, Sacramento e Uberaba (BARBOSA et al., 1970).

A manifestação magmática Serra Geral (Super Sequência Gondwana III; Figura 2.4) ocorreu a partir da abertura do Oceano Atlântico (MILANI, 1997). Caracterizada pela presença de rochas vulcânicas, predominantemente basaltos toleíticos, composto por plagioclásio em abundância, além de pigeonita e augita como os piroxênios principais. Apresenta minerais acessórios ferromagnéticos como magnetita e ilmenita (SEER; MORAES, 2017). Os basaltos apresentam intenso fraturamento, sendo comum a existência de disjunções colunares. Além das rochas vulcânicas, encontram-se rochas plutônicas encaixadas na forma de soleiras e um enxame de diques de diabásio orientados NW/SE. O ápice do magmatismo Serra Geral ocorreu em torno de 135 Ma (GARLAND et al., 1996).

Figura 2.4. Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná.



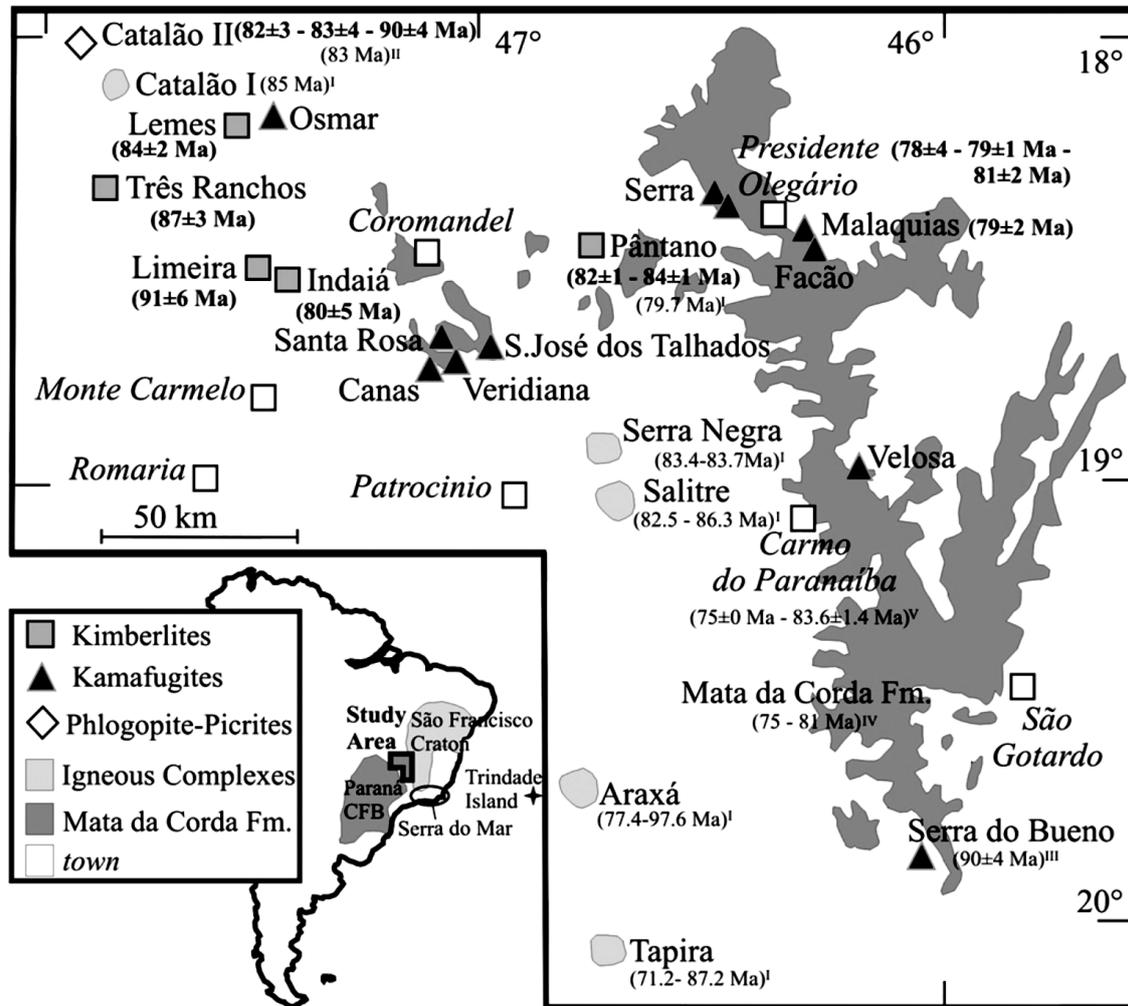
Fonte: Da Silva et al. (2006) modificado de Milani (1997).

2.2.5 PROVÍNCIA ÍGNEA DO ALTO DO PARANAÍBA (PIAP)

As rochas alcalinas cretáceas da Província Ígnea do Alto Paranaíba (PIAP; (Figura 2.5) vêm sendo estudadas desde a década de 60, bem como a Província Ígnea Alcalina de Goiás (PIAG) (GIBSON et al., 1995; MORAES ROCHA et al., 2014). A PIAP possui diversidade de formas ígneas, como lavas, condutos, plug e depósitos piroclásticos,

gerados a partir de magmatismo máfico-ultramáfico ultrapotássico (Figura 2.5) (GIBSON et al., 1995).

Figura 2.5. Mapa de localização da Província Ígnea do Alto Paranaíba com respectivos kimberlitos, kamafugitos, picritos e complexos ígneos alcalinos

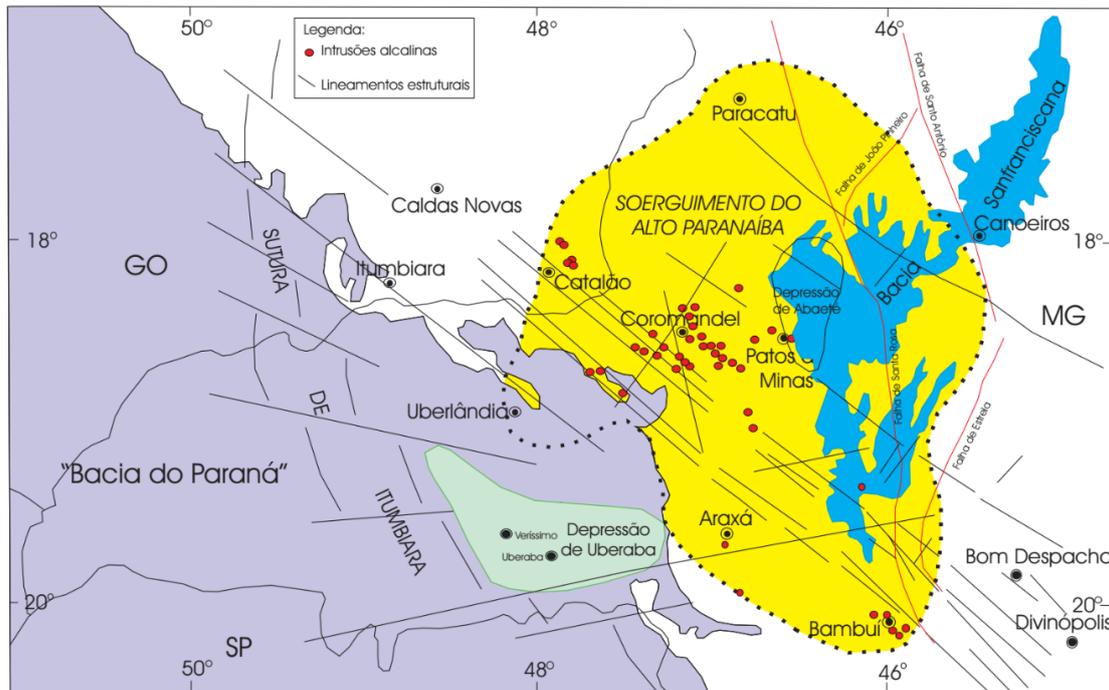


Fonte: Guarino et al (2013).

A manifestação magmática alcalina (Figura 2.5) é interpretada por vários autores como concomitante as rochas do Grupo Mata da Corda, onde as idades das intrusões kamafugíticas variam entre 75 a 90 Ma (SGARBI; HEAMAN; GASPARG, 2004). Os kimberlitos apresentam idade de 90 a 120Ma, e indicam menor temperatura de fusão no manto no período de sua formação. Uma centena de pipes kimberlíticos podem ser visualizados na PIAP, sendo difícil a diferenciação com kamafugitos (PEREIRA, et al., 2017). Ao longo da área drenada pelo Rio Bagagem foram identificadas 35 anomalias magnética com formato circular, indicando possíveis corpos kimberlíticos (PEREIRA et al., 2018).

Movimentos ascensionais de magma alcalino entre a bacia do Paraná e bacia San Franciscana (Figura 2.6) permitiram o desenvolvimento do Arco do Alto Paranaíba (ALMEIDA et al., 1980). Se vincula ao evento, carbonatitos e kimberlitos, controlados por falhamentos de direção NW, associados ao sistema de lineamentos Azimute 125 (MORAES ROCHA et al., 2014). O soergimento das unidades proterozoicas, paleozoicas e o material vulcânico das intrusões contribuiu como área fonte para deposição da Formação Uberaba na Depressão Uberaba e do Grupo Mata da Corda nos altos estruturais da área cratônica (Figura 2.6). Os esforços compressoriais ascendentes permitiram desarticulação dos depósitos do Grupo Bauru, próximos as zonas de falhas (BATEZELLI, 2003).

Figura 2.6. Mapa estrutural do oeste de Minas Gerais mostrando o soergimento/arco do alto Paranaíba e as principais intrusões alcalinas (em vermelho) reconhecidas na região.



Fonte: Hasuy e Haralyi, (1991) apud Batezelli (2003).

Os complexos plutônicos alcalinos possuem área de até 65 km² e são formados pelas intrusões Catalão 1 e 2 no estado de Goiás, próximos a divisa dos estado de Minas Gerais, onde estão os plútons: Salitre I, II, III, Serra Negra, Araxá e Tapira (BIONDI et al., 2000). As intrusões são constituídas de rochas das séries bebedourítica, carbonatítica e foscorítica, com magma parental de afinidade kamafugítica (BROD et al., 2000). As

intrusões produzem principalmente nióbio, fosfato, terras raras e o ferro como subproduto (BIONDI, 2015).

2.2.6 BACIA SAN FRANCISCANA

O embasamento neoproterozoico da bacia San Franciscana é constituído pelos sedimentos e rochas sedimentares anquimetamórficas do Grupo Bambuí. Na região do Alto Paranaíba, as rochas cretácicas do Grupo Areado se assentam em discordância erosiva sobre o embasamento (CAMPOS; DARDENNE, 1997). Dentre as unidades da Bacia San Franciscana, o Grupo Areado se destaca pela grande variação de litofácies, que reflete na interação entre diferentes ambientes deposicionais, com leques aluviais, fluviais entrelaçados, flúvio-deltáicos, lacustres e campos de dunas e interdunas (CAMPOS; DARDENNE, 1997). É marcado pela interdigitação entre as unidades, ocorrendo conglomerados da Formação Abaeté na base, sobreposição de sedimentos pelíticos da Formação Quiricó, e arenitos diversos da Formação Três Barras no topo (CAMPOS; DARDENNE, 1997).

Assim como as demais unidades da Bacia San Franciscana, o Grupo Mata da Corda teve sua deposição controlada pelo soerguimento do Alto Paranaíba. A formação foi definida por Campos e Dardenne (1997) como sendo uma associação de rochas vulcânicas, vulcanoclásticas de natureza piroclástica e epiclástica, derivadas de plutonismos alcalinos. O Grupo Mata da Corda foi dividido por Sgarbi e Dardenne (1996) em duas unidades, a basal representada pela Formação Patos, constituída de tufos e lavas com idades em torno de 80Ma e a Formação Capacete, entendida como retrabalhamento da Formação Patos, composta essencialmente por conglomerados e arenitos. O Grupo Mata da Corda representa resultado do magmatismo da Província Alcalina do Alto Paranaíba, bem como o retrabalhamento e a sedimentação pós intrusões kamafugíticas (SGARBI; DARDENNE, 1996).

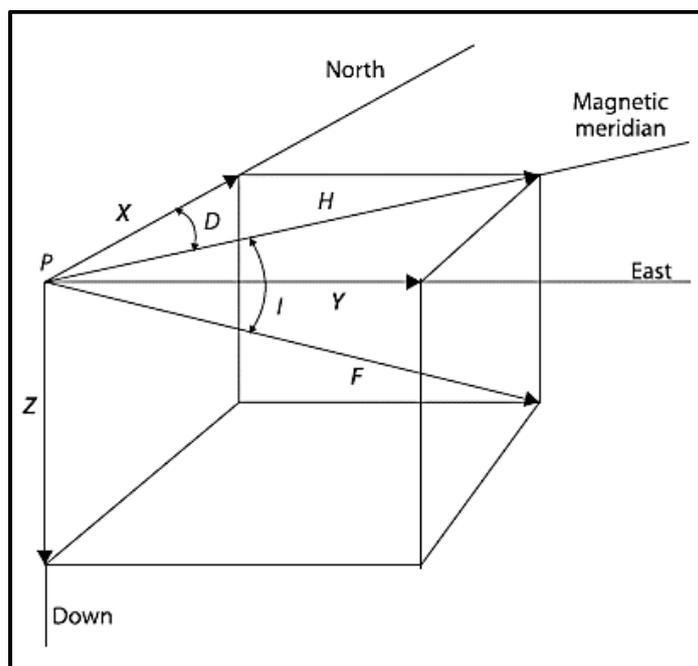
3.1 CAMPO MAGNÉTICO DA TERRA

3.1.1 COMPONENTES DO CAMPO MAGNÉTICO

O campo magnético é uma grandeza vetorial, que pode tanto ser decomposta nas direções X, Y e Z (Norte-Sul e Leste-Oeste geográficas, e direção radial), mas é comumente representada pelos ângulos de Declinação (D) e Inclinação (I), e pela Intensidade (F) (Figura 3.1, LANZA; MELONI, 2006).

A Inclinação I representa o ângulo que o campo magnético faz com o plano XY (aproximadamente a superfície) da Terra. A Declinação D representa o ângulo entre o norte magnético (H) e o Norte geográfico, a intensidade F é a própria magnitude do campo magnético.

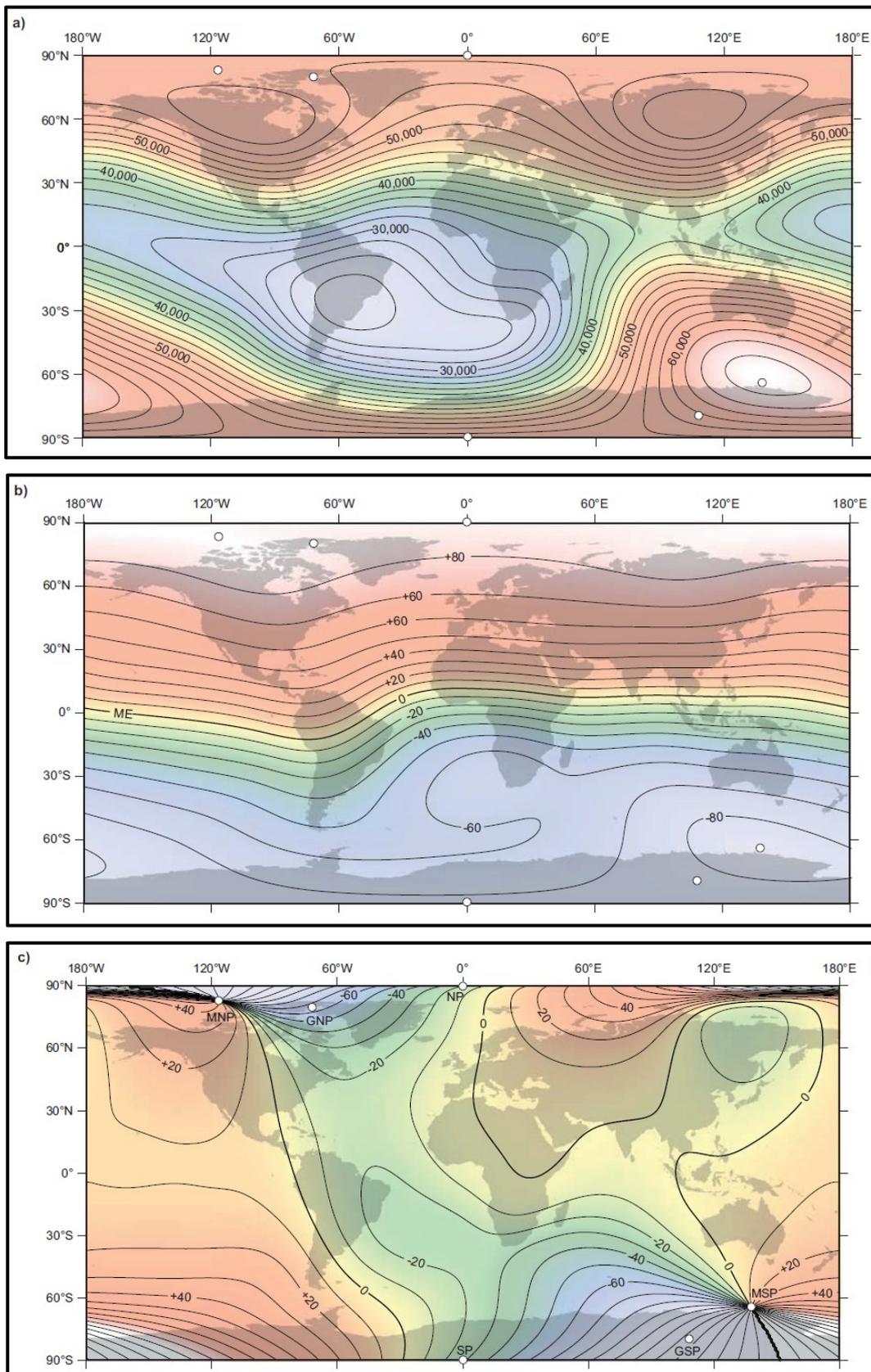
Figura 3.1. Componentes do campo magnético



Fonte: Lanza e Meloni (2006).

A distribuição das componentes do campo magnético ao redor do globo terrestre para o ano de 2004 pode ser visualizado na figura 3.2. Os mapas globais de Intensidade, Inclinação e Declinação para o ano de 2004 são apresentados, respectivamente, nas figuras 3.2a, 3.2b, 3.2c (DENTITH; MUDGE, 2014).

Figura 3.2. O campo geomagnético internacional de referência, *International Geomagnetic Reference Field (IGRF)* para o ano de 2004. a) Intensidade, b) Inclinação, c) Declinação (graus).



Fonte: Dentith, Mudge, (2014). Onde: GNP (polo norte geomagnético), GSP (polo sul geomagnético), ME (equador magnético).

3.1.2 ORIGEM DO CAMPO MAGNÉTICO DA TERRA

O campo geomagnético da Terra possui contribuições que juntas compõem o campo total (Figura 3.3): principal (ou interna), induzida (ou crustal), e externa (KEAREY; BROOKS; HILL, 2009).

O campo magnético principal (ou interno) é gerado no interior da Terra. Compõe mais de 90% do campo total medido na superfície, e pode ser aproximado pelo campo gerado por um dipolo magnético (KEAREY; BROOKS; HILL, 2009). As figuras 3.2a, 3.2b e 3.2c acima evidenciam que sua origem é profunda, devido a não haver relação entre as isolinhas de Inclinação, Declinação e Intensidade com a conhecida estrutura das placas tectônicas (DENTITH; MUDGE, 2014).

A componente induzida e ou crustal refere a influência da magnetização remanente das rochas sobre o campo magnético, que promove fenômenos de indução. O campo magnético principal induz o surgimento de um campo magnético nas rochas, que contribui para o campo total que inclui a variação espacial representada pelas anomalias.

A componente externa está associada à interação dos raios solares e/ou radiação cósmica com a magnetosfera/atmosfera, que produz um campo magnético sensível na superfície e que contribui para o campo magnético total.

3.1.3 VARIAÇÃO NO CAMPO MAGNÉTICO DA TERRA

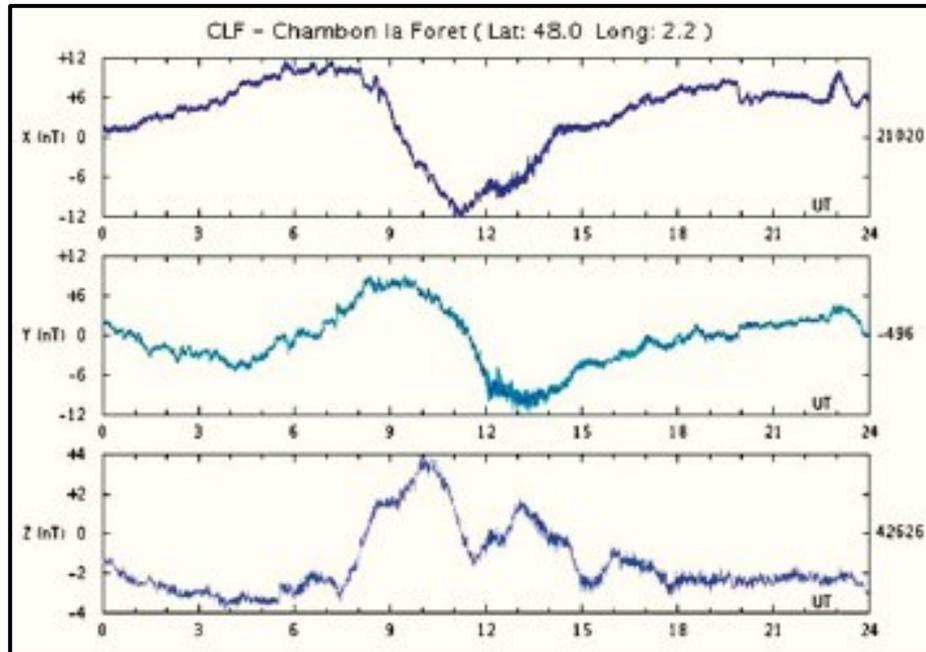
O campo magnético da Terra sofre diversas variações que podem ser expressas na variação secular, reversões na polaridade, variação diurna e tempestades magnéticas (KEAREY; BROOKS; HILL, 2009). A componente interna do campo magnético apresenta contribuição da variação secular e eventos atípicos no tempo geológico de reversão da polaridade do núcleo terrestre. Já a componente externa do campo magnético, discutida abaixo, apresenta contribuição da variação diurna e das tempestades magnéticas.

A variação diurna se refere à variação que o campo magnético sofre no período de 24h devido à influência da contribuição do campo magnético com origem na interação entre os ventos solares e a magnetosfera. Em um dia quieto, sem tempestades solares, a variação diurna é bem comportada, e se mostra similar à evidenciada no painel superior da Figura 3.3 (KEAREY; BROOKS; HILL, 2009).

Tempestades magnéticas ou tempestades solares são associadas à ejeção irregular de plasma solar em níveis mais altos que o esperado, e sem um comportamento regular. A variação diurna em um dia com tempestade solar é mostrada no painel inferior da Figura 3.4. Em dias de ocorrência de tempestades solares, não é adequado realizar um

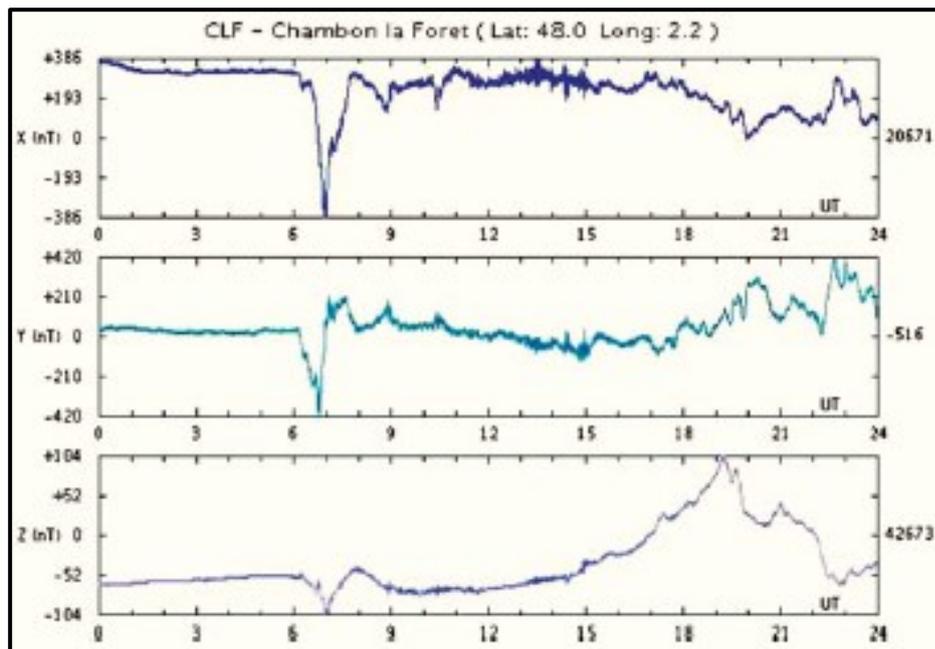
levantamento magnetométrico devido à dificuldade de se realizar a correção diurna (KEAREY; BROOKS; HILL, 2009).

Figura 3.3. Componentes X (Norte), Y (Leste) e Z (componente vertical) do campo magnético da Terra medidas no observatório *Chambon La Forêt Observatory* na França, em um dia normal.



Fonte: Manda e Purucker, (2005).

Figura 3.4. Componentes X (Norte), Y (Leste) e Z (componente vertical) do campo magnético da Terra medidas no observatório *Chambon La Forêt Observatory* na França, em um dia com distúrbio no campo magnético.



Fonte: Manda e Purucker, (2005).

3.2 MAGNETISMO DE MINERAIS E ROCHAS

3.2.1 TIPOS DE MAGNETIZAÇÃO

As propriedades magnéticas de um material são determinadas por (DENTITH; MUDGE, 2014):

- Spins dos elétrons e seu movimento orbital em torno do átomo;
- Concentração de íons ou átomos magnéticos;
- Interação entre os átomos;
- Estrutura molecular.

Para a maioria dos átomos/íons, tais efeitos se cancelam e se tornam não-magnéticos. Quando não se cancelam, significa que respondem a um campo magnético externo, e produzem portanto um campo magnético associado à esse campo e à própria estrutura atômica/iônica (DENTITH; MUDGE, 2014). Esse tipo de resposta pode ser classificado em:

- Diamagnetismo;
- Paramagnetismo;
- Ferromagnetismo.

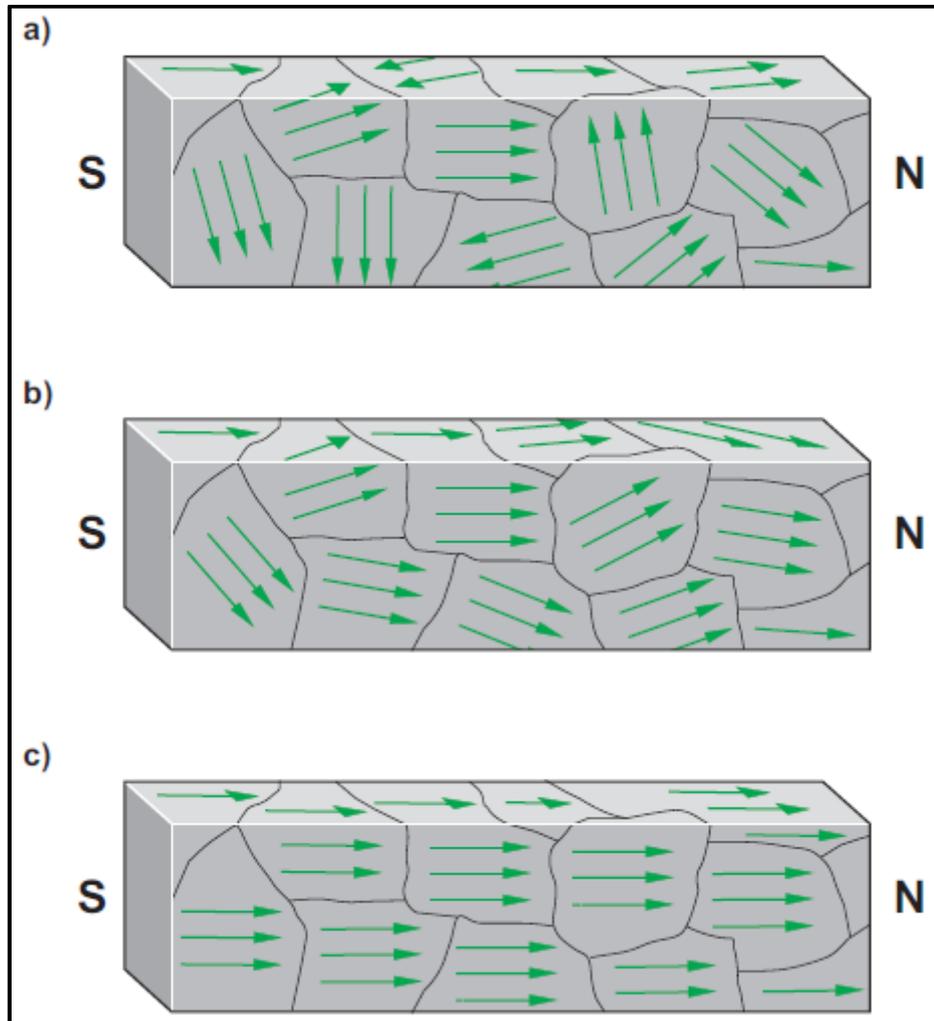
Tais propriedades se refletem na susceptibilidade magnética do meio. Materiais diamagnéticos são aqueles cujos *spins* dos elétrons se alinham de modo a produzir um campo magnético no sentido oposto ao do campo magnético externo.

Materiais paramagnéticos são similares, entretanto o alinhamento produz um campo no mesmo sentido do campo externo. Ambos os tipos apresentam campo magnético induzido extremamente baixo, e são considerados como não-magnéticos do ponto de vista da prospecção geofísica, pois não produzem respostas mensuráveis significativas.

Materiais ferromagnéticos possuem dipolos atômicos magneticamente acoplados, e a natureza desse acoplamento determina as propriedades magnéticas do material. O ferromagnetismo pode ser entendido com o conceito de domínios magnéticos, volumes da ordem de micrômetros dentro dos quais os vetores magnéticos são paralelos (Figura 3.5a). Domínios aleatoriamente orientados, estes se cancelam e o material é não-magnético (Figura 3.5.b). Na presença de um campo magnético externo, normalmente o da Terra, os domínios podem vir a se orientar razoavelmente na direção desse campo

externo, levando a um magnetismo resultante do objeto como um todo (Figura 3.5.c). Ou seja, o material é considerado magnético.

Figura 3.5. Esquema ilustrativo dos domínios magnéticos, representados em uma barra de ferro não-magnetizada. **a)** domínio orientado aleatoriamente. **b)** sob a influência de um campo externo os domínios tendem a se alinhar **c)** domínio alinhado durante saturação magnética.

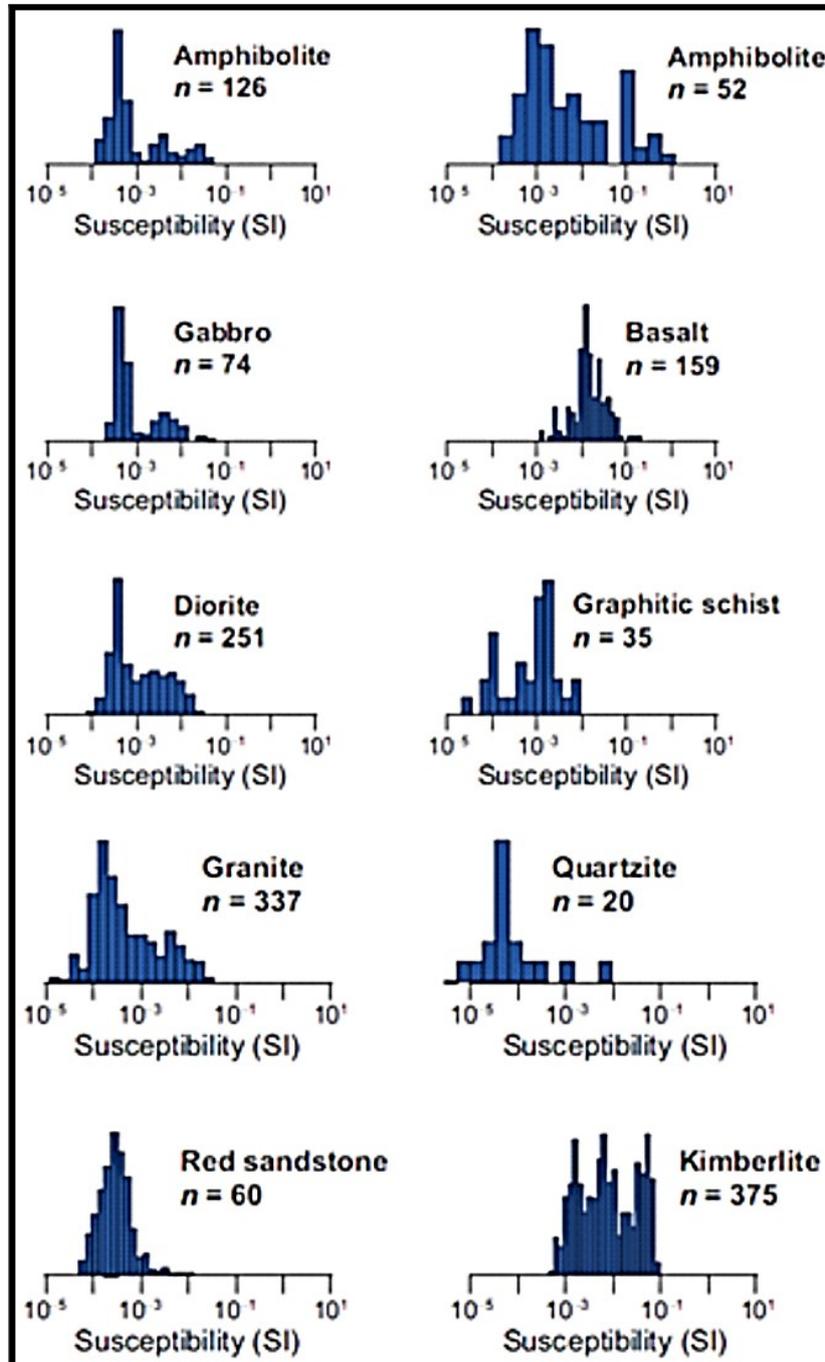


Fonte: Dentith e Mudge, (2014).

A susceptibilidade magnética das rochas é condizente ao conteúdo e tamanho de minerais que as constituem. A relação da susceptibilidade magnéticas das rochas ígneas, sedimentares e metamórficas podem ser visualizadas na figura 3.6. As rochas ígneas máficas apresentam alta concentração de titanomagnetita e ilmenita em relação as rochas félsicas. As rochas vulcânicas apresentam cristais com tamanho menor que $1\ \mu\text{m}$ a $0.1\text{--}0.01\ \mu\text{m}$, em função à cristalização em superfície, enquanto as rochas plutônicas apresentam cristais entre $10\text{--}100\ \mu\text{m}$ e a capacidade de gerar minerais magnéticos

depende das condições físico-químicas do magma e dos fenômenos de exolução sólida avançada em subsuperfície (LANZA; MELONI, 2006).

Figura 3.6. Diagrama de frequência da distribuição da susceptibilidade magnética em diferentes tipos de rochas, onde (n) representa o número de medidas em afloramento.



Fonte: Dentith e Mudge (2014).

Nas rochas sedimentares a disponibilidade de minerais magnéticos está relacionado a abundância desses materiais na área fonte da sedimentação, bem como a

dinâmica do processo de transporte e de deposição dos sedimentos. Entre os principais minerais constituintes das rochas sedimentares está magnetita originada principalmente de rochas vulcânicas e hematita de rochas sedimentares químicas. Na assembleia é comum a presença de minerais diamagnéticos com quartzo, em virtude a resistência aos processos de intemperismo (LANZA; MELONI, 2006).

Já nas rochas metamórficas, as condições para presença de minerais magnéticos é dependente de um maior número de processos, em virtude das condições químicas e mineralógicas do protólito, a presença de fluídos, o tempo do(s) evento(s) metamórfico, das condições de P e T ao longo do tempo para cristalizar ou preservar novos minerais magnéticos, sendo essas variáveis controladas pelo grau metamórfico. Em alguns casos, na fácies xisto verde a clorita apresenta grande disponibilidade de ferro, em estágio de menor grau metamórfico pirita é formada, enquanto na transição para a fácies anfíbolito hematita é cristalizada. A magnetita pode ser preservada na fácies xisto verde até anfíbolito, bem como pode ser formada durante aumento do grau metamórfico durante a transição para a fácies granulito (LANZA; MELONI, 2006).

3.2.2 MAGNETIZAÇÃO

Há dois tipos de magnetização pertinente às rochas: induzida e remanente. Alguns materiais exibem ambas, seja um tipo dominante sobre outro ou não, ou exibem apenas um tipo; ou mesmo nenhum. O magnetismo de um corpo é a soma vetorial da magnetização induzida J_i e da remanente J_r (KEAREY; BROOKS; HILL, 2009).

3.2.2.1 Magnetização Induzida

Para campos magnéticos considerados fracos, como o da Terra, a magnetização induzida (J_i) em um corpo é dada por:

$$J_{ind} = k \cdot H = k \cdot \frac{B}{\mu_0}$$

na qual H é a intensidade do campo magnético externo, B é a intensidade do campo induzido pela exposição à força do campo H , μ_0 é a permeabilidade magnética do vácuo (igual a $4\pi \cdot 10^{-7}$ Henry/m) e k é a susceptibilidade magnética do corpo, uma propriedade física adimensional que determina quão magnetizável é o corpo. Isto é, para valores elevados de k , o campo magnético induzido nesse corpo é maior, e vice-versa. O campo

magnético induzido em um corpo é paralelo ao campo magnético que causou a indução (KEAREY; BROOKS; HILL, 2009):

Portanto, o campo magnético B medido no levantamento de magnetometria é dado pelo somatório da intensidade do campo externo e a intensidade do campo induzido.

$$B = \mu_0 \cdot H + \mu_0 \cdot J_i = \mu_0 \cdot H + \mu_0 \cdot k \cdot H = (1 + k)\mu_0 \cdot H$$

A tabela 3.1 contém valores de susceptibilidade magnética (k) dos principais minerais.

Tabela 3.1. Susceptibilidade magnética dos minerais diamagnéticos, paramagnéticos, antiferromagnético e ferrimagnéticos.

Mineral	k (μSI) ^a
Diamagnético	
Dolomita	-40
Calcita	-15
Quartzo	-15
K-feldspato	-15
Gipso	-15
Gelo	-10
Paramagnético	
Clinopiroxênios	20-600
Ortopiroxênios	1000-3000
Anfibólios	100-1000
Biotita	800-3000
Moscovita	40-700
Clorita	70-1550
Olivina	-13-5000
Granadas	500-6000
Ilmenita	300-3500
Antiferromagnético	
Hematita	1000 – 5x10 ⁴
Ferrimagnético	
Goethita	2000
Pirrotita	5x10 ⁴ - 3x10 ⁵
Magnetita	10 ⁶ -10 ⁷

Fonte: Adaptado de Lanza e Meloni (2006).

1 $\mu SI = 10^{-6} SI$

3.2.2.2 Magnetização remanente

Em determinados casos/materiais, o campo externo causa mudanças irreversíveis na propriedade magnética do material, de modo que quando o campo magnético externo é retirado, resta uma magnetização intrínseca ao próprio material, resultado do alinhamento dos *spins* dos elétrons desse material quando na presença do campo magnético externo (DENTITH; MUDGE, 2014).

A intensidade e orientação da magnetização remanente é relacionada ao campo magnético externo no momento de sua formação e também afetado pelo conteúdo de

mineral magnéticos na rocha, além de fatores como tamanho dos grãos magnéticos e sua disposição na matriz da rocha. Do ponto de vista do tempo geológico, a magnetização remanente não é temporalmente constante, embora a consideremos assim para os objetivos do estudo de anomalias magnéticas (DENTITH; MUDGE, 2014; KEAREY; BROOKS; HILL, 2009).

O magnetismo remanente é paralelo (ou próximo) ao campo magnético da Terra no momento de sua formação. Entretanto, devido às diversas mudanças de direção do campo magnético da Terra, associados à reversão de polaridade do campo magnético, variação secular, raramente uma rocha possui magnetização remanente na mesma direção atual do campo magnético da Terra. O magnetismo remanente pode ser primário, adquirido na época da formação da rocha, ou secundário, caso seja adquirido subsequentemente (DENTITH; MUDGE, 2014).

3.3 KIMBERLITOS E ROCHAS AFINS

O reconhecimento de rochas kimberlíticas é realizado com base nas feições texturais, mineralógicas e na assinatura geoquímica, podendo, nesse sentido, ser utilizado como classificação guiada para identificação e caracterização segundo Scott Smith *et al* (2013). Ademais, uma província ígnea alcalina apresenta substancial associação litológica composta por rochas vulcânicas potássicas, kimberlitos, lamproítos e carbonatitos (MITCHELL *et al.*, 2019).

Este capítulo se propõe a apresentar tópicos referentes à assinatura geoquímica e mineralógica das rochas alcalinas, nas quais incluem kimberlitos e rochas afins. Seguido da discussão a respeito da gênese e configuração tectônica para ocorrência de diamantes. Posteriormente os modelos genéticos para kimberlito e lamproíto. Classificações texturais do clã kimberlítico e suas terminologias. Por fim, as províncias tectônicas de kimberlitos e lamproítos, com destaque para a Província de *Kimberley*, na África do Sul, assim como para os Lamproítos de Argyle, na Austrália, e kimberlito extrusivo recente em Igwisi Hills na Tanzânia.

3.3.1 ROCHAS ALCALINAS

Convencionalmente, rochas que apresentam alta relação entre potássio e sódio, podem ser consideradas rochas alcalinas potássicas. No entanto, não há consenso na literatura sobre definição das rochas alcalinas, por convenção, são consideradas rochas que apresentam o conteúdo de álcalis (Na e K) superior a razão molecular de feldspato alcalino ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ou KAlSi_3O_8), na relação $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}):\text{Al}_2\text{O}_3:\text{SiO}_2$ igual a 1:1:6. Apresentam deficiência em Al_2O_3 e ou SiO_2 . A convenção de rochas alcalinas permite divisão em função do conteúdo de sílica e no conteúdo de álcalis (SHAND, 1922).

Rochas subsaturadas em sílica são caracterizadas pela presença de feldspatoides (leucita, nefelina, kalsilita), à exemplo dos leucititos. Por outro lado, rochas saturadas em sílica, apresentam quartzo, piroxênios sódicos e anfibólio em sua composição (MITCHELL, 2020).

Em geral, as rochas alcalinas podem ser agrupadas na série sódica ou potássica, em função da unidade obtida entre a razão molar entre $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, para relação entre 1 e 3 são definidas como potássicas e para relação maior que 3 como ultrapotássicas. A relação entre $(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ permite avaliar o índice de peralcalinidade, que acima

de 1 já indica a presença de rocha peralcalina, independente do teor de sílica (FOLEY et al., 1987).

No entanto, a abundante ocorrência de leucita ou feldspato alcalino, não são indicativos isolados de alcalinidade, rochas com deficiência em alumina independem do conteúdo de sílica para serem consideradas rochas alcalinas, à exemplo dos lamproítos (MITCHELL, 2020).

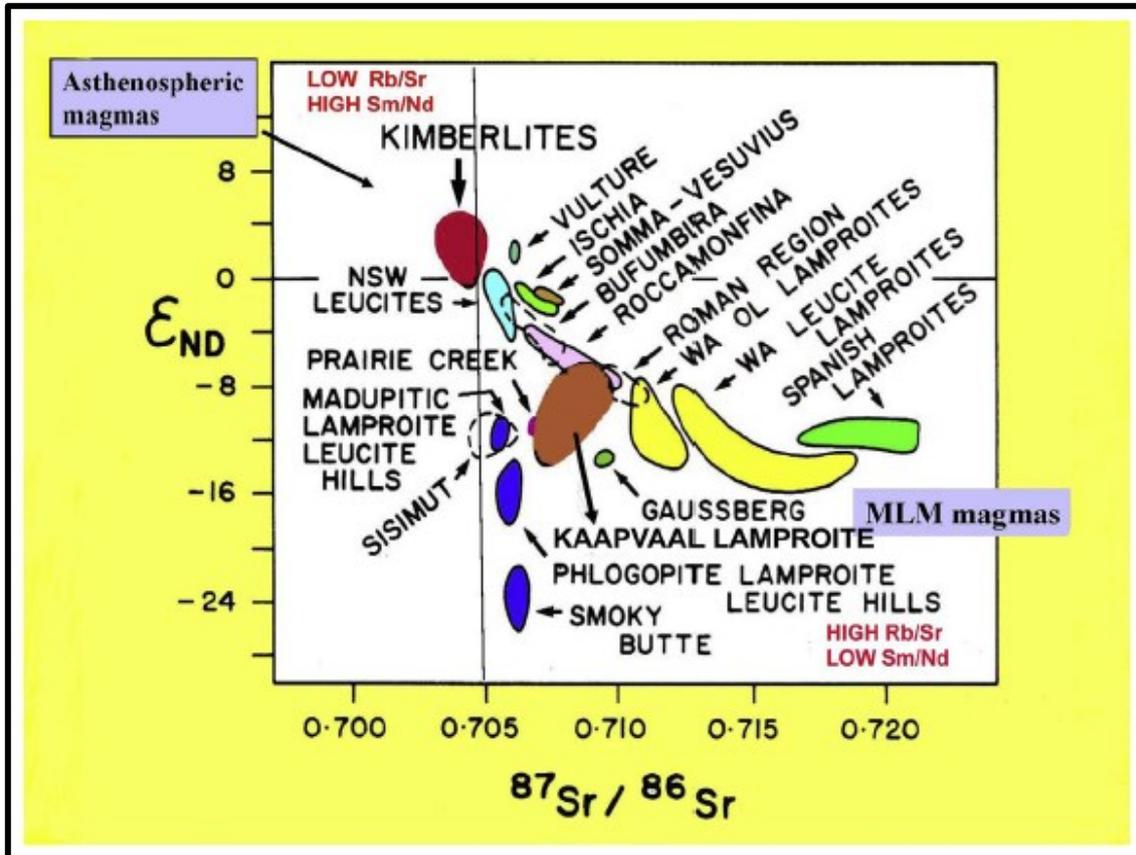
O clã de rochas kimberlítica formados por intrusões e ou extrusões, foram definidos como rochas originadas no manto astenosférico a partir de magma kimberlítico. A assembleia litológica que compõe o clã kimberlítico teve nomenclatura e tipologia alterada, conforme avanço científico. As rochas diamantíferas foram divididas em kimberlitos do Grupo I, “kimberlito micáceo” e Grupo II “kimberlito basáltico”(SMITH, 1983). Posteriormente, foram agrupadas por Mitchell (1995) em kimberlito Grupo I, para designar kimberlito “stricto sensu”, representado pelas mineralizações de ocorrência mundial de diamantes, e em kimberlito do tipo II para designar as rochas compreendidos por Wagner (1928), como orangeítos, caracterizados pela presença de macrocristais de flogopita e kimberlito do Grupo III, estritamente lamproítos (RIDLEY, 2013).

Estudos de Mitchell (2006, 2007) demonstraram a contribuição de metassomatismo para formação de grande parte dos lamproítos e reconhecimento em mineralização de diamante em lamproítos cratônicos. A exclusão do nome “orangeíto” é sugerida, bem como abandono do termo kimberlito Grupo II, passando a ser compreendidos como lamproíto variação *Kaapvaal*. O clã kimberlítico é melhor definido pelas terminologias kimberlito (stricto sensu) e lamproítos (latu sensu) (MITCHELL, 2020).

A distinção entre kimberlito e lamproíto pode ser realizada com base na microscopia de amostras holocristalinas. Em geral, kimberlito e lamproítos podem exibir feições vulcanoclásticas, ou em virtude da presença de hidrotermalismo, a mineralogia primária é alterada, condições essas, que não representam o reservatório geoquímico do magmatismo em função à assimilação e contaminação crustal (KJARSGAARD, 2007). Por outro lado, isótopos radiogênicos Nd, Sr e Pb permitem distinguir o magma kimberlítico (Figura 3.7). Lamproítos apresentam baixas razões de Sm/Nd e alta concentração na razão Rb/Sr e depleção em U, parâmetros geoquímicos que indicam enriquecimento gradual do magma em elementos terras raras leves (ETR's) e fonte relacionada ao manto litosférico. Em contrapartida, kimberlitos apresentam alta concentração de Nd, magma derivado do manto astenosférico empobrecido em terras

raras leves e com alta razão em Sm/Nd e baixa razão Rb/Sr (MITCHELL; BERGMAN, 1991).

Figura 3.7. Razão isotópica de Sr e Nd em diversas rochas potássicas, na qual estão agrupados kimberlitos e lamproítos.



Fonte: Mitchell e Bergman (1991) apud Mitchell (2020).

3.3.1.1 Lamproítos

O interesse econômico em lamproítos intensificou a partir da descoberta de olivina lamproíto mineralizado, durante campanhas de prospecção na década de 1970, no oeste da Austrália (ATKINSON et al, 1984)

Os lamproítos (Figura 3.7) apresentam mineralogia primária composta por fenocristais de flogopita enriquecida em titânio e déficit em alumínio, “groundmass” de tetraferroflogopita enriquecida em titânio, richterita, olivina forsterita na forma de macrocristais e microcristais, diopsídio empobrecido em alumínio, leucita e sanidina ricas em ferro. Os minerais acessórios consistem de priderita (reconhecida em alguns trabalhos como rutilo), wadeíta, apatita, peroviskita rica em estrôncio, titânio magnesiocromita, armalcolita (óxido de titânio ferro e magnésio), shcherbakovita (silicato que contém

nióbio e titânio), ilmenita e jeppeita (óxido de titânio e ferro com bário e potássio na estrutura química) (MITCHELL; BERGMAN, 1991; WOOLLEY et al., 1996).

São divididos em lamproítos cratônicos e lamproítos orogênicos, com composição mineralógica que reflete a baixa saturação em sílica das rochas potássicas. Os lamproítos cratônicos são definidos como rochas ultrapotássicas (molar $K_2O+Na_2O > 3$), comumente peralcalinas ($Al_2O_3 > 1$) com alta razão ferro/magnésio ($Mg/(Mg/Fe^{2+}) > 70$), baixo teor de cálcio CaO (<10 wt%) e alta concentração em metais pesados Ba (2000-5000ppm), Zr (>500 ppm) e Sr (>200ppm) e registro de elevada concentração de óxido de titânio (1-7 wt%).

Os lamproítos orogênicos, se distinguem geoquimicamente do correspondente cratônico em função da maior concentração de cálcio, silício que reflete fusão crustal, além de maior quantidade de sódio na estrutura de minerais tipo como richterita, que expressa subducção recente. Os lamproítos orogênicos estão associados às rochas de zona de subducção recente como leucicitos, shoshonitos e outras rochas potássicas. Além disso apresentam menor concentração de Ti e Ba em relação ao lamproítos cratônicos (MITCHELL, 2020; MITCHELL; BERGMAN, 1991).

3.3.1.2 Kimberlitos

Rochas magmáticas descobertas na África do Sul em 1866, nomenclatura adotada em 1873, em referência a lorde Kimberley, secretário de estado britânico das colônias (COHEN, 1982 apud in MITCHELL, 2020). Após as descobertas sul africanas, foram também descobertas mineralizações na Rússia, posteriormente em 1990 no Canadá, com ocorrência mundial registrada (KJARSGAARD, 2007).

Os kimberlitos (Figura 3.7) são rochas de ambiente intracontinental, com afinidade cratônica e associada às rochas supracrustais da plataforma. Ocorrem na forma de “*pipes*” com rochas intrusivas associadas: diques, sills e menos comum conectados em *plugs*. Podem ser intrusivos ou extrusivos. Caracterizado como magmatismo volátil, assimilação crustal e mantélica e associada a hidrotermalismo, posterior ao *melting*.

Kimberlitos formam um grupo de rochas ricas em elementos voláteis, consideradas rochas ígneas potássica, ultrabásica rica em olivina (>50%), pouco saturadas em sílica (MITCHELL, 1986, 1995). Em função da composição isotópica de Sr e Nd, são compreendidas como derivadas do manto astenosférico (MITCHELL; BERGMAN, 1991).

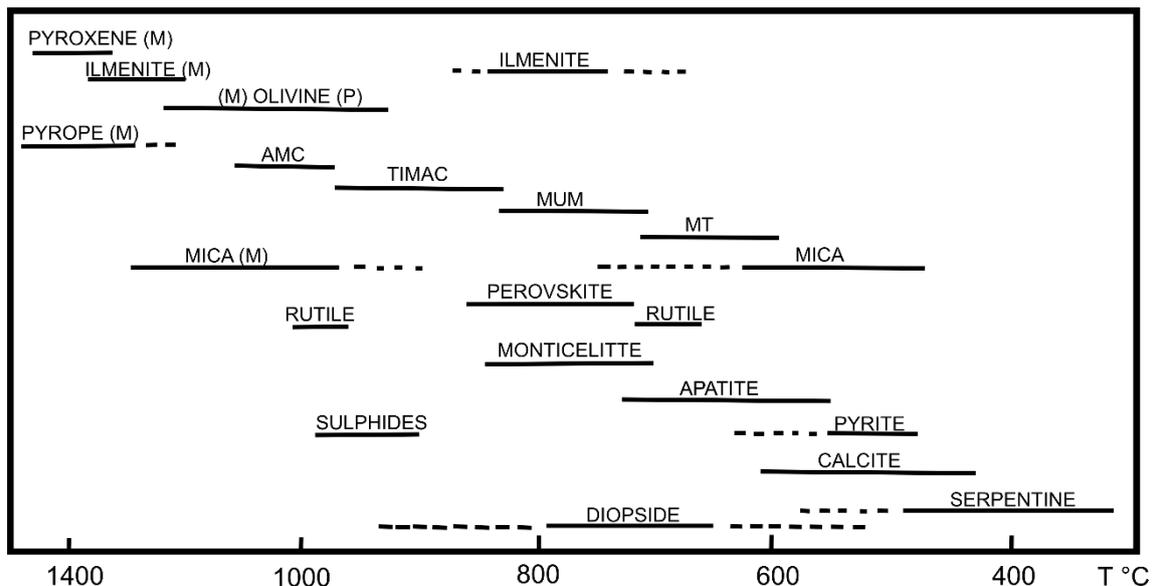
Vulcanismo explosivo é característica diagnóstica, em função à grande concentração de voláteis no magma, sujeito à eventos policíclicos. A atividade vulcânica é expressa na fragmentação do material, presente no kimberlito vulcanoclástico e ausente no kimberlito coerente, como é detalhado no item 3.5 (FIELD; SCOTT SMITH, 1998).

O termo kimberlito “stricto sensu” é definido com base na mineralogia de diques e sills do kimberlito coerente, que abrange o domínio hipoabissal, representa características primárias do magma, cristalizado em baixa pressão e temperatura registrada por paragênese mineral presente em *groundmass* e fenocristais inalterados (SCOTT SMITH et al., 2013) (Figura 3.8).

Textura intergranular é característica distintiva, evidenciada pela matriz mais fina associada a macrocristais e megacristais de olivina (MITCHELL et al, 2019)¶. As texturas primárias permitem compor sequência paragenética mineral da cristalização. Feições texturais podem ser sobrescritas ou apagadas pelos processos de alteração, removendo feições da cristalização (DAWSON; HAWTHORNE, 1970).

Nos casos vulcanoclásticos, kimberlitos podem apresentar textura porfirítica, em função da grande parte dos macrocristais não serem representativos da fase primária do magma, não podendo ser considerados como variedades de xenólitos, apesar de permitir recuperação de material mantélico (MITCHELL et al, 2019).

Figura 3.8. Sequência paragenética mineral para fenocristais e groundmass de kimberlitos. Os óxidos raros são formados por AMC, TIMAC, MUM, MT corresponde a magnetita, enquanto M e P representam respectivamente macrocristais e pirocristais.



Fonte: Mitchell (1986).

O magmatismo kimberlítico apresenta considerável distribuição no tempo geológico, não limitado a um único evento tectônico. No oeste da África do Sul ocorrem kimberlitos do Pré-Cambriano, a exemplo do corpo Cullinan com idade de 1115 Ma. A distribuição temporal se estende até o Fanerozoico, com destaque ao intervalo iniciado no Devoniano (340-360Ma) e até 90~30Ma, com registro na África do Sul e Canadá. O exemplo de magmatismo mais recente de extrusão de kimberlito é registro em Igwisi Hills na Tanzânia (MITCHELL, 2020). Ocorrências mundiais com respectivas idades são apresentadas no item 3.6.

3.3.1.3 Carbonatitos

Estudos recentes em mineralogia e petrologia realizados por MITCHELL (2020), kimberlitos e complexos alcalinos carbonatíticos são considerados derivados a partir de magma nefelinítico ou melilítico. Nesse sentido, a relação evolutiva entre rochas alcalinas potássicas é reconhecida. No entanto, outros estudos consideram a evolução de magma kimberlítico a partir de carbonatito (KAMENETSKY, 2016 *apud* RUSSELL et al, 2019).

De modo geral, com objetivo de não subdividir os carbonatitos em função do contexto genético, podem ser considerados como rochas que apresentam carbonato na relação modal em quantidade superior a 50% do seu volume (MITCHELL; BERGMAN, 1991). A ocorrência de carbonatito pode indicar associação com kimberlitos. Ademais, corpos kimberlitos não ocorrem no mesmo conduto de carbonatitos (MITCHELL, 2005).

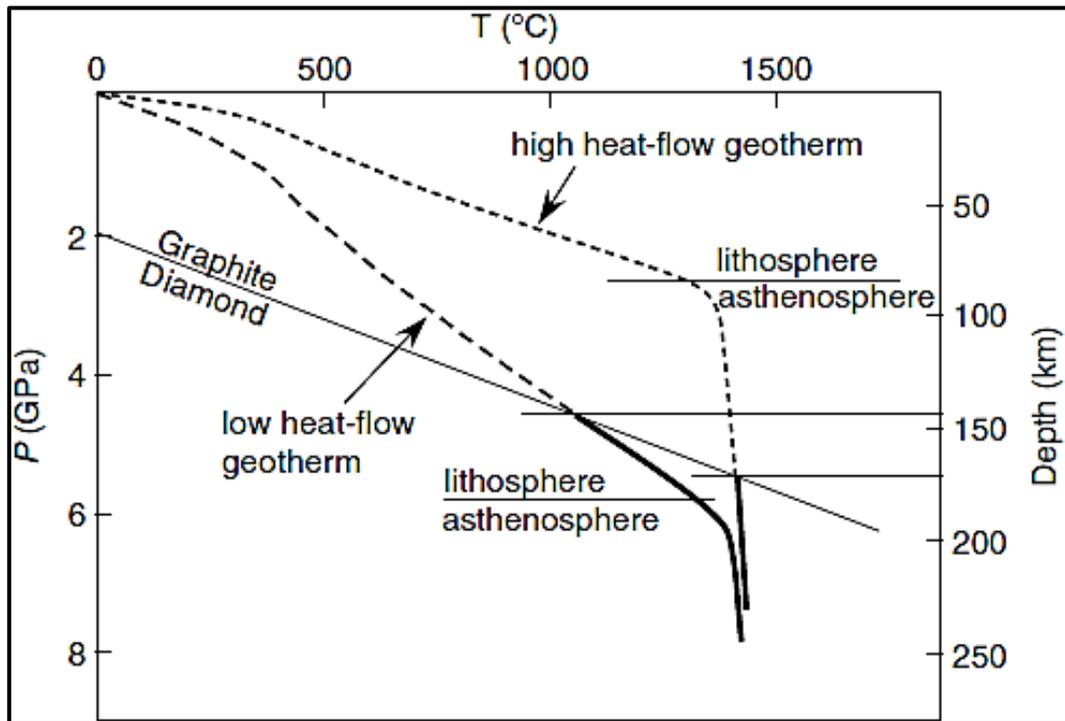
3.3.2 GÊNESE DO DIAMANTE

Mineralizações primárias de diamante estão relacionadas à kimberlito e lamproítos cratônicos, que transportam o diamante formado em condições metamórficas da astenosfera para litosfera. O limite do campo de estabilidade do diamante é dependente do fluxo de calor no interior da Terra, e pode ser compreendido como alto gradiente geotérmico e baixo gradiente geotérmico. Na litosfera, o campo de estabilidade é alcançado à um baixo fluxo de calor que corresponde a um baixo gradiente geotérmico. Por sua vez, o campo de estabilidade na astenosfera apresenta alto gradiente geotérmico e baixo gradiente geotérmico com comportamento acentuado e similar (Figura 3.9).

Espessura litosférica entre 180km e 140km apresentam condições favoráveis para o limite do campo de estabilidade do diamante, com temperatura aproximada entre 1200°C e 1400°C e pressão entre 4 e 6GPa (MORGAN, 1995; RIDLEY, 2013).

A lei de Clifford, baseada na espessura crustal e no gradiente geotérmico é aplicado às áreas cratônica, onde o espessamento crustal entre 150 a 210km e o baixo gradiente geotérmico propiciam estabilidade do diamante durante ascensão do magma kimberlítico na crosta (CLIFFORD, 1966; RIDLEY, 2013).

Figura 3.9. Diagrama empírico de pressão e temperatura do campo de estabilidade diamante-grafite.



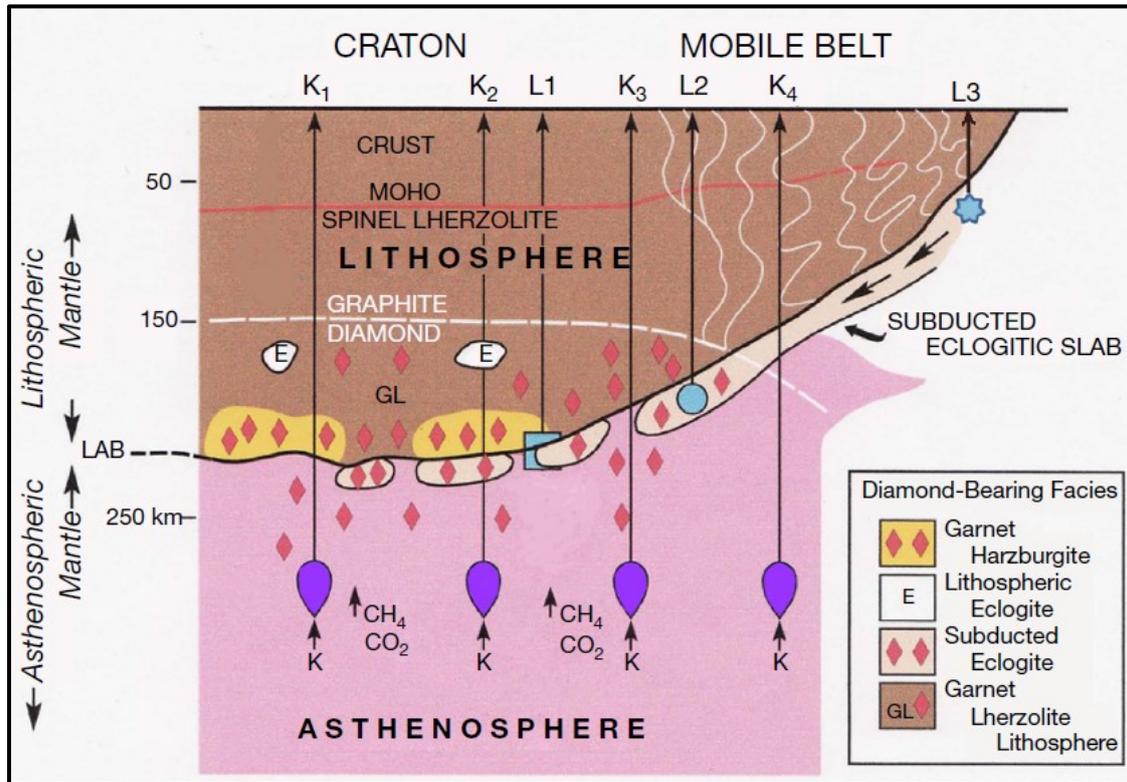
Fonte: Ridley (2013).

Os xenocristais originados do manto, bem como o estudo da origem de diferentes populações de diamantes, permitiu compreender ambientes tectônicos individuais e característico para kimberlitos e lamproítos, conforme a figura 3.10. Os kimberlitos estão condicionados aos crátons, apresentam origem relacionada à astenosfera, enquanto os lamproítos são originados em ambiente de faixas móveis e apresentam contribuição da zona de subducção, formados no limite astenosfera e litosfera. Fragmentos de eclogitos subductados podem contribuir como fonte para as mineralizações de kimberlitos e lamproítos.

Em ambas as situações, a mineralização é condicionada pelo ambiente tectônico, na zona cratônica que permite preservação do campo de estabilidade do diamante e em ambiente orogênico com eclogitos preservados durante o evento de subducção. Kimberlitos e lamproítos que interceptam faixas móveis, abaixo do limite de estabilidade

do diamante são estéreis (K4 e L3) e geralmente não atingem a superfície (MITCHELL, 2020).

Figura 3.10. Distribuição tectônica das áreas propícias a ocorrência de kimberlitos e lamproítos.



Fonte: Mitchell (1995) apud in Mitchell (2020).

A ocorrência de granada harzburgito implica contribuição mantélica primitiva para formação do diamante, próximo ao limite entre astenosfera e litosfera, enquanto a presença de granada lherzolito indica maior contribuição mantélica com contaminação crustal.

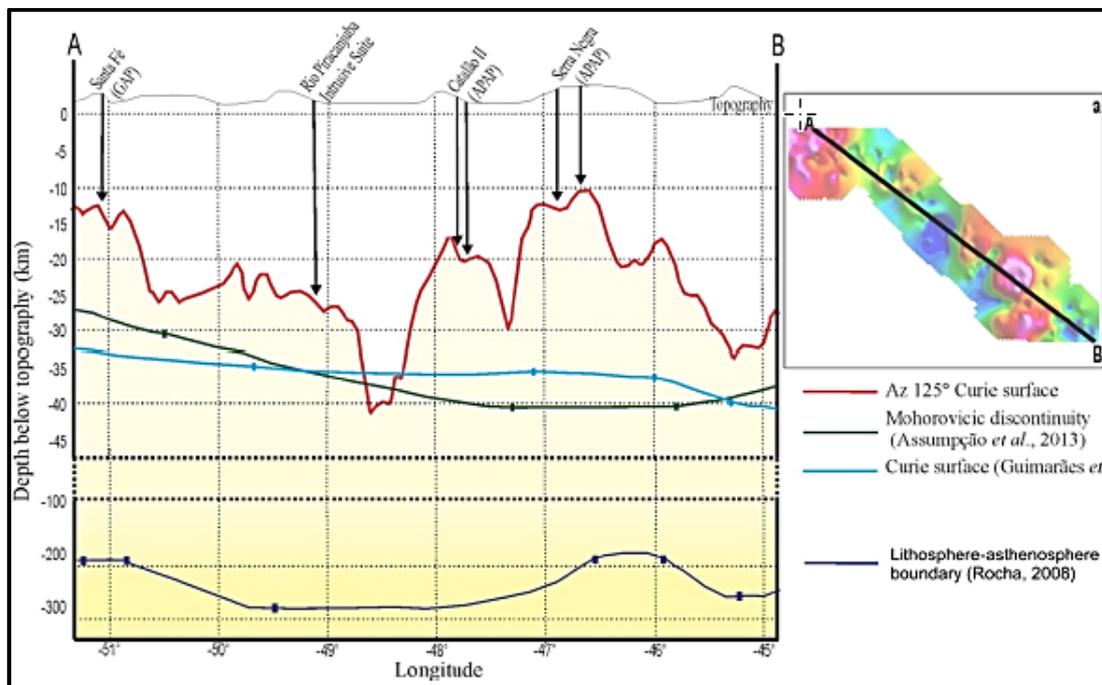
Para os kimberlitos (K), três cenários tectônicos são sugeridos para mineralizações de diamantes, conforme disposto na Figura 3.10, onde recuperação de xenólitos com granada harzburgito e granada lherzolito definem o tipo K1 (xenólitos em maior concentração em relação aos diamantes comum ao tipo K1), enquanto diamantes originados de eclogitos caracterizam o tipo K2, por fim, o tipo K3 apresenta exclusivamente xenólitos de granada lherzolito.

Os lamproítos (L) também podem apresentar xenólitos de granada harzburgito e lherzolito, porém estão condicionados à recuperação de eclogitos diamantíferos, ocorrendo apenas dois tipos de mineralização. Os lamproítos originados em fonte

cratônica, com diamante originado a partir de eclogitos subductados, com metamorfismo e hidrotermalismo associados definem o tipo L1, como registrado nos lamproítos do tipo Kaapvaal. Enquanto o tipo L2 estão associados à ambiente de faixa móvel, e obrigatoriamente necessitam da preservação de eclogitos na cunha de subducção, como ocorre nos lamproítos de Argyle na Austrália.

Apesar do registro de inúmeras mineralizações de fonte secundária de diamantes, em domínio de Faixas Móveis, ainda é debatido na literatura condições tectônicas para mineralização primária de diamantes na Província Ígnea do Alto do Paranaíba (PIAP; Figura 3.10). É postulado continuação da Placa San Franciscana sob a Faixa Brasília, garantindo espessura crustal para manter estrutura cristalina do diamante, durante ascensão do magma kimberlítico no cretáceo superior (PEREIRA; FUCK, 2005). Estudo de tomografia sísmica na plataforma brasileira (Figura 3.11), marca transição da litosfera e astenosfera a profundidade aproximada de 200km entre intrusões dos carbonatitos Serra Negra e Catalão (MORAES ROCHA et al., 2015; PEREIRA, 2007; ROCHA, 2008).

Figura 3.11. Limites das camadas terrestres em relação as manifestações magmáticas associadas ao Azimute 125. Em destaque o limite litosfera e astenosfera.



Fonte: Moraes Rocha et al (2015).

3.3.3 MODELO GENÉTICO DE ROCHAS KIMBERLÍTICAS

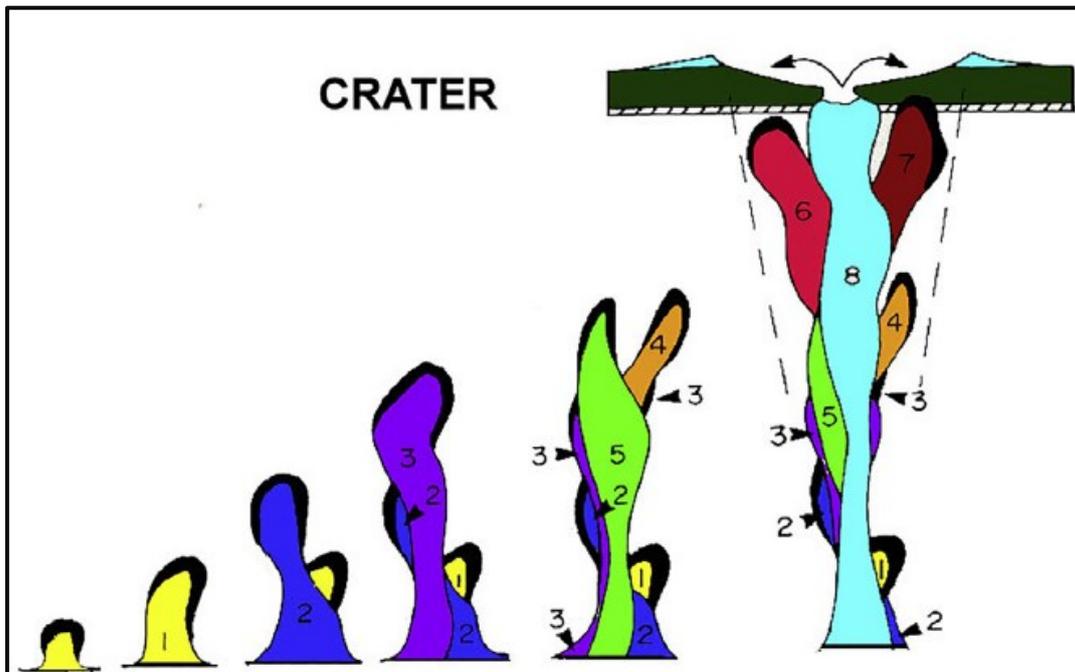
Neste tópico será contextualizado o modelo genético das rochas com afinidade diamantífera, kimberlitos e lamproítos, elaborados a partir do registro mundial da

geometria das mineralizações, cujo modelo genético é individualizado segundo concepções de Mitchell e Bergman (1991) e discutido em Mitchell (1995 e 2020).

3.3.3.1 Gênese

O vulcanismo se inicia a partir da formação do pipe embrionário, assim como apresentado na Figura 3.12 e indicado pela ordem numérica de 1 a 8, a qual definirá estágios do desenvolvimento e substituição dos corpos kimberlíticos durante evolução do magmatismo na diatrema, até colocação do vulcanismo em superfície, onde marca início ou concomitância do hidrotermalismo no sistema vulcânico (Figura 3.12); MITCHELL, 1986).

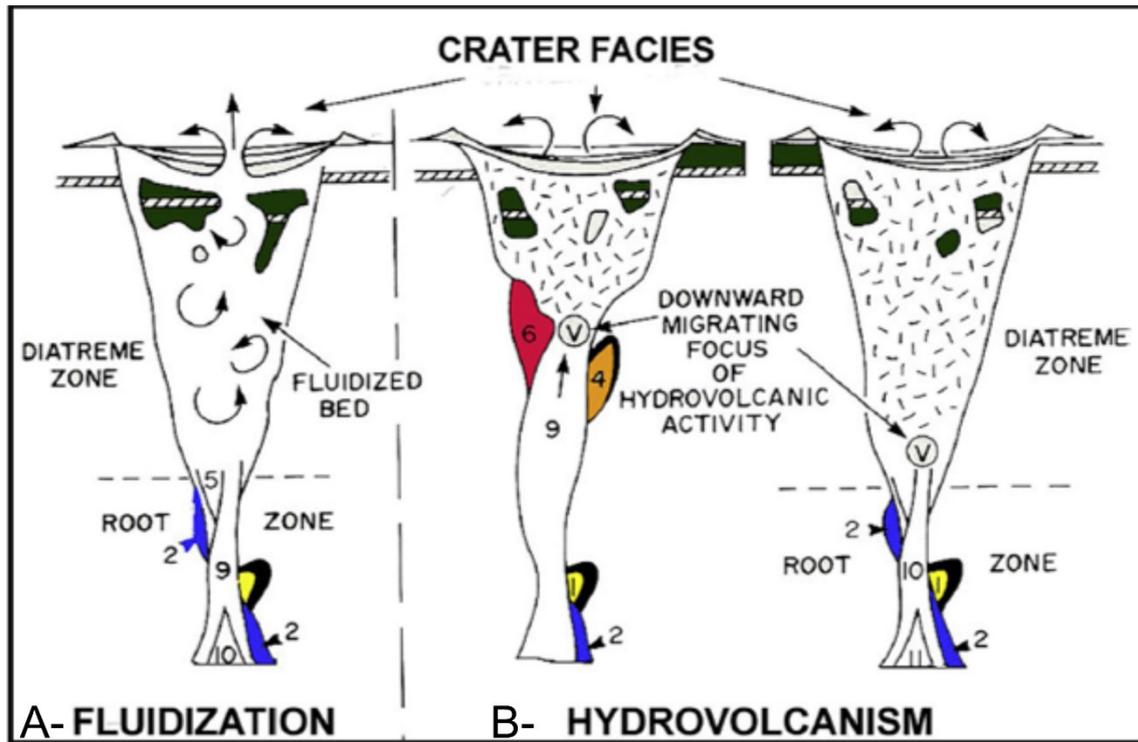
Figura 3.12. Formação e evolução da fácies diatrema. Os números de 1 a 8 indicam os estágios de magmatismo que ocorrem no pipe embrionário.



Fonte: Clement (1982), Mitchell (1986) apud Mitchell (2020).

O hidrotermalismo pode ser considerado a partir de duas situações hipotéticas, ambas com sobreposição e alteração sobre os estágios embrionários. Na primeira situação é considerado a existência de uma composição fluídica no magma (fluidização), que a partir da desgaseificação poderá promover a subida e descida de autólitos, xenólitos e magmaclastos. Na segunda situação, o desenvolvimento da diatrema ocorre a partir de hidrovulcanismo, colocado a partir de abertura ou conduto pré-existente (Figura 3.13; CLEMENT, 1982; MITCHELL, 1986).

Figura 3.13. Etapas de hidrotermalismo do vulcanismo dos kimberlitos, que pode ser dividido em fluidização em A e hidrovulcanismo em B.



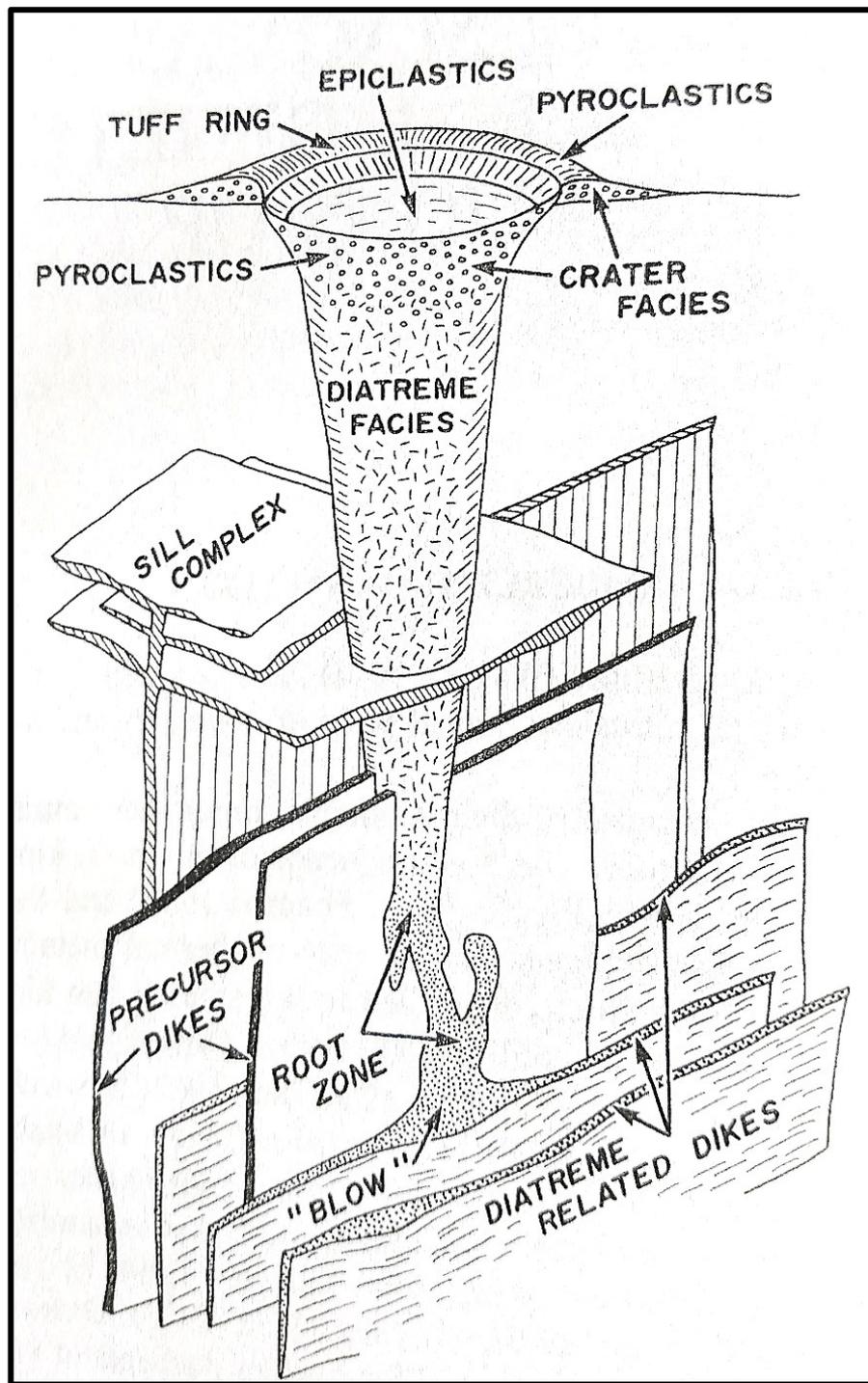
Fonte: Clement (1982), Mitchell (1986) apud Mitchell (2020).

3.3.3.2 Modelo genético de kimberlitos

Os kimberlitos apresentam, em geral, formato em *pipe* (Figura 3.14), com diâmetro de 75 m para corpos menores e diâmetro pronunciado de 1,5 km de diâmetro para corpos de maior dimensão, ocorrem diques e *sills* de 2 a 4m de diâmetro (Figura 3.14; KJARSGAARD, 2007). Kimberlitos estão associadas à condutos de comunicação da astenosfera e litosfera, falhas e zonas de fraqueza reativadas durante eventos magmáticos definidos ao longo do tempo geológico (KJARSGAARD, 2003).

A intrusão pode estar encaixada em qualquer tipo de litologia, podendo apresentar idade variada ao longo do tempo geológico, como no Cráton *Kapapvaal* no continente africano, com intrusões registradas variando entre 1600 Ma e 70Ma.

Figura 3.14. Modelo genético conceitual de kimberlitos (Fácies Hipoabissal, Diatrema e Cratera).



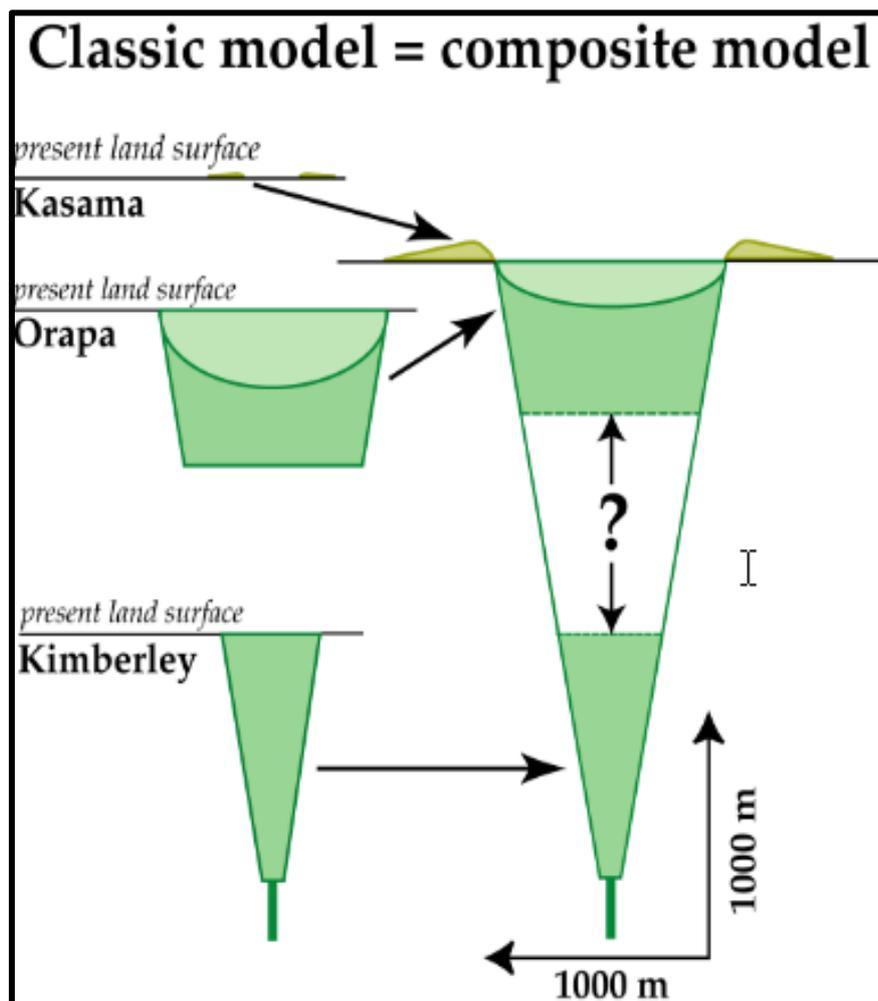
Fonte: Mitchell (1986).

Síntese sobre trabalhos soviéticos e sul africanos à respeito de corpos kimberlíticos permitiu compreender e definir as fácies diatrema e hipoabissal (DAWSON, 1971). O conceito de *pipe*, segundo Hawthorne (1975), foi incorporado ao modelo contemplando fácies cratera (CLEMENT, 1982; CLEMENT; SKINNER, 1979).

A estruturação do *pipe* kimberlítico é baseado nas observações em minerações de diamante do continente africano, abrange as fácies dispostas da base para o topo: hipoabissal, diatrema e cratera (MITCHELL, 1986).

O modelo genético sul africano de *pipe* kimberlítico (MITCHELL, 1995) é composto pelo *pipe* e a *root zone*, derivados da província de Kimberley na África do Sul (Figura 3.15), já o material ressedimentar do topo é caracterizado com base nas informações da cratera de Orapa em Botswana (Figura 3.15), além da mesma ocorrência na Tanzânia, Angola e República Democrática do Congo. Já a porção superficial subaérea é definida em função do registro de tufos do *pipe* Kasama em Mali (Figura 3.15; KJARSGAARD, 2007).

Figura 3.15. Modelo genético clássico composto pela junção da atividade magmática subárea do pipe Kasama (Mali), retrabalhamento sedimentar na cratera de Orapa (Botswana) e registro da *root zone* e porção inferior do pipe da Província de Kimberley (África do Sul).



Fonte: Kjarsgaard (2003, 2007).

A fácies hipoabissal registra textura condizente à cristalização de magma intrusivo de baixa viscosidade e rico em voláteis, com fragmentos e texturas piroclásticas ausentes, com diques e sills relacionados a *root zone* (Figura 3.15). O início da fácies diatrema é marcada pela *root zone*, basal a estrutura em formato de cenoura (*carrot*). A diatrema apresenta maior quantidade de fragmentos de assimilação crustal, além de recuperação de materiais mantélicos como xenólitos e registro de autólitos. Caracterizada pela presença da textura peletal. Por sua vez, a fácies cratera registra atividade efusiva subárea, tendo como produtos material piroclástico e epiclástico com consequente subdivisões baseadas em terminologias da sedimentologia e vulcanologia (MITCHELL, 1986).

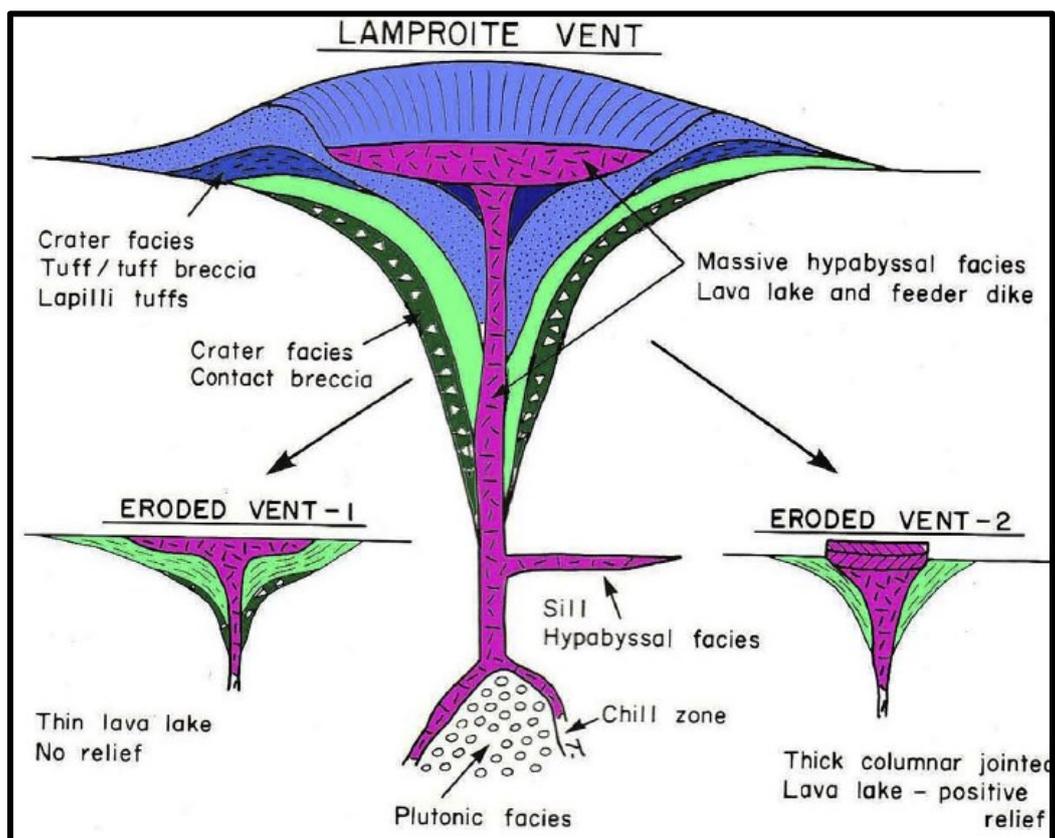
3.3.3.3 Modelo genético de lamproítos

A estruturação do conduto dos lamproítos se assemelha ao desenvolvido em kimberlitos piroclásticos formulados por Scott Smith et al (2013). A fácies diatrema se distingue da demonstrada por kimberlito piroclástico tipo Kimberley, ademais, apresenta semelhança com a desenvolvida em kimberlito piroclástico tipo *Fort a la Cone*, devido ao intenso hidrovulcanismo que se desenvolve na fase final do magmatismo (MITCHELL, 2020).

O modelo genético de lamproítos formulado por Mitchell e Bergman (1991) e discutido em Mitchell (1995; Figura 3.16), foi proposto com base nas ocorrências mundiais de lamproítos. São definidas as relações entre fácies cratera, hipoabissal e plutônica (Figura 3.16). O formato e estruturação dos lamproítos é dependente das rochas encaixantes, para acomodar e acondicionar o magmatismo.

Geralmente, corpos encaixados em unidades sedimentares pouco consolidadas anterior ao vulcanismo, apresentam maior contribuição piroclástica, assim como em regiões de aquífero significativos. Quando o embasamento é cristalino a preferência do magmatismo é para instalação de diques e *sills* com material piroclástico ausente. Na província de Wyoming o lamproíto Leucita Hills não apresenta fácies piroclásticas, em função do domínio cristalino do embasamento (MITCHELL, 2020).

Figura 3.16. Modelo genético compreendido para lamproitos e disposição de lavas, rochas piroclásticas, fácies hipoabissal e plútons. A erosão da cratera promove exposição da fácies hipoabissal.



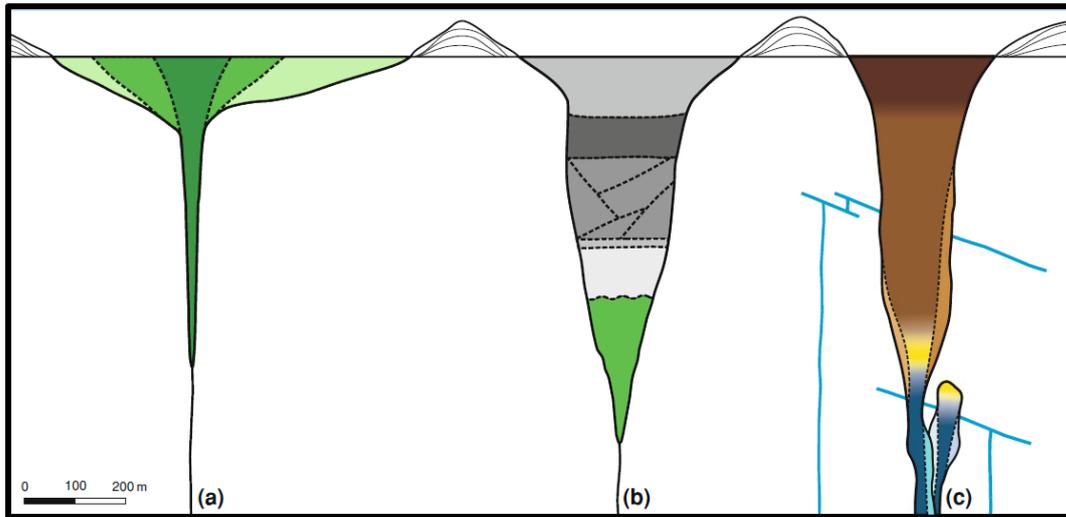
Fonte: Mitchell e Bergman (1991) apud Mitchell (2020).

Como disposto na (Figura 3.16), na fácies cratera predomina litologias piroclástica, tufos, lapili tufos, brechas, enquanto na fácies hipoabissal ocorrem *sills* e diques controlados em fendas que convergem para superfície e instalam lago de lava. O processo erosivo permite a exposição de *sill*, cuja espessura reflete as condições de instalação do lago de lava. O relevo positivo reflete extravasamento de lava sobre alívio positivo de pressão.

3.4 CLASSIFICAÇÃO TEXTURAL DE KIMBERLITOS

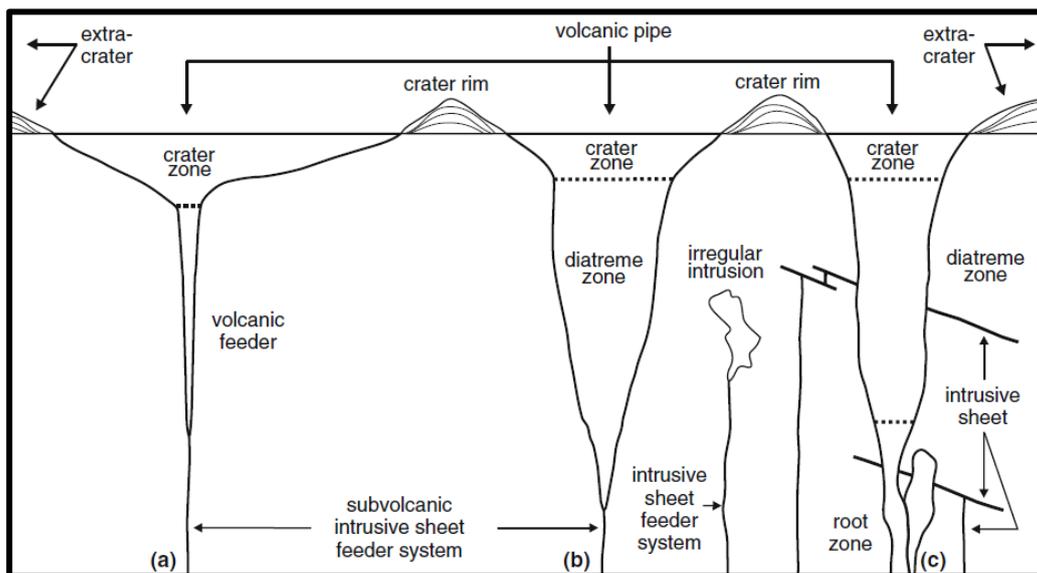
A classificação textural de kimberlitos (Figura 3.17) é associada ao modelo genético por alguns autores, no presente trabalho, será compreendida como indissociada e independente ao modelo genético (Figura 3.18), como proposto por Scott Smith et al (2013).

Figura 3.17. Classificações texturais para kimberlito vulcanoclástico tipo Fort a la Cone (FPK) em verde. Tipo Kimberlito vulcanoclástico ressedimentar (RVK) na cor cinza. Kimberlito vulcanoclástico do tipo Kimberley (KPK) em marrom. Kimberlito Coerente (CK) em azul. Transição CK-KPK em amarelo.



Fonte: Scott Smith *et al.* (2013).

Figura 3.18. Modelo genético para Kimberlitos. A linha pontilhada indica transição entre zonas genéticas. Em destaque os pipes vulcânicos e depósitos extracratera.



Fonte: Scott Smith *et al.* (2013).

A classificação de Scott Smith *et al.* (2013) foi compartimentado no domínio Kimberlito vulcanoclástico (VK; Figura 3.17) e domínio Kimberlito Coerente, que indicam respectivamente material fragmentado e material não fragmentado (FIELD; SCOTT SMITH, 1998; KJARSGAARD, 2007; SCOTT SMITH, 2008).

O domínio Kimberlito Coerente é subdividido em fácies em função da cristalização do magma na crosta, que pode ser intrusivo (HK) ou extrusivo (ECK) (MCPHIE *et al.*, 1993). A zona hipoabissal do modelo genético (Figura 3.18), não pode

ser interpretada *stricto sensu* como pertencente ao domínio CK, pois se restringe a fácies intrusiva (HK) (MITCHEL *et al.*, 2019).

Por sua vez, o domínio Kimberlito Vulcanoclástico (VK) pode ser dividido em função do conteúdo vulcânico que apresenta (Figura 3.17). No topo do *pipe*, a fácies Kimberlito Piroclástico (KP) representa manifestação da atividade efusiva subárea. Pode ser subdividido em duas subfácies, em função dos depósitos tipo Kimberley (KPK) onde o material preenche o *pipe* e ou diatrema e depósitos tipo *Fort à la Corne* (FPK), onde a assembleia piroclástica é limitada ao preenchimento da cratera, das bordas ou proximal a esta zona (SCOTT SMITH *et al.*, 2013).

Episódios de retrabalhamento do material piroclástico existente na cratera, podem ser registrados por paleosuperfícies que indicam atividade policíclica sedimentar e presença de Kimberlito vulcanoclástico ressedimentar (RVK). O registro vulcano sedimentar é marcado pela presença de fluxo de grãos, fluxo debris, fluxo de massa, retrabalhamento da borda da cratera e até turbiditos. O depósito pode apresentar camadas horizontais em forma de cunha com ângulos interno de 0-45° pode ser planar ou gradacional.

A fácies Kimberlito vulcânico epiclástico (EPI), apresenta fragmentos de origem de um kimberlito pré-existente, formados a partir da litificação dos fragmentos superfícies expostas as condições do intemperismo químico e físico, podendo se formar a partir de exposição de Kimberlito Coerente (CK). O registro da fácies EPI indica *pipe* proximal, caracterizado pela borda da cratera litificada escarpada, podendo ocorrer perda de massa em virtude da declividade.

3.5 TERMINOLOGIA DE KIMBERLITOS

Ao longo das últimas décadas é debatido, por pesquisadores e profissionais da exploração, as terminologias e classificação de kimberlitos (Figura 3.19). O esquema evolui a partir do modelo genético sul africano proposto por Mitchell (1986), o qual foi desenvolvido com base nas considerações litoestratigráficas de Dawson (1971), Clement e Skinner (1985) e com base nos conceitos de mineralogia e geoquímica propostos por Clement e Skinner (1979) e Mitchell (1995). Com estudo de mineralizações de kimberlitos no Canadá e descoberta de lamproítos mineralizados na Austrália, surgem novas terminologias (FIELD; SCOTT SMITH, 1998; MITCHELL, 1995).

Terminologias não-genéticas são associadas ao modelo genético na tentativa de demonstrar feições prospectivas e o potencial mineral dos corpos. Em função das características petrográficas, principalmente devido as texturas e estruturas das brechas kimberlíticas, é adotado as interpretações texturais do Kimberlito vulcanoclástico (VK) e Kimberlito hipoabissal (HK), em função à respectiva fragmentação e não-fragmentação do material (FIELD; SCOTT SMITH, 1998).

Kjarsgaard (2003, 2007) considera associar feições descritivas ao modelo genético como também existência de Kimberlito maciço vulcanoclástico (MVK), característico da Província de Kimberley, que marca transição do domínio HK para o domínio VK. A fácies MVK é formada por evento vulcânico único de obliteração do domínio HK, situada no domínio Kimberlito vulcanoclástico (VK) e preenchendo a Zona da Diatrema, pode se associar à Brecha kimberlítica tuftica (TKB), que registra vulcanismo explosivo (FIELD; SCOTT SMITH, 1998).

Baseado nos registros vulcânicos e formação de depósitos piroclásticos em kimberlitos, é utilizado critérios de vulcanologia e de sedimentologia para descrição e caracterização das intrusões (CAS et al., 2008). A classificação de Cas *et al.* (2009) é descritiva guiada e permite através da aquisição de informações construção do modelo genético da intrusão, utilizando 12 etapas descritiva para definir Kimberlito coerente e 14 etapas descritivas para Kimberlito fragmentado. O vulcanismo pode ser subaéreo e ou subaquático, com deposição *intra vent* quando ocorre no interior do corpo vulcânico ou *extra vent* proximal ao corpo vulcânico.

A exclusão dos termos autólito, *magmaclast*, hipoabissal e brecha kimberlítica tuftica (TKB) é defendida por Cas *et al.* (2008 e 2009), baseada na utilização de terminologia específicas da vulcanologia e sedimentologia, que permitem entendimento da geologia do kimberlito, evitando falsas interpretações. A nomenclatura da rocha é definida pela respectiva junção da configuração genética, espessura da camada, característica principal do depósito, nome da rocha, classe granulométrica para depósitos fragmentados e modo de desenvolvimento do depósito (lava, *sill*, depósito piroclástico de falha).

Á partir das considerações de Cas (2008, 2009), Scott Smith e colaboradores (2013) definem esquema sistemático e racional para terminologia e classificação de kimberlitos, dividido em cinco níveis com grau progressivo de coleta de informação, culminando na interpretação por especialista do modelo genético da intrusão.

A classificação segundo Scott Smith et al (2013) é baseada no estudo petrográfico em escala megascópica, macroscópica e microscópica. Os estágios ou níveis de 1 a 3 são basicamente aplicados a uma amostra, enquanto os estágios 4 e 5 se sustentam em escala de investigação de maior detalhe. Apesar de utilizar esquema guiado e não pré definir o modelo genético, é distinguido de Cas (2009), onde recomenda cautela e limitação terminologias da vulcanologia ao apresentar definição e terminologia consagrada na literatura sobre kimberlitos, definir conceitos confusos, ambíguos e ou equivocados em classificações anteriores.

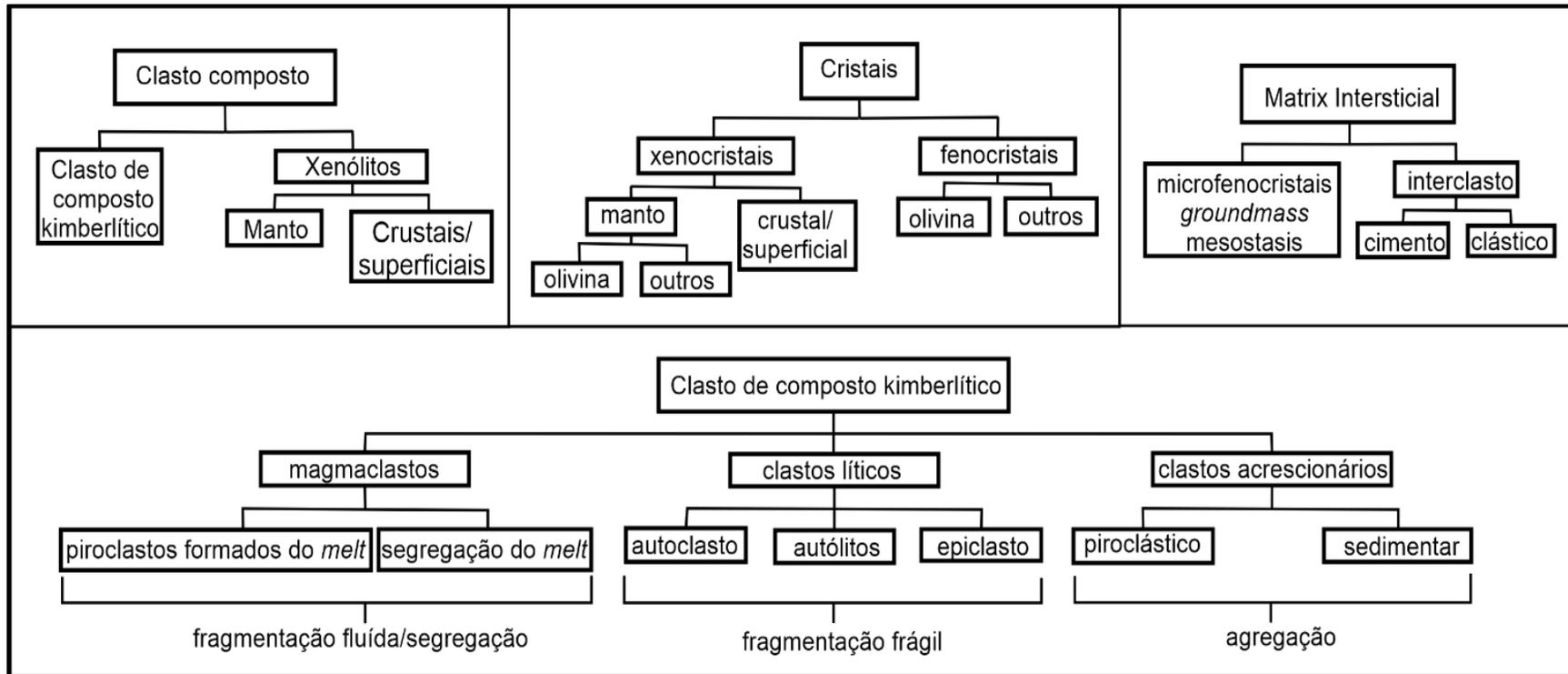
A nomenclatura da rocha é definida em função do nível de classificação, podendo os termos descritivos serem transportados e ou alterados para os níveis subsequentes da investigação (Figura 3.19). A classificação não se aplica às rochas com contribuição ínfima ou irrisória de constituintes kimberlíticos na trama, a exemplos das brechas de rochas crustais, rochas sedimentares, incluindo epiclásticas de origem não-vulcânica.

Em função da terminologia adotada, Scott Smith et al (2013) recomenda não utilizar termo brecha para designar rochas relacionadas ao magmatismo kimberlítico, em função do amplo campo de ocorrência e indução à falsas interpretações do modelo genético. Anteriormente, rocha com concentração superior à 15% de xenólitos era compreendida como brecha (CLEMENT; SKINNER, 1985), compondo fácies prospectiva TKB (KJARSGAARD, 2007). A trama do kimberlito (Figura 3.19) é composta por clastos compostos (clasto composto kimberlítico, xenólito crustal e mantélico) e cristais (xenocristais e fenocristais) envoltos e imersos em matrix intersticial (*groundmass*, microfenocristais e interclasto) (SCOTT SMITH et al., 2013).

Os xenólitos são fragmentos “estranhos” recuperados pelo magma kimberlítico durante a intrusão. Os xenólitos crustais são fragmentos de rochas que expressão a constituição do embasamento, enquanto xenólitos mantélicos representam amostragem do manto de composição peridotítica (MITCHELL, 1986).

Os clastos kimberlíticos são identificados em *magmaclast*, clastos líticos e ou clastos acrescionários (Figura 3.19). O termo *magmaclast* ou magmaclasto é descritivo, utilizado nos estágios iniciais da descrição da amostra, designa clasto formado antes e durante desenvolvimento final de algum processo de segregação e ou fragmentação fluída, permite substituição do termo durante estágio descritivo de maior detalhe. Os clastos líticos formados da fragmentação podem ser autoclastos, dificilmente documentados em kimberlitos devido à dinâmica magmática, ou autólitos, representados por fragmentos de rochas vulcânicas formadas pela intrusão, e ou epiclásticos, originados

Figura 3.19. Modelo descritivo simplificado para caracterização da trama dos kimberlitos, segundo nível de informação.



Fonte: Scott Smith *et al.*, (2013).

da ação do retrabalhamento de depósitos subaquáticos formado após o vulcanismo. Já os clastos acrescionários são formados pela agregação de componentes vulcânicos sedimentares da exposição subárea, os quais são classificados em *piroclastic* ou piroclástico quando derivados da manifestação vulcânica e em sedimentar, quando oriundo de processos superficiais (SCOTT SMITH *et al.*, 2013).

3.6 PROVÍNCIAS E CAMPOS KIMBERLÍTICOS

As províncias kimberlíticas são definidas como áreas cratônicas ou núcleo cratônicos preservados que são reativadas por magmatismo kimberlítico. Uma província pode ser dividida em campos kimberlíticos, em função de compartilharem afinidade geográfica e mesma idade (MITCHELL, 1986, 2020). As condições de preservação do diamante durante ascensão do magma kimberlítico com base no campo de estabilidade do diamante, defini condições báticas e térmicas específicas às zonas cratônicas para kimberlitos ou acidentes cratônicos na crosta. A cada 1000 ocorrências de kimberlitos e lamproítos conhecidos mundialmente, apenas 100 contém diamantes, e desses apenas 10 corpos apresentam concentrações econômicas passíveis para instalação de uma mina (RIDLEY, 2013).

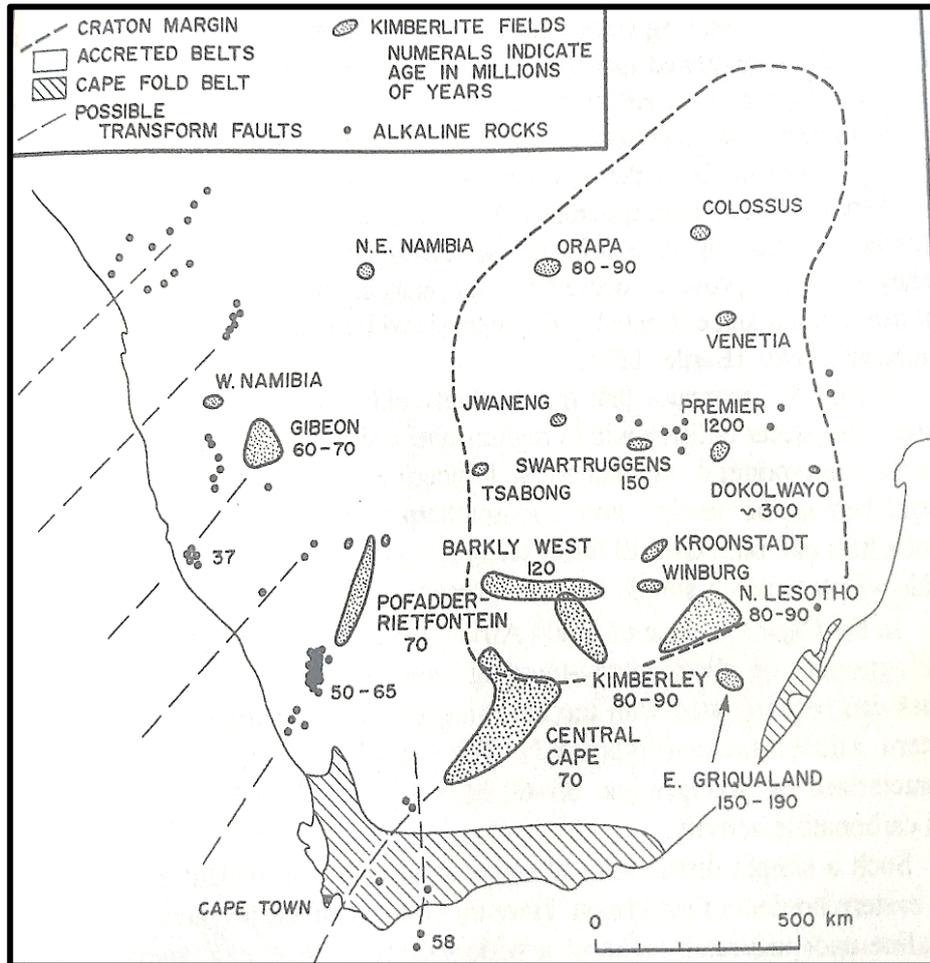
3.6.1 PROVÍNCIA SUL AFRICANA

A província sul africana está assentada no domínio do Cráton *Transvaal-Rhodesian*, acrescido a Faixa *Orange River* que apresenta sobreposição de rochas sedimentares e vulcânicas do Fanerozoico (MITCHELL, 1986; Figura 3.20). Caracterizada por apresentar múltiplos intervalos de magmatismo.

Diamantes presentes nos conglomerados de Witwatersrand indicam fonte primária com idade superior a 2.0Ga. As principais mineralizações do pré-cambriano ocorrem a nordeste no campo kimberlítico *Premier*, que registra mineralizações com cerca de 1200Ma. Os campos kimberlíticos de *Kimberley* e o norte de *Lesotho* localizados ao sul, são correlacionadas ao Cretáceo Médio assim como a sub-província de Orapa a norte, que marcam maior expressividade magmática entre 80-90Ma na província sula africana. No Cretáceo inferior há registro em 150Ma do campo kimberlítico de *Swartruggens*, localizado a 150Km do campo kimberlítico *Premier*. O Cretáceo superior marca o estágio final do magmatismo kimberlítico, com registro do campo kimberlítico *Gibeon* com idade de 60-70Ma (MITCHELL, 1986).

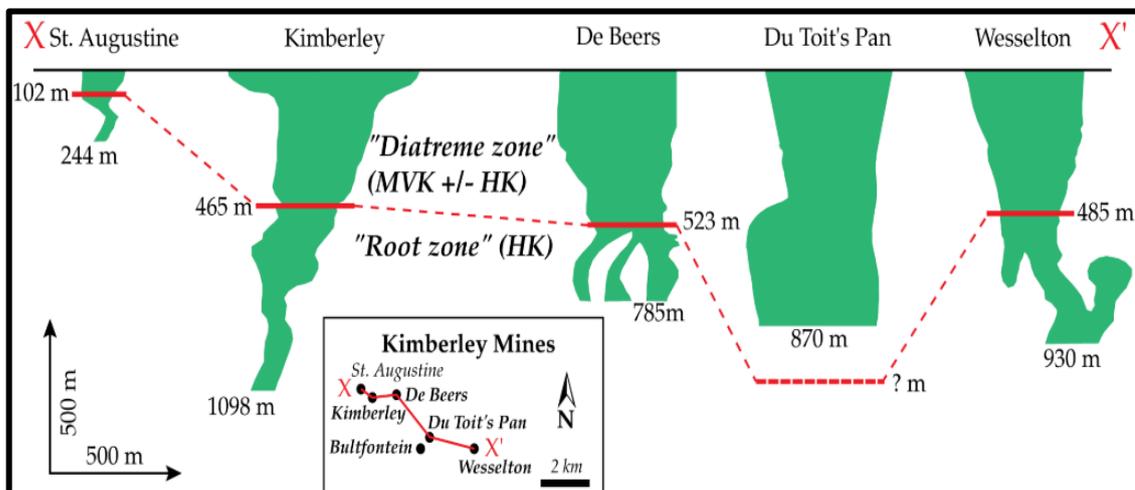
A estruturação segundo direção E-W e NW-SE de diques e *sills* controla a disposição dos pipes no campo kimberlítico de Kimberley. O A morfologia e geometria da diatrema em Kimberley, apresenta profundidade variada ao longo dos pipes, o que promove *pipes* com diferente tamanho (Figura 3.21). A transição da zona diatrema e zona hipoabissal ocorre a 102m de profundidade no *pipe* Augustine de pequena dimensão e a profundidade de 523m no *pipe* De Beers, de maior dimensão. No *pipe* Du Toit's Pan, até a profundidade de 870m não é verificada limite da diatrema e da zona hipoabissal.

Figura 3.20. Província Sul Africana e campos kimberlíticos que a constituem com idade geológica correspondente.



Fonte: Mitchell (1986).

Figura 3.21. Seção transversal sobre os pipes do Campo kimberlítico de Kimberley, na África do Sul, representativo do tamanho do pipe e variação das fácies genéticas em profundidade, considerando zona transicional (MVK) entre a zona hipoabissal e a zona diatrema.



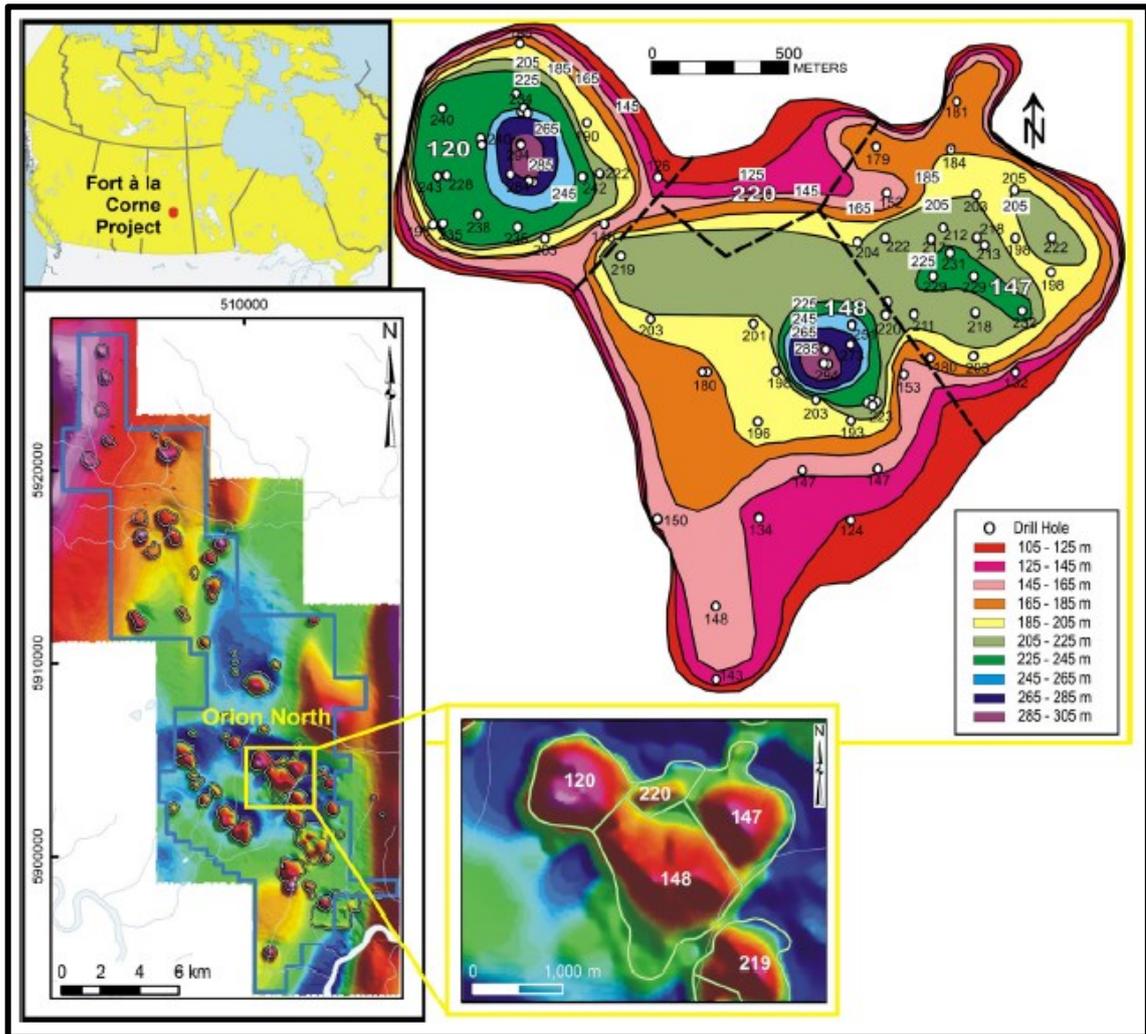
Fonte: Wagner (1914), Clement (1982) e Mitchell (1996) apud Kjarsgaard (2007).

Na porção norte da província sul africana, nordeste da Namíbia, o magmatismo é estruturado segundo *trend* nordeste com afinidade alcalina potássica. Há formação de melinitos, nefelinitos, fonolitos e carbonatitos com idade entre 30 a 60Ma, correlatos à abertura do oceano Atlântico (KJARSGAARD, 2007; MITCHELL, 1986)

3.6.2 CAMPO KIMBERLÍTICO *FORT A LA CONE*, CANADÁ

O campo kimberlítico está localizado no centro leste de Saskatchewan, Canadá, composto por cerca de 70 corpos kimberlíticos dispostos na forma de *clusters*, orientados segundo direção NE-SW (Figura 3.22). De modo simplificado, os kimberlitos estão assentados em embasamento Pré-Cambriano, intrudem sequências fanerozoicas carbonáticas e sedimento cretácicos. A idade do magmatismo é compreendida como Cretáceo Inferior (104-94Ma).

Figura 3.22. Localização dos clusters 148 e 147 e 120, 220 e 219 no setor Orion Norte, na província tipo *Fort a La Cone*, Canadá.

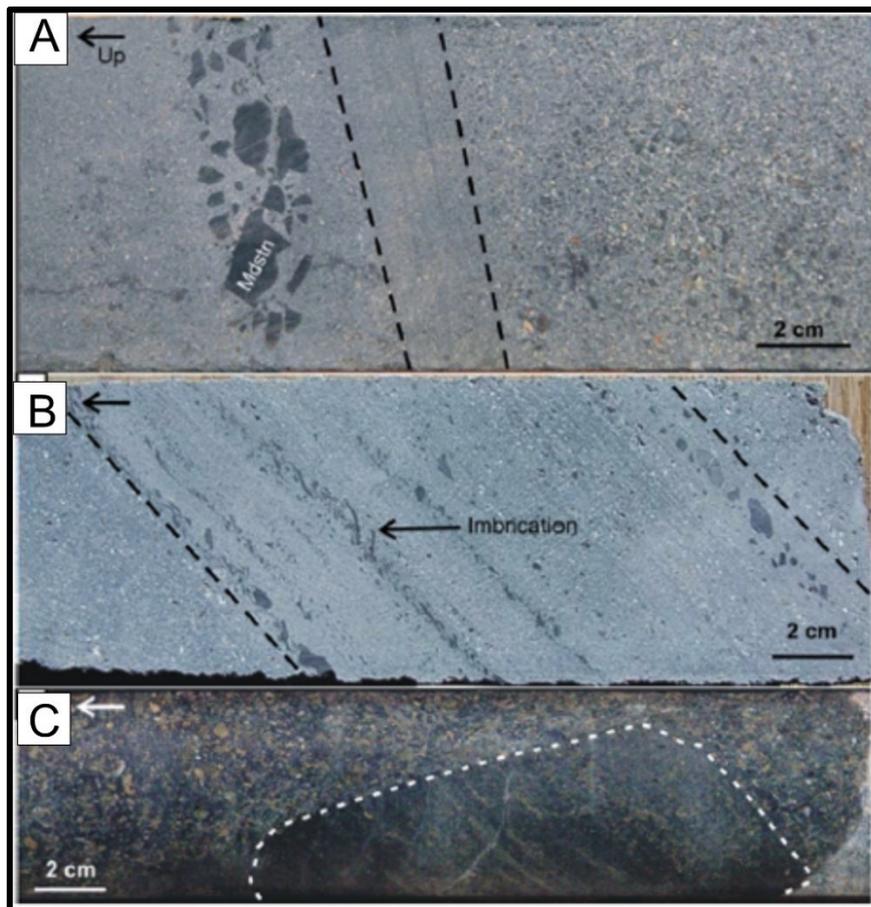


Fonte: Lefebvre e Kurszlaukis (2008).

Os principais corpos estão localizados no setor Orion Norte, representados pelos Alvo 148 e 147, recobertos por sequências glaciais, descobertos em subsuperfície através de campanhas de sondagem. (LEFEBVRE; KURSZLAUKIS, 2008).

A escavação da cratera com remoção dos sedimentos inconsolidados marcam o início do vulcanismo, com preenchimento de material piroclástico na cratera por múltiplos eventos subáreos semelhantes ao vulcanismo do tipo havaiano, ocorrendo concomitante a transgressão marinha, registrada em kimberlitos por meio de litoclastos de argilito com bordas plásticas e imbricação na laminação (Figura 3.23).

Figura 3.23. Litologias presentes no Campo kimberlítico Fort a la Cone. **A-** rocha kimberlítica com litoclasto de argilito com bordas plásticas indicando incorporação de fragmentos semi-consolidados. **B-** rocha kimberlítica com imbricação indicando concomitância entre vulcanismo e transgressão marinha, apresenta grande concentração de litoclastos de argilito. **C-**litoclasto de kimberlito laminado de grão fino em matriz média.



Fonte: Lefebvre e Kurszlauskis (2008).

O multi estágio vulcânico é verificado pela presença de litoclastos de kimberlito imerso a matriz kimberlítica (Figura 3.23) que promove a complexidade dos depósitos geralmente estratificados a partir do fechamento da abertura vulcânica (*vent*). Qualquer feição positiva do

vulcanismo foi removida pelos processos erosivos de transgressão marinha durante o Cretáceo superior, que permitiu a preservação da estrutura vulcânica através do soterramento rápido. Recobrando as crateras encontram pacotes sedimentares glaciais com 100m de espessura (LEFEBVRE; KURSZLAUKIS, 2008; MITCHELL, 2020). A profundidade da mineralização é controlada pelo centro do vulcanismo (*vent*) e pelo paleorelevo durante as extrusões, o alvo 148 foi condicionado em baixo topográfico circular de lados íngremes e relativamente profundos, enquanto o alvo 147 apresenta distribuição central (LEFEBVRE; KURSZLAUKIS, 2008).

O magmatismo tipo *Fort a la Cone* não preserva a diatrema durante os estágios do desenvolvimento do plúton. O magmatismo é formado por uma mistura de lapili juvenil ameboide (olivina e *melt* formado) e cristais discretos de olivina dispersos em matrix carbonática ou de serpentina, com preservação de vesículas de resfriamento, como ocorre no vulcanismo de *Igwisi Hills*. A ocorrência de pirocristais ou *pirocrists* é característica diagnóstica, se constituem de olivina originada a partir da segregação do *melt* kimberlítico de baixa viscosidade e depositada em camadas, com 90% do volume sem associação ao *melt*. Etapas de fluidização e hidrovulcanismo não estão presentes (Figura 3.23). Por essas características se distinguem dos kimberlitos piroclástico do tipo Kimberley (MITCHELL, 2020).

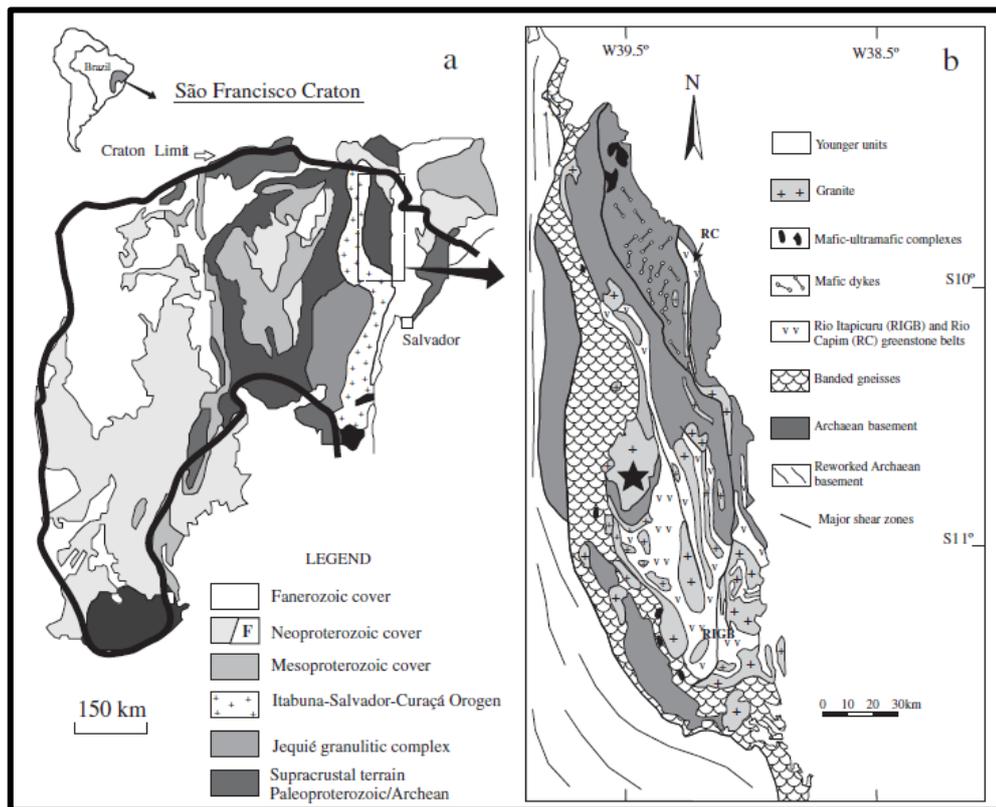
3.6.3 CAMPO KIMBERLÍTICO BRAÚNA, BRASIL

Localizado no nordeste do Cráton São Francisco (Figura 3.24), nos limites do estado da Bahia, município de Nordestina, o corpo Braúna-03 do campo kimberlítico Braúna representada o primeiro registro de mineralização primária de diamante do Pré-cambriano conhecido no Brasil (LEROUX, et al. 2010). Ocorrem mais de 90 diques e 3 corpos na forma de pipe, orientados segundo direção N30W. Foram descobertos 3 corpos, Braúna 03 e Braúna 07 com volume significativo e Braúna 04 com menor dimensão (DONATTI-FILHO et al., 2013).

O campo kimberlítico está assentado no bloco arqueano Serrinha, estável desde o Paleoproterozoico após formação do orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. O bloco serrinha apresenta embasamento composto por rochas arqueanas, migmatitos, gnaisses e granodiorito com assinatura química indo de calcioalcalina a TTG. Além de rochas supracrustais paleoproterozoicas do *greenstone belt* Rio Capim e Grupo Itapicuru. Rochas graníticas paleoproterozoicas intrudem as rochas crustais e encaixam os pipes e diques kimberlíticos, datados em 640Ma segundo o método U/Pb em perovskita (DONATTI-FILHO et al., 2013).

As litologias do campo kimberlítico Braúna estão no domínio coerente. Agrupado nas fácies MK onde predominam macrocristais de flogopita e na fácies BFK que representa o domínio hipobissal das intrusões (DONATTI-FILHO et al., 2013). O domínio MK é caracterizado pela presença de *groundmass* afanítica de serpetina e calcita primárias e pirita secundária com macrocristais e microcristais de olivina e serpentina em associação (Figura 3.25). Também ocorrem macrocristais de granadas e flogopita, que juntamente com a olivina representa de 5-40% em volume da rocha. A sequência kimberlítica apresenta entre 15-60% de sua constituição, intervalo de brecha, segregação globular e segregação. A assimilação de xenólitos crustais das rochas do embasamento, principalmente granitos é abundante (DONATTI-FILHO et al., 2013; Figura 3.25).

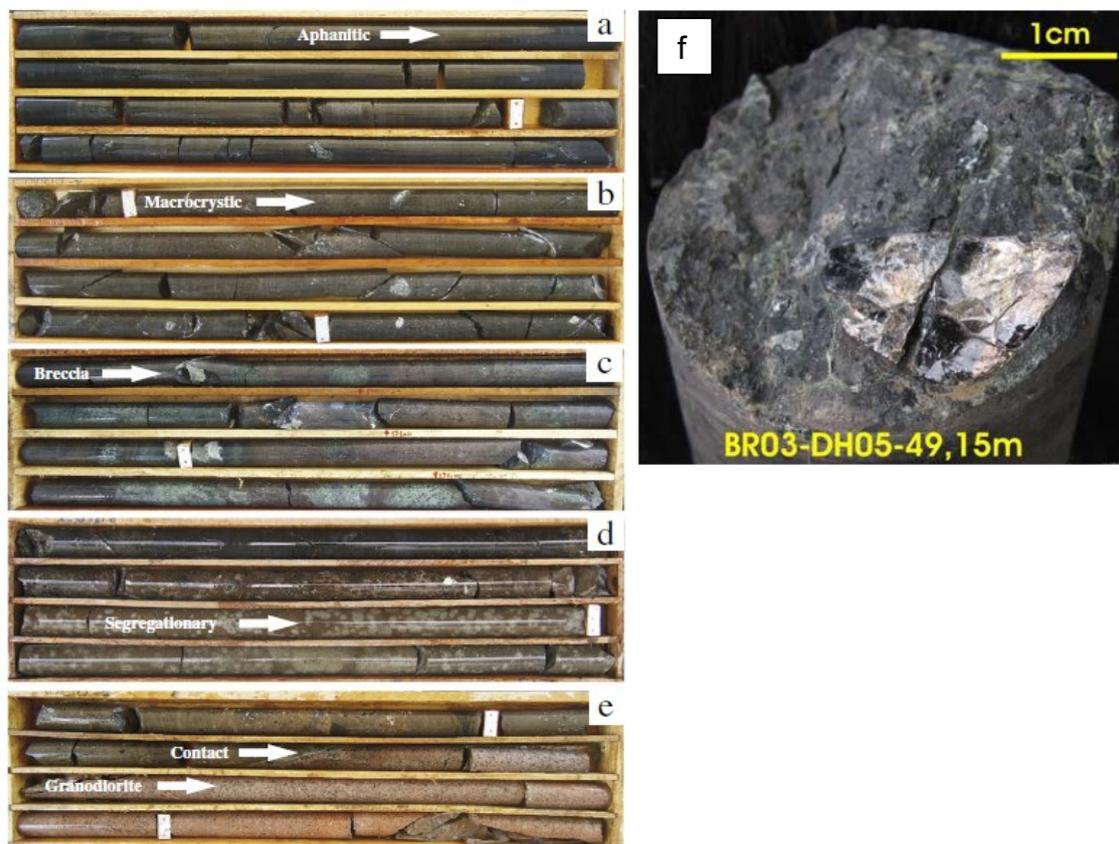
Figura 3.24. A-Configuração tectônica da porção nordeste no cráton do São Francisco. B- Contexto litológico onde o campo kimberlítico Braúna está assentado, no mapa é representado pela estrela preta.



Fonte: Donatti Filho. A- Fonte: Souza et al (2012). B- Oliveira et al (2004).

A assinatura geoquímica segundo isótopos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7045-0.7063$ e $\epsilon\text{Nd}=-5.8$ a -8.1 indicam metassomatismo condizente a presença de macrocristais de flogopita. O evento metassomático teria ocorrido no Neoproterozoico, a partir de eventos extensionais decorrentes da ruptura do supercontinente Rodínia (DONATTI-FILHO et al., 2013).

Figura 3.25. Testemunhos de sondagem recuperados com texturas principais do kimberlito Braúna. **A-** Rocha kimberlítica afanítica, **B-** Macrocristais de olivina em rocha kimberlítica, **C-** Brecha kimberlítica, **D-** Presença de segregação, **E-** Contato da rocha kimberlítica com granodiorito. **F-** Macrocristais de flogopita.



Fonte: (A-E) Donatti-filho et al (2013), (F) Leroux, et al (2010).

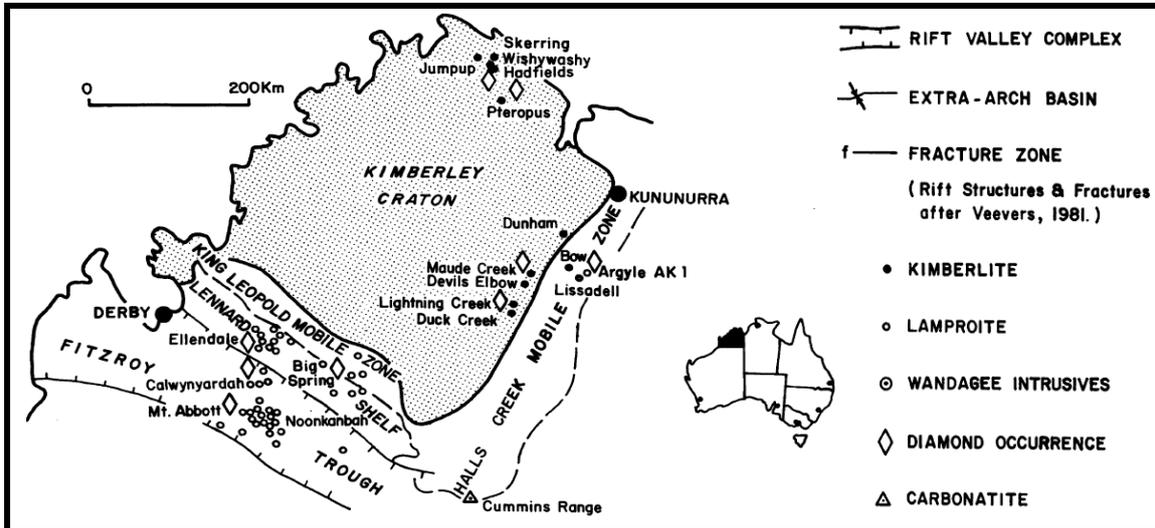
3.6.4 LAMPROÍTO ARGYLE, AUSTRÁLIA

O lamproíto de Argyle está localizado no extremo noroeste da Austrália, descoberto durante os trabalhos de prospecção na década de 70 no oeste da Austrália (Figura 3.26). Primeira mineralização de reconhecimento mundial de diamantes em olivina lamproíto. A abertura da mina ocorreu em 1985, sendo produzidos desde então, mais de 850 milhões de quilates (ct). Também representa uma das minas com maior teor, cerca de 3-4 ct/t de diamante aproximadamente.

O lamproíto de Argyle está inserido tectonicamente no domínio da Faixa *Halls Creek* de direção NNE-SSW (Figura 3.26), que registra evento metamórfico deformacional em seqüências sedimentares, vulcânicas e rochas intrusivas entre 1910-1790Ma durante colisão com a porção sudeste do Cráton Kimberley, e entre aproximadamente 1835-1810Ma com o Cráton Norte Australiano. O magmatismo teria evoluído entre 1200 Ma durante eventos extensionais que promoveram a reativação de falhas de empurrão estruturadas segundo sistema

de Riedel, com falhas sintéticas sinestrais com *trend* NNE e falhas antitéticas destrais com *trend* ENE (WHITE; et al. 1995).

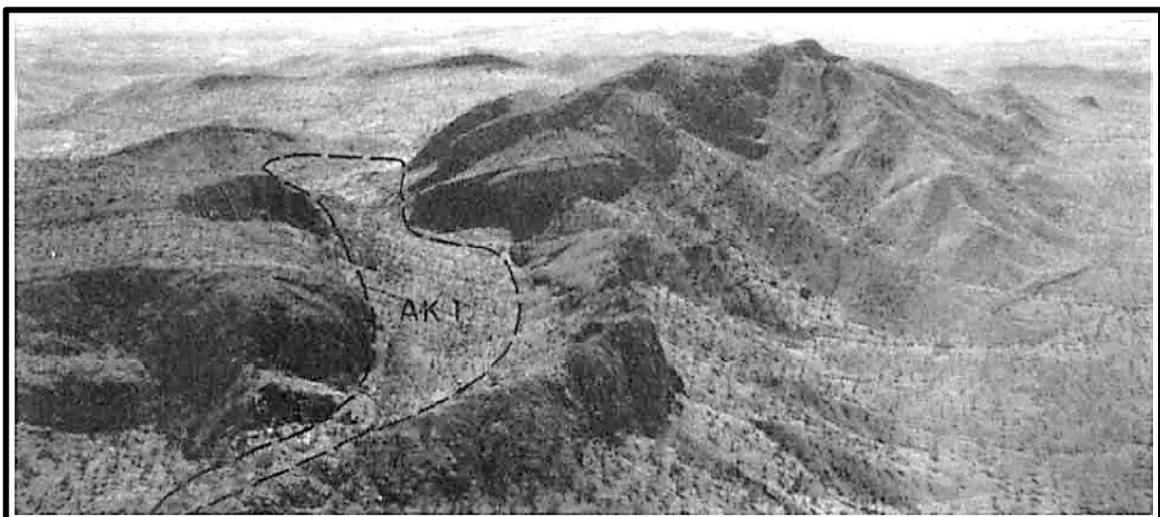
Figura 3.26. Inserção tectônica do lamproíto Argyle e ocorrências de diamantes e rochas primárias associadas no nordeste da Austrália.



Fonte: Atkinson et al (1984).

O pipe de Argyle antes das atividades de mineração apresentava formato alongado, levemente escarpado, com comprimento aproximado de 2km, largura entre 150 e 500m e área aproximada de 47ha (Figura 3.27) (JAQUES, 1986 apud in RAYNER *et al.*, 2018).

Figura 3.27. Fotografia orientada a partir do sul destacando lamproíto Argyle (AK1) aflorante.

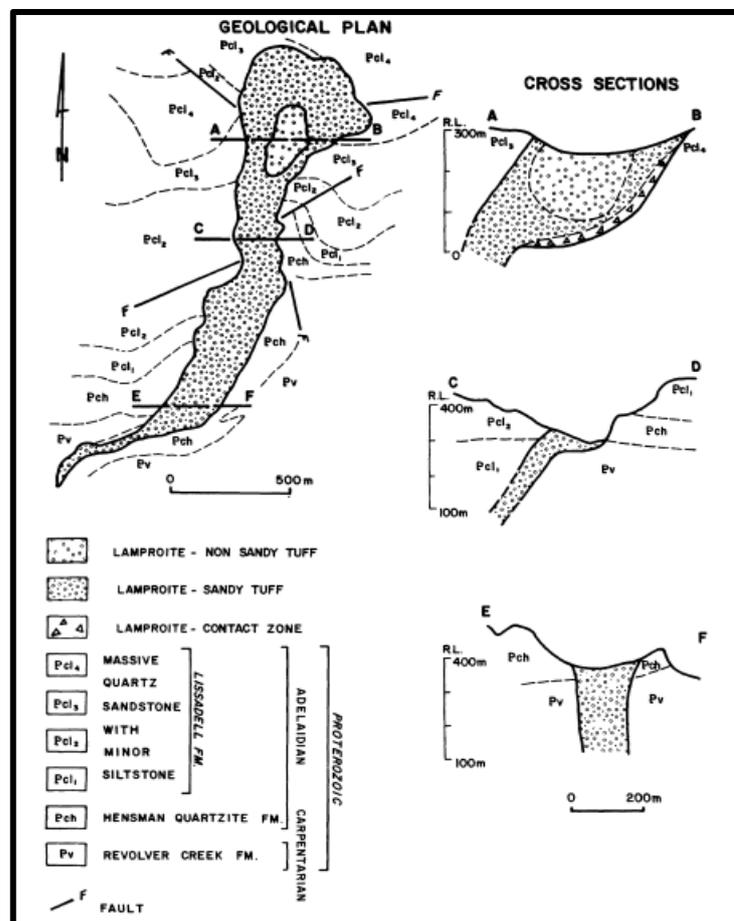


Fonte: Atkinson et al (1984).

Formado à partir de erupções freatomagmáticas em intervalo curto de tempo e subsidência sin-eruptiva da cratera. Corta as unidades sedimentares paleoproterozoicas da Formação *Revolver Creek*, basal aos quartzitos da Formação *Hensman* que se sobrepõem a sequência transgressiva da Formação *Lissadell*. Na porção leste do pipe as camadas apresentam inclinação aproximada de 30° e são sub-horizontais na porção oeste, como verificado nas seções (E-W) que delimita de modo simplificado pipe e diatrema, preenchida por tufos em associação com diques (Figura 3.28).

As litologias foram agrupadas por Atkinson 1984 em duas fácies. Os tufos arenosos, englobam tufos com granulometria grosseira e lamproíto lapili tufo quartzoso, dominantes no *pipe* sul. Enquanto os tufos não-arenosos são aflorantes no *pipe* norte, compreendidos como lamproíto lapili tufo com cristais líticos (RAYNER et al., 2018). A evolução dos trabalhos de mina a céu aberto, bem como a implantação de mina subterrânea em 2013, permitiu compreensão mais elaborada sobre o lamproíto Argyle, subdividido em cinco litofácies baseado na assembleia vulcanoclástica do *pipe* sul (Figura 3.28; RAYNER et al., 2018).

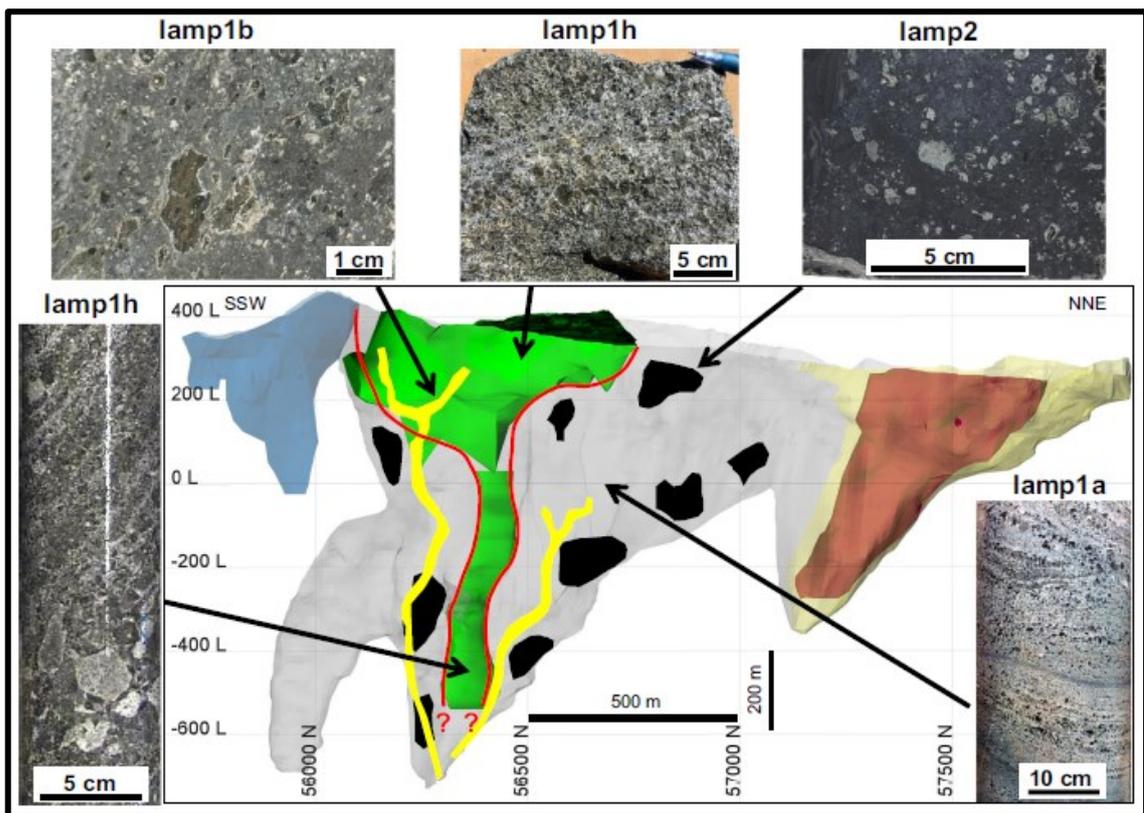
Figura 3.28: Seções transversais no corpo kimberlítico Argyle.



Fonte: Atkinson et al (1984).

O acervo litológico (Figura 3.29) é composto pela litofácies lamp1a, que consiste em olivina lamproíto, piroclástico, maciço a caótico. Enquanto o lamp1b representa olivina lamproíto com vesículas juvenis piroclásticas e grãos de quartzo arredondado. Por sua vez o lamp1h se caracteriza como olivina lamproíto, com feições mineralógicas e texturais semelhantes à lamp1a, se distingue pela presença de quartzo, disposto em grãos comendo de 5-20% do volume da rocha. A litofácies lamp2 representa olivina lamproíto com leve feição piroclásticas, abundante em xenólitos crustais. A litofácies lamp4 é representado por olivina lamproíto bem bandado, compreendido como porção isolada na diatrema sul.

Figura 3.29. Modelo tridimensional com corte transversal, porção NNW do pipe sul mostrando as litofácies que constituem as diatremas do lamproíto Argyle k1, onde o lamp1 representa principal litofácies. A linha em vermelho delimita porção central da principal diatrema, preenchida em predominantemente pela litofácies lamp1h que interage com o domínio lamp1b, discordante as demais litofácies. Em menor expressão, a litofácies lamp2 é compreendida como subdomínio isolado dentro da diatrema.



Fonte: Rayner et al (2018).

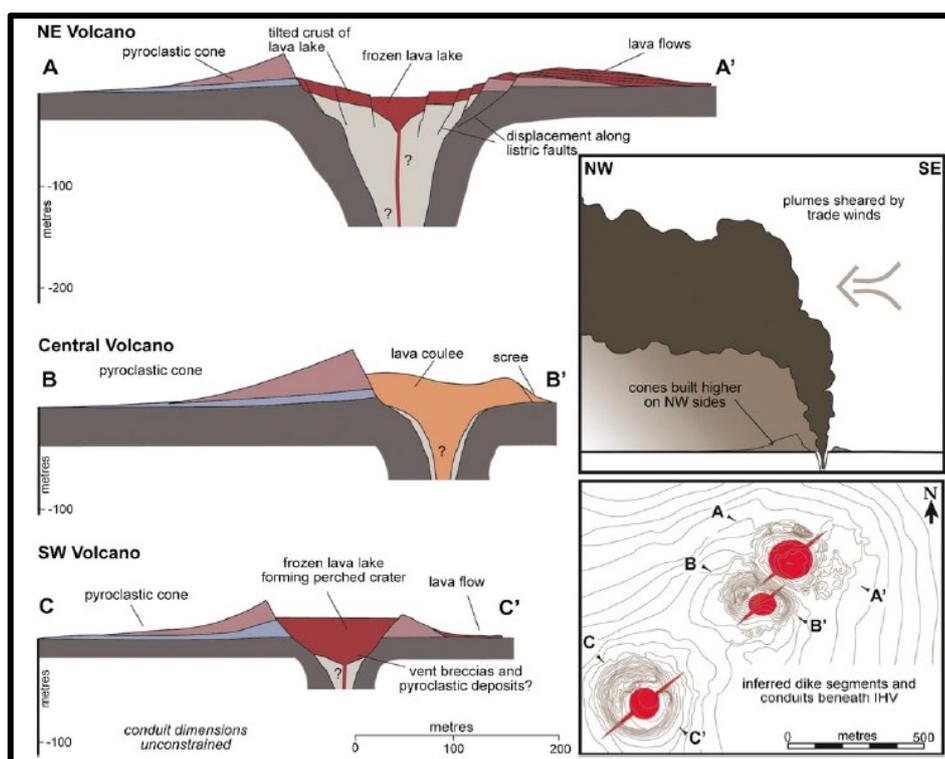
3.6.5 MANIFESTAÇÃO VULCÂNICA EM IGWISI HILLS, TANZÂNIA

Os corpos vulcânicos de *Igwisi Hills*, estão localizados na Tanzânia, representam importante registro da preservação de lava em extra-cratera e edifícios piroclásticos (Figura 3.30). Constituído pelo conjunto de três centros vulcânicos, que representam registro mundial único e de menor idade registrada, durante o Pleistoceno Superior ao Holoceno, segundo datações em olivina de lava e dados paleomagnéticos (BROWN et al., 2012).

Se tornam um importante registro para concepção e compreensão da natureza vulcânica do magmatismo kimberlítico, onde na maioria dos casos a estruturação da diatrema é apagada a partir do colapso e ou subsidência da cratera e ou as feições primárias são sobrescritas por processos de alteração.

Os corpos vulcânicos apresentam pequena dimensão, orientado segundo fraturas NE-SW, onde ocorrem diques orientados próxima a superfície, que compõem a base do edifício vulcânico com formação de cratera no topo. As feições na lava indicam durante o magmatismo alta viscosidade em função da desgaseificação de voláteis, e cristalização parcial da *groundmass* em baixa profundidade. O acamamento e o baixo volume de material piroclástico é condizente à pequenas explosões.

Figura 3.30. Seção transversal sobre os corpos vulcânico de Igwisi Hills em destaque os processos piroclásticos e condutos vulcânicos, com dique segundo trend NE-SW.

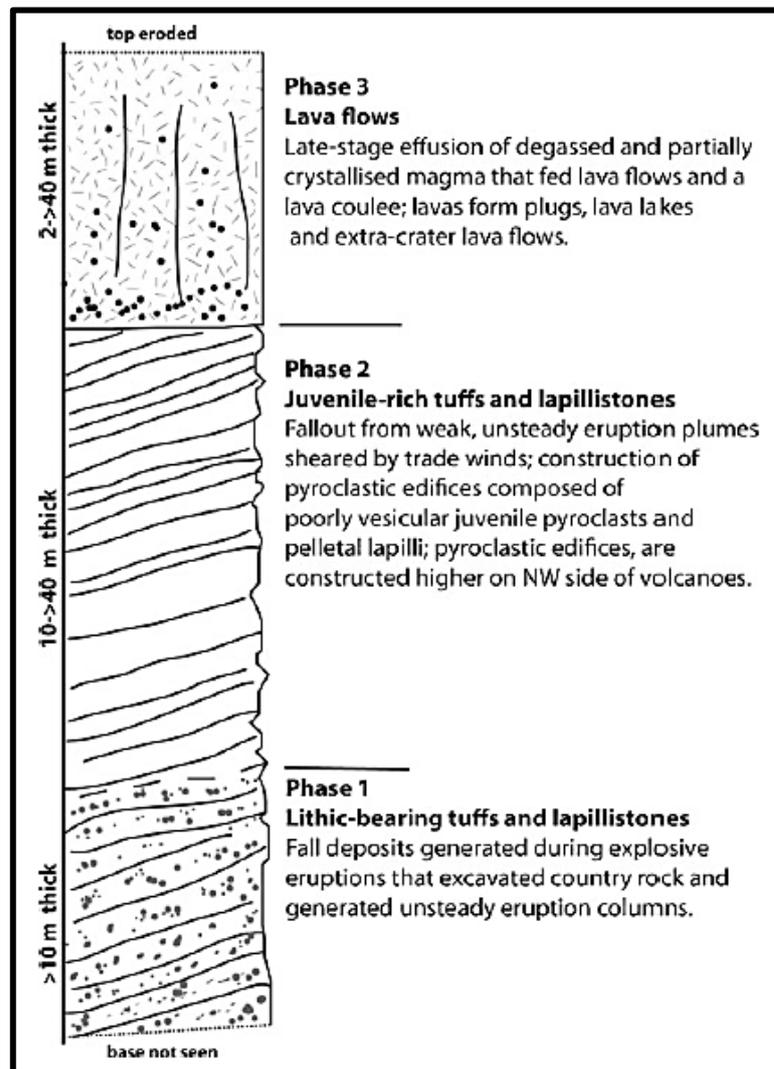


Fonte: Brown et al (2012).

A assembleia litológica dos cones piroclásticos inclui basicamente depósitos de queda acamadados, com clastos com escoriações vesiculares, clastos peletais e clastos juvenis de alta densidade. Em relação ao tamanho e morfologia dos clastos, são semelhantes aos apresentados por corpos kimberlíticos (Figura 3.30).

Com base nos depósitos vulcânicos, é postulado para o vulcanismo três fases (Figura 3.31), onde a fase um é iniciada a partir da escavação das rochas do embasamento, com geração de depósitos de falhas e colunas de erupção. Posteriormente na fase dois ocorre precipitação irrisória de pluma com consequente formação de lapili peletal que estrutura o cone vulcânico. Por fim, na fase três ocorre a fase final de efusão, de desgaseificação e cristalização parcial do magma que alimentou os fluxos de lava, na forma de plugs, lagos ou extra-cratera.

Figura 3.31. Coluna estratigráfica compreendida para os centros vulcânicos de Igwisi Hills.



Fonte: Brown et al (2012).

CAPÍTULO IV - MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 MÉTODOS INDIRETOS

A aplicação do sensoriamento remoto possibilitou determinar feições de relevo da área de estudo (Item 4.1.1). A magnetometria permite, por meio do comportamento magnético, assimilar e interpretar estruturas com base no conhecimento geológica regional disponível. A combinação das técnicas contribui para o estudo da anomalia magnética Castelhana (Item 4.1.1 e 4.1.2).

4.1.1 SENSORIMENTO REMOTO

A aplicação do sensoriamento remoto neste trabalho deu-se a partir do sensor ativo ALOS PALSAR, como ferramenta de investigação superficial (ASF, 2020). Os sensores ativos ou radares operam na região das micro-ondas (2,4-100cm), 200 mil vezes maior que os comprimentos de onda da luz visível. O sensor artificial apresenta aquisição contínua, por tanto, não sendo restringido pela variação da radiação solar ou ausência de nuvens (MENESES et al., 2012).

As imagens rasters foram geradas a partir do modelo digital de elevação, com criação de curvas de nível e relevo sombreado, respectivamente pelas ferramentas *Contour* e *Hillshade* no *software* ArcGIS do Laboratório de SIG e Geoprocessamento do LABSIGEO-UFU. O relevo sombreado foi colocado sobre a base do *Google Earth*, que permitiu fotointerpretação do padrão de drenagem.

Os arquivos *rasters* foram inventariados no banco de dados *Alaska Satellite Facility* do Instituto Geofísico da Fairbanks da Universidade do Alaska, EUA. Os dados *rasters* apresentam resolução de 12,5m (ASF, 2020).

4.1.2 GEOFÍSICA

A geofísica consiste na principal etapa de trabalho desta monografia. Os dados utilizados consistem na combinação de dados de aeromagnetometria e magnetometria terrestre. Os dados de aeromagnetometria foram utilizados com propósito de ressaltar feições da geologia regional, além de permitir planejamento do caminhamento da magnetometria terrestre na Anomalia Magnética Castelhana, objetivando confirmar existência da anomalia magnética e delimitar dimensões espaciais em superfície, baseando no contraste entre fonte e embasamento.

4.1.2.1 Levantamento Geofísico

O respectivo trabalho contou com os dados do aerolevante da Área 7, executado pela Lasa Prospecção S/A e entregue em 2006 a CPRM/CODEMIG (CPRM; CODEMIG; LASA, 2006). Já o levantamento terrestre de magnetometria foi realizado em 2019 pelo autor da dissertação, com apoio do coordenador Leonardo Guimarães Miquelutti, em parceria com Observatório Nacional (ON).

Levantamento aéreo

O levantamento foi uma parceria da SEDE (Secretaria de Estado de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais) do Governo de Minas Gerais, através da CODEMIG (Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais), em parceria com o MME (Ministério de Minas e Energia), através da CPRM (Serviço Geológico do Brasil).

As linhas de voo apresentam direção N-S, o espaçamento entre linhas é 400 m, as linhas de controle apresentam direção E-W, com espaçamento de 8 km. O intervalo de aquisição das leituras do magnetômetro Scintrex CS-2 é de 0,5s, com velocidade da aeronave a aproximadamente 280 km/h, o que significa um intervalo de amostragem de aproximadamente 40 m. A altura média de voo foi de 100 m. Três aeronaves participaram do levantamento, em destaque o avião Cessna Caravan C208 que permitiu a aquisição de dados de magnetometria da Área 7 (Figura 4.1).

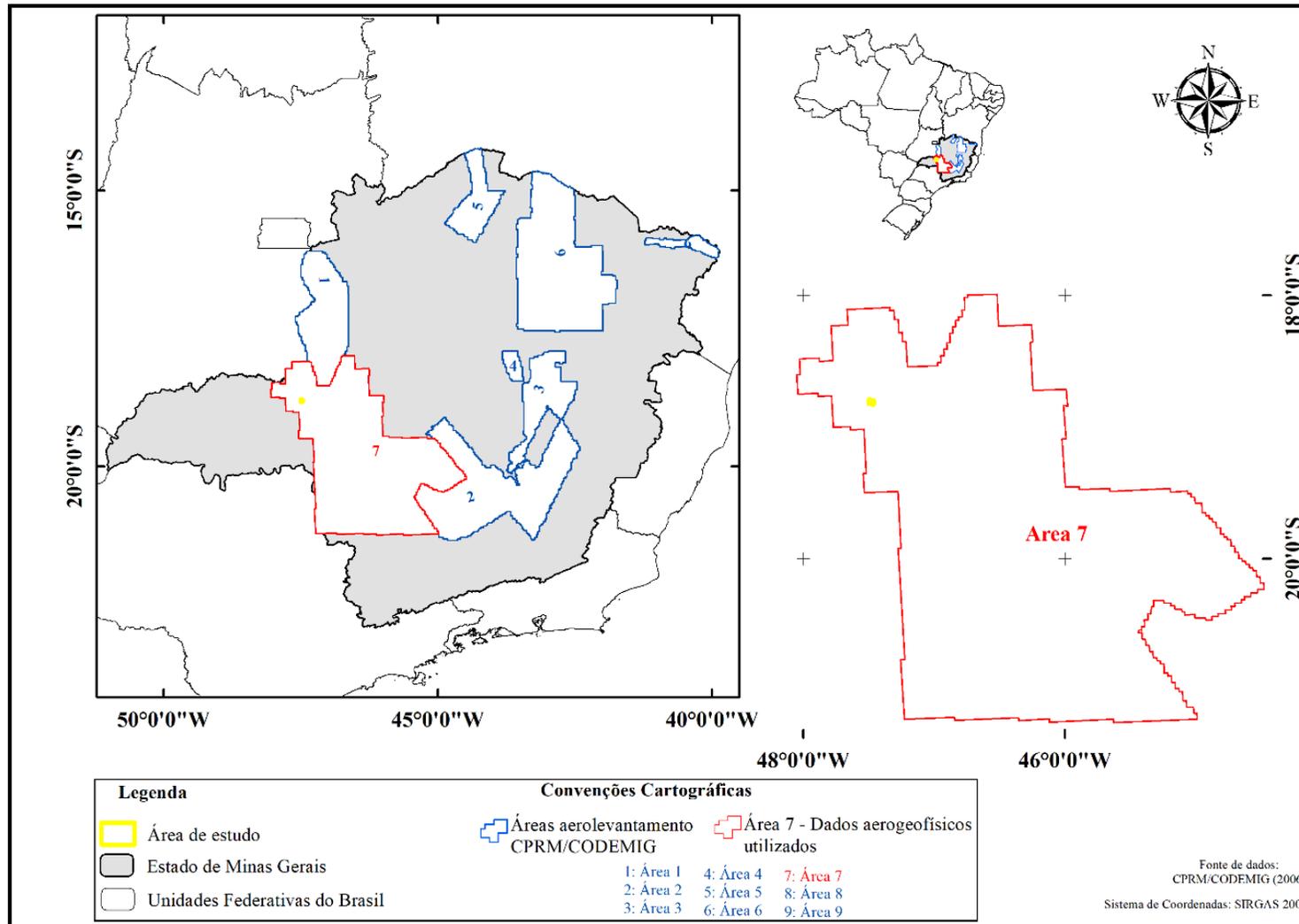
O levantamento aéreo permitiu a aquisição de dados gamaespectrometria e magnetometria, em 9 áreas de interesse prospectivo em Minas Gerais, na qual está inserida a Área 7 - Patos de Minas-Araxá-Divinópolis, utilizada no estudo (Figura 4.2).

Figura.4.1. Aeronave Cessna Caravan C208 – PT-MEP, utilizado na região de estudo da Área 7.



Fonte: CPRM; CODEMIG; LASA (2006).

Figura 4.2. Mapas das áreas do aerolevanteamento realizado no estado de MG pela LASA Prospecção S/A, em destaque a área 7.



Fonte: CODEMIG (2006), o autor.

Levantamento terrestre

Os trabalhos de aquisição de dados geofísicos terrestre foram realizados durante o mês de dezembro de 2019 na anomalia dipolar do corpo Castelhana. O levantamento foi realizado com parceria do Observatório Nacional (ON) que disponibilizou magnetômetro de processão de prótons modelo GSM19T além da estação de base fixa com mesmas especificações técnicas (Figura 4.3).

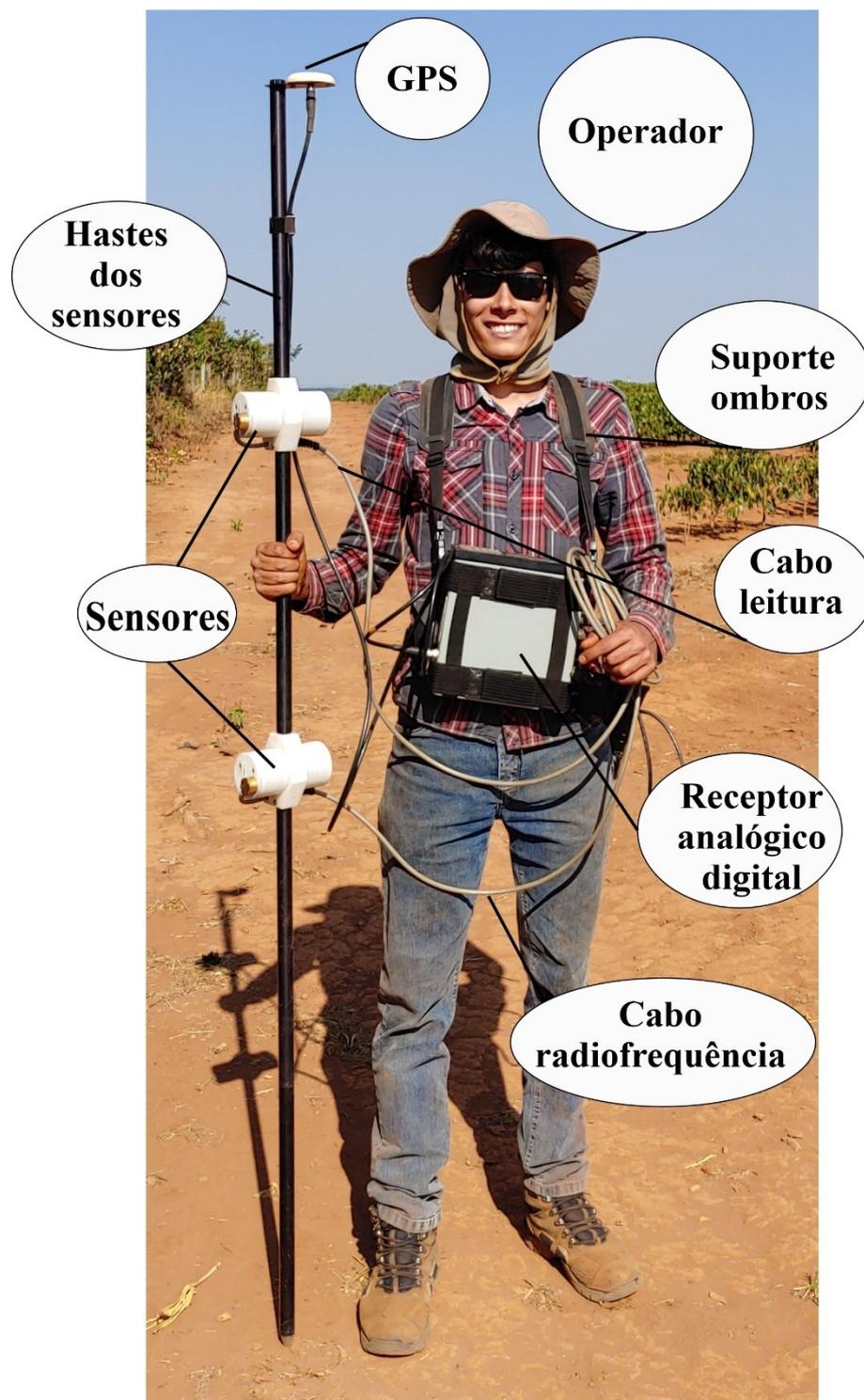
A medida realizada pelo magnetômetro consiste na aquisição do campo magnético total sem correção, na unidade de medida (nT), utilizando dois receptores (um para leitura e um de radiofrequência como polarizador) que são sustentados por hastes de alumínio, que permitem o manuseio do operador. Os dados adquiridos pelos sensores são encaminhados ao receptor que apresenta acoplado conversor para transformar o dado analógico em digital. Além de permitir o armazenamento das informações adquiridas durante o dia. O GPS permite georreferenciar cada ponto de leitura (GEMSYS, 2008).

Neste item, são apresentados dois levantamentos, o levantamento planejado e o levantamento executado. Enquanto o levantamento planejado apresenta aquisição de dados simétrica e não foi realizado em campo devido a existência de plantações de café no local, o levantamento executado é assimétrico, devido a disposição das vias não-pavimentadas existentes no local e utilizadas para a aquisição durante o caminhamento.

O levantamento planejado apresenta 5 linhas de aquisição com direção perpendicular às linhas do levantamento aeromagnetométrico, espaçamento de 400m e extensão de 2km. O levantamento planejado foi elaborado segundo a presença de anomalia aeromagnética dipolar existente no mapa de campo magnético total, sobre a região da Fazenda Castelhana, córrego Mateus, entre os municípios de Monte Carmelo e Romaria, Minas Gerais (Figura 4.4a).

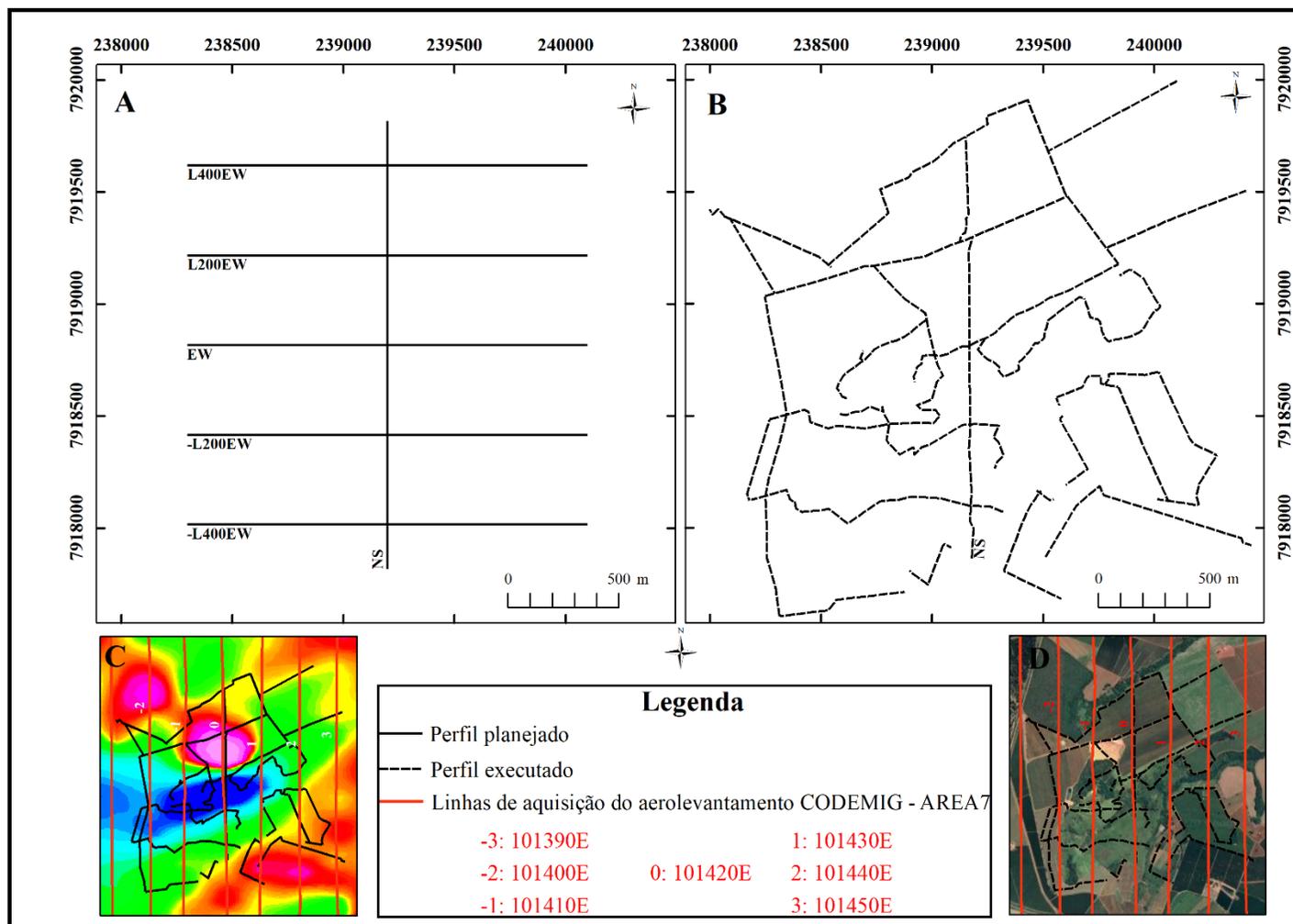
O levantamento executado objetivou cobrir o espaço proposto ao levantamento planejado, adaptado as condições de acessibilidades do local. Para a aquisição e comparação relativa com os dados do levantamento aéreo, foi mantida a linha NS, de aproximadamente 2 km de extensão e comum a linha 101420E do aerolevanteamento (Figura 4.4b, 4.4c e 4.4d).

Figura 4.3. Magnetômetro terrestre de processão de prótons GSM19T acoplado ao operador.



Fonte: O autor.

Figura 4.4. Mapas do levantamento terrestre. **A-** Mapa do levantamento planejado. **B-** Mapa do levantamento executado. **C-** Anomalia magnética gerada pelo mapa TMF aéreo, com levantamento terrestre executado em preto e linhas aéreas N-S em vermelho. **D-** Mapa com fotografia área, apresentando levantamento terrestre executado em preto e linhas áreas em vermelho com direção N-S.



Fonte: A- O autor, C-CODEMIG (2006), D-.Google Earth (2020).

4.1.2.2 Magnetometria

Consiste na investigação da geologia com base nas anomalias do campo magnético da Terra, em virtude das propriedades magnéticas das rochas (DENTITH; MUDGE, 2014). Apesar da maioria das rochas não serem compostas por minerais magnéticos, rochas máficas e ultramáficas possuem em sua composição minerais magnéticos como: magnetita, pirrotita e ilmenita, que promovem expressivas anomalias magnéticas (LANZA; MELONI, 2006).

Quando um material é colocado em um campo magnético, pode adquirir magnetização na direção do campo, e perdê-la ao ser retirado desse campo (KEAREY; BROOKS e HILL, 2009). A esse fenômeno dá-se o nome de *magnetização induzida* (J_i).

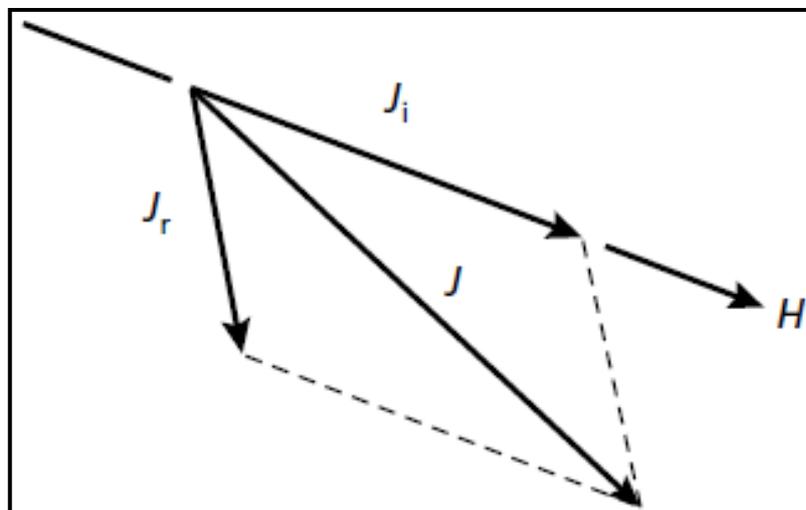
O campo magnético B , medido no levantamento de magnetometria é dado pelo somatório do campo externo e o do campo induzido.

$$B = \mu_0 \cdot H + \mu_0 \cdot J_i = \mu_0 \cdot H + \mu_0 \cdot k \cdot H = (1 + k)\mu_0 \cdot H$$

Onde: H é o campo magnético externo, B é o campo induzido pela exposição à força do campo H , μ_0 é a permeabilidade magnética do vácuo (igual a $4\pi \cdot 10^{-7}$ Henry/m) e k é a susceptibilidade magnética do corpo

Caso o corpo possua magnetização remanente, os efeitos magnéticos da rocha se originam do vetor resultante J , dos dois vetores de magnetização, conforme Figura 4.5. A magnitude de J controla a amplitude da anomalia magnética e a orientação de J influencia a forma dessa anomalia.

Figura 4.5. Diagrama de vetores ilustrando a relação entre magnetização induzida J_i , remanente J_r , e total J .



Fonte: Kearey, Brooks, Hill (2009).

Ao contrário do campo gravitacional da terra, que é considerado como exclusivamente vertical e varia apenas em intensidade, o campo magnético terrestre possui variação de amplitude e de direção, o que torna mais elaborado o tratamento das anomalias magnéticas (KEAREY, BROOKS e HILL, 2009).

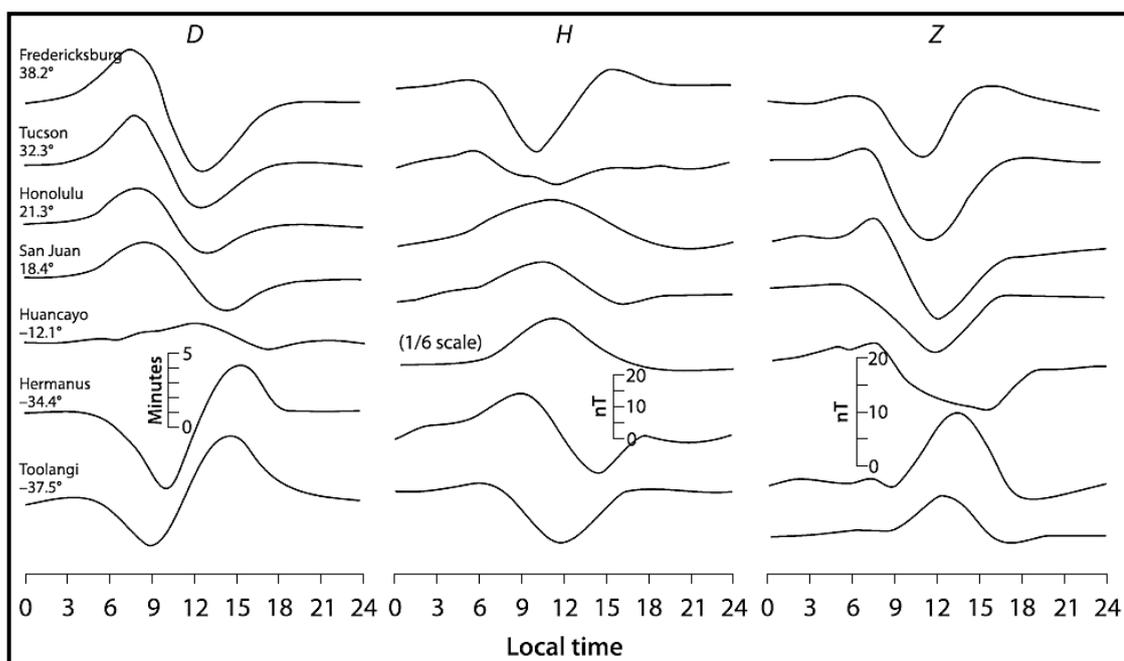
4.1.2.3 Correção magnéticas dos dados terrestres

Basicamente, as reduções magnéticas realizadas são de correção da variação diurna por meio de uma estação de base fixa e a remoção do *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF), com posterior aplicação do filtro Continuação para cima, em 100m na altura média de aquisição do aerolevante da Área 7.

Correção da Variação Diurna

A variação diurna é um efeito causado principalmente, pela influência do campo magnético originado pelo Sol. Pode ser claramente observada em um gráfico que exibe o comportamento das componentes D, H e Z do campo magnético medido fixamente por 24h, para diferentes latitudes, observando distinto comportamento do campo magnético ao longo do globo terrestre (Figura 4.6).

Figura 4.6. Medida das componentes do campo magnético em diferentes observatórios mundiais para o período de 24 horas.



Fonte: Campbell (2003) apud Lanza; Meloni (2006).

A correção da variação diurna consiste em retirar o efeito dessa variação nos dados medidos. Para isso, se faz necessária a instalação de uma estação-base, que fica fixa durante todo o período de aquisição dos dados (KEAREY, BROOKS e HILL, 2009). A partir da aquisição dos dados através da estação-base, é possível quantificar o efeito dessa variação diurna nos dados medidos com o magnetômetro móvel e, então, retirá-lo (KEAREY, BROOKS e HILL, 2009). Tal correção, na prática, foi realizada pelo software disponibilizado pelo fabricante do equipamento utilizado.

Correção do Campo Geomagnético

A correção do campo geomagnético consiste em remover o campo geomagnético principal dos dados, que possui origem no manto/núcleo, e, portanto, não representa informação útil para exploração superficial. Esta correção é feita através da remoção do *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF), que expressa o campo magnético não perturbado em termos de muitos harmônicos e inclui termos temporais para corrigir a variação secular (DENTITH; MUDGE, 2014). Na prática, tal correção foi feita utilizando o software Oasis Montaj para uma declinação de -20,3 e inclinação -27,3 com base na latitude e longitude local.

Continuação para cima

A continuação para cima é o cálculo do valor que o campo magnético teria em uma altura maior que a altura medida. Tal cálculo é possível devido ao fato de o espectro de frequências variar de maneira previsível em relação a distância da fonte. É útil para realçar feições regionais (DENTITH; MUDGE, 2014).

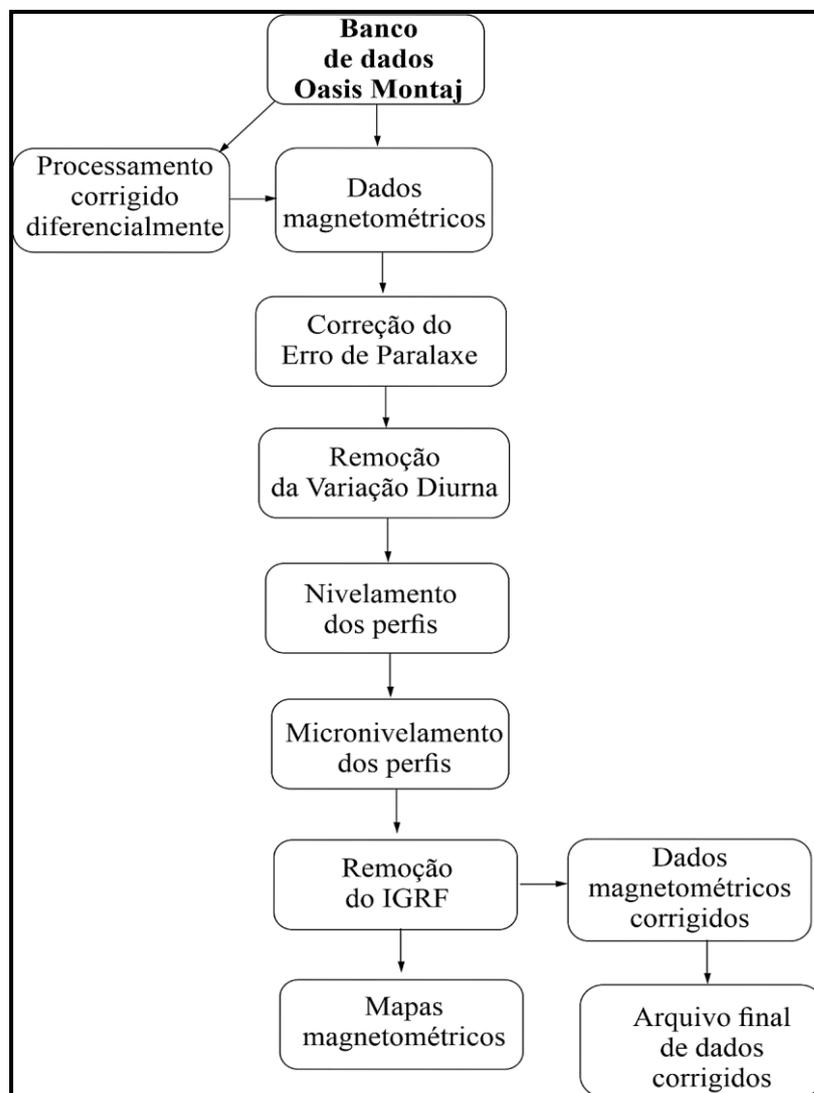
Para o presente trabalho, os dados de magnetometria do levantamento terrestre foram apresentados na altura de 100m, sendo comum a aquisição do aerolevanteamento, o que permitiu comparar os resultados dos dois levantamentos. Foi utilizado o filtro continuação para cima no Oasis Montaj, na respectiva altura de 100m.

4.1.2.4 Processamento dos Dados Magnetométricos

Os dados aéreos vieram processados e disponibilizados no formato rasters (CPRM; CODEMIG; LASA, 2006). O processamento e correção dos dados foi executado pela Lasa Prospecção S/A e seguiu rotina apresentada no fluxograma da Figura 4.7 (DENTITH; MUDGE, 2014; GEMSYS, 2008; WHITEHEAD; MUSSELMAN, 2010). Para o levantamento terrestre

foi realizada apenas as correções da variação diurna e a remoção do IGRF, com geração de mapas magnetométricos e arquivo com dados corrigidos (GEMSYS, 2008).

Figura 4.7. Fluxograma do processamento de dados magnetométricos realizado pela LASA Prospecção S/A para o aerolevantamento da Área 7.



Fonte: CPRM; CODEMIG; LASA (2006).

Grid e Interpolação

Os mapas geofísicos permitem a visualização dos processamentos e filtros aplicados para apresentar as informações e os dados adquiridos durante os levantamentos. Para a análise dos dados e geração de mapas, é necessário interpolar sobre um grid regular os dados distribuídos sobre as linhas de voo ou sobre o levantamento terrestre executado. As células do grid utilizados medem 100 m de lado, e a interpolação utilizada foi a *kriging*. Os seguintes mapas passaram por os processos supracitados e são comuns ao levantamento aéreo e terrestre:

- Campo Magnético Total (TMF)
- Campo Magnético Total Corrigido do IGRF (TMI)
- Campo Magnético Residual (RMF)
- Redução ao equador magnético (RTE)
- Amplitude do Sinal Analítico (ASA)
- Derivada Vertical de primeira ordem (DZ)

Campo magnético residual

O campo magnético residual foi obtido através da redução polinomial de ordem 1 dos dados interpolados dos dados do Campo Magnético Total corrigido do IGRF (TMI). Tal procedimento permite que as anomalias locais sejam ressaltadas através da remoção da tendência regional dos dados (tendência esta ajustada pelo polinômio de grau 1).

Redução ao equador

Tal procedimento é realizado em regiões de baixas latitudes, e/ou que apresentem baixa intensidade de Anomalia de Campo Total e não favoreça a Redução ao Polo, como é o caso da área de investigação em questão. Reduzir um dado magnético ao pólo significa transladar o dado de forma que este tivesse sido medido no pólo magnético (que possui inclinação e declinação iguais a 90° e 0°, respectivamente). Tal redução favorece um melhor detalhamento da forma do corpo, pois o campo magnético em um pólo não apresenta uma característica dipolar, e sim monopolar, conforme observado na Figura 4.8a. Similarmente à redução ao polo, é possível fazer a redução ao equador, com inclinação do campo magnético igual a 0, distinguindo pelo comportamento do dipolo, que passa a apresentar comportamento inverso ao polo, em função do campo geomagnético ser horizontal no Equador (Figura 4.8c).

Amplitude do Sinal Analítico

A amplitude do sinal analítico *ASA* é dada por:

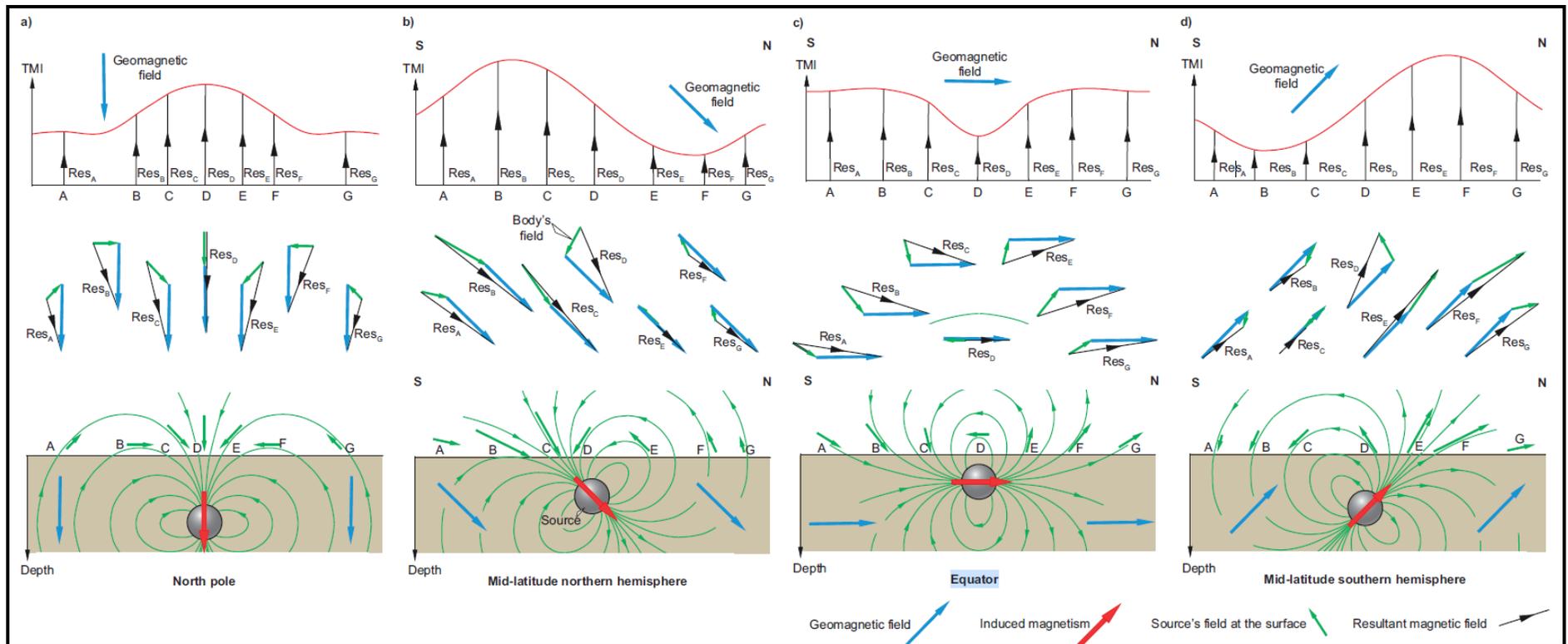
$$ASA(x, y) = \sqrt{\left(\frac{\partial B}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial B}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial B}{\partial z}\right)^2}$$

de modo que é a soma da amplitude das derivadas direcionais é uma forma eficiente de delinear limites/contatos geológicos, e resolver corpos distintos próximos entre si.

Derivada vertical

A derivada vertical é útil para ressaltar contatos, facilitando a identificação de zonas de falhas, lineamentos e contato entre corpos distintos. Pode ser entendida como a diferença entre a continuação para cima e a continuação para baixo em um determinado ponto, normalizado pela diferença em altura entre as duas respostas de continuação (DENTITH; MUDGE, 2014).

Figura 4.8. Ilustração esquemática de campos magnéticos induzidos por uma fonte esférica no (a) pólo norte magnético, (b) latitudes médias no hemisfério norte, (c) equador magnético, e (d) latitudes médias no hemisfério sul.



Fonte: Dentith e Mudge (2014).

4.2 MÉTODOS DIRETOS

Neste trabalho, a área investigada foi a Anomalia Magnética Castelhana. Os métodos diretos consistem na amostragem por sondagem rotativa diamantada com recuperação de testemunho e na descrição de logs de sondagem por meio da petrografia macroscópica. O uso de sondagens é reconhecido mundialmente na mineração para investigação de alvos em subsuperfície, bem como destinado a coleta de informações geológicas utilizando a petrografia macroscópica. Foi realizada descrição de dois conjuntos de amostragem testemunhais de furos de sondagem.

4.2.1 PETROGRAFIA

A utilização da classificação textural de Scott Smith e colaboradores (2013) é aplicada à assembleia de rochas kimberlíticas (kimberlitos e lamproítos). Não sendo aplica às rochas associadas a intrusão que apresentam contribuição irrisória de clastos kimberlíticos. A classificação textural genética de Scott Smith e coladores (2013) sintetiza, distingue e define conceitos conforme trabalhos consagrados na literatura sobre kimberlitos, tais como: Clement; Skinner (1985); Smith (1998); Mitchell (1986, 1995), Smith (2008) (Figura 4.9).

A classificação de Scott Smith et al (2013) se assemelha ao modelo descritivo guiado de Cas et al (2008, 2009), que outrora defini a terminologia própria para kimberlitos e rochas afins. O modelo de classificação de Scott Smith et al (2013) consiste em cinco níveis guiados e que necessitam da aquisição de informação para subsidiar os níveis de descrição bem como permite a substituição de termos e do nome da rocha nas etapas seguintes, em função do maior nível de informação.

Em relação a alteração deve ser considerada intensidade, distribuição ao longo da amostra, mineralogia que compõe a alteração, texturas que impõem a amostra, preservação da alteração, relação temporal da alteração e reação nos xenólitos. Deve ser avaliada inicialmente de modo a verificar presença de processos que alteram as feições primárias da rocha como metassomatismo e hidrotermalismo.

Os componentes da amostra do kimberlito podem ser clastos compostos e ou xenólitos (Tabela 4.1a-d). Os clastos de compostos kimberlíticos pode ser do tipo magmaclastos, clastos líticos e ou clastos acrescionários. Os xenólitos podem ser crustais e ou mantélicos. Esquema descritivo visual para abundância e tamanho dos cristais podem ser visualizados na figura 4.9.

A matriz intersticial envolve os componentes clásticos e os cristais, quando a matriz é do tipo interclasto pode ser carbonática ou clástica, quando de origem primária exibe feições

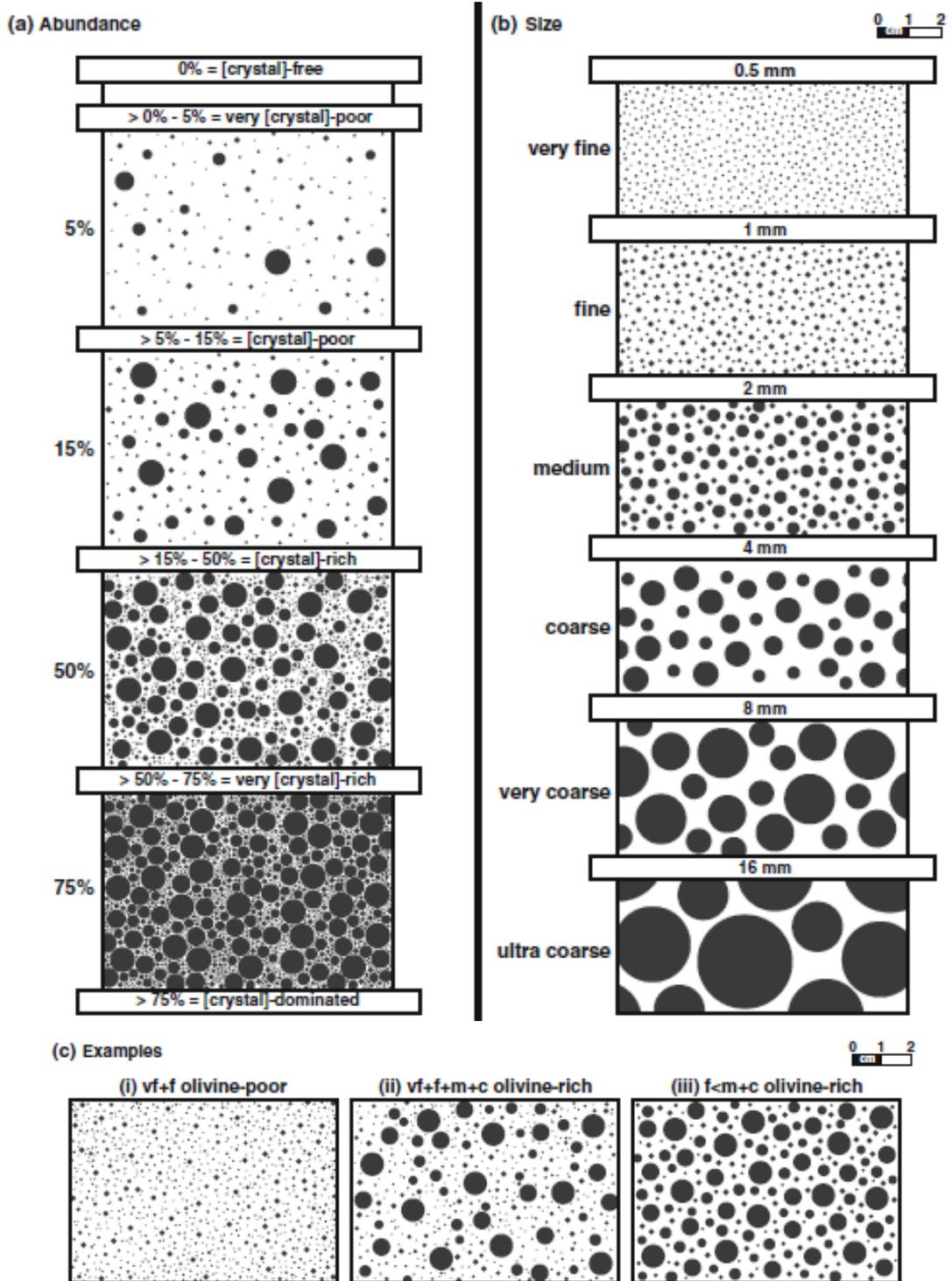
dispersas como micro fenocristais e ou cumuláticas caracterizadas em *groundmass* e ou *mesostasis*. A constituição e composição da matriz primária é de difícil distinção em lente desarmada, sendo necessário uso de microscopia em alguns casos. A aplicação de solução de HCl de baixa concentração para avaliar reatividade em amostras, foi utilizada como ferramenta importante para indicar junto da estrutura da rocha a presença de carbonato na matrix intersticial.

A estrutura da amostra pode ser maciça, homogênea, em camadas, laminada, zoneada por fluxo, camadas cruzadas ou articulada. Para caracterização da textura deve se observar o tamanho dos componentes da amostra (Tabela 4.1a-b) e distribuição dos componentes na matrix (Tabelas 4.2.c-d). Deve ser ainda avaliado o formato dos componentes, distribuição e interação com a matriz.

Cinco são os níveis de investigação (Tabela 4.2). O primeiro nível da classificação de Smith e colaboradores (2013) consiste na coleta de informações da amostra através da descrição. No segundo estágio é definido a mineralogia que corrobora, e em muitos casos específicos não permite a identificação do magma parental (kimberlito, lamproíto, necessários aos níveis seguintes). Já no terceiro estágio, é aplicado a classificação textural que está associada a gênese do corpo, sendo utilizado a fragmentação do material para distinção entre kimberlito coerente e kimberlito vulcanoclástico.

A petrografia é responsável pela construção do modelo genético, porém o quarto e quinto níveis requerem entendimento de especialista (Tabela 4.2), de modo a determinar respectivamente o contexto espacial e interpretação dos processos genéticos. Neste trabalho, o uso do modelo descritivo de Scott Smith et al. (2013) foi limitado ao primeiro nível, que consiste na identificação da alteração, estrutura, textura e componentes da amostra por meio da descrição petrográfica. O nome da rocha é realizado pelo acoplamento de descritores, com base nas informações disponíveis no primeiro nível. Feições que distinguem diferentes fases em um corpo kimberlítico são importantes na construção do nome da rocha.

Figura 4.9. Diagrama guiado para descrição da abundância de cristais em kimberlitos.



Fonte: Scott Smith et al (2013).

Tabela 4.1a. Tamanho dos xenólitos e clastos de composto kimberlítico.

Tamanho médio	Fragmento	Descritor
<16 mm	-	micro (xenólito)
16-64 mm	pequeno	macro (xenólito)
>64-256 mm	médio	
>256-1024 mm	grande	
>1-4,1 m	pequeno	mega (xenólito)
>4,1-16,4 m	médio	
> 16,4 m	grande	

Fonte: Scott Smith et al (2013).

Tabela 4.1b. Tamanho médio dos cristais e magmaclastos.

Tamanho Médio (mm)	Descritor
<0,125	ultra fino
0,125-0,25	super fino
>0,25-0,5	muito muito fino
>0,5-1,0	muito fino
>1-2	fino
>2-4	médio
>4-8	grosso
>8-16	muito grosso
>16	ultra grosso

Fonte: Scott Smith et al (2013).

Tabela 4.1c. Distribuição dos xenólitos e clastos de composto kimberlítico.

Porcentagem média	Descritor
0	ausente
>0-5	muito pouco
>5-15	pouco
>15-50	abundante
>50-75	muito abundante
>75	dominante

Fonte: Scott Smith et al (2013).

Tabela 4.1d. Distribuição dos cristais e magmaclastos.

Porcentagem média	Descritor
0	ausente
>0-5	muito pouco
>5-15	pouco
>15-50	abundante
>50-75	muito abundante
>75	dominante

Fonte: Scott Smith et al (2013).

Tabela 4.2. Esquema descritivo guiado e simplificado para o estudo petrográfico e classificação de kimberlitos e lamproitos.

Estágio	1	2	3a	3b	4	5
	Descrição da rocha	Classificação Petrogenética	Classificação Textural-Genética		Contexto Espacial Intrusivo/Vulcânico	Genético/ Interpretação dos Processos
Estudo Guiado	Alteração	Magma Parental Tipo	kimberlito coerente (CK)	kimberlito coerente intrusivo ou kimberlito hipoabissal (ICK ou HK)	camada ICK intra cratera, <i>plug</i> HK não-vulcânico, <i>root zone</i> preenchida sub-vulcânica	composição de fluxo – diferenciação camada hipoabissal, <i>plug</i> intrusivo
				kimberlito coerente extrusivo (ECK)	ECK intra-cratera, ECK extra-cratera,	fonte clastogênia lago de lava, fluxo de lava efusivo
	Componentes		Classificação Mineralógica	kimberlito piroclástico	kimberlito piroclástico tipo Kimberley (KPK)	KPK pipe preenchido, KPK subsuperfície diatrema preenchida, KPK cratera preenchida
	Estrutura	kimberlito piroclástico tipo Fort a La Corne (FPK)			FPK <i>vent</i> -proximal, FPK intra cratera, FPK borda de cratera, FPK extra-cratera distal	espalhamento, <i>fallout</i> , surgência basal, fluxo piroclástico
		kimberlito vulcanoclástico (VK)		kimberlito ressedimentar (RVK)	RVK pipe preenchido, sedimentos kimberlíticos intra-cratera, RVK extra-cratera distal	fluxo de grão, fluxo debris, fluxo de massa, lacustre, borda de cratera retrabalhada,
	Textura			kimberlito epiclástico vulcânico (EVK)	EVK pipe proximal, sedimentos kimberlíticos epiclásticos vulcânicos	borda de cratera litificada perca de massa de encosta escarpada

Fonte: Scott Smith et al (2013).

O descritor K pode ser substituído por L, caso o magma parental seja caracterizado como lamproíto.

4.2.2. SONDAGEM

Estudos petrográficos realizados nos limites da anomalia magnética do corpo kimberlítico Castelhana foram realizados com base em dois conjuntos de testemunhos de furos de sondagens, os quais foram gentilmente fornecidos pela mineradora GAR Mineração, Comércio, Importação e Exportação S/A. Aspectos diversos a respeito da região, os quais incluem principalmente os geológicos, objetivaram a investigação. O estudo é complementar ao estudo geofísico principal para a investigação da anomalia magnética, com o intuito de verificar a existência de um corpo kimberlítico como causador da anomalia magnética Castelhana. A amostragem geológica se faz necessária para avaliar a fonte geológica da anomalia.

4.2.2.1 Informações Técnicas da Sondagem

A etapa de sondagem ocorreu entre dezembro de 2017 a fevereiro de 2018, durante a etapa de prospecção mineral para diamantes entre os municípios de Monte Carmelo e Romaria. Na ocasião foram realizados dois furos de sondagem, a saber: KC-1 e KC-2. O equipamento de sondagem utilizado consistiu na sonda Boyle SS-35. O método de perfuração adotado foi a sondagem rotativa diamantada. Para apresentação do trabalho, foi adotado a identificação KC para cada furo, seguido da respectiva numeração.

O furo KC-01 apresenta extensão de 161,50m, enquanto o furo KC-02 extensão de 150,25m, ambos com orientação vertical. Em ambas as sondagens, o diâmetro HQ foi limitado à profundidade de 100m, enquanto que a partir de 100m os testemunhos foram coletados no tamanho NQ, medidas universais de sondagem (Tabela 4.3). Informações dos furos podem ser visualizados na tabela 4.4.

Tabela 4.3. Medida universal dos testemunhos de sondagem para os respectivos diâmetros utilizados durante a execução das perfurações.

Tamanho	Øinterno (cm)
NQ	4,74
HQ	6,30

Onde: Ø- diâmetro

Tabela 4.4. Dados das perfurações realizadas pela GAR mineração na intrusão kimberlítica Castelhana.

Identificação	Latitude (m)	Longitude (m)	Elevação (m)	Datum	Zona	P (m)
KC-01	238213	7919081	1020	Sirgas 2000	23S	161,50
KC-02	238853	7918749	880			150,25

Onde: P- profundidade do furo.

4.2.2.2 Descrição de Logs de Sondagem

A descrição foi realizada com base no modelo descritivo para kimberlitos e rochas afins de Scott Smith et al (2013). Em função ao número de informações, a descrição foi restringida ao primeiro nível, em virtude de a natureza do magma parental não ter sido determinado neste trabalho.

As amostras selecionadas e coletadas foram descritas macroscopicamente de forma contínua. A individualização dos litotipos encontrou dificuldade em função a grande variabilidade dos componentes geológicos presente nos testemunhos.

Nos furos de sondagem, foram selecionadas cinco amostras representativas dos litotipos, onde correspondem a duas amostras denominadas vulcanoclástica 1 (KC1-01 e KC2-01), duas amostras da vulcanoclástica 2 (KC1-02 e KC2-02) e uma amostra do tufo (KC1-03). As amostras foram descritas de modo a identificar os componentes bem como classificar o nome petrográfico da amostra segundo o primeiro nível da classificação de Scott Smith et al (2013).

Com base na textura e estrutura foram definidos 3 litotipos, dos quais se destaca, o litotipo tufo em função da fragmentação dos outros dois litotipos. Os litotipos vulcanoclástica 1 e vulcanoclástica 2, apresentam respectivamente cor cinza esverdeado e cinza avermelhado.

Os litotipos não representam o nome petrográfico da rocha, e não implicam o reconhecimento da (s) fácies, meramente indicativo da atividade vulcânica identificada por meio da descrição petrográfica. A numeração dada não reflete estágios vulcânicos. Neste trabalho, um litotipo indica um conjunto de rochas com características petrográficas semelhantes.

4.2.2.3 Coleta de amostras

Com base nas informações descritivas elaboradas através dos logs de sondagem, foram coletadas amostras representativas dos litotipos observados, para estudos

petrográficos. Três amostras do furo KC-01, identificadas com a sigla KC1, seguida do número crescente representa a posição estratigráfica da amostra (do topo para base), assim como também foi adotado para as amostras do furo KC-02, com nomenclatura análoga ao furo KC-01. Informações das amostras coletadas podem ser visualizadas na tabela 4.5

Tabela 4.5. Informações gerais das amostras de testemunho coletadas de acordo com a unidade litológica representativa.

Identificação	Furo	Ø	LI (m)	LF (m)	EA (cm)	CR(m)	CA(m)	Litotipo
KC1-01	KC-01	HQ	78,06	78,16	10	75,64	78,16	vulcanoclástica 2
KC1-02	KC-01	NQ	122,68	122,73	5	125,23	128,73	vulcanoclástica 1
KC1-03	KC-01	NQ	143,27	143,34	7	141,11	147,45	tufo
KC2-01	KC-02	HQ	26,75	26,82	7	25,10	28,40	vulcanoclástica 2
KC2-02	KC-02	NQ	140,05	140,10	5	138,50	141,30	vulcanoclástica 1

Onde: Ø-diâmetro da perfuração; LI-limite inicial da amostra coletada, LF-limite final da amostra coletada, EA-espessura da amostra, CR-testeira da caixa de testemunhos referência (anterior à caixa da amostra), CA-testeira da caixa da amostra.

CAPÍTULO V - RESULTADOS

Os resultados foram divididos em tópicos de modo a facilitar a compreensão dos dados e informações sobre a Anomalia Magnética Castelhana. No tópico 5.1 serão abordadas as características do relevo local, avaliado segundo as componentes de hipsometria e padrão de drenagem. O contexto das anomalias magnéticas regionais é apresentado no tópico 5.2, enquanto os resultados do levantamento de magnetometria terrestre, constam no tópico 5.3. Os tópicos 5.4 e 5.5 representam respectivamente as informações dos logs de sondagem e da descrição petrográfica das amostras coletadas, as quais permitiram, juntamente com os dados de magnetometria, analisar os mais diferentes aspectos do corpo kimberlítico Castelhana.

5.1 RELEVO

Análise simplificada das feições e ou formas de relevo utilizou a hipsometria (i) e o padrão de drenagem (ii) dos limites da área de estudo. Os dados permitiram verificar: i) o controle das morfoestruturas neoproterozoicas do Complexo Monte Carmelo entre cotas de 850 a 780; ii) a distribuição da drenagem a partir do alto estrutural entre 900 e 1050m, com coberturas cenozoicas lateríticas cobrindo morros aplainados.

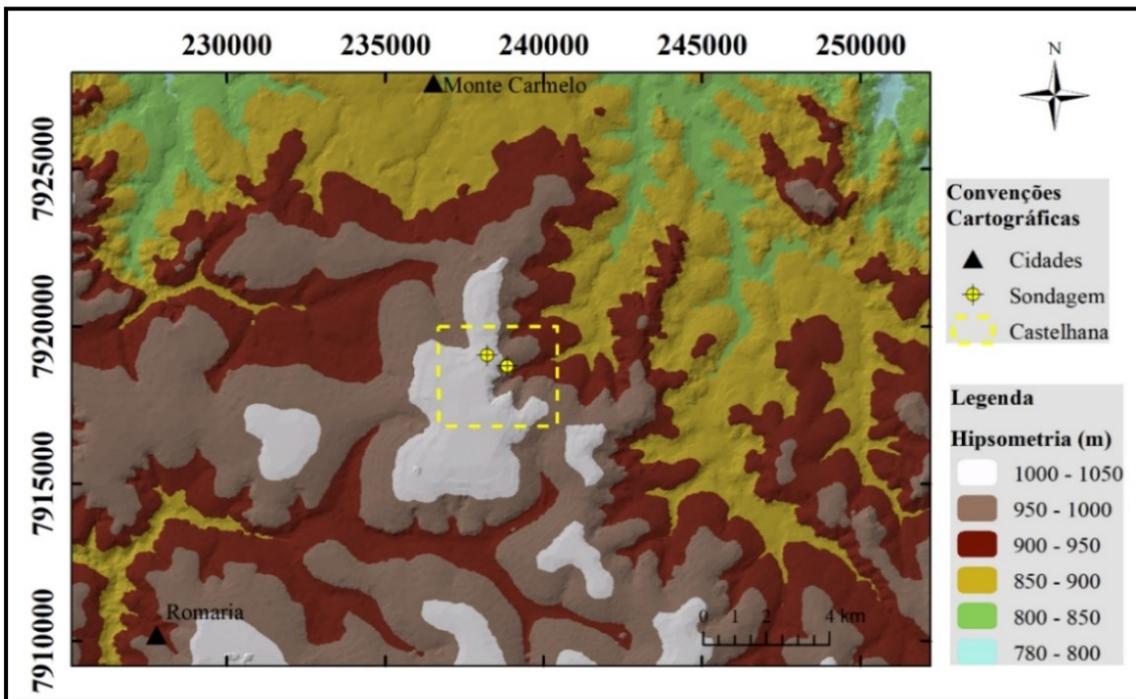
5.1.1. HIPSOMETRIA

A hipsometria consiste na variação altimétrica da região de estudo, inserida em região onde predominam cotas altimétricas elevadas, localizada em um alto estrutural (Figura 5.1). Na região centro-sul e sul do mapa predominam regiões aplainadas, com cotas altimétricas variando entre 950 a 1000m e topo aplanados com elevação entre 1000 a 1050m. Nos vales dos rios ocorrem cotas entre 900 e 950m (Figura 5.1).

A norte predominam morros e colinas suavizadas, que promove relevo suave, com cota altimétrica entre 900 e 850m e vales entre 850 e 780m. Na transição entre o domínio norte e sul, maior declividade indicada pela proximidade entre as cotas altimétricas, o que possibilita existência de vertentes inclinadas.

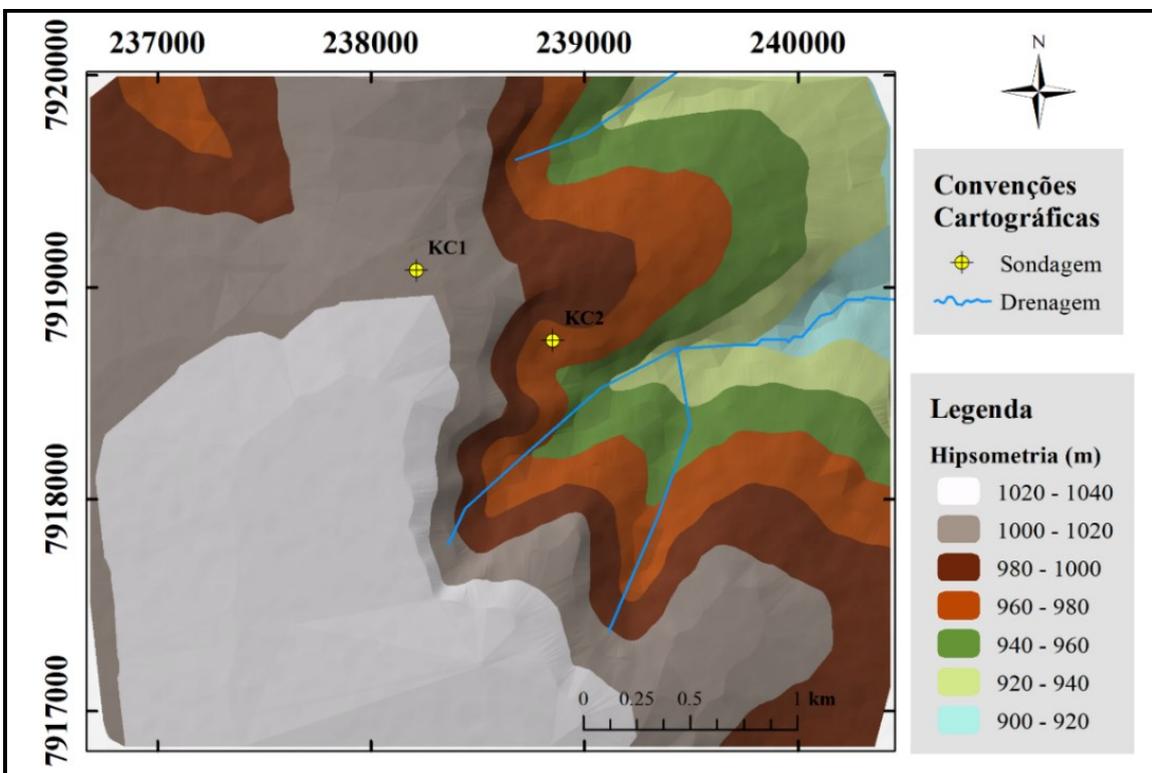
Na região de estudo, localizada na região centro-leste, o mapa demonstra haver uma variação altimétrica de 100m (Figura 5.2). Os furos de sondagem, KC1 e KC2 foram alocados respectivamente em cotas altimétricas de 1020m e 980m.

Figura 5.1. Mapa Hipsométrico dos limites da área de estudo, entre os municípios de Monte Carmelo e Romaria.



Fonte: O autor.

Figura 5.2. Mapa hipsométrico de detalhe da área de estudo na região da Fazenda Castelhana.



Fonte: O autor.

A variação altimétrica de 40m em uma distância horizontal no terreno de 500m, entre os furos KC1 e KC2, promove vertente com acentuada declividade e vertente escarpada (Figura 5.3A). Morro presentes na área de estudo apresentam topo aplainado e recoberto por laterita (Figura 5.3B).

Figura 5.3. Imagens representativas das variadas formas de relevo reconhecidas na área de estudo. A- Fotografia orientada N-S. A linha pontilhada em vermelho indica local de vertente escarpada, zona de favorabilidade para exposição do corpo kimberlítico. Região de vertente com declividade acentuada (1). Relevo de topo aplainado (2), ambos explicados no texto e com local aproximado da foto B. B - Região de topo aplainado coberto por laterita.

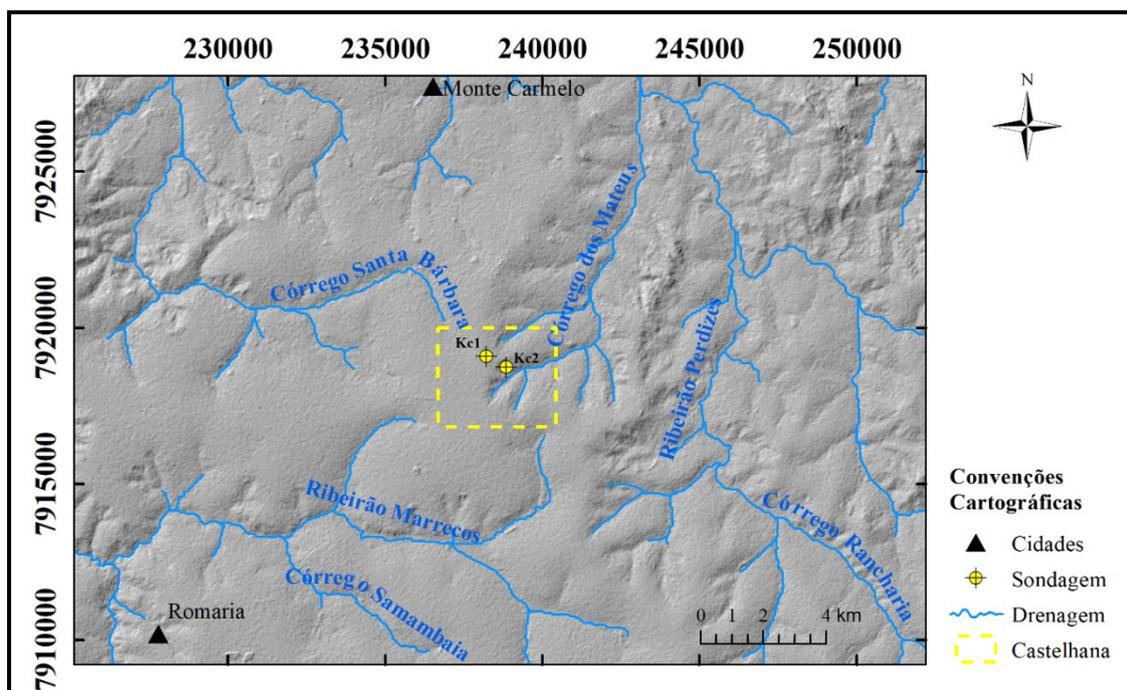


Fonte: O autor.

5.1.2. PADRÃO DE DRENAGEM

A configuração da rede de drenagem proximal a área de estudo apresenta distribuição a partir do alto estrutural, identificado na hipsometria em cotas altimétricas entre 950 e 1050m. As características predominantes são radiais, com padrão detrítico, predominantemente retilíneo, com pontuais locais curvilíneos. A região pode ser subdividida em dois domínios, em função da orientação do canal principal e rugosidade do relevo (Figura 5.4)

Figura 5.4. Distribuição da rede de drenagem sobre relevo sombreado, região proximal a área de estudo, identificada nas convenções cartográficas como Castelhana.



Fonte: O autor.

O padrão de drenagem em relevo rugoso apresenta canais principais orientados, principalmente N-S e rios tributários preferencialmente com orientação NE-SW. Já o padrão de drenagem em relevo liso apresenta canal principal entalhado segundo direção preferencial E-W e tributários não obrigatoriamente orientado N-S a margem direita e NW-SE a margem esquerda.

A região da área de estudo está situada nos limites da nascente do córrego dos Mateus que apresenta aproximadamente 10km de extensão e desagua no Rio Perdizes, que juntamente com a inflexão N-S do córrego Santa Bárbara, compõem o padrão de drenagem no domínio de relevo rugoso. Já o padrão de drenagem em relevo liso, é composto pelo ribeirão Marrecos a sul, e pela porção retilínea com direção E-W do

córrego Santa Bárbara. Ambos apresentam transição para o domínio rugoso. Caracterizadas pelos trechos retilíneos dos canais principais e tributários.

5.2 AEROMAGNETOMETRIA

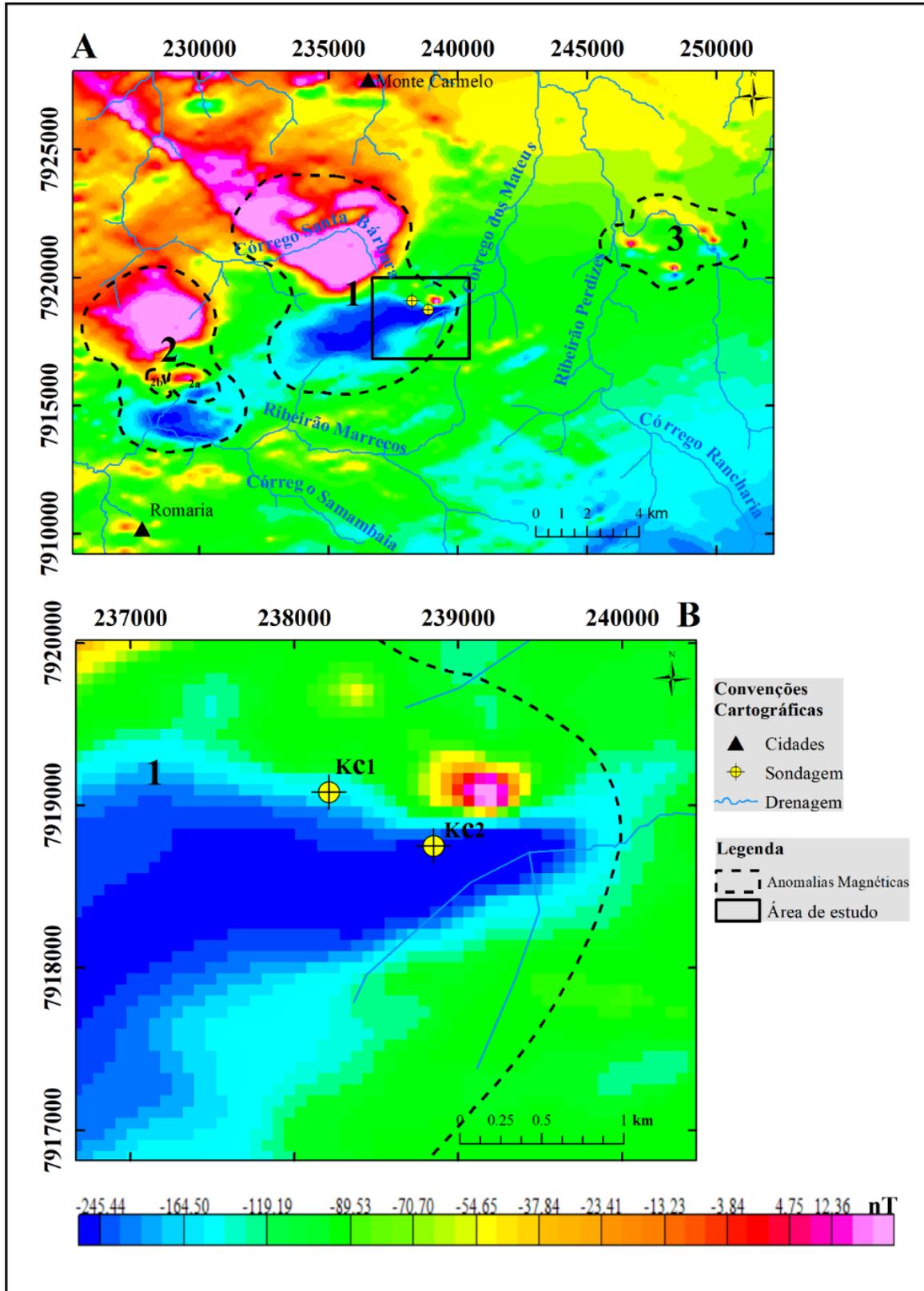
Os dados corrigidos e processados do aerolevante da Área 7 foram necessário ao conhecimento do comportamento magnético regional, por meio da avaliação qualitativa visual dos mapas: i) campo magnético total corrigido do IGRF (TMI); ii) primeira derivada vertical (1DV) e; iii) amplitude do sinal do analítico (ASA). O mapa de TMI permitiu o planejamento da magnetometria terrestre, de modo a reconhecer a presença de uma anomalia magnética dipolar, a qual apresentou baixa amplitude no campo total do aerolevante, em função da presença de anomalias regionais de maior amplitude, porém, dificultando a compreensão dos limites superficiais do corpo por meio do mapa ASA. Por outro lado, a apresentação do mapa de 1DV monocromático, permitiu reconhecer estruturas regionais de interesse.

5.2.1. MAPA DO CAMPO TOTAL CORRIGIDO DO IGRF (TMI)

Com base no valor do campo magnético total corrigido do IGRF (TMI) foi possível reconhecer que a anomalia magnética Castelhana apresenta a oeste (W), influência do campo magnético de uma fonte com maior amplitude, identificada como Anomalia Magnética Santa Bárbara (Figura 5.5A) e que interfere na definição do polo negativo da anomalia magnética Castelhana (Figura 5.5B).

O mapa TMI apresenta nos limites da região de estudo amplitude de -255,44 e 12,36nT. O campo magnético corrigido do IGRF detém anomalias dipolares (dipolos), que permitiram a divisão em três áreas anômalas no campo magnético, nomeadas em função as drenagens proximais em que se situam, podendo ser compreendidas como: Anomalia Magnética Santa Bárbara (1), Anomalia Magnética Marrecos (2) e Anomalia Magnética Perdizes (3), como pode ser visualizados na figura 5.5A.

Figura 5.5. Mapa de campo magnético total corrigido do IGRF (TMI). **A-** Contexto das anomalias magnéticas regionais: 1-Anomalia Santa Bárbara, 2-Anomalia Marrecos, 3-Anomalia Perdizes. **B-** Região de estudo na anomalia magnética Castelhana, com localização dos furos.



Fonte: O autor, CODEMIG (2006).

A anomalia Magnética Santa Barbara (1) apresenta carácter dipolar e forma tendendo a abstrata no polo positivo, segundo direção NW-SE. Apresenta contraste em seu entorno, maior dimensão espacial e considerável amplitude do campo magnético comparado aos corpos kimberlíticos. Entretanto, ocorre interferência na resposta magnética regional, mascarando feições de menor amplitude do campo magnético. É fortemente relacionada a presença de rocha máfica/ultramáfica.

Com base no padrão dipolar, dimensão pronunciadas dos polos positivos e negativos, a anomalia magnética Marrecos também indica a possível presença de rocha máfica/ultramáfica como fonte (Figura 5.5a). Apresenta em seus limites dois dipolos menores, denominados 2a e 2b em função da difícil discriminação e identificação duvidosa.

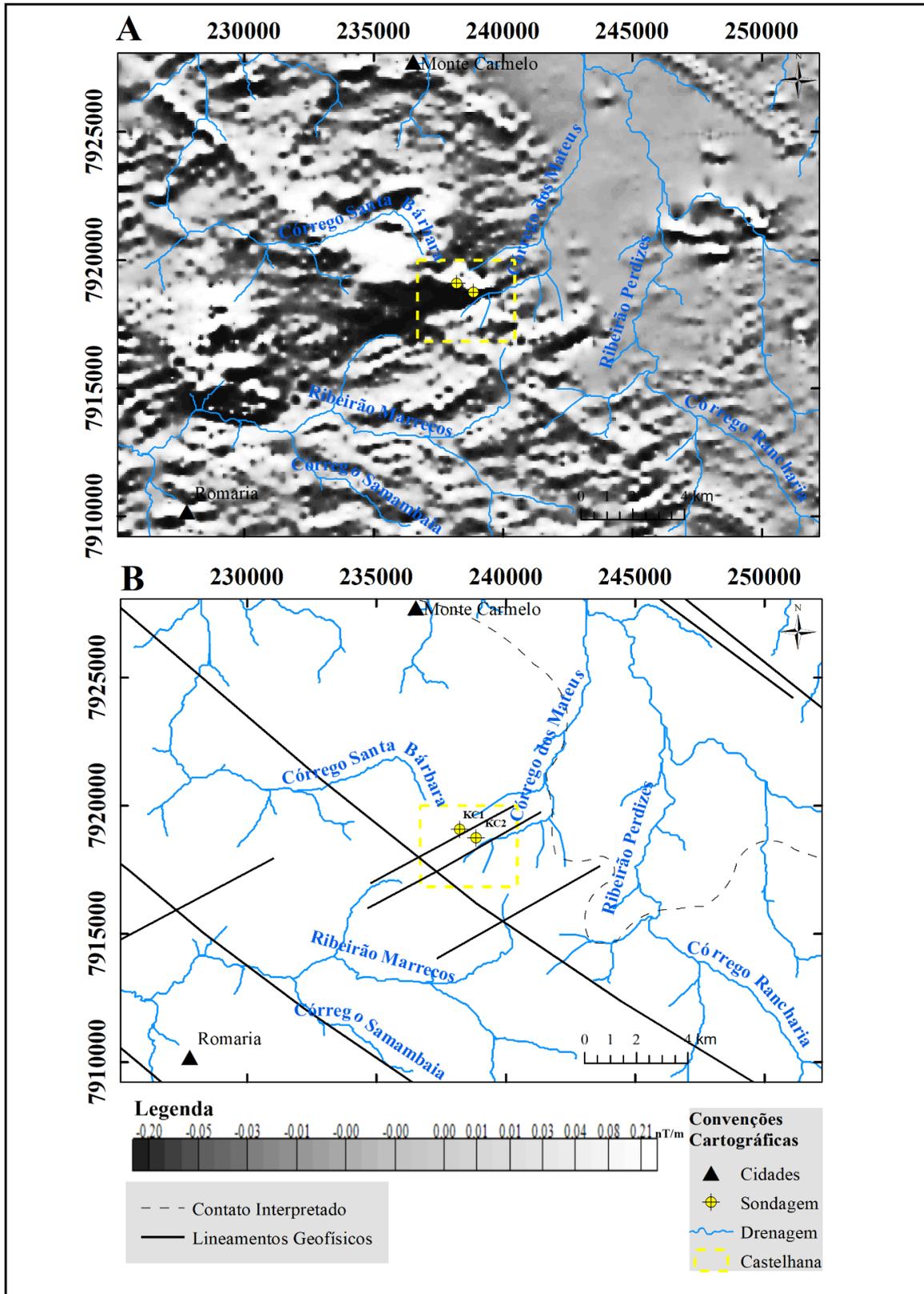
Conjunto de anomalias dipolares de menor dimensão espacial definem a anomalia magnética Perdizes (3). Interpretada como um conjunto de corpos kimberlíticos, possíveis *clusters*, com seis ou mais corpos, que intrudem região com baixo valor do campo magnético (Figura 5.5A).

5.2.2. MAPA DA PRIMEIRA DERIVADA VERTICAL (1DV)

A resposta obtida pelos mapas da derivada vertical (1DV) de primeira ordem apresentou intervalo de 0,21 a 0,20nT/m, com variação aproximada de 0,41nT/m (Figura 5.6.A). As principais feições observadas são lineamentos com direção N128 que cortam as anomalias magnéticas Santa Barbara e Marrecos. Os lineamentos marcam a região do alto estrutural identificado nos mapas de hipsometria (Figura 5.1) e controlam a distribuição da rede de drenagem, em destaque a região de nascente do córrego dos Mateus e, a sul da área de estudo, o córrego Samambaia, afluente do ribeirão Marrecos, controlado por lineamentos de direção N60 (Figura 5.6.B).

A distribuição de possíveis corpos ultramáficos e das anomalias magnéticas Santa Bárbara e Marrecos foram ressaltadas pelo mapa de 1DV, identificados pela maior rugosidade, sendo delineados pelas drenagens homônimas e encaixados nos lineamentos estruturais, o que pode indicar evolução magmática cogenética (Figura 5.6.A). Os possíveis corpos kimberlíticos da anomalia magnética Perdizes, assim como as demais anomalias identificadas através do mapa TMI, também foi verificada através da 1DV,

Figura 5.6. Mapa de Primeira Derivada Vertical (1DV) elaborado para os limites proximais da região de estudo. **A-** Mapa da 1DV com sobreposição da rede de drenagem. **B-** Mapa com principais estruturas lineares interpretadas do mapa da 1DV da figura 5.6A.



Fonte: O autor, CODEMIG (2006).

ocorrendo na porção centro-leste do mapa, na região de intersecção de drenagens curvilíneas no Rio Perdizes (Figura 5.6.A).

O embasamento formado pelos granitoides do Complexo Monte Carmelo é bem marcado. Aspecto liso do mapa e seu limite pode ser interpretado segundo mapa de 1DV (Figura 5.6.A e B). Ademais, próximo ao contato interpretado, torna-se difícil distinção dos anfibolitos do Complexo Monte Carmelo e do Grupo Araxá, visto que essa litologia é comum a ambas unidades. Na região de maior rugosidade do mapa de 1DV, também torna difícil a distinção entre micaxistos e anfibolitos do Grupo Araxá.

Ressalta-se a existência de estruturas com direção N60 que cortam os lineamentos N128 na porção central do mapa (Figura 5.6.A e 5.6.B). O sombreamento em preto indica contraste da estrutura que controla a disposição da drenagem na região de nascente do Córrego Mateus, que reforça a existência de uma falha no local onde está inserida a anomalia magnética Castelhana, proximal aos furos de sondagem (Figura 5.6.A e Figura 5.6B).

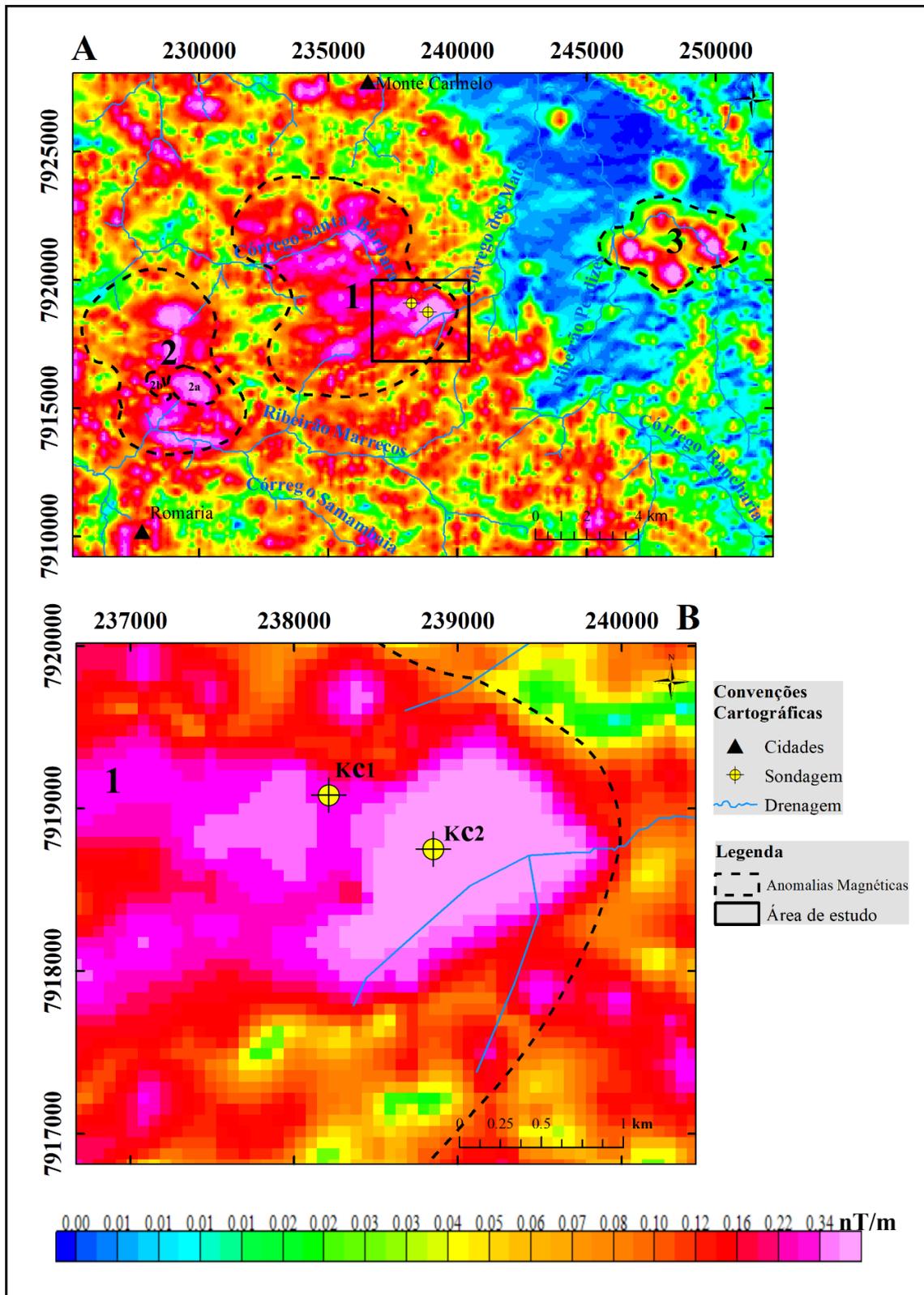
5.2.3 AMPLITUDE DO SINAL ANALÍTICO (ASA)

A distribuição e formato das anomalias foram ressaltadas com a amplitude do sinal analítico (ASA), que apresentou variação de $0,34nT$, indicada pela presença de um pico monopolar. Os lineamentos identificados no mapa de 1DV foram levemente ressaltados, por feições alongadas, circulares, pouco espaçadas que se concentram nas anomalias magnéticas Santa Barbara e Marrecos (Figura 5.7A).

Na porção nordeste do mapa, as anomalias monopolares foram melhor identificadas e ressaltadas pelas feições circulares dos corpos kimberlíticos que compõem a anomalia magnética Perdizes. O contraste magnético com granitoides do Complexo Monte Carmelo e os corpos kimberlíticos permitem o reconhecimento de um conjunto de *clusters* próximo ao domínio curvilíneo do rio Perdizes (Figura 5.7B).

Entretanto, na região NW e S do mapa, a identificação das anomalias monopolares geradas pelo mapa ASA é mais complicada, em função ao baixo contraste magnético decorrente da manifestação magmática associada aos lineamentos com direção NW-SE, e interferência de minerais magnéticos que compõem as coberturas lateríticas na região do alto estrutural.

Figura 5.7. Mapa de Amplitude do Sinal Analítico (ASA). **A-** Mapa ASA da região proximal a área de estudo, destacando formas das anomalias regionais, segundo: **1-**Anomalia Santa Bárbara, **2-**Anomalia Marrecos, **3-**Anomalia Perdizes. **B-** Forma circular da anomalia magnética Castellhana segundo mapa ASA do aerolevantamento da Área 7.



Fonte: O autor, CODEMIG (2006).

A distinção da forma e os limites na anomalia Marrecos é substancialmente complicada quando utilizado o método qualitativo, em função do baixo contraste magnético entre as rochas máfica-ultramáfica associada a anomalia e o embasamento. Os dipolos 2a e 2b verificados no mapa de TMI (Figura 5.5.A) apresentam característica distinta no ASA: enquanto 2a apresenta forma elíptica e 1km de diâmetro aproximado, 2b representa forma circular e pequena dimensão. Nos limites retilíneos E-W do córrego Marrecos pode ser indicado feição em forma de charuto com extensão aproximada de 2km de extensão e largura inferior a 500m.

Nos limites da anomalia Santa Barbara o conjunto de feições que a compõem apresentam predominantemente formato elíptico, ameboide, com distribuição contínua ao longo do lineamento N125, definida a NW pela drenagem homônima e a SE pelo córrego dos Mateus a (Figura 5.5.A). A baixa amplitude do sinal analítico (ASA) dificulta distinção das feições nos limites da anomalia Santa Barbara, em função (Figura 5.7.A).

A anomalia magnética castelhana (Figura 5.5.B), inserida nesse contexto, se destaca em função do formato circular que infere possível resposta magnética de formato “cilindro” em subsuperfície. Os limites e contatos dos corpos, a oeste, não foram claramente definidos, em função do baixo contraste entre as rochas máfica-ultramáfica da Anomalia Santa Bárbara e a anomalia magnética Castelhana.

5.3. MAGNETOMETRIA TERRESTRE

O posicionamento, resposta magnética, limite e forma geométrica da anomalia magnética Castelhana foi avaliada através da magnetometria terrestre, cujo levantamento permitiu a aquisição dos dados do campo magnético total com significativa variação na amplitude.

Os dados do campo magnético total (TMF) do levantamento terrestre, foram colocados a altura média de 100m, utilizando o filtro continuação para cima, de modo a permitir comparação com resultados da aeromagnetometria. Os valores do TMF à 100m de altura foram normalizados por meio da remoção do IGRF, colocando o levantamento terrestre no *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF) de 2005, comum ao aerolevanteamento.

A disposição das informações serão apresentadas na forma de 6 mapas, que correspondem em sequência de processamento: i) Campo Magnético Total (TMF); ii) Campo Magnético Total com continuação para cima em 100m; iii) Campo Magnético

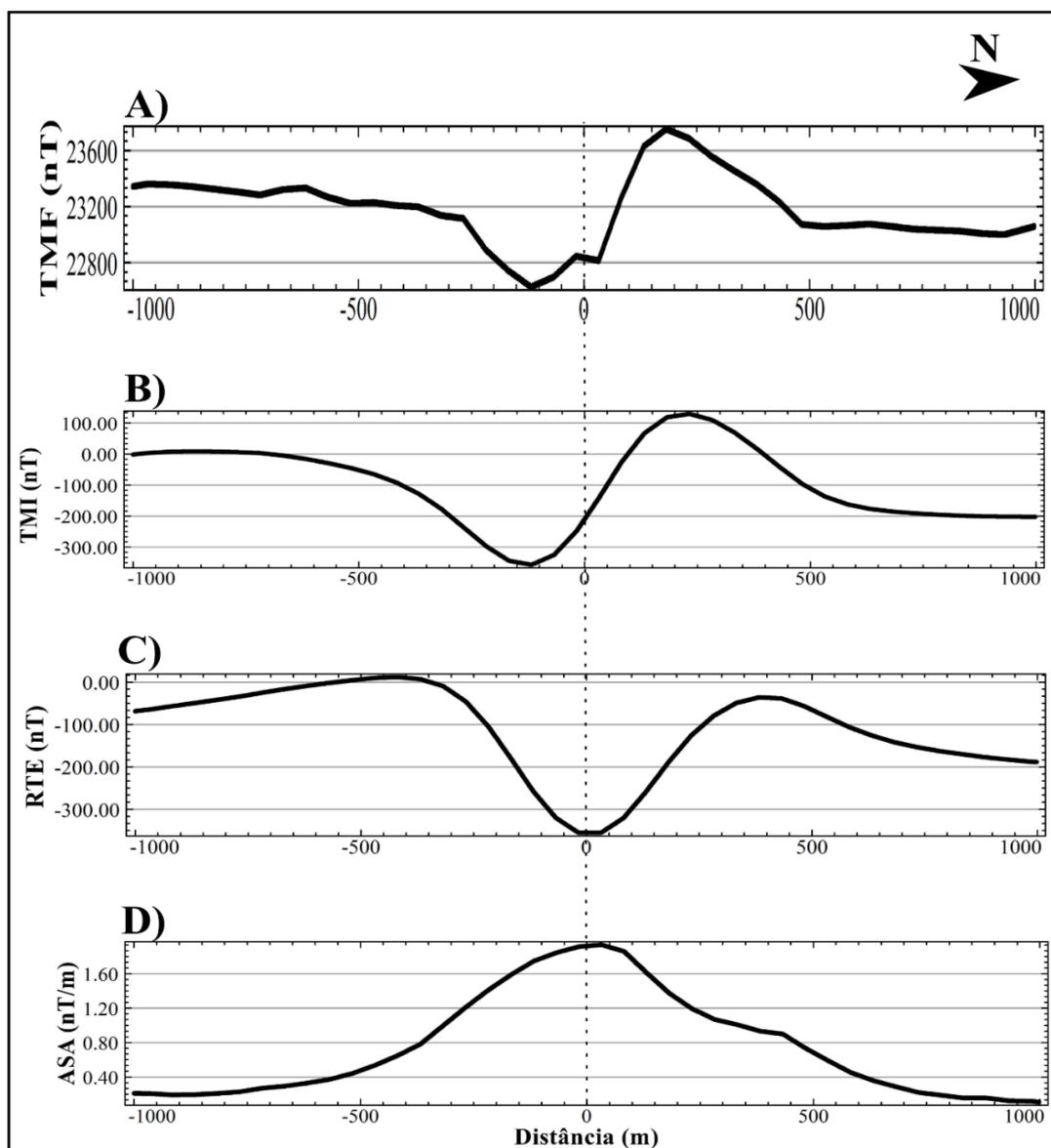
Total removido do IGRF (TMI); iv) Campo Magnético Residual (RMF); v) Redução ao Equador (RTE) e; vi) Amplitude do Sinal Analítico (ASA). A amplitude, bem como variação das unidades de medida utilizadas na magnetometria serão apresentadas separadamente em cada mapa geofísico.

De modo a apresentar a feição visual da anomalia magnética Castelhana e sintetizar os resultados da magnetometria terrestre, foi elaborado segundo a direção N-S, quatro perfis geofísicos, ambos com extensão 2km. Representam respectivamente o Campo Magnético Total (TMF), o Campo Magnético removido do IGRF (TMI), Redução ao Equador Magnético e a Amplitude do Sinal Analítico (ASA).

Ao avaliar os perfis geofísicos na Figura 5.8, é notável o comportamento dipolar do TMF (Figura 5.8.A) e TMI (Figura 5.8.B), marcados por um gradiente positivo e negativo. Ao contrário do perfil do TMI, que apresenta linha suavizada, o mapa TMF apresenta linha do campo com maior perturbação, em função aos dados não estarem normalizados ao IGRF. Os mapas de TMI e TMF não apresentam dipolo representando o centro da anomalia, demarcada pela linha pontilhada (Figura 5.8.A e 5.8.B).

Os perfis de Redução ao Equador (RTE-Figura 5.8.C) e a Amplitude do Sinal Analítico (ASA-Figura 5.8.D) permitiram centralizar a anomalia magnética Castelhana. O centro da anomalia magnética é indicado pela linha pontilhada demarcado pela distância zero (0), indicada pelo pico apresentado no perfil do RTE e ASA. O RTE não apresentou comportamento monopolar, apresenta dois polos com gradiente positivo e um polo com gradiente negativo. Por sua vez, a elevada amplitude do ASA, é visualizada na forma de pico expressivo. (Figura 5.8.D), contínuo a sul e com leve oscilação na porção norte.

Figura 5.8. Perfis geofísicos com direção N-S realizados sobre os mapas geofísicos gerados a partir da interpolação *kriging*, distância com referência no centro da anomalia. **A**-Perfil do campo magnético total (TMF), **B**-Perfil do campo magnético total corrigido do IGRF (TMI), gerado a partir do TMF com continuação para cima em 100m. **C**-Perfil de redução ao equador magnético (RTE) gerado a partir do TMI. **D**-Perfil do sinal analítico (ASA) gerado a partir do RTE.



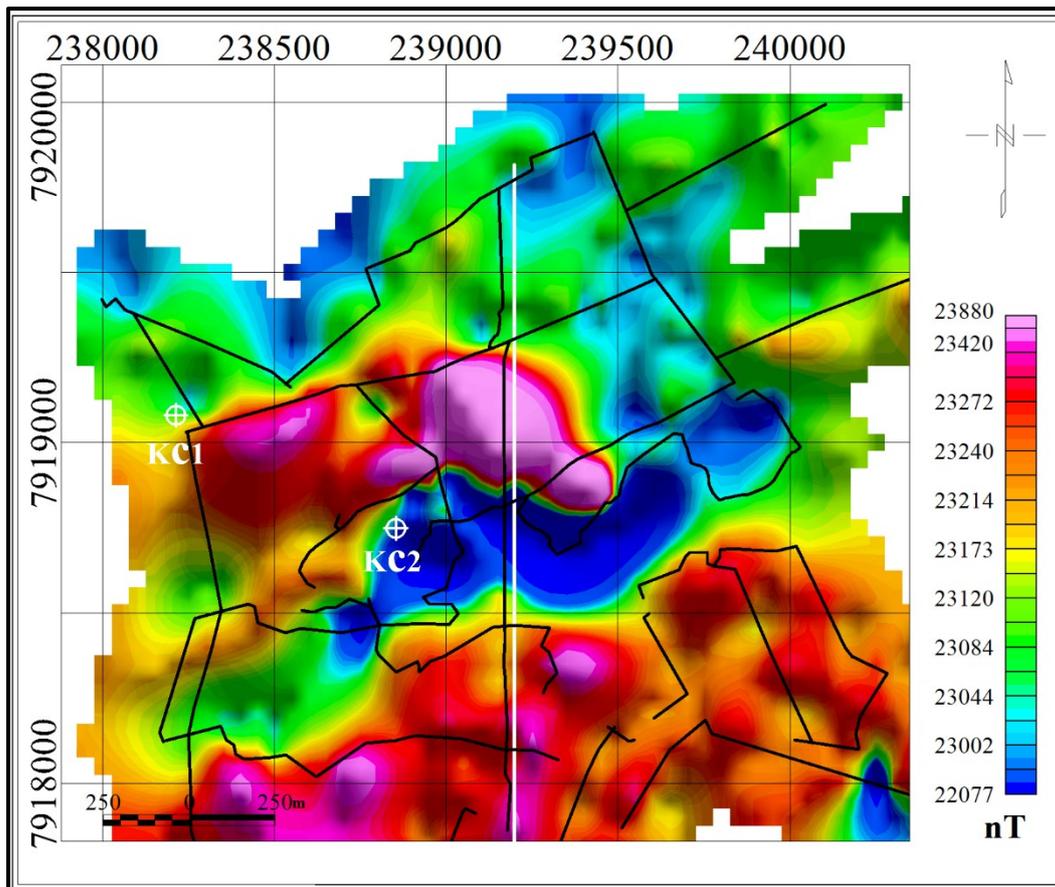
Fonte: O autor.

5.3.1 MAPA DO CAMPO MAGNÉTICO TOTAL (TMF)

A obtenção da amplitude do campo magnético total com aplicação da correção da variação diurna pode ser visualizada na figura 5.9. As feições observadas indicam a presença de um dipolo irregular, com polo positivo a norte e polo negativo a sul. A variação do campo magnético é de 1803nT, com amplitude máxima de 23880nT e amplitude mínima de 22077nT. O grid irregular representado reflete as linhas de

aquisição e ou leitura do levantamento. A feição do dipolo em mapa é condizente ao padrão irregular apresentado pelo dipolo no perfil do campo magnético total (Figura 5.8.A e Figura 5.9).

Figura 5.9. Mapa de campo magnético total (TMF) do levantamento de magnetometria terrestre com correção da variação diurna aplicada. A linha com direção norte-sul em branco representa o perfil geofísico e as linhas em preto o levantamento adquirido.

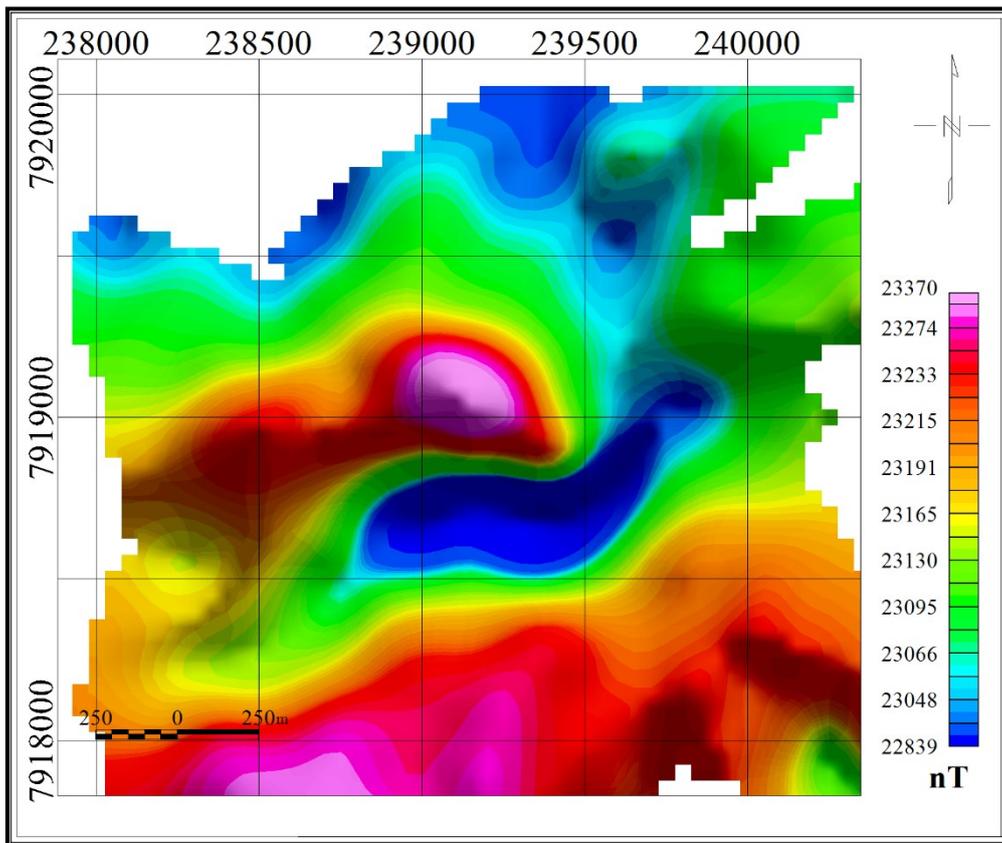


Fonte: O autor.

5.3.2 MAPA DO CAMPO MAGNÉTICO TOTAL (TMF) – CONTINUAÇÃO PARA CIMA EM 100 METROS

A aplicação do filtro continuação para cima em 100m teve como propósito colocar o levantamento terrestre na altura de aquisição do aerolevamento. Como consequência houve uma considerável diminuição na variação do campo magnético, onde é expresso em um dipolo com forma mais regular (Figura 5.10), em comparação ao mapa de TMF (Figura 5.9). Apresenta variação de 531nT, com amplitude máxima de 23370nT e amplitude mínima de 22839nT.

Figura 5.10. Mapa de campo total com filtro continuação para cima em 100m, levantamento de magnetometria terrestre.

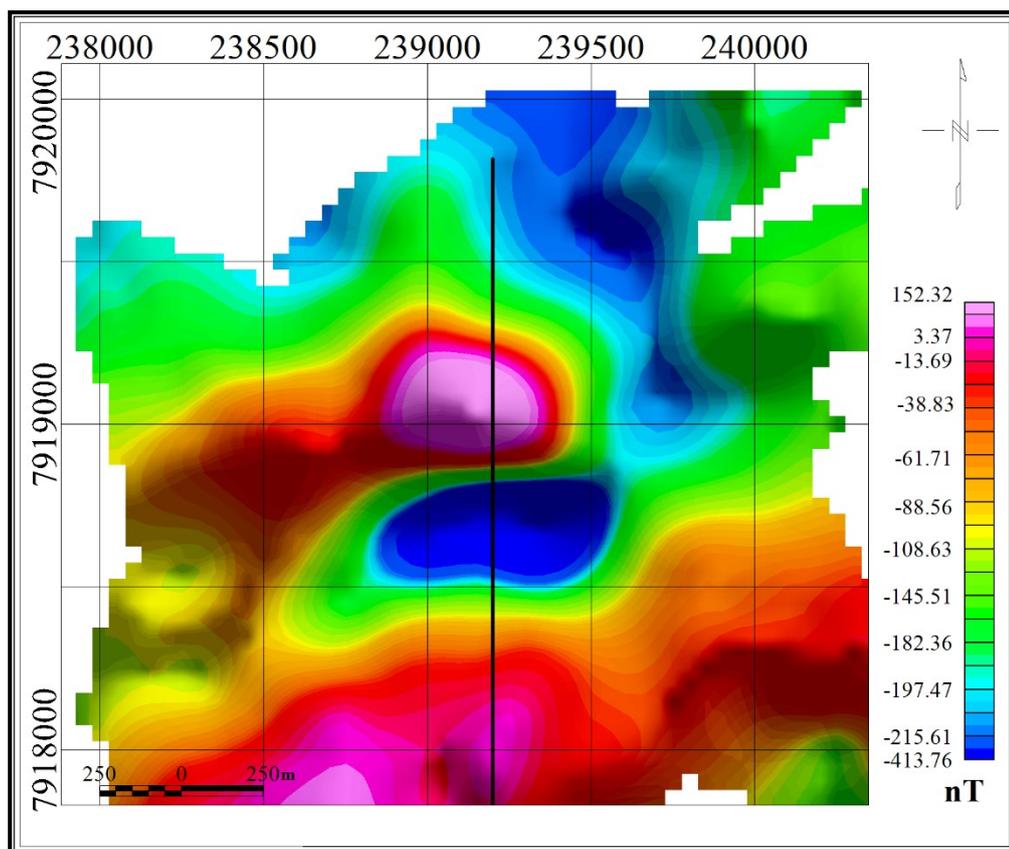


Fonte: o autor.

5.3.3. MAPA DO CAMPO MAGNÉTICO TOTAL REMOVIDO DO IGRF (TMI)

O formato da anomalia dipolar foi melhor identificado no mapa de campo magnético total removido do IGRF (TMI; Figura 5.11). O dipolo bem definido apresenta, assim como nos mapas anteriores, polo positivo a norte e polo negativo a sul, centro segundo direção leste-oeste. Apresenta amplitude máxima de 152,32nT e amplitude mínima -413,76nT, com expressiva variação no campo magnético, feição bem marcada no perfil geofísico (Figura 5.8.B). O padrão da resposta magnética expressa no dipolo, permite avaliar a existência de um corpo cilíndrico como causador da anomalia magnética, forma característica para a ocorrência dos corpos kimberlíticos.

Figura 5.11. Mapa do Campo Magnético Total Removido do IGRF, levantamento de magnetometria terrestre. A linha de direção norte-sul em preto representa a localização do perfil geofísico de TMI.



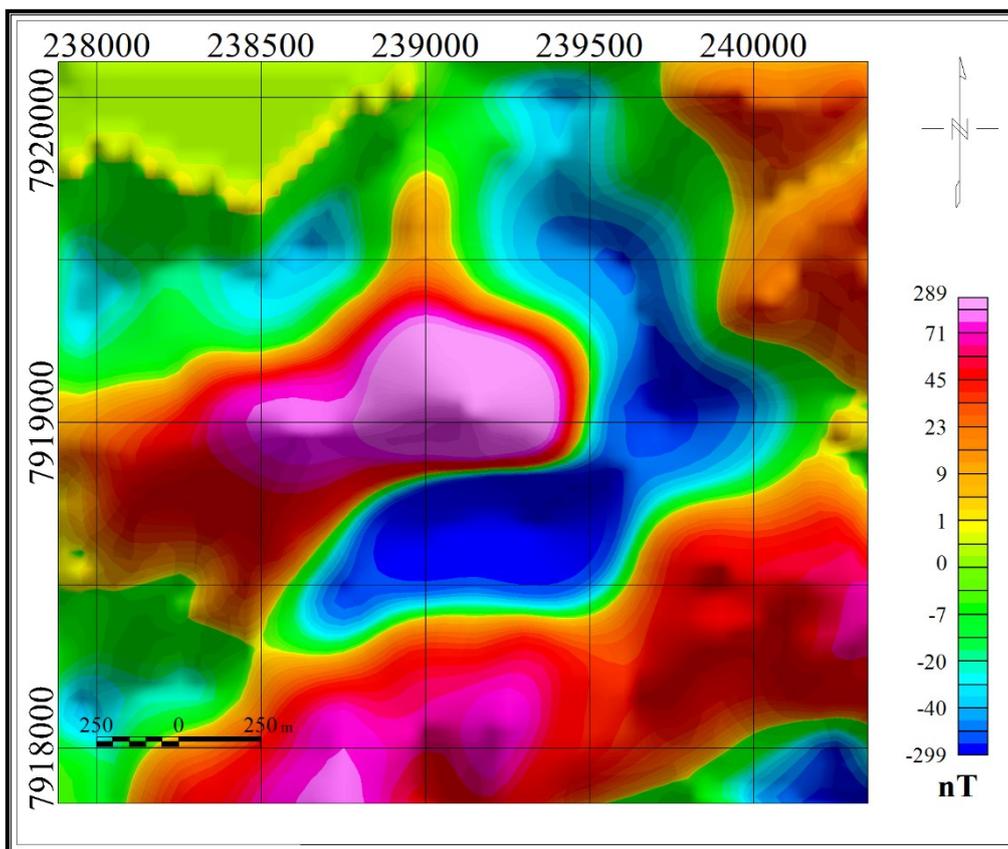
Fonte: O autor.

5.3.4 MAPA DE CAMPO MAGNÉTICO RESIDUAL

A redução polinomial de ordem 1 dos dados interpolados do mapa de campo magnético removido do IGRF (TMI), mostraram-se razoavelmente satisfatórios para destacar visualmente assinaturas magnéticas locais por meio do mapa de campo magnético residual (RMF). O RMF apresenta variação do campo magnético de 588nT, amplitude máxima em 289 nT e amplitude mínima em -299nT.

Na porção sul do mapa, entre o contato com o dipolo, há expressiva manifestação do campo magnético residual (Figura 5.12). A região corresponde a região de vertentes inclinadas, com laterita subordinada, que apresenta conteúdo expressivo de minerais magnéticos, com hematita em maior expressividade. Por outro lado, ressalta-se na escala do levantamento as feições locais, as quais comprovam a existência do dipolo magnético, com respectivos polos positivos e negativos, a norte e a sul.

Figura 5.12. Mapa do Campo Magnético Residual, levantamento de magnetometria terrestre.



Fonte: O autor.

5.3.5 MAPA DE REDUÇÃO AO EQUADOR (RTE)

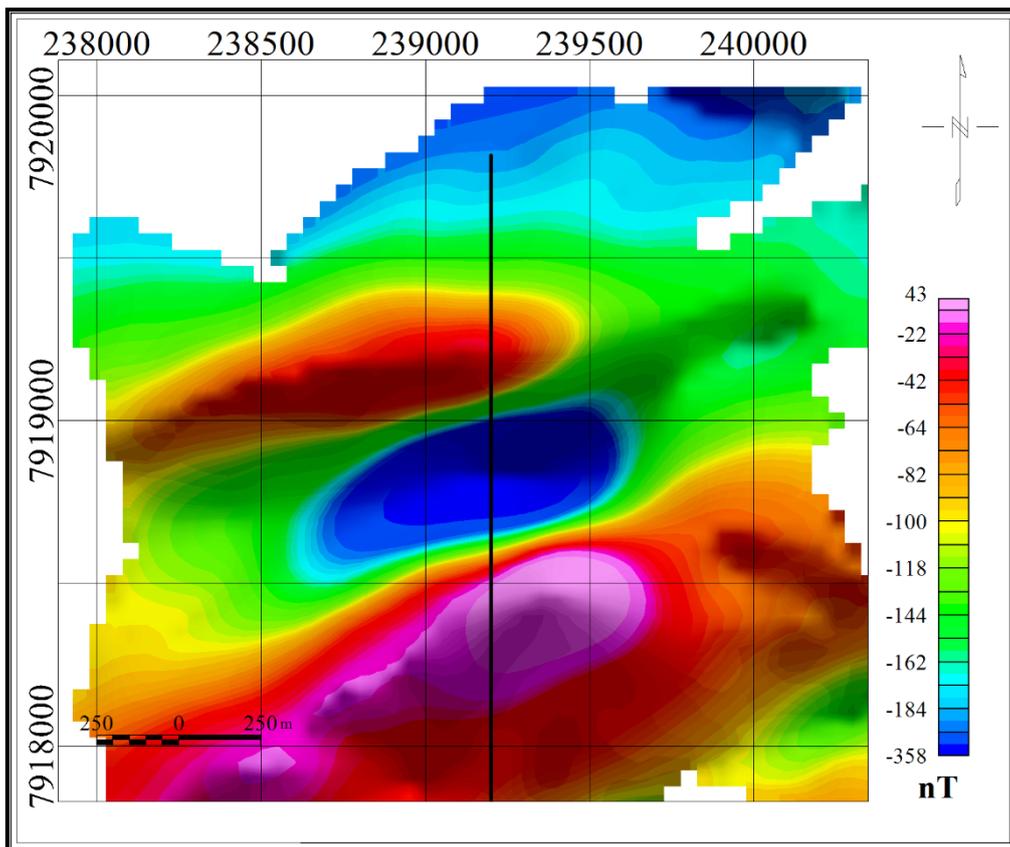
O mapa de redução ao equador (RTE-Figura 5.13) foi gerado a partir do mapa de campo total removido do IGRF (TMI-Figura 5.11). Entretanto, a dificuldade de aplicação do filtro redução ao polo em função da baixa amplitude do campo magnético nas baixas latitudes, além do fato da redução ao polo (RTP) ter resultado em produto insatisfatório para centralizar a anomalia, foi utilizado o RTE para executar essa função, onde apresentou resultado parcialmente satisfatório.

O mapa de redução ao equador magnético apresenta amplitude mínima em -358nT e amplitude máxima de 43nT , o que promove uma variação de 401nT . O polo-dipolo está orientado segundo direção NE-SW, enquanto interseção dos centros das anomalias segundo direção NW-SE.

O comportamento da anomalia magnética no equador deveria apresentar comportamento monopolar com amplitude máxima do campo magnético negativa (Figura 4.8.C), ao contrário quando no polo magnético (Figura 4.8.A). No entanto, a anomalia Castelhana apresentou para a inclinação magnética $-27,3^\circ$ e declinação magnética $-20,3^\circ$

dada pelo IGRF, formato de polo-dipolo, onde o polo apresenta expressiva amplitude negativa e os dipolos apresentam gradiente positivo discreto, bem como é verificado no perfil geofísico (Figura 5.8.C). De toda forma, o centro do polo negativo centraliza a anomalia, atenuando o efeito da baixa latitude.

Figura 5.13. Mapa da Redução ao Equador Magnético, levantamento terrestre.



Fonte: O autor.

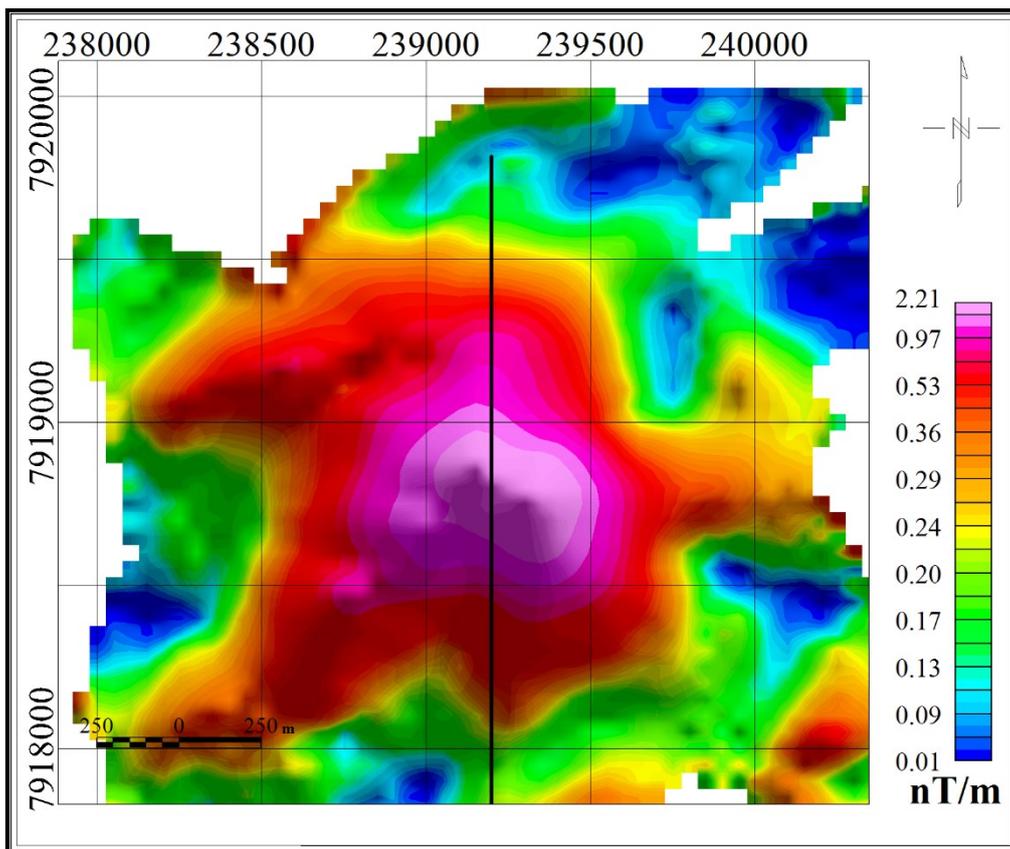
5.3.6 MAPA DE AMPLITUDE DO SINAL ANALÍTICO (ASA)

O mapa de amplitude do sinal analítico (ASA), gerado à partir do mapa de redução ao Equador Magnético (RTE), apresentou amplitude máxima de 2,21 nT/m. A variação da amplitude foi de 2,20 nT. Anomalia magnética pseudo circular mostra-se no sentido N-S e E-W extensão de 1km, enquanto na direção NW-SE apresenta extensão de 1,5Km.

A feição é conferida ao comportamento abstrato nas bordas, que permite compreender os limites da anomalia magnética Castellhana. A resposta magnética, bem como o centro da fonte é marcado por pico monopolar acentuado, característico de corpos kimberlíticos e interceptado pelo perfil de direção N-S. A forma da anomalia pode indicar estrutura complexa para o corpo.

Ao contrário do mapa ASA do aerolevante, o ASA do levantamento terrestre obteve sucesso em determinar o contato do corpo. No entanto, as feições do ASA do aerolevante (Figura 5.7.B), no limite oeste da anomalia magnética Castelhana, não devem ser desconsideradas, visto que o levantamento terrestre não cobriu a porção oeste, apenas definiu o limite ou posicionamento da anomalia magnética Castelhana.

Figura. 5.14. Mapa de amplitude do sinal analítico (ASA), gerado a partir do RTE, levantamento terrestre.

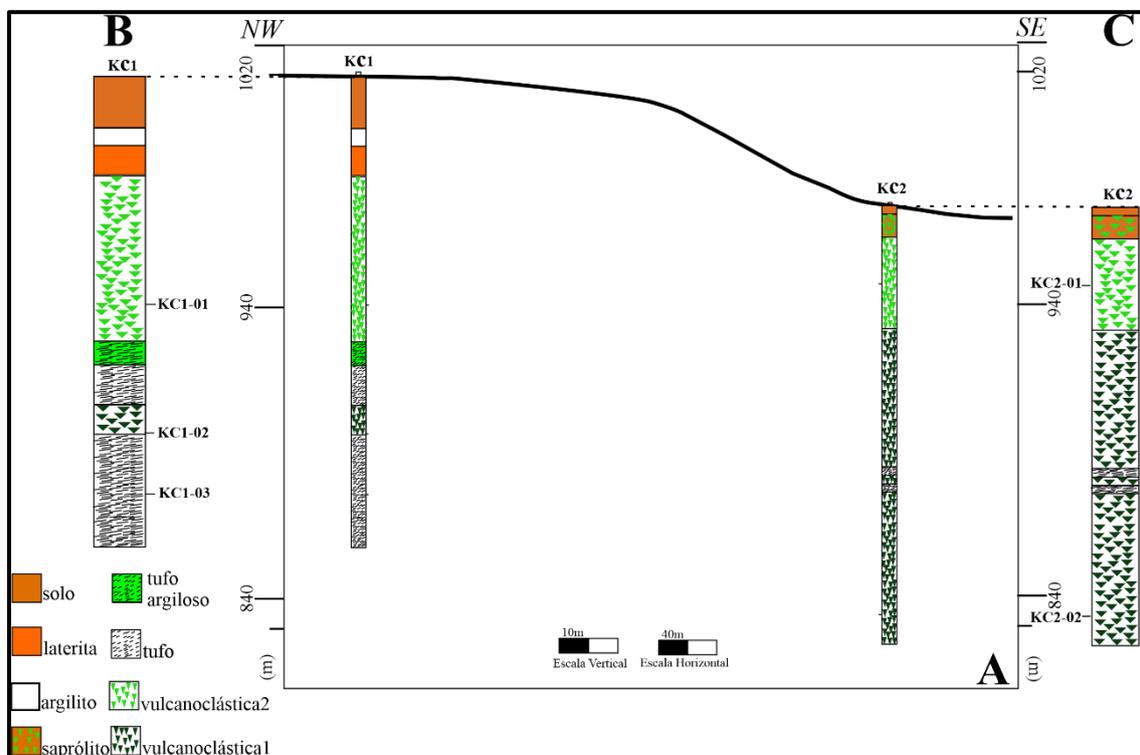


Fonte: O autor.

5.3 DESCRIÇÃO DE LOGS DE SONDAGEM

Os dois conjuntos de testemunhos de furos de sondagem com anomalia magnética reconhecida apresentam cota topográfica distinta. O furo KC1 (Figura 5.15A) foi alocado na altitude de 1020m o furo KC2 (Figura 5.15B) apresenta altitude 980m, a diferença altimétrica promove acentuada declividade no terreno. A localização dos furos pode ser visualizada no perfil topográfico de direção NW-SE (Figura 5.15C). A orientação das perfurações é vertical.

Figura 5.15. A- Perfil topográfico em escala vertical exagerada e representativa do posicionamento topográfico do furo de sondagem KC1 na porção NW, assim como para KC2, na porção SE. B- Croqui representativo do furo KC-1 indicando distribuição dos litotipos segundo escala vertical condizente com a espessura das camadas. A profundidade das amostras individuais coletadas foi indicada pelas respectivas siglas KC1-01, KC1-02, KC1-03. C- Croqui representativo do furo KC-2 com espessura dos litotipos em escala de profundidade das amostras coletadas indicadas por KC2-01 e KC2-02.



Fonte: O autor.

Os dois conjuntos de testemunhos das sondagens apresentam 3 litotipos com afinidade vulcânica, definidos como vulcanoclástica 1 (V1), vulcanoclástica 2 (V2) e tufo (T). As coberturas são representadas por argilito, laterita e solo, os quais não foram enquadrados como litotipos a serem descritos, por não serem de interesse neste estudo. Informações descritivas dos litotipos, ocorrência ao longo do furo e principais características individuais de cada furo são apresentadas a seguir. As informações podem ser visualizadas nos apêndices 1 e 2 representativos dos logs de sondagem.

5.3.1. FURO KC1

O furo apresenta KC1 apresenta 34m de espessura de cobertura. A distribuição representada da base para o topo é dada por solo (17,65m), argilito (6,03m), laterita (9,92m) e argilito (0,40). A espessura do solo é condizente a região de topo aplanado onde o furo foi alocado.

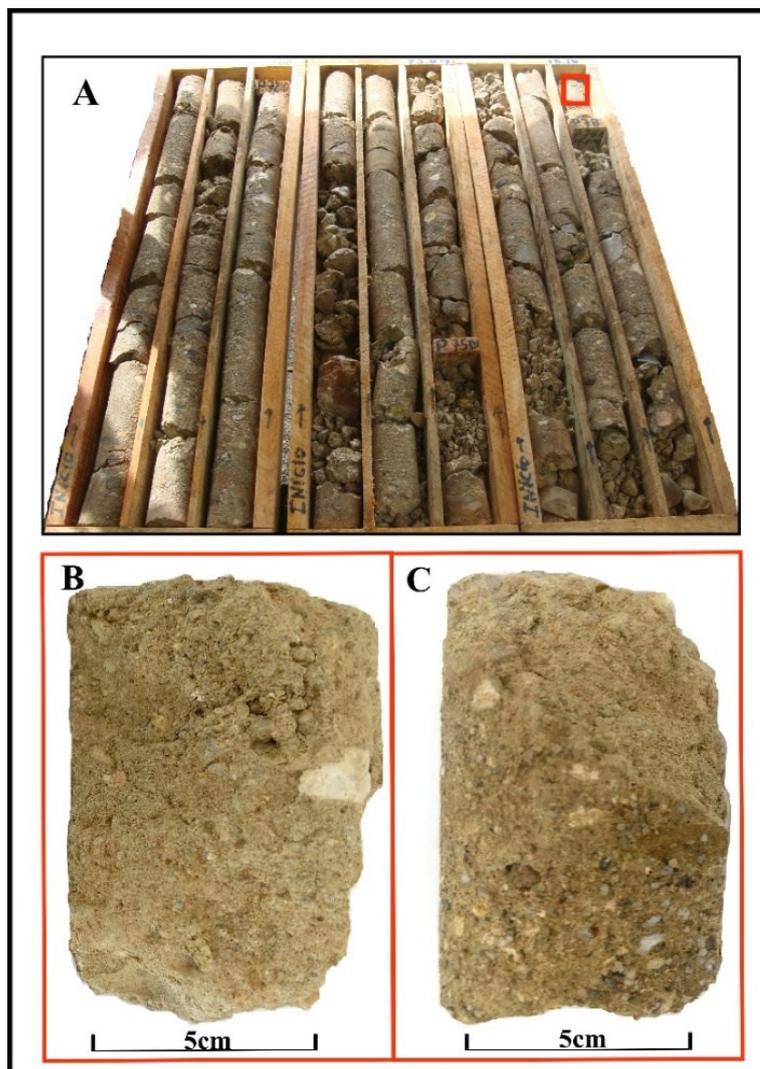
Á partir do contato com argilito branco a ocre, em 34m a sondagem interceptou o primeiro litotipo vulcanoclástica 2 (V2), como pode ser visualizado na Figura 5.16A. No intervalo de 78,06 a 78,16 foi coletada amostra representativa (retângulo em vermelho) para descrição petrográfica macroscópica (Figura 5.16B, C).

Ao longo do intervalo, V2 apresenta cor cinza e em locais onde há carbonato apresenta coloração avermelhada. A alteração é incipiente, o material varia de friável a coeso, em função do predomínio da matriz interclasto clástica em relação à matriz interclasto cimentada. Apesar da dificuldade em discernir a olho nu, a matriz carbonática foi identificada pontualmente em locais com a utilização de reação química com HCl frio e o grande número de quartzo e componentes são relacionados a matriz intersticial clástica.

Cristais de flogopita são pouco abundantes (>5-15%), ocorre em granulação muito fina (>0,5-1,0mm) a fina (>1-2mm). Os minerais opacos são compostos por ilmenita, cromita e magnetita (8-16mm) e ocorrem em granulação muito grossa dispersos na matriz com quartzo (Figura 5.16B, C). Os xenólitos crustais são abundantes (>15-50%). Clastos de composto kimberlítico ocorrem dispersos na matriz, são pouco abundantes (>5-15%), predominantemente subarredondados. O intervalo da primeira ocorrência de V2 é limitado por ocorrência de tufo argiloso maciço de cor vermelha em 91m, com espessura de 8m.

Na profundidade 99m foi interceptado pela sondagem camada consideravelmente homogênea, representativa do litotipo tufo (T), caracterizado por não apresentar alteração e apresentar estrutura maciça. O litotipo tufo apresenta 13,50m de espessura. Em 112,50m de profundidade, limita o litotipo rocha vulcanoclástica 1 (V1). A camada vulcanoclástica 1 (V1) e contato com tufo (T) pode ser visualizado na Figura 5.17A. O litotipo ocorre em camada única no furo KC1.

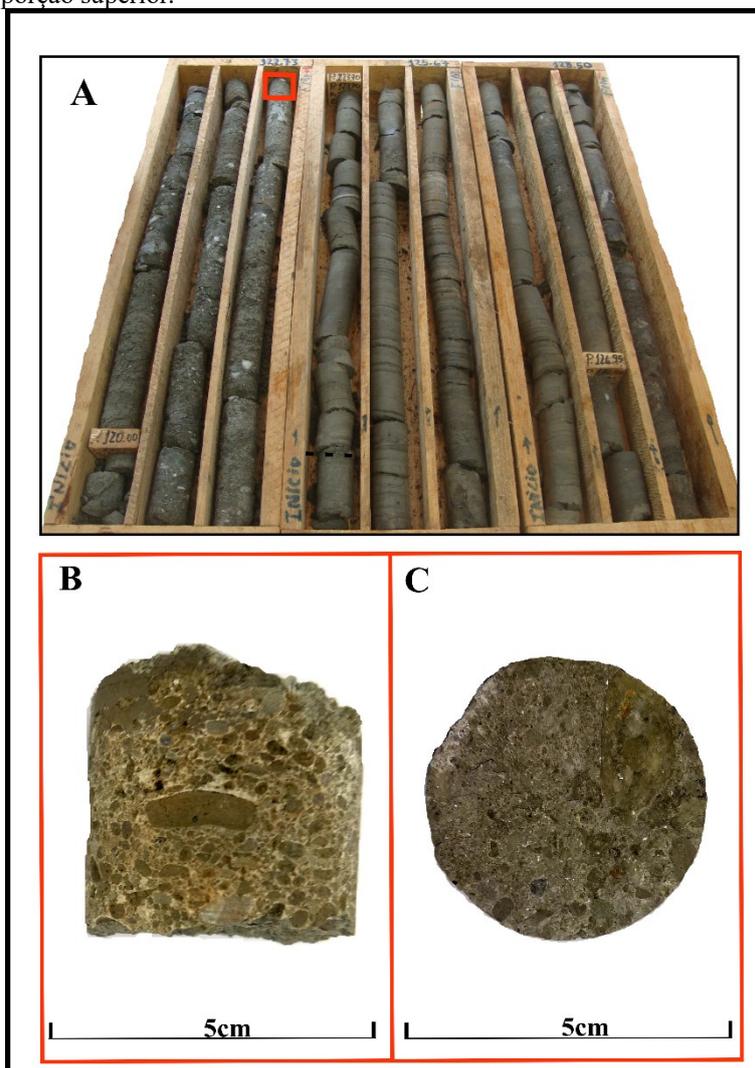
Figura 5.16: Litotipo vulcanoclástica 2 (V2) no furo KC1. **A**-Caixas de testemunho representativa do litotipo V2, o retângulo em vermelho representa o local de coleta da amostra KC1-01. **B**-amostra de testemunho KC1-01 com metade do material amostrado. **C**-amostra KC1-01 vista da porção contrária a B.



Fonte: O autor.

A camada do litotipo vulcanoclástica 1 (V1) apresenta cor cinza esverdeado. É reconhecida a presença pontual de alteração hidrotermal silicática em clasto de composto kimberlítico (Figura 5.17C). O intervalo de V1 no furo KC1, apresenta matriz intersticial clástica com poucos cristais abundantes, com ocorrência em agregados, apresentam tamanha fino (1-2mm) a médio (2-4mm). Atuação de magnetismo foi comprovado por imã convencional em função a presença de cristais de magnetita, e em segundo plano cristais de ilmenita, mais abundantes em relação à magnetita.

Figura 5.17: Litotipo vulcanoclástica 1 (V1) no furo KC1. **A**-Conjunto de caixa de testemunho referente ao intervalo dos litotipos V1 com transição para tufo (T), nos limites do retângulo em vermelho, que também representa o local de coleta da amostra KC1-02. **B**-amostra de testemunho KC1-02. **C**-amostra KC1-02 vista da porção superior.



Fonte: O autor.

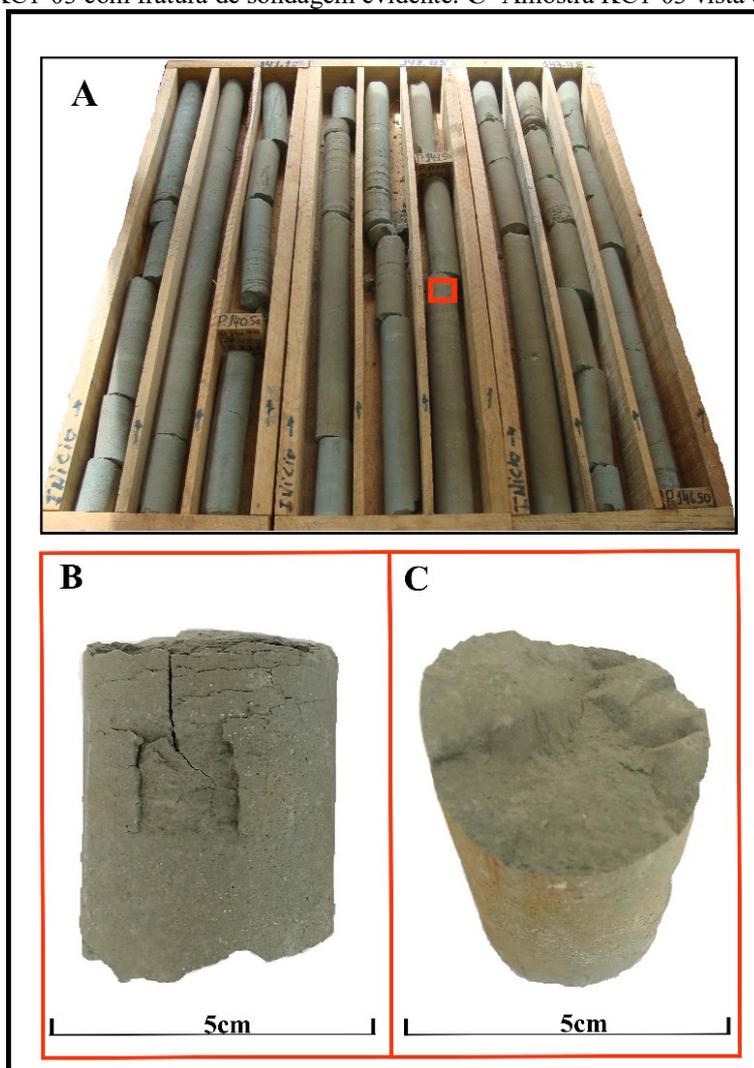
Flogopita de tamanho grosso (>4-8mm) ocorre disseminada na matriz. Cristais incipientes de cromita no tamanho médio (2-4mm) a grosso (4-8mm) são reconhecidos pelo brilho metálico. Cristais de pirita ocorrem na forma de agregados. Característica diagnóstica é o predomínio de clastos de composto kimberlítico (50-70%), muito abundante sobre xenólitos, onde predominam os magmaclastos sobre clastos líticos. Ocorrem na forma alongada, apresentando de média a baixa esfericidade, subarredondados a subangulosos, componentes arredondados são restritos.

Os macroclastos de composto kimberlítico são pequenos (16-64mm) e predominantes aos macroclastos médios (>64-256mm). Reação à HCl frio é restrita e heterogênea nos clastos de composto kimberlítico. A amostra representativa da camada

foi coletada na profundidade de 122,68 a 122,73m. (Figura 5.17B, C). O limite do litotipo no furo é limitado a profundidade de 122,73m de onde transiciona de maneira abrupta para camada do litotipo tufo (T), conforme demarcado pela retângulo em vermelho, que coincide com aparecimento da laminação por magnetita e opacos no litotipo T (Figura 5.17A).

No furo KC1 (Figura 5.17), a última camada apresenta espessura de 38,77m, limitada a profundidade final de 161,50m, onde é representada pelo litotipo tufo (T). O Tufo apresenta coloração cinza esverdeado, maciço a laminado, matriz ultrafina ($<0,125\text{mm}$) associada a cristais de minerais opacos, magnetita com tamanho muito fino ($>0,5-1,0\text{mm}$) e muito pouco abundante (0-5%), verificada pela ação de imã convencional à magnetismo, não apresenta alteração. Lentes lineares e pontuais de cor branca apresentam reação à HCl frio. Cristais de pirita muito pouco abundante (0-5%) ocorrem em tamanho fino ($>1,0-2,0\text{mm}$) disseminados. A amostra representativa da camada foi coletada entre as profundidades 143,27-143,34m (Figura 5.18.B e C). O aspecto visual com estrutura maciça predominante do litotipo tufo (T) pode ser visualizado na Figura 5.18.A, B e C.

Figura 5.18: Litotipo tufo (T) no furo KC1. **A-**Conjunto de caixas de testemunho referente ao intervalo do litotipo tufo (T), o retângulo em vermelho representa o local de coleta da amostra KC1-03. **B-** amostra de tufo KC1-03 com fratura de sondagem evidente. **C-** Amostra KC1-03 vista da porção superior.



Fonte: O autor.

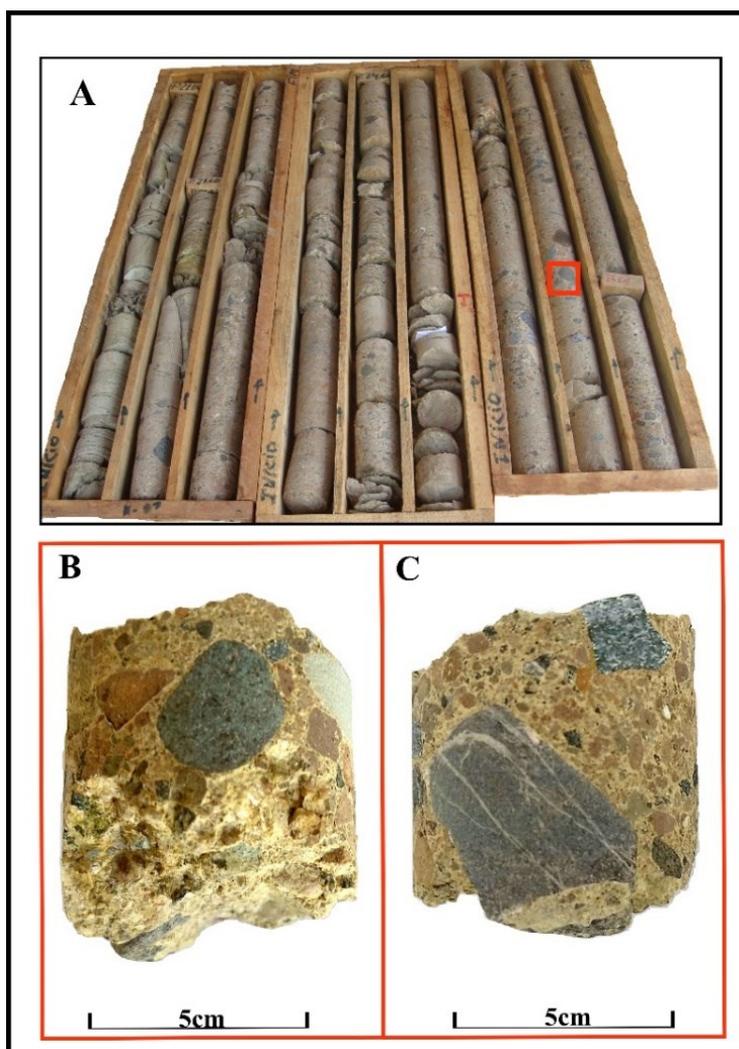
5.3.2. FURO KC2

No furo KC2 o solo apresenta espessura de 3m, porém com transição para saprólito de rocha vulcanoclástica. O saprólito de rocha vulcanoclástica apresenta cor cinza esverdeado com porções oxidadas onde apresenta coloração vermelha. A alteração é indiferenciada apresenta-se de forma intensa e pervasiva nos fragmentos de anfibólito, os quais são abundantes (>15-50%) e com tamanho variando entre 64 e 256mm e cor variegada.

Epidotização ocorre localmente nos componentes. Cristais de minerais opacos são muito finos (>0,5-1,0mm) e com leve magnetismo. A profundidade de 10,60m a perfuração encontrou rocha concordante ao desenvolvimento *in situ* do perfil de intemperismo.

O litotipo vulcanoclástica 2 (V2) foi reconhecido a partir da profundidade de 10,60m. Apresenta camada única ao longo do furo KC2, espessura de 31,40m, sendo coletado amostra representativa, KC2-01, entre a profundidade de 26,75-26,82m (Figura 5.19B, C).

Figura 5.19: Litotipo Vulcanoclástica 2 (V2), amostra KC2-01. **A**-Conjunto de caixa de testemunho referente ao intervalo da amostra KC2-01, o retângulo em vermelho representa o local amostrado. **B**-amostra KC2-01, representativa do litotipo V2. **C**-amostra KC2-01 vista contrária a B.



Fonte: O autor.

No furo KC2, o litotipo vulcanoclástica 2 (V2) apresenta cor cinza clara com porções avermelhadas entre a matriz intersticial cimentada por carbonato (Figura 5.19B, C), presença de carbonato esse que é verificada pela reação a HCl frio, com menor reação na matriz intersticial clástica muito fina ($>0,5-1\text{mm}$). Em V2 predomina xenólitos

crustais (>15-50%) em relação aos componentes de composto kimberlítico, que juntos satisfazem a condição de muito abundantes ao longo do intervalo (>50-75%).

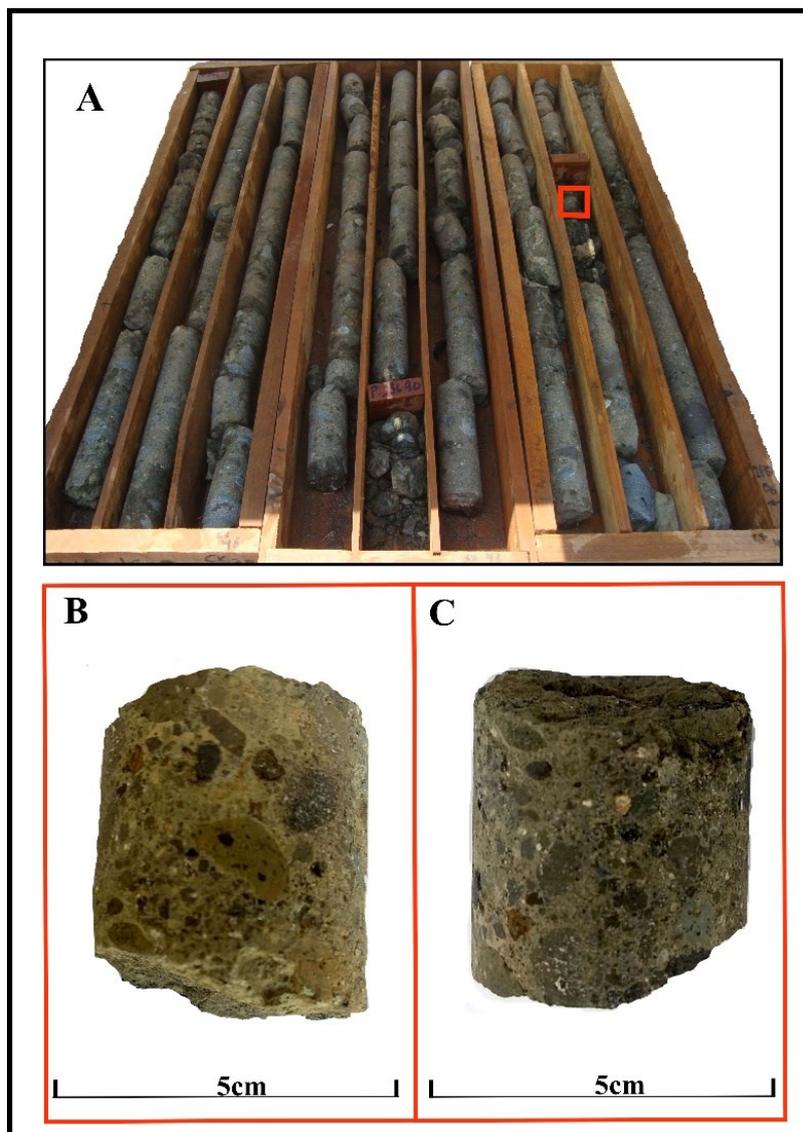
Os macroxenólitos crustais médios (>64-256mm) são de micaxisto, anfíbolito, anfíbolito com veios de quartzo, granito e gabro (Figura 5.19B, C), apresentam baixa esfericidade são subangulosos a arredondados. Macro clastos de compostos kimberlíticos pequenos (>16-64mm) ocorrem na forma de clasto anguloso com borda de resfriamento (piroclasto) e possível clasto lítico (epiclasto) indicado pela presença de silito. Feição de alteração não foi observada ou é indiferenciada em vista macroscópica. A camada é limitada a profundidade de 42m, onde apresenta contato com o litotipo vulcanoclástica 1 (V1).

O litotipo vulcanoclástica 1 (V1), apresenta cor cinza esverdeado, alteração indiferenciada, predominam clastos de composto kimberlítico sobre xenólitos crustais, satisfazem condição de abundantes >15-50% no intervalo (Figura 5.20A B, C). A matriz é do tipo intersticial clástica fina (1-2mm) a muito fina (>0,5-1,0mm), abundante (>15-50mm), proporcional aos componentes. Ocorre cristais grossos (>4-8mm) de flogopita disseminados, em menor abundância minerais opacos finos (>1-2mm), ilmenita predomina sobre magnetita e cromita. Reação à HCl frio é pontual em clastos de composto kimberlítico.

A partir da profundidade de 89,50m V2 é limitado por camada de tufo de 3m de espessura até profundidade de 92,50m, que novamente torna a aparecer no intervalo entre 95,50-98,10m. O litotipo tufo (T) apresenta cor cinza esverdeado, inalterado, laminado com presença de cristais finos de magnetita e pirita dispersas na matriz ultra fina (<0,125mm). Ocorrência lineares de carbonato verificado pela reação à HCl frio.

Entre a profundidade de 98,10m até o fim da perfuração em 150,25m (Figura 5.20A), torna a ocorrer o litotipo vulcanoclástica 1 (V1) caracterizado pela cor cinza esverdeado. Não foi observada alteração, componentes muito abundantes (>50-70%) no intervalo. Clastos de composto kimberlítico são abundantes (15- 50%) em relação aos xenólitos crustais, o tamanho macro pequeno (>16-64mm) predomina, pode ocorrer componentes no tamanho macro médio (>64mm-256mm). A matriz intersticial clástica é fina (1-2mm). Há intercalação centimétricas de tufo cinza esverdeado. A feição visual do litotipo pode ser visualizada nos furos de sondagem conforme figura 5.20A, ou nas amostras de V1 correspondente a profundidade de 140,05-140,10m nas figuras 5.20B, C.

Figura 5.20: Litotipo Vulcanoclástica 1 (V1), amostra KC2-02. A-Conjunto de caixa de testemunho referente ao intervalo do litotipo V1, o retângulo em vermelho representa o local de coleta da amostra KC2-02. B-amostra de V1, KC2-02. C-amostra KC2-02 vista contrária a B.



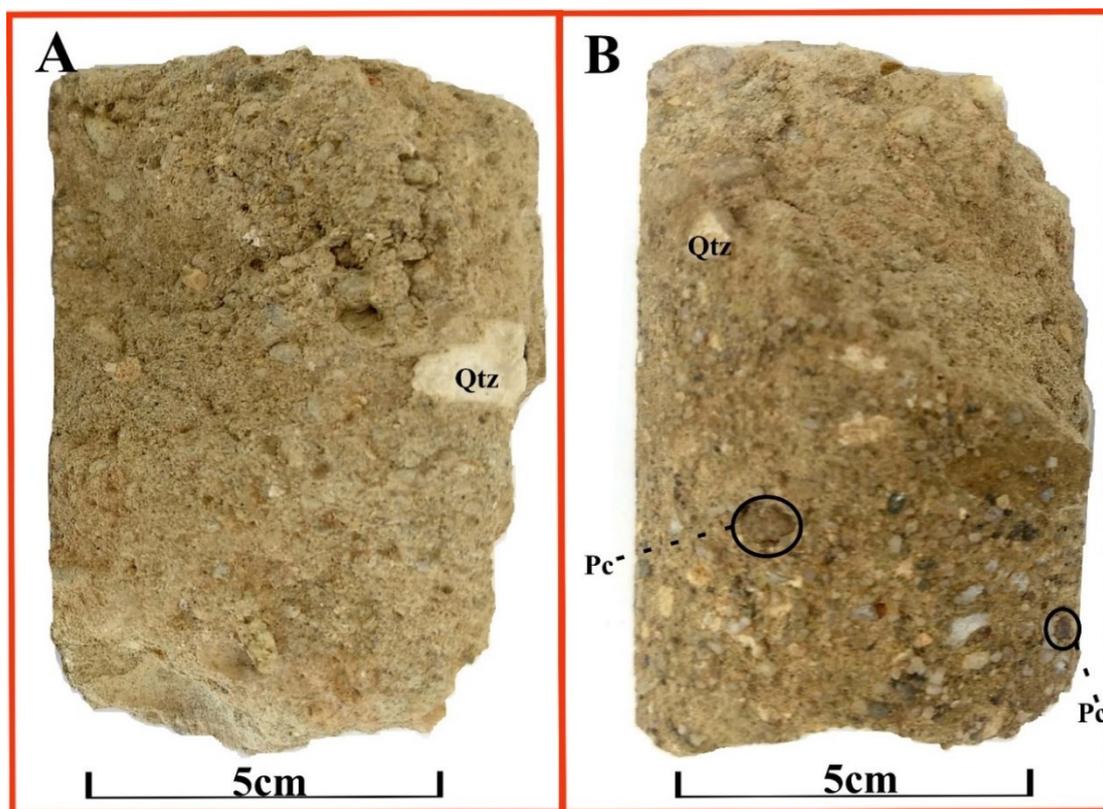
Fonte: O autor.

5.4. DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA MACROSCÓPICA

As amostras foram selecionadas com base nos três litotipos. Será apresentado em primeira instância a descrição petrográfica das amostras do litotipo vulcanoclástica 2 (V2), seguido de tufo (T) e por fim vulcanoclástica 1 (V1).

A amostra KC1-01 apresenta cor cinza com tons em vermelho em função a composição da matriz fina ($>1-2\text{mm}$), predominante sobre clastos de composto kimberlítico, muito pouco abundantes ($>0-5\text{mm}$) e xenólitos são ausentes (Figura 5.21A e B).

Figura 5.21. A- Amostra KC1-01 vista lateralmente, em destaque fragmento de quartzo (Qtz). B- Amostra KC1-01 vista lateral de A, com piroclastos (Pc), cristais de quartzo e magnetita em matriz fina.

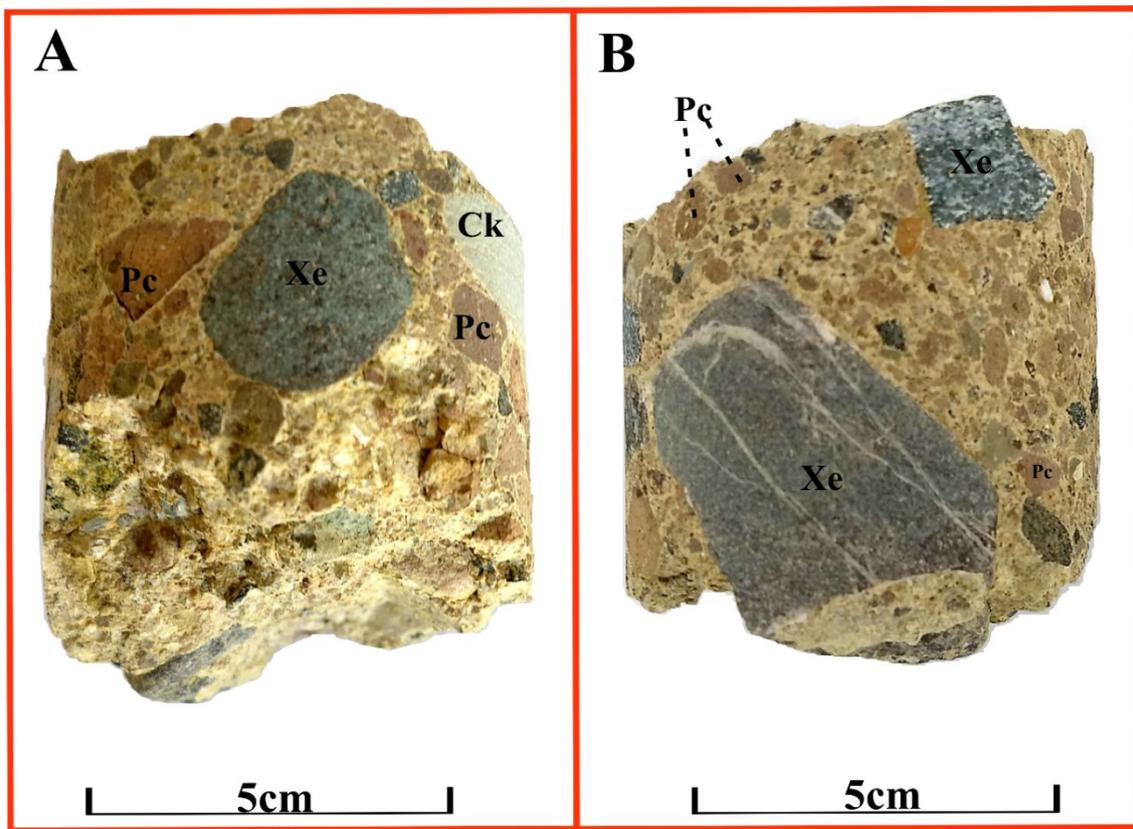


Fonte: O autor.

Não apresenta vestígios de fenômenos de alteração. Ocorrem fragmentos de quartzo com 1,65cm de diâmetro, anguloso disperso na matriz. Em locais pontuais, a matriz intersticial apresenta reação a HCl frio, indicativo da presença de carbonato na amostra. Os cristais de minerais opacos são grossos (4-8mm), ocorrendo magnetita verificada pela presença de imã convencional e cristais de ilmenita alongados atraídos por imã de neodímio. Apresenta micro piroclastos (<16mm) de cor marrom avermelhado, de alta esfericidade e angulosos (Figura 5.21B). Caracterizada como rocha homogênea, xenólito ausente, pouco piroclasto, matriz fina, abundante em quartzo e opacos.

A amostra KC2-01 apresenta componentes muito abundantes (>50-70%) em relação a matriz intersticial carbonática, identificada em função a expressiva reação à HCl frio e considerável coesão da amostra. Xenólito (Xe) crustal de anfibolito no tamanho macro médio (>64-256mm) apresenta-se cortado por veios de quartzo (Figura 5.22B).

Figura 5.22. A- Amostra KC2-01 com xenólitos (Xe) crustais, piroclastos (Pc) e clasto de composto kimberlítico (Ck). B- amostra KC2-01 xenólito (Xe) macro médio em matriz intersticial clástica com piroclastos (Pc), vista lateral à A.



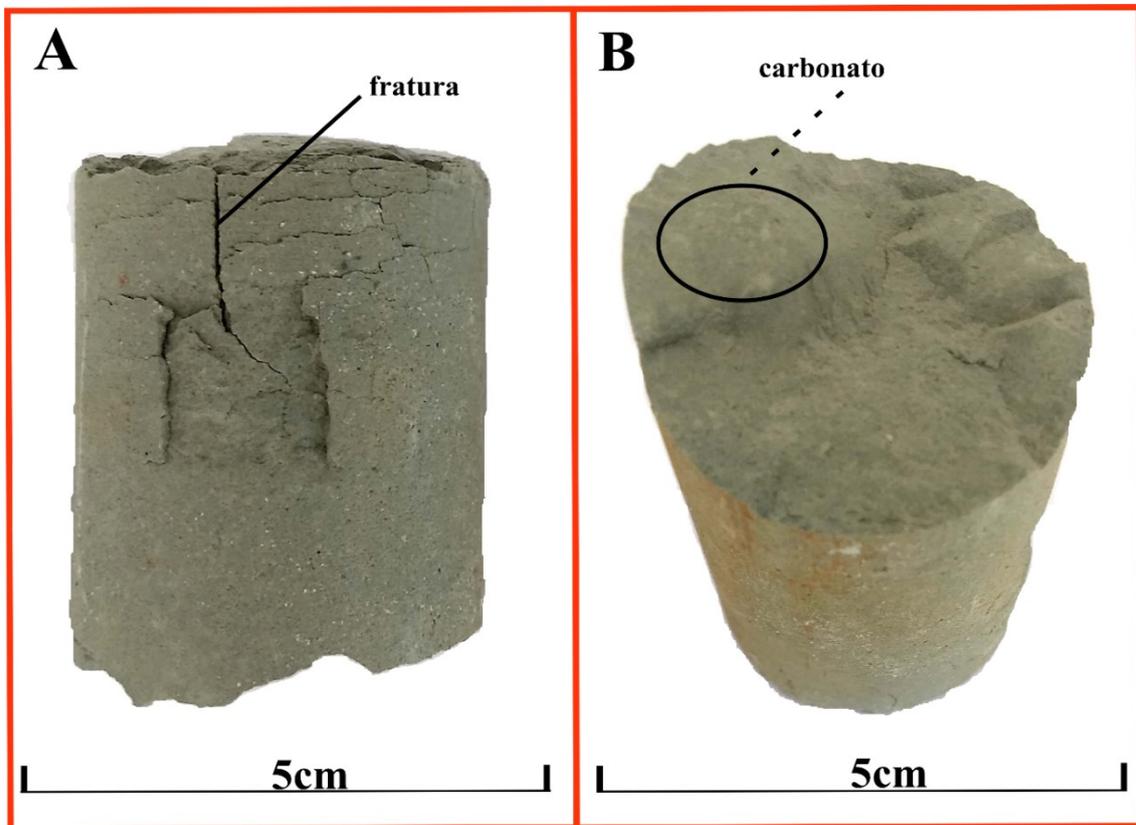
Fonte: O autor.

O xenólito crustal de anfibolito na figura 5.22A apresenta forma arredondada, elevada esfericidade com anfibólio alterando para epidoto, epidotização. Na figura 5.22B o xenólito (Xe) crustal de gabro no tamanho macro pequeno é anguloso. Entre os componentes da rocha, predomina a ocorrência de piroclasto (Pc), que apresenta borda de resfriamento, dominante no tamanho micro (<1,6mm) e arredondados com ocorrência no tamanho macro pequeno (1,6-64mm), como observado na figura 5.22A. Ocorrência de siltito, pode indicar presença de clasto lítico (Ck) (Figura 5.22A). Definida como rocha heterogênea, xenólito crustal abundante, piroclasto e cimentada.

A amostra KC1-03 apresenta estrutura homogênea e maciça, coloração cinza esverdeado com matriz ultrafina (<0,125mm), apresenta carácter rúptil verificado pela presença de fratura de sondagem (Figura 5.23A). Não apresenta alteração. Ocorrem lentes de carbonato no topo da amostra, bem como em feições lineares verificadas pela reação à HCl frio (Figura 5.23B). Dispersos na matriz estão cristais muito finos (>0,5-1,0mm), atraído por imã convencional que atribui presença de magnetita, que por sua vez apresenta

pouca abundância (>5-15%). A descrição define presença de rocha homogênea, maciça, com matriz intersticial ultrafina.

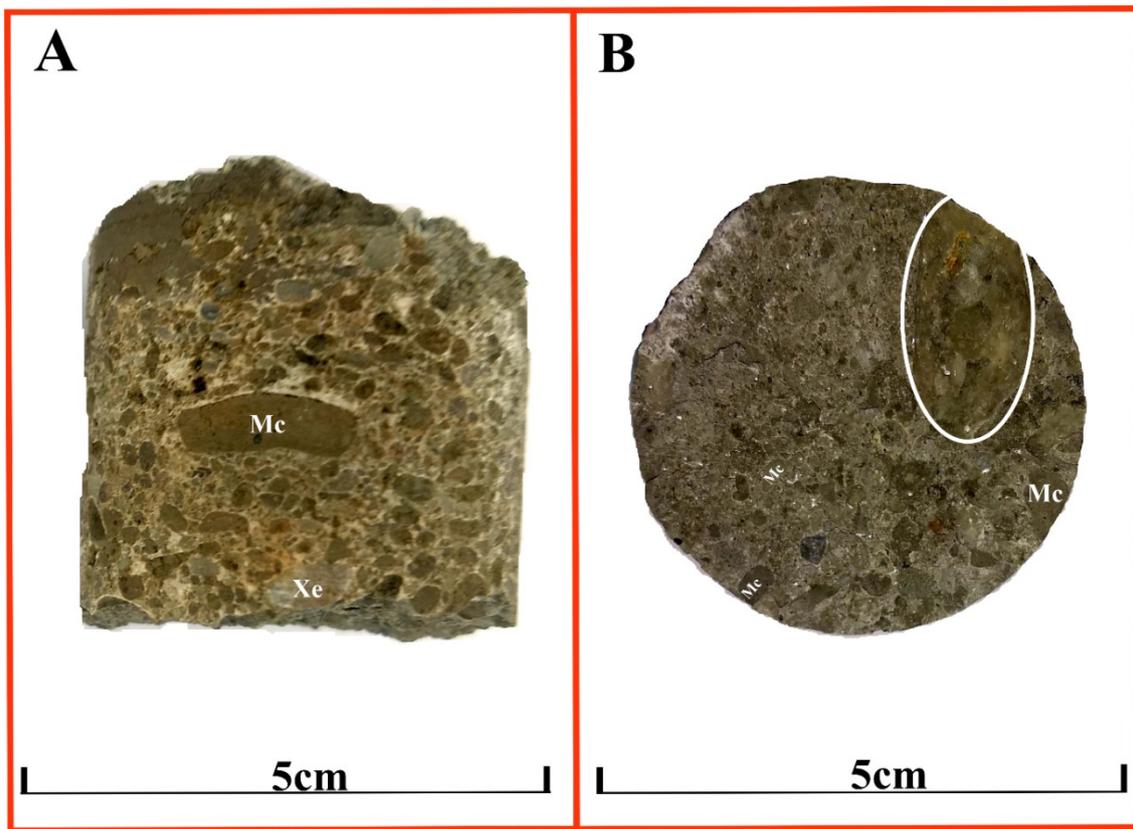
Figura 5.23. **A-** amostra KC1-03 apresenta cor cinza, matriz magnética ultrafina e fratura de sondagem em destaque. **B-** amostra KC1-03 vista superficial, com lentes de carbonato no topo.



Fonte: O autor.

A amostra KC1-02 está próxima ao contato com o litotipo tufo. Apresenta magmaclastos (Mc) muito abundante (50-70%), sendo restrita ocorrência de xenólito (Xe) crustal, limitados ao tamanho micro (<1,6mm) (Figura 5.24A). Magmaclastos regulares, com moderada esfericidade, arredondados ocorrem no tamanho micro (>1,6mm-64mm), e quando alongados, facetados, baixa esfericidade e quando esféricos no tamanho macro pequeno (>1,6mm-64mm). A matriz intersticial é fina (4-8mm). Não é verificado reação de HCl na amostra. Dentre os opacos, magnetita ocorre fina (1-2mm). Cristais de flogopita grossos (>4-8mm) são ressaltados no Figura 5.24B pela luz artificial da fotografia. A amostra exhibe sílica cristalizada, que pode ser indicativa da presença de alteração hidrotermal. Apresenta-se como rocha homogênea, magmaclasto abundante, flogopita disseminada.

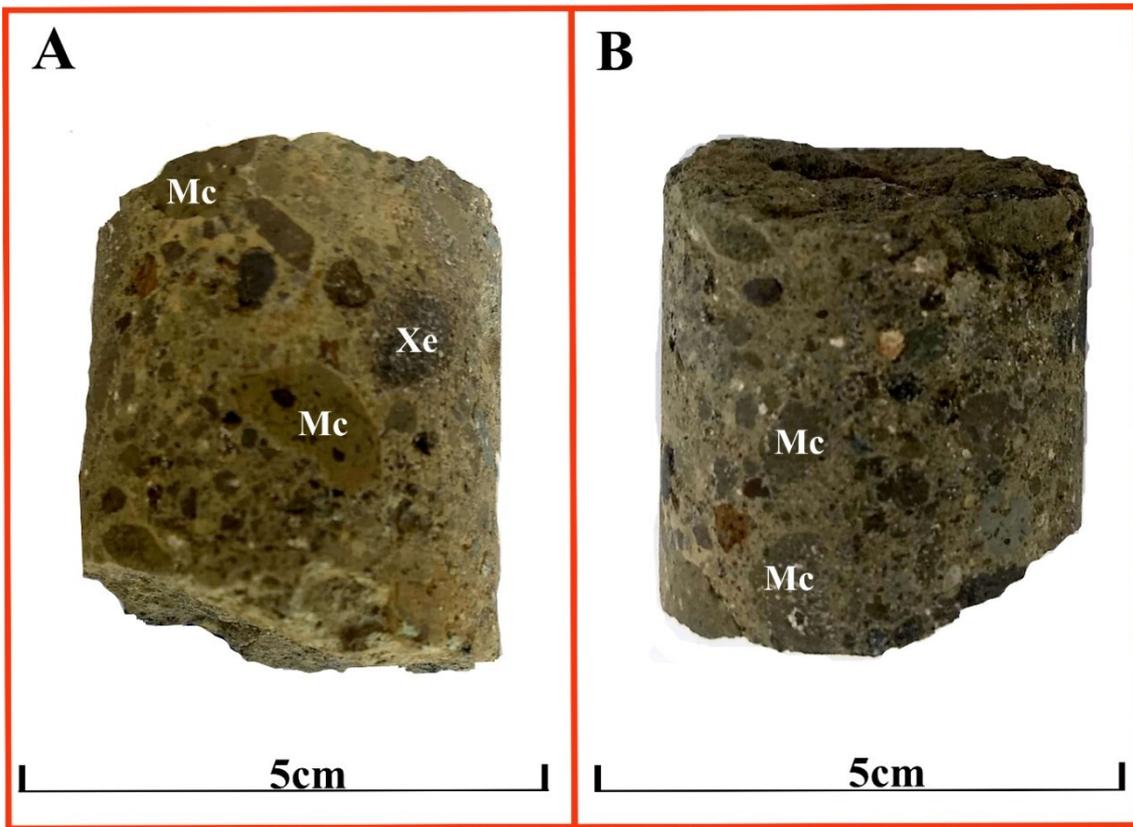
Figura 5.24. A- amostra KC1-02 abundante em magmaclasto (Mc). B-amostra KC1-02 com feição circular branca destacando alteração hidrotermal, magmaclastos (Mc) e cristais de flogopita dispersos na matriz intersticial.



Fonte: O autor.

A amostra KC2-02 possui cor cinza esverdeado (Figura 5.25A). Na amostra não foi verificado a presença de alteração. Apresenta abundância em componentes (15-50%), onde magmaclastos representam quase totalidade, com ocorrência isolada de xenólito (Xe) crustal, representado por gabro (Figura 5.25A). A matriz intersticial clástica, não apresenta reação à HCl, ao contrário de magmaclasto com feições lineares brancas indicado pela sigla correspondente na porção inferior da amostra, Figura 5.25B. Os magmaclastos ocorrem em forma regular, simétricos, são pobremente cristalinos, apresentam moderada esfericidade e ocorrem no tamanho macro pequeno (>1,6-64mm). Entre os cristais a ilmenita é predominante, ocorre no tamanho fino (1-2mm), predominando sobre a magnetita. Cristais de flogopita muito fino (0,5-1,0mm) ocorrem disseminados. Rocha homogênea, magmaclasto abundante, pobre em xenólito.

Figura 5.25. A- amostra KC2-02 com matriz interclasto, magmaclasto (Mc) abundante e xenólito (Xe) de gabro no tamanho macro pequeno. B- amostra KC2-02 vista lateral de A, com magmaclastos dispersos.



Fonte: O autor.

CAPÍTULO VI - DISCUSSÕES

Os mapas de aeromagnetometria gerados a partir do campo magnético total corrigido do IGRF (TMI), amplitude do sinal analítico (ASA) e primeira derivada vertical (1DV) foram importantes para compreender a associação de anomalias magnéticas regionais associadas a anomalia magnética Castelhana. Os dados de aeromagnetometria da Área 7, permitiram por meio deste estudo reconhecer nos limites da área de estudo, três regiões com comportamento anômalo no campo magnético, intituladas de Anomalia Magnética Perdizes, Anomalia Magnética Marrecos e Anomalia Magnética Santa Barbara (Figura 5.5.A).

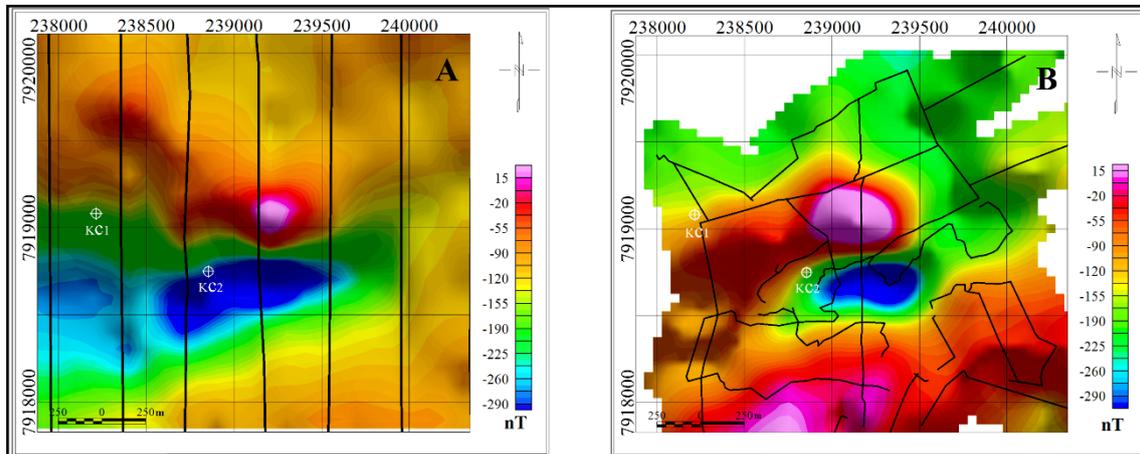
As anomalias regionais reconhecidas neste trabalho, foram identificadas na década de 70 durante o Projeto Geofísico Brasil e Alemanha, intitulada na ocasião como Anomalia Magnética Monte Carmelo (C), pelos órgãos executores Serviço Geológico do Brasil (CPRM) em parceria com o Serviço Geológico da Alemanha (BGR) (VIANNA; BLUMEL, 1975). Os trabalhos geológicos executados na anomalia C, indicaram presença de uma intrusão gabroica, em *stock*, com cerca de 15km de extensão e 5km de largura, entre os municípios de Romaria e Monte Carmelo. Segundo o modelo evolutivo postulado, a diferenciação magmática máfica ultramáfica, teria permitido a formação de piroxenitos e gabros (VIANNA; BLUMEL, 1975).

Em comparação aos levantamentos geológicos da CPRM e da BGR, as fontes das anomalias regionais reconhecidas neste trabalho podem ser compreendidas. A resposta magnética foi relacionada a presença de minerais magnéticos (magnetita e pirrotita), formados durante a cristalização das rochas máfica ultramáficas em subsuperfície (VIANNA; BLUMEL, 1975). Pode se relacionar a presença de piroxenito-wherlito à anomalia magnética Marrecos, enquanto a anomalia magnética Santa Bárbara apresenta hornblenda gabro como principais litologias (VIANNA; BLUMEL, 1975). Por sua vez, a anomalia magnética Perdizes, apresenta assinatura típica de rochas com afinidade kimberlítica, relacionada ao conjunto de corpos kimberlítico nomeados pela Sopemi/De Beers como Perdizes (CABRAL NETO et al., 2017). Ocorrem proximais nos limites da anomalia, possivelmente em *clusters*.

O levantamento terrestre teve como intuito posicionar o objeto de estudo, a anomalia magnética Castelhana, e avaliar a resposta magnética do alvo perante o embasamento de considerável assinatura magnética. Os dados do levantamento terrestre,

colocados à altura média do aerolevanteamento, utilizando o filtro continuação para cima em 100m, e normalizados pela redução ao IGRF, permitiu comparação visual qualitativa entre os dois levantamentos. As cores dos mapas TMI da figura 6.1 são fictícias para o aerolevanteamento, visto que apresentam escala segundo gradiente do levantamento terrestre. Mapas meramente comparativos para indicar a individualização do dipolo no mapa de magnetometria terrestre (Figura 6.1.B). No mapa de aeromagnetometria (Figura 6.1.A) o carácter dipolar continua a oeste, região que não foi totalmente percorrida no levantamento terrestre (Figura 6.1.B), logo, não deve ser descartada a presença de outro dipolo nessa direção.

Figura 6.1. Mapa de campo magnético total removido do IGRF (TMI). A- Aeromagnetometria com linhas de voo e furos de sondagem. B-Magnetometria terrestre, linhas do levantamento adquirido e furos de sondagem.



Fonte: O autor

No levantamento terrestre a aquisição dos dados pelo magnetômetro GSM19T, foi realizada manualmente pelo operador, seguindo padrão de qualidade conforme pontos de controle, repetidos em triplicata, com repetibilidade, em caso discrepante de leitura. Além da avaliação em campo, a comparação qualitativa entre os mapas de TMI do aerolevanteamento (Figura 6.1.A) e da magnetometria terrestre (Figura 6.1.B) permitem confiabilidade ao levantamento terrestre executado nos limites da anomalia magnética Castelhana.

Entre os 6 mapas de magnetometria gerados à partir do levantamento terrestre: Campo Magnético Total (TMF), Campo Magnético Total com continuação para cima em 100m, Campo Magnético Total removido do IGRF (TMI), Campo Magnético Residual (RMF), Redução ao Equador Magnético (RTE) e Amplitude do Sinal Analítico (ASA) os que apresentaram melhor resultado para permitir avaliar a resposta magnética e o

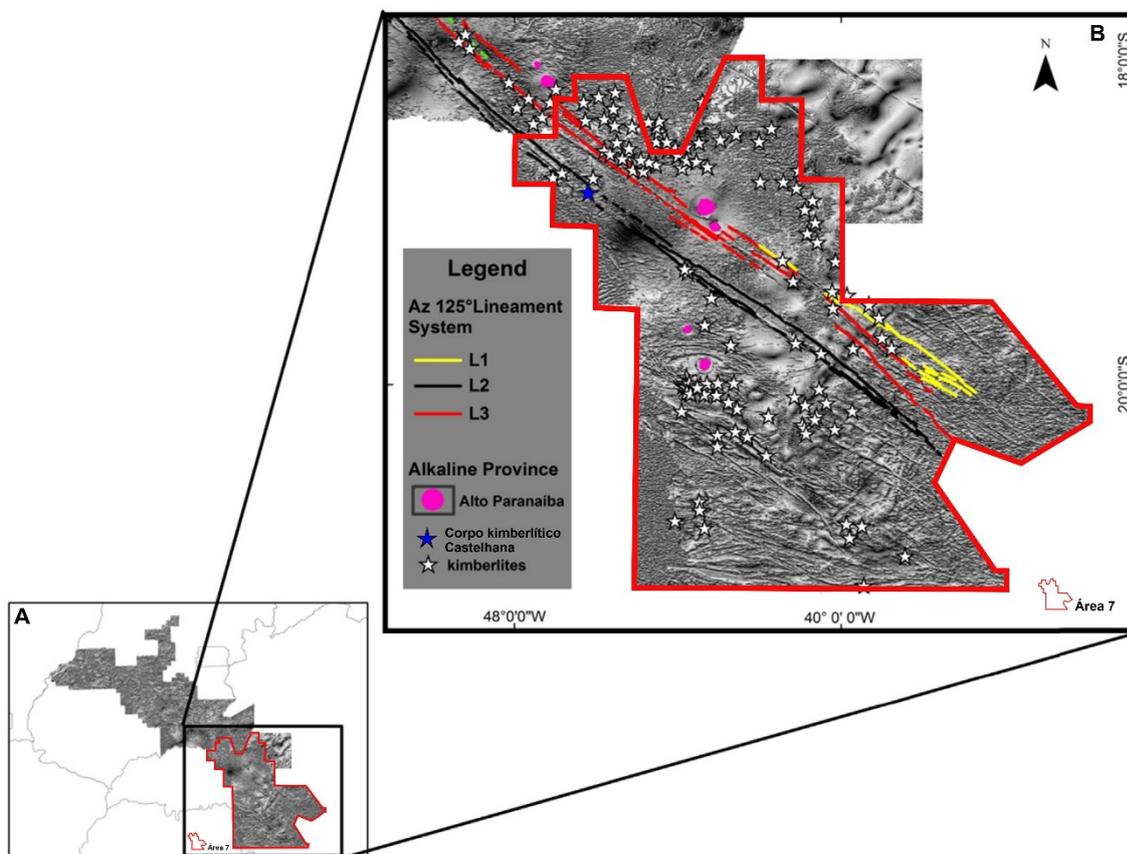
posicionamento da anomalia foram respectivamente os mapas TMI e ASA (Apêndice 3). O RTE foi importante para centralizar a anomalia magnética Castelhana, e geração do ASA (Apêndice 3). A presença do dipolo normal no mapa TMI em associação com o pico acentuado no mapa ASA são condizente a presença de corpo kimberlítico como fonte da Anomalia Magnética Castelhana, sendo compreendido por este trabalho como Corpo Kimberlítico Castelhana.

No mapa de 1DV é verificado a presença de lineamentos segundo direção N125 a N128, controlam as intrusões piroxeníticas na Anomalia Marrecos e as intrusões gabroicas na anomalia Santa Barbara (Figura 5.6). Supostamente apresentam menor dimensão a estipulada durante o reconhecimento geológico da CPRM e BGR na Anomalia Monte Carmelo (C) e com formação cogenética, porém individualizados.

Intrusões gabroicas apresentam vasto registro ao longo do Azimute 125 (Az 125), nos estados de Minas e Goiás, sendo verificados afloramentos descontínuos através do mapeamento geológico e assinatura magnética expressiva das estruturas com as rochas hospedeiras por meio de magnetometria, que indica continuação das estruturas em subsuperfície (MORAES ROCHA et al., 2014). Com base nas considerações apresentadas pelo mapeamento geológico e geofísica, em associação com geocronologia dos diques máficos aflorantes ao longo do Az125, Moraes Rocha et al (2014) compreenderam controle temporal para a atividade magmática no Az125 em três estágios, identificados à partir do estágio mais antigo nos sistemas de lineamentos L1, L2 e L3 (Figura 6.2.B). O estágio L1 seria relacionado ao Ciclo Brasileiro (950-590Ma), o estágio L2 à fragmentação do supercontinente Gondwana (iniciado em 680Ma) enquanto o estágio L3 seria mais tardio, relacionado a evento da Pluma de Trindade (90-80Ma), com formação de carbonatitos e kimberlitos (GIBSON et al., 1995; MORAES ROCHA et al., 2014). É reconhecido intersecção no sistema L2, cortado pelo sistema L3, que reforça evolução do sistema L3 posterior à L2 (MORAES ROCHA et al., 2014).

O controle estrutural da Anomalia Magnética Marrecos (Piroxenito) e Anomalia Magnética Santa Barbara (Gabro) estão condicionados pelo AZ125, bem como os limites do Corpo Kimberlítico Castelhana. As anomalias regionais proximais ao Corpo Kimberlítico Castelhana (Figura 6.2.B), apresentam evolução magmática relacionada ao sistema L2, com idade mínima indireta de 180Ma. O mapa de 1DV pode indicar controle das intrusões segundo falhamentos de direção variando entre N128 a N125 (Figura 5.6).

Figura 6.2. A-Aerolevantamentos do Estado de Goiás e oeste de Minas Gerais, em destaque a Área 7. B-Sistema de lineamentos Azimute 125 com intrusões alcalinas em rosa, estrelas brancas representando corpos kimberlíticos e estrela azul indicando o corpo kimberlítico Castelhana. Sistemas de lineamentos L1 em amarelo, L2 em preto e L3 em vermelho.



Fonte: Gonzaga e Tompkins (1991), Bizzi et al. (2003) apud in Moraes-Rocha et al. (2014).

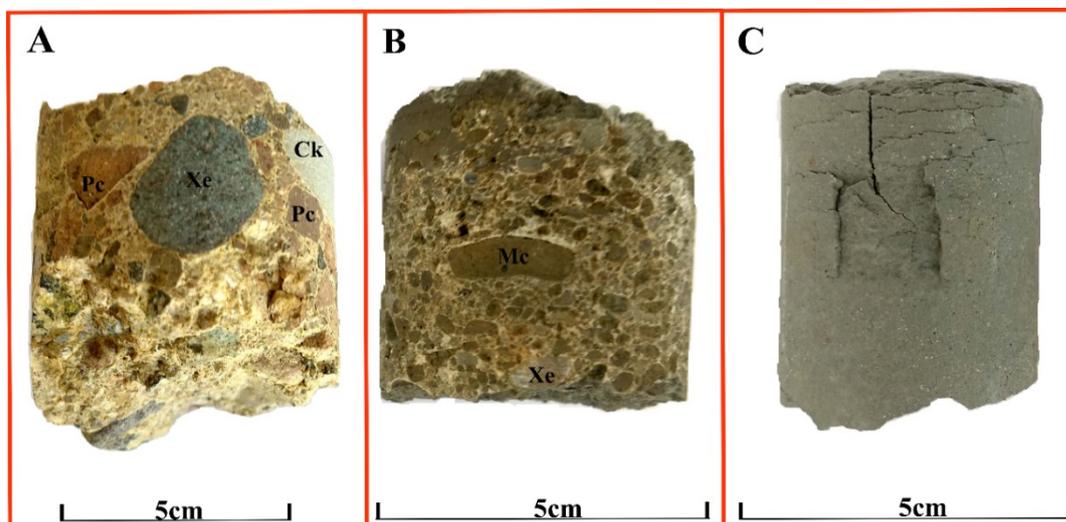
Possivelmente, o Corpo Kimberlítico Castelhana está encaixado nas intrusões gabroicas da Anomalia Magnética Santa Bárbara a oeste e em granitoides e anfibolitos do complexo Monte Carmelo a leste (Figura 5.5). Durante a interpretação do mapa de 1DV (Figura 5.6.B) foi verificado a presença de um conjunto de lineamentos geofísicos, possivelmente falhamentos, orientados segundo direção N60 cortando os lineamentos de direção N128-N125. O controle do Corpo Kimberlítico Castelhana, é inferido a presença de sistema de falhas de direção N60 (Figura 5.6.B) que foram reativadas no Cretáceo Superior, entre 90-80Ma, durante evolução do sistema L3. Tal estruturação é condizente a apresentada pela relação de corte do sistema L2 pelo sistema L3 ao longo do Az 125.

A combinação dos dados de aeromagnetometria regional e terrestre foi importante para o planejamento do perfil terrestre a partir do TMI do aerolevantamento. A compreensão das estruturas regionais por meio do mapa de 1DV possibilitou identificar

os principais lineamentos e estruturas lineares, necessários a comparação com os dados compilados da bibliografia e compreensão da evolução e estruturação do corpo kimberlítico Castelhana (Figura 5.6). A aquisição de amostras por meio de testemunhos de sondagem permitiu confirmar a existência do corpo kimberlítico, reconhecido nos mapas de magnetometria terrestre, pelo dipolo normal apresentado no mapa de TMI e pelo pico monopolar existente no mapa ASA (Apêndice 3). As amostras de testemunho de sondagem permitiram identificar padrão textural condizente ao apresentado por kimberlitos vulcanoclásticos, com descrição embasada em Scott Smith et al (2013), sendo identificado magmaclastos, piroclastos e xenólitos crustais nas amostras. A discussão dos dois furos (KC1 e KC2) apresentados neste trabalho e sintetizados no perfil da figura 4.1.C, são descritas a seguir.

A ocorrência de vulcanoclástica 1 (V1) e vulcanoclástica 2 (V2) é comum à ambos furos, se distinguem do litotipo tufo (T) pela fragmentação do material que apresentam (Figura 6.3). Ambas as amostras apresentam considerável magnetismo em decorrência a presença de minerais magnéticos nas amostras, verificada por atração a imã convencional.

Figura 6.3. Amostras dos principais litotipos identificados através dos logs de sondagem que permitiram confirmar a presença de um corpo kimberlítico como fonte da anomalia magnética Castelhana. **A**-litotipo vulcanoclástica 2, com xenólitos (Xe) e piroclastos (Pc). **B**-litotipo vulcanoclástica 1, abundante em magmaclastos (Mc). **C**-litotipo tufo (T), com matriz ultrafina.



Fonte: O autor.

Enquanto o furo KC2 com cota 885m, apresenta apenas 3m de espessura de solo, no furo KC1 de cota altimétrica 1030m, o solo atinge espessura de 17,65m. Argilito de cor branco, com caulinita, apresenta 40cm de espessura e é restrito ao furo KC1, onde

marca na profundidade de 34m contato com vulcanoclástica 2 (V2). No furo KC2 o litotipo V2 é delimitado superficialmente por saprólito até a profundidade de 10,60m.

Os perfis de intemperismo, interceptado pelas duas perfurações apresenta distinta espessura, o que é condizente a evolução de perfis pedogenéticos mais espessos em topos aplainados onde foi realizado o furo KC1, enquanto no fundo de vale onde foi locado o furo KC2 é favorável ocorrência superficial dos litotipos vulcânicos, com favorabilidade para a existência de afloramentos.

Os litotipos V1 e V2 apresentam clastos de composto kimberlítico e xenólitos crustais, com tamanho variado, característica distintiva é abundância, tipo de componente e distribuição ao longo de cada intervalo, que reflete na cor cinza esverdeado do litotipo V1 e na cor cinza avermelhada do litotipo V2. O litotipo V1 apresentam maior conteúdo de clastos de componente kimberlítico em relação ao litotipo V2, que por sua vez, apresenta maior conteúdo de xenólitos crustais e piroclastos em relação ao litotipo V1. O litotipo tufo (T) é caracterizado pela matriz ultra fina (<0,125mm), pela estrutura maciça, outrora laminado, com magnetita e flogopita disseminada na matriz. Apresenta cor cinza esverdeado.

A relação estratigráfica entre os litotipos indica V1 ocorrendo na base, com intercalações centimétrica a métrica de T no intervalo. No furo KC1 o contato do tufo com o litotipo superficial V2 é realizado por camada de tufo argiloso vermelho de 8m de espessura. Por sua vez, V1 e V2 estão em contato direto no furo KC2.

O litotipo tufo (T) apresenta espessura máxima de 3m no furo KC2, enquanto é bem mais expressiva no furo KC1, ultrapassando 38,77m. Ao contrário da espessura de V1, que no furo KC1 em camada única apresenta 11,20m, menos expressiva, comparada as camadas de 47,50m e mais de 54,15m de espessura no furo KC2. Enquanto que o litotipo V2, assim como T, apresenta maior espessura no furo KC1, atingindo 57m. Por outrora, no furo KC2 apresenta espessura de 31,40m, com saprólito desenvolvido *in situ* apresentando 7,60m de espessura.

Com base no registro dos furos de sondagem, os litotipos apresentados tendem a mostrar relação de afinidade espacial e topográfica, durante o vulcanismo. Na região de topo aplainado V2 e T apresentam as maiores espessura, enquanto V1 apresenta camadas com maior expressão no fundo de vale.

Os litotipos V1 e tufo ocorrem com relação de corte e de sobreposição, porém quando predomina tufo como no caso do furo KC1, o litotipo V1 é menos abundante, e quando há predomínio de V1 a ocorrência de tufo é restrita, a exemplo do furo KC2.

O controle entre os litotipos também ocorre entre V1 e V2, que apresentam abundância inversa. Onde predomina V1 como no caso do furo KC2, o litotipo V2 é menos abundante, por sua vez, onde V2 é predominante como no furo KC1, V1 apresenta ocorrência limitada.

A relação temporal bem como os estágios do vulcanismo é de difícil compreensão, principalmente ao fato do número de informações não terem propiciados a construção do modelo genético do corpo. A grande disponibilidade de componentes de composto kimberlítico, identificados nas amostras KC1-02 e KC2-02, representantes do litotipo V1, apontam para afinidade kimberlítica. A presença de piroclastos com borda de resfriamento rápido na amostra KC2-01 indica evento piroclástico em intervalo curto de tempo suposto para a camada V2.

Relação de abundância e ocorrência espacial apontam para V1 como o primeiro estágio, com T evoluindo sin e ou pós V1, onde T perdura por maior tempo no vulcanismo até ser limitado pelo aparecimento de V2, visto que não intercala este litotipo. Em relação ao formato e tamanho dos componentes, sugerem mesma energia atuante entre os litotipos V1 e V2, que pode ser compreendida com formação da assembleia piroclástica em um intervalo curto de tempo. A presença de matriz intersticial carbonática em V2 é condizente a exposição subárea.

CAPÍTULO VII - CONCLUSÕES

As informações geológicas e geofísicas inventariadas e compiladas neste trabalho, permitiram reconhecer por meio da magnetometria terrestre a existência de um corpo kimberlítico como fonte da anomalia magnética Castelhana. As anomalias regionais, identificadas e individualizadas neste trabalho utilizando os dados de aeromagnetometria da Área 7, foram descobertas durante o reconhecimento geológico e geofísico da anomalia Magnética Monte Carmelo, executado pela CPRM e BGR na década de 70.

A Anomalia Magnética Marrecos é associada a existência de piroxenito-wherlito, enquanto a Anomalia Magnética Santa Bárbara a hornblenda gabro. Apresentaram destacada amplitude do campo magnético no mapa de TMI e limites das intrusões delineados pelo mapa de 1DV, no ASA as coberturas laterítica mascararam os limites dos corpos. A elevada susceptibilidade magnética dessas rochas, é associado a minerais magnéticos cristalizados em subsuperfície, com afinidade à processos de diferenciação magmática.

O levantamento terrestre realizado nos limites da anomalia magnética castelhana, pode permitir por meio da intensidade do campo magnético, avaliar a resposta magnética e posicionar o corpo com base na resposta magnética em subsuperfície. Foram elaborados 6 mapas: TMF, TMF com continuação para cima em 100m, TMI, RMF, RTE e ASA.

O mapa de TMF representa os valores do campo magnético adquiridos no levantamento terrestre e corrigidos da variação diurna. A presença de dipolo normal no mapa TMI permite inferir considerável contraste entre a fonte magnética cilíndrica e o embasamento. O mapa de RTE permitiu centralizar a anomalia ao equador, e o mapa ASA gerado a partir do RTE permitiu posicionar a anomalia com seus respectivos limites. O RMF destacou a resposta magnética local, associada à presença de laterita, com hematita abundante nos topos de morros aplainados.

O mapa TMF com continuação para cima em 100m colocou os dados adquiridos no levantamento terrestre na altura média do aerolevante da Área 7, com dados normalizados por meio do mapa TMI. A aquisição rigorosa e controle de qualidade em campo, realizadas durante a leitura, e comparação entre os mapas de TMI dos dois levantamentos, permitem averiguar a qualidade e confiabilidade dos dados do levantamento terrestre.

As anomalias regionais estão encaixadas segundo falhamentos de direção NW-SE com orientação N128 a N125, inseridas no contexto estrutural do Lineamento Azimute 125, com origem cogenética, associada ao estágio do sistema L2. A datação relativa baseada na disposição cronológica dos sistemas de lineamentos, indica desenvolvimento durante fragmentação do Supercontinente Gondwana, com atividade tectônica iniciada em 180Ma. O Corpo Kimberlítico Castelhana, possivelmente é formado durante o sistema de lineamentos L3 (90-80Ma), segundo intersecção de estruturas N60 no sistema L2. Limita por método indireto a 90Ma o desenvolvimento das anomalias Marrecos e Santa Bárbara.

O magmatismo kimberlítico Castelhana teria evoluído durante ascensão da pluma de Trindade, entre 80-90Ma, aproveitando sistemas de falhas de direção N60, possivelmente formado durante o Brasiliano e reativado durante o Cretáceo Superior através do sistema L3. O sistema de falhas de direção N60 controla a intrusão Castelhana e posiciona nos limites do Córrego dos Mateus, contato ENE com anfibolitos, possivelmente pertencentes ao complexo Monte Carmelo, caracterizado em sua maioria por granitoides. Enquanto a WNW-SSW o contato é com rochas gabroicas com alta susceptibilidade magnética que resulta na Anomalia Magnética Santa Barbara. A SSE, o contato é com micaxistos, encobertos por coberturas lateríticas. A assimilação de xenólitos crustais de anfibolito, granito, micaxisto e gabro presentes no corpo kimberlítico Castelhana são condizentes ao contexto das rochas encaixantes postulado.

A revisão bibliográfica realizada pode apresentar uma síntese dos trabalhos sobre classificação, descrição e entendimento do modelo genético compreendido para as rochas kimberlitos lato sensu com base na evolução do pensamento científico e compreensão atual para o magmatismo kimberlítico, estudado em função à capacidade de abrigar depósitos primários de diamante e ou ao potencial para recuperação de rochas e minerais mantélicos, sendo reconhecido dois tipos de mineralização, kimberlito stricto sensu e lamproítos. Neste trabalho a designação corpo kimberlítico foi adotada, em virtude de os objetivos não contemplarem à discriminação do magma parental do corpo Castelhana, e discernir a presença de lamproíto ou kimberlito.

A classificação textural de Scott Smith et al (2013) pode ser aplicada para kimberlitos e lamproítos, e permite a aquisição de informações descritivas guiadas segundo cinco níveis crescentes de informação para construção do modelo genético, descritivo e interpretativo. A classificação textural, distingue kimberlito/lamproíto vulcanoclástico e coerente, permite distinção visual a partir respectivamente da

fragmentação e não fragmentação do material, o que permite maior praticidade para a caracterização inicial e complementação com informações em níveis seguintes.

Com base nos registros mundiais de kimberlitos e lamproítos apresentados nesta monografia, o magma kimberlítico apresenta afinidade às áreas cratônicas, pode ser cristalizado em contexto intrusivo como na província de Kimberley, na África do Sul, ou extrusivo como em Fort a la Cone, Canadá. O magma lamproítico se desenvolve em contexto orogênico e ou cratônico, metassomatismo do manto pode estar associado e eclogitos são condizentes à assimilação pelo magmatismo. Apresenta afinidade para formação de diques e desenvolvimento no contexto plutônico, como ocorre no lamproíto Argyle na Austrália.

Os dados adquiridos por meio da descrição dos logs de sondagem do corpo Castelhana, limitados ao primeiro nível de descrição, apontam para a existência de 3 litotipos principais. O litotipo vulcanoclástica 1 é abundante em magmaclastos e se distingue do vulcanoclástica 2, pelo fato do último ser abundante em xenólitos crustais e piroclastos, enquanto o tufo apresenta matriz ultrafina e encontra-se intercalado com o litotipo vulcanoclástica 1. A amostragem por sondagem não interceptou nenhuma camada da fácies hipoabissal, a amostragem foi pontual, e aquisição de amostras limitada a 160,5m de profundidade, em função a capacidade do equipamento, não sendo descartado ocorrência em subsuperfície.

Por meio da integração dos dados de aeromagnetometria que subsidiaram o levantamento terrestre, bem como a junção dos dados geológicos da bibliografia, os produtos do levantamento terrestre, principalmente os mapas de TMI e ASA apresentaram produtos eficientes para indicar a presença e posicionar o corpo kimberlítico Castelhana. A amostragem por sondagem foi importante para aquisição de testemunhos, que por meio da descrição de logs de sondagem, permitiu reconhecer para anomalia magnética Castelhana padrão textural condizente a corpo kimberlítico vulcanoclástico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALKMIM, F. F. O que faz de um Cráton um Cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. In: MANTESSO-NETO, V. et al. (Eds.). **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio de Almeida**. São Paulo.: BECA, 2004. p. 18–35.

ALMEIDA, F. F. M. O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 7, p. 349–364, 1977.

ALMEIDA, F. F. M. et al. **Informações geofísicas sobre o oeste mineiro e seu significado geotectônico**. v.52, n.1, Rio de Janeiro: Academia Brasileira de Ciências, 1980

ALMEIDA, F. F. M. et al. Brazilian structural provinces: An introduction. **Earth Science Reviews**, v. 17, n. 1–2, p. 1–29, 1981.

ARAUJO FILHO, J. O. the Pirineus Syntaxis: an Example of the Intersection of Two Brasiliano Fold-Thrust Belts in Central Brazil and Its Implications for the Tectonic Evolution of Western Gondwana. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 1, p. 144–148, 2000.

ASF. **Alaska Satellite Facility - ASF**. Disponível em: <<https://search.asf.alaska.edu/>>. Acesso em: 31 out. 2020.

ATKINSON, W. J.; HUGHES, F. E.; SMITH, C. B. A Review of the Kimberlitic Rocks of Western Australia. **Developments in Petrology**, v. 11, n. PA, p. 195–224, 1984.

BARBOSA, O. **Guia das Excursões**. IX Congresso Brasileiro de Geologia. **Anais...**São Paulo, SP: 1955

BARBOSA, O. et al. **Geologia do Triângulo Mineiro**. Rio de Janeiro:1970.

BATEZELLI, A. **Análise da sedimentação cretácea no Triângulo Mineiro e a sua correlação com áreas adjacentes**. UNESP, 2003.

BENITEZ, L. **Províncias diamantíferas de Minas Gerais: uma proposta para a caracterização de populações de diamantes típicas como subsídio à certificação kimberley**. UFMG, 2009.

BIONDI, J. C. **Processos Metalogenéticos e os Depósitos Minerai s Brasileiros**. 1. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2003.

BRITO NEVES, B. B. DE. America Do Sul: Quatro Fusões, Quatro Fissões E O Processo Acrescionário Andino. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, n. 3, p. 379–392, 1999.

BROD, J. A. et al. Geoquímica da Sequência Vulcano-Sedimentar de Abadia dos Dourados e Complexo Chapada dos Perdizes, Triângulo Mineiro, MG. **Revista Escola de Minas**, v. 45, n. 1 e 2, p. 164–166, 1992.

BROD, J. A. et al. The Kamafugite-Carbonatite association in the Alto Paranaíba Igneous Province (APIP) Southeastern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 3, p. 404–408, 2000.

BROWN, R. J. et al. Eruption of kimberlite magmas: Physical volcanology, geomorphology and age of the youngest kimberlitic volcanoes known on earth (the Upper Pleistocene/Holocene Igwisi Hills volcanoes, Tanzania). **Bulletin of Volcanology**, v. 74, n. 7, p. 1621–1643, 2012.

CABRAL NETO, I. et al. Áreas kimberlíticas e diamantíferas do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes. **Programa Geologia do Brasil, Projeto Diamante Brasil, Série Pedras Preciosas**, n. 10, p. 232, 2017.

CAMPOS, J. E. G.; DARDENNE, M. A. Estratigrafia E Sedimentação Da Bacia Sanfranciscana: Uma Revisão. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 3, p. 269–282, 1997.

CARVALHO, M. O. et al. The Vazante and Canastra groups revisited: Sm-Nd and Sr isotopes - Evidence for contribution from Tonian intraplate magmatism during passive margin development along the SW São Francisco margin, Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 49, n. 1, 2019.

CAS, R. A. F. et al. A new approach to kimberlite facies terminology using a revised general approach to the nomenclature of all volcanic rocks and deposits: Descriptive to genetic. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 174, n. 1–3, p. 226–240, 2008.

CAS, R. A. F. et al. A practical guide to terminology for kimberlite facies: A systematic progression from descriptive to genetic, including a pocket guide. **Lithos**, v. 112, p. 183–190, 2009.

CHAVES, M. L. DE S. C. et al. Província diamantífera da serra da canastra e o kimberlito canastra-1: Primeira fonte primária de diamantes economicamente viável do país. **Geociências**, v. 27, n. 3, p. 299–317, 2008a.

CHAVES, M. L. S. et al. Kimberlito Canastra-1 (São Roque de Minas, MG): geologia, mineralogia e reservas diamantíferas. **Rem: Revista Escola de Minas**, v. 61, n. 3, p. 357–364, 2008b.

CHAVES, M. L. S.; DIAS, C. H. **Projeto Triângulo Mineiro - Folha Estrela do Sul - SE.23-Y-A-IV. Escala 1:100.000.**

CLEMENT, C. R. **A comparative geological study of some major kimberlite pipes in the Northern Cape and Orange Free State.** Cape Town, 1982.

CLEMENT, C. R.; SKINNER, E. M. W. **A textural genetic classification of kimberlite rocks.** Kimberlite Symposium II. **Anais...**Cambridge, 1979.

CLEMENT, C. R.; SKINNER, E. M. W. A textural-genetic classification of kimberlites. **Transactions of the Geological society of South Africa**, v. 88, p. 403–409, 1985.

CLIFFORD, T. N. Tectono-metallogenic units and metallogenic provinces of Africa. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 1, n. 6, p. 421–434, 1966.

CLOUD, P.; DARDENNE, M. Proterozoic Age of the Bambui Group in Brazil. **Geological Society of America Bulletin**, v. 84, n. 1, p. 1673–1676, 1973.

COELHO, F. M. **Aspectos Geológicos e Mineralógicos da mina de diamantes de Romaria, Minas Gerais**. Dissertação de Mestrado, IGc, Universidade de São Paulo, 2010.

CORDANI, U. G. et al. The significance of the Transbrasiliano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. **Brasilian Journal of Geology**, v. 43, n. 3, p. 583–597, 2013a.

CORDANI, U. G. et al. Was there an ediacaran clymene ocean in central south America? American journal of science. **American Journal of Science**, v. 313, n. 6, p. 517–539, 2013b.

CPRM; CODEMIG; LASA. **Levantamento aerogeofísico de Minas Gerais. Relatório Final do Levantamento e Processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos, Área 7 Patos de Minas - Araxá - Divinópolis**. 2006.

DARDENNE, M. A. The Brasília Fold Belt. In: CORDANI, U. G. et al. (Eds.). **Tectonic Evolution of South America**. 1. ed. Rio de Janeiro: 31^o International Geological Congress, 2000.

DA SILVA, D. R. A. et al. O Método Radiométrico Rb-Sr Aplicado em Rochas Sedimentares o Exemplo da Bacia do Paraná, Brasil. **Pesquisas em Geociências**, v. 33, n. 1, p. 83, 2006.

DAWSON, J. B. Advances in kimberlite geology. **Earth Sciences Reviews**, v. 7, p. 187–214, 1971.

DAWSON, J. B.; HAWTHORNE, J. B. Intrusions features of some hypabyssal South African kimberlites. **Bulletin of Volcanology**, v. 34, p. 740–757, 1970.

DENTITH, M.; MUDGE, S. Gravity and magnetic methods. In: **Geophysics for the mineral exploration geoscientist**. Cambridge University Press, 2014. p. 85–192.

DONATTI-FILHO, J. P. et al. Age and origin of the Neoproterozoic Brauna kimberlites: Melt generation within the metasomatized base of the São Francisco craton, Brazil. **Chemical Geology**, v. 353, n. 30 agosto, p. 19–35, 2013.

DRAPER, D. The diamond-bearing deposits of Bagagem and Água Suja in the State of Minas Gerais, Brazil. **Transactions of the Geological Society of South Africa**, v. 6, n. 3, p. 8–19, 1911.

FEITOSA, V. M. N.; SVISERO, D. P. Conglomerados Diamantíferos da Região de Romaria - MG. **Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia**, p. 4995–5001, 1984.

FERREIRA FILHO, C. F. et al. Zircon and rutile UPb geochronology of the Niquelândia layered mafic and ultramafic intrusion, Brazil: constraints for the timing of magmatism and high grade metamorphism. **Precambrian Research**, v. 68, n. 3–4, p. 241–255, 1994.

FIELD, M.; SCOTT SMITH, B. H. **Textural and genetic classification schemes of kimberlite: a new perspective**. Extended Abstracts of the 7th International Kimberlite Conference Cape Town. **Anais...Red Roof Designer**: 1998.

FOLEY, S. F. et al. The ultrapotassic rocks: Characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. **Earth Science Reviews**, v. 24, n. 2, p. 81–134, 1987.

FONSECA, M.; DARDENNE, M. A.; UHLEIN, A. Faixa Brasília setor setentrional: estilos estruturais e arcabouço tectônico. v. 25, n. 4, p. 267–278, 1995.

FUCK, R. A. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. **SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste**, v. 4, n. June, p. 184–187, 1994.

FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.; SILVA, L. J. H. D. **Compartimentação Tectônica na Porção Oriental da Província Tocantins**. In **XXXVIII Congresso Brasileiro de ... Balneário Camboriú - SC**.

GARLAND, F.; TURNER, S.; HAWKESWORTH, C. Shifts in the source of the Paraná basalts through time. v. 37, p. 223–243, 1996.

GEMSYS. **GSM-19 v7.0 Instruction Manual Manual Release 7.4**. Markham, Canada GEM System, Inc., 2008.

GIBSON, S. A. et al. The late cretaceous impact of the trindade mantle plume: Evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil. **Journal of Petrology**, v. 36, n. 1, p. 189–229, 1995.

GUARINO, V. et al. U–Pb ages, Sr–Nd- isotope geochemistry, and petrogenesis of kimberlites, kamafugites and phlogopite-picrites of the Alto Paranaíba Igneous Province, Brazil. **Chemical Geology**, v. 353, p. 65–82, ago. 2013.

HAWTHORNE, J. B. Model of a kimberlite pipe. **Physics Chemistry Earth**, v. 9, p. 1–15, 1975.

KARFUNKEL, J. et al. Diamonds from the Coromandel Area, West Minas Gerais State, Brazil: an update and new data on surface sources and origin. v. 44, n. June, p. 325–338, 2014.

KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. Levantamento magnético. In: COELHO, M. C. M. (Ed.). **Geofísica de Exploração**. 1. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 273–314.

KJARSGAARD, B. A. **Volcanology of Kimberlite**. (R. TOSDAL, Ed.) Diamonds Short Course Notes. **Anais...Vancouver: Cordilleran Round-Up**, 2003

KJARSGAARD, B. A. Kimberlite pipe models: significance for exploration. **Ore Deposits and Exploration Technology**, v. 46, p. 667–677, 2007.

KLEIN, P. B. W. **Geoquímica de rocha total, geocronologia de U-Pb e geologia isotópica de Sm-Nd das rochas ortognáissicas e unidades litofaciológicas associadas da região de Ipameri – Catalão (Goiás)**. UNB, 2008.

LANZA, R.; MELONI, A. **The earth's magnetism: An introduction for geologists**. Berlin, Heidelberg: Springer, 2006.

LEFEBVRE, N.; KURSZLAUKIS, S. Contrasting eruption styles of the 147 Kimberlite, Fort à la Corne, Saskatchewan, Canada. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 174, n. 1–3, p. 171–185, 2008.

LEROUX, D. C.; ROY, W. D.; MASUN, K. **Technical Report and Mineral Resource Estimate on the Braúna 3 Kimberlite - Braúna kimberlite property Bahia state, Brazil**. Toronto, Ontario, Canada.

MANDEA, M.; PURUCKER, M. Observing, modeling, and interpreting magnetic fields of the solid earth. **Surveys in Geophysics**, v. 26, n. 4, p. 415–459, 2005.

MANTOVANI, M. S. M. et al. Delimitation of the paranapanema proterozoic block: A geophysical contribution. **Episodes**, v. 28, n. 1, p. 18–22, 2005.

MCPHIE, J.; DOYLE, M.; ALLEN, R. **Volcanic textures**. Centre of ore deposit and exploration studies, University of Tasmania.

MENESES, P. R. et al. **Introdução ao processamento de imagem de sensoriamento remoto**. 2012.

MILANI, E. J. **Evolução Tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental**. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1997.

MILANI, E. J.; RAMOS, V. A. Orogenias paleozóicas no Domínio Sul-Occidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. v. 28, n. 4, p. 473–484, 1998.

MITCHELL, R. H. **Kimberlites: mineralogy, geochemistry, and petrology**. New York: Plenum Press, 1986.

MITCHELL, R. H. **Kimberlites, orangeites, and related rocks**. New York: Plenum Press, 1995.

MITCHELL, R. H. Carbonatites and carbonatites and carbonatites. **Canadian Mineralogist**, v. 43, n. 6, p. 2049–2068, 2005.

MITCHELL, R. H. Potassic magmas derived from metasomatized lithospheric mantle: Nomenclature and relevance to exploration for diamond-bearing rocks. **Journal of the Geological Society of India**, v. 67, p. 317–327, 2006.

- MITCHELL, R. H. Potassic rocks from the Gondwana Coalfields of India: Closing Pandora's Box of petrological confusion? **Journal of the Geological of India**, v. 69, p. 505–512, 2007.
- MITCHELL, R. H. **Potassic Alkaline Rocks: Leucitites, Lamproites, and Kimberlites**. Encyclopedia of Geology, (doi:10.1016/B978-0-12-409548-9.12482-0). 2nd. ed. Elsevier Inc., 2020.
- MITCHELL, R. H.; BERGMAN, S. C. **Petrology of Lamproites**. New York: Plenum Press, 1991.
- MITCHELL, R. H.; GIULIANI, A.; O'BRIEN, H. What is a Kimberlite? Petrology and Mineralogy of Hypabyssal Kimberlites. **Elements**, v. 15, n. 6, p. 381–386, 2019.
- MORAES ROCHA, L. G. DE et al. Geophysical characterization of the Azimuth 125° lineament with aeromagnetic data: Contributions to the geology of central Brazil. **Precambrian Research**, v. 249, p. 273–287, ago. 2014.
- MORAES ROCHA, L. G. et al. Curie surface of the alkaline provinces of Goiás (GAP) and Alto Paranaíba (APAP), central Brazil. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 297, p. 28–38, 2015.
- MORGAN, P. Diamond exploration from the bottom up: regional geophysical signatures of lithosphere conditions favorable for diamond exploration. **Journal of Geochemical Exploration**, v. 53, n. 1–3, p. 145–165, 1995.
- PEREIRA, L. F. **Relações tectono-estratigráficas entre as unidades Canastra e Ibiá na região de Coromandel, MG**. UNB, 1992.
- PEREIRA, M. A. M. et al. **Análise de mapas geofísicos temáticos como ferramenta para identificação das possíveis áreas fonte dos diamantes de Estrela do Sul/MG**. Rio de Janeiro. Disponível em: <<http://cbg2018anais.siteoficial.ws/resumos/4960.pdf>>. Acesso em: 2 nov. 2018.
- PEREIRA, M. A. M. et al. **Aeromagnetometria como ferramenta para discriminação da anomalia Castelhana, Monte Carmelo, Alto Paranaíba, Minas Gerais**. Campinas: SBGEO-Núcleo São Paulo, 2019
- PEREIRA, R. S. Cráton do São Francisco, kimberlitos e diamantes. UNB, 2007.
- PEREIRA, R. S.; FUCK, R. A. Archean Nucell and the Distribution of Kimberlite and related rocks int the São Francisco Craton, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, n. 3, p. 93–104, 2005.
- PEREIRA, S. R. et al. Evidence of young , proximal and primary (YPP) diamond source occurring in alluviums in the Santo Antônio do Bonito , Santo Inácio and Douradinho rivers in Coromandel region , Minas Gerais. **Brazilian Journal of Geology**, v. 47, n. 3, p. 383–401, 2017.

PIMENTEL, M. M. et al. Nd isotopes and the provenance of detrital sediments of the neoproterozoic Brasília belt, central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 14, n. 6, p. 571–585, 2001.

PIMENTEL, M. M. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt , central Brazil : a geochronological and isotopic approach. **Brazilian Journal of Geology**, v. 46, n. 1, p. 67–82, 2016.

PIMENTEL, M. M.; FERREIRA FILHO, C. F.; ARMSTRONG, R. A. SHRIMP U-Pb and Sm-Nd ages of the Niquelândia layered complex: Meso- (1.25 Ga) and Neoproterozoic (0.79 Ga) extensional events in central Brazil. **Precambrian Research**, v. 132, n. 1–2, p. 133–153, 2004.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. **Geology**, v. 20, n. 4, p. 375–379, 1992.

PINHO, J. M. M. et al. **Geologia e Recursos Minerais das Folhas Cabeceira Grande, Unai, Ribeirão Arrojado, Serra da Aldeia, Serra da Tiririca, Paracatu, Guarda-Mor, Arrenegado, Coromandel, Lagamar, Monte Carmelo, Patos de Minas**. Belo Horizonte: Serviço Geológico do Brasil (CPRM), 2017.

RAYNER, M. J. et al. New insights into volcanic processes from deep mining of the southern diatreme within the Argyle lamproite pipe, Western Australia. **Mineralogy and Petrology**, v. 112, p. 351–363, 2018.

RIDLEY, J. Magmatic ore deposits. In: **Ore Deposit Geology**. 1. ed. New York: Cambridge University Press, 2013. p. 80–87.

ROCHA, M. P. **Tomografia sísmica com ondas P e S para o estudo do manto superior no Brasil**. USP, 2008.

RUSSELL, J. K.; SPARKS, R. S. J.; KAVANAGH, J. L. Kimberlite Volcanology: Transport, Ascent, and Eruption. **Elements**, v. 15, n. 6, p. 405–410, 2019.

SCOTT SMITH, B. H. The Fort à la Corne kimberlites, Saskatchewan, Canada: Geology, emplacement and economics. **Journal of the Geological Society of India**, v. 71, n. 1, p. 11–55, 2008.

SCOTT SMITH, B. H. et al. Kimberlite Terminology and Classification. **Proceedings of 10th International Kimberlite Conference**, v. 2, 2013.

SEER, H. J. **Evolução tectônica dos Grupos Araxá, Ibiá e Canastra na sinforma de Araxá, Araxá, Minas Gerais**. UNB, 1999.

SEER, H. J. et al. **Grupo Araxá em sua Área Tipo: Um Fragmento de Crosta Oceânica Neoproterozoica na Faixa de Dobramentos Brasília**. Revista Brasileira de Geociências, , 2001.

SEER, H. J.; DE MORAES, L. C. Within plate, arc, and collisional neoproterozoic granitic magmatism in the araxá Group, southern Brasília belt, Minas Gerais, Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 43, n. 2, p. 333–354, 2013.

SEER, H. J.; MORAES, L. C. **Geologia Regional do Triângulo Mineiro Projeto Triângulo Mineiro**.

SGARBI, G. N. C.; DARDENNE, M. A. Evolução Climática do Gondwana na região Centro-Sul Do Brasil e seus registros geológicos continentais durante o Mesozóico, enfatizando o Arco do Paranaíba, a borda NNE da Bacia Do Paraná e a Porção Meridional da Bacia Sanfranciscana, no Oeste do Estado de Minas Gerais. **Geonomos**, v. 4, n. 1, p. 21–49, 1996.

SGARBI, P. B. A.; HEAMAN, L. M.; GASPARG, J. C. U-Pb perovskite ages for Brazilian kamafugitic rocks: Further support for a temporal link to a mantle plume hotspot track. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 16, n. 8, p. 715–724, 2004.

SHAND, S. J. **The problem of the alkaline rocks**. Proceedings of the Geological Society of South Africa 25: xix–xxxii. **Anais...1922**

SIMOES, L. S. A.; FUCK, R. A. **Estratigrafia, deformação e metamorfismo do Grupo Araxá na região de Mossâmedes, Goiás**. Congresso Brasileiro de Geologia. **Anais...Rio de Janeiro: Anais**, 1984.

SIMOES, L. S. A.; VALERIANO, C. M. **Porção meridional da faixa Brasília: estágio atual do conhecimento e problemas de correlação tectono-estratigráfica**. Congresso Brasileiro de Geologia, 36. **Anais...Natal (RN): Anais**, 1990.

SMITH, C. B. Pb, Sr e Nd isotopic evidence for sources of southern African Cretaceous kimberlites. **Nature**, v. 304, n. 7, p. 51–54, 1983.

SVISERO, D. P. Distribution and origin of diamonds in Brazil : an overview. **Journal Geodynamics**, v. 20, n. 4, p. 493–514, 1995.

SVISERO, D. P.; FILHO, W. F.; ALMEIDA, J. S. Geologia da Mina de Diamantes de Romaria Município de Romaria, MG. **Mineração e Metalurgia**, n. 425, p. 4–14, 1981.

UHLEIN, A. et al. Tectônica Da Faixa De Dobramentos Brasília – Setores Setentrional E Meridional. **Geonomos**, v. 20, n. 2, p. 1–14, 2012.

VALERIANO, C. M. et al. A Evolução tectônica da Faixa Brasília. In: **Geologia do continente sul-americano**. V. Mantesso-Net, A. Bartorelli, C. Carneiro, B. Bley de Brito-Neves, 2004. p. 575–592.

VALERIANO, C. M. et al. Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. **Geological Society Special Publication**, v. 294, p. 197–210, 2008.

VIANNA, R. B.; BLUMEL, G. Convênio Geofísica Brasil-Alemanha - Relatório de Reconhecimento Geológico Geoquímico Monte Carmelo (Anomalia C) Minas Gerais. **Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM**, p. 1–174, 1975.

WAGNER, P. A. The evidence of kimberlite pipes on the constitution of the outer part of the Earth. **South African Journal of Science**, v. 25, p. 127–148, 1928.

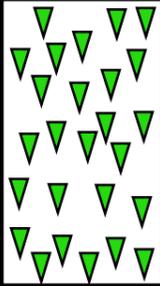
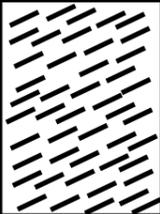
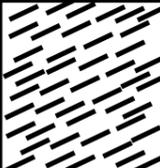
WHITE, S. H.; DE BOORDER, H.; SMITH, C. B. Structural controls of kimberlite and lamproite emplacement. **Journal of Geochemical Exploration**, v. 53, n. 1–3, p. 245–264, 1995.

WHITEHEAD, N.; MUSSELMAN, C. **Montaj Magmap Filtering**. 2D Frequency Domain Processing of Potencial Field Data Extension for Oasis montaj. Tutorial e Guia do Usuário. Geosoft. Canada.

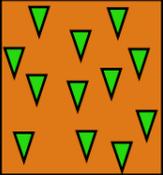
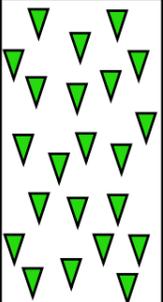
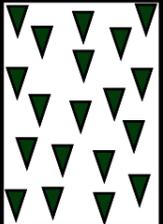
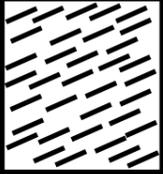
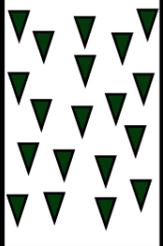
WOOLLEY, A. R. et al. Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites, and the kalsilitic, melilitic, and leucitic rocks. **Canadian Mineralogist**, v. 34, n. 2, p. 175–186, 1996.

ZALÁN, P. V. et al. The Paraná Basin, Brazil. **Tulsa: AAPG Memoir**, v. 51, p. 681–708, 1990.

APÊNDICE A- LOG DE SONDAGEM DO FURO KC-1 (TAMANHO A3)

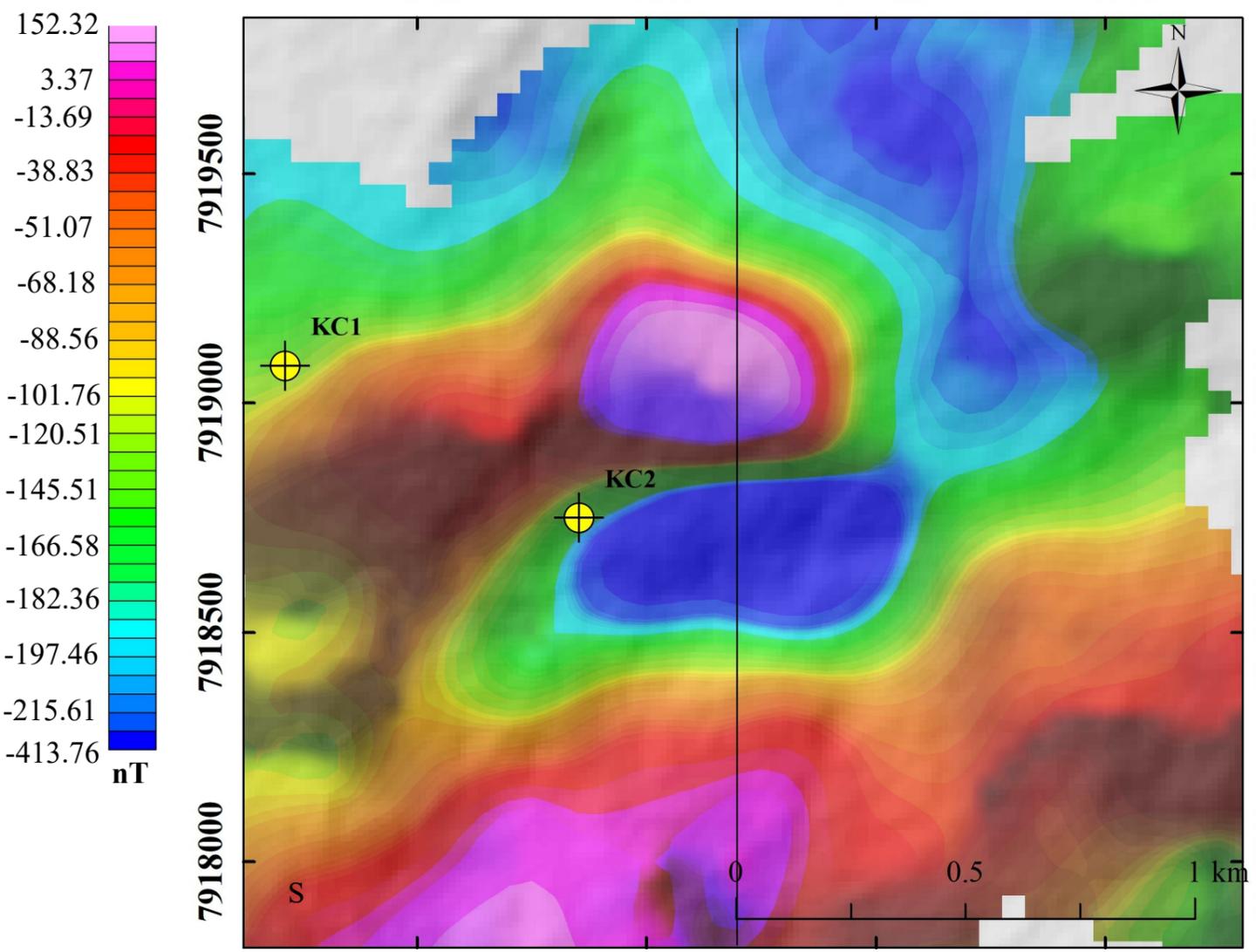
Log de sondagem		Anomalia Magnética Castelha			Município: Monte Carmelo			UF: MG	Código Furo: KC1	
Data		Datum	Sist. Cord.	Zona	Latitude		Longitude		Elevação(m)	Profundidade (m)
Início	Termino	Sirgas 2000	UTM	23S	238213		7919081		1020	161,5
28/11/2017	10/01/2018		Nível de água no furo			Descrito por:			Inclinação	Diâmetro do furo
Toponímia		Não verificado			José Alencar Francescato & Marco Aurélio M. Pereira			Vertical	0-100m	Hq
Via de acesso não-pavimentada para a Fazenda Castelhana									100-161,5m	Nq
GAR MINERAÇÃO, COMÉRCIO, IMPORTAÇÃO E EXPORTAÇÃO S/A										
Convenções de Sondagem			Intervalo Perfuração			Descrição do litotipo			Amostragem	
Perfil	Litotipo	Sigla	Início (m)	Fim (m)	Espessura (m)				SA-sigla amostra	IA-intervalo amostral
	Solo		0	17,65	17,65	Plintossolo de cor ocre a vermelho				
	Argilito		17,65	23,68	6,03	Argilito de cor branco com porções vermelhas oxidadas				
	Laterita		23,68	33,60	9,92	Laterita de cor vermelha a ocre				
	Argilito		33,60	34,00	0,40	Argilito de cor branco a ocre				
	Vulcanoclástica2	V2	34,00	91,00	57,00	Rocha vulcanoclástica de cor cinza com porções vermelhas, apresenta alteração incipiente, com ocorrência pontual de xenólitos caulinitizados, matriz interclasto clástica em associação com matriz interclasto cimentada por carbonato, com reação a HCl frio. Os cristais são pouco abundantes (>5-15%), flogopita ocorre muito fina (>0,5-1,0mm) a fina (>1-2mm) e opacos muito grossos em destaque ilmenita, cromita e magnetita (8-16mm). Os xenólitos crustais são abundantes (>15-50%), macroxenólitos médio (>64-256mm) de micaxito, anfibolito, granito e gabro, com baixa esferecidade e angulosos. Clastos de composto kimberlítico ocorrem dispersos na matriz, são pouco abundante (>5-15%), predominantemente subarredondados.			KC1-01	78,06-78,16
	Tufo argiloso	Ta	91,00	99,00	8,00	Tufo de cor vermelha matriz argilosa, estrutura maciça.				
	Tufo	T	99,00	112,50	13,50	Tufo de cor cinza esverdeado, granulometria muito fina, estrutura maciça com nível laminados discretos com clastos de composto kimberlítico, predominantemente subarredondados e no tamanho micro (<16mm). A matriz é muito fina, indiferenciada em vista desarmada e com lupa de mão, apresenta reação à HCl em porções lineares, Apresenta cristais opacos de brilho metálico, com tamanho muito fino (>0,5-1,0mm) e poucos cristais (0-5%). Não apresenta alteração.				
	Vulcanoclástica1	V1	112,50	122,73	11,20	Rocha vulcanoclástica de cor cinza esverdeada, ocorrência pontual de alteração hidrotermal silicática em clasto de composto kimberlítico. A matriz interclasto clástica apresenta cristais pouco abundantes, com ocorrência em agregados, apresentam tamanha fino (1-2mm) a médio (2-4mm), magnetismo comprovado por imã convencional em função a presença de cristais de magnetita, e em segundo plano cristais de ilmenita, mais abundantes em relação à magnetita. Flogopita de tamanho grosso (>4-8mm) ocorre disseminada na matriz. Cristais incipientes de cromita no tamanho médio (2-4mm) a grosso (4-8mm) são reconhecidos pelo brilho metálico. Cristais de pirita ocorrem na forma de agregados. Característica diagnóstica é o predomínio de clastos de composto kimberlítico (50-70%), muito abundante sobre xenólitos. Nos clastos de composto kimberlítico predomina magmaclastos sobre clastos líticos. Ocorrem na forma alongada, apresentando de média a baixa esferecidade, subarredondados a subangulosos, componentes arredondados são restritos. Os macroclastos de composto kimberlítico são pequenos (16-64mm), predominantes aos macroclastos médios (>64-256mm). Reação à HCl frio é restrita e heterogênea nos clastos de composto kimberlítico.			KC1-02	122,68-122,73
	Tufo	T	122,73	161,5	38,77	Tufo de cor cinza esverdeado, laminação incipiente, com cristais de minerais opacos, magnetita no tamanho muito fino (>0,5-1,0mm) e muito pouco abundante (0-5%) verificada pela ação de imã convencional à magnetismo, alteração não visualizada. A matriz é muito fina, lentes lineares e pontuais brancas apresentam reação à HCl frio. Cristais de pirita muito pouco abundante (0-5%) ocorre em tamanho fino (>1,0-2,0mm) disseminados.			KC1-03	143,27-143,34

APÊNDICE B- LOG DE SONDAGEM DO FURO KC-2 (TAMANHO A3)

Log de sondagem		Anomalia Magnética Castella			Município: Monte Carmelo			UF: MG	Código Furo:KC2		
Data		Datum	Sist. Cord.	Zona	Latitude		Longitude	Elevação(m)	Profundidade(m)		
Início	Termino	Sirgas 2000	UTM	23S	238853		7918749	980	150,25		
20/01/2018	23/02/2018		Nível de água no furo			Descrito por:			Inclinação	Diâmetro do furo	
Toponímia		Não verificado			José Alencar Francescato & Marco Aurélio M. Pereira			Vertical	0-100m	Hq	
Fazenda do Luciano, confrontante da Fazenda Castelhana									100-161,5m	Nq	
GAR MINERAÇÃO, COMÉRCIO, IMPORTAÇÃO E EXPORTAÇÃO S/A											
Convenções de Sondagem			Intervalo Perfuração			Descrição do litotipo	Amostragem				
Perfil	Litotipo	Sigla	Início	Fim	Espessura		S A-sigla amostra	IA-intervalo amostral			
			(m)	(m)	(m)			SA	IA(m)		
	Solo		0	3,00	3,00	Plintossolo de cor ocre a vermelho					
	Saprólito Vulcanoclástica2	V2	3,00	10,60	7,60	Saprólito de rocha vulcanoclástica, cor cinza esverdeado, com porções oxidadas onde apresenta cor vermelho. A alteração é indiferenciada apresenta intensa e pervasiva nos fragmentos de anfíbolito, que são abundantes (>15-50%) com tamanho entre 64 e 256mm e apresentam cor variegada. Epidotização ocorre localmente nos componentes. A matriz é fina (>1-2mm) com leve reação à HCl. Há cristais muito finos (>0,5-1,0mm) de opacos com leve magnetismo.					
	Vulcanoclástica2	V2	10,60	42,00	31,40	Rocha vulcanoclástica, cor cinza com porções vermelhas entre a matriz intersticial cimentada por carbonato e componentes, verificada pela reação a HCl frio, com menor reação na matriz intersticial clástica muito fina (>0,5-1mm). Predomina xenólitos crustais (>15-50%) em relação aos componentes de composto kimberlítico, que juntos satisfazem a condição de muito abundantes ao longo do intervalo (>50-75%). Os macroxenólitos crustais médios (>64-256mm) são de micaxisto, anfíbolito, anfíbolito com veios de quartzo, granito e gabro, apresentam baixa esfericidade são subangulosos a arredondados. Macroclastos de compostos kimberlíticos pequenos (>16-64mm), ocorrem na forma de clasto anguloso com borda de resfriamento e possível clasto lítico (epiclasto) indicado pela presença de siltito. Feição de alteração não foi observada ou é indiferenciada em vista macroscópica.	KC2-01	26,75-26,82			
	Vulcanoclástica1	V1	42,00	89,50	47,50	Rocha vulcanoclástica, cor cinza esverdeado, alteração indiferenciada, predominam clastos de composto kimberlítico sobre xenólitos crustais, satisfazem condição de abundantes >15-50% no intervalo. Comum intercalação centimétrica com tufo laminado. A matriz é do tipo intersticial clástica fina (1-2mm) a muito fina (>0,5-1,0mm), abundante (>15-50mm), proporcional aos componentes. Ocorre cristais grossos (>4-8mm) de flogopita disseminados, em menor abundância minerais opacos finos (>1-2mm), ilmenita predomina sobre magnetita e cromita. Reação à HCl frio é pontual em clastos de composto kimberlítico.					
	Tufo	T	89,50	92,50	3,00	Tufo de cor cinza esverdeado, laminado, apresenta cristais muito finos (>0,5-1,0mm) de magnetita, muito pouco abundante (0-5%), verificado pelo magnetismo à imã convencional, não apresenta alteração. A matriz é ultra fina (<0,125mm), lentes lineares brancas apresentam reação à HCl frio. Cristais de flogopita muito pouco abundante (0-5%) ocorre em tamanho fino (>1,0-2,0mm) disseminados. Pirita muito fina (>0,5-1,0mm) disseminada.					
	Vulcanoclástica1	V1	92,50	95,50	3,00	Rocha vulcanoclástica de cor cinza esverdeado, alteração não visualizada. Matriz intersticial clástica fina (>1-2mm) a média (>2-4mm), predominando clastos de compostos kimberlítico sobre xenólitos crustais, com componentes muito abundantes (50-70%) no intervalo, tamanho macro pequeno (>16-64mm) é predominante ao macro médio (>64-256mm), são aparentemente arredondados a subarredondados e apresentam baixa esfericidade. Ocorrem minerais opacos disseminados na matriz, com cristais finos (1-2mm), magnetita identificada por imã convencional. Cromita ocorre pontual e dispersa na matriz, entre os minerais opacos. Flogopita grossa (4-8mm) é abundante dispersa na matriz.					
	Tufo	T	95,50	98,10	2,60	Tufo de cor cinza esverdeado, inalterado, laminado com presença de cristais finos de magnetita e pirita dispersas na matriz ultra fina (<0,125mm). Ocorrência linear de carbonato verificado pela reação à HCl frio.					
	Vulcano-clástica1	V1	98,10	150,25	54,15	Rocha vulcanoclástica de cor cinza esverdeado, alteração não observada, componentes muito abundantes (>50-70%) no intervalo. Clastos de composto kimberlítico são abundantes (15-50%) em relação ao xenólitos crustais, o tamanho macro pequeno (>16-64mm) predomina, pode ocorrer componentes no tamanho macro médio (>64mm-256mm). A matriz intersticial clástica é fina (1-2mm). Há intercalação centimétrica de tufo cinza esverdeado.	KC2-02	140,05-140,10			

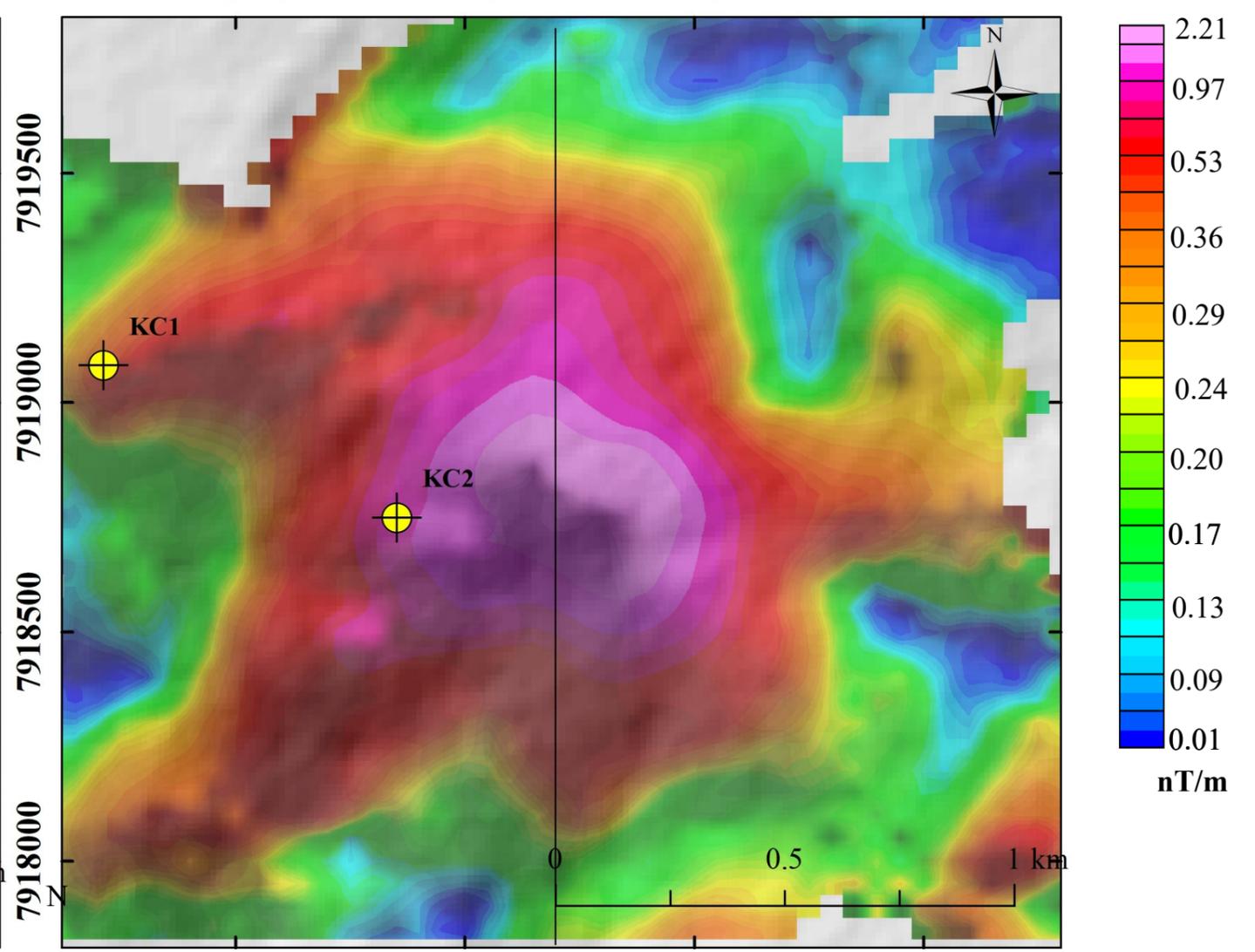
MAPA DE CAMPO TOTAL CORRIGIDO DO IGRF (TMI)

238500 239000 239500 240000

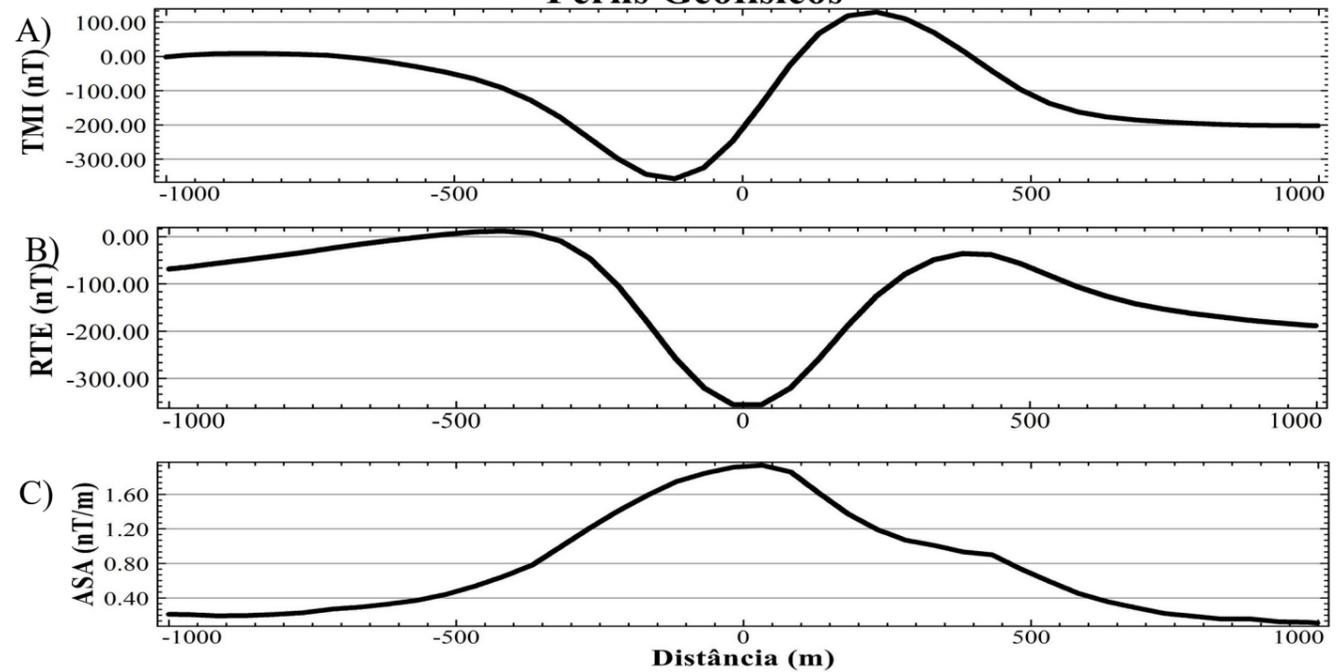


MAPA DE AMPLITUDE DO SINAL ANALÍTICO (ASA)

238500 239000 239500 240000



Perfis Geofísicos

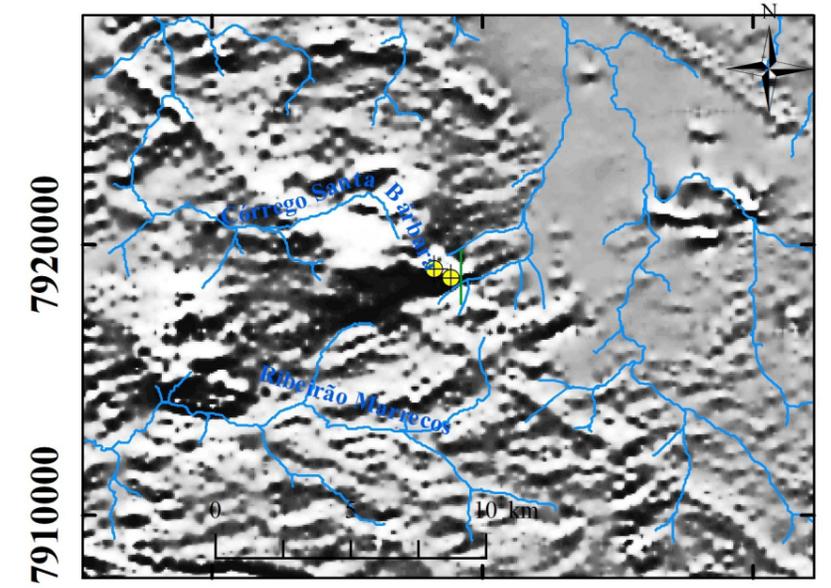


Convenções Cartográficas

- Sondagem
- Drenagem
- Perfil Geofísico NS

Coordinate System: SIRGAS UTM Zone 23S
 Projection: Transverse Mercator
 Datum: SIRGAS
 False Easting: 500 000.0000
 False Northing: 10 000 000.0000
 Central Meridian: -45.0000
 Scale Factor: 0.9996
 Latitude Of Origin: 0.0000
 Units: Meter

230000 240000 250000



MAPA PRIMEIRA DERIVADA VERTICAL AEROLEVANTAMENTO ÁREA 7

A-Perfil de Campo Total Corrigido do IGRF (TMI), B-Perfil de Redução ao Equador Magnético (RTE), C-Perfil de Amplitude do Sinal Analítico (ASA) gerado do RTE