



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**CARACTERIZAÇÃO MAGNÉTICA DA PORÇÃO
CENTRAL DO LINEAMENTO AZIMUTE 125°**

LOIANE GOMES DE MORAES ROCHA

TESE DE DOUTORADO Nº 17

ORIENTADOR: PROF. DR. AUGUSTO CÉSAR BITTENCOURT PIRES

CO-ORIENTADORA: PROF^a. DR^a. ADRIANA CHATAACK CARMELO

**BRASÍLIA - DF
DEZEMBRO DE 2013**



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**CARACTERIZAÇÃO MAGNÉTICA DA PORÇÃO
CENTRAL DO LINEAMENTO AZIMUTE 125°**

LOIANE GOMES DE MORAES ROCHA

TESE DE DOUTORADO Nº 17

BANCA EXAMINADORA:

PROF. DR. AUGUSTO CÉSAR BITTENCOURT PIRES - ORIENTADOR

PROF. DR. FRANCISCO JOSÉ FONSECA FERREIRA - EXAMINADOR EXTERNO

PROF. DR. MARCELO DE LAWRENCE BASAY BLUM - EXAMINADOR EXTERNO

PROF^ª. DR^ª. CATARINA LABOURÉ BEMFICA TOLEDO - EXAMINADORA INTERNA

PROF. DR. JOSÉ EDUARDO PEREIRA SOARES - EXAMINADOR INTERNO

**BRASÍLIA - DF
DEZEMBRO DE 2013**

*Dedico esta tese à minha família, em especial, à minha amada filha,
Valentina.*

Agradecimentos

Agradeço a Deus, em primeiro lugar, por propiciar que eu trilhasse esse caminho com saúde e harmonia e por permitir que pessoas especiais estivessem ao meu lado ao longo desses anos. Esta tese é resultado de muito trabalho e dedicação, e não seria possível sem o apoio dessas pessoas que contribuíram, cada uma de sua forma, para sua finalização. Deixo registrada aqui minha gratidão a cada um de vocês:

Aos meus amados pais e irmã, Paulo, Cassia e Lorena, que são a base de tudo em minha vida e me apoiaram em todos os momentos: fui agraciada por Deus que me deu essa família tão especial!

À minha filha amada, Valentina, que me tornou uma pessoa muito melhor!

Ao meu marido, Marco Tulio, uma das pessoas que mais me incentivou para iniciar esta jornada: obrigada por todo apoio para que esta conquista se concretizasse!

Ao Professor Dr. Augusto César Bittencourt Pires, que me orienta desde o mestrado: começou a me orientar sem nem me conhecer... Obrigada por confiar e acreditar em mim! Saiba que é uma honra tê-lo como orientador! Aprendi com o senhor muito mais do que geofísica – lições que levarei por toda a vida. Eternamente grata por todos os ensinamentos e pela paciência!

À minha amiga e co-orientadora, Professora Dra. Adriana Chatack Carmelo (Dri): com delicadeza e sabedoria me orientou da melhor forma possível, especialmente quando retornei da licença maternidade. Você é para mim muito mais do que co-orientadora, é uma verdadeira amiga! Obrigada pelo apoio de sempre! Sentirei saudades das nossas conversas...

Ao Professor Dr. Misac Nabighian, meu orientador durante o doutorado sanduíche na Colorado School of Mines: muito obrigada por aceitar me orientar e por ter sido sempre tão gentil comigo! (Thank you for accepting to be my advisor at CSM, and for always being so kind to me!).

À Dra. Maryla Deszcz Pan (United States Geological Service, USGS) pelo apoio durante o doutorado sanduíche e pela amizade que se estende até hoje. (Thank you, dear Maryla, miss you!!).

À CAPES por fornecer a bolsa de doutorado e viabilizar a conclusão da tese.

À FAP-DF pela bolsa de doutorado sanduíche e a seus funcionários que me auxiliaram em todas as fases do processo para a solicitação da verba.

À CPRM pelo fornecimento dos dados aerogeofísicos.

À Colorado School of Mines por me receber e providenciar espaço físico para o desenvolvimento do meu doutorado sanduíche.

Aos Professores Dr. José Elói Guimarães (coordenador) e Dr. Henrique Roig (ex-coordenador) do curso de Pós-graduação em Geociências, pelo apoio e atenção durante o desenvolvimento desta tese.

Ao Professor Dr. Roberto Alexandre V. de Moraes, exemplo de determinação e sabedoria, meu sincero agradecimento por tudo o que pude aprender com o senhor e pelas oportunidades que me foram dadas. Conte comigo sempre que possível!

Ao Professor Dr. José Oswaldo de Araújo Filho, membro do comitê de acompanhamento do doutorado: seus ensinamentos, principalmente em geologia estrutural, foram essenciais para a minha vida acadêmica. Que honra poder ter tido aulas com você!

Ao Professor Dr. José Eduardo Soares, pela disponibilidade em fazer parte da banca examinadora e por todos os ensinamentos com os quais fui agraciada durante o doutorado. Muito obrigada!

À Professora Dra. Roberta Mary Vidotti, componente do comitê de acompanhamento do meu doutorado, que fez contribuições essenciais para a conclusão desta tese. Obrigada pela amizade, pelo aprendizado e pelas oportunidades que me foram propiciadas. Minha gratidão!

À Professora Dra. Catarina Labouré B. Toledo que, além de ser membro da banca examinadora, me apoiou em diversos momentos estando sempre disponível para discussões (depois de um longo dia de trabalho). Agradeço muito pelos e por estar sempre presente nos momentos em que precisei. MUITÍSSIMO obrigada!

Ao Professor Dr. Francisco Ferreira, membro da banca examinadora, agradeço por disponibilizar seu tempo para estar presente, por toda a gentileza e pelas contribuições que estou certa que acrescentarão muito a esta tese.

Ao geólogo Dr. Marcelo Lawrence B. Blum que, além de me auxiliar em parte do processamento dos dados, aceitou fazer parte da banca examinadora. Meu muito obrigada pela disposição e atenção!

Ao Professor Dr. Marcelo Peres Rocha que sempre se mostrou interessado e disponível para me auxiliar no que fosse possível. Muito obrigada pelas contribuições ao longo desses anos e pelo apoio!

Ao Dr. Erdinc Oksum, da Universidade de Istambul, Turquia, que disponibilizou o programa para parte do processamento dos dados: sua ajuda foi essencial, obrigada pela confiança e pela parceria! Teşekkür ederim!

À Professora Dra. Adalene Moreira Silva, que foi minha co-orientadora no mestrado, e sempre me apoiou durante esses anos! Gratidão, querida!

À minha querida amiga e afilhada Júlia Barbosa Curto: umas das pessoas mais generosas que conheço, poderia escrever uma página inteira de agradecimentos, mas para sintetizar: muito obrigada por sua amizade e pela paciência para me ensinar tantas coisas! Obrigada por ficar ao meu lado, me ajudando com textos e figuras em plena madrugada! Não basta ser amigo, tem que participar, não é? E você fez muito mais do que isso: parou tudo o que estava fazendo para me ajudar em um processamento, lembra? Não esquecerei jamais!!! Gratidão eterna, minha amiga querida!

À minha amiga Marta H. Jácomo: existem momentos em nossas vidas em que aprendemos e observamos muitas coisas. Em um deles você me mostrou o real sentido da palavra amizade. Obrigada pelo apoio e por toda a ajuda!!

Aos colegas de doutorado sanduíche na Colorado School of Mines, Dionísio Uendro Carlos e Marcelo H. Leão Santos: obrigada pelos ensinamentos, ajuda nos processamentos dos dados e especialmente pelo apoio logo que cheguei!

Ao colega Professor Dr. Marcus Vinicius A. G. Lima que, mesmo diante de tantas mudanças em sua vida profissional, encontrou uma brecha de tempo para me ajudar com o processamento dos meus dados: gratidão!

Às amigas Chris Fianco, Suzanne Tainá e Cíntia Rocha: cada uma me ajudou em um determinado momento e o apoio de vocês foi essencial para a conclusão desta tese. Queridas, obrigada de coração!!

Aos colegas da Colorado School of Mines, Cericia Martinez, Jiajia Sun, Leon Foks, Jeff Shoffner e Michelle Szobody, que me acolheram com carinho e tanto ajudaram em minha pesquisa: Thank you, guys!!

À empresa Intergeo Informação e Tecnologia em Geociências pela parceria ao longo desses anos e pela oportunidade de ter feito parte esta equipe. Obrigada a todos os amigos que fiz durante esta jornada.

Ao colega Renato Bernardes pelas descrições tão detalhadas das lâminas, por estar sempre disposto a discutir e tirar dúvidas. Obrigada pelo apoio e por ter feito um trabalho com tanta dedicação!

Aos colegas Péricles Macedo e Tulio Gabriel, vocês foram fundamentais nas etapas de campo. Muito obrigada pela companhia nas etapas de campo e por disponibilizarem o tempo de vocês para me ajudar!

Ao Dr. Alexandre de Oliveira Chaves pela atenção e indicação de referências bibliográficas de grande relevância para a tese.

Aos meus amigos geólogos que não puderam acompanhar de perto esta caminhada, mas que de longe sempre mandaram muitas energias positivas para mim!

Aos meus amigos que não são dessa área, mas que contribuíram muito do “outro lado”. Muito obrigada, queridos amigos!

Aos meus colegas de trabalho da Universidade de Brasília - Campus de Planaltina, especialmente à Professora Dra. Anete Oliveira e aos professores Dr. Carlos Tadeu Nascimento e Dr. Rodrigo M. Santucci, pelo apoio, por me acolherem com carinho e propiciarem um ambiente de trabalho tão amistoso!

A todos os professores do Instituto de Geociências que de alguma forma contribuíram com o meu doutorado. Muito obrigada!

A todos os funcionários do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, em especial às equipes dos laboratórios de Geofísica Aplicada (LGA), de Laminação, de Microsonda, e às queridas Maristela (Stelinha) e Alice.

RESUMO

A área de estudo envolve parte do Lineamento Azimute 125° (Az 125°), localizado nos estados de Goiás e Minas Gerais, e perfaz um extenso conjunto de falhas com direção NW-SE, formado durante o Evento Orogênico Brasileiro (iniciado há cerca de 950 Ma), que serviu como conduto para ascensão de magma. Na área de estudo, o Az 125° constitui uma feição com cerca de 850 km de extensão e 70 km de largura. Ao longo deste lineamento estão os mais importantes complexos carbonatíticos e kimberlíticos do Brasil o que lhe confere o caráter de principal feição estrutural associada a essas províncias. Contudo, o Az 125° não é cartografado em mapas geológicos, em escala regional, como feição contínua por não apresentar expressão persistente em superfície ou em imagens de satélite. Ao longo do Az 125° ocorrem províncias geológicas com mineralizações de grande relevância econômica, atribuindo à área importância geológica. Entretanto, poucos estudos do Az 125° são encontrados na literatura. Nesta tese, propõe-se contribuir com o conhecimento desse Lineamento a partir de sua relevante assinatura magnética que lhe caracteriza como um conjunto de feições lineares de continuidade regional em subsuperfície que é realçado por uma resposta de susceptibilidade magnética contrastante com aquelas apresentadas por suas rochas encaixantes. Com base nas assinaturas magnéticas e nas rochas ígneas básicas mapeadas em campo, o Azimute é compartimentado em três sistemas principais de lineamentos L1, L2 e L3, formados na mesma época, porém, afetados por dois ou três eventos tectono-magmáticos distintos. O primeiro evento ocorreu durante ciclos de orogêneses do Brasileiro (950 Ma a 520 Ma). O segundo aconteceu durante a fragmentação do Gondwana (cerca de 180 Ma). O terceiro está associado à passagem da Pluma de Trindade (90 Ma a 80 Ma), e pode ter sido fonte de injeção de magma apenas em determinadas partes do Az 125°. O Sistema L1 compreende os diques mais antigos, o Sistema L3 os mais jovens e o Sistema L2 com idade intermediária, ao longo do qual são destacadas anomalias magnéticas associadas às rochas intrusivas das províncias alcalinas de Goiás (PAGO) e Alto Paranaíba (PAAP). Os dados obtidos em campo suportam aqueles apresentados pela geofísica e caracterizam o Lineamento como um conjunto de diques formados

por rochas gabróicas e diabásios que afloram pontualmente devido à ação de processos erosivos. Os dados aeromagnéticos também foram utilizados para estimar as profundidades Curie da área de estudo pelo método de aproximação espectral. A profundidade Curie é aquela na qual as rochas são afetadas pelo calor (temperatura Curie) a ponto de perderem suas propriedades magnéticas. Cerca de 500 pontos foram utilizados para estimar as profundidades Curie. A distribuição espacial dessas profundidades permitiu a geração de um mapa de superfície Curie. Esse mapa mostra um intervalo de profundidades que varia de 7 km a 40 km. As profundidades mais rasas estão relacionadas às regiões onde se localizam a PAGO e PAAP, e as mais profundas associam-se à Placa São Franciscana. As profundidades Curie relativas ao Az 125° estão entre 30 km e 16 km. Os resultados de profundidades Curie revelam que os corpos intrusivos da PAGO e da PAAP possuem base mais rasa do que a dos diques que formam o Lineamento. A contribuição deste estudo é a caracterização geofísica do Lineamento Az 125° pela determinação de uma cronologia dos eventos que caracteriza a estrutura segmentada do Az 125°, definida aqui como os sistemas L1, L2 e L3, com base em dados geofísicos e geológicos.

ABSTRACT

The study area includes a portion of the Azimuth 125° lineament (Az 125°). This lineament is located in the Brazilian states of Goiás and Minas Gerais and consists of an extensive set of faults that are oriented in the NW-SE direction. The Az 125° feature is approximately 850 km long and 70 km wide. The formation of these faults probably occurred during the Brasiliano Orogenic Event (started at *ca.* 950 Ma) and they served as a conduit for magma ascent. The most important carbonatite and kimberlite complexes in Brazil are located along this lineament which is the main structural feature that is associated with these complexes. However, Az 125° is not mapped on geological maps at a regional scale as a continuous structural feature, because it is not consistently visible on the surface or in satellite images. Geological provinces with highly economically valuable mineralizations occur along Az 125°. These provinces make this area geologically important. The present study is a contribution to the advancement of knowledge of Az 125°, based on its relevant magnetic signature. This signature characterizes the lineament as a set of linear features with regional continuity in the subsurface, where it is highlighted by a magnetic susceptibility response that contrasts with the response that is exhibited by its host rocks. The azimuth is partitioned into three main systems (L1, L2, and L3) according to its magnetic signatures and mapped igneous rocks chronology. They were generated at the same time, but were affected by two or three distinct tectono-magmatic events. The first event occurred during the Brasiliano (950 Ma to 520 Ma). The second event occurred during the Gondwana fragmentation (starting circa 180 Ma). The third event is related to the tectonomagmatic activity of The Trindade plume (90 Ma to 80 Ma), and maybe it was source of magma injection only in certain portions of the Az 125°. The L1 system includes the older dikes, and the L3 system includes the youngest dikes; the L2 system which intersects L3, is therefore, of intermediate age. Magnetic anomalies that occur along Az 125° are associated with intrusive rocks from the Goiás and Alto Paranaíba alkaline provinces. The field data support the geophysical data and define the Az 125° lineament as a set of dikes of different ages. These dikes are formed by gabbroic rocks and diabase and can be observed in occasional outcrops that resulted from active erosion. Aeromagnetic data were also used to

estimate the Curie depths of the study area by the spectral approach. Curie depths are those at where the bodies causing magnetic anomalies become non-magnetic properties above the Curie temperature of their minerals. These depths were evaluated for approximately 500 locations. The spatial determination of several Curie depths allowed the delineation of a Curie surface map. This map shows a range of depths from 7 km to 40 km deep in the study area. The shallower depths are related to the Goiás (GAP) and Alto Paranaíba (APAP) Alkaline Provinces regions, and the deeper to the São Franciscana Plate. The Curie depths related to the Az 125° are between 30 km and 15.7 km deep. According to the Curie depths results, the GAP and APAP intrusive bodies have shallower offsets when compared to the Az 125° major faults. An important contribution of this study concerns the geophysical characterization of the Az 125° lineament by the determination of a chronology of events that characterizes the segmented structure of the Az 125°, here defined as L-systems (L1, L2, and L3), based on both geological and geophysical data, and not yet reported in earlier studies.

Sumário

1. INTRODUÇÃO.....	11
1.1 – ESTRUTURA DA TESE.....	13
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	14
2.1 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	14
2.1.1 – PROVÍNCIA TOCANTINS.....	14
2.1.1.1 – TERRENOS GRANITO-GREENSTONE ARQUEANOS E DOMOS TTG.....	16
2.1.1.2 – FAIXA MÓVEL PALEOPROTEROZÓICA DIANÓPOLIS-SILVÂNIA.....	16
2.1.1.3 – BACIA RIFTE PALEOPROTEROZÓICA (GRUPOS ARAÍ – SERRA DA MESA).....	18
2.1.1.4 – ORÓGENOS BRASILIANOS.....	18
2.1.1.4.1 – Faixa Brasília.....	19
2.1.1.4.2 – Arco Magmático de Goiás.....	20
2.1.1.4.3 – Arco Magmático de Anápolis-Itaçu.....	20
2.1.2 – PROVÍNCIA SÃO FRANCISCO.....	20
2.1.2.1 – PORÇÃO SUL.....	21
2.1.3 – PROVÍNCIA DO PARANÁ.....	25
2.1.4 – PROVÍNCIAS ALCALINAS.....	26
2.1.4.1 – PROVÍNCIA ALCALINA DE GOIÁS (PAGO).....	27
2.1.4.2 – PROVÍNCIA ALCALINA ALTO PARANAÍBA (PAAP).....	29
2.2 – TECTÔNICA REGIONAL.....	31
2.3 – LINEAMENTO AZIMUTE 125°.....	34
2.4 – A PLUMA MANTÉLICA DE TRINDADE E SUA RELAÇÃO COM A ATIVIDADE MAGMÁTICA NO CRETÁCEO SUPERIOR.....	38
2.5 – CONTEXTO GEOFÍSICO REGIONAL.....	42
2.6 – TEMPERATURA CURIE.....	47
2.7 – SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA.....	50
2.8 – ESPECTROMETRIA DE FLUORESCÊNCIA DE RAIOS X.....	50
3. MATERIAIS E MÉTODOS.....	52
3.1 –AEROMAGNETOMETRIA.....	52
3.1.1 – PRÉ-PROCESSAMENTO DOS DADOS GEOFÍSICOS.....	52
3.1.1.1 – TAMANHO DA CÉLULA E INTERPOLAÇÃO DA MALHA.....	55
3.1.1.2 – MICRONIVELAMENTO.....	56

3.1.1.3 – JUNÇÃO DOS BANCOS DE DADOS	56
3.2 –ETAPA DE CAMPO.....	57
3.3 –ETAPA DE LABORATÓRIO.....	58
3.3.1 – SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA.....	58
3.3.2 – ESPECTROMETRIA DE FLUORESCÊNCIA DE RAIOS X.....	59
4. PROCESSAMENTO DOS DADOS GEOFÍSICOS	61
4.1 – PROCESSAMENTO DOS DADOS	61
4.1.1. – TRANSFORMAÇÕES LINEARES (FILTROS).....	61
4.1.1.1 – CONTINUAÇÃO ASCENDENTE	62
4.1.1.2 – REDUÇÃO AO POLO MAGNÉTICO	63
4.1.1.3 – DERIVADA VERTICAL.....	63
4.1.1.4 – AMPLITUDE DO SINAL ANALÍTICO	63
4.1.1.5 – GRADIENTE HORIZONTAL	64
4.1.1.6 – INCLINAÇÃO DO SINAL ANALÍTICO	65
4.1.1.7 – DECONVOLUÇÃO DE EULER.....	65
4.1.1.8 – SUPERFÍCIE CURIE	65
5. RESULTADOS GERAIS	67
5.1 – DADOS GEOFÍSICOS	67
5.2 – ETAPA DE CAMPO.....	89
5.2.1 – SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA.....	93
5.2.2 – ESPECTROMETRIA DE FLUORESCÊNCIA DE RAIOS X.....	95
5.2.3 – LÂMINAS DELGADAS.....	98
6. ARTIGO 1.....	99
7. ARTIGO 2	130
8. CONCLUSÕES	151
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	153
ANEXO I (DESCRIÇÃO DAS LÂMINAS DELGADAS)	

1

INTRODUÇÃO

No Brasil, os complexos alcalino-carbonatíticos e as províncias kimberlíticas ocorrem em zonas arqueadas e falhadas nas bordas das bacias do Paraná e Paranaíba (Almeida, 1986) e do Amazonas (Biondi, 2003), segundo três grandes lineamentos estruturais: Transbrasiliano, Azimute 125° (Az 125°) e Blumenau (Gonzaga e Tompkins, 1991). O Az 125° é considerado o mais importante lineamento em relação à distribuição de carbonatitos e kimberlitos no Brasil (Gonzaga e Tompkins, 1991).

O Lineamento Az 125° é caracterizado por uma sucessão de depósitos de diamantes alinhados em uma faixa orientada ESE-WNW (N125°E), com comprimento de 1800 km e largura estimada de 200 a 300 km (Bardet, 1977). O Az 125° ocorre desde o Estado de Rondônia até a costa do Estado do Rio de Janeiro (Gonzaga e Tompkins, 1991), e aflora pontualmente nos estados de Mato Grosso, Goiás e Minas Gerais (Bardet, 1977). O Lineamento também é conhecido como Enxame de Diques Pará de Minas (Chaves e Neves, 2005) e como Lineamento Alto Paranaíba na região do Triângulo Mineiro (Schobbenhaus *et al.*, 1975).

Pereira *et al.* (2008) apresentam o Az 125° como um dos mais significativos metalotectos para a intrusão de diatremas kimberlíticos do Brasil e que representa um conjunto de falhas importantes que serviu como conduto para ascensão do magma kimberlítico. Os kimberlitos mineralizados estão diretamente relacionados ao Lineamento nas províncias Paranatinga e Aripuanã (Mato Grosso), bem como alguns outros corpos estéreis no Gráben de Pimenta Bueno, no Estado de Rondônia (Gonzaga e Tompkins, 1991).

A região de estudo envolve três grandes províncias geológicas: São Francisco, Paraná e Tocantins, sendo esta última a que abrange a maior parte da área. Compreende a porção central do Az 125°, localizada nos estados de Goiás e Minas Gerais, e perfaz uma área com aproximadamente 850 km de comprimento e 750 km de largura (Figura 1.1).

As províncias alcalinas de Goiás (PAGO) e Alto Paranaíba (PAAP) estão associadas ao Lineamento Az 125°, e ambas são resultado de uma intensa atividade magmática de característica máfica-alcalina que ocorreu no Cretáceo Superior (Dutra *et al.*, 2012). A formação dessas províncias tem sido atribuída à influência térmica ou química de plumas

mantélicas que impactaram a base da litosfera continental (Gibson *et al.*, 1995, 1997; Thompson *et al.*, 1998). Nesse contexto, o magmatismo do Cretáceo Superior da PAGO e da PAAP é tido como resultado do impacto da Pluma de Trindade (Crough *et al.*, 1980; Gibson *et al.*, 1995, 1997; Thompson *et al.*, 1998).

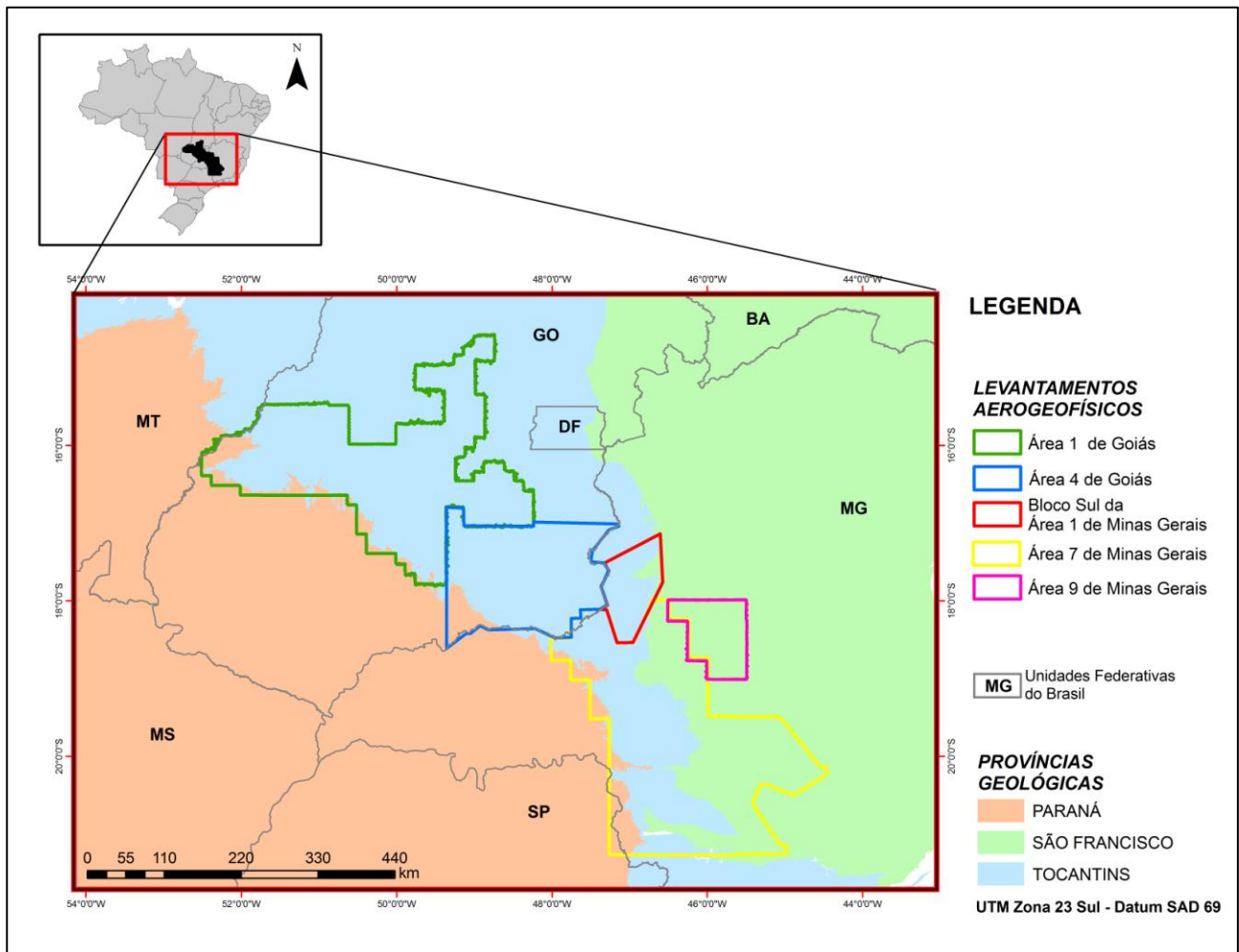


Figura 1.1 - Contexto geológico regional, localização da área de estudo e dos levantamentos aerogeofísicos (modificado de Delgado *et al.*, 2003; Schobbenhaus e Brito Neves, 2003).

Estruturas regionais como falhas, diques de rochas básicas e contatos geológicos podem ser, em muitos casos, facilmente identificadas por meio de assinaturas magnéticas. Kimberlitos e outras rochas ultramáficas, muitas vezes associadas a essas feições, também podem ser reconhecidas da mesma maneira, uma vez que são rochas com alta susceptibilidade magnética (Power *et al.*, 2004).

Métodos geofísicos são ferramentas importantes para a aquisição de informações e auxiliam no entendimento da geologia e adicionam uma visão tridimensional da área de estudo (Moraes, 2007). Para um melhor entendimento do cenário geológico, são utilizados métodos geofísicos derivados de medidas de campos produzidos por fontes naturais. Nas

últimas décadas, o método magnetométrico vem se destacando nos estudos de geologia regional de áreas pré-cambrianas. O contraste de susceptibilidade magnética entre determinadas rochas e suas encaixantes pode possibilitar a discriminação de corpos kimberlíticos, falhas regionais e diques básicos (Smith e Fountain, 1999), por meio das caracterizações estrutural e litológica refletidas pelas diferenças laterais das propriedades físicas da crosta (Airo, 1999). Métodos geofísicos, como o magnetométrico e o gravimétrico, têm sido aplicados em diferentes escalas para o reconhecimento e detalhamento de ambientes formados por processos tectono-magmáticos, como no caso de intrusões alcalinas em diferentes províncias (Marangoni e Mantovani, 2013).

Dados de magnetometria aérea foram utilizados para delinear a geometria e a distribuição espacial do Lineamento Azimute 125° e para estimar as profundidades Curie da área.

As relações geotectônicas envolvidas na evolução do Lineamento Azimute 125° propiciaram, ao longo de sua extensão, a ocorrência de mineralizações de grande importância econômica, como fosfato, nióbio, bário, titânio e ETR (Brod *et al.*, 2004). Nesse contexto, esta Tese tem como objetivo a caracterização magnética do Az 125° e de seu embasamento magnético crustal.

1.1 – ESTRUTURA DA TESE

A tese foi estruturada na forma de artigos. Para tanto, foi organizada da seguinte forma:

- Capítulo 1: Introdução
- Capítulo 2: Revisão bibliográfica
- Capítulo 3: Materiais e métodos
- Capítulo 4: Processamento dos dados geofísicos
- Capítulo 5: Resultados gerais
- Capítulo 6: Artigo 1
- Capítulo 7: Artigo 2
- Capítulo 8: Conclusões
- Referências bibliográficas
- Anexo I (Descrição das lâminas)

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1.1 – PROVÍNCIA TOCANTINS

A Província Estrutural Tocantins (Figuras 1.1 e 2.1; Almeida *et al.*, 1977) compõe um sistema de orógenos brasileiros, caracterizados por cinturões de dobras e empurrões denominados de Faixa Brasília, Paraguai e Araguaia, resultantes da convergência e colisão de três placas continentais (Delgado *et al.*, 2003): Cráton Amazonas (a oeste); Cráton São Francisco (a leste); e Cráton Paranapanema (a sudoeste).

Terrenos arqueanos e paleoproterozóicos retrabalhados durante o Ciclo Brasileiro compõem o embasamento da província (Delgado *et al.*, 2003).

A seguinte compartimentação para a Província Tocantins foi proposta por Fuck *et al.* (1993) e Fuck (1994): Zona Cratônica, Faixa Brasília, Maciço de Goiás, Arco Magmático do Oeste de Goiás e Faixa Paraguai Araguaia.

Uma compartimentação tectônica da Província Tocantins no Estado de Goiás foi apresentada por Lacerda Filho *et al.* (1999). Nesta, foram individualizados os seguintes terrenos de idades distintas: Terreno Granito-*Greenstone* e Rife Intracontinental, representados pelas entidades mais antigas, de idade arqueana a paleoproterozóica, envolvidas nos processos tectônicos brasileiros; Faixas de Dobramentos (Brasília, Paraguai e Araguaia); Arco Magmático de Goiás; Coberturas Cratônicas Neoproterozóicas; e Coberturas Fanerozóicas, representadas pelas Bacias do Paraná, Espigão-Mestre e pelos sedimentos das formações superficiais (Bacia do Bananal).

Os seguintes domínios pré-cambrianos foram reconhecidos por Pimentel *et al.* (2000) na porção central da Província Tocantins: Terreno Arqueano Crixás-Goiás, interpretado como pequeno bloco continental alóctone; Embasamento Siálico Paleoproterozóico, representado por ortognaisses e seqüências metavulcanossedimentares, na região de Almas-Dianópolis; o Complexo de Alto Grau Anápolis-Itauçu; Complexos Máfico-Ultramáficos Acamadados Paleo-

mesoproterozóicos (Barro Alto, Niquelândia, Canabrava) e seqüências metavulcanossedimentares associadas; e Arco Magmático de Goiás, do Neoproterozóico.

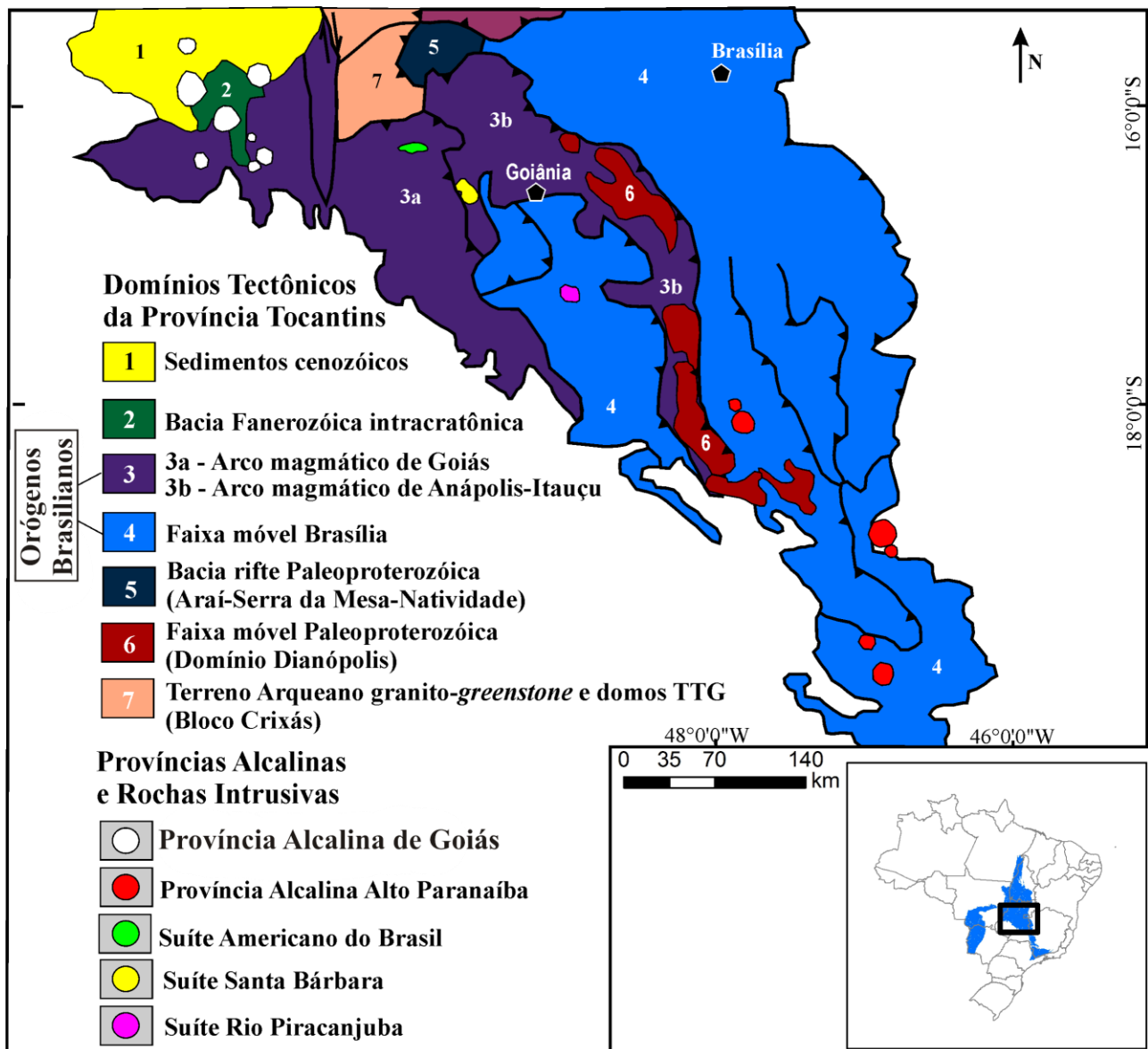


Figura 2.1 - Mapa dos domínios tectônicos da Província Tocantins, rochas intrusivas e províncias alcalinas associadas (modificado de Delgado *et al.*, 2003; Schobbenhaus e Brito Neves, 2003; Brod *et al.*, 2004; Junqueira-Brod *et al.*, 2005).

A reunião de informações geológicas, geocronológicas e gravimétricas possibilitou identificar os seguintes domínios tectônicos na Província Tocantins (Delgado *et al.*, 2003): 1) Terrenos Granito-*Greenstone* Arqueanos e Domos TTG (Bloco Crixás-Goiás e Domo Gnáissico de Colméia); 2) Domínio Porto Nacional-Nova Crixás (remanescentes de Embasamento Arqueano/Paleoproterozóico); 3) Faixa Móvel Paleoproterozóica Dianópolis-Silvânia; 4) Complexos Máfico-Ultramáficos Acamadados de Goiás (Canabrava, Niquelândia e Barro Alto); 5) Bacia Rifte Paleoproterozoica (Grupos Araí-Serra da Mesa); 6) Remanescentes de Crosta

Oceânica (Domínio Palmeirópolis-Juscelândia); 7) Orógenos Brasileiros (Faixas Paraguai, Araguaia e Brasília, e Arco Magmático de Goiás); e 8) Terrenos de Significado Tectônico Duvidoso.

2.1.1.1 – TERRENOS GRANITO-GREENSTONE ARQUEANOS E DOMOS TTG

O registro litotectônico mais antigo da Província Tocantins é do Mesoarqueano (2,88 a 2,84 Ga) e corresponde a um bloco alóctone formado por terrenos granito-greenstone e domos TTG com associações vulcanossedimentares de ocorrência restrita (Delgado *et al.*, 2003).

O Bloco Crixás abrange uma área elíptica, com eixo principal NE-SW, localizada entre as cidades de Crixás e Goiás (Delgado *et al.*, 2003). De acordo com Jost *et al.* (1999), este Bloco é constituído pelos complexos granito-gnáissicos de Uvá, Caiçara, Anta, Caiamar, Moquém e Hidrolina e por faixas estreitas de seqüências tipo greenstone belt.

A relação de contato entre os domos gnáissicos e os *greenstones belts* geralmente é tectônica, marcada por zonas de cisalhamento dúcteis oblíquas de direção em torno de NW-SE (Jost *et al.*, 1995).

Apenas os metakomatiitos do Grupo Crixás, dentre as seqüências *greenstone belt*, foram datados e forneceram idades isocrônicas Sm-Nd de $2,82 \pm 0,098$ Ga, e Pb-Pb de $2,72 \pm 0,140$ Ga (Arndt *et al.*, 1989), e isócrona Sm_{nd} de $3,00 \pm 0,09$ Ga (Fortes *et al.*, 2002), indicando idade mais antiga.

Dados isotópicos obtidos em titanita do Gnaiss Crixás-Açu (Bloco Uvá) revelam idades U-Pb de 2,71 e 2,01 Ga (Pimentel *et al.*, 2000), que podem representar respectivamente o metamorfismo dos eventos Jequié e Transamazônico que atuaram na região. A idade U-Pb de 590 ± 10 Ma (Queiroz *et al.*, 1999), em zircão metamórfico de gnaiss granodiorítico do Bloco Moquém, que intrude metabasaltos do Grupo Guarinos, registra o evento colisional do Brasileiro.

2.1.1.2 – FAIXA MÓVEL PALEOPROTEROZÓICA DIANÓPOLIS-SILVÂNIA

Esta faixa compreende um segmento de crosta continental que constitui o embasamento da Faixa Brasília, na porção leste dos estados de Goiás e Tocantins. A Faixa Dianópolis-Silvânia envolve: (i) os complexos de ortognaisses graníticos de Almas-Cavalcante; (ii) as seqüências metavulcanossedimentares Riachão do Ouro, São Domingos e Silvânia e a Formação Ticunzal; e (iii) ortognaisses migmatíticos e granitóides intrusivos.

O Complexo Almas-Cavalcante representa a unidade paleoproterozóica mais extensa desse domínio e consiste em duas suítes TTG (Cruz, 1993): (i) a hornblenda, mais antiga, derivada do manto e intrusiva na seqüência metavulcanossedimentar Riachão do Ouro e (ii) a biotita, mais jovem, derivada de fusão parcial de metabasalto (Cruz e Kuyumijian, 1996).

Esses terrenos também são encontrados na porção central do Cinturão Brasília e são representados pelo Arco-Magmático Silvânia (Fischel *et al.*, 2001), que engloba a Seqüência Silvânia (Valente, 1986) e a Associação Ortognáissica Migmatítica (Lacerda Filho e Oliveira, 1995) com idades U-Pb SHRIMP de 2,11 Ga e 2,08 Ga, respectivamente (Fischel *et al.*, 2001).

Em geral, as seqüências metavulcanossedimentares distribuem-se de forma descontínua e consistem nas seguintes associações litotectônicas: (i) associação metavulcanossedimentar (*e.g.* Grupo Riachão do Ouro) em que predominam rochas metavulcânicas máficas constituídas de metabasalto com estruturas *pillow* e tremolita-clorita xisto, de afinidade tholeítica a komatiítica (Cruz e Kuyumijian, 1996); e (ii) associação metavulcanossedimentar (*e.g.* Silvânia, São Domingos) em que dominam as rochas metavulcânicas félsicas e seus derivados vulcanoclásticos (Delgado *et al.*, 2003).

Os dados geológicos, geoquímicos e isotópicos (U-Pb, Pb-Pb e Sm-Nd) das associações litotectônicas, identificadas em domínios autóctones e em terrenos alóctones paleoproterozóicos caracterizam a seguinte evolução tectono-magmática para a Faixa Móvel Paleoproterozóica Dianópolis-Silvânia: (i) vulcanismo máfico-ultramáfico, tholeítico-komatiítico, pré-orogênico, de seqüência metavulcanossedimentar (Grupo Riachão do Ouro), interpretada como remanescente de crosta oceânica, com idade mínima de 2,27 Ga; (ii) suíte TTG intraoceânica (tonalítica a hornblenda), com idade máxima de 2,27 Ga; (iii) suítes plutônicas e vulcânicas, de afinidade calcialcalina, com variados graus de contaminação crustal, no intervalo de 2,2-2,1 Ga (suíte TTG a biotita do Complexo Almas-Cavalcante; seqüência metavulcanossedimentar Silvânia); e (iv) suítes ortognáissico-migmatítica e granítica peraluminosa de *ca.* $2,05 \pm 0,05$ Ga, que marcam a fase colisional do orógeno (Delgado *et al.*, 2003). Esse quadro registra a evolução completa de um ciclo de Wilson, com abertura e fechamento de oceano, geração de arcos magmáticos plutônicos e vulcânicos relacionados à subducção de crosta oceânica e colisão. Todos esses eventos aconteceram durante o Ráciano, regidos pela colagem orogênica Raciânica – Transamazônica (Delgado *et al.*, 2003).

2.1.1.3 – BACIA RIFTE PALEOPROTEROZÓICA (GRUPOS ARAÍ – SERRA DA MESA)

A fragmentação da crosta continental com geração de bacias rifte paleo a mesoproterozóicas e com magmatismo anorogênico foi desenvolvida com a tafrogênese Estateriana. Este magmatismo é representado pelas rochas vulcânicas do Grupo Araí e pelos granitos da província Estanífera de Rio Paraná e Tocantins. A evolução é marcada por bacias rifte que evoluíram para bacias intracratônicas. Estas bacias estão representadas pelas seqüências de rochas metassedimentares e vulcanossedimentares dos grupos Araí, Natividade, Serra da Mesa e Serra Dourada (Delgado *et al.*, 2003).

O Grupo Araí consiste de rochas sedimentares psamíticas e psefíticas. Os seguintes ambientes são propostos por Dardenne (2000) na evolução do Grupo Araí: (i) uma seqüência pré-rifte; (ii) uma seqüência sin-rifte; e (iii) uma seqüência marinha transgressiva pós-rifte.

Uma importante transgressão marinha pós-rifte, cujos sedimentos são pertencentes aos grupos Serra da Mesa e Serra Dourada, que constituem os equivalentes metamórficos dos sedimentos marinhos do Grupo Araí (Dardenne, 2000) e do Grupo Natividade (Gorayeb *et al.*, 1988), ocorreu após a sedimentação continental sinrifte.

As zonas de cisalhamentos contracionais dúcteis, de direção N-S, foram reativadas em regime dúctil-rúptil como transcorrências dextrais (NS e NNE) e sinistrais (NNW), durante a orogênese brasileira (Delgado *et al.*, 2003).

2.1.1.4 – ORÓGENOS BRASILIANOS

Um conjunto de orógenos denominados faixas Brasília, Paraguai e Araguaia; Arco Magmático de Goiás e correlativos, cujo desenvolvimento está relacionado às orogêneses do Pan-Africano/Brasiliano, é identificado na Província Tocantins. Na fase colisional, essas faixas sofreram metamorfismo, deformação e amalgamação de diferentes terrenos às margens continentais. Elas exibem uma evolução similar à das faixas orogênicas modernas, geradas por meio de mecanismos de tectônica de placas (Fuck *et al.*, 1994).

Sistemas de cavalgamentos regionais, com vergência para as zonas cratônicas e sistemas transcorrentes, marcam o arcabouço estrutural dessas faixas. Esse arcabouço foi estruturado durante a inversão dessas bacias marginais pela orogênese brasileira. Esses eventos imprimiram um caráter diferencial na deformação, que é mais intensa nas zonas internas e diminui em direção às zonas cratônicas (Delgado *et al.*, 2003).

2.1.1.4.1 – Faixa Brasília

A Faixa Brasília situa-se na porção oriental da Província Tocantins e na borda oeste do Cráton São Francisco. Apresenta uma extensão de aproximadamente 1.000 km na direção N-S, prolongando-se desde o sul do Estado de Tocantins, pelo Estado de Goiás, até a porção oeste de Minas Gerais (Delgado *et al.*, 2003).

O Cinturão de Dobramentos Brasília é caracterizado por associações de rochas metassedimentares de margem passiva e metavulcanossedimentares, deformadas em regime progressivo durante a colagem Brasileira (Freitas-Silva, 1996; Fonseca *et al.*, 1995).

A compartimentação proposta para este cinturão (Fuck *et al.*, 1994; Fuck, 1994; Lacerda Filho *et al.*, 1999) é baseada na intensidade dos processos deformacionais e metamórficos que atuaram na região. A faixa é dividida em dois domínios principais: (i) a Zona Externa e a Zona Interna; (ii) áreas restritas de exposições do embasamento granito-gnáissico.

A Zona Externa é constituída por associação de rochas metassedimentares típicas de ambiente de margem passiva, e idades meso e neoproterozóicas (Delgado *et al.*, 2003).

A Zona Interna compreende o Complexo Anápolis-Itauçu e rochas metassedimentares do Grupo Araxá. Sua estruturação é marcada por forte tectônica tangencial expressa sob a forma de *nappes* com vergência dirigida para o Cráton São Francisco (Delgado *et al.*, 2003).

Na porção central, a Faixa Brasília é transposta transversalmente por um sistema de zonas de cisalhamento dúcteis dextrais, com direção geral em torno de E-W, que provoca uma brusca mudança nas direções estruturais da região. Essa feição é denominada de Megainflexão dos Pirineus, e caracteriza-se por megatranscorrência oblíqua, responsável pela rotação do Complexo Máfico-Ultramáfico Barro Alto. Ao sul da Megainflexão dos Pirineus, o sistema E-W repete-se em uma série de zonas dextrais de cisalhamento, denominadas de Goiânia, Aragoiânia, Caraíba, Ipameri, Cristanópolis, Santa Cruz e Pontalina (Barbosa e Silva, 1992). A Megainflexão dos Pirineus (Araújo Filho, 1978, 1980, 1981), também conhecida como Sintaxe dos Pirineus (Araújo Filho, 2000) é uma feição curvilínea com concavidade para o ante-país (cráton). Sua geometria reflete a interseção entre dois cinturões móveis não paralelos entre si formados durante dois episódios separados de deformação durante a Orogênese Brasileira (cerca de 950-650 Ma; Cordani *et al.*, 2013).

O segmento setentrional inicia-se próximo ao Distrito federal e estende-se para o norte, com extensão de mais de 500 km (Delgado *et al.*, 2003). Nessa porção, Fonseca *et al.* (1995) identificaram uma série de dobras e empurrões em torno de N-S, denominadas de Sistema São Domingos, *Front* do Araí, Sistema Paraná, Sistema Rio Maranhão e Sistema Santa Teresa.

No segmento sul, a estrutura de imbricamentos tectônicos é marcada por sistema de rampas frontais e laterais. As rampas laterais estão condicionadas a dois grandes sistemas articulados de zonas de cisalhamento de direção NW-SE e E-W, enquanto as rampas frontais correspondem a sistemas de falhas de empurrão de direção N-S, que geraram grandes estruturas de *nappes* dirigidas para o Cráton São Francisco (Lacerda Filho e Oliveira, 1995).

2.1.1.4.2 – Arco Magmático de Goiás

Compreende um sistema de arcos formados por associação de rochas metaígneas e metassedimentares, com características geoquímicas e isotópicas similares às associações de arcos magmáticos intra-oceânicos, e constitui um segmento de crosta continental juvenil na região central da Província Tocantins (Fuck, 1994).

O Arco Magmático de Goiás ocorre na região oeste do Estado de Goiás e no sul de Tocantins, ocupando uma extensa faixa com largura de aproximadamente 300 km, separada em dois segmentos (norte e sul) pelo Bloco Crixás. Limita-se a leste com as rochas metassedimentares da Faixa Brasília e seu embasamento; a oeste, com as coberturas da Bacia do Bananal; e a sul com as rochas sedimentares da Bacia do Paraná (Delgado *et al.*, 2003).

O segmento norte é representado pelo Arco Mara Rosa e o segmento sul contém uma série de arcos coalescentes entre as cidades de Bom Jardim de Goiás até Pontalina, no sul de Goiás. Nesse domínio são identificadas diversas faixas estreitas de sequências metavulcanossedimentares, separadas por terrenos ortognáissicos, frequentemente milonitizados e com idade de 860 Ma (Viana *et al.*, 1995).

2.1.1.4.3 – Arco Magmático de Anápolis-Itauçu

O Arco Magmático Anápolis-Itauçu (Marini *et al.*, 1984) é constituído por ortognaisses, com idades de cristalização de 759 ± 9 Ma (U-Pb em zircão), e paragnaisses, com idades de proveniência entre 950 e 800 Ma (Piuzana, 2002), metamorfizados na fácies granulito. Compõe um segmento tectonicamente imbricado com as rochas supracrustais da Sequência Silvânia e com o Grupo Araxá, desenvolvido durante o evento colisional do Brasiliano, em torno de 650 a 630 Ma (Delgado *et al.*, 2003).

2.1.2 – PROVÍNCIA SÃO FRANCISCO

A geometria da Província São Francisco (PSF) está intimamente ligada às orogêneses paleoproterozóica e neoproterozóicas. Após a primeira soldar os diferentes segmentos crustais arqueanos nas porções norte e sul da Província, a segunda, por meio de processos

litosféricos construtivos e destrutivos, retrabalhou as margens do paleocontinente, dando-lhe o formato definitivo. Por outro lado, sistemas de riftes intra e pericratônicos desenvolvidos a partir do Paleoproterozóico até o Mesozóico também deixaram suas marcas ao modificarem a espessura e a natureza geotérmica das quilhas litosféricas construídas no Arqueano. Apesar do retrabalhamento observado durante as orogêneses proterozóicas, dados recentes de isótopos, geocronologia e geoquímica de minerais kimberlíticos indicam que núcleos dos diferentes segmentos crustais arqueanos foram preservados nas duas porções da PSF (Pereira, 2007).

As rochas do embasamento arqueano e paleoproterozóico, constituído por terrenos metamórficos de médio a alto grau e associações granito-*greenstone*, afloram nas porções norte e sul do PSF, respectivamente nos Estados da Bahia e Minas Gerais. Na porção centro-norte, sistemas de riftes (1.800 – 1.200 Ma) preenchidos por depósitos sedimentares e materiais vulcânicos paleo/mesoproterozóicos correspondentes ao Supergrupo Espinhaço truncam o embasamento. No Neoproterozóico, os regimes compressionais diacrônicos da Faixa Brasília, a oeste, e Araçuaí, a leste, redefiniram a porção sul da PSF, estabelecendo o formato da bacia cratônica do Grupo Bambuí. Porções significativas da litosfera arqueana-paleoproterozóica estão preservadas sob a cobertura proterozóicas/fanerozóica e as escamas de empurrão observadas em ambas as margens da bacia (Pereira, 2007).

2.1.2.1 – PORÇÃO SUL

Esta porção caracteriza-se pela presença de terrenos arqueanos constituídos por ortognaisses parcialmente migmatizados e sequências de rochas vulcanossedimentares desenvolvidos entre 3.200 Ma e 2.700 Ma. Aparentemente entre 2.160 Ma e 2.000 Ma este conjunto de rochas teve as bordas parcialmente retrabalhadas e incorporadas no Cinturão Mineiro, desenvolvido em torno do núcleo arqueano durante o paleoproterozóico (Alkmim e Marshak, 1998). Estudos geológicos, geoquímicos e datações U-Pb em zircão (Machado e Carneiro, 1992; Noce *et al.*, 1998) possibilitaram identificar os complexos metamórficos denominados Bação, Bomfim, Belo Horizonte, Campo Belo e Pará de Minas na região do Quadrilátero Ferrífero e vizinhanças (Teixeira *et al.*, 2000).

Os complexos ocorrem na forma de altos estruturais, representando possivelmente fragmentos crustais distintos que foram soldados no Neoarqueano. Em função do profundo intemperismo, ausência de mapeamento geológico em escala adequada, deformações polifásicas e metamorfismo ocorridos na região, os limites dos altos estruturais não estão vinculados a feições geológicas/estruturais conhecidas na área (Teixeira *et al.*, 2000).

O Complexo Bomfim, situado imediatamente a oeste do Quadrilátero Ferrífero, compreende terrenos granito-gnáissicos e restos de seqüências vulcanossedimentares (2.780 – 2.700 Ma) originados durante a Orogênese Rio das Velhas (Machado e Carneiro, 1992). Caracteriza-se pela presença dos gnaisses Alberto Flores e Sousa Noschese, anfibolitos (enxames de diques Paraopeba e Candeias), tonalitos (Samambaia) e granitos (Brumadinho). Análises U-Pb de zircão do gnaisse Alberto Flores indicam remobilização em 2.727 ± 6 Ma. A idade de 2.920 Ma obtida na análise de núcleos de zircão (Pb-Pb) deste gnaisse é interpretada como a idade mínima do protólitos, a qual é coerente com a idade modelo Sm-Nd T_{DM} de 3.150 Ma obtida na mesma rocha. O granito-gnaisse Sousa Noschese intrusivo no gnaisse Alberto Flores mostra discórdia U-Pb preliminar de 2.775 ± 77 Ma e o tonalito Samambaia idade U-Pb em zircão abradado de $2.780 +3/-2$ Ma, considerada como a idade da cristalização magmática. A atividade magmática arqueana mais jovem que afetou o Complexo Bomfim é representada pelo granitóide Mamona de composição granodiorítica a granítica e idade U-Pb de 2.721 ± 3 Ma e pelo granito Brumadinho com idade U-Pb em zircão de $2.703 +24/-20$ Ma (Machado *et al.*, 1992).

Os ortognaisses félsicos do Complexo Bomfim tem composição geoquímica comparável às suítes TTG, enquanto que o gnaisse Sousa Noschese mostra assinatura geoquímica que sugere origem de fusão parcial de crosta trondhjêmica (Carneiro *et al.*, 1998b). Os anfibolitos Paraopeba e Candeias demonstram afinidade tholeítica, com composições médias comparáveis a basaltos do tipo MORB. No conjunto, as rochas félsicas e máficas do Complexo Bomfim mostram assinaturas geoquímica e isotópica compatíveis com ambiente tectônico de margem convergente durante a evolução neoarqueana (Carneiro *et al.*, 1998a).

O Complexo Belo Horizonte, situado a norte-noroeste do Quadrilátero Ferrífero, é formado por migmatitos e ortognaisses bandados com foliações regionais variando entre N-S e NNE-SSW e mergulhos de 40° a 60° para WNW. A migmatização foi datada em $2.860 +14/-17$ Ma (U-Pb em zircão; Noce *et al.*, 1998). Como no caso do Complexo Bomfim, as rochas mostram um evento tectônico mais antigo, sugerido pelas idades T_{DM} entre 3.400 – 3.100 Ma. Evidências indicam três pulsos magmáticos arqueanos na porção norte do Quadrilátero Ferrífero. O mais velho é representado pelo granodiorito Caeté e granito Mateus Leme com idades U-Pb de $2.776 +7/-6$ Ma e $2.755 +14/-13$ Ma, respectivamente (Machado *et al.*, 1992). No segundo pulso observam-se idades de $2.712 +5/-4$ Ma no granito Santa Luzia, 2.714 ± 2 Ma no trondhjemito Capelinha e 2.698 ± 18 Ma no granodiorito Ibirité. O último pulso que afetou a região (2.612 – 2.555 Ma) provavelmente se associa à reativação de estruturas antigas que ocorrem nas margens do *greenstone belt* Rio das Velhas. Os exemplos deste pulso são o

granodiorito Caio Martins com idade de $2.593 \pm 18/-19$ Ma e os granitos Salto do Paraopeba e Itabirito, respectivamente com 2.612 ± 5 Ma e 2.567 ± 8 Ma (Noce *et al.*, 1998).

O Complexo Campo Belo localiza-se a oeste-sudoeste do Quadrilátero Ferrífero, junto à cobertura proterozóica do Grupo Bambuí. A datação U-Pb (SHRIMP) do migmatito presente na região indica três gerações de fusão (Teixeira *et al.*, 1998). A idade mais antiga de 3.205 ± 17 Ma é interpretada como a do componente mais velho do migmatitos, dado este próximo da idade Sm-Nd T_{DM} de 3.200 Ma obtida no ortognaisse de Campo Belo. O segundo grupo de zircão aponta idade de 3.047 ± 25 Ma, relacionada provavelmente ao evento magmático principal. Exceto poucas idades mais antigas, o ortognaisse mostra grande número de determinações T_{DM} semelhantes (3.070 – 2.900 Ma), indicando o período principal de acreção. A população de zircão mais jovem mostra idade de 2.839 ± 17 Ma, considerada como a idade de migmatização e cristalização do neossoma. A idade em torno de 2.840 Ma pode ser comparada àquela do gnaisse migmatítico ($2.860 \pm 14/-17$ Ma) do Complexo Belo Horizonte, o que pode implicar em evento de migmatização regional ocorrido na porção sul da PSF (Pereira, 2007).

Restos de rochas supracrustais de baixo grau (xisto, metapelito, quartzito e BIF) e faixas contínuas de sequências do tipo *greenstone* ocorrem nos terrenos arqueanos da porção sul da PSF. Do mesmo modo, ocorrências esparsas de *greenstone*, também arqueanos, tais como Fortaleza de Minas, Piumhi, Congonhas e Rio Paraúna são observadas nos cinturões marginais da PSF. A distribuição destas rochas além dos limites atuais da província sugere paleocontinente arqueano maior, que se estenderia desde Fortaleza de Minas, a oeste, até o substrato granulítico paleoproterozóico do Complexo Juiz de Fora, a leste (Pereira, 2007).

A maioria das faixas contínuas de sequências supra crustais que ocorre na porção sul correlaciona-se ao Supergrupo Rio das Velhas, que compreende os grupos Nova Lima e Maquiné. O Grupo Nova Lima representa a parte basal da sequência, incluindo komatiíto com textura spinifex, basalto tholeítico, rochas vulcânicas e vulcanoclásticas intermediárias a ácidas. Duas rochas vulcânicas félsicas do Grupo Nova Lima foram datadas pelo método U-Pb em zircão, indicando as idades de 2.772 ± 6 Ma e $2.776 \pm 23/-10$ Ma (Machado *et al.*, 1992). O vulcanismo félsico corresponde ao estágio final da sequência vulcânica predominantemente máfica e ultramáfica do Grupo Nova Lima. Considera-se a idade mais precisa de 2.772 ± 6 Ma como a mais correta para a sequência *greenstone* (Teixeira *et al.*, 2000). O evento eruptivo félsico que ocorre no cinturão *greenstone belt* Rio das Velhas é representado principalmente por rochas vulcanoclásticas e vulcanoclásticas re-sedimentadas e raramente lavas de

composição dacítica. Datações U-Pb em zircão de três amostras de grauvaca indicaram para o evento idade máxima de 2.792 ± 11 Ma (Noce *et al.*, 2005).

O *greenstone* de Piumhi consiste em sequência de rochas vulcânicas komatiíticas e tholeíticas com cerca de 3.000 metros de espessura. Datações U-Pb e Pb-Pb em zircão contido em rocha intrusiva (gabro) nas sequências inferiores do pacote indicam as idades de $3.116 \pm 10/-7$ Ma e entre 3.000 e 2.965 Ma em riódacito (Machado e Schrank, 1989). A origem deste *greenstone* provavelmente se relaciona ao período principal de acreção crustal do terreno granito-gnaissado do Complexo Campo Belo (Teixeira *et al.*, 1998).

A sequência vulcanossedimentar de Fortaleza de Minas, que ocorre na Faixa Brasília, é possivelmente contemporânea à sequência de Piumhi. Migmatito em equilíbrio térmico com as rochas de Fortaleza de Minas indica idade isocrônica Rb-Sr de 2.918 ± 105 Ma (Schrank e Silva, 1993).

Remanescentes do *greenstone belt* do Rio Paraúna estão inseridos tectonicamente no embasamento granito-gnáissico (Complexo Gouveia) do Supergrupo Espinhaço. Análise U-Pb de zircão obtido em rocha vulcânica ácida indica idade de 2.971 Ma (Machado *et al.*, 1989), sugerindo correlação com as sequências vulcanossedimentares de Piumhi e Fortaleza de Minas. Finalmente, a sul do Quadrilátero Ferrífero, próximo à cidade de Barbacena, ocorrências de sequências *greenstone* (Baars, 1997) indicaram idade U-Pb em zircão de 3.130 ± 8 Ma.

A crátonização da porção sul no Neoarqueano proporcionou longo período de estabilidade e erosão, cujo resultado consistiu na deposição do Supergrupo Minas no Paleoproterozóico. Esta grande unidade, que compreende os grupos Caraça, Itabira, Piracicaba e Sabará, mostra nas sequências inferiores (grupos Caraça e Itabira) conglomerados e arenitos aluvionares que gradam para pelitos de água marinha rasa, formação ferrífera e rochas carbonáticas, compatíveis com evolução de bacia de margem passiva (Teixeira *et al.*, 2000).

A idade Pb-Pb e U-Pb de 2.650 Ma obtida em grãos detríticos de zircão provenientes das sequências basais (conglomerado e arenito) é tida como máxima para o Supergrupo Minas (Alkmim *et al.*, 1996). Dolomito estromatolítico da Formação Gandarela, que constitui o topo do Grupo Itabira, mostra isócrona (Pb-Pb rocha total) de 2.420 ± 19 Ma, idade à qual se associa a deposição da unidade (Babinski *et al.*, 1995). Por outro lado, grãos mais jovens de zircão encontrados em grauvacas do Grupo Sabará, acima do Grupo Piracicaba, indicam idade de 2.124 ± 1 Ma. Tais grãos de zircão são aparentemente derivados do magmatismo paleoproterozóico presente no Cinturão Mineiro, onde são comuns intrusões com idades

semelhantes. As idades das rochas das unidades basais e superiores da sequência mostram que a deposição do Supergrupo Minas ocupou um longo período de tempo (Teixeira *et al.*, 2000).

As evidências indicam que o cinturão paleoproterozóico, denominado Cinturão Mineiro, desenvolveu-se na forma de arco em torno dos terrenos arqueanos da porção sul da PSF, agindo sobre a sequência Rio das Velhas e a cobertura de plataforma do Supergrupo Minas. De acordo com Alkmim e Marshak (1998), o tectonismo desenvolvido durante a orogenia ocorreu em dois estágios. Primeiro, contração com vergência noroeste desenvolveu amplos anticlinais e sinclinais com orientação nordeste e cisalhamento com mergulhos para sudeste, estabelecendo em torno de 2.125 Ma tectônica de escamas que envolveu os supergrupos Rio das Velhas e Minas. Segundo, fase de colapso extensional do cinturão em torno de 2.095 Ma, com criação de estruturas do tipo domo e quilha. Numerosas intrusões relacionadas à evolução do Cinturão Mineiro ocorrem ao longo de uma faixa de aproximadamente 300 km, envolvendo a porção retrabalhada da PSF.

As rochas intrusivas denominadas Alto Maranhão, Ressaquinha, Tabuões e Cassiterita constituem tonalito (trondhjemito), diorito e granodiorito metaluminoso a peraluminoso, cujas composições químicas indicam fontes mantélicas máficas e ultramáfica (Teixeira *et al.*, 2000). Suas idades T_{DM} se situam entre 2.500 Ma e 2.250 Ma, com valores $\epsilon_{Nd(T)}$ levemente positivo e negativo (+1,3 -3,8). O trondhjemito Cassiterita e o quartzodiorito Brumado mostram idades Pb-Pb (evaporação de zircão) respectivamente de 2.162 ± 1 Ma e 2.128 ± 4 Ma (Ávila *et al.*, 1998). Por outro lado, o grupo, constituído pelos plútons Ritápolis, Itutinga, Alto Jacarandá, Porto Mendes e Lavras consiste em granitos peraluminosos, com idade T_{DM} entre 3.070 Ma e 2.600 Ma e $\epsilon_{Nd(T)}$ negativo (-4,9 -11), valores que indicam a predominância de fonte crustal (Noce *et al.*, 1998).

De acordo com o exposto, as origens das várias intrusões verificadas ao longo do cinturão dobrado que envolve a parte mais meridional da porção sul da PSF estão relacionadas com fontes mantélicas e crustais e em alguns casos de material juvenil com contaminação crustal. A presença de material derivado do manto na geração de determinadas intrusões implica em acreção crustal relacionada à orogenia paleoproterozóica na região (Teixeira *et al.*, 2000).

2.1.3 – PROVÍNCIA DO PARANÁ

Esta província está localizada na porção centro-leste da América do Sul e cobre uma área que ultrapassa 1.600.000 km² (Petri e Fúlfaro, 1983). Tem um formato ovalado com maior eixo em posição sub-meridiana e representa uma bacia intracratônica: está

inteiramente contida na placa Sul-Americana e não apresenta relacionamento direto com as margens desta placa. Constitui uma imensa região sedimentar e abriga, dentre seus limites, uma sucessão sedimentar-magmática com idades entre o Neo-Ordoviciano e o Neocretáceo (Milani, 2004). Está sobre terrenos da plataforma Sul-Americana que foram extremamente afetados por eventos tectônicos, magmáticos e metamórficos do Ciclo Brasileiro (Melfi *et al.*, 1988).

A Província do Paraná perdurou do Neo-Ordoviciano até o final do Mesozóico como uma unidade autônoma de subsidência e sedimentação-magmatismo, interrompida pelos movimentos da “Reativação Wealdeniana” e abertura do Atlântico Sul (Almeida, 1969).

Entre 450 Ma e 65 Ma sucessivos episódios de sedimentação foram responsáveis pela acomodação de depósitos que viriam a se tornar uma bacia de registro policíclico.

2.1.4 – PROVÍNCIAS ALCALINAS

As rochas alcalinas cretáceas da área de estudo (províncias alcalinas Alto Paranaíba e Goiás) vem sendo estudadas desde o fim da década de 1960. Embora exposições de kamafugitos sejam muito raras em termos mundiais, estas rochas ocorrem no Brasil como extensos derrames e depósitos piroclásticos, formando duas das maiores províncias kamafugíticas do planeta: Alto Paranaíba (PAAP) e Goiás (PAGO) (Junqueira-Brod *et al.*, 2002). Sgarbi e Gaspar (2002) agruparam as províncias alcalina Alto Paranaíba (PAAP) e de Rio Verde-Iporá sob o nome de Província Alcalina Minas-Goiás. Entretanto, com base em novos dados isotópicos, Gaspar *et al.* (2003) retomaram o conceito de duas províncias distintas, mantendo o nome anterior de Província Alcalina do Alto Paranaíba para as rochas que afloram no oeste de Minas Gerais e próximo a Catalão, e designando as rochas da região de Iporá e Rio Verde de Província Alcalina de Goiás (Figuras 2.1 e 2.2).

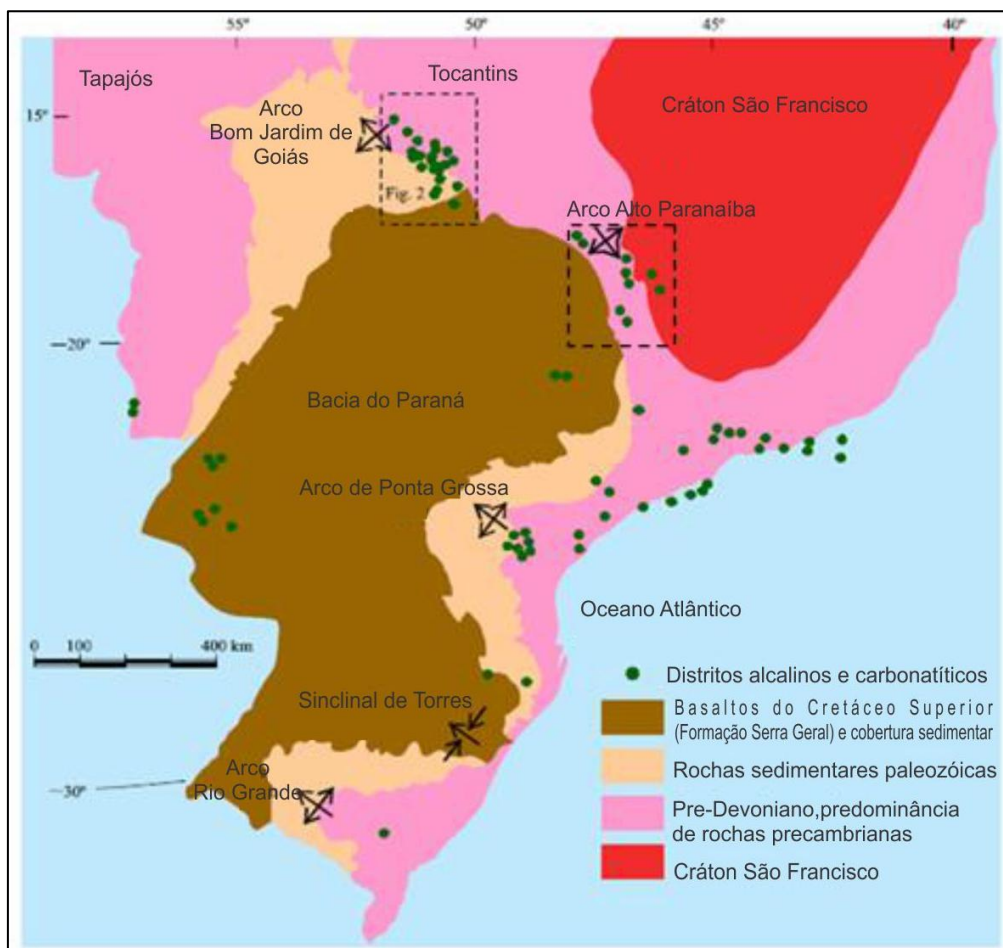


Figura 2.2 – Mapa geológico esquemático da distribuição das províncias alcalinas cretáceas em torno da Bacia do Paraná, mostrando nas regiões tracejadas a localização das Províncias: Alcalina de Goiás e Alto Paranaíba (modificado de Ulbrich e Gomes, 1981; Brod *et al.*, 2005).

2.1.4.1 – PROVÍNCIA ALCALINA DE GOIÁS (PAGO)

A PAGO (Figura 2.3) contém uma grande variedade de tipos petrográficos, com produtos vulcânicos, subvulcânicos e intrusivos. Gaspar *et al.* (2000) caracterizam o magmatismo da PAGO como kamafugítico, com idade média de 85 Ma. Enquanto as rochas vulcânicas são mais comuns na porção sul da província, na parte norte dominam corpos intrusivos (Gaspar e Danni, 1981; Danni e Gaspar, 1992; Danni *et al.*, 1992). Os magmas alcalinos cortam tanto rochas pré-cambrianas quanto rochas fanerozóicas da Bacia do Paraná (Junqueira-Brod *et al.*, 2002).

Na porção norte da PAGO afloram os seguintes corpos (Junqueira-Brod *et al.*, 2002):

- (i) Complexo Morro do Engenho (Figura 2.3, nº 1): uma intrusão de cerca de 5 km de diâmetro composta por núcleo de dunito circundado por peridotito e piroxenito;
- (ii) Complexo Máfico-Ultramáfico Alcalino de Santa Fé (Figura 2.3, nº 2): é um corpo elíptico com eixo maior (N-S) com aproximadamente 9,5 km. É formado por

dunito no centro, com clinopiroxenito, peridotito alcalino, gabro e sienito nas bordas;

- (iii) Complexo de Montes Claros de Goiás (Figura 2.3, nº 3): possui cerca de 6 km de diâmetro e é formado por dunitos, peridotitos, gabros e sienitos;
- (i) Intrusões subvulcânicas, diques, *plugs* e *sills* de picrito (Figura 2.3, nº 4): são comuns na porção norte da PAGO, próximo a Diorama. Os diques têm poucos metros de largura e dezenas de metros de extensão, e preenchem fraturas de direção N30W e N50E no embasamento precambriano. Os *sills* tem menos de 5 metros de largura e podem se estender por até 500 metros. Os *plugs* são cilíndricos e com diâmetro de até 200 metros (Danni, 1994).
- (ii) Complexo do Córrego dos Bois (Figura 2.3, nº 5): consiste de dois domos que abrangem uma área de cerca de 30 km². Dunitos ocupam grande parte dos domos, e são circundados por wehrlitos, olivina piroxenitos e websteritos;
- (iii) Complexo Morro do Macaco (Figura 2.3, nº 6): consiste de quatro domos compostos do centro para as bordas por dunito, wehrlito, olivina piroxenito e clinopiroxenito;
- (iv) Complexo Fazenda Buriti (Figura 2.3, nº 7): tem cerca de 35 km² e consiste de olivina clinopiroxenitos, metagabros, essexitos, sienogabros e sienitos; e
- (v) Intrusão de Arenópolis (Figura 2.3, nº 8): é um corpo alongado com eixo maior medindo aproximadamente 6 km, formado por três conjuntos litológicos distintos. Um consiste de olivina piroxenito circundado por gabro. Outro é composto por melteigitos com faixas de ijolitos e piroxenitos. O terceiro aflora na porção nordeste e compreende nefelina sienitos;

Na porção central da PAGO aflora uma associação subvulcânica (Figura 2.3, nº 9), produto de magmatismo ultrabásico alcalino potássico a sódico-potássico (Danni, 1985). Entre Amorinópolis e Montividiu (Figura 2.3, nº 10) existem várias ocorrências de rochas alcalinas, principalmente vulcânicas e subvulcânicas rasas, que formam pequenos derrames, diques, diatremas e *plugs* (Junqueira-Brod *et al.*, 2002).

As rochas vulcânicas de Santo Antônio da Barra, na porção sul, (Figura 2.3, nº11) compreendem derrames, com raras intercalações de piroclásticas, e representam a manifestação vulcânica de volume mais expressivo na PAGO (Junqueira-Brod *et al.*, 2002).

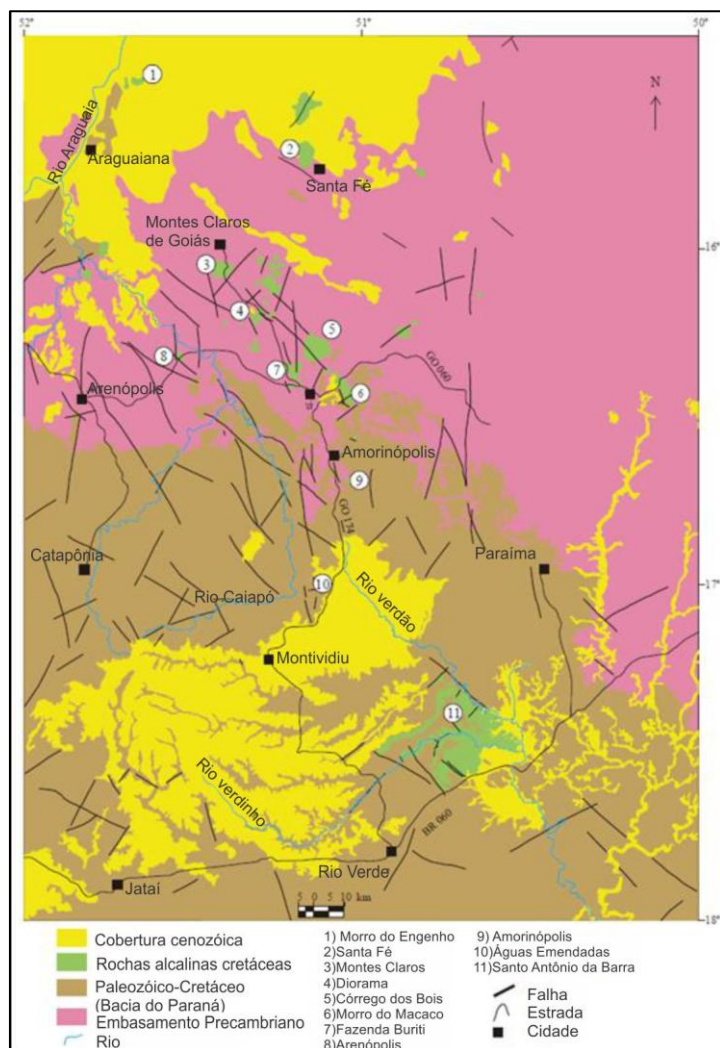


Figura 2.3 – Mapa geológico da Província Alcalina de Goiás, mostrando a localização dos principais complexos plutônicos ao norte, rochas subvulcânicas no centro e lavas e piroclastos ao sul (modificado de Lacerda Filho *et al.*, 2000; Brod *et al.*, 2005).

2.1.4.2 – PROVÍNCIA ALCALINA ALTO PARANAÍBA (PAAP)

A Província Alcalina Alto Paranaíba (PAAP; Figura 2.4) é resultado de intenso magmatismo máfico-ultramáfico ultrapotássico, e consiste de uma grande variedade de formas ígneas como lavas, condutos, diques, *plugs*, depósitos piroclásticos, diatremas e complexos plutônicos (Gibson *et al.*, 1995), correspondendo a um dos maiores volumes de rochas ultrapotássicas do mundo (Silveira *et al.*, 2008).

As maiores manifestações de magmatismo máfico potássico na PAAP são representadas pelas lavas e tufos da Formação Mata da Corda, que podem ser observados nas proximidades de Serra Bueno e Presidente Olegário (Gibson *et al.*, 1995).

Algumas manifestações intrusivas estão espacial e temporalmente associadas a grandes complexos plutônicos carbonatíticos (Silva *et al.*, 1979; Gomes *et al.*, 1990). As características dos complexos carbonatíticos expressam notoriamente o regime geológico-tectônico de sua

formação e podem ser separados em dois tipos quanto à morfologia (Lapin *et al.*, 1999): *i*) Tipo Central: complexos intrusivos caracterizados pela forma arredondada ou oval; *ii*) Zonas Lineares de Carbonatitos e Fenitos: associados as falhas profundas, podendo ser intrusivos ou extrusivos (Lapin e Ploshko, 1988). Na área de estudo estão os complexos carbonatitos do Tipo Central. Estes ocorrem em ortoplateformas, tanto nas suas partes centrais como nas marginais, e neles os carbonatitos apresentam-se sob formas de diques e veios anelares ou cônicos, *stocks* e *plugs*, associados a rochas ultrabásicas, ultrabásicas alcalinas, básicas alcalinas e alcalinas (Lapin *et al.*, 1999).

Os complexos plutônicos, com áreas de até 65 km², compreendem Catalão 1 e 2, no sul de Goiás, e Araxá, Salitre 1, 2 e 3, Serra Negra e Tapira, em Minas Gerais (Silveira *et al.*, 2008). Essas intrusões são caracterizadas por rochas das séries bebedourítica, carbonatítica e foscorfítica, com magma parental de afinidade kamafugítica (Brod *et al.*, 2000a).

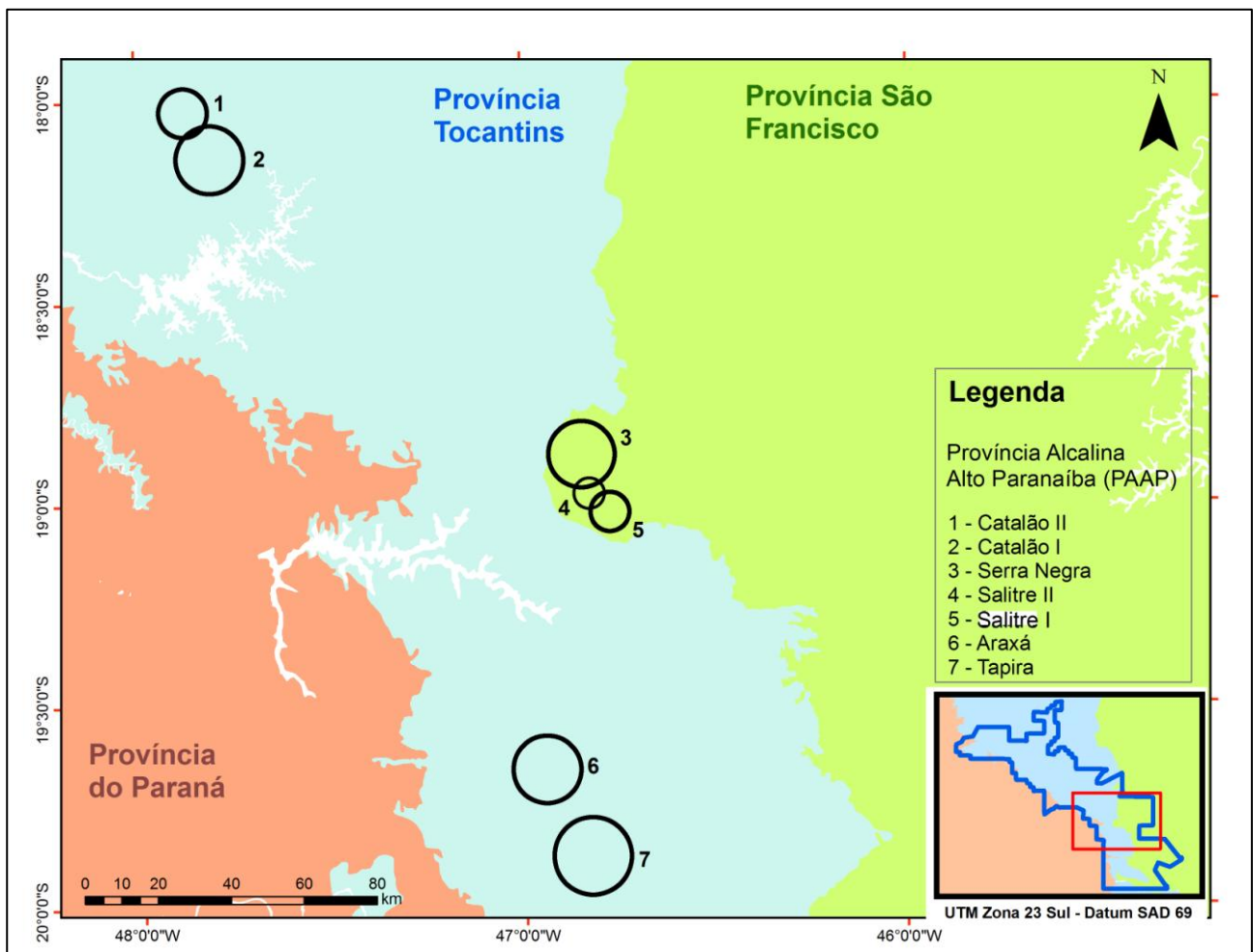


Figura 2.4 - Mapa de localização da Província Alcalina Alto Paranaíba com base na interpretação geofísica (modificado de Delgado *et al.*, 2003; Schobbenhaus e Brito Neves, 2003).

2.2 - TECTÔNICA REGIONAL

Para uma melhor compreensão do contexto tectônico da área de estudo, inicia-se seu desenvolvimento a partir do Supercontinente Rodínia, o qual teve sua ruptura iniciada entre 700 e 750 Ma (Hoffman, 1991).

Fuck *et al.* (2008) destacam que alguns pequenos blocos continentais de diferentes origens e ambientes geológicos e geográficos, como os fragmentos cratônicos São Luís e Luís Alves e o Bloco Rio Apa, não tem sido considerados nas reconstruções clássicas do Rodínia nas últimas décadas. Observam que existem grandes blocos crustais, como os Blocos Paranapanema e Parnaíba, encobertos sob as bacias sedimentares Fanerozóicas do Paraná e Parnaíba, respectivamente, que também estão ausentes em todas as reconstruções do Rodínia. Diante dessas circunstâncias, os autores dissertam sobre a confiabilidade dos mapas de Rodínia, já que diversos desses fragmentos não estão incluídos nas reconstruções e propõem um mapa esquemático para o Rodínia na América do Sul (Figura 2.5).

A ruptura do Rodínia levou à dispersão de diversos fragmentos cratônicos, de dimensões microcontinentais, que foram posteriormente reagrupados durante sucessivas colisões, abrangendo todo o Neoproterozóico (Cordani *et al.*, 2003). Terrenos alóctones de vários tamanhos são compreendidos nas grandes áreas de colagem que exibem a marca do Ciclo Brasileiro/Pan-Africano, entre 700 e 500 Ma (Brito-Neves e Cordani, 1991), período da formação do Gondwana. A Província Tocantins é um representante do Orógeno Brasileiro/Pan-Africano, formado entre três blocos continentais principais: Cráton Amazônico, Cráton São Francisco/Congo e Cráton do Paraná (Pimentel *et al.*, 2000).

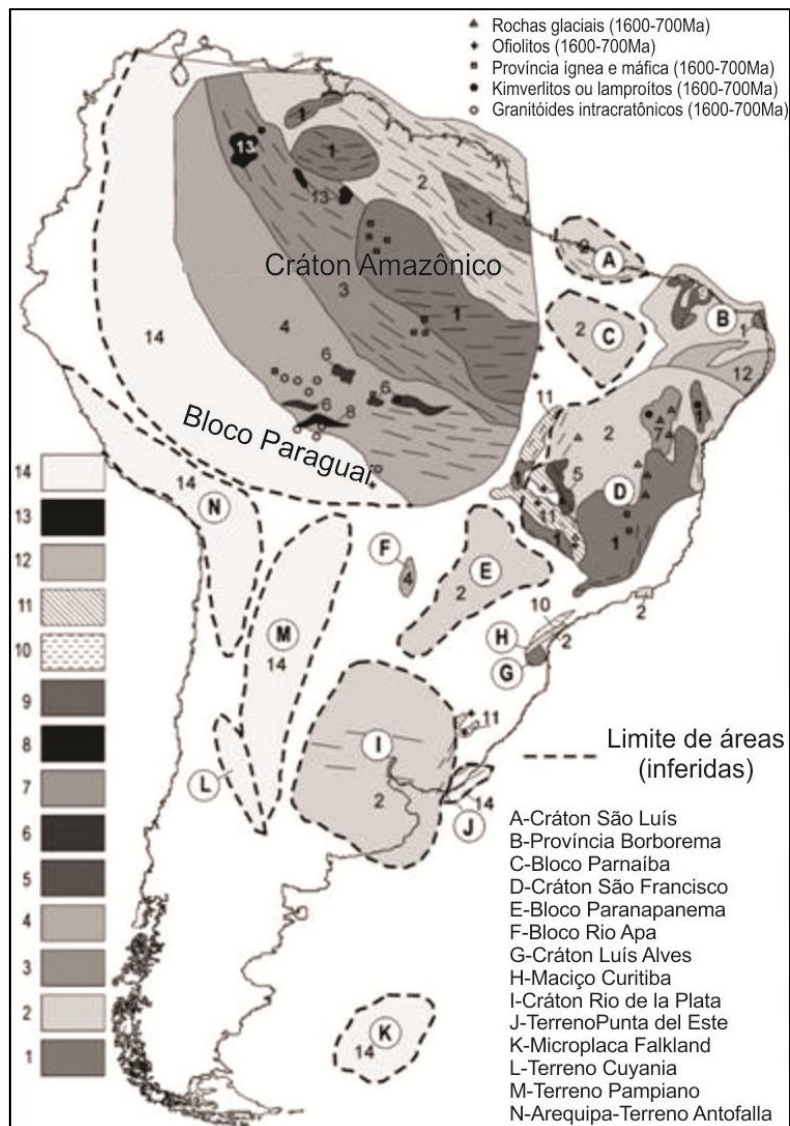


Figura 2.5 – Mapa esquemático do Supercontinente Rodínia na América do Sul (Fuck *et al.*, 2008).

A análise da história do Gondwana Ocidental revela um complexo arranjo de grandes, médios e pequenos segmentos crustais nas zonas internas e externas dos cinturões Neoproterozóicos Brasileiro e Pan-Africano, muitos dos quais incluem fragmentos que descendem do Rodínia. A Figura 2.6 apresenta as diferentes assembleias de blocos neoproterozóicos, e mostra arranjos paleogeográficos presumidos antes do Orógeno Brasileiro e após a amalgamação do Gondwana (Fuck *et al.*, 2008).

A amalgamação das placas litosféricas e dos blocos cratônicos da porção oeste do Gondwana ocorreu durante dois eventos principais: (i) há aproximadamente 650 Ma, durante a formação do proto-Gondwana; e (ii) há 300 Ma, com a formação do Supercontinente Pangea, durante a fusão entre Gondwana, Laurentia, China Sul e Eurásia. O primeiro evento tem grande representatividade no território brasileiro, o segundo é restrito a reflexos distais da acreção de terrenos alóctones que teve lugar no cinturão proto-Andino entre o Paleozóico Superior e Mesozóico Inferior (Bizzi e Vidotti, 2003).

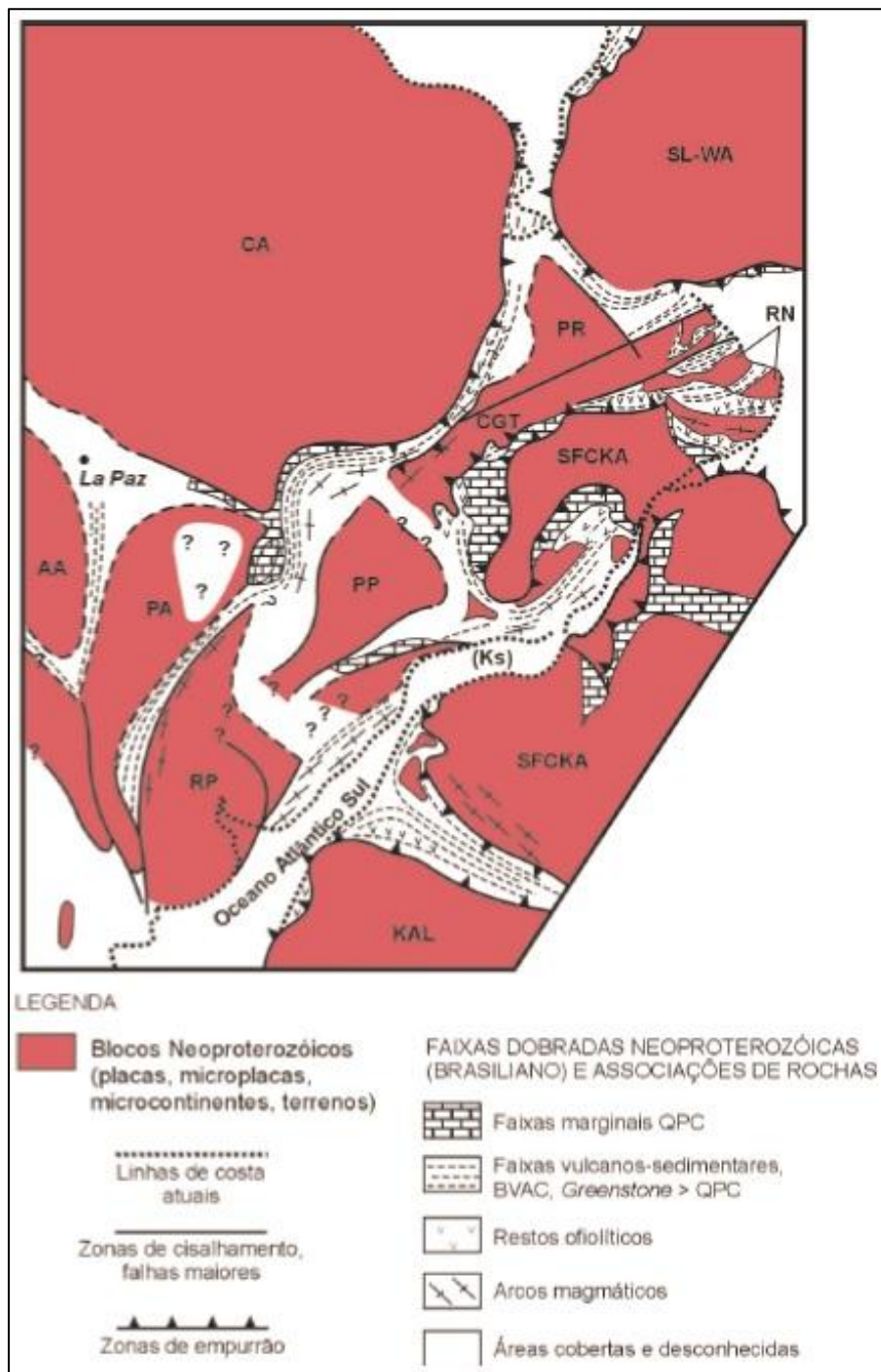


Figura 2.6 – Mapa da paleogeografia Neoproterozóica (modificado de Almeida *et al.*, 2000; Schobbenhaus e Brito Neves, 2003). Blocos Neoproterozóicos e os diferentes tipos de cinturões Neoproterozóicos que os circundam. CA – Amazônico; PR – Parnaíba; SL-WA – São Luís–West Africa; RN – Rio Grande do Norte; SFCKA – São Francisco-Congo-Kasai-Angola; AA – Arequipa-Antofalla; PA – Pampla; RP – Rio de La Plata; PP – Paranapanema; KAL – Kalahari.

Com a fragmentação do Pangeia, os continentes começaram a tomar o posicionamento que têm hoje. Esta ruptura e o início da deriva começaram há cerca de 200 Ma. Há aproximadamente 150 Ma o iniciou-se a abertura do Oceano Atlântico, e Gondwana (Índia, Antártida e Austrália) começou a se separar da África. Há 66 Ma a costa do Atlântico Sul abriu-se e alargou-se (Blake, 2006).

2.3 - LINEAMENTO AZIMUTE 125°

Um dos primeiros estudos sobre o Lineamento Azimute 125° (Az 125°) e as intrusões kimberlíticas associadas foi realizado por Bardet (1977). Em um de seus livros, ele descreveu a existência de uma grande sucessão de depósitos de diamantes alinhados em uma faixa orientada ESE - WNW (N 125° E) com comprimento de 1800 km e largura de 200 a 300 km. Próximo à cidade de Coromandel, as mineralizações kimberlíticas já haviam sido descobertas há algum tempo, mas não foram tão relevantes nas pesquisas realizadas no fim da década de 1960. Bardet (1977) observou que a ocorrência desses diamantes, do sudoeste de Goiás até o Paraguai, confundiam os pesquisadores, uma vez que os kimberlitos pareciam estar fora das regiões onde normalmente eram encontrados. O autor apontou que as ocorrências kimberlíticas nesta zona não eram controladas tectonicamente pela Sinéclise do Paraná, embora a mesma pudesse desempenhar este papel, pois o lineamento continua 1000 km para oeste, além dos limites ocidentais da estrutura da sinéclise.

Brajnikov (1953) tentou esclarecer as direções das fraturas do centro-leste do Brasil, a partir da identificação de três sistemas ortogonais principais:

- i) 15° e 105° - fraturas mais antigas, profundas e morfogênicas;
- ii) 50° e 140° - fraturas mais jovens, menos significativas, porém economicamente interessantes; e
- iii) 67° e 157° - um sistema de fraturas menos conhecido, com idade aproximada do primeiro sistema, porém mais recente.

O mesmo autor observou que o ângulo de ajuste de rotação do Bloco Guiano-Brasileiro em relação à África, cerca de 40°, foi encontrado a partir de direções do primeiro sistema, que na África se apresenta com as direções 55° e 145°. Mas a direção 125° não aparece na África e ele propôs uma hipótese alternativa: este lineamento seria a cicatriz de uma zona de fraqueza antiga do Gondwana. A abertura do oceano Atlântico e a consequente rotação do continente Sul-Americano o levou à sua posição atual.

Wilson (1965) aponta que a localização de falhas transformantes foi determinada por antigas linhas de fraqueza que existiam no bloco continental, antes da formação da disjunção das fendas oceânicas. Essas falhas transformantes causaram o deslocamento do que é conhecido como pico aparente meso-atlântico durante a expansão oceânica.

Fuller (1971) estudou a influência destas estruturas (correspondentes ao prolongamento a leste das falhas atuais do pico do Atlântico Sul), e apresentou a hipótese de que estas estiveram sobre o embasamento pré-cambriano do continente africano. Ele propôs que a

África manteve sua posição angular inicial em relação ao rifte. No Atlântico Sul, essas falhas transformantes tem uma direção N 85° E. Essa direção, quase leste-oeste, desempenha um papel importante na localização dos kimberlitos na África. Falhas na direção 355° também são encontradas com frequência na distribuição das ocorrências kimberlíticas africanas (Bardet, 1977).

Essas áreas de fraqueza preexistentes à disjunção e à expansão do Oceano Atlântico devem ser encontradas no Bloco Guiano-Brasileiro, em sua posição original na época. A orientação do lineamento diamantífero do centro do Brasil corresponde à direção das falhas transformantes do Atlântico Sul. Essa estrutura pode ser o prolongamento daquela que passa pela Ilha de Santa Helena e pelas ilhas de rochas alcalinas de Martin Vaz e Trindade (Bardet, 1977).

Com a ruptura do Supercontinente Gondwana e a consequente separação das placas litosféricas da América do Sul e da África, iniciou-se a formação do Oceano Atlântico, porções Equatorial e Meridional. Em sua região mediana, onde as duas placas divergem devido ao acréscimo de nova crosta oceânica, elevou-se a Dorsal Médio-Atlântica (Almeida, 2006). Na região axial dessa cadeia desenvolveu-se um vale de rifte, sítio de surgimento do magma basáltico. Esse rifte é seccionado por falhas transformantes presentes e ativas entre dois de seus segmentos consecutivos. Com o prosseguir do espalhamento da crosta, nela subsistem os traços inativos deixados pelas falhas transformantes pretéritas, os quais constituem as zonas de fratura. Se em sua deriva a placa passar sobre um *hot spot* ou uma pluma mantélica, essas zonas de fraqueza podem atuar como conduto de magma (Almeida, 2006).

Ferrari e Riccomini (1999) propuseram que a Cadeia Vitória-Trindade, resultado da reativação da Zona de Fratura Vitória-Trindade em conjugação com a Pluma de Trindade, se prolonga para a área continental emersa até a região da Província Alcalina do Alto Paranaíba.

Alves *et al.* (2006) também apresentaram a ideia do prolongamento da Zona de Fratura de Vitória-Trindade (ZFVT) para a plataforma continental, propondo a denominação Lineamento Sismo Magmático Alcalino Trindade-Poxoréu/Alto Paranaíba para o Lineamento Az 125°. Verificaram que as diferentes orientações do lineamento podem ser reflexo das variações de velocidade de expansão e secundariamente uma mudança na posição do polo de rotação da placa.

Gonzaga e Tompkins (1991) descreveram a ocorrência de diversos corpos kimberlíticos no Brasil distribuídos em zonas arqueadas e falhadas, nas bordas das bacias do Paraná e Parnaíba, segundo três grandes lineamentos, onde o mais importante deles é o Lineamento Az 125°. Os autores mencionaram que associadas ao Lineamento Az 125° ocorrem: na região do

estado do Rio de Janeiro, rochas sieníticas e fonólitos; no Triângulo Mineiro, carbonatitos e kimberlitos; e em Goiás, corpos ultrabásicos alcalinos e lamprófios. Também observaram que kimberlitos mineralizados estão diretamente relacionados ao lineamento nas províncias Paranatinga e Aripuanã (Mato Grosso). Os autores apresentaram uma subdivisão, em cinco segmentos, para o Lineamento Az 125° (Figura 2.7):

- i) Segmento Brasileiro (SF);
- ii) Segmento Brasileiro (CK);
- iii) Segmento Brasileiro (DL);
- iv) Segmento Parguazense (PA); e
- v) Segmento Rondoniense (RO).

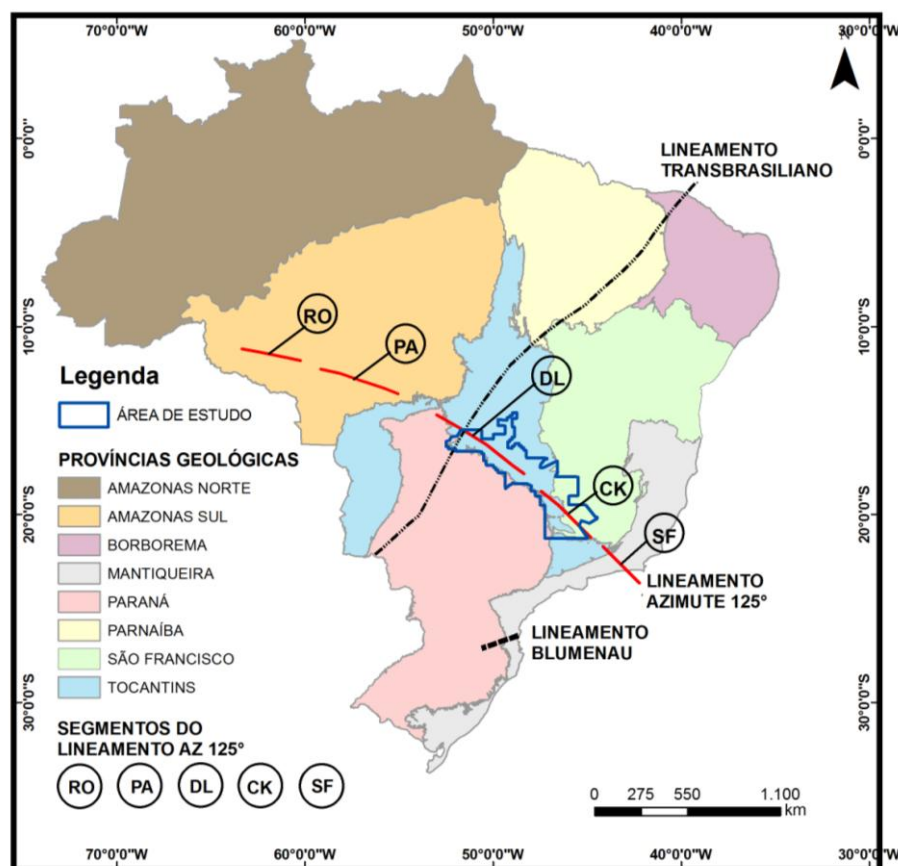


Figura 2.7 - Mapa do Brasil apresentando os Lineamentos Az 125°, Transbrasiliano e Blumenau (modificado de Gonzaga e Tompkins, 1991; Delgado *et al.*, 2003; Schobbenhaus e Brito Neves, 2003; Curto *et al.*, 2013).

O presente estudo se concentra na região dos Segmentos Brasileiros DL e CK, sendo este último considerado o mais importante quanto ao número de corpos kimberlíticos e carbonatíticos associados, ambos do Cretáceo Superior. O último evento termotectônico que

ocorreu neste segmento foi o Brasileiro (950-520 Ma; Cordani *et al.*, 2013), o que indica um ambiente geológico não propício a fontes primárias mineralizadas. Isto ocorre devido ao fato que todas as mineralizações significativas em kimberlitos e lamproítos estão localizadas em áreas do mundo nas quais o último evento termotectônico ocorreu a mais de 1.500 Ma (Gonzaga e Tompkins, 1991). A Tabela 2.1 resume informações do Lineamento Az 125° mostrando o último evento termotectônico, tipos litológicos e idades das intrusões. É observado que as intrusões apresentam idades mais jovens de NW para SE.

Tabela 2.1 – Sumário Geral do Lineamento Az 125° (Gonzaga e Tompkins, 1991).

SEGMENTO	ÚLTIMO EVENTO TERMOTECTÔNICO	PRINCIPAIS TIPOS DE INTRUSÕES	IDADES DEAS INTRUSÕES
SF	Brasiliano (520 - 950 Ma)	Nefelina-sienitos e fonólitos	Cretáceo Superior a Terciário (87 -53 Ma)
CK	Brasiliano (520 - 950 Ma)	Carbonatitos, kimberlitos e lamproítos	Cretáceo Superior a Terciário (87 -80 Ma)
DL	Brasiliano (520 - 950 Ma)	Rochas ultrabásicas alcalinas, lamprófiros e kimberlitos	Cretáceo Superior
PA	Parguazense (1.500 – 1.600 Ma)	Kimberlitos	Cretáceo (121 Ma)
RO	Parguazense (1.500 – 1.600 Ma)	Kimberlitos	Cretáceo

Gonzaga e Tompkins (1991) observaram que no Segmento CK os corpos kimberlíticos e os complexos carbonatíticos estão distribuídos ao longo do Lineamento Az 125° (Figura 2.8).

Schobbenhaus *et al.* (1975) definiram o Lineamento AZ 125° na região do Triângulo Mineiro como Lineamento Alto Paranaíba.

Almeida e Svisero (1991) interpretaram que as grandes zonas de fraturas refletidas pelos lineamentos da Província Ígnea do Alto Paranaíba (PIAP) controlaram o posicionamento de kimberlitos e rochas associadas.

O estudo mais recente que destaca o Lineamento Az 125° foi realizado por Bulanova *et al.* (2010), no qual a área de Juína é indicada como uma das muitas expressões do vulcanismo alcalino do Cretáceo ao longo do Lineamento Az 125°.

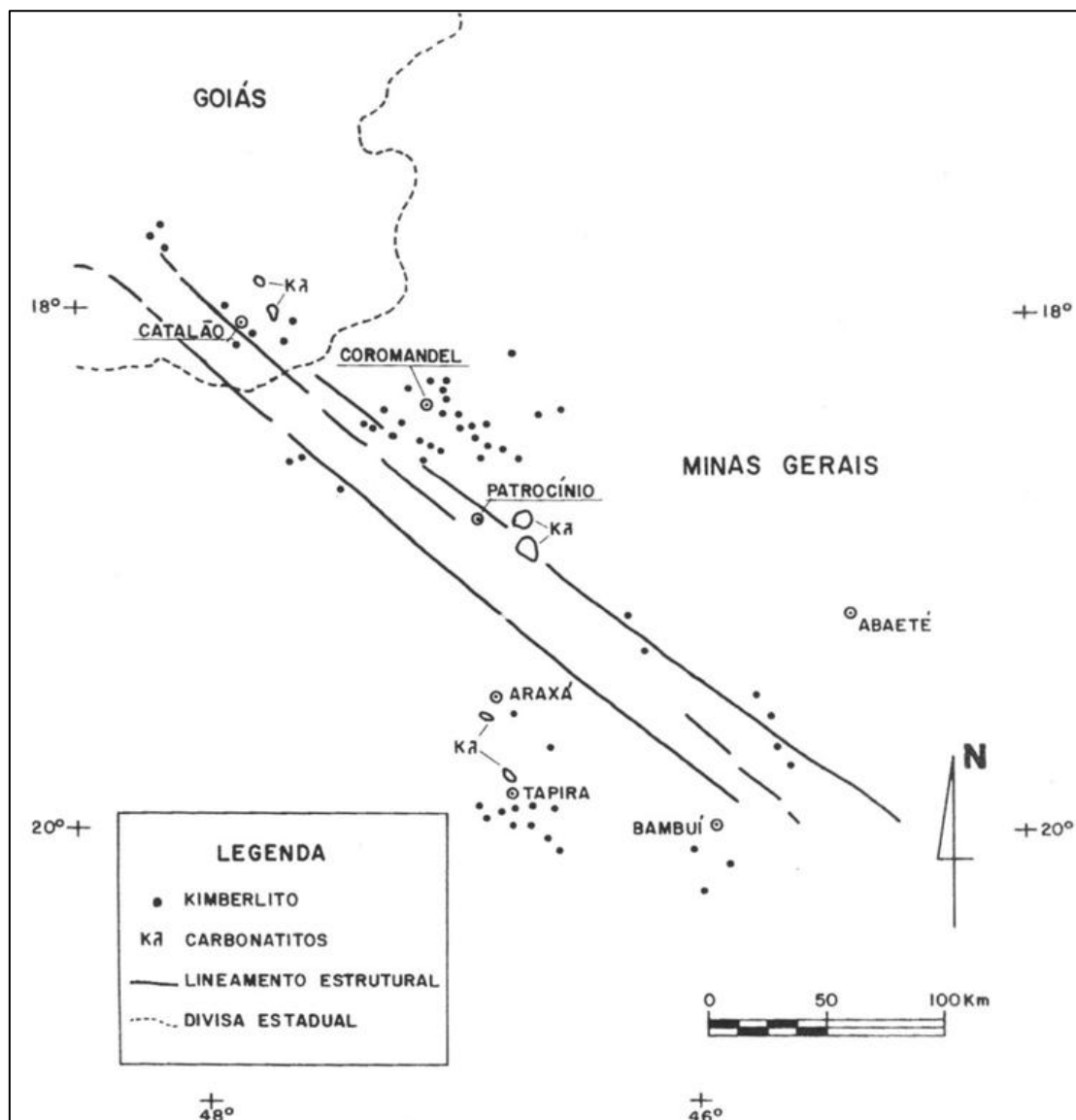


Figura 2.8 – Segmento CK do Lineamento AZ 125° apresentando dezenas de kimberlitos e os principais complexos carbonatíticos da Província Ígnea do Alto Paranaíba, em Minas Geraís e Goiás (Schobbenhaus *et al.*, 1984; Gonzaga e Tompkins, 1991).

2.4 - A PLUMA MANTÉLICA DE TRINDADE E SUA RELAÇÃO COM A ATIVIDADE MAGMÁTICA NO CRETÁCEO SUPERIOR

Desde a primeira descrição de *hot spots* por Wilson (1963), o termo pluma mantélica (Morgan, 1971) tem sido aplicado para uma ampla gama de fenômenos. A pluma mantélica mais conhecida é a localizada sob o Havaí. A deriva de uma litosfera oceânica sobre uma região anômala quente e estacionária no manto ($T_p \sim 1550 \text{ }^\circ\text{C}$, Watson e McKenzie, 1991) levaram à erupção de uma série de ilhas vulcânicas. Elas formaram um rastro linear pelo assoalho oceânico, exibindo uma progressão de idade em direção ao fim da cadeia ativa (Greenwood, 2001).

Muitas das províncias alcalinas cretáceas brasileiras estão situadas próximas a arcos litosféricos e grandes lineamentos, os quais têm sido considerados como os maiores controladores tectônicos no magmatismo Cretáceo (Almeida e Svisero, 1991; Tompkins, 1991; Meyer *et al.*, 1994). Marsh (1973) sugeriu que algumas províncias ígneas alcalinas brasileiras cretáceas são expressões continentais de falhas transformantes que se desenvolveram durante a abertura do Oceano Atlântico Sul. Ulbrich e Gomes (1981) relacionaram a localização de muitas províncias ígneas cretáceas a *hot spots*, com exceção da PAAP, a qual eles sugeriram ser controlada por feições estruturais antigas.

Almeida (1986) propôs que os locais de atividade magmática Cretácea foram controlados por zonas de fraquezas estruturais reativadas no embasamento e flexuras tectônicas relacionadas ao preenchimento Mesozóico da Bacia do Paraná. Almeida e Svisero (1991) sugeriram que os kimberlitos ao longo do Lineamento Az 125° foram ali posicionados devido à reativação do lineamento durante o Cretáceo Superior ou devido a um *hot spot*.

Gibson *et al* (1995) sugeriram que as fusões que deram origem às rochas magmáticas máficas potássicas da PAAP foram geradas a partir do manto litosférico por meio de condução e advecção por fusão da astenosfera com alta temperatura potencial, por exemplo, pluma mantélica. As reconstruções das movimentações das placas tectônicas realizadas por Morgan (1983) sugerem que o centro do *hot spot* de Trindade esteve localizado abaixo da PAAP há aproximadamente 90 Ma. Gibson *et al.* (1995) propuseram que o magmatismo máfico alcalino há 85 Ma na PAAP e na PAGO representa o impacto do início da pluma na base do manto litosférico subcontinental.

Apesar do fato de todo o magmatismo do Cretáceo Superior ter sido focado nos cinturões móveis, a contribuição predominante da fonte de fusão parece ter variado muito. Por exemplo, o vulcanismo na PAAP - localizada na Faixa Brasília (Figura 2.9), na parte sul da suposta zona de impacto da Pluma de Trindade no Cretáceo Superior - foi dominado por kimberlitos, kamafugitos e lamproítos (Gibson *et al.*, 1997). Xenólitos do manto sugerem que alguns desses magmas máficos potássicos foram gerados a profundidades maiores que 150 km (Leonardos *et al.*, 1995). Elementos-traço e relação isotópica indicam que a contribuição predominante da fonte de fusão estava sob o manto litosférico subcontinental (Gibson *et al.*, 1995). Mobilização de rápida fusão de partes ricas em potássio e voláteis do manto litosférico subcontinental pode ter sido provocado pelo calor transferido por condução e por advecção da fusão derivada da Pluma de Trindade subjacente (Gibson *et al.*, 1995). Em contraste com a PAAP, a evidência geoquímica citada acima sugere que, no setor noroeste da provável zona de impacto da Pluma de Trindade no Cretáceo Superior (Província Ígnea de Poxoréu - PIP), a

convecção do manto subjacente foi a fonte de fusão predominante de magmas basálticos. Dados de concentração de Elementos Terras Raras nos magmas da PIP sugerem que os mesmos derivaram de profundidades mais rasas (~ 80 – 100 km) do que os magmas da PAAP (Gibson *et al.*, 1997).

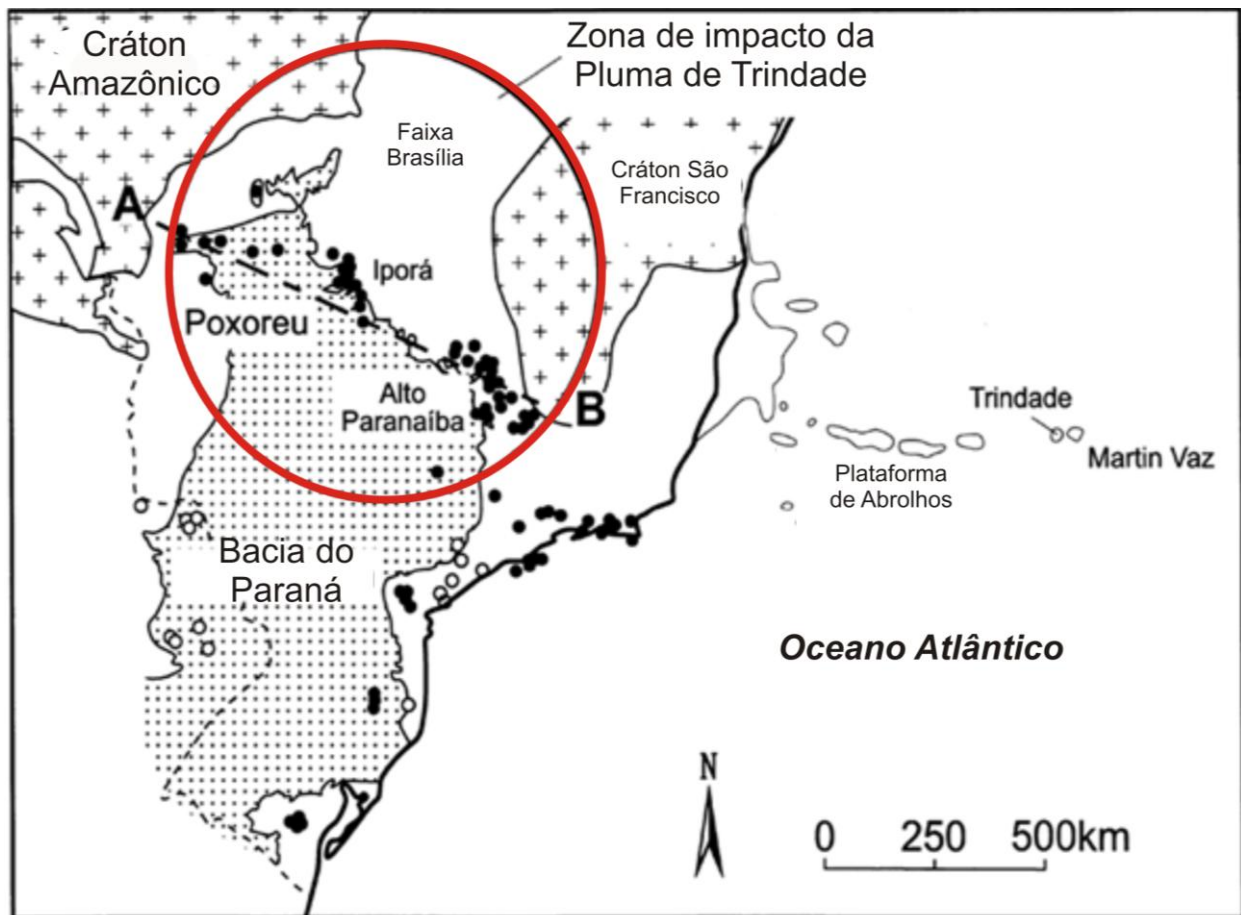


Figura 2.9 – Provável zona de impacto da Pluma de Trindade (Gibson *et al.*, 1995). A localização da zona de impacto inicial da pluma em 85 Ma é baseada nas idades das rochas máficas alcalinas, junto com as evidências das reconstruções das placas tectônicas (Morgan, 1983; O'Connor e Duncan, 1990). Círculos abertos mostram os locais de magmatismo máfico alcalino do Cretáceo Inferior e os círculos preenchidos mostram a localização do magmatismo máfico alcalino do Cretáceo Superior e Terciário (modificado de Gibson *et al.*, 1997).

O grau de ascensão e a descompressão da fusão no momento inicial da Pluma de Trindade foram fortemente influenciados pela espessura heterogênea do manto litosférico subcontinental sobrejacente. Em áreas de litosfera relativamente mais fina (por exemplo, Alto Paranaíba) acredita-se que o calor transferido por condução e advectado por fusões derivadas da pluma causou a fusão de partes ricas em potássio do manto litosférico subcontinental. Durante o Cretáceo Superior, o manto litosférico subcontinental parece ter sido consideravelmente mais fino abaixo da PIP do que da PAAP. Inicialmente, essa não é uma situação esperada, tendo em vista que as duas províncias foram posicionadas em cinturões móveis Proterozóicos e nas margens de grandes crátons (Amazonas e São Francisco).

Diferentemente da PAAP, o posicionamento da PIP parece ter sido associado a um grande evento de extensão litosférica e ao início do Rifte Rio das Mortes (Gibson *et al.*, 1997). Os autores propuseram que essa extensão litosférica abaixo do leste brasileiro permitiu uma ascensão do manto relativamente grande e descompressão da pluma.

Gibson *et al.* (1997) observaram que, apesar do fato de que a PIP cobre uma ampla área, o volume de magmas máficos irrompidos ou posicionados próximos à superfície parece ser pequeno, quando comparado àquele associado ao impacto de outras plumas mantélicas (por exemplo, províncias de derrames basálticos continentais).

O magmatismo ocorrido há aproximadamente 85 Ma, a elevação extensiva e a erosão na parte sul do Brasil e do Paraguai são consistentes com a hipótese do impacto inicial da Pluma de Trindade e sua cabeça com diâmetro de 1000 km ou mais. Entre 85 e 52 Ma o rastro da cauda da Pluma de Trindade passou sem atividade magmática sobre o Cráton São Francisco a uma velocidade de 3.6 cm/ano, enquanto a Placa Sul-Americana se movimentava para oeste (Thompson *et al.*, 1998). Evidências físicas de que isso realmente aconteceu estão preservadas como uma anomalia de geoide linear positiva, que se estende sob o Cráton São Francisco, entre a PAAP e o monte submarino de Vitória. Nesse mesmo intervalo, um lineamento de centros ígneos foi formado progressivamente ao longo de uma tendência ESE na região de litosfera fina da Serra do Mar, a cerca de 500 km a sul do rastro da Pluma de Trindade. O início desse magmatismo migrou a cerca de 2.0 cm/ano (Thompson *et al.*, 1998). Os mesmos autores propuseram que, entre 80 e 55 Ma, a Pluma de Trindade foi defletida pela base litosférica profunda do Cráton São Francisco, fluindo para sul até que pudesse descomprimir e sofrer fusão parcial abaixo da litosfera fina de um cinturão móvel já formado.

Siebel *et al.* (2000) observaram por meio dos dados já publicados ao longo do rastro da Pluma de Trindade (Abrolhos, Poxoréu, Alto Paranaíba, Serra do Mar) que este pode ser explicado por um modelo de pluma convencional. Concentrações de determinados elementos são mais baixas em Poxoréu e Abrolhos do que em Trindade. Dada uma composição isotópica relativamente homogênea, isso pode refletir diferentes graus de fusão parcial de uma fonte de pluma comum. As lavas de Trindade mostram uma forte assinatura de granada residual. Isso indica que as fusões foram geradas no campo de estabilidade da granada-lherzolita. As lavas de Abrolhos e Poxoréu foram originadas da mesma fonte mantélica, porém, a pressões mais baixas, grau de fusão mais alto e com mineralogias residuais diferentes. As lavas do Alto Paranaíba e, em menor extensão, as da Serra do Mar, ambas situadas em crosta continental Paleozóica ou mais antiga, são diferentes das lavas das outras províncias ao longo do rastro da pluma e essas diferenças podem ser explicadas em termos de mistura de uma fonte OIB

(Basalto de Ilhas Oceânicas) similar à encontrada abaixo de Trindade e elementos-traço enriquecidos do manto subcontinental.

Entretanto, a hipótese das plumas mantélicas de procedência profunda proposta por Morgan (1971) recentemente vem sendo questionada por Ernesto (2005). A pesquisadora reconstituiu a posição da América do Sul para 130, 80 e 50 Ma passados, levando em consideração a posição aparente dos polos geomagnéticos a partir do Cretáceo Inferior (± 120 Ma), das rochas alcalinas brasileiras e algumas outras do continente, assim como anomalias magnéticas da crosta oceânica. Admitiu que se os *hot spots* fossem fixos no manto profundo o magmatismo neocretaceo da Serra do Mar, PAGO e PAAP estaria fora da área de atuação da Pluma de Trindade, a menos que se admitisse a hipótese de uma pluma mantélica quente poder se deslocar centenas de quilômetros de sua posição inicial, como foi suposto por Thompson *et al.* (1998) para o movimento (aparente) da Pluma de Trindade. Anderson (2000) julgou desnecessária a hipótese de plumas no manto profundo das quais se elevariam “*hot spots*”, pois diversos fatores geofísicos que cita são causadores de elevações locais de temperatura abaixo das placas litosféricas, de até $\pm 150^\circ\text{C}$ a $\pm 200^\circ\text{C}$, de tal modo podendo originar frações fundidas capazes de formar *hot spots* no manto superior. Também Courtillot *et al.* (2003) consideraram que nem todos os *hot spots* originam-se em plumas mantélicas profundas, mas podem ser feições do manto superior ligadas à astenosfera como réplicas passivas das formas de rompimento litosférico.

2.5 – CONTEXTO GEOFÍSICO REGIONAL

Assinaturas dos distintos processos tectono-magmáticos na região de estudo podem ser encontradas em diversas estruturas da litosfera e podem ser acessados por meio de diferentes métodos geofísicos. A integração das informações obtidas com os diferentes métodos é a melhor maneira de avaliar essas assinaturas, pois cada método responde de forma diferente a essas heterogeneidades subsuperficiais conforme as propriedades físicas envolvidas e a profundidade em que se situam.

Pinto (2003) interpretou uma anomalia Bouguer positiva centrada na parte sudeste do Cráton São Francisco como sendo produzida por um afinamento crustal de 4 km e um contraste de densidade entre a crosta e o manto de $+500 \text{ kg/m}^3$. Tal afinamento pode ter sido produzido por erosão de uma porção substancial da parte superior da litosfera em consequência de um aquecimento das rochas na base da litosfera há milhões de anos que provocou um soerguimento regional da área. Leite (2005) realizou modelagem direta para estimar o efeito do afinamento crustal sobre a anomalia do geóide. O autor observou que a

porção sudeste do Cráton São Francisco apresenta uma anomalia geóide positiva, incomum de se encontrar em regiões cratônicas. Uma hipótese descrita por ele é a de que a litosfera nessa porção sofreu importante variação de densidade em função da variação de temperatura associada a uma anomalia térmica entre 80 e 55 Ma. Este evento teria dado origem ao magmatismo responsável pelas rochas alcalinas da região (Thompson *et al.*, 1998).

Assumpção *et al.*, (2004b) observaram, por meio dos resultados de tomografia sísmica no sudeste do Brasil, que a média da velocidade das anomalias sob as intrusões alcalinas de 85 – 50 Ma é significativamente mais baixa do que a média regional. O estudo também mostrou que as anomalias sob as intrusões mais antigas tem velocidades mais altas do que a média regional. Isso suporta a hipótese de que as baixas velocidades sob as províncias alcalinas são efeitos termais residuais do impacto da ascensão do manto em determinadas áreas de litosfera mais fina, o que é consistente com a proposta da Pluma de Trindade (Gibson *et al.* 1995, 1997). Os dados de tomografia sísmica mostram que os efeitos da pluma podem ter contribuído para preservar a topografia da litosfera/astenosfera. Ainda neste estudo, os autores propõem que zonas de fraqueza podem ser causadas por anomalias de temperatura da ordem de 100°C, e este tipo de anomalia térmica na litosfera poderia ser causada, por exemplo, por uma pluma.

Os cálculos das anomalias de geóide para o sudeste do Brasil efetuados por Molina e Ussami (1999) mostram uma anomalia com raio de 300 km que se correlaciona com a região que inclui entre outras a Província Alcalina Alto Paranaíba (PAAP) e rochas vulcânicas alcalinas mais jovens (50 Ma) do Rio de Janeiro e Serra do Mar (Thompson *et al.*, 1998). Molina e Ussami (1999) sugerem que parte dessa anomalia é causada por uma diminuição de densidade devido a uma anomalia térmica presente no manto sob a região e um aumento de densidade no interior da crosta devido a intrusões magmáticas. Tanto a diminuição de densidade como a intrusão magmática podem provocar soerguimento e erosão. A deformação circular imposta pela subida de um ponto quente ou pluma (Gibson *et al.*, 1995; Thompson *et al.*, 1998) definiu um limite erosional circular e parte deste pode ser observado na forma do limite erosional da cobertura da Formação Bambuí, a NW de Belo Horizonte (Molina e Ussami, 1999).

Rocha (2003) observou uma anomalia de baixa velocidade sob a região de Iporá (GO), interpretada anteriormente por Escalante (2002) como possível região de impacto inicial da Pluma de Trindade (Gibson *et al.* 1995, 1997). Sob a Província Ígnea de Poxoréu, na parte sul do estado de Mato Grosso, Rocha (2003) interpretou uma anomalia de baixa velocidade como uma continuidade do processo de magmatismo do Cretáceo Superior relacionado ao

afinamento litosférico, indicando que nesta região podem existir mais estruturas relacionadas ao efeito inicial da Pluma de Trindade. Schimmel *et al.* (2003) descrevem que as áreas de intrusões alcalinas do Cretáceo Superior são caracterizadas por anomalias rasas de baixa velocidade. Dados de tomografia sísmica interpretados por Rocha (2008) endossam a hipótese de que as províncias ígneas tenham se originado de material gerado por uma pluma.

Rocha *et al.* (2011) observaram que, a profundidades entre 100 e 250 km, essas anomalias de baixa velocidade coincidem com as regiões das províncias de intrusões alcalinas do Cretáceo Superior. O modelo de tomografia sísmica interpretado por Rocha *et al.* (2011) foi comparado ao modelo proposto por Gibson *et al.* (1995, 1997), o qual correlaciona a origem das intrusões alcalinas do Cretáceo Superior com o ponto inicial de impacto da Pluma de Trindade, e eles observaram que existe correspondência entre as províncias e as anomalias. Também observaram que anomalias de alta sismicidade concordam com as áreas de baixa velocidade, e são confirmadas pelas inversões de dados magnetotélúricos realizadas por Bologna *et al.* (2006). Rocha *et al.* (2011) acreditam que a relação entre as anomalias de baixa velocidade de tomografia sísmica e as anomalias de alta sismicidade indicam concentração de tensão na crosta superior causada por afinamento litosférico, provavelmente relacionado à Pluma de Trindade.

Por meio de dados de investigação magnetotélúrica, Bologna (2001) observou uma anomalia crustal mapeada sob a PIAP à profundidade de 10 km e a interpretou como uma camada anisotrópica na crosta médio-inferior da província. O resultado da inversão de seus dados mostra uma espessura elástica da litosfera na região da província da ordem de 130 km, que se afina sob as Bacias do Paraná e São Franciscana, o que implica em uma litosfera mais frágil nas extremidades da área. O autor também sugere um modelo de resistividade que reflete as condições termo-tectônicas do Cretáceo: a alta resistividade da parte central implica em uma litosfera mais fria e/ou mais desidratada em relação às extremidades. O modelo geológico a grandes profundidades considera a transição da camada resistiva para a camada condutora, situada aproximadamente entre 100 e 160 km, como o limite geológico da litosfera-astenosfera.

Bologna *et al.* (2006) observaram uma correlação espacial entre os dados de condutividade do manto superior e o magmatismo máfico-potássico do Brasil central. Os autores notaram que rochas de afinidade kamafugítica tendem a ocorrer em regiões de condutividade elevada a profundidades rasas do manto superior, considerando que as associações kimberlíticas e lamproíticas ocorrem em áreas resistivas. Regiões adjacentes sob carbonatitos podem também apresentar anomalia de condutividade por causa da associação

da fonte mantélica entre carbonatitos e kamafugitos (Brod *et al.*, 2000b). Os resultados obtidos por Bologna *et al.* (2006) mostram uma litosfera fina duradoura que não favorece o modelo da pluma mantélica Mesozóica agindo como a principal fonte de magmatismo na região da PIAP. Segundo eles, se as Plumas de Trindade ou Tristan da Cunha tiveram algum papel no vulcanismo da província, esse não foi o fornecimento de magma, mas apenas de calor para acionar a atividade magmática.

Dados de sísmica usando a função do receptor mostram que na região central da Faixa Brasília as espessuras crustais diminuem em direção ao Oeste. Na parte sul da Faixa Brasília a espessura crustal é de cerca de 40 km (França, 2003). Dados de refração sísmica e função do receptor interpretados por Assumpção *et al.* (2004b) indicam que o domínio ante-país da Faixa Brasília tem crosta mais fina.

A crosta sob o setor central da Província Tocantins foi dividida em cinco domínios sísmicos por Berrocal *et al.* (2004): i) Cráton São Francisco, com crosta fina de cerca de 42 km; ii) cinturão ante-país, com crosta com espessura de aproximadamente 43 km; iii) Maciço de Goiás, com crosta com cerca de 38 km de espessura; iv) Arco Magmático de Goiás, apresentando crosta de aproximadamente 34 km; e v) Cráton Amazônico/Faixa Araguaia, com crosta de cerca de 39 km.

Soares *et al.* (2006) interpretaram, por meio de dados de refração sísmica profunda, gravimetria e magnetometria, a existência de duas zonas de subducção que operaram com sentidos opostos na formação da Província Tocantins. A mais antiga é representada pela Placa São Franciscana mergulhando para oeste, consumida em sistema de arco de ilhas, e a mais recente pela Placa Amazônica sendo subductada para leste, ambas no Neoproterozóico. A subducção desta última foi interpretada como tendo relação direta com o alto gravimétrico, de forma que o gradiente gravimétrico oeste marca o limite da Placa Amazônica em profundidade. Os autores também geraram modelo crustal para a porção central do Brasil com discontinuidades laterais coincidentes com os limites geológicos de primeira ordem. Os dados de gravimetria revelam uma anomalia positiva na porção central do Brasil que está associada com a crosta mais fina, resultado da delaminação e afundamento da litosfera máfica-ultramáfica desses terrenos, provavelmente induzido pela subducção da litosfera Amazônica. Com a perda da litosfera máfica-ultramáfica, o manto astenosférico ascendeu e ocupou o vazio deixado, gerando o alto gravimétrico do Brasil central. Também foi proposto modelo de evolução para a Província Tocantins, com três etapas principais: i) colisão do Cráton São Francisco com o sistema de arco de ilhas do Arco Magmático de Goiás; ii) colisão

entre os crátons São Francisco e Paranapanema, formando a Faixa Brasília Sul; e iii) colisão entre o Cráton Amazônico e a Faixa Brasília, formando a Faixa Araguaia.

O modelo gerado por Perosi (2006) através de dados refração sísmica profunda mostra que a crosta sob o setor central da Província Tocantins tem entre 36 e 45 km de espessura. Na direção leste a crosta vai ficando mais espessa, de modo que na interface entre o Maciço de Goiás e a faixa de dobras e empurrões de antepaís atinge 43 km de profundidade. A espessura da crosta se afina na região de contato entre a faixa de dobramentos e o Cráton São Francisco atingindo uma espessura de 40 km. O modelo também mostra que a crosta sob o Cráton São Francisco chega a 47 km de profundidade.

Ussami (1999), por meio de resultados de gravimetria, interpretou limites da Placa São Franciscana. No limite oeste/sudoeste, na Província Tocantins, a placa é caracterizada por rigidez elástica alta, o que reforçou a hipótese de junção de três placas litosféricas distintas (Amazônica, Paraná e São Francisco) separadas por um oceano.

Hamza e Muñoz (1996) identificaram uma anomalia de fluxo térmico alto ao longo de uma estreita faixa que se estende do leste da Bolívia até a borda oeste do Cráton São Francisco, e propõem que a ascensão de um magma subcrustal pode ter sido a fonte dessa anomalia.

Dados magnetotelúricos da Bacia do São Francisco na parte noroeste do Estado de Minas Gerais (Porsani e Fontes, 2001) mostram que o embasamento geolétrico está localizado entre 1,5 e 2,0 km de profundidade, e está mais profundo para noroeste e sul da área.

Feng *et al.* (2004) apresentam mapas de tomografia sísmica da América do Sul para profundidades de 30, 100 e 150 km. Os mapas mostram velocidades das ondas S relativamente altas a 150 km de profundidade nas áreas de núcleo Arqueano na porção sudeste do Cráton São Francisco. Essas anomalias são indicativas de uma litosfera mais fina quando comparadas a outras áreas de núcleo Pré-Cambriano.

Sob o Cráton São Francisco e para além de seus limites superficiais foi interpretada uma anomalia de alta velocidade sísmica que sugere que este cráton faz parte de um bloco maior em subsuperfície (Rocha 2008; Rocha *et al.*, 2011). Dados de anisotropia do manto superior apresentam direções de polarização mais rápida da divisão da onda SKS que mostram uma feição no formato de um leque com abertura para oeste em torno do cráton (Assumpção *et al.*, 2006). Esse resultado sugere que a astenosfera contorna a hipotética Placa São Franciscana, e serve como mais um indício de sua existência.

Pádua (2005), em sua interpretação de dados de indução eletromagnética, propõe uma litosfera relativamente espessa (>150 km) e heterogênea abaixo da porção sul do Cráton São

Francisco e das faixas de dobramentos dos terrenos brasileiros, a sudoeste e sul do cráton. Os parâmetros geoeletricos obtidos pelo autor indicam uma litosfera subcrustal com altos valores de resistividade em profundidades que variam de 100 km até pelo menos 200 km, formando quilhas resistivas profundas ao lado de zonas mais condutoras que se aproximam da Moho.

O Cráton São Francisco foi interpretado por meio de dados de tomografia sísmica por Rocha (2003) como uma anomalia de alta velocidade, com suas raízes chegando a 250 km de profundidade. Rocha (2003) observa uma anomalia de baixa velocidade interpretada anteriormente como resto fóssil da Pluma de Tristan da Cunha (VanDecar *et al.*, 1995). A mesma interpretação é feita por Schimmel *et al.* (2003), onde observam uma anomalia cilíndrica de baixa velocidade abaixo da Bacia do Paraná, a qual parece estar confinada no manto superior. Os mesmos autores identificaram uma outra anomalia, sendo esta de alta velocidade sísmica, a qual foi interpretada como um bloco cratônico. Essa mesma anomalia é confirmada nos resultados de tomografia sísmica por tempo de percurso de Rocha *et al.* (2011).

França (2003) por meio de dados sísmicos usando a função do receptor indicou uma espessura crustal sob a Bacia do Paraná de aproximadamente 44 km.

Dados de fluxo térmico na borda norte da Bacia do Paraná apontam uma faixa de anomalia térmica que se estende até o norte do Paraguai. A faixa onde ocorre a mudança no fluxo térmico regional é relativamente estreita, indicando que a fonte de calor está situada em profundidades não maiores que a base da crosta (Gomes e Hamza, 2008). A presença de atividades sísmicas significativas nesta faixa (Assumpção e Neto, 2000) e a anomalia geotérmica foram consideradas como indicativas da existência de uma faixa tectonotermal na borda norte da Bacia do Paraná (Gomes e Hamza, 2008).

2.6 – TEMPERATURA CURIE

O aumento de temperatura altera as propriedades magnéticas dos minerais, provocando o desornamento de seus domínios magnéticos. Quando uma certa temperatura T_c é atingida e ultrapassada, o material perde a magnetização. A temperatura T_c é chamada de temperatura Curie ou Ponto Curie. Cada mineral magnético possui T_c característica (Tabela 2.2) de acordo com sua composição (Figura 2.10). Para a magnetita pura, a temperatura Curie é de 580°C (Nagata, 1961). Um acréscimo no conteúdo de titânio das titanomagnetitas causa uma redução da temperatura Curie. A linha Fe_3O_4 - $TiFe_2O_4$ (magnetita-ulvoespinélio) representa a série das titanomagnetitas (Blum, 1995).

Tabela 2.2 – Propriedades magnéticas dos minerais/elementos (Haggerty, 1979; Blum, 1995).

MINERAL/ELEMENTO	FÓRMULA QUÍMICA	ESTRUTURA MAGNÉTICA	TEMPERATURA CURIE
Ulvoespínélio	Fe_3TiO_4	Antiferromagnética	-153°C
Ilmenita	FeTiO_3	Antiferromagnética	-190°C
Hematita	$\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$	Antiferromagnética Ferromagnetismo Parasítico	680°C
Maghemita	$\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$	Ferrimagnética	400 – 500°C
Magnetita	Fe_3O_4	Ferrimagnética	580°C
Pirrotita	Fe_7S_8	Ferrimagnética	305°C
Ferro	Fe	Ferromagnética	770°C
Cobalto	Co	Ferromagnética	1123°C
Níquel	Ni	Ferromagnética	358°C
Awaruíta	FeNi_2	Ferromagnética	620°C
Wairauíta	CoFe	Ferromagnética	986°C

O conteúdo de titânio de minerais ferromagnéticos diminui com a redução da temperatura e da pressão nas rochas ígneas máficas (Nagata, 1961; Blum, 1995). Neste tipo de rocha, o caráter magnético é influenciado pela ocorrência de óxidos de Fe-Ti magmáticos (Haggerty, 1976) e pela presença de magnetita. Os fatores que controlam a abundância de magnetita em rochas graníticas são pouco conhecidos e a susceptibilidade magnética em rochas metassedimentares é dependente da composição do protólitos (Shive *et al.*, 1992).

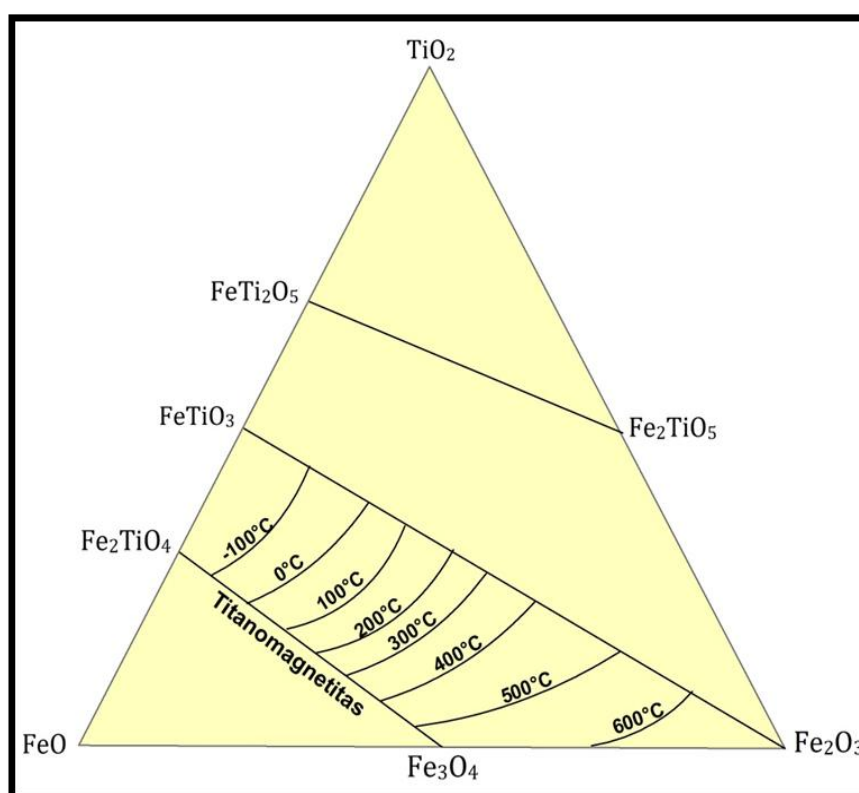


Figura 2.10 – Relações de fase no sistema FeO-Fe₂O₃-TiO₂ mostrando contornos de temperatura Curie (Haggerty, 1979; Blum, 1995).

A temperatura Curie pode ser afetada pela pressão. O acréscimo de pressão aumenta proporcionalmente o valor da temperatura Curie (Schult, 1970).

Os primeiros autores a sugerirem que a profundidade do ponto Curie poderia ser estimada por meio de interpretação magnética de modelos prismáticos foram Vacquier e Affleck (1941), Serson e Hannaford (1957), Alldredge e Van Vôorhis (1961) e Bhattacharyya e Morley (1965).

Diversos métodos foram propostos para fornecer uma avaliação independente das temperaturas crustais a partir de anomalias magnéticas. Tais métodos geralmente assumem que o grau de profundidade das fontes magnéticas crustais corresponde à temperatura Curie, ou seja, a temperatura em que as rochas perdem sua magnetização espontânea, por exemplo, ~580°C para a magnetita (Bouligand *et al.*, 2009). Estes métodos geralmente são desenvolvidos no domínio de Fourier por meio da análise do espectro de potência calculado a partir das anomalias aeromagnéticas (Spector e Grant, 1970; Okubo *et al.*, 1985; Xia, 1986; Blum, 1995) e dependem da presunção sobre a distribuição da magnetização crustal (Fedi *et al.*, 1997; Ravat *et al.*, 2007).

Métodos mais recentes assumem que a magnetização crustal é uma função aleatória de posição caracterizada por um espectro de potência de densidade (Connard *et al.*, 1983; Blakely, 1988; Tanaka *et al.*, 1999; Ross *et al.*, 2006). No entanto, outros estudos sugerem que a magnetização crustal segue o comportamento fractal (Maus *et al.*, 1997; Bouligand *et al.*, 2009), onde o espectro de potência da magnetização é assumido como sendo proporcional ao número de onda elevado a uma potência fractal (β).

A determinação de várias profundidades Curie em uma região permite o traçado de um mapa de isoterma Curie ou superfície Curie (Blum, 1995). Uma superfície Curie pode indicar diversas feições na litosfera: (i) uma mudança composicional vertical da crosta ou limite entre a crosta média e a inferior (Bulina, 1961; Hall, 1968; Gasparini *et al.*, 1979; Hall *et al.*, 1985); (ii) a interface entre a crosta e o manto; (iii) variações laterais de composição crustal; ou (iv) o relevo do embasamento magnético. Cada interpretação depende da complexidade geológica da área estudada, da forma pela qual foram coletados os dados magnéticos e da técnica utilizada no tratamento dos dados. Geralmente, a determinação da superfície Curie é feita por tentativa e erro, cujo resultado é comumente comparado com outro tipo de informação como, por exemplo, sísmica, anomalias gravimétricas, medidas de fluxo térmico, medidas de intensidade magnética em rochas expostas (Blum, 1995).

2.7 – SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA

A susceptibilidade magnética é um dos parâmetros fundamentais para a prospecção magnética. É a medida de quanto um material é susceptível à magnetização. Quando um material qualquer é submetido ao efeito de um campo H, ele adquire uma intensidade de magnetização ou imantação M, proporcional ao campo, que é dada por:

$$M = k H$$

Onde k é a susceptibilidade magnética do material.

As medidas de susceptibilidade magnética podem ser realizadas no campo (sobre afloramentos) ou em laboratório (nas amostras ou testemunhos de sondagem).

Os equipamentos que medem este parâmetro são conhecidos como susceptibilímetros, e quase sempre empregam um sistema indutivo. O sensor desses instrumentos é composto por um núcleo, em uma forma de “U”, de material de elevada permeabilidade magnética, enrolado por uma bobina. Uma corrente alternada passa pela bobina, onde se desenvolve o fluxo de um campo magnético oscilante através do sistema sensor-ar. Quando a amostra de rocha contendo minerais magnéticos é trazida para as proximidades do sensor, ocorre a diminuição no valor da relutância sensor-amostra, pois a presença da amostra facilita o fluxo magnético. A diminuição da relutância provoca um aumento da indutância do sistema, que pode ser detectada e medida como uma variação de voltagem, em uma escala numérica do instrumento. Os valores numéricos fornecidos pelo instrumento são transformados em valores de susceptibilidade, por meio de uma curva padrão construída pelo fabricante do equipamento, a partir de medidas em amostras de susceptibilidade conhecida (Jácomo, 2010).

2.8 – ESPECTROMETRIA DE FLUORESCÊNCIA DE RAIOS X

A espectrometria de fluorescência de raios X (FRX) é uma das técnicas analíticas mais utilizadas em geoquímica. As aplicações principais são as determinações rápidas de elementos maiores, menores e traços em rochas, solos e sedimentos. Dentre os elementos-traço, os mais favoráveis à determinação por FRX, em função de limites de detecção e abundância crustal, são Ba, Ce, Cr, Cu, Ga, La, Nb, Ni, Pb, Rb, Sc, Sr, Th, V, Y, Zn, Zr. Os resultados da FRX são de concentrações elementais totais. A FRX também pode ser útil na análise de amostras mineralizadas, para determinar elementos em concentração anômala. (Olympus, 2013).

A FRX dos elementos presentes numa amostra ocorre quando esta é atingida por raios X oriundos de um tubo de raios. Ao incidirem nos átomos da amostra, estes raios X primários ejetam elétrons das camadas próximas do núcleo. As vacâncias assim criadas são

imediatamente preenchidas por elétrons das camadas mais externas e simultaneamente há emissão de raios X (fluorescentes ou secundários) cuja energia corresponde à diferença entre as energias dos níveis e sub-níveis das transições eletrônicas envolvidas. Cada tipo de átomo tem um espectro de raios X característico e único e, em geral, a energia da transição mais intensa é usada na análise.

A análise é realizada num espectrômetro de FRX que contém a fonte de excitação, em geral um tubo de raios X, o porta-amostras com a amostra, e os sistemas de dispersão, detecção e processamento de dados. Os raios X do tubo incidem na amostra e, por sua vez, também produzem vários efeitos. Deles, o mais relevante para a FRX são os raios X característicos dos elementos presentes na amostra (Olympus, 2013).

MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 - AEROMAGNETOMETRIA

O objetivo de um levantamento magnético é investigar a geologia com base nas anomalias do campo magnético terrestre resultantes das propriedades magnéticas das rochas em subsuperfície. Apesar da maior parte dos minerais formadores de rochas não serem magnéticos, certos tipos de rochas contêm minerais magnéticos o suficiente para produzir anomalias magnéticas significativas (Kearey *et al.*, 2009).

Os levantamentos magnéticos podem ser realizados em terra, mar ou ar. Desta forma, a técnica é largamente empregada, e a velocidade de operação de levantamentos aerotransportados torna o método bastante atraente (Kearey *et al.*, 2009).

3.1.1 - PRÉ-PROCESSAMENTO DOS DADOS GEOFÍSICOS

Para este estudo foram utilizados os dados aerogeofísicos de magnetometria de cinco levantamentos nos estados de Goiás e Minas Gerais, a seguir (Figura 3.1):

- (i) Projeto Goiás – Área Arco Magmático de Arenópolis – Sequência Juscelândia (Área 1 - Goiás);
- (ii) Projeto Faixa Brasília Sul (Área 4 - Goiás);
- (iii) Projeto Unaí, Paracatu, Vazante e Coromandel (Área 1 – Minas Gerais);
- (iv) Projeto Patos de Minas, Araxá e Divinópolis (Área 7 – Minas Gerais); e
- (v) Projeto João Pinheiro, Presidente Olegário e Tiros (Área 9 – Minas Gerais).

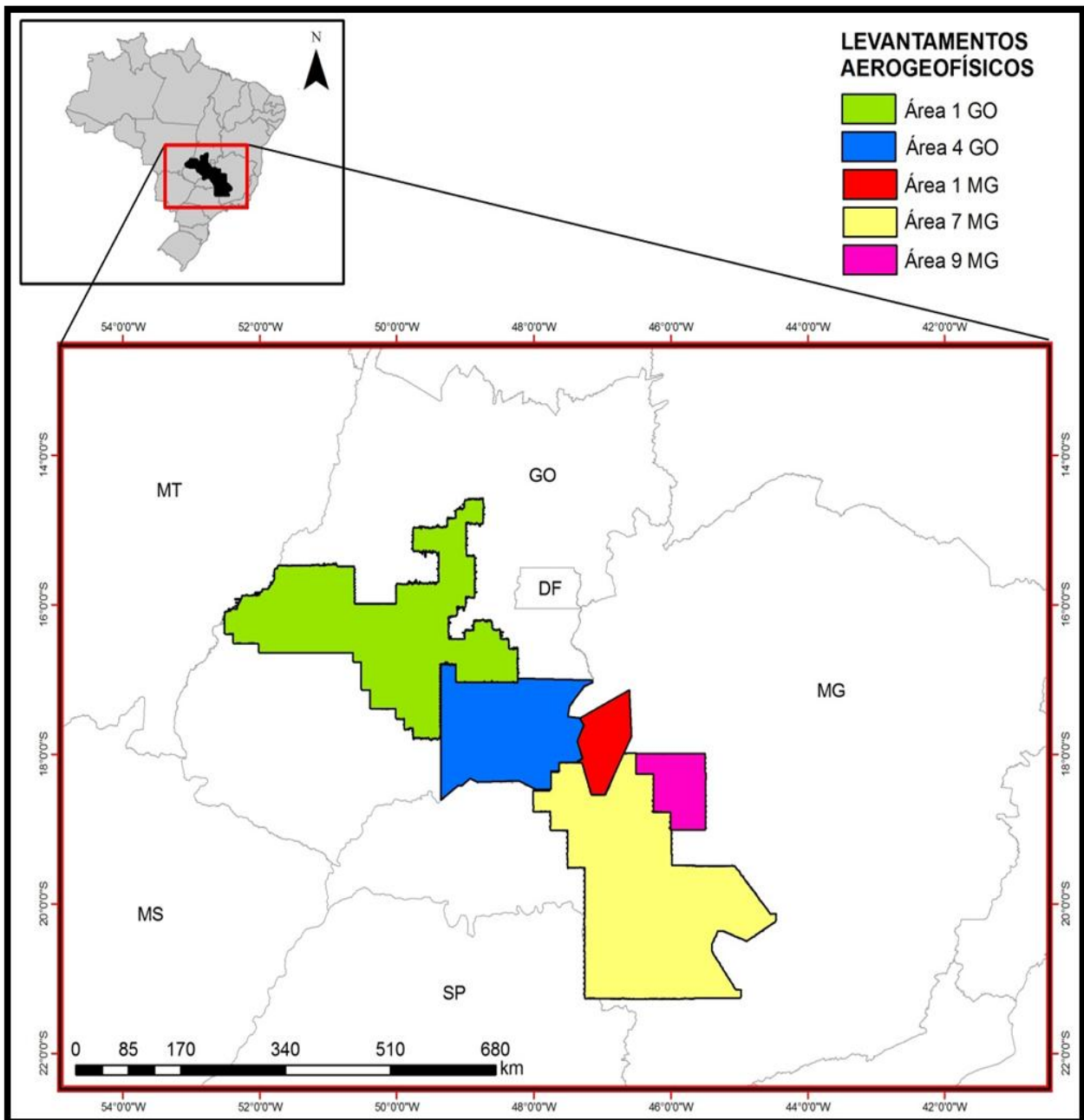


Figura 3.1 - Mapa com a localização dos cinco levantamentos aerogeofísicos que compõem a área de estudo.

Todos os aerolevantamentos utilizados para a formação do banco de dados de magnetometria foram realizados pela empresa Lasa Engenharia e Prospecções S.A., e cada um apresenta características próprias resumidas na Tabela 3.1.

Tabela 3.1 – Características dos levantamentos utilizados na área de estudo.

ÁREA	ANO	CONVÊNIO	PROJEÇÃO	ALTURA DE VÔO (m)	DIREÇÃO E ESPAÇAMENTO DAS LINHAS DE VOO (m)	DIREÇÃO E ESPAÇAMENTO DAS LINHAS DE CONTROLE (m)	ÁREA (km ²)
Área 1 GO	2004	SGMTM/ MME/SIC/ SGM/ FUNMINERAL	UTM Zona 22 Sul	100	N-S 500	E-W 5.000	58.834
Área 4 GO	2005	SGMTM/ MME/SIC/ SGM/ FUNMINERAL	UTM Zona 23 Sul	100	N-S 500	E-W 5.000	33.179
Área 1 MG Bloco Sul	2000	Secretaria de Estado de Minas e Energia do Governo de Minas Gerais	UTM Zona 23 Sul	100	N30W 250	N60E 2.500	8.574
Área 7 MG	2006	SEDE/ CODEMIG/ MME/CPRM	UTM Zona 23 Sul	100	N-S 400	E-W 8.000	71.000
Área 9 MG	2007	SEDE/ CODEMIG/ MME/CPRM	UTM Zona 23 Sul	100	N-S 400	E-W 8.000	9.211

Na etapa de pré-processamento, os dados de cada área foram analisados separadamente. Os dados magnéticos foram registrados em nanotesla (nT) e para as fases de pré-processamento e processamento foi utilizado o programa Oasis Montaj™, versão 7.1.1 (Geosoft, 2009). Os bancos de dados tinham como formato inicial a extensão .XYZ, e foram convertidos para o formato de banco de dados do Oasis Montaj™ (arquivo .GDB).

Foram analisados os parâmetros utilizados para a aquisição dos dados aerogeofísicos como: espaçamento e direção das linhas de voo e de controle, altura de voo e perfis dos dados georreferenciados com coordenadas UTM. A avaliação destes dados permitiu definir os tratamentos mais indicados para o conjunto de dados.

Os bancos de dados de cada área foram igualmente submetidos a um controle adicional de qualidade. As linhas de voo e de controle foram representadas em mapa para a análise da distribuição espacial. Não foi observada a presença de desvios direcionais no padrão das linhas nos cinco conjuntos de dados. A análise dos perfis empilhados dos dados magnéticos mostrou um quadro geral que permitiu a escolha dos perfis a serem examinados com mais detalhe. Os perfis que apresentaram valores espúrios (picos) passaram por um processo de análise, no qual foi utilizado o método da Diferença Quarta. Este procedimento consiste em substituir o valor de um ponto espúrio pela diferença entre o segundo ponto anterior e o

segundo posterior a ele. Com esse processo, valores absurdos nos dados são rastreados e corrigidos quando não há em sua vizinhança outros valores que o justifiquem. As análises e correções possibilitaram a concepção de um conjunto de dados de boa qualidade, permitindo a continuidade do pré-processamento dos cinco bancos de dados.

3.1.1.1 – TAMANHO DA CÉLULA E INTERPOLAÇÃO DA MALHA

Antes da escolha do tamanho da célula e método de interpolação mais adequados, foi realizada a análise de cada banco de dados separadamente. Este exame permitiu observar que os conjuntos de dados não eram compostos pelos mesmos canais. Como a etapa posterior a esta será a junção dos cinco bancos de dados, a utilização de um canal comum aos cinco bancos se fará necessária. Portanto, o MAGIGRF foi o canal inicial utilizado para o desenvolvimento de todo o processamento geofísico. Este canal é referente ao Campo Magnético Total (CMT) com a subtração do IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*). A maior parte do campo magnético é devida à contribuição magnética do núcleo terrestre que não é interessante para o mapeamento geológico e para a prospecção. Dessa forma, é recomendável que essa influência seja retirada dos dados magnéticos. Com a retirada do IGRF, o campo resultante pode ser considerado como proveniente das fontes crustais acima da superfície Curie, e constitui o Campo Magnético Anômalo (CMA) (Blum, 1999).

Vasconcelos *et al.* (1994) indicam, para conjuntos de dados com linhas orientadas, valores entre 1/4 e 1/8 do espaçamento entre as linhas de voo para o tamanho da célula de interpolação. Desta forma, diminui-se a perda de informação ao longo das linhas de voo e evita-se a criação de anomalias falsas (*aliasing*). Este fenômeno é caracterizado pela inclusão de altas frequências sem solução nas frequências mais baixas. Estas altas frequências tem comprimentos de onda menores que duas vezes o espaçamento entre dois pontos amostrados. A frequência mais alta que pode ser recuperada pela amostragem é a frequência de *Nyquist*, cujo comprimento de onda é igual a duas vezes a distância entre observações sucessivas (Davis, 2002).

A interpolação dos dados em malha regular propicia a geração das imagens representativas dos diversos temas de magnetometria. Dois métodos de interpolação foram testados: bidirecional e curvatura mínima. O método bidirecional apresentou os melhores resultados para as cinco áreas, fornecendo maior definição e correlação espacial dos dados amostrados. Este método leva em conta a distribuição dos dados orientados em linha e fortalece tendências perpendiculares às linhas de vôo (Geosoft, 2009). O fato de este método apresentar maior eficiência para as altas frequências também motivou a escolha deste como o

algoritmo para a interpolação dos dados. A tabela 3.2 mostra os tamanhos de célula calculados e utilizados para cada área e o método de interpolação respectivo.

Tabela 3.2 – Informações sobre a interpolação dos dados magnéticos.

ÁREA	ESPAÇAMENTO ENTRE AS LINHAS DE VÔO (metros)	TAMANHO DA CÉLULA (metros)	MÉTODO DE INTERPOLAÇÃO
Área 1 de GO	500	125	Bidirecional
Área 4 de GO	500	125	Bidirecional
Área 1 de MG	250	62,5	Bidirecional
Área 7 de MG	400	100	Bidirecional
Área 9 de MG	400	100	Bidirecional

3.1.1.2 – MICRONIVELAMENTO

Após a etapa da interpolação dos dados segundo uma malha regular, foi realizada a correção dos defeitos de nivelamento dos dados. Estas imperfeições aparecem nos mapas sob a forma de anomalias alongadas na direção das linhas de voo, refletindo os ruídos de alta frequência dos dados. A super amostragem ao longo das linhas de voo, variações climáticas e erros instrumentais podem causar estas tendências anômalas. O nivelamento dos dados aerogeofísicos está sujeito a erros de diversas origens que podem causar a diminuição da qualidade das imagens (Moura, 2007). Visando a redução desses erros, Minty (1991) propôs um método que consiste na aplicação de filtros simples e distintos em duas direções ortogonais de uma malha. A técnica foi aplicada aos dados e é baseada nos seguintes passos: (i) Passa-se um filtro passa-baixa na malha original (malha A) na direção da linha de voo, e o resultado dá origem à malha B; (ii) Passa-se um filtro passa-alta na malha B na direção perpendicular à linha de voo, e o resultado dá origem à malha C. Nesta etapa, a malha C contém somente as anomalias que se deseja retirar; e (iii) Subtrai-se a malha C da Malha A, e o resultado final será uma malha com as anomalias removidas (Minty, 1991).

3.1.1.3 – JUNÇÃO DOS BANCOS DE DADOS

Com a escolha do canal a ser utilizado em todos os bancos de dados, a transformação dos dados em uma malha regular e o micronivelamento, é dado início ao processo de junção dos cinco bancos de dados. Este procedimento pode ser realizado de duas maneiras: unindo-se um banco ao outro por meio da função *Merge Databases* ou juntando uma malha à outra pela função *Grid Knitting*. Ambas as funções pertencem ao programa Oasis Montaj™, versão 7.1.1 (Geosoft, 2009). Após vários testes, o melhor resultado encontrado foi por meio da função

Grid knitting. Este método possibilita a junção de duas malhas separadas transformando-as em uma única malha. Nesta técnica, as malhas são unidas uma a uma, até que todas as cinco malhas formem uma única malha final. Esta é transformada em banco de dados utilizando-se o procedimento *Sample a Grid*, que também é uma função do Oasis Montaj™, versão 7.1.1 (Geosoft, 2009).

Cada banco de dados, ou seja, cada malha separada antes da junção tem seu sistema de projeção próprio. Conforme apresentado na Tabela 3.1, todas as áreas com exceção da Área 1 de Goiás tem como sistema de projeção UTM Zona 23 Sul. Foram realizadas várias tentativas de transformação do banco de dados final (junção dos cinco bancos) para o sistema de coordenadas geográficas (latitude/longitude) e também para o sistema de coordenadas polícônicas. Porém, nenhuma dessas opções anteriores funcionou para o conjunto de dados. Diante desta situação, optou-se por deixar o banco de dados final com o sistema de projeção UTM 23 Sul, Datum SAD 69. Os produtos gerados foram analisados em ambiente de SIG (Sistema de Informações Geográficas) e os mesmos não apresentaram nenhuma imperfeição ou problema de posicionamento.

3.2 -ETAPA DE CAMPO

Para a validação dos dados geofísicos, foram realizadas duas etapas de campo. A primeira foi realizada entre os dias 01 e 08 de maio de 2013 e envolveu as regiões sudeste e norte da área. A segunda foi feita entre os dias 29 de maio e 02 de junho de 2013 e compreendeu a porção norte. As campanhas foram planejadas com base nas assinaturas magnéticas do Lineamento. Também foram consideradas as informações disponíveis na literatura sobre afloramentos de rochas básicas, principalmente na forma de diques, na região do Az 125°. Os principais objetivos foram a identificação de feições superficiais e a amostragem das rochas aflorantes para relacioná-las à feição do Lineamento Az 125°. Medidas preliminares de susceptibilidade magnética foram adquiridas em campo a fim de comprovar que as rochas aflorantes apresentavam resposta magnética anômala, assim como a observada para o Lineamento nas imagens geofísicas, principalmente na ASA (Figura 5.7). Posteriormente, em laboratório, foram realizadas novas medidas de susceptibilidade magnética.

Ao todo foram coletadas 102 amostras de rochas, que foram agrupadas de acordo com suas localizações em relação ao Lineamento az 125°. Aquelas diretamente relacionadas ao Lineamento (ou de grande importância para o entendimento geológico, como as encaixantes,

por exemplo) foram escolhidas para análises de laboratório e para a confecção de lâminas delgadas para descrição detalhada (Anexo 1).

3.3 -ETAPA DE LABORATÓRIO

Todas as amostras foram submetidas às medições de susceptibilidade magnética. Foi realizada uma classificação de acordo com as características de localização e propriedades magnéticas das amostras. Ao final, 31 amostras foram selecionadas para a aquisição de informação quantitativa de química das rochas.

3.3.1 - SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA

Em laboratório foram obtidas medidas de susceptibilidade magnética das 102 amostras coletadas em campo. O equipamento utilizado foi o Hand-Held Conductivity and Magnetic Susceptibility Meter DDD MPP-EM2S + Multi Parameter Probe (GDD Instrumentation Inc, 2013; Figura 3.2).



Figura 3.2 - Equipamento completo do susceptibilímetro DDD MPP-EM2S (GDD Instrumentation Inc, 2013).

Para iniciar a obtenção dos dados, o aparelho foi calibrado a fim de reduzir o risco da obtenção de medidas erradas.

Foram realizadas cinco leituras para cada amostra. O sensor reiniciava automaticamente a cada 60 segundos entre cada medida, e o mesmo era exposto ao ar por aproximadamente 5 segundos com o objetivo de diminuir erros causados por variações no tempo ou outra causa externa.

Após a aquisição de todas as medidas os dados foram transferidos para o computador para análise e subsequente geração de uma tabela com os valores médios para cada amostra.

3.3.2 – ESPECTROMETRIA DE FLUORESCÊNCIA DE RAIOS X

Foram selecionadas 31 amostras para a aquisição de informações de química das amostras. Para tal, foi utilizado o aparelho Delta Handheld XRF Analyzers (Olympus, 2013; Figura 3.3). Com este procedimento foi possível adquirir dados de química quantitativa das amostras de rochas (dados em porcentagem de elementos químicos detectáveis).



Figura 3.3 – Aparelho Delta Handheld XRF Analyzers utilizado para aquisição quantitativa química das amostras de rochas (Olympus, 2013).

Para a obtenção dos dados, foi definido o parâmetro de aquisição de medidas em rocha, pois também existe a opção para aquisição de medidas em solo. Posteriormente, foi utilizada a moeda de referência em aço para verificação de calibração. O processo de calibração foi realizado uma única vez, pois todas as amostras foram processadas no mesmo dia.

Após a aquisição de medidas de cada amostra, os dados foram transferidos para o computador e organizados em uma única tabela.

PROCESSAMENTO DOS DADOS GEOFÍSICOS

4.1 – PROCESSAMENTO DOS DADOS

Esta fase consiste na geração de diversos produtos que podem ser derivados dos dados de magnetometria. A malha primária utilizada para a geração destes foi a do Campo Magnético Anômalo (CMA). Os estágios iniciais de interpretação de dados magnéticos geralmente envolvem a aplicação de determinados filtros matemáticos. Os objetivos específicos destes filtros variam dependendo da situação. A proposta geral é de realçar anomalias de interesse e/ou ganhar algumas informações preliminares sobre a localização ou magnetização da fonte (Nabighian *et al.*, 2005).

As medidas de campo podem ser influenciadas por uma grande quantidade de fenômenos. Os ruídos (alta frequência) são normalmente corrigidos durante um levantamento geofísico, porém, nem toda alta frequência é eliminada. A aplicação de filtros pode reduzi-las ou até mesmo eliminá-las, e quando isso não é possível, esse tipo de dado deve ser identificado e eliminado ou aproveitado de maneira cuidadosa (Luiz e Silva, 1995). Em muitos casos, é possível aplicar vários processos de filtragens e transformações possibilitando a produção de produtos secundários com melhorias significantes das informações (Milligan e Gunn, 1997).

4.1.1. – TRANSFORMAÇÕES LINEARES (FILTROS)

Um processo de filtragem linear muda a amplitude e/ou fase das ondas que constituem cada perfil ou malha de um dado. Isso pode ser feito utilizando-se a Transformada Rápida de Fourier (FFT) do dado no domínio da frequência para se obter as alterações de amplitude ou fase desejadas, e então transforma-se o espectro do dado modificado de volta para o domínio do espaço (Milligan e Gunn, 1997). A representação geral do espectro de campos magnéticos

propicia a apreciação de muitas transformações possíveis, e a expressão generalizada é (Gunn, 1975):

$$M_f(u,v,o) = 2\pi D_1(u,v).D_2(u,v).I(u,v).m_s(u,v,h).H(u,v,h)$$

Onde

2π é um fator escalar;

$D_1 = [jLu + jMv + N(u^2 + v^2)^{\frac{1}{2}}]$ é um fator para a direção de magnetização;

$D_2 = [jlu + jmv + n(u^2 + v^2)^{\frac{1}{2}}]$ é um fator para a direção de medida;

$H = e^{-h(u^2+v^2)^{\frac{1}{2}}}$ é um fator de profundidade;

$m_s = m_s(u,v,h)$ é um fator de camada (forma do corpo da fonte);

e $I = \frac{1}{(u^2+v^2)^{\frac{1}{2}}}$ é um fator extra que distingue campos magnéticos de gravimétricos.

Esta equação ilustra que, no domínio da frequência, a intensidade magnética é definida pela multiplicação simples de fatores relativos à profundidade das fontes, forma do corpo das fontes, direção da magnetização e latitude magnética. Estes fatores podem ser alterados por processos de filtragens lineares que resultam na intensidade magnética sendo transformada em outro tipo de representação. Por exemplo, a multiplicação do espectro de um campo pelo fator $H = e^{-h(u^2+v^2)^{\frac{1}{2}}}$ converte este no espectro do campo medido a uma distância h acima do plano de observação do campo original. A *Transformada de Fourier* reversa para o domínio do espaço fornece o campo atual. Isto equivale a convolver o campo no domínio do espaço por meio de um operador (ou filtro) cuja resposta de frequência é equivalente a $e^{-h(u^2+v^2)^{\frac{1}{2}}}$. Todas as transformações lineares dos campos magnéticos operam desta forma (Milligan e Gunn, 1997). Gunn (1975) descreveu as transformações possíveis por meio da alteração destes fatores, as quais são descritas a seguir.

4.1.1.1 - CONTINUAÇÃO ASCENDENTE

São chamadas de continuações ascendentes as computações de campos a alturas mais elevadas do que o levantamento original. Como descrito acima, o processo tem uma resposta de frequência de $e^{-h(u^2+v^2)^{\frac{1}{2}}}$. Isso significa que a continuação ascendente suaviza as anomalias de alta frequência em relação às anomalias de baixa frequência. O procedimento pode ser usado para suprimir os efeitos de anomalias rasas quando são desejados os detalhes de anomalias profundas.

4.1.1.2 – REDUÇÃO AO POLO MAGNÉTICO

É um processo para converter o campo magnético de uma latitude magnética qualquer, em um campo a uma latitude magnética de polo, onde o campo de indução é vertical. Em outras latitudes magnéticas, as anomalias apresentam formatos assimétricos em relação às suas fontes, devido à indução, mas quando o campo de indução é vertical, as anomalias estão diretamente sobre suas fontes. A redução ao polo simplifica a interpretação de dados magnéticos, pois a latitudes magnéticas menores que 50° as relações entre o formato da anomalia e a geometria da fonte muitas vezes não ficam claras (Milligan e Gunn, 1997).

4.1.1.3 – DERIVADA VERTICAL

Diversas derivadas verticais do campo magnético podem ser computadas pela multiplicação do espectro de amplitude do campo por um fator sob a seguinte forma:

$$\frac{1}{n} \left[(u^2 + v^2)^{\frac{1}{2}} \right]^n$$

Onde n é a ordem da derivada vertical. A primeira derivada vertical (ou gradiente vertical) é fisicamente equivalente à medição do campo magnético simultaneamente em dois pontos verticais, e é conseguido subtraindo-se o dado e dividindo o resultado pela separação espacial vertical dos pontos de medida. A fórmula para a resposta da frequência dessas operações mostra que o processo realça as altas frequências em relação às baixas frequências, e esta propriedade é a base para a aplicação do processo de derivação o qual elimina efeitos regionais de grandes comprimentos de onda (Milligan e Gunn, 1997).

4.1.1.4 – AMPLITUDE DO SINAL ANALÍTICO

Nabighian (1972, 1974) introduziu o conceito do sinal analítico para a interpretação magnética e mostrou que sua amplitude tem uma função que apresenta um formato de sino sobre cada borda de um corpo 2D com perfil poligonal. Localizações horizontais são normalmente bem identificadas por este método, mas determinações de profundidades somente são confiáveis para corpos poliédricos.

O sinal analítico é uma função relacionada a campos magnéticos por meio de suas derivadas:

$$|A(x,y)| = \left[\left(\frac{\partial m}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial m}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial m}{\partial z} \right)^2 \right]$$

Onde m é a anomalia magnética.

Enquanto esta função não é um parâmetro mensurável, ela é extremamente interessante no contexto de interpretação, já que é completamente independente da direção de magnetização e da direção do campo terrestre. Isso significa que todos os corpos com a mesma geometria tem o mesmo sinal analítico. Como os picos das funções de sinal analítico são simétricas e ocorrem diretamente sobre as bordas de corpos largos e diretamente sobre o centro de corpos estreitos, a interpretação de mapas magnéticos pode, em princípio, fornecer entendimentos simples sobre a geometria da fonte magnética (Milligan e Gunn, 1997).

4.1.1.5 – GRADIENTE HORIZONTAL

O gradiente horizontal de uma anomalia de campo potencial pode indicar mudanças laterais abruptas de propriedade física, e é dado por:

$$h_0(x,y) = \left(\frac{\partial G}{\partial x} \hat{x} + \frac{\partial G}{\partial y} \hat{y} \right)$$

e sua magnitude é dada por:

$$h(x,y) = \sqrt{\left[\left(\frac{\partial G_z(x,y)}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial G_z(x,y)}{\partial y} \right)^2 \right]}$$

ou seja, a magnitude do gradiente horizontal é a raiz quadrada da soma dos quadrados das derivadas parciais de um campo potencial $G_z(x,y)$ em relação a x e a y . O gradiente horizontal tende a revelar picos acima dos limites das fontes causadoras de anomalias (Blum, 1999).

4.1.1.6 – INCLINAÇÃO DO SINAL ANALÍTICO

A inclinação do sinal analítico é determinada pela relação:

$$\Phi = \arctan \left(\frac{Im (A_n(x, y))}{Re (A_n(x, y))} \right)$$

Onde n é a ordem do sinal analítico, Im e Re são as partes imaginária e real do sinal analítico no Domínio de Fourier (Blum, 1999). De acordo com Thurston e Smith (1997), permite a estimativa do mergulho da fonte causadora e, conseqüentemente, o contraste local de susceptibilidade, em uma extensão da teoria do sinal analítico.

4.1.1.7 – DECONVOLUÇÃO DE EULER

Thompson (1982) propôs uma técnica para análise de perfis magnéticos baseada na relação de Euler para funções homogêneas. A técnica de deconvolução de Euler utiliza as derivadas x , y e z de primeira ordem para determinar localização e profundidade para vários alvos ideais (esfera, cilindro, dique, contato), cada um caracterizado por um índice estrutural específico. Embora a técnica seja teoricamente aplicável apenas para alguns tipos de corpos, os quais tem índices estruturais constantes conhecidos, o método pode ser, em princípio, aplicado a todos os tipos de corpos (Nabighian *et al.*, 2005).

Mushayandebvu *et al.* (2001) introduziram uma segunda equação derivada da equação de Euler homogeneizada a qual, quando usada em conjunção com a equação de Euler padrão, leva a soluções mais estáveis. Essa técnica é conhecida como deconvolução de Euler aumentada (extended Euler deconvolution). Este método foi generalizado para dados 3D por Nabighian e Hansen (2001) por meio das transformações de Hilbert (Nabighian, 1984).

4.1.1.8 – SUPERFÍCIE CURIE

A abordagem spectral para a estimativa de profundidade Curie foi aperfeiçoada por Tanaka *et al.* (1999) e inicialmente introduzida por Okubo *et al.* (1985) baseada na técnica de Spector e Grant (1970). O modelo matemático é baseado na distribuição uniforme de um conjunto de corpos prismáticos retangulares, tendo, cada um, uma magnetização constante (Blum, 1995).

As profundidades Curie foram estimadas seguindo-se os seguintes estágios:

1) foi realizada uma subdivisão da área em sub-regiões com 10.000 km² de área e sobreposição de 90% uma em relação à outra;

2) o espectro de potência foi calculado para cada sub-região;

3) a estimativa da profundidade Curie (Z_b) por meio das profundidades do centroide (Z_0) e do topo (Z_t) à partir da fonte magnética de cada sub-região utilizando-se a seguinte equação:

$$Z_b = 2Z_0 - Z_t$$

As profundidades Curie foram obtidas de aproximadamente 500 sub-regiões ao longo de todo o Lineamento az 125°. Os pontos centrais de cada subregião estavam afastados 10 km entre um e outro. O programa utilizado para calcular as estimativas de profundidade Curie foi o FFTFIL (Hildenbrand, 1983). Os dados brutos resultantes foram compilados em um único banco de dados que foi posteriormente interpolado em uma malha regular por meio do programa Oasis Montaj™, version 7.1 (Geosoft, 2009).

RESULTADOS GERAIS

5.1 – DADOS GEOFÍSICOS

Nesta etapa foi realizada uma breve interpretação do conjunto de temas resultantes dos dados referentes ao CMA (Figura 5.1), e envolveu principalmente a análise qualitativa, que inclui o traçado de lineamentos e a identificação de áreas com assinaturas anômalas. As interpretações mais detalhadas foram apresentadas e discutidas nos artigos 1 e 2 (Capítulos 6 e 7).

A imagem do CMA mostra um relevo magnético bastante movimentado. Anomalias lineares alongadas segundo a orientação NW-SE estão presentes ao longo deste eixo em toda a área e são espacialmente correlacionadas ao Lineamento Azimute 125°. Assinaturas bipolares em formatos ovais e circulares ocorrem ao longo de toda a região de estudo, e podem ser associadas às rochas intrusivas das províncias alcalinas de Goiás (PAGO) e Alto Paranaíba (PAAP). Grande parte dessas assinaturas se apresentam como dipolos normais, com lobo positivo a norte e negativo a sul (característicos de anomalias a baixas latitudes) entretanto, anomalias bipolares reversas, com lobo positivo para sul e negativo para norte, também estão presentes, e são indicativas de magnetização remanescente.

Uma das transformações possíveis a partir do CMA foi a da Continuação Ascendente (CNUP, Figuras 5.2 a 5.4). Este é um filtro que atenua as anomalias de curto comprimento de onda (altas frequências) e mantém as anomalias de maior comprimento. Foram geradas as imagens da continuação ascendente para uma altura de 500 metros (CNUP 500, Figura 5.2), continuação ascendente para uma altura de 1000 metros (CNUP 1000, Figura 5.3) e continuação ascendente para uma altura de 2000 metros (CNUP 2000, Figura 5.4). As Figuras 5.2 e 5.3 mostram que foram conservadas as anomalias de comprimentos de onda maiores (baixa frequência). Estas assinaturas são referentes a fontes magnéticas mais profundas. Dentro deste contexto, permaneceram aquelas feições observadas na imagem do CMA: (i) grandes lineamentos com direção NW-SE que cortam toda a área e (ii) anomalias circulares bipolares. Na imagem da CNUP 2000 (Figura 5.4) as grandes feições observadas no CMA

continuam evidentes. As feições lineares NW-SE continuam presentes, o que indica que possuem fontes magnéticas profundas.

A redução ao polo magnético do CMA (Redpolo, Figura 5.5) consiste em fazer com que a anomalia magnética seja independente da direção do campo original, já que esta é uma característica que os corpos apresentam quando estão situados em pólos magnéticos. Este método transforma a anomalia do campo magnético observado na anomalia que deveria resultar se a magnetização e o campo fossem verticais, como se tivessem sido medidos no polo magnético (Nabighian *et al.*, 2005). Quando se aplica a transformação de redução ao polo, as anomalias bipolares tornam-se monopulares, centradas acima dos corpos ou fontes magnéticas. Entretanto, anomalias de corpos com magnetização remanente (Shurbet *et al.*, 1976; Schnetzler e Taylor, 1984; Roest e Pilkington, 1993) poderão não ser corretamente transformadas caso a direção da remanência seja diferente da direção do campo magnético atual, situação observada para as anomalias bipolares reversas presentes na área de estudo.

Outra transformação linear possível a partir do CMA é a primeira derivada vertical (DZ, Figura 5.6). Este filtro enfatiza anomalias rasas, ampliando também os ruídos das altas frequências (Nabighian *et al.*, 2005). Destacam-se as anomalias já observadas na imagem do CMA, principalmente os lineamentos com orientação NW-SE e as anomalias circulares bipolares. Como estas assinaturas também estão presentes na imagem da CNUP 2000 (Figura 5.4), interpreta-se que estas podem estar associadas a corpos magnéticos com bases localizadas a profundidades maiores, porém com topos a profundidades rasas.

A Amplitude do Sinal Analítico (ASA, Figura 5.7) tem uma função muito importante no contexto da interpretação magnética, pois representa a quantidade de magnetização independente da direção da magnetização dos corpos e da direção do campo magnético da Terra (Gunn, 1997). Consiste em uma técnica eficiente para a determinação de parâmetros geométricos, como localização de limites geológicos e estruturais (Blum, 1999). Possibilita, através da delimitação das bordas do corpo, a definição da posição das fontes magnéticas. Localizações horizontais são normalmente bem identificadas por este método (Nabighian, 1972; 1974). As anomalias lineares orientadas segundo o eixo NW-SE são realçadas e enfatizam sua correspondência espacial com o Lineamento Az 125°. As assinaturas magnéticas associadas aos corpos intrusivos também são destacadas principalmente nas partes noroeste e central da área.

A transformação da Amplitude do Gradiente Horizontal Total (AGHT, Figura 5.8) também é um método que possibilita a localização das bordas dos corpos magnéticos. A AGHT possibilita a verificação de grandes variações laterais (Zacchi *et al.*, 2007). Nesta imagem

também estão realçados os lineamentos com eixo NW-SE e as anomalias circulares, na qual seus limites laterais são mais detalhados.

O produto conhecido como Inclinação do Sinal Analítico do CMA (ISA ou TILT; Figura 5.9) apresenta um padrão textural que auxilia a caracterização de feições lineares (Teixeira *et al.*, 2006). Possibilita um estudo aperfeiçoado da trama e da textura do campo magnético. Na imagem, as assinaturas lineares se mostram mais expressivas, o que facilita a demarcação de unidades e estruturas magnéticas associadas.

O espectro de potência ponderado radialmente (Figura 5.10) mostra que os sinais magnéticos significativos prolongam-se até aproximadamente o número de onda crítico $0,9 \text{ km}^{-1}$, sendo dominado por ruídos para os números de onda maiores que este. Este valor representa a maior frequência espacial válida para a amostragem. O número de onda de Nyquist da amostragem é de $1,8 \text{ km}^{-1}$, que corresponde a um comprimento de onda da ordem de $0,5 \text{ km}$. Portanto, só têm expressão as anomalias com assinaturas com dimensões maiores que este valor. O espectro apresenta, pelo menos, três famílias de fontes magnéticas principais quanto às profundidades em que devem se encontrar. O grupo representativo das fontes mais profundas tem profundidades em torno de 9 km . O grupo intermediário está situado numa faixa de profundidades médias de 4 km e o grupo das fontes mais rasas está na ordem de 1 km .

Mapas com as soluções de Euler (Figuras 5.11 a 5.14) para os índices estruturais 1 (diques e soleiras) e 2 (cilindros e *pipes* – Geosoft, 2009) foram gerados a partir do Campo Magnético Anômalo (CMA), com o objetivo de realçar as anomalias com esses formatos e estimar as profundidades dos topos das fontes magnéticas. A melhor resposta encontrada para as soluções com os índices 1 e 2 foi utilizando-se janela com tamanho 7 e tolerância de 10%. Quanto maior a tolerância e menor a janela, maior é o número de ocorrências calculadas (Teixeira *et al.*, 2006). Os resultados obtidos estão em concordância com aqueles apresentados pelo espectro de potência (Figura 5.10).

Nos mapas de índice estrutural 1 (Figuras 5.11 e 5.12) foram realçadas as feições lineares. As maiores profundidades calculadas para este índice foram em torno de 4.200 m . Conforme pode ser observado na Figura 5.11, as feições lineares magnéticas correspondem principalmente às cores laranja e amarelo, cujas profundidades vão até cerca de 850 m . A partir dessas estimativas foi gerado o mapa utilizando-se somente as soluções cujas profundidades foram aferidas entre 2 e 850 m (Figura 5.12).

O mapa de índice estrutural 2 é indicado, principalmente, para a análise das assinaturas de fontes 3D, como é o caso dos corpos intrusivos que ocorrem na área. As maiores

profundidades encontradas para este índice foram de aproximadamente 6.300 m (Figura 5.13). Nas áreas onde foram realçadas as assinaturas dos corpos intrusivos, a estimativa de profundidade foi entre 46 e 1.600 m (Figura 5.14).

A sobreposição da imagem da ASA (Figura 5.15) com a localização das províncias alcalinas conhecidas foi realizada. Nota-se que os corpos intrusivos mapeados apresentam correlação espacial com as assinaturas magnéticas com formatos circulares e ovais. A integração da ASA com as soluções de Euler (Figuras 5.16 a 5.18) permite a interpretação de que as fontes magnéticas da região da PAGO localizam-se em profundidades mais rasas do que aquelas da região da PAAP.

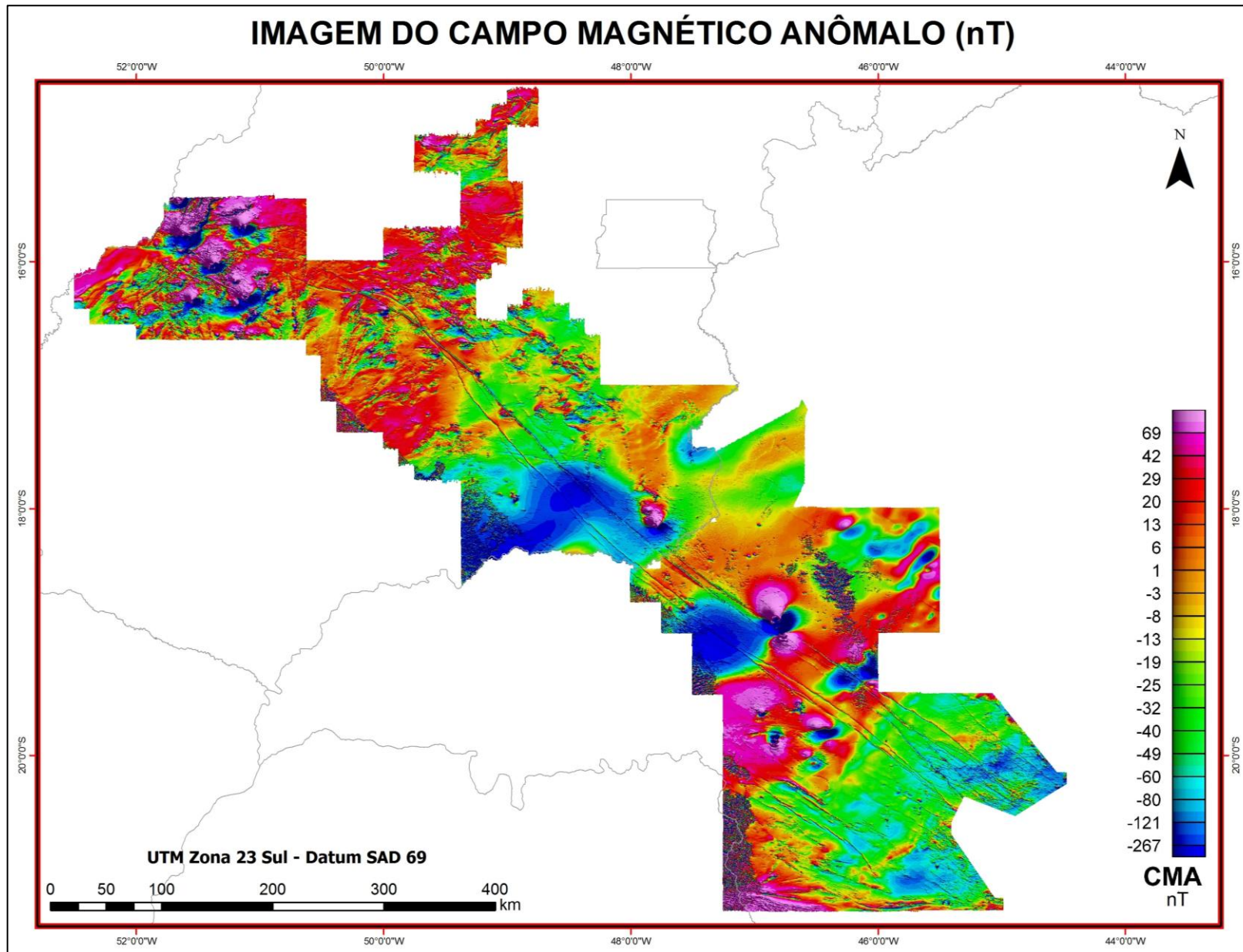


Figura 5.1 – Imagem do Campo Magnético Anômalo (CMA).

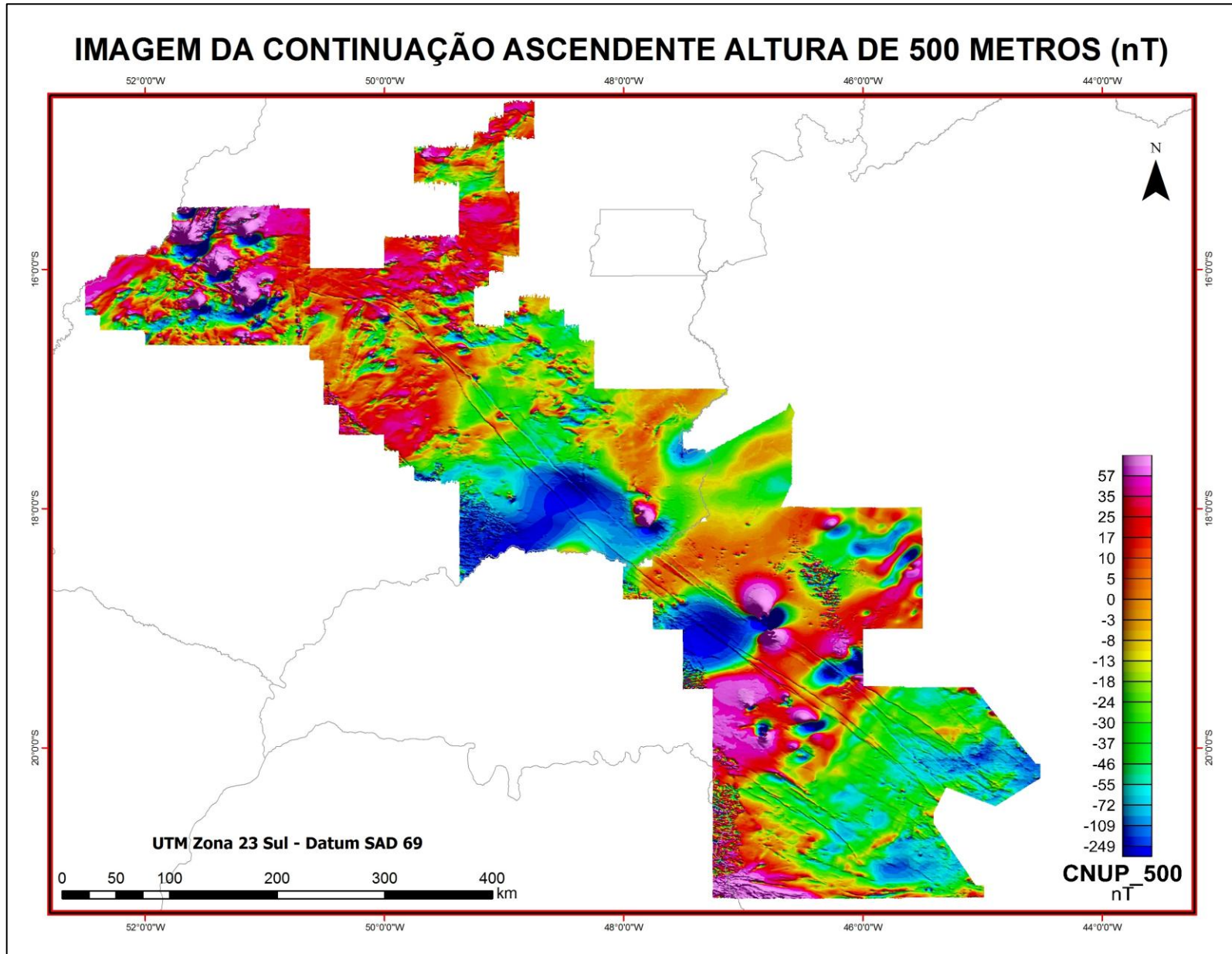


Figura 5.2 - Imagem da Continuação Ascendente do CMA a uma altura de 500 metros (CNUP 500).

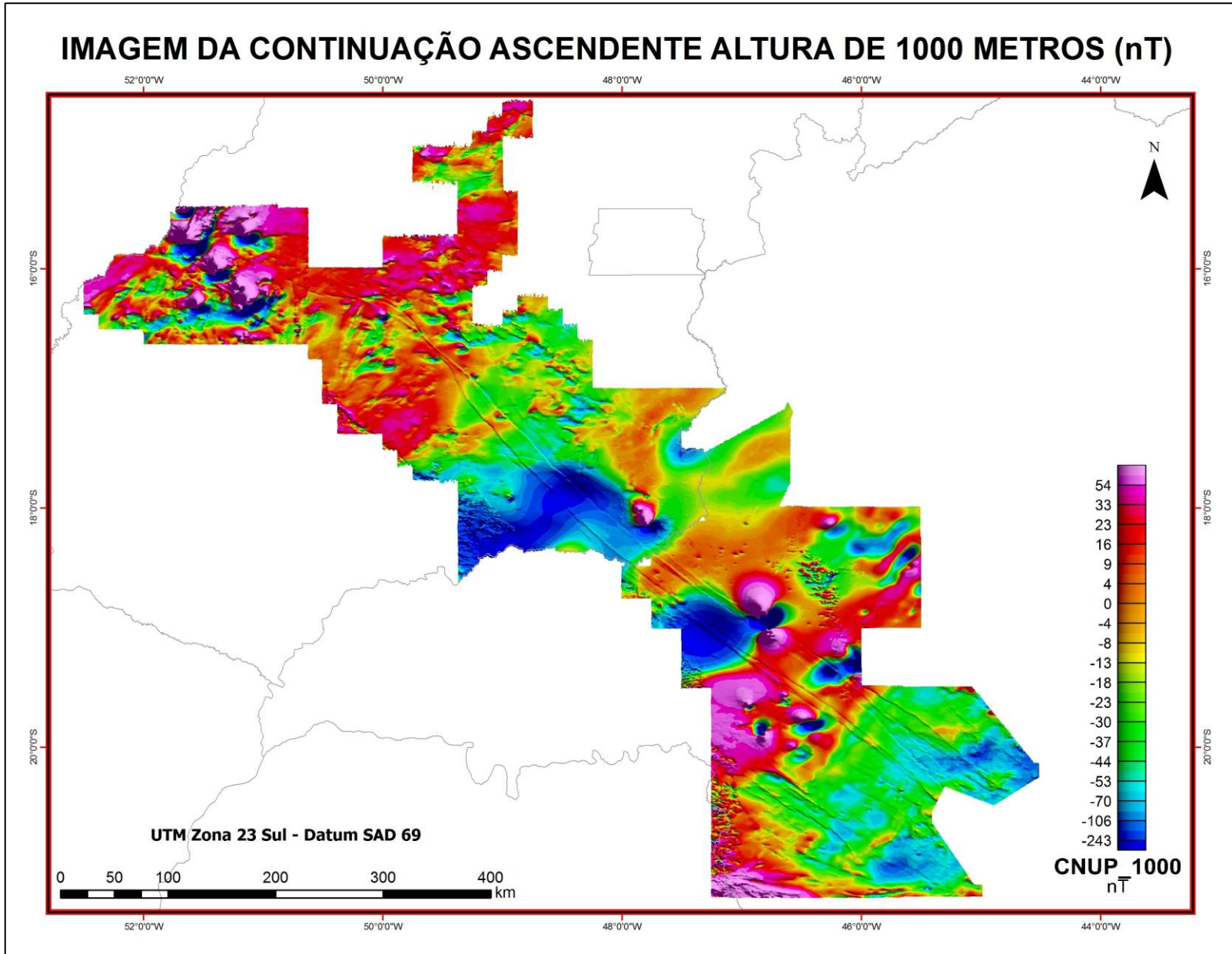


Figura 5.3 - Imagem da Continuação Ascendente do CMA a uma altura de 1000 metros (CNUP 1000).

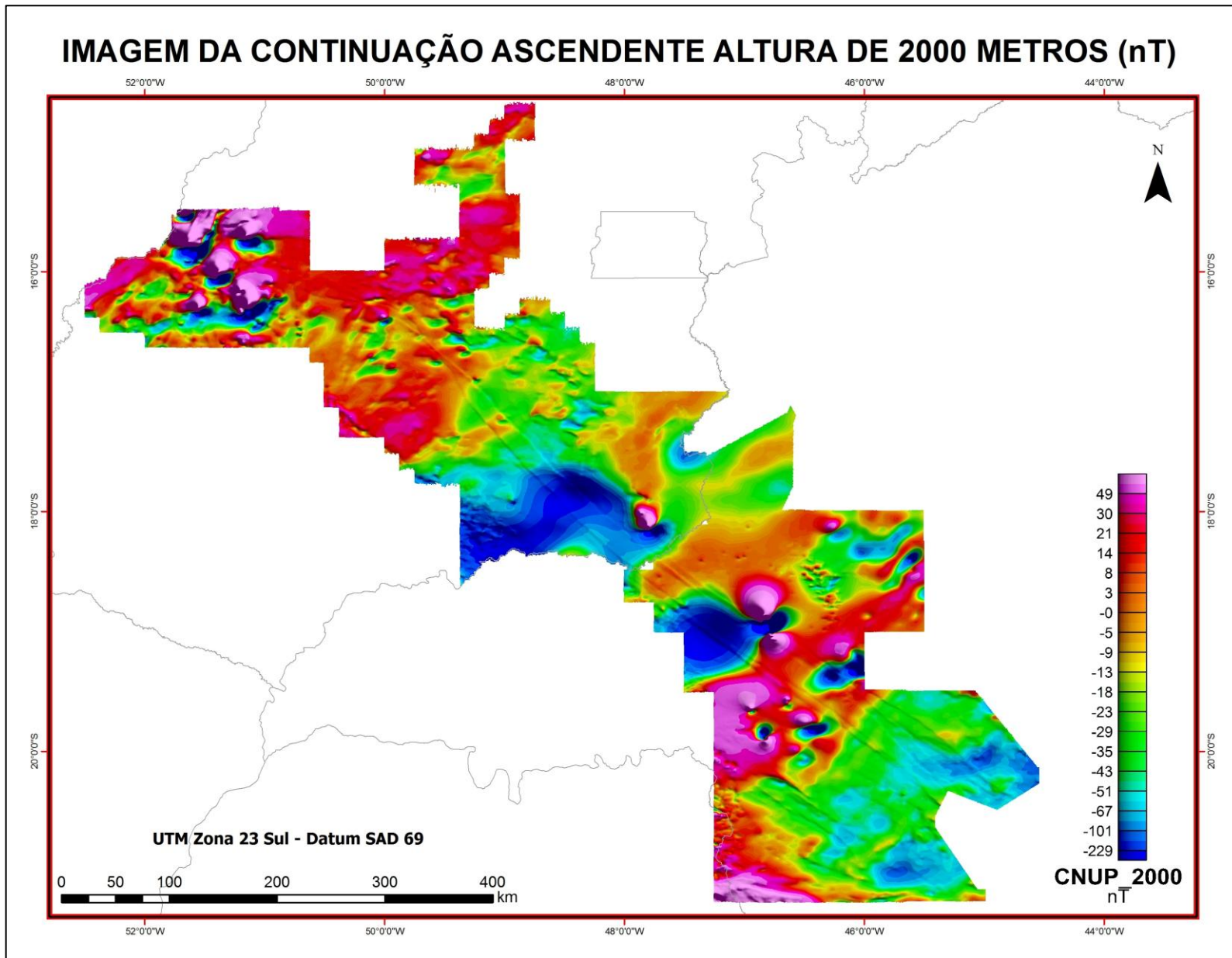


Figura 5.4 - Imagem da Continuação Ascendente do CMA a uma altura de 2000 metros (CNUP 2000).

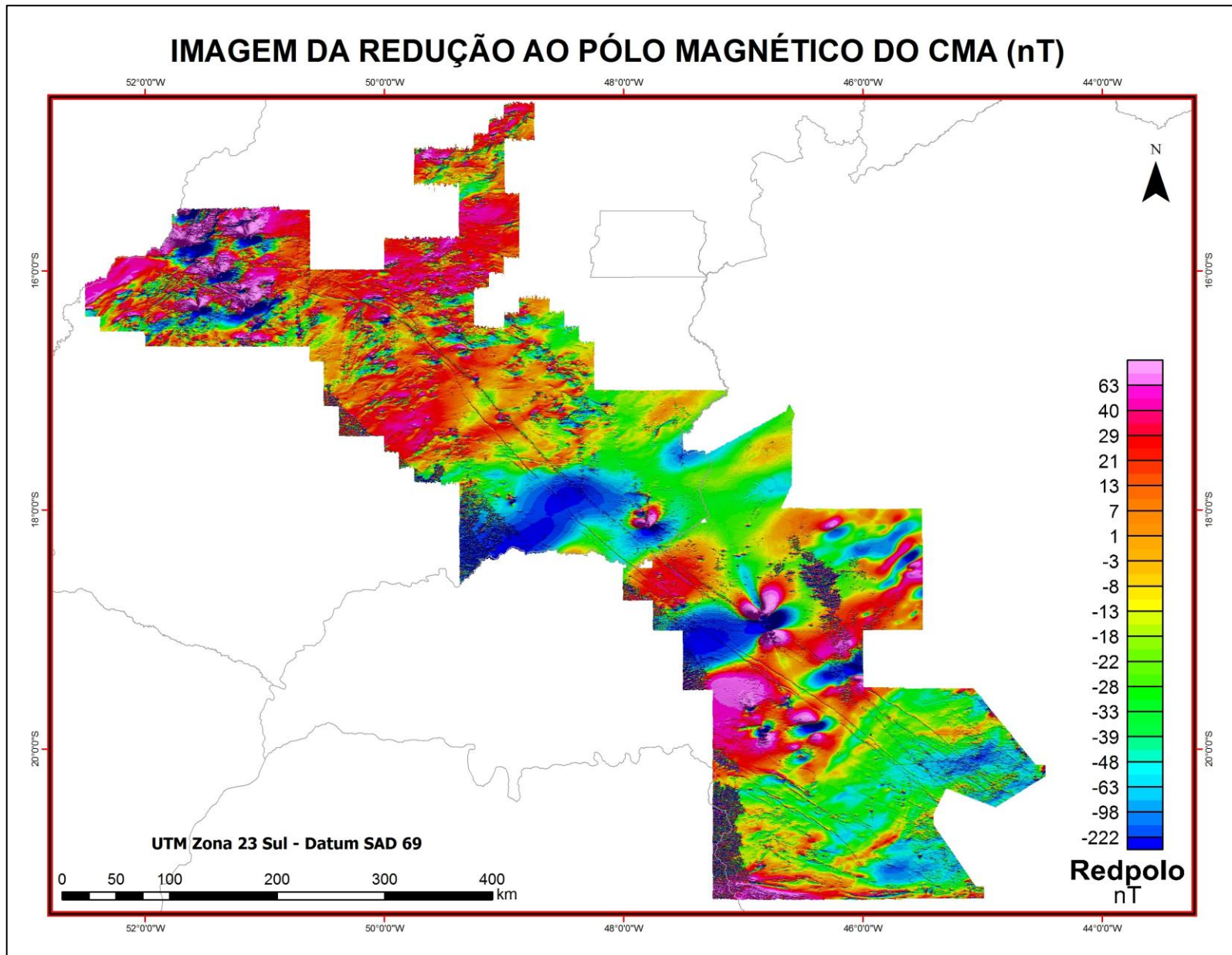


Figura 5.5 – Imagem da Redução ao Polo Magnético do CMA (Redpolo).

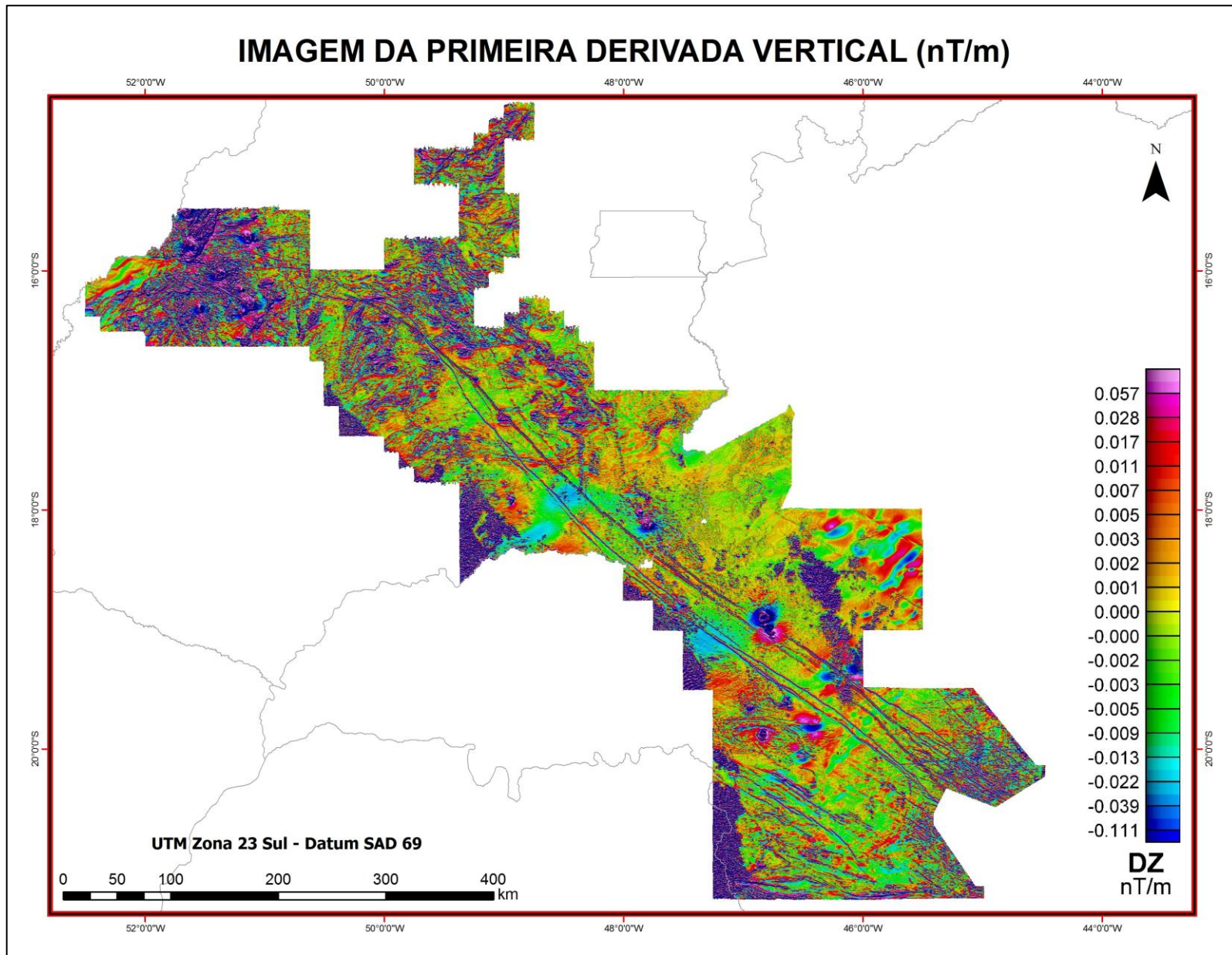


Figura 5.6 – Imagem da Primeira Derivada Vertical do CMA (DZ).

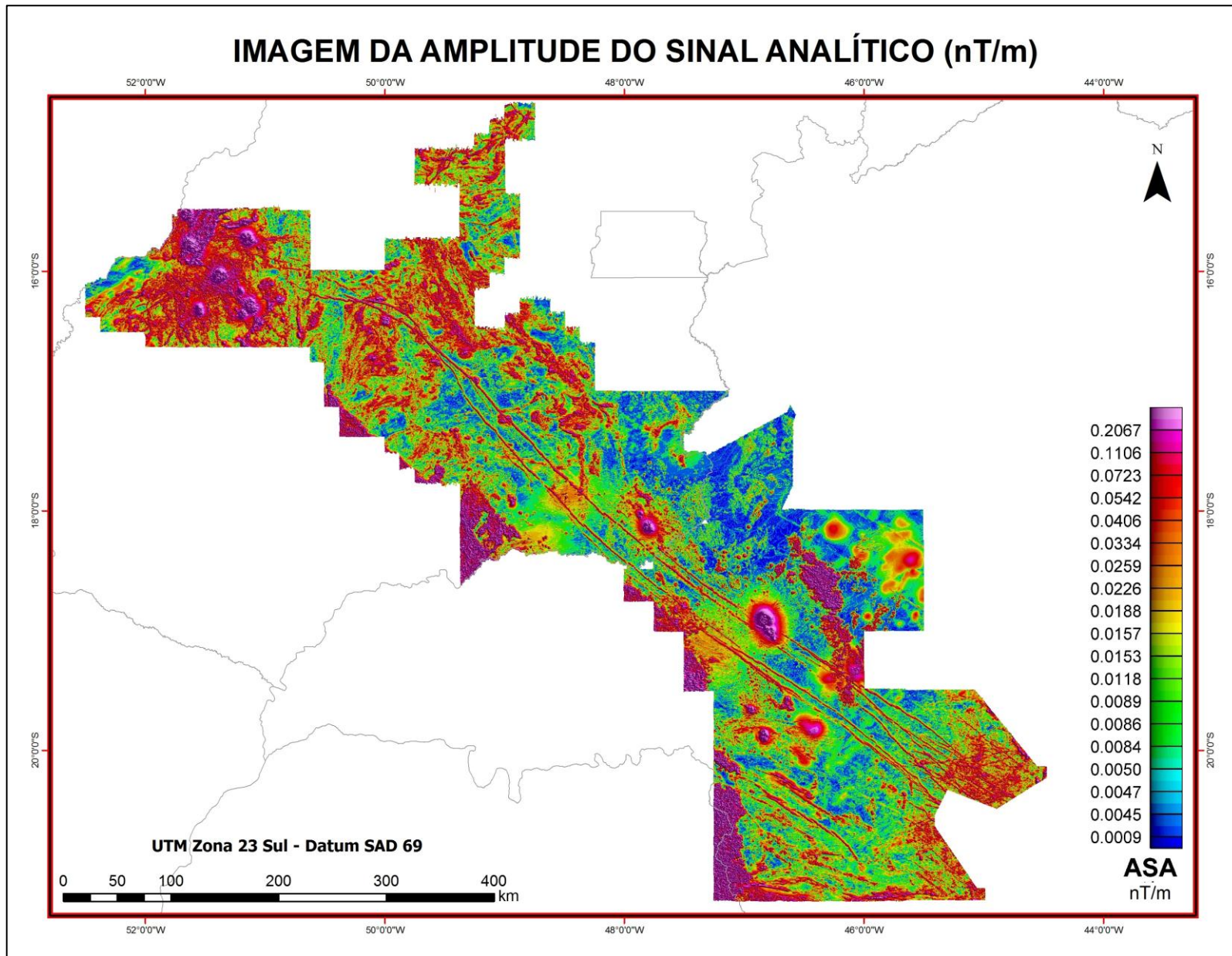


Figura 5.7 – Imagem da Amplitude do Sinal Analítico do CMA (ASA).

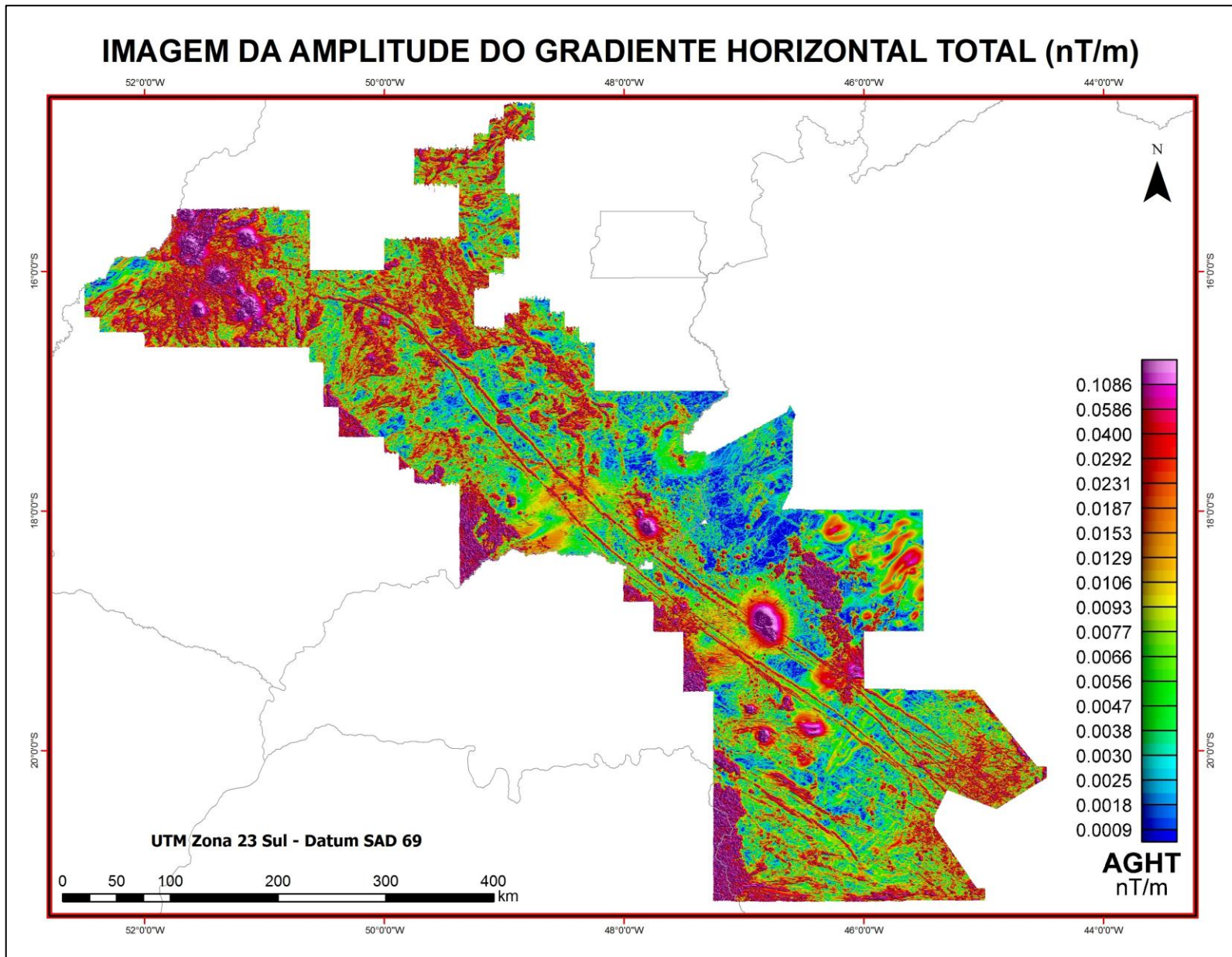


Figura 5.8 - Imagem da Amplitude do Gradiente Horizontal Total do CMA (AGHT).

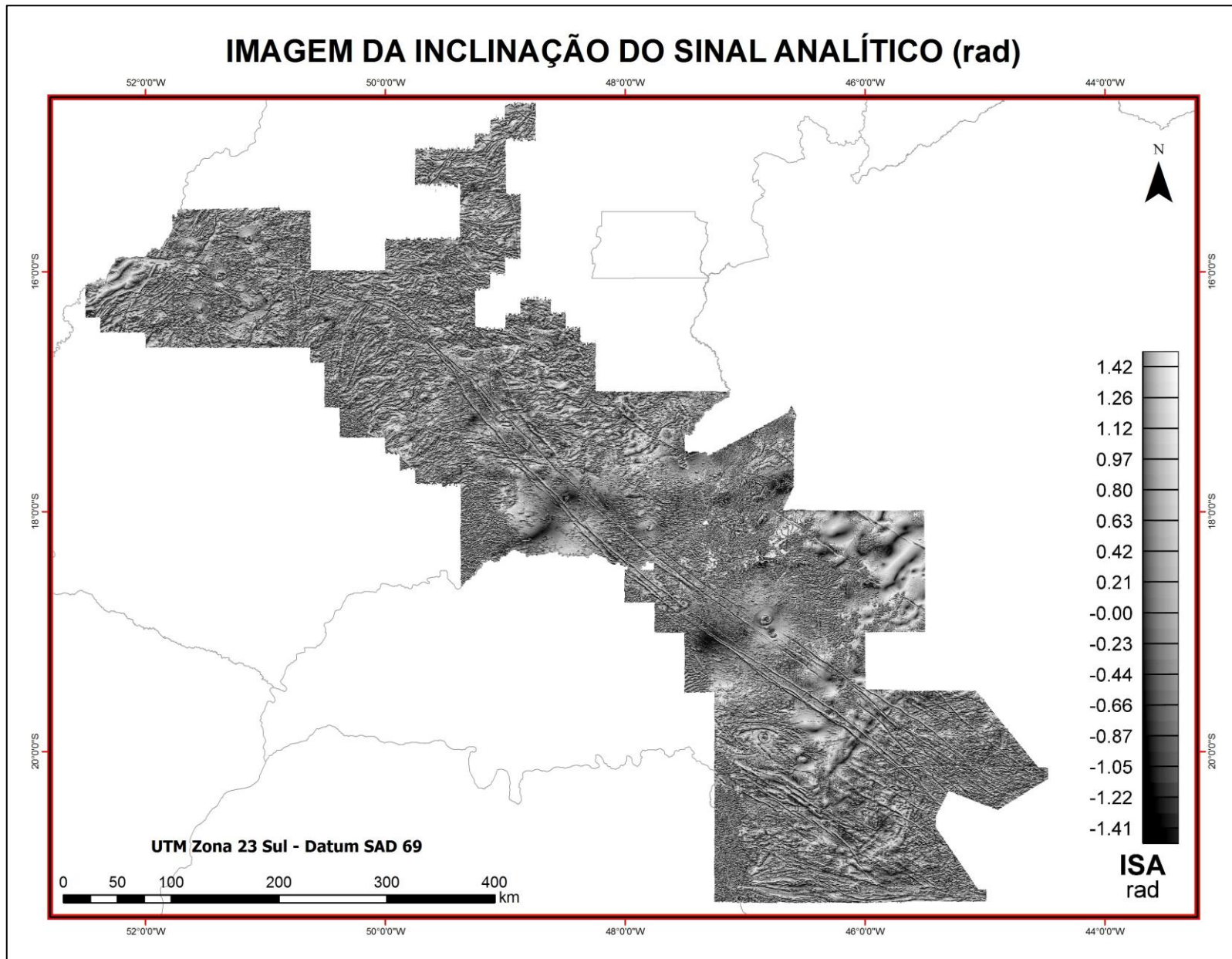


Figura 5.9 - Imagem da Inclinação do Sinal Analítico do CMA (ISA ou TILT).

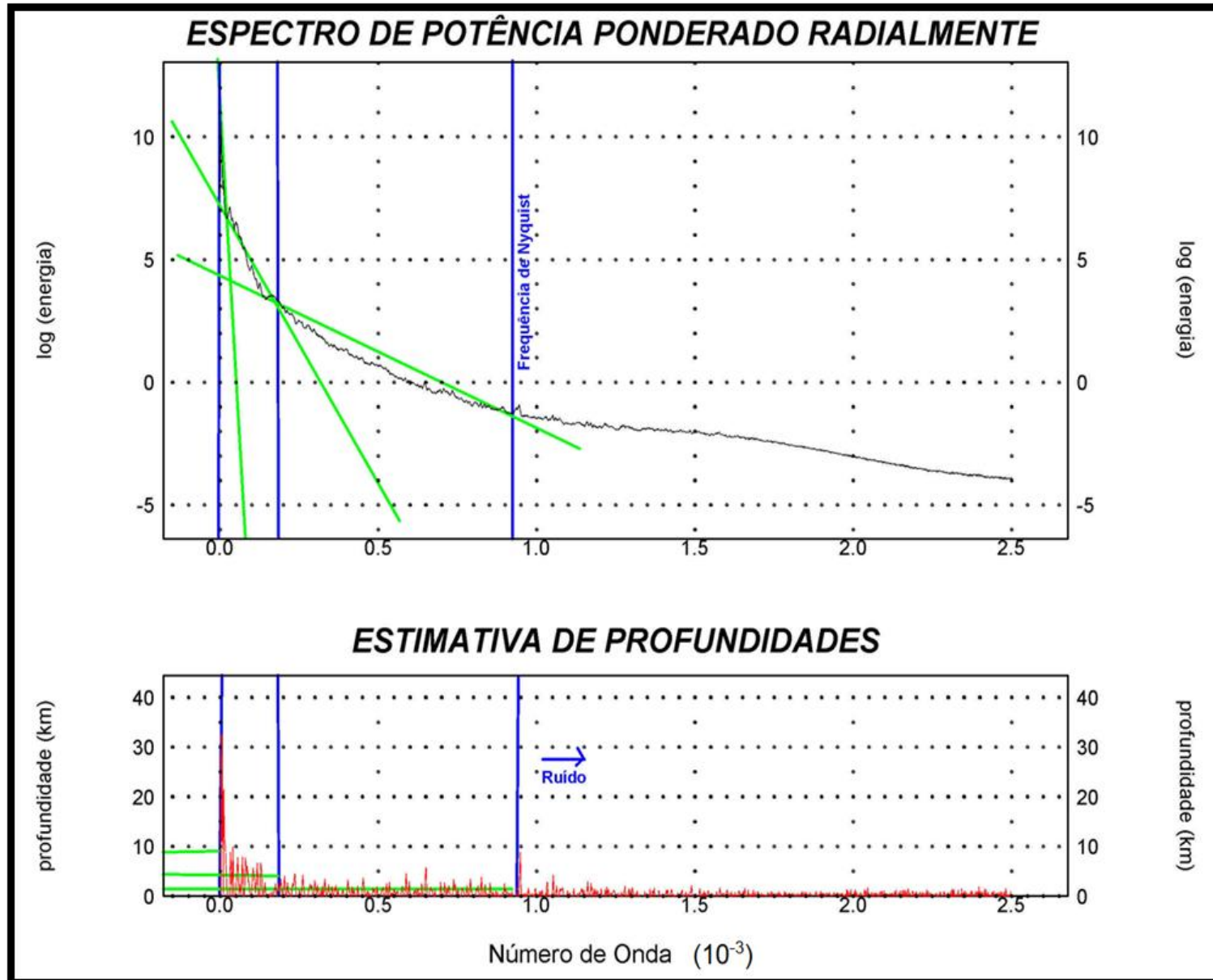


Figura 5.10 - Espectro de potência ponderado radialmente calculado com base nos dados magnéticos de toda a área.

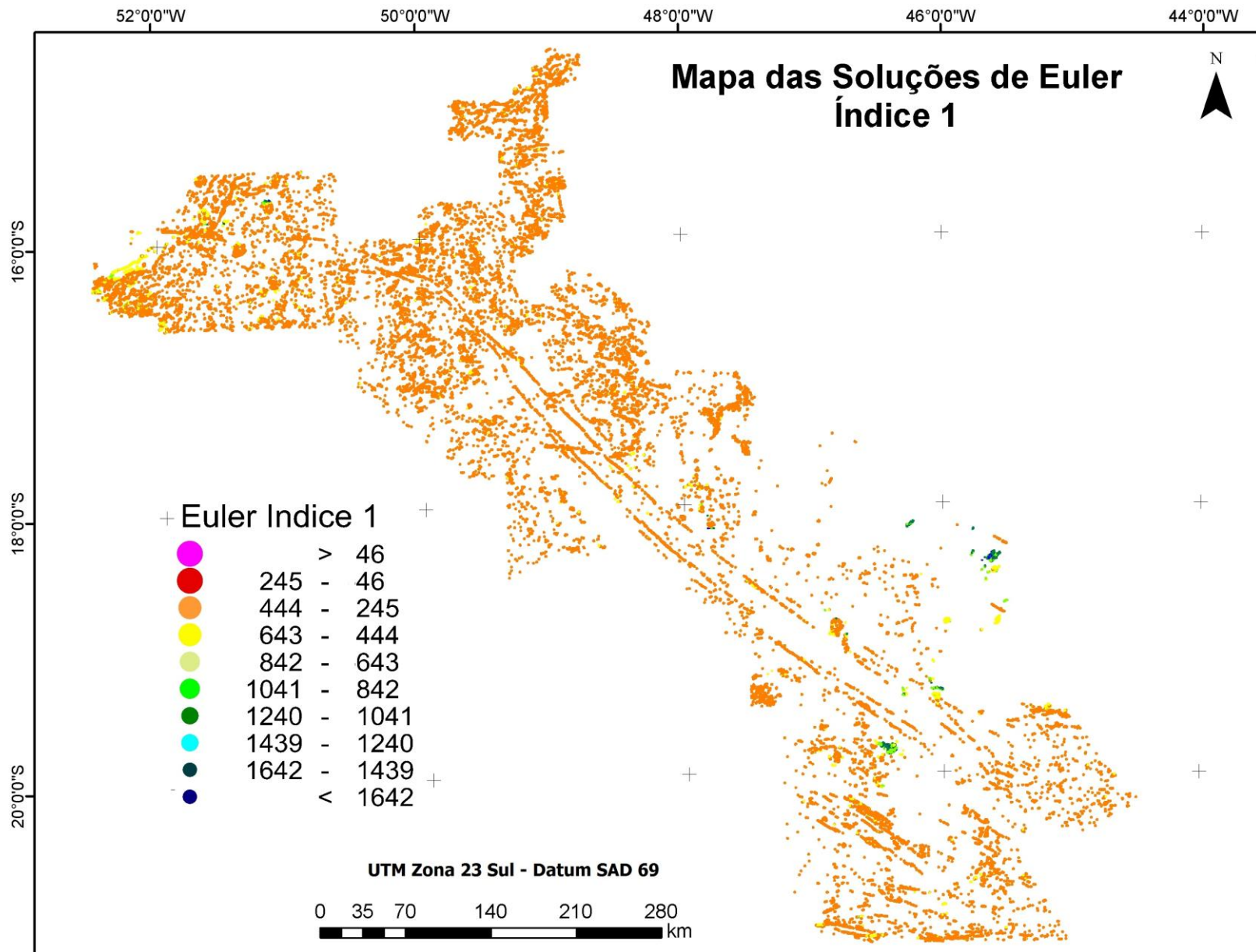


Figura 5.11 - Mapa com as soluções de Euler para o índice 1.

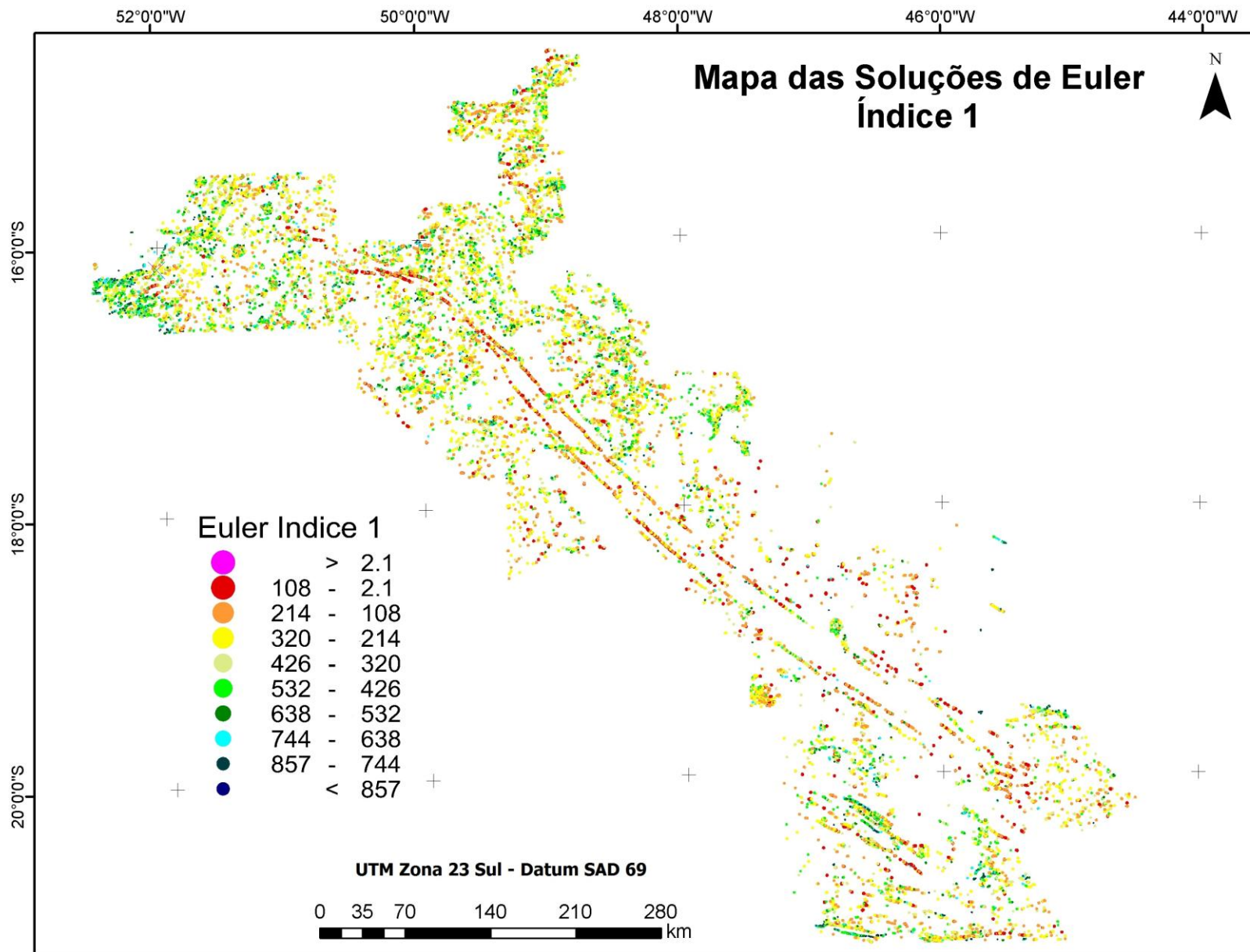


Figura 5.12 - Mapa com as soluções de Euler para o índice 1 para profundidades de até 857 metros.

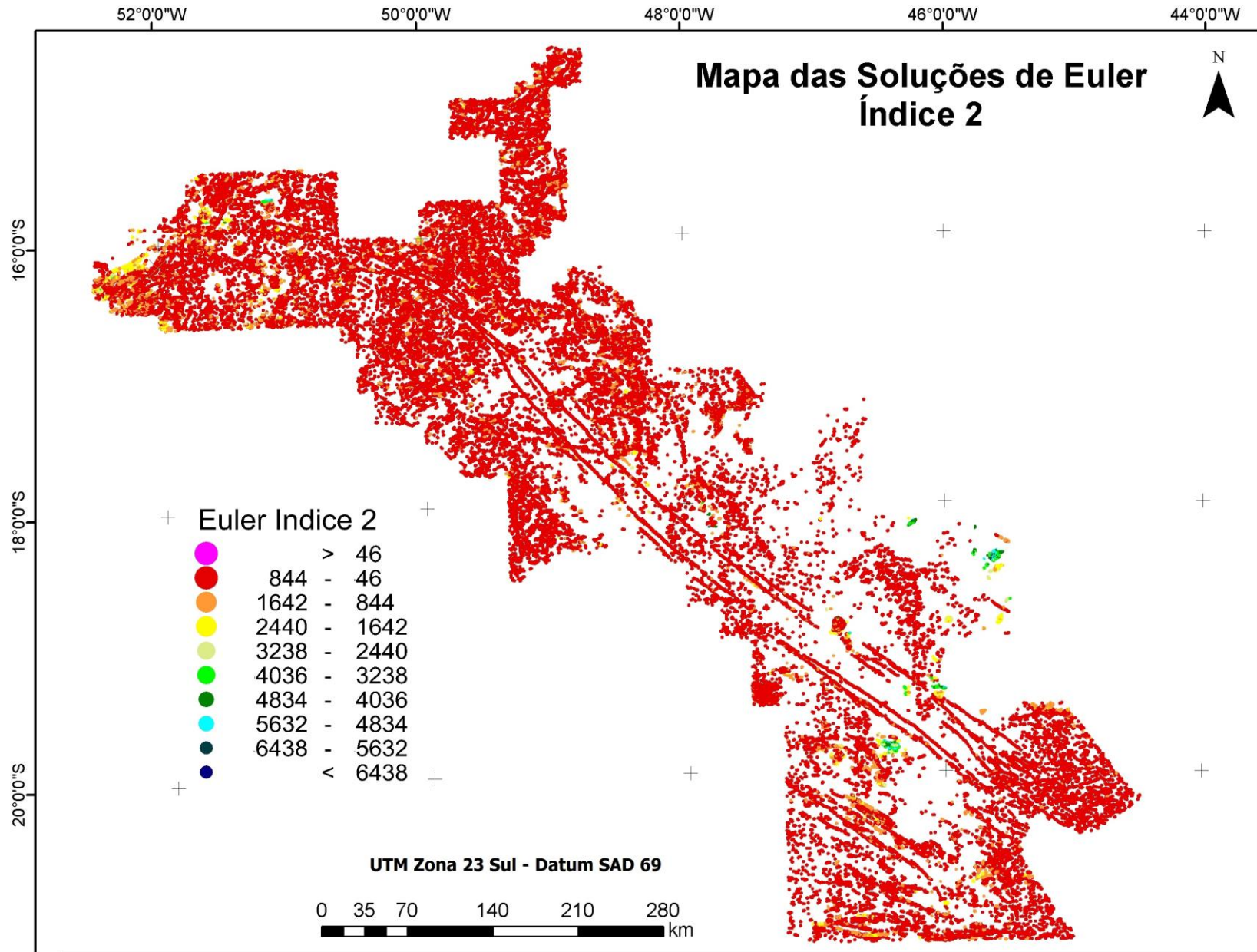


Figura 5.13 - Mapa com as soluções de Euler para o índice 2.

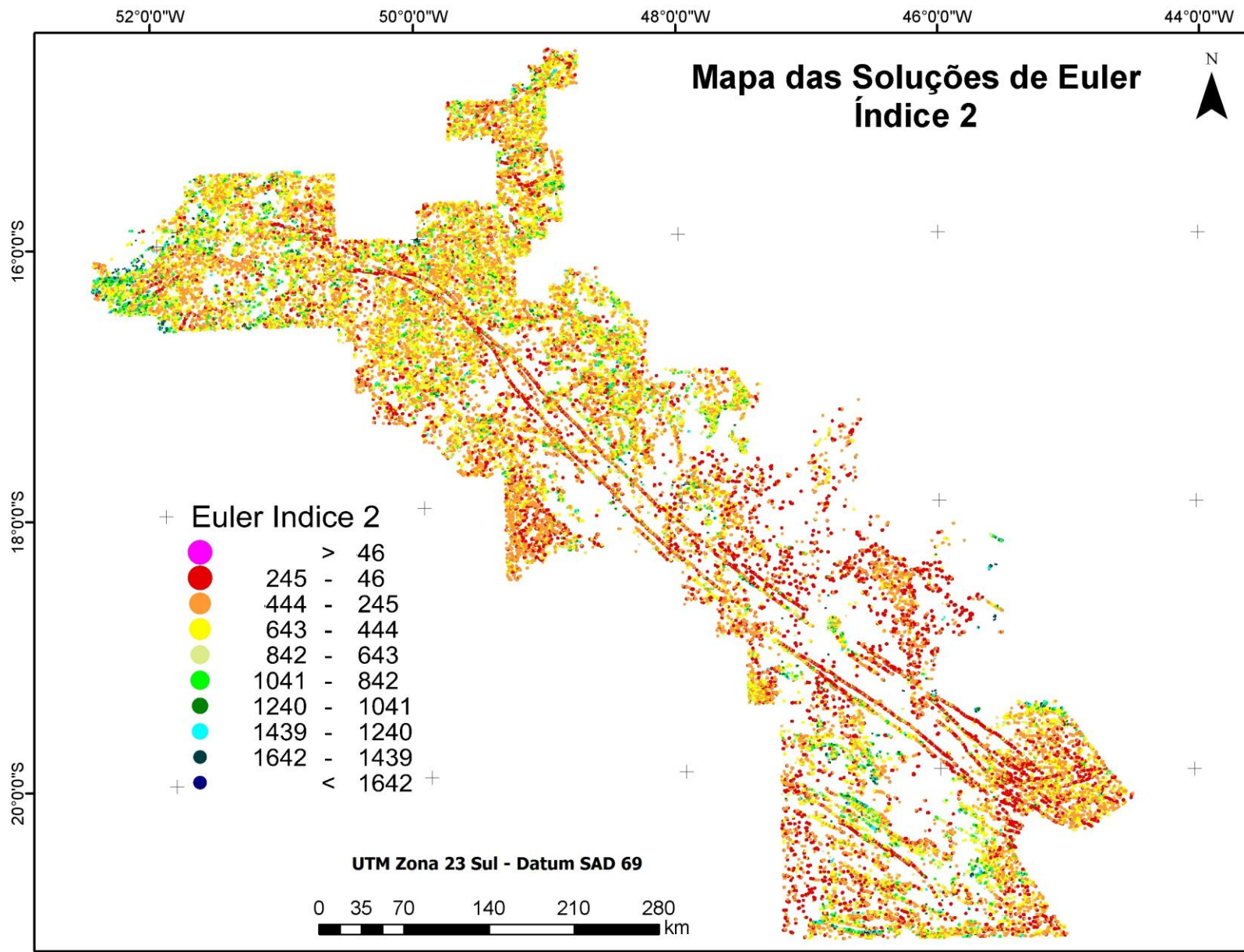


Figura 5.14 – Mapa com as soluções de Euler para o índice 2 para profundidades de até 1.642 metros.

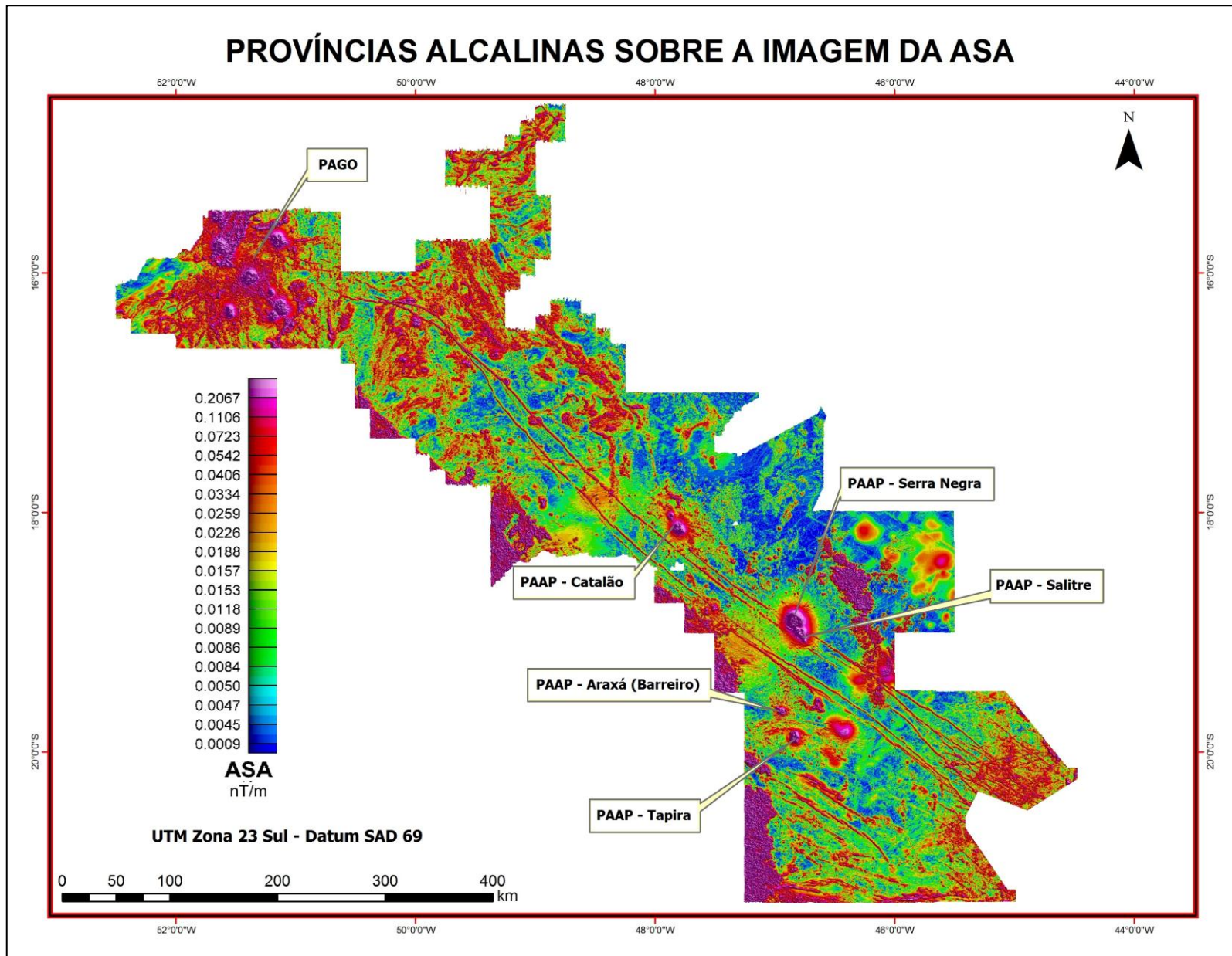


Figura 5.15 - Imagem da ASA com a localização das províncias alcalinas conhecidas.

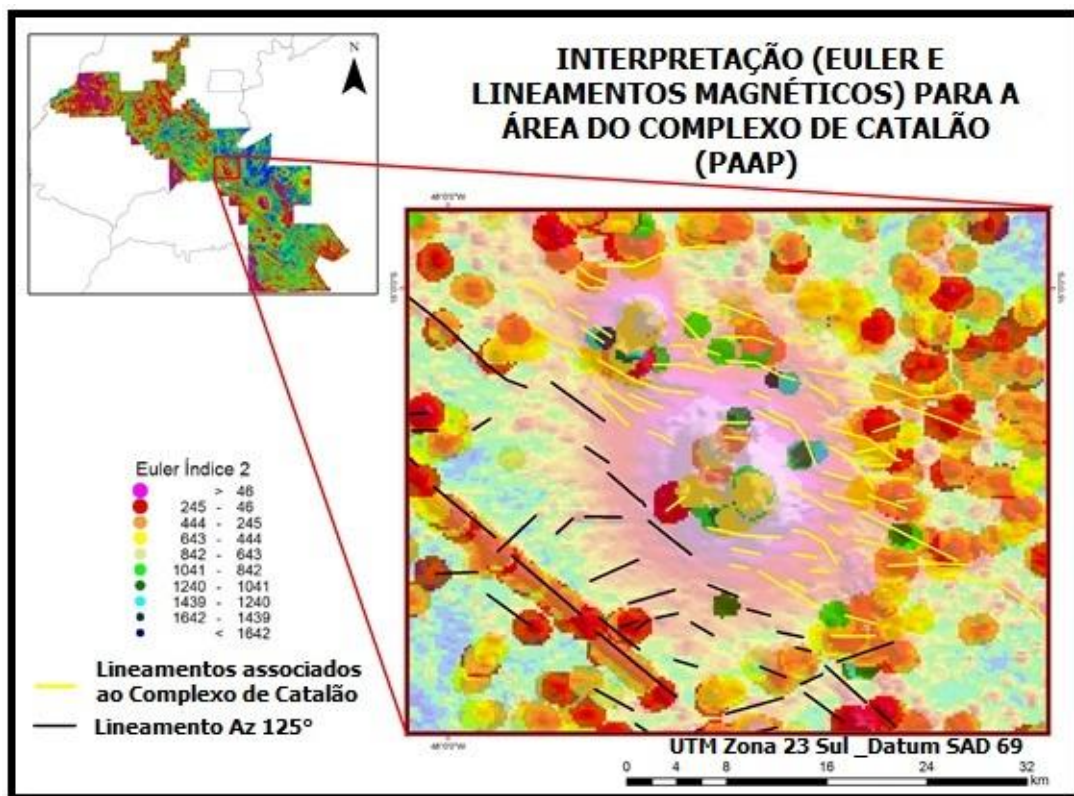


Figura 5.16 - Interpretação preliminar dos lineamentos magnéticos sobre a imagem ASA e os resultados da solução de Euler na região do complexo plutônico de Catalão; os traços em preto são referentes às feições interpretadas como Lineamento AZ 125°; os traços em amarelo correspondem aos lineamentos magnéticos em torno do complexo plutônico de Catalão.

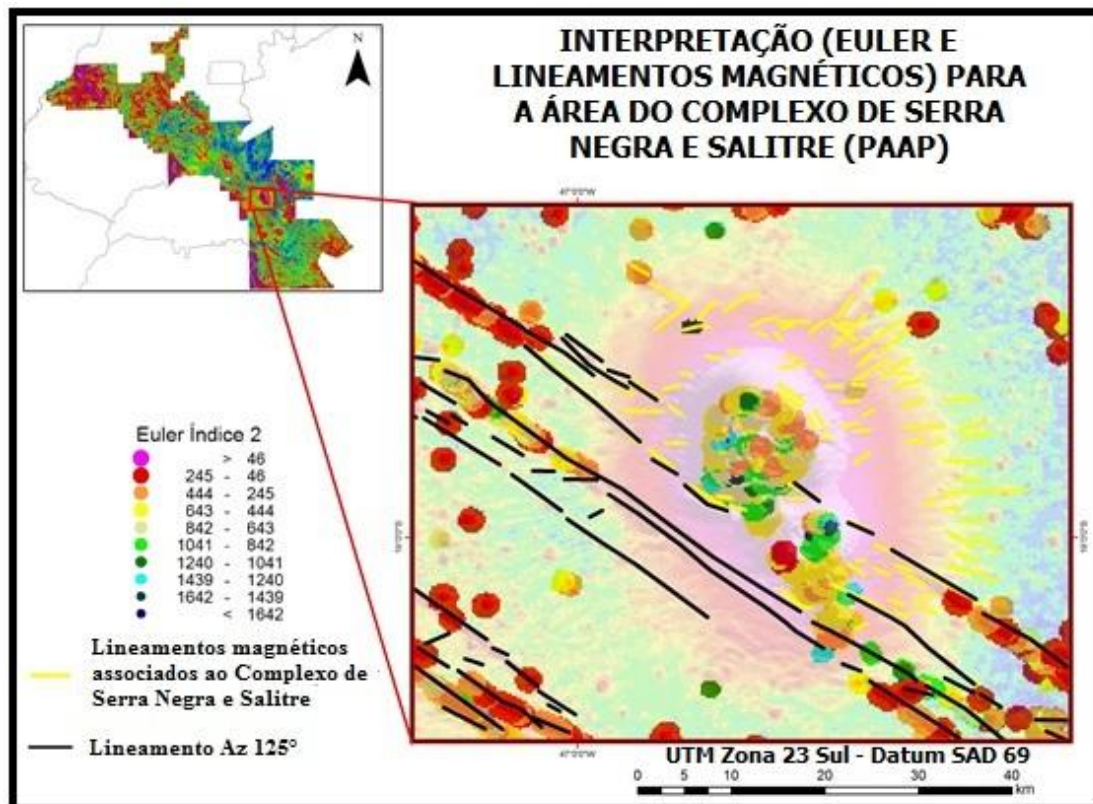


Figura 5.17 - Interpretação preliminar dos lineamentos magnéticos sobre a imagem ASA na região do complexo plutônico de Serra Negra e Salitre e os resultados da solução de Euler; os traços em preto são referentes às feições interpretadas como Lineamento AZ 125°; os traços em amarelo correspondem aos lineamentos magnéticos em torno do complexo plutônico de Serra Negra e Salitre.

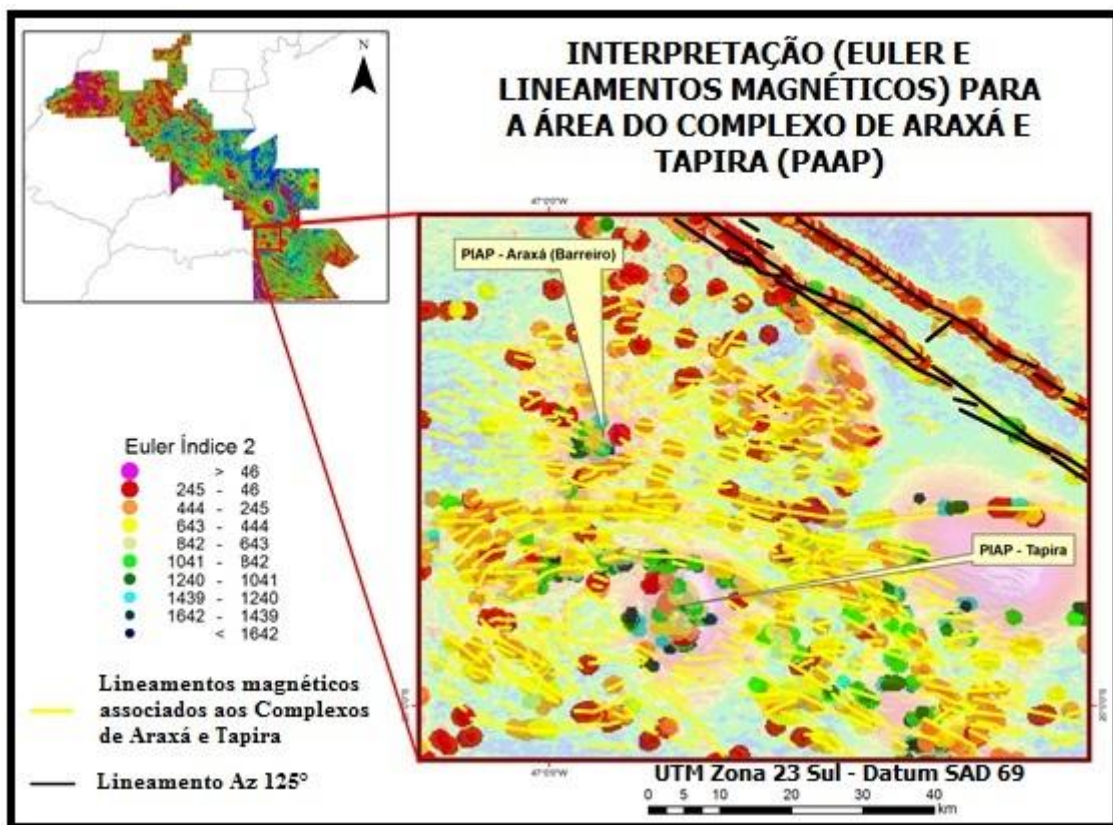


Figura 5.18 - Interpretação preliminar dos lineamentos magnéticos sobre a imagem ASA na região do complexo plutônico de Araxá e Tapira e os resultados da solução de Euler; os traços em preto são referentes às feições interpretadas como Lineamento AZ 125°; os traços em amarelo correspondem aos lineamentos magnéticos em torno do complexo plutônico de Araxá e Tapira.

Com base nas evidências magnéticas, o Az 125° foi compartimentado em três sistemas de lineamentos magnéticos (L1, L2 e L3; Figura 5.19). Os sistemas apresentam características de magnetização distintas (polaridades normal e reversa) e relações de corte que indicam diferentes processos tectono-magmáticos que atuaram na área. A caracterização e discussão sobre cada sistema de lineamentos é apresentada no Capítulo 6, referente ao primeiro artigo científico desta tese.

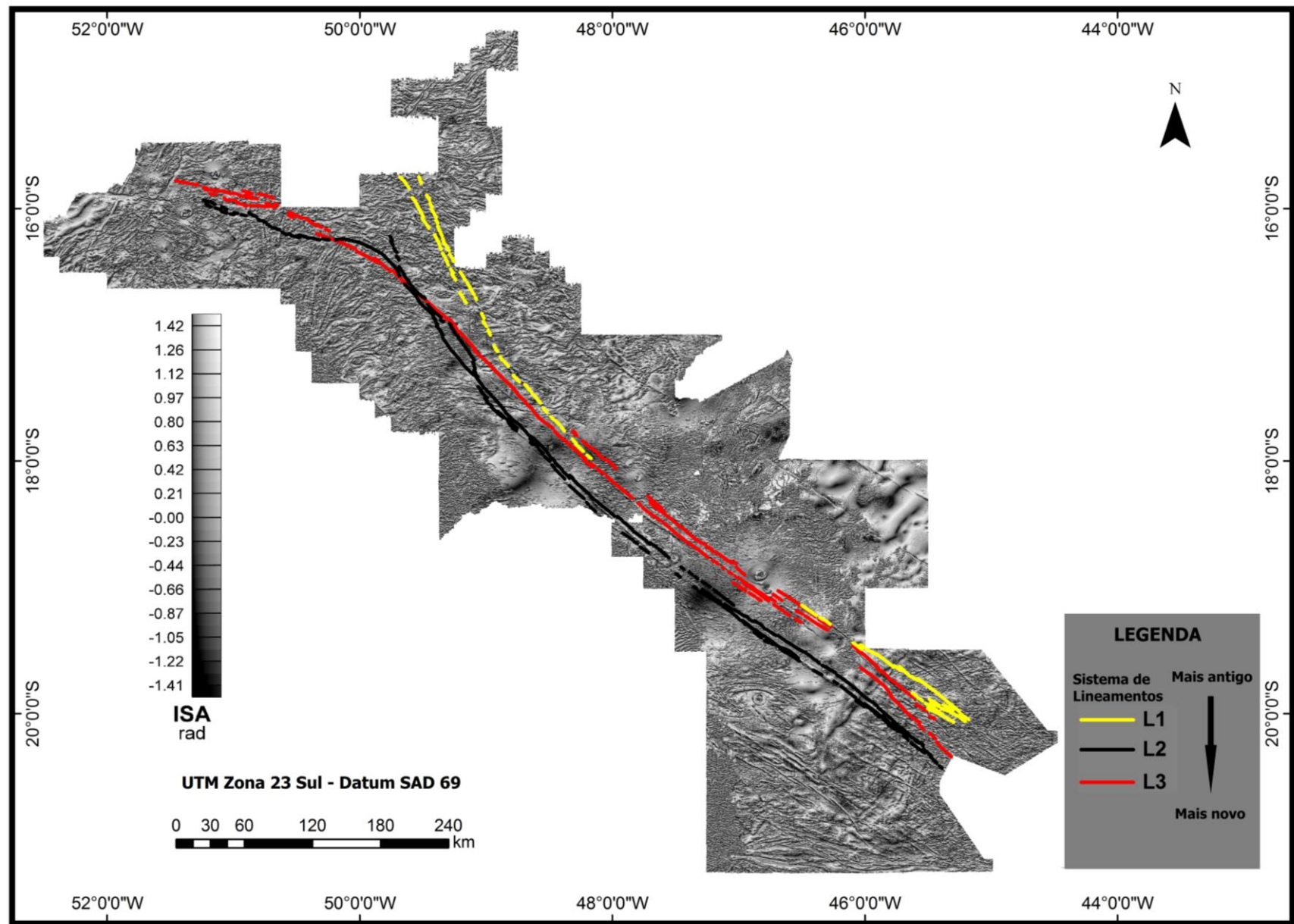


Figura 5.19 - Interpretação geofísica dos sistemas de lineamentos para o Az 125° sobre a imagem do TILT: L3 em vermelho; L2 em preto; e L1 em amarelo.

5.2 – ETAPA DE CAMPO

Nas etapas de campo foram marcados 41 pontos nos estados de Minas Gerais e Goiás (Figura 5.20). Foram coletadas amostras de rochas de praticamente todos os pontos, totalizando 102 amostras. A distribuição dos pontos mapeados foi uniforme, isso ocorreu devido ao Az 125° aflorar apenas pontualmente em determinadas regiões da área de estudo. Os pontos estão localizados essencialmente nas extremidades noroeste e sudeste da área (Figura 5.20). Foi possível correlacionar espacialmente com o Lineamento grande parte das amostras coletadas.

Os dados adquiridos nas etapas de campo apoiam os resultados da interpretação geofísica. Foram mapeados cinco diques (A, B, C, D e E), três deles localizados na porção norte da área e os outros dois na região sudeste. A sobreposição dos pontos de localização dos diques mapeados com as imagens geofísicas mostra que essas rochas estão diretamente associadas ao lineamento magnético Az 125°. Os diques A, B, C e D (Figuras 5.21 a 5.24) compõem o Sistema L3 e afloram como blocos centimétricos a métricos, numa faixa com direção preferencial NW-SE, variando entre 100 e 200 metros de comprimento e 100 metros de largura, e intrudem em xistos do (Baêta Júnior, 2001). Apresentam características de rochas intrusivas hipabissais, constituindo gabros e diabásios de coloração cinza escuro.

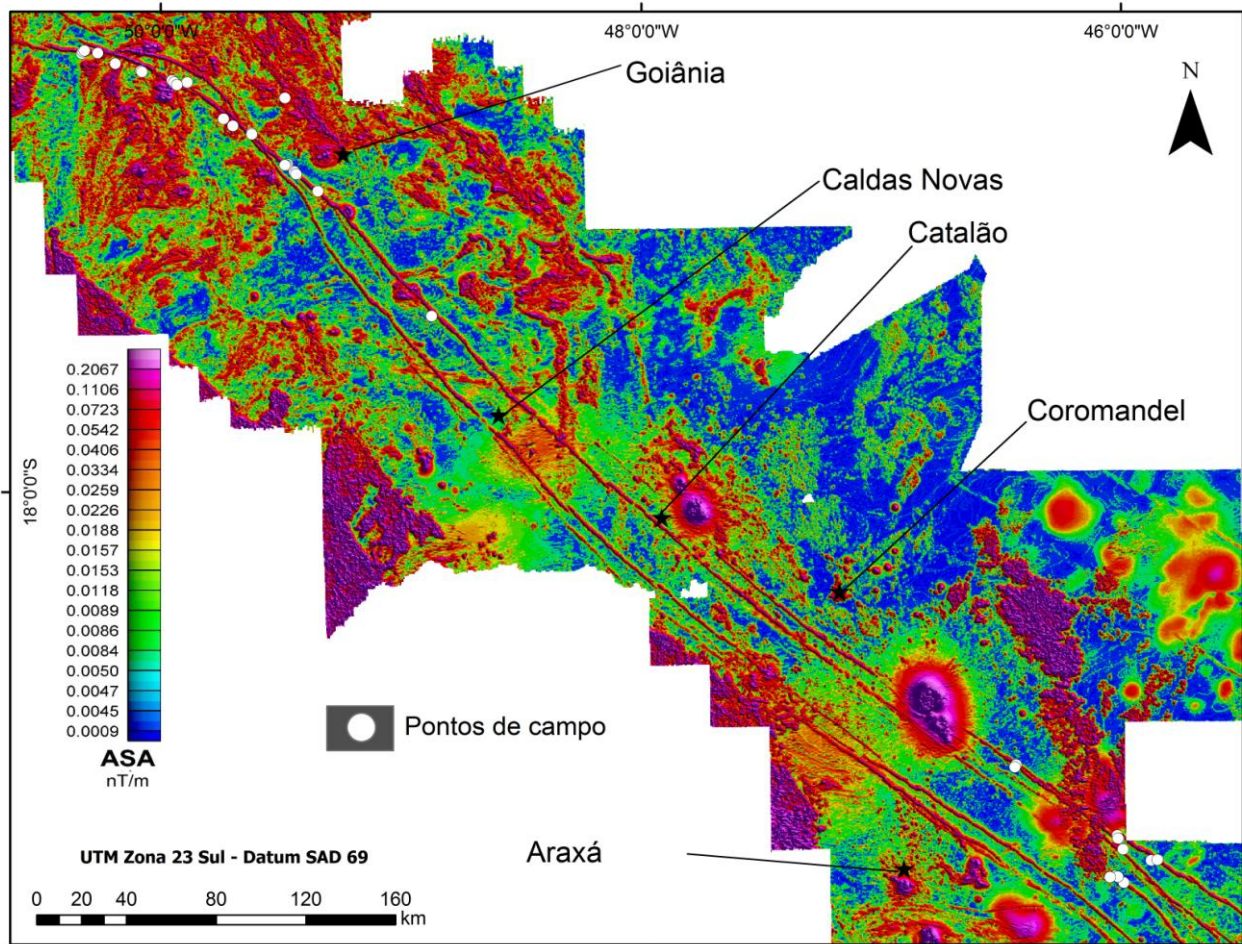


Figura 5.20 - Localização dos pontos mapeados em campo (círculos brancos) sobre a imagem da ASA.

O dique E (Figura 5.25) está relacionado ao Sistema L1 e aflora como um corpo alongado na direção NW-SE com cerca de 500 metros de extensão e aproximadamente 150 metros de largura, que intrude o argilito da Formação Serra da Saudade Inferior, Grupo Bambuí (Kuchenbecker, 2011; Figura 5.25). Constitui um gabro de coloração acinzentada com bordas de intemperismo de cor bege.



Figura 5.21 – Foto do afloramento em blocos do dique A (Olivina Gabro, Ponto 26, Goiás).



Figura 5.22 – Foto do afloramento em blocos do dique B (Diabásio, Ponto 39, Goiás).



Figura 5.23 – Foto do afloramento em blocos do dique C (Olivina Gabro, Ponto 33, Goiás).



Figura 5.24 – Foto do afloramento em blocos do dique D (Olivina Gabro, Ponto 12, Minas Gerais).



Figura 5.25 – Foto do afloramento do dique E (Olivina Gabro) intrudindo argilito do Grupo Bambuí (Ponto 8, Minas Gerais).

5.2.1 – SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA

De acordo com as características de localização (suas relações espaciais com a assinatura magnética do Lineamento Az 125°) e de suas assinaturas magnéticas, 11 amostras foram separadas para detalhamento em relação às propriedades de susceptibilidade magnética (Figura 5.26; Tabela 5.1). O valor médio de susceptibilidade magnética é de 36.67×10^{-3} (SI). O valor médio de susceptibilidade magnética de rochas ígneas básicas é de 10^{-3} a 10^0 (SI; Schön, 2004). Os valores anômalos de susceptibilidade magnética (além da relação espacial com o Az 125°) indicam que estas são amostras de rochas que compõem o Lineamento. Duas amostras (12 e 13a) apresentam valores muito acima da média (90×10^{-3} e 80×10^{-3} , respectivamente), localizam-se em Minas Gerais e estão relacionadas ao sistema de lineamentos L3.

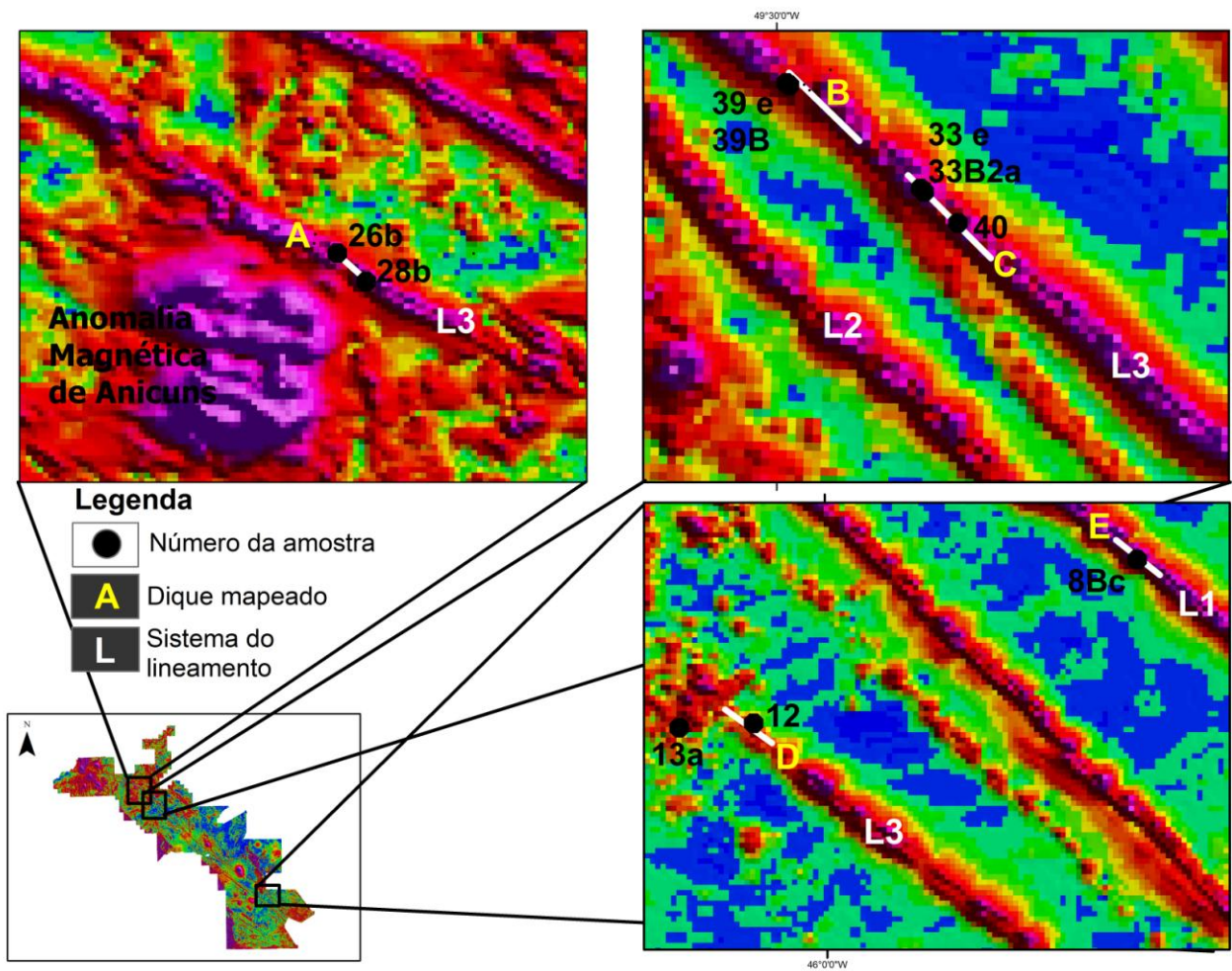


Figura 5.26 - Imagem da Amplitude do Sinal Analítico com as localizações das amostras (círculos pretos) e dos diques mapeados (letras em amarelo) e com as indicações dos sistemas de lineamentos (letras em branco).

Tabela 5.1 – Sumário com as características de susceptibilidade magnética e localização das amostras.

AMOSTRA	LOCALIZAÇÃO	SISTEMA DO LINEAMENTO	SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA $\times 10^{-3}$ (SI)
8Bc	Minas Gerais – Dique E	L1	33.36
12	Minas Gerais – Dique D	L3	90.0
13a	Minas Gerais – Dique D	L3	80.0
26b	Goiás – Dique A	L3	19.75
28b	Goiás – Dique A	L3	17.80
33	Goiás – Dique C	L3	17.06
33B2a fragmentos	Goiás – Dique C	L3	20.10
33B2a matriz	Goiás – Dique C	L3	38.03
39	Goiás – Dique B	L3	37.63
39B	Goiás – Dique B	L3	21.13
40	Goiás – Dique C	L3	28.50
Média	-	-	36.67

5.2.2 – ESPECTROMETRIA DE FLUORESCÊNCIA DE RAIOS X

As 11 amostras também foram selecionadas para a análise química quantitativa por meio de espectrometria de fluorescência de raios X (Tabela 5.2). O que se observa é que o teor de ferro (em porcentagem) é o esperado para as rochas ígneas básicas. Entretanto, as amostras 12 e 13a apresentam valores anômalos, muito acima da média das outras (41.92% e 49.86%, respectivamente). Estas mesmas amostras são as que apresentam os maiores valores de susceptibilidade magnética.

Tabela 5.2 – Concentrações dos elementos químicos nas amostras obtidas por meio de espectrometria de fluorescência de raios X.

Amostra	Zr	Zr +/-	Mg	Mg +/-	Al	Al +/-	Si	Si +/-	P	P +/-	S	S +/-	K	K +/-
8BC	0.0341	0.0005	-		6.30	0.11	25.80	0.15	0.4212	0.0137	-		1.190	0.0140
12	0.0487	0.0010	1.73	0.57	3.71	0.11	6.83	0.09	0.2952	0.0103	0.0734	0.0051	-	
13a	0.0593	0.0010	-		3.40	0.10	4.41	0.06	0.1793	0.0078	0.03	0.0042	-	
26b	-		-		0.63	0.04	48.23	0.16	-		-		-	
28b	0.0299	0.0004	-		6.04	0.08	36.41	0.14	-		-		2.568	0.0166
33	0.0383	0.0004	-		9.27	0.10	30.51	0.13	0.4043	0.0119	-		1.482	0.0133
33B2a fragmentos	0.0299	0.0004	-		6.04	0.08	36.41	0.14	-		-		2.568	0.0166
33B2a matriz	0.0393	0.0004	-		7.04	0.09	36.16	0.14	0.1428	0.0094	-		2.803	0.0176
39	0.0373	0.0005	-		7.95	0.10	30.75	0.13	0.4285	0.0124	-		1.329	0.0129
39B	0.0284	0.0004	-		8.45	0.09	36.98	0.14	0.1170	0.0093	-		2.056	0.0155
40	0.0342	0.0005	1.49	0.32	8.17	0.10	31.53	0.17	0.3394	0.0119	-		0.9495	0.0120

Amostra	Ca	Ca +/-	Ti	Ti +/-	V	V +/-	Cr	Cr +/-	Mn	Mn +/-	Fe	Fe +/-	Co	Co +/-
8BC	5.204	0.0308	1.674	0.0315	0.0950	0.0122	-		0.1725	0.0070	9.54	0.06	0.0434	0.0086
12	0.1114	0.0057	8.80	0.08	0.2849	0.0179	0.2849	0.0091	0.1541	0.0086	41.92	0.34	-	
13a	-		6.685	0.0491	0.3474	0.0145	0.3637	0.0083	0.1046	0.0074	49.86	0.26	-	
26b	0.3947	0.0075	0.0508	0.0081	0.0144	0.0040	-		0.0193	0.0027	9.439	0.04	-	
28b	0.1171	0.0079	0.4404	0.0144	0.0526	0.0065	0.0109	0.0028	0.0979	0.0043	5.291	0.0280	-	
33	5.706	0.0262	1.130	0.0232	0.0669	0.0093	-		0.0758	0.0042	6.530	0.0343	-	
33B2a fragmentos	0.1171	0.0079	0.4404	0.0144	0.0526	0.0065	0.0109	0.0028	0.0979	0.0043	5.291	0.0280	-	
33B2a matriz	3.678	0.0188	1.011	0.0217	0.0780	0.0091	-		0.1324	0.0052	6.294	0.0321	0.0367	0.0059
39	6.626	0.0296	2.162	0.0316	0.0908	0.0120	-		0.1602	0.0060	9.428	0.0456	0.0400	0.0076
39B	2.694	0.0159	0.9128	0.0206	0.0605	0.0084	0.0111	0.0031	0.1398	0.0053	7.179	0.0351	0.0385	0.0063
40	7.135	0.0382	2.699	0.0361	0.0821	0.0128	-		0.1727	0.0063	10.77	0.06	-	

(continuação)

Amostra	Ni	Ni +/-	Cu	Cu +/-	Zn	Zn +/-	As	As +/-	Ag	Ag +/-	Cd	Cd +/-	Sn	Sn +/-
8BC	-		0.0222	0.0012	0.0060	0.0006	-		0.0169	0.0010	0.0266	0.0011	0.0245	0.0013
12	-		0.0134	0.0016	-		-		-		-		-	
13a	-		0.0124	0.0016	-		0.0082	0.0007	-		-		-	
26b	-		0.0027	0.0004	-		-		-		0.0192	0.0009	0.0214	0.0010
28b	0.0044		0.0025		0.0048		-		0.0181	0.0007	0.0230	0.0008	0.0241	0.0010
33	-		0.0051	0.0006	0.0059	0.0005	-	-	0.0163	0.0008	0.0221	0.0009	0.0238	0.0011
33B2a fragmentos	0.0044	0.0009	0.0025	0.0004	0.0048	0.0004	-	-	0.0181	0.0007	0.0230	0.0008	0.0241	0.0010
33B2a matriz	0.0036	0.0010	0.0042	0.0005	0.0097	0.0006	-	-	0.0175	0.0007	0.0245	0.0009	0.0248	0.0010
39	-		0.0061	0.0007	0.0075	0.0006	-	-	0.0168	0.0008	0.0241	0.0010	0.0241	0.0011
39B	0.0058	0.0011	0.0063	0.0006	0.0094	0.0006	-	-	0.0175	0.0008	0.0252	0.0009	0.0258	0.0011
40	-		0.0054	0.0007	0.0096	0.0007	-	-	-		0.0238	0.0010	0.0218	0.0012

Amostra	Sb	Sb +/-	W	Pb	Pb +/-	Bi	Bi +/-	LE	LE +/-
8BC	0.0304	0.0016	-	-		-		49.40	0.25
12	-		-	-		0.0155	0.0013	35.73	0.41
13a	-		-	-		-		34.54	0.34
26b	0.0294	0.0012	-	-		-		41.15	0.18
28b	0.0327	0.0012	-	0.0018	0.0003	0.0030	0.0003	48.83	0.18
33	0.0302	0.0013	-	-		-		44.68	0.20
33B2a fragmentos	0.0327	0.0012	-	0.0018	0.0003	0.0030	0.0003	48.83	0.18
33B2a matriz	0.0351	0.0013	-	0.0011	0.0003	0.0025	0.0003	42.47	0.19
39	0.0297	0.0014	-	-		-		40.89	0.21
39B	0.0327	0.0013	-	0.0019	0.0003	0.0024	0.0003	41.20	0.19
40	0.0307	0.0014	-	-		-		36.53	0.24

5.2.3 - LÂMINAS DELGADAS

Foram selecionadas 8 amostras para descrição detalhada de suas lâminas delgadas (Anexo I). Dessas lâminas, 7 correspondem a rochas que compõem o Az 125° (amostras 23, 33, 33B2, 39, 39b e 40) e 1 (amostra 34) é referente a uma das rochas encaixantes. A descrição detalhada de cada uma encontra-se no Anexo I desta tese.

ARTIGO 1**Geophysical characterization of the Azimuth 125° lineament with aeromagnetic data:
contributions to the central geology of Brazil**

Loiane Gomes de Moraes Rocha¹ – loianemoraes@hotmail.com

Augusto César Bittencourt Pires¹

Adriana Chatack Carmelo¹

José Oswaldo de Araújo Filho¹

¹Universidade de Brasília, Brazil

ABSTRACT

The central portion of the Azimuth 125° lineament (Az 125°) is located in the Brazilian states of Goiás and Minas Gerais. The lineament consists of an extensive set of faults that are oriented in the NW-SE direction. The Az 125° feature in the studied area is approximately 850 km long and 70 km wide. The formation of these faults probably started during the Brasiliano Orogenic Event (started at *ca.* 950 Ma) and they served as a conduit for magma ascent in most recent times. The most important carbonatite and kimberlite complexes in Brazil are located along this lineament which is the main structural feature that is associated with these complexes. However, Az 125° is not mapped on geological maps at a regional scale as a continuous structural feature, because it is not consistently visible on the surface or in satellite images. Geological provinces with highly economically valuable mineralizations occur along Az 125°. These provinces make this area geologically important. The present study is a contribution to the advancement of knowledge of Az 125°, based on its relevant magnetic signature. This signature characterizes the lineament as a set of linear features with regional continuity in the subsurface, where it is highlighted by a magnetic susceptibility response that contrasts with the response that is exhibited by its host rocks. The azimuth is partitioned into three main systems (L1, L2, and L3) according to its magnetic signatures and mapped igneous rocks chronology. This subdivision, in conjunction with the dates assigned to

various basic dikes within the azimuth, reveals that the evolution of the azimuth can be associated with three events. The first event occurred during the Brasiliano (950 Ma to 520 Ma). The second event occurred during the Gondwana fragmentation (starting circa 180 Ma). The third event is related to the tectonomagmatic activity of The Trindade plume (90 Ma to 80 Ma). We posit that the L1 system includes the older dikes, and the L3 system includes the youngest dikes; the L2 system which intersects L3, is therefore, of intermediate age. Magnetic anomalies that occur along Az 125° are associated with intrusive rocks from the Goiás and Alto Paranaíba alkaline provinces. The field data support the geophysical data and define the Az 125° lineament as a set of dikes of different ages. These dikes are formed by gabbroic rocks and diabase and can be observed in occasional outcrops that were preserved from active erosion. An important contribution of this study concerns the determination of a chronology of events that characterizes the segmented structure of the Az 125° lineament, here defined as L-systems (L1, L2, and L3), based on both geological and geophysical data.

Keywords: Azimuth 125° lineament, magnetometry, Alto Paranaíba Alkaline Province, Goiás Alkaline Province, basic dikes

INTRODUCTION

Bardet (1997) first described the Azimuth 125° (Az 125°) lineament as a succession of diamond deposits that were aligned from Abaeté (state of Minas Gerais) to Rio Machado (state of Rondônia) on a belt with an NW-SE orientation. This belt is 1,800 km long and approximately 200 to 300 km wide. In addition, the Az 125° lineament is known as the Pará de Minas Dike Swarm (Chaves and Neves, 2005) and as Alto Paranaíba lineament in the Triângulo Mineiro region (Schobbenhaus *et al.*, 1975). According to Gonzaga and Tompkins (1991), Az 125° occurs from the state of Rondônia to the state of Rio de Janeiro (Fig. 1). Pereira *et al.* (2008) indicated that this azimuth is one of the most significant metallotects for kimberlite diatreme intrusions in Brazil and is a set of faults that operated as a conduit for kimberlite magma.

In Brazil, alkaline-carbonatite complexes and kimberlite provinces are located in fault zones and arched areas on the edges of the Paraná, Paranaíba (Almeida, 1986), and Amazonas basin (Biondi, 2003) along three main structural lineaments (Fig. 1), including the Transbrasiliiano, Blumenau, and Az 125° lineaments. Az 125° is the most important lineament regarding carbonatite and kimberlite distributions in Brazil (Gonzaga and Tompkins, 1991). Carbonatite complexes typically occur in orthoplatforms and appear as dikes, stocks, and plugs that are associated with alkaline rocks (Lapin *et al.*, 1999).

The Goiás Alkaline Province (GAP) and Alto Paranaíba Alkaline Province (APAP) are associated with the Az 125° lineament. Both of these provinces resulted from intense mafic-alkaline magmatic activity that occurred in the Upper Cretaceous (Dutra *et al.*, 2012). The formation of these provinces has been attributed to thermal or chemical influences from mantle plumes that impacted the base of the continental lithosphere (Gibson *et al.*, 1995, 1997; Thompson *et al.*, 1998). Thus, the Upper Cretaceous magmatism of the GAP and APAP are considered to result from the Trindade plume (Croughet *et al.*, 1980; Gibson *et al.*, 1995b, 1997b; Thompson *et al.*, 1998).

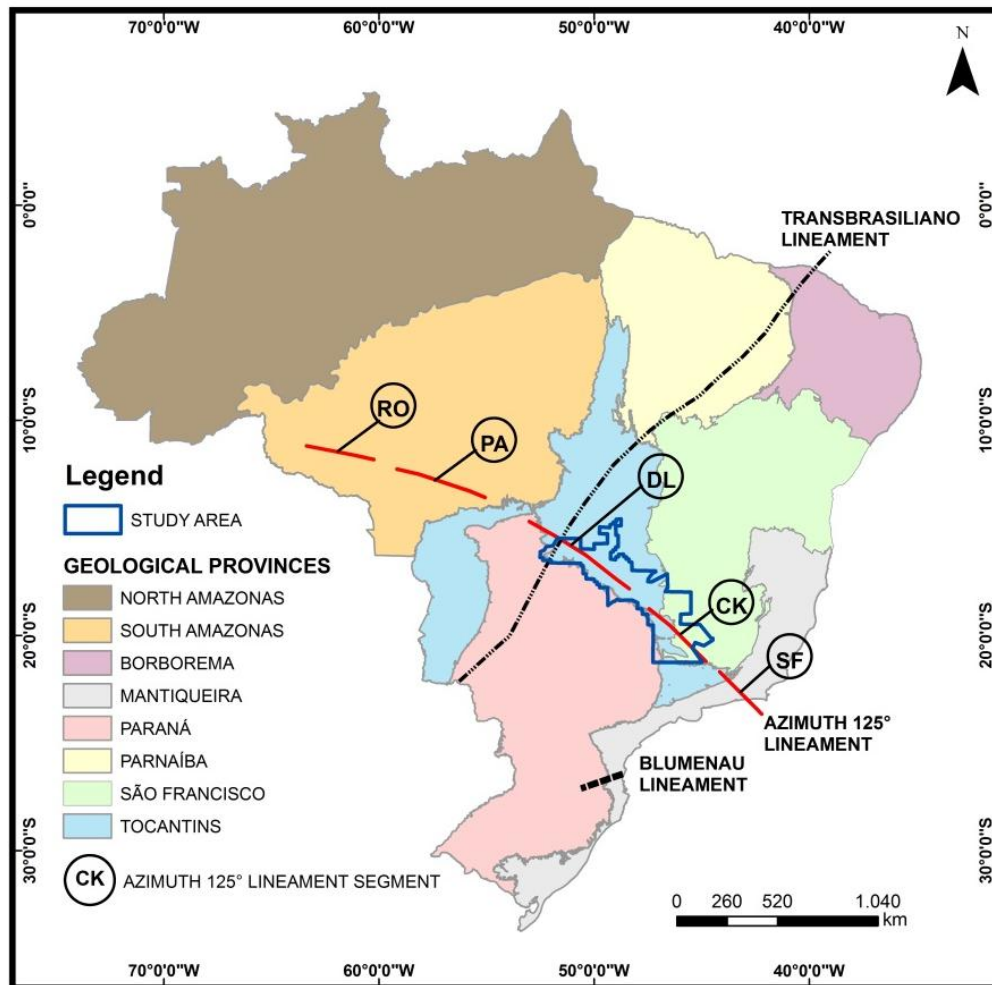


Fig. 1 – Map of the geological provinces and major structural lineaments of Brazil and the study area (Modified from Gonzaga and Tompkins, 1991; Delgado *et al.*, 2003; Schobbenhaus and Brito Neves, 2003; and Curto *et al.*, 2013).

Regional structures, such as faults, basic rock dikes and geological contacts, can often be identified based on their magnetic signatures. Kimberlites and other ultramafic rocks, which are often associated with these features, can be recognized in the same manner because they have high magnetic susceptibility (Power *et al.*, 2004).

Geophysical methods are important tools for acquiring information and understanding geology. These methods provide a three-dimensional view of the study area (Moraes, 2007). Thus,

geophysical methods that were derived from field measures and produced by natural sources have been used to understand the geological setting. In recent decades, the magnetometric method has excelled in regional geology studies in Precambrian areas. The different magnetic susceptibilities between certain rocks and their host rocks may enable the identification of kimberlite bodies, regional faults, and basic dikes (Smith and Fountain, 1999). This identification is based on the structural and lithological characterization of the lateral differences in the crust's physical properties (Airo, 1999). Geophysical methods, such as magnetometry and gravimetry, have been applied at different scales to identify and describe environments that were formed by tectonomagmatic processes (including alkaline intrusions in different provinces) (Marangoni and Mantovani, 2013).

Here, aeromagnetic data were used to determine the geometry and spatial distribution of the Az 125° lineament. In the regions where no information was available regarding the dike ages in Az 125°, an intersection relationship was used between Az 125° and dated rocks in the study area.

The geotectonic relationships that were involved in evaluating the Az 125° lineament indicated the presence of economically important mineralizations along the lineament (Moraes Rocha *et al.*, 2011). These mineralizations included phosphate, niobium, barium, titanium, and rare earth elements (REE) (Brod *et al.*, 2004). Thus, the magnetic characterization of the Az 125° lineament is presented in this study.

GEOLOGICAL CONTEXT

The study area is located in the central portion of the Az 125° lineament and covers the states of Goiás and Minas Gerais, in central Brazil. Three geological domains with different stratigraphic, tectonic, magmatic, and metamorphic characteristics make up the area, namely, São Francisco, Tocantins, and Paraná provinces (Almeida *et al.*, 1977; 1981; Fig. 2).

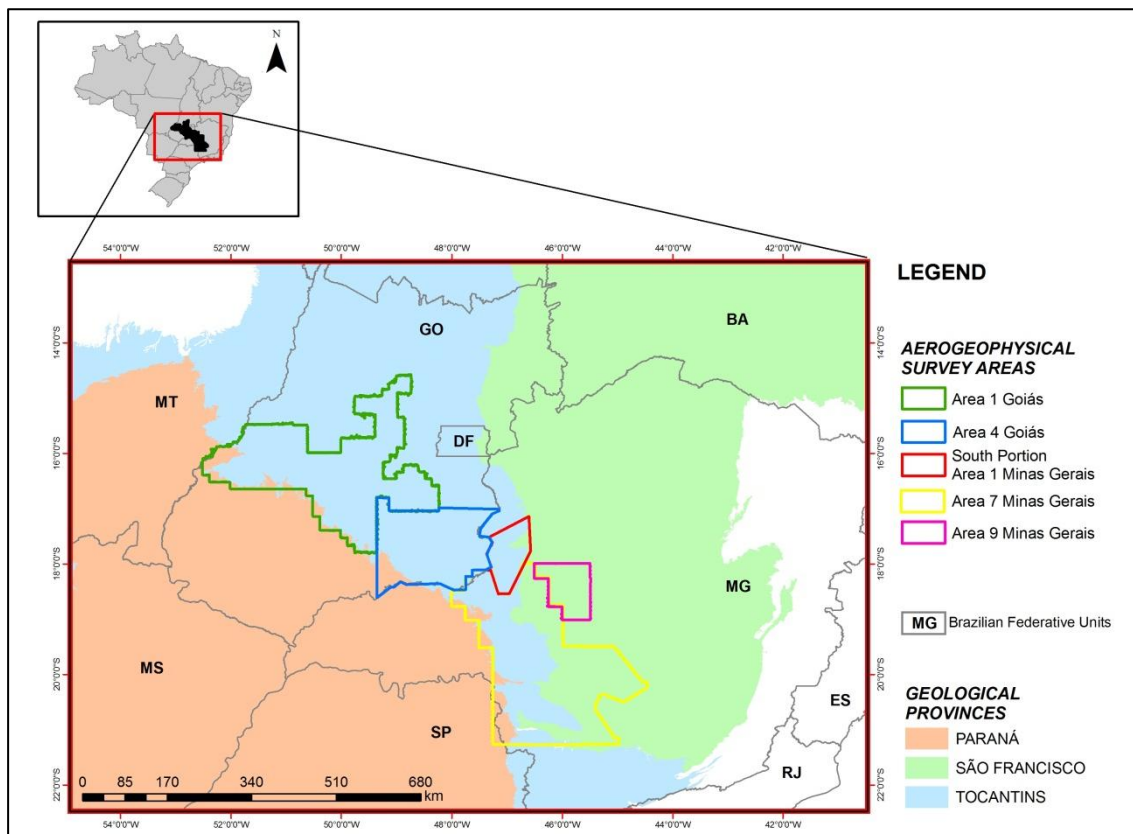


Fig. 2 – Aerogeophysical survey areas and geological provinces (Modified from Delgado *et al.*, 2003; Schobbenhaus and Brito Neves, 2003).

The São Francisco Province includes the oldest rocks in Brazil, which form small cores of TTG orthogneisses and are surrounded by younger rocks. These cores indicate that successive accretion events occurred during the construction of the older crustal segments (Delgado *et al.*, 2003). This province comprises some of the most important carbonatite complexes of the APAP, as following (Fig. 4): Serra Negra (79.1 ± 8.7 Ma; Eby and Mariano, 1992), Salitre I (89.8 ± 6.9 Ma; Eby and Mariano, 1992) and Salitre II (82.6 ± 3.7 Ma; Eby and Mariano, 1992). Also, the Mata da Corda Group (Hasui and Cordani, 1968; Fig. 12) is included in the São Francisco Province, and is represented by intracontinental alkaline volcanism distributed over an area of approximately 2,200 km², composed of volcanic rocks dated at 77.9 ± 3.9 Ma (Hasui and Cordani, 1968).

The Tocantins Province dominates the studied area and consists of a system of orogens. These orogens are characterized by the mobile belts of Brasília, Paraguai, and Araguaia. These belts resulted from the convergence and collision of three blocks, including the Amazonian Craton (west), the São Francisco Craton (east), and the Paranapanema Craton (southwest). Fuck *et al.* (1993) and Fuck (1994) partitioned the province into the following tectonic units (from east to west): (i) Cratonic Zone, (ii) Brasília Belt, (iii) Goiás Massif, (iv) Goiás Magmatic Arc (west), and (v) Paraguai-Araguaia Belt. Delgado *et al.* (2003) proposed a more detailed subdivision of the Tocantins Province that included the following tectonic domains: (i) Archean Granite-Greenstone

Terrains and tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) Domes, (ii) Porto Nacional-Nova Crixás Domain, (iii) Dianópolis-Silvânia Paleoproterozoic Mobile Belt, (iv) Goiás Mafic-Ultramafic Layered Complexes, (v) Paleoproterozoic Rift Basin, (vi) Remnants of Oceanic Crust, (vii) Brasileiro Orogens, and (viii) Terrain of Unknown Tectonic Significance (Fig. 3).

Intrusive complexes that are significant for geological and geophysical characterization occur along the Az 125° lineament. These complexes include the Americano do Brasil Mafic-Ultramafic, Santa Bárbara Gabbro-Diorite, and Rio Piracanjuba suites and the GAP and APAP alkaline provinces. These complexes and provinces are included in the Brasileiro Orogens tectonic domain of the Tocantins Province (Delgado *et al.*, 2003). This set of orogens developed from a Pan-African/Brasileiro orogeny and is composed of the Paraguai, Araguaia and Brasília belts and the Goiás Magmatic Arc (Fuck, 1994; Trompette, 1994). The Americano do Brasil Mafic-Ultramafic Suite is part of the Goiás Magmatic Arc and is located in the state of Goiás (in the north portion of the study area). This suite is represented by gabbros, gabbro-norites, amphibolites, pyroxenites and dunites (Araújo and Moreton, 2008) dated at $626 \text{ Ma} \pm 8 \text{ Ma}$ (Laux *et al.*, 2004). In addition, the Santa Bárbara Gabbro-Diorite Suite is also part of the Goiás Magmatic Arc in the northern portion of this area. Araújo (1997) subdivides it into a gabbroic zone, which is composed of metagabbros and meta-anorthosites, and a metadioritic zone, which is composed of metadiorites and amphibolites ($622 \pm 6 \text{ Ma}$) (Laux *et al.*, 2004). The Rio Piracanjuba Suite and the Goiás and Alto Paranaíba alkaline provinces are included in the Brasília Belt. The Rio Piracanjuba Suite is located in the central portion of the area in the state of Goiás. This suite includes bodies that are composed of metagranite, metagranodiorite, and metatonalite. In addition, this suite is controlled by a ductile shear zone that gives the suite a gneissic feature with an age of approximately 1,300 Ma (Tassinari, 1988). The Goiás Alkaline Province (GAP) is located in the northwest portion of this area and is represented by Upper Cretaceous kamafugitic rocks (Junqueira-Brod *et al.*, 2005). Intrusive bodies are present in the central and southeastern portions of Goiás and Minas Gerais. These intrusive bodies form complexes that are composed of ultramafic alkaline rocks, carbonatites, and phoscorites (some of which form the APAP) (Brod *et al.*, 2004). For example, the following complexes occur (Fig. 4): Catalão I ($85 \pm 6.9 \text{ Ma}$; Sonoki and Garda, 1988), Catalão II ($87.1 \pm 10.1 \text{ Ma}$; Eby and Mariano, 1992), Araxá ($84.4 \pm 1.9 \text{ Ma}$; Eby and Mariano, 1992), and Tapira ($81.7 \pm 7.9 \text{ Ma}$; Eby and Mariano, 1992).

The Maratá metavolcanosedimentary (MMS) is another significant sequence for the characterization of the Az 125°, and is located in the Tocantins Province. The MMS is composed by schists, metariorites, and milonites, with an age of approximately 790 Ma (Pimentel *et al.*, 1991; Rodrigues, 1996; Bizzi *et al.*, 2003).

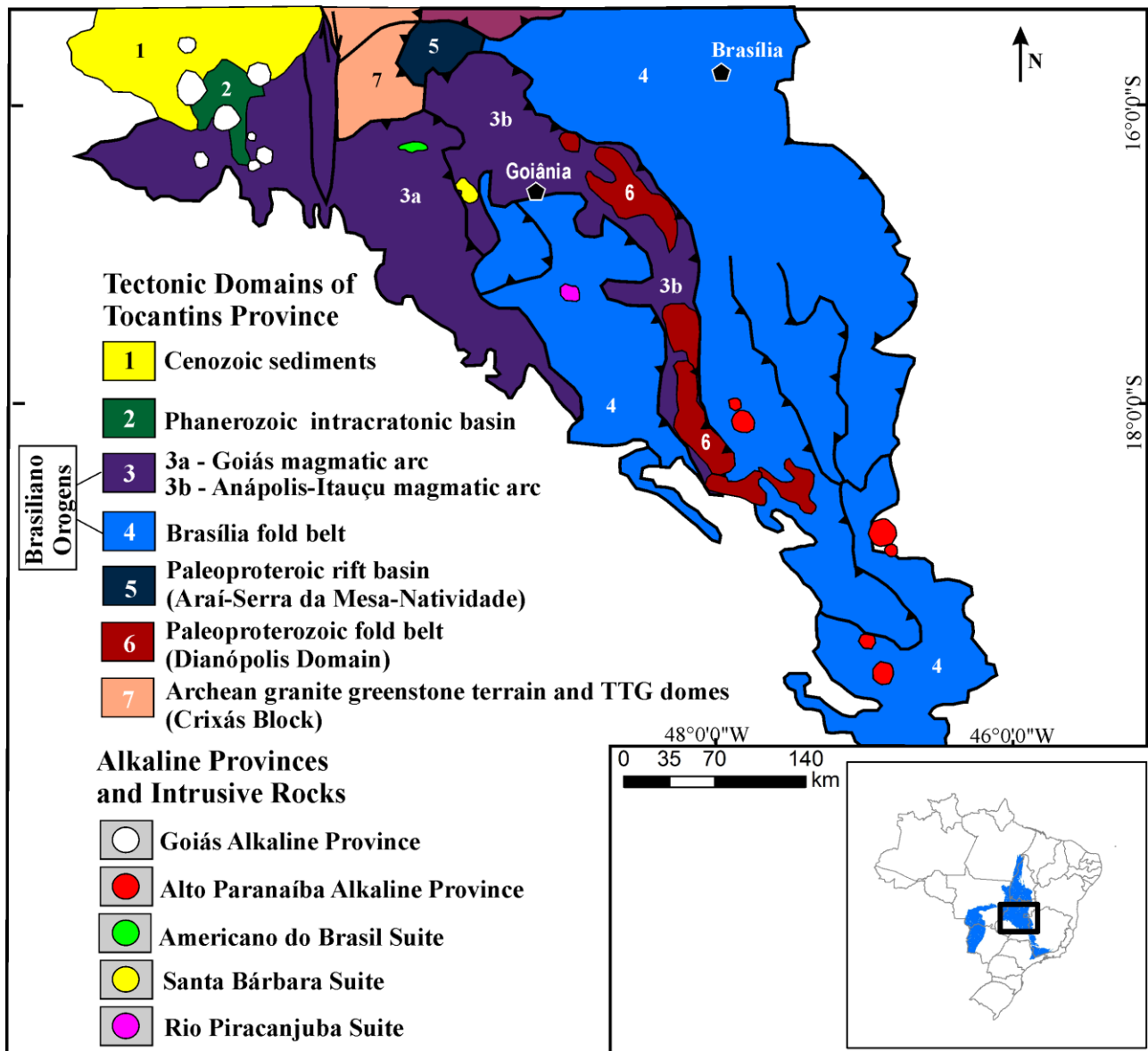


Fig. 3 – The tectonic domains of the Tocantins Province, the intrusive rocks, and the associated alkaline provinces (Modified from Delgado *et al.*, 2003; Schobbenhaus and BritoNeves, 2003; Brod *et al.*, 2004; Junqueira-Brod *et al.*, 2005).

The Paraná Province makes up three independent sedimentation areas, including the (i) Paraná Basin, (ii) Serra Geral Basin (consisting of aeolian sandstones of the Botucatu Formation and basaltic flows of the Serra Geral Formation), and (iii) Bauru Basin (an intracratonic basin) (Milani, 1997; Delgado *et al.*, 2003). The substrate of Paraná Province includes cratonic blocks and massifs that are elongated in the NE-SW direction and are separated by the Brasiliano mobile belts (Milani and Ramos, 1998).

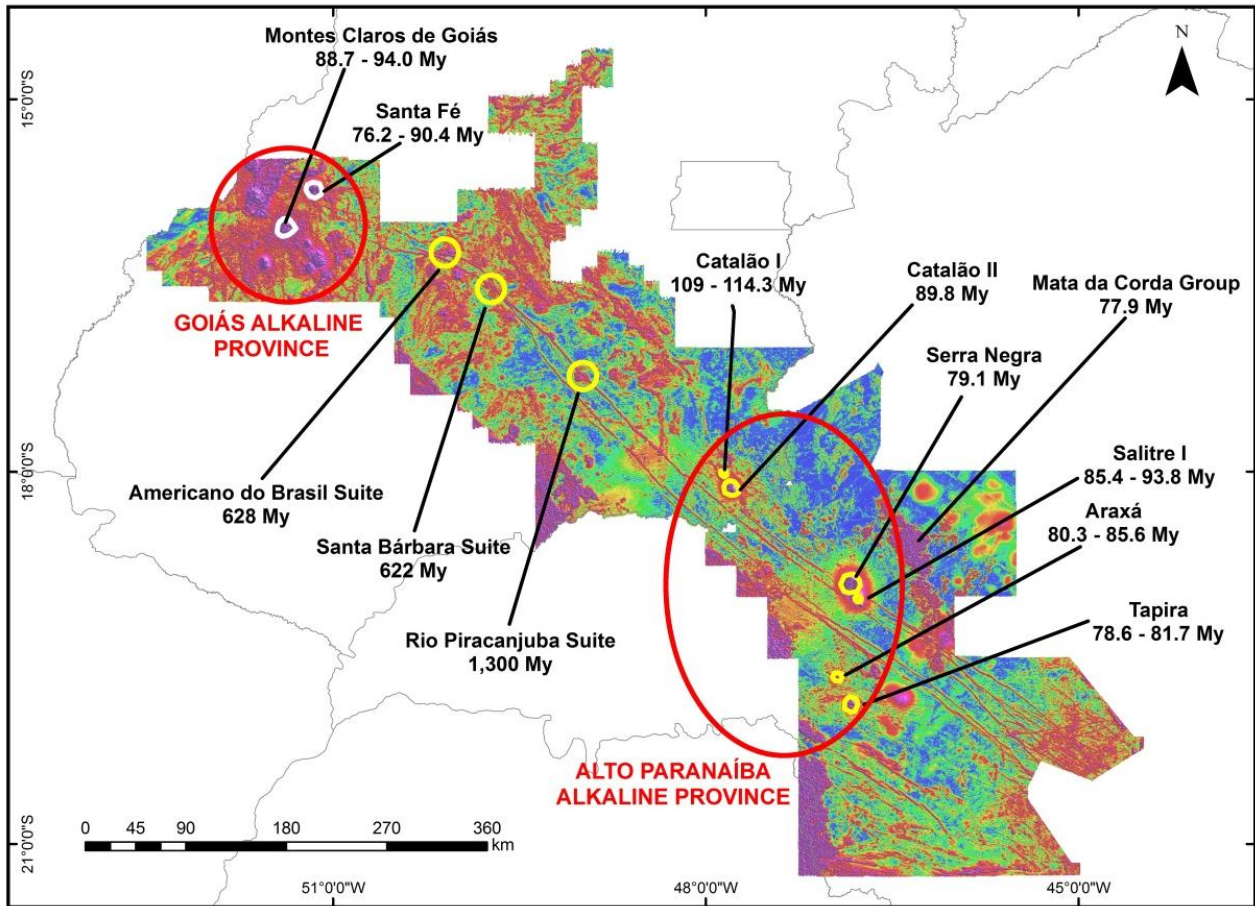


Fig. 4 – Location of PAGO, APAP, and other intrusive bodies along the Az 125° in the Analytical Signal Amplitude geophysical image (Modified from Sonoki and Garda, 1988; Eby and Mariano, 1992; Brod et al., 2004; Junqueira-Brod et al., 2005).

The Az 125° lineament was divided into the five following segments by Gonzaga and Tompkins (1991) (Fig. 1): the Brasiliano segments (SF, CK, and DL); the Parguazense segment (PA); and the Rondoniense segment (RO). The study area is included in the Brasiliano segments DL and CK. The CK segment is considered the most important segment among a number of bodies that are associated with carbonatites and kimberlites. However, the primary mineralization of diamonds was not observed in the kimberlites, although some of the largest diamonds in Brazil were found in the area (Gonzaga and Tompkins, 1991). Thus, these diamonds were most likely associated with secondary sources.

Basic rock dikes are present in the study area along the Az 125° lineament. Some of these dikes are mentioned in technical reports, geological maps, and scientific articles (Silva *et al.*, 1995; Baêta Júnior, 2001; Raposo *et al.*, 2004; Riccomini *et al.*, 2005; Chaves and Neves, 2005; Kuchenbecker, 2011; Seer and Moraes, 2011). However, the descriptions of these dikes are not very detailed, and their georeferenced locations are not accurate. Silva *et al.* (1995) dated mafic dikes (oriented NW-SE) at approximately 906 Ma (U/Pb) and associated them with the early stages of the Pan-

African/Brasiliano event. A diabase dike outcrop in the state of Goiás (no coordinates found) was dated with the K/Ar method at 178 ± 5 Ma (Baêta Junior, 2001). Diabase dikes that are oriented NW-SE in the southeast portion of Minas Gerais were dated at 120 Ma (K/Ar) and are likely related to the Gondwana fragmentation (Silva *et al.*, 1995). A metadiabase dike near the city of Brejão in Minas Gerais was dated at approximately 450 Ma (Hasui *et al.*, 1975).

MATERIALS AND METHODS

Five aerogeophysical surveys (Fi. 2) were conducted between 2000 and 2007 in the study area. These surveys were conducted at an average flying height of 100 meters and their main characteristics are displayed in Table 1.

Table 1 - Main characteristics of the aerogeophysical surveys in the study area.

Project Name	Direction and spacing between flight lines (meters)	Direction and spacing between control lines (meters)
Goiás –Arenópolis Magmatic Arc – Juscelândia Sequence (Area 1 of Goiás) ¹	N-S 500	E-W 5,000
Southern Brasília Belt (Area 4 of Goiás) ¹	N-S 500	E-W 5,000
Unai – Paracatu – Vazante – Coromandel (Area 1 of Minas Gerais) ²	N30W 250	N60E 2,500
Patos de Minas – Araxá– Divinópolis (Area 7 of Minas Gerais) ²	N-S 400	E-W 8,000
João Pinheiro – Presidente Olegário – Tiros (Area 9 of Minas Gerais) ³	N-S 400	E-W 8,000

Note: Responsible agencies: ¹SGMTM (Secretariat of Geology, Mining and Mineral Transformation)/MME (Ministry of Mines and Energy)/SIC (Secretariat of Industry and Commerce)/ SGM (Superintendence of Geology and Mining)/FUNMINERAL (Mining Development Fund).

²SEME (State Secretariat of Mines and Energy).

³SEDE (Secretariat of Economic Development)/CODEMIG (Economic Development Company of Minas Gerais)/MME (Ministry of Mines and Energy)/CPRM (Research Company of Mineral Resources).

An area of 198,000 km² was determined by integrating the aeromagnetic databases from the five projects (Fig. 2). The data were processed with the Oasis Montaj™ software, version 7.1 (Geosoft, 2009). The magnetic data are presented in nanoteslas (nT). The presence of inconsistencies was determined, and the spatial distribution analysis of the flight lines was conducted to eliminate positioning errors and data noise. MAGIGRF was used as the reference data channel, which was defined as the difference between the total and local magnetic fields. The bidirectional interpolation method was used to generate a regular grid in the Oasis Montaj™ software by using the Bi-grid function (Geosoft, 2009). The generated new regular grid was used to establish the Anomalous Magnetic Field (AMF, Fig. 5), which was the basis for other magnetic products.

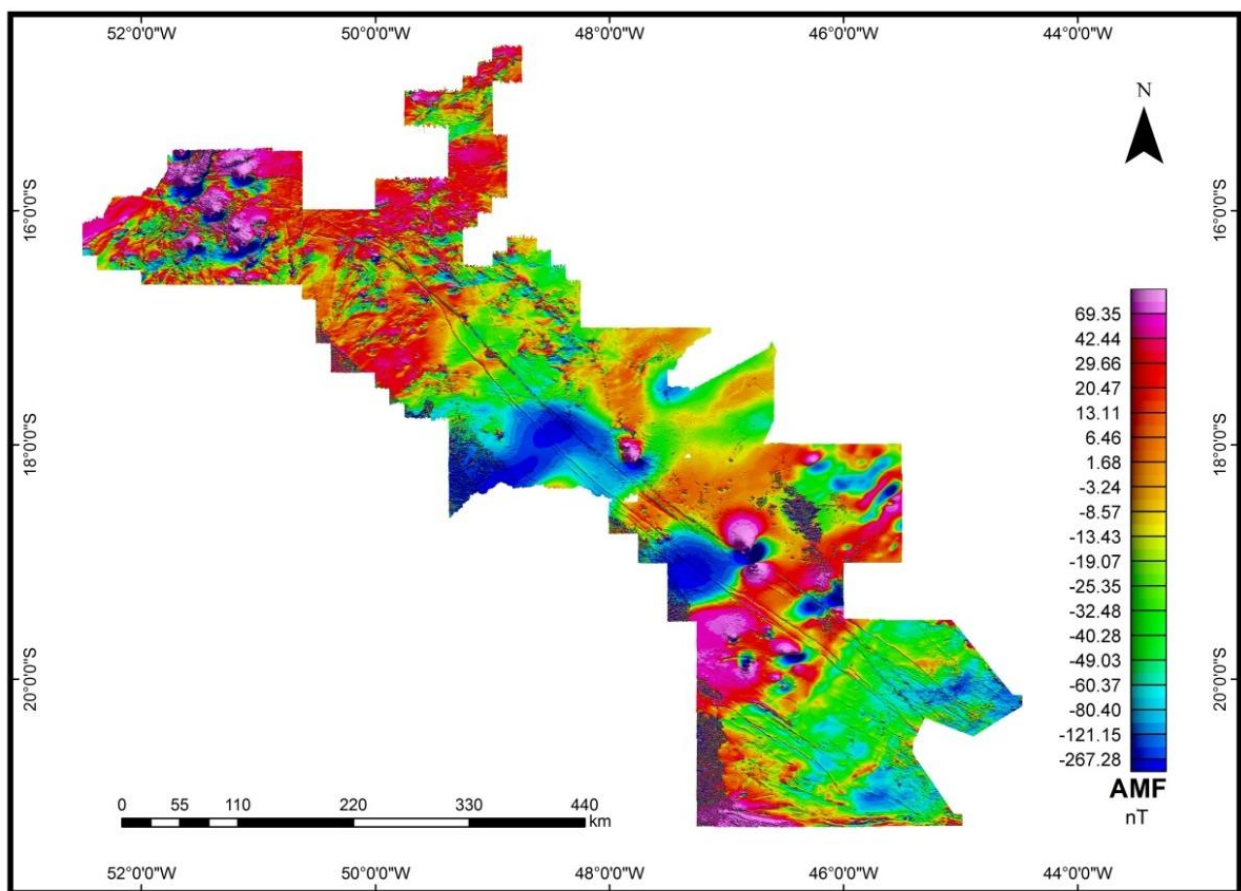


Fig. 5 –Anomalous Magnetic Field (AMF) image.

Therefore, some products were generated from the AMF grid as following (Fig. 6): Upward Continuations at 500, 1,000 and 2,000 m (UPCON; Kellogg, 1953), Directional Derivatives (Dx, Dy and Dz; Nabighian, 1984; Blakely, 1996), Analytical Signal Amplitudes (ASA; Nabighian, 1972; Fig. 4), Total Horizontal Gradient Amplitudes (THGA; Cordell and Grauch, 1985), the Reduction to the Pole (RTP, Baranov and Naudy, 1964), and the Tilt Angle Filter (TILT; Miller and Singh, 1994; Fig. 7). In addition, the Euler Deconvolution algorithm was used (EULER; Thompson, 1982) to estimate the depths of the magnetic sources in the area.

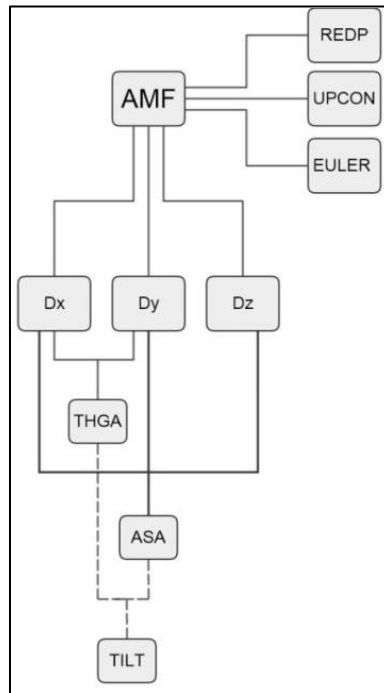


Fig. 6 – Flowchart of the products that were generated from the AMF grid.

Two field stages were used for geophysical data validation. The first stage covered the southeast and northern regions of the area and the second stage covered the northern region of the area. The field campaigns aimed to identify the surface features. In addition, samples were collected from rock outcrops to determine if they were part of the Az 125° lineament feature, which was characterized by a strong magnetic pattern in the region.

Visualization and interpretation of the data were performed using the Geographic Information System (GIS) in ArcGis 9.3 (ESRI, 2008).

RESULTS

The AMF image (Fig. 5) shows irregular magnetic relief with bipolar anomalies. Most of these anomalies show a positive lobe to the north and a negative lobe to the south, which is typical in regions at low latitudes. However, some signatures have a reversed polarity pattern with the positive lobe to the south and the negative to the north. The most distinct anomalies correspond with the known alkaline intrusive bodies. However, many other anomalies may occur in intrusions that do not outcrop.

Based on the magnetic images and, especially, that from the Tilt Angle Filter (TILT), the lateral extensions of the magnetic sources were identified, and a set of linear features that corresponded to the Az125° lineament was delineated. These linear features were characterized as a belt that consisted of three main lineament systems (L1, L2, and L3; Fig. 7).

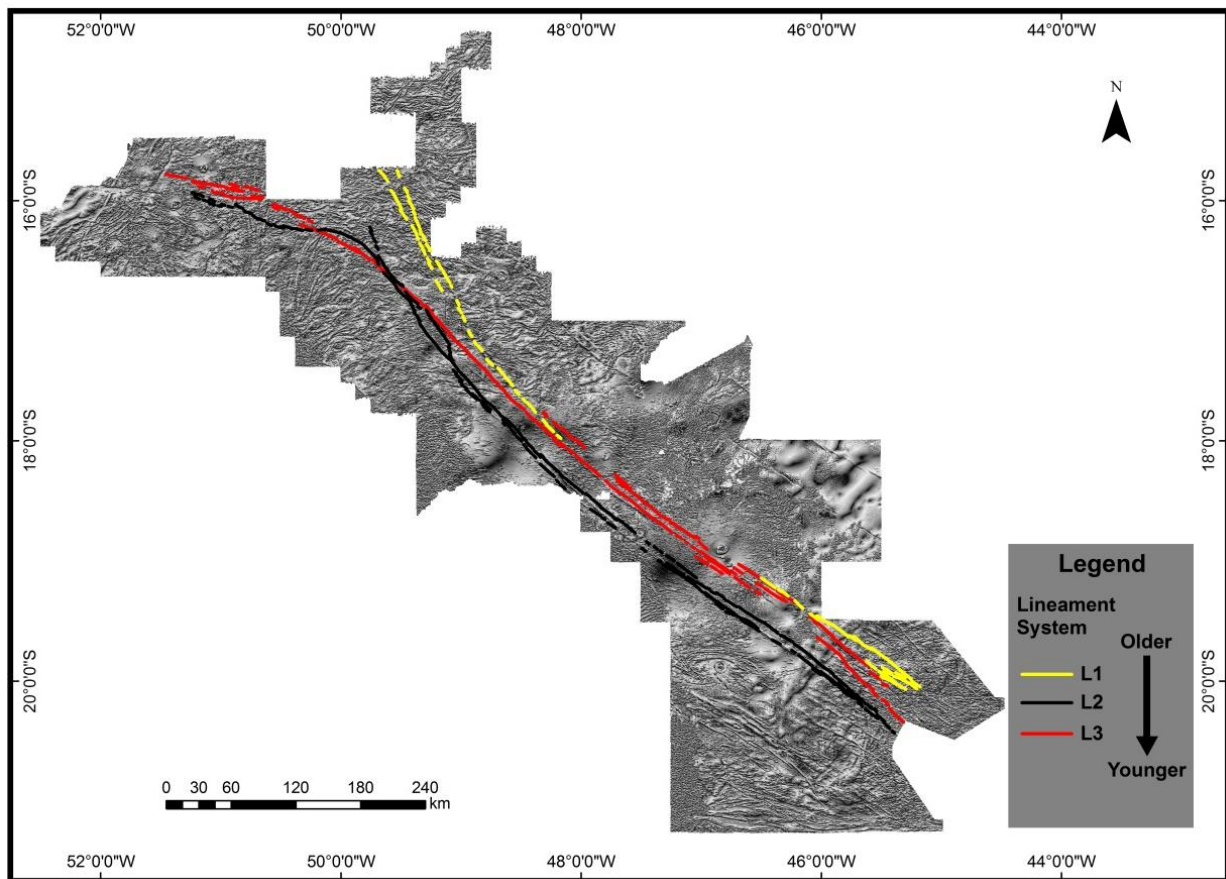


Fig. 7 – Geophysical interpretation of the lineament systems for Az 125° in the TILT image: L3 in red; L2 in black; and L1 in yellow.

The L1 system is represented by smaller curved segmented magnetic lineaments oriented in a general NW-SE direction with lengths of 3 to 30 km. This system occurs in both the southeast and northwest regions. L1 system is approximately 180 km long (in the southeast region), and 200 km long (in the northwest region), and 20 km wide. The L2 and L3 systems cover much of the study area. The L2 system displays magnetic lineaments that are oriented NW-SE with 2 to 60 km long segments. These segments are arranged on a belt that is up to 15 km wide and approximately 800 km long. The L3 system is composed of segmented magnetic lineaments that are oriented NW-SE with lengths of 2 to 50 km. These segments cover a total length of 850 km and maximum width of 15 km. Overall, the set of lineaments that forms Az 125° is approximately 850 km long (in the NW-SE direction) and 70 km wide. The magnetic signatures of the three systems are important because the L1 and L2 systems exhibit normal polarity, while the L3 system exhibits reversed polarity. Generally, when the RTP transformation is applied, the bipolar anomalies become monopolar and are centered above the magnetic bodies or sources. However, anomalies of bodies with remanent magnetization (Shurbet *et al.*, 1976; Schnetzler and Taylor, 1984; Roest and Pilkington, 1993) may not be transformed properly if the remanence direction is different from the current magnetic field

direction. This situation occurs with the anomalies that are related to the L3 system and to the Tapira and Salitre II complexes (Fig. 8).

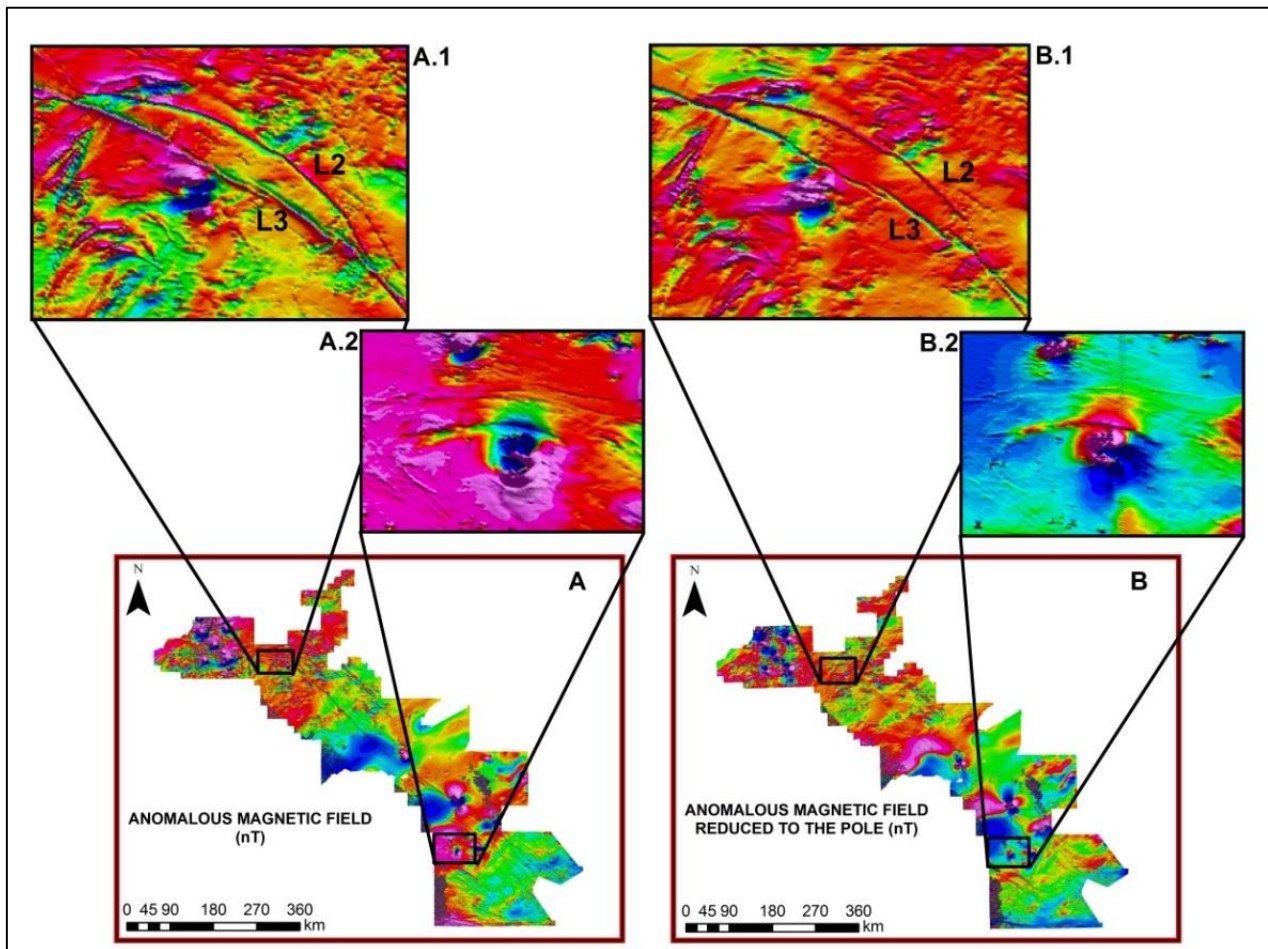


Fig. 8 – A) Anomalous Magnetic Field (AMF), and B) AMF reduced-to-the-pole. Details of images A and B include the following: A.1) Signatures of L3 and L2 systems in the AMF image; A.2) Signature of the Tapira complex in the AMF image; B.1) Signatures of the L3 and L2 systems in the AMF reduced-to-the-pole image; and B.2) Signature of the Tapira Complex in the AMF reduced-to-the-pole image.

Based on the geological map of the Campos Altos Sheet, Seer and Moraes (2011) associated the subvertical sinistral shear zones to the Az 125° lineament. This connection strengthens the hypothesis that sinistral tectonics occur along the azimuth. In addition, these features are highlighted in the geophysical images in the northern portion of the L3 system and the central portion of the L2 and L3 systems (Fig. 9).

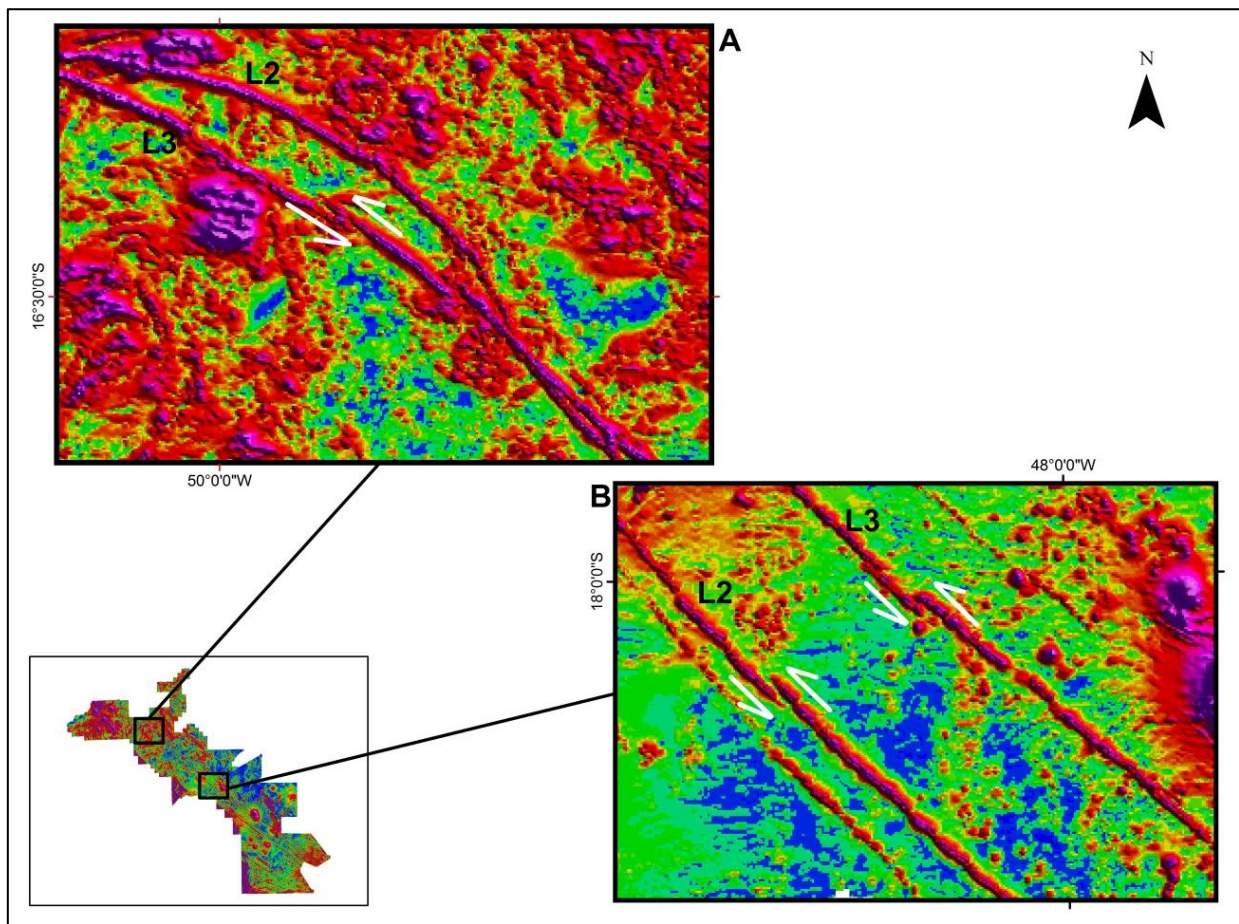


Fig. 9 – ASA image and the sinistral tectonics along the Az 125° lineament in the ASA image: A) northern portion in the L3 system and B) central portion in the L2 and L3 systems.

In the northern portion of the area, the L3 system intersects the L2 system twice (Fig. 10). These intersections are highlighted in the ASA image, which emphasizes that the L3 system crosses the L2 system. In addition, the ASA image shows that the L3 and L2 systems cross the magnetic anomaly related to the Santa Bárbara Intrusive Suite, the L2 system intersects the magnetic signature of the Americano do Brasil Complex, and the L3 system crosses the magnetic anomaly related to the Rio Piracanjuba Suite (Fig. 10). L1 system is intersected by L3 system in the central portion of the study area, and forms a slightly curved system that resembles a sinistral kinematic fault splay (Fig. 11). In addition, L2 and L3 systems intersect the Maratá metavolcanosedimentary Sequence while L1 system is intersected by it (Fig. 11).

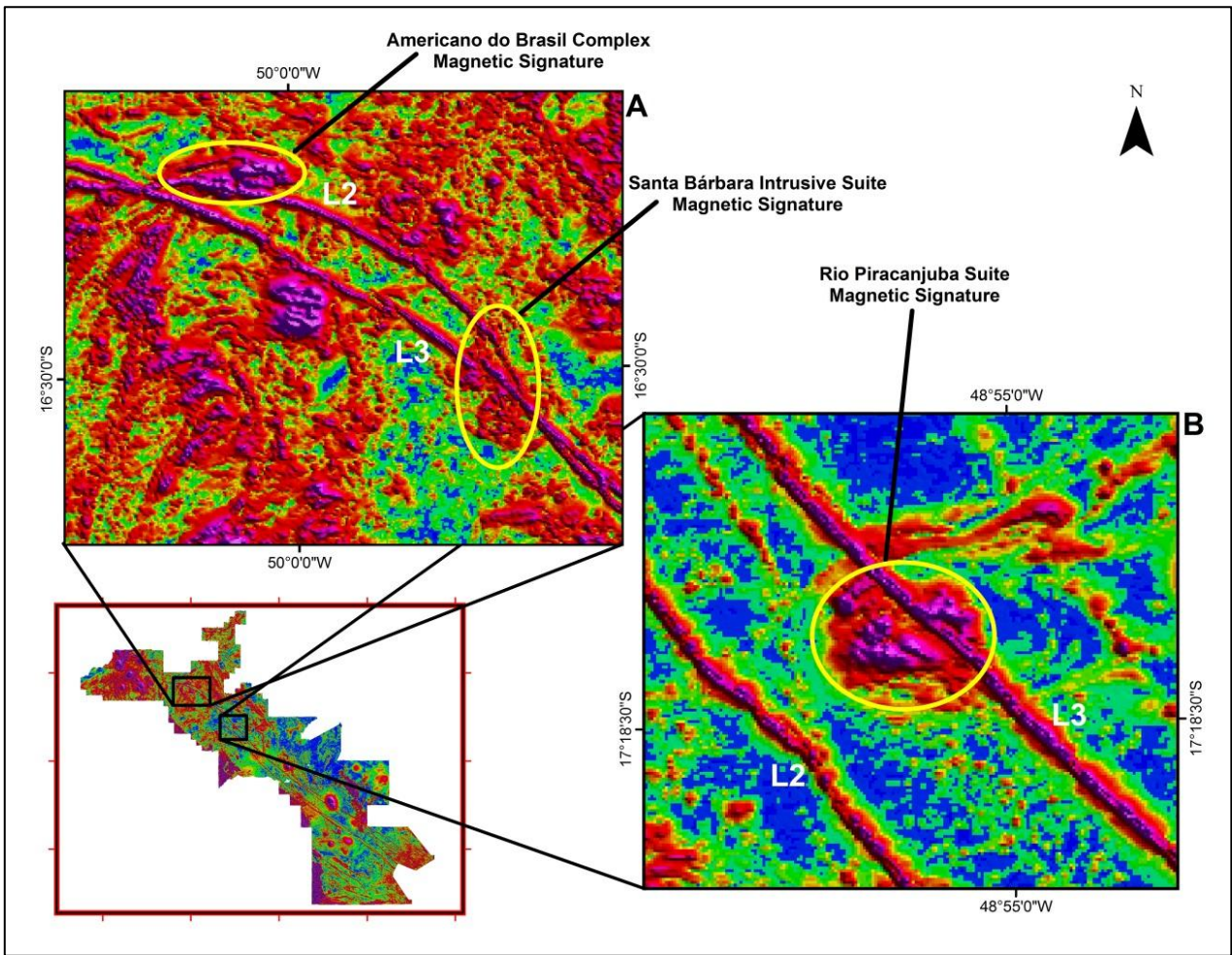


Fig. 10 – The northern portion of the area in the ASA image: A) the L2 system intersects the anomaly of the Americano do Brasil Complex, and the L2 and L3 system cross the anomaly of the Santa Bárbara Intrusive Suite; and B) the L3 system intersects the anomaly of the Rio Piracanjuba Suite.

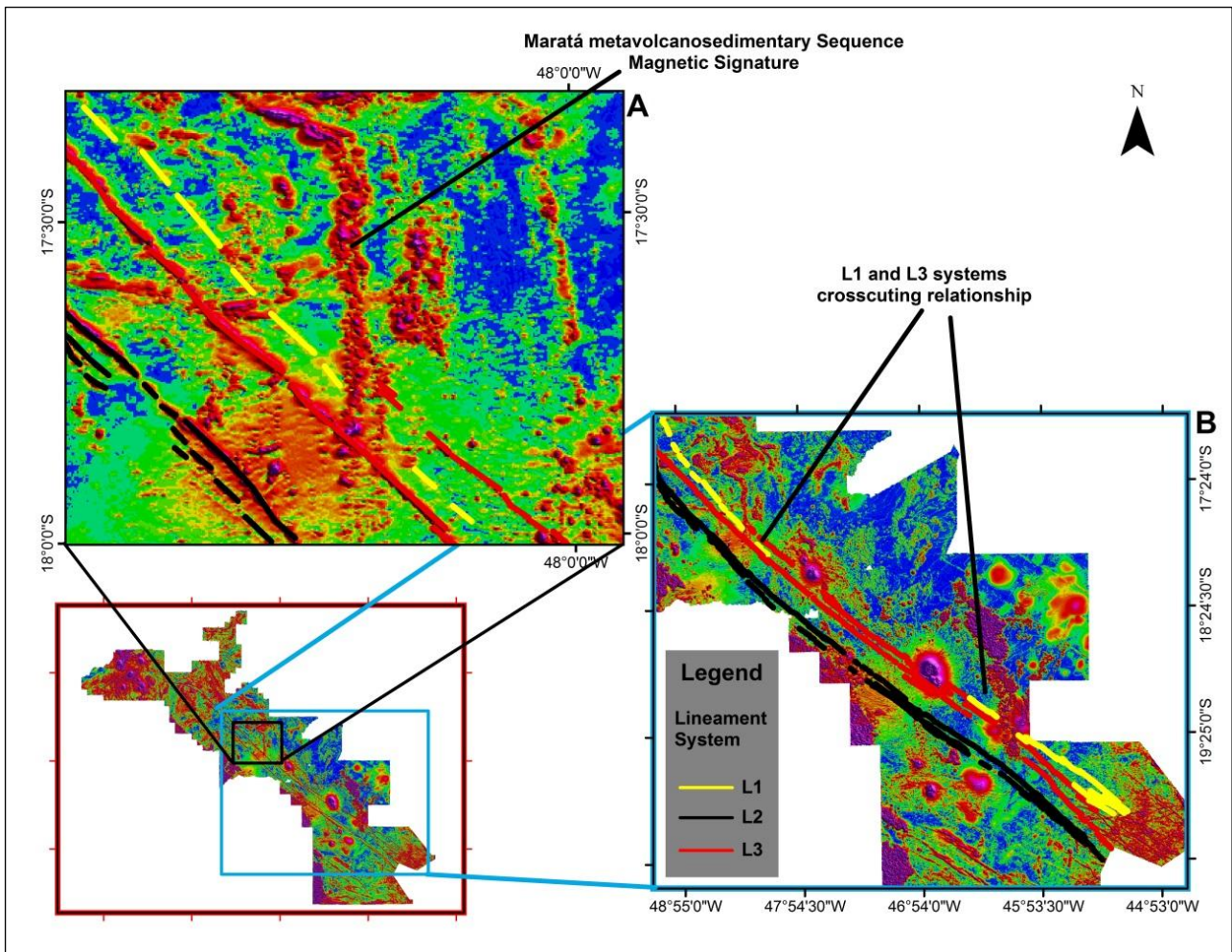


Fig. 11 – The crosscutting relationships in the ASA image: A) the L2 and L3 systems intersect the anomaly of the Maratá metavolcanosedimentary Sequence (MMS), while L1 is intersected by MMS: B) the L3 system intersects the L2 system.

Based on the crosscutting relationships and known ages of the mafic-ultramafic suites and the carbonatite complexes and other rocks that occur in the area, we interpreted that: (i) the L3 system probably has ages between 118 Ma and 622 Ma. The lower limit of this range was defined because L3 intersects the Santa Bárbara Intrusive Suite. In addition, the upper limit was based on the reversed polarity of the L3 system. Because it is intersected by Salitre I Complex (89.8 ± 6.9 Ma; Eby and Mariano, 1992), L3 was likely formed during a reversed polarity period before 89 Ma. Based on the studies of Kent and Gradstein (1985), the magnetic reversal period before 89 Ma occurred at 118 Ma (Fig. 13); (ii) the L2 system is older than the L3 system, because L3 system intersects the L2 system (Fig. 10). However, it was not possible to determine the upper age limits of the rocks that were associated with the L2 system. The lower age limit of these rocks was estimated to be approximately 622 Ma, because L2 system also intersects the Santa Bárbara Intrusive Suite (Fig. 10); and (iii) the L1 is the oldest system of the Az 125° lineament. We determined the upper

limit of the L1 system as being circa 790 Ma, due to its crosscutting relationship with the Maratá metavolcanosedimentary Sequence (MMS).

The generation of these three lineaments systems (L1, L2, and L3) occurred at the same time, during the Brasiliano Event (started at *ca.* 950 Ma). It resulted in the formation of the Az 125° lineament, characterized by a large set of faults that was subsequently filled by magma. Basic dike swarms are generally associated with large shear zones under transcurrence (Wilson *et al.*, 1985; Park and Tarney, 1987; Cadman *et al.*, 1990). The sinistral movements that were observed along the Az 125° lineament indicate a likely association with a transcurrent shear zone. The intrusion of basic magma, which resulted in the formation of many dikes along the large faults that compose the Az 125° lineament, was facilitated by extension movements that were followed by regional sinistral kinematics (transtension). The injection of magma into the faults of the Az 125° lineament (which formed the dikes) occurred during two or three different periods. These periods included: (i) between 950 Ma and 520 Ma (during the Brasiliano orogeny: orogenic cycles i) older (950 – 650 Ma), and younger (*ca.* 700-520 Ma) (Cordani *et al.*, 2013), (ii) at approximately 180 Ma (during the fragmentation of Gondwana), and (iii) at circa 90 Ma (during the passage of the Trindade plume). The last period (90 Ma) maybe was a source of magma injection only in certain portions of the Az 125°. Worldwide, large igneous provinces have been associated with the passage of mantle plumes (White and McKenzie, 1989; Campbell *et al.*, 1989; Ernst and Buchan, 1997).

Gonzaga and Tompkins (1991) suggest that significant diamond mineralizations occur in kimberlite and lamproite bodies worldwide where the last thermo-tectonic event occurred at more than 1,500 Ma. The kimberlites in the studied region do not contain diamond mineralizations due to the passage of the Trindade plume between 79 and 89 Ma (Gonzaga and Tompkins, 1991; Gibson *et al.*, 1995; Gibson *et al.*, 1997), which caused thermal and tectonic effects in the region and influenced the mineralization of diamonds. The spatial distribution of the kimberlites in the study area emphasizes the association between the kimberlites and the Az 125° lineament. This association characterizes a region with conditions that facilitated the intrusion of these bodies (Fig. 12).

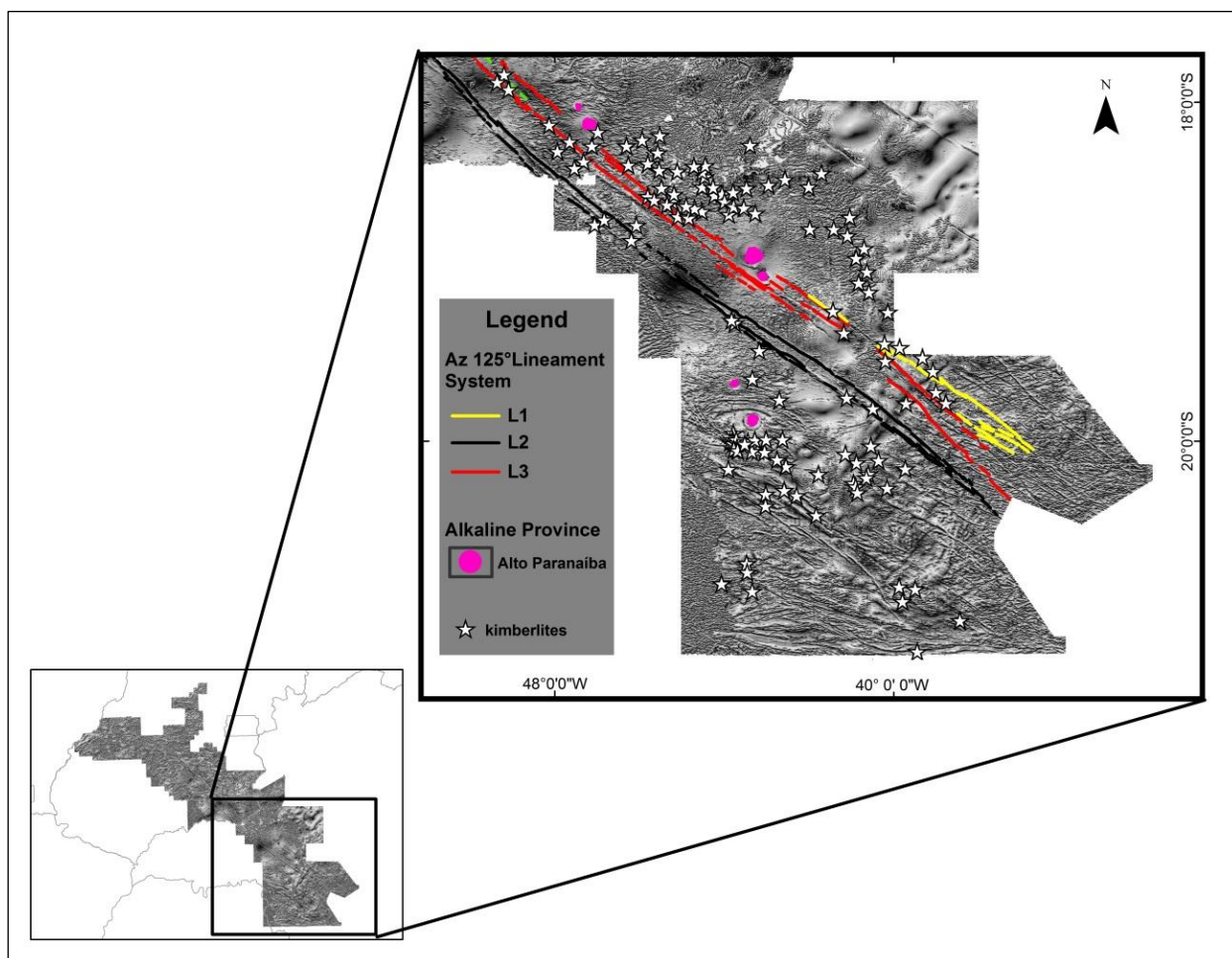


Fig. 12 – Kimberlite bodies in the TILT image (modified from Gonzaga and Tompkins, 1991 and Bizzi *et al.*, 2003.)

The seismic tomography low-velocity and high-seismicity anomalies indicated that stress focused on the upper crust; this stress resulted from lithospheric thinning and was most likely related to the Trindade plume (Rocha *et al.*, 2011). Drift reconstructions of the tectonic plates were conducted by Morgan (1983); these reconstructions suggested that the central point of this plume was located below the APAP at approximately 90 Ma. In addition, Gibson *et al.* (1995) suggested that the fusion that was responsible for the origin of the Province rocks was generated by conduction and advection in the potassium-rich sub-continental lithospheric mantle (Gibson *et al.*, 1997) due to the high melting temperatures of the asthenosphere that resulted from the plume (Gibson *et al.*, 1995).

Researchers have developed geophysical interpretation studies of the igneous bodies in the Goiás and Alto Paranaíba alkaline provinces (Marangoni, 1994; Dutra and Marangoni, 2009; Feitoza *et al.*, 2010; Jácomo, 2010; Dutra, 2011; Oliveira and Mantovani, 2011; Requejo and Mantovani, 2011; Dutra *et al.*, 2012; Marangoni and Mantovani, 2013). In the central portion of the study area, the circular magnetic signatures that are associated with the Catalão I, Catalão II, Serra Negra, Salitre I and Salitre II carbonatite complexes follow a NW-SE trend along the magnetic anomaly

that is related to the Az 125° lineament (Fig. 13). In the southeast portion, a magnetic anomaly that is oriented N-S relative to the Mata da Corda Group is prevalent (Fig. 13). The magnetic signature of the Tapira Carbonatite Complex has reversed polarity (Fig. 8), which indicates that remanent magnetization occurred in the body. The same process may have occurred in the Salitre II Carbonatite Complex. Because this region shows four very intense anomalies (including Salitre II), the magnetic signatures for each body are not well defined, which hinders our interpretation.

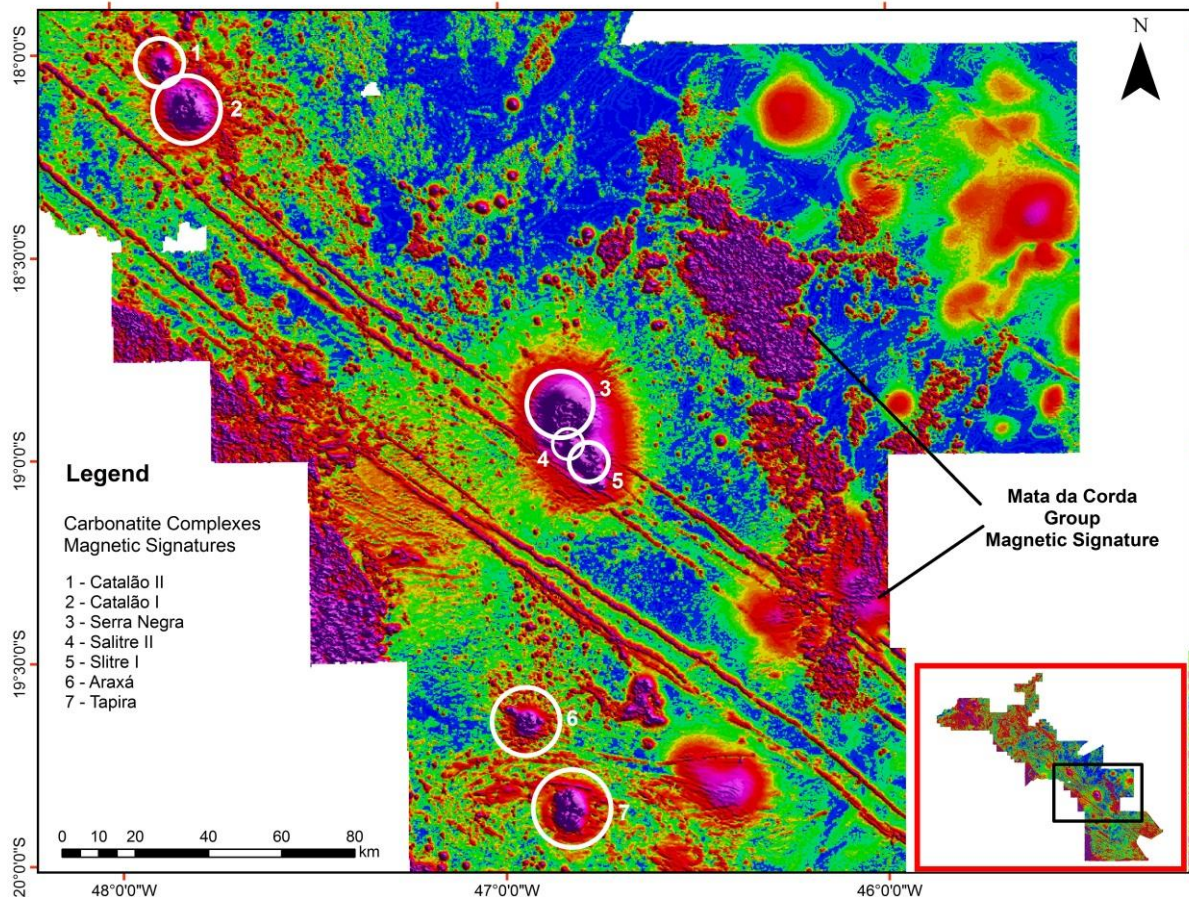


Fig. 13 – Magnetic signatures of the carbonatite complexes and the Mata da Corda Group in the ASA image.

The geomagnetic polarity reversals provide relevant information regarding the tectonic activity in the region. These reversals reveal magmatic events in the lineament belt that characterizes Az 125° or in its vicinity. The geomagnetic polarity time scale presented by Kent and Gradstein (1985) was correlated with the main bodies that compose the Alto Paranaíba Alkaline Province and with their respective ages as proposed by Eby and Mariano (1992) and Sonoki and Garda (1998; Fig. 14). These data indicate that the Tapira and Salitre II carbonatite complexes are in the same geomagnetic polarity reversal range, which supports the responses that were exhibited by the geophysical products and the timing of the Az 125° lineament and dike formation.

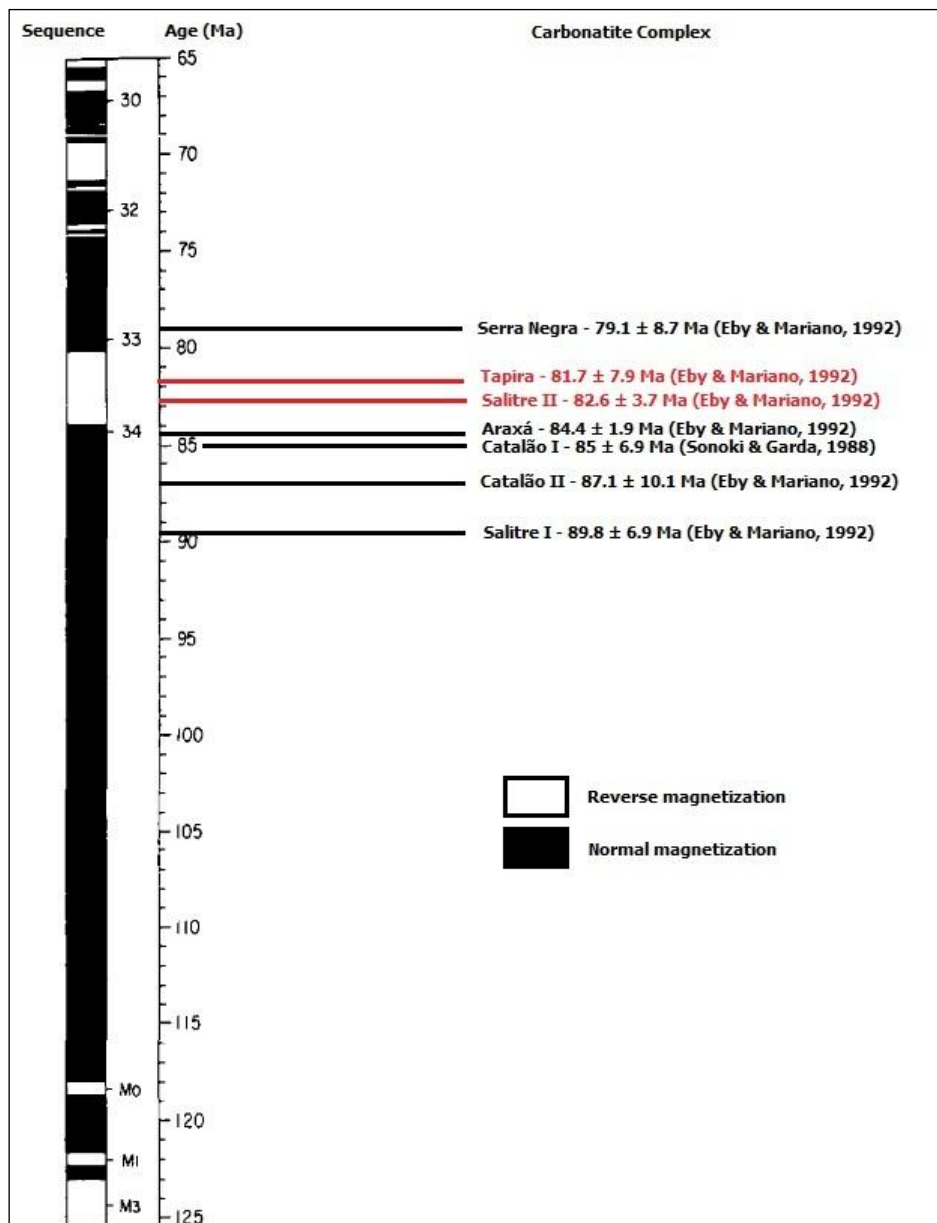


Fig. 14 – Correlation between the ages (Eby and Mariano, 1992; Sonoki and Garda, 1998) of the APAP carbonatite complexes and the geomagnetic polarity scale (modified from Kent and Gradstein, 1985). Sequence filled in black = normal geomagnetic polarity (current); sequence filled in white = reversed geomagnetic polarity.

The Euler deconvolutions were based on the AMF and were conducted for structural indices 1 (dikes and sills; Reid *et al.*, 1990; Geosoft, 2009) and 2 (pipes; Geosoft, 2009). These deconvolutions were conducted to estimate the depths of the magnetic sources in the area. One advantage of the Euler deconvolution for interpreting magnetic data is that the direction of the magnetization source is not needed (Barbosa *et al.*, 1999). After the product was generated, the linear and circular features that are associated with the Az 125° lineament and the carbonatite complexes were highlighted. The areas near the carbonatite complexes had deeper magnetic sources than the areas near the Az 125° lineament sources. Near the lineament, the deepest sources for indices 1 and 2 were approximately 4 and 6 km, respectively. The radial power spectrum verified the

Euler deconvolution results, in which three main groups of magnetic sources were located at depths of approximately 9, 4, and 1 km. The Upward Continuation Transformation (UPCON) was used to simulate a flying height that was greater than the height used in the aerial survey. A greater flying height enhances the magnetic signatures with greater wavelengths. This transformation indicated that the carbonatite complex areas had longer wavelengths than the Az 125° lineament areas (i.e., the magnetic sources associated with the carbonatite complexes were deeper than those associated with the Az 125° lineament).

The data that were obtained from the field study supported the findings of the geophysical interpretation. Five dikes were mapped (A, B, C, D, and E). Of these dikes, three were located in the northern portion of the area, and two were located in the southeast portion of the area (Fig. 15). The overlap between the location points of the mapped dikes and the geophysical images indicates that these rocks are directly associated with the Az 125° magnetic lineament. Dikes A, B, C, and D occur in the L3 system and as appear as centimeter- to meter-sized block outcrops. These dikes occur on a belt that is oriented NW-SE with lengths of 100 to 200 m and a width of 100 m (Fig. 16). Dikes A, B, and C intrude in schists of the Araxá Group (Baêta Júnior, 2001). Dike D intrudes into the Bambuí Group. The blocks exhibit characteristics of hypabyssal intrusive rocks; they consist of dark gray olivine gabbro (characterized by a fine-grained texture) and olivine diabase with phaneritic texture. These rocks are mainly composed of plagioclase (46%), clinopyroxene (34%), magnetite (10%), iddingsite (6%), and others (4%). These rocks have magnetic susceptibility in the range of 35 to 40 $\times 10^{-3}$ SI, which agrees with the magnetic signatures of the sources shown on the ASA magnetic image (Fig. 16).

Dike E is related to the L1 system and outcrops as an elongated body that is oriented NW-SE. This dike is approximately 500 m long and 150 m wide and intrudes into the argillite of the Lower Serra da Saudade Formation (the Bambuí Group) (Kuchenbecker, 2011; Fig. 17). In addition, this dike is composed of grayish olivine gabbro with a fine-grained texture. Dike E is mainly composed of plagioclase (55%), clinopyroxene (30%), magnetite (7%), and iddingsite (8%) with magnetic susceptibility of approximately 30 $\times 10^{-3}$ SI.

Microtectonic studies reveal shear deformation observed in field rock samples and in thin sections. These studies confirm the sinistral kinematic displayed in the geophysical data (Fig. 9).

The basic rock dikes that form the Az 125° lineament occasionally outcrop where weathering action and erosion processes did not affected them. This finding is explained by the hypabyssal formation environment of the intrusive igneous bodies, which occur deeper than the extrusive bodies.

A correlation of the main geophysical and geological characteristics of the Az 125° lineament systems are displayed in Table 2.

Table 2 - Main characteristics of the L1, L2, and L3 systems of Az125° lineament.

Lineament system	Estimative of age	Geophysical characteristics	Petrotectonic characteristics
L1	upper limit at 790 Ma	normal polarity	NW-SE direction; 200 km long (northwestern portion), 180 km long (southeastern portion), and 20 km wide; slightly curved with sinistral kinematic; Olivine gabbro.
L2	lower limit at 622 Ma	normal polarity	NW-SE direction; 800 km long and 15 km wide; sinistral kinematic; Basic rocks.
L3	118 Ma – 622 Ma	reversed polarity	NW-SE direction; 850 km long and 15 km wide; sinistral kinematic; Olivine gabbro and olivine diabase.

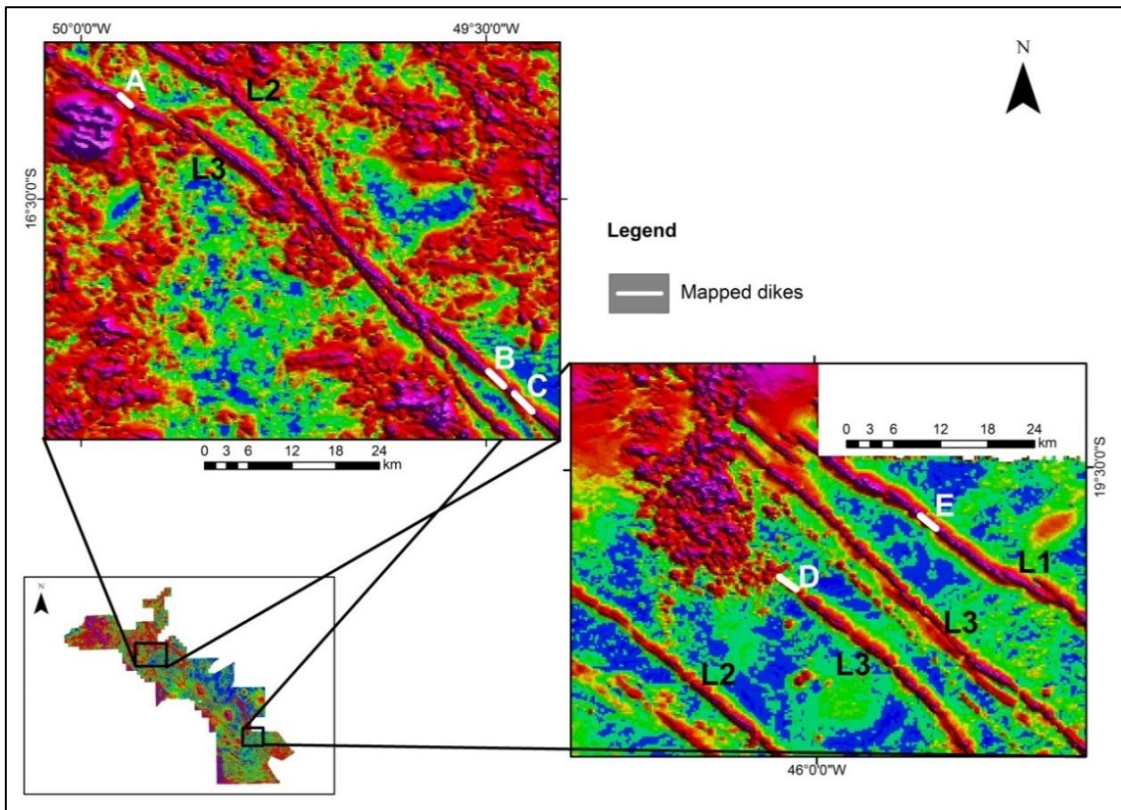


Fig. 15 – Locations of the dikes that were mapped in the field in the ASA image: (i) dikes A, B, and C in the northern portion, and (ii) dikes D and E in the southern portion of the area.

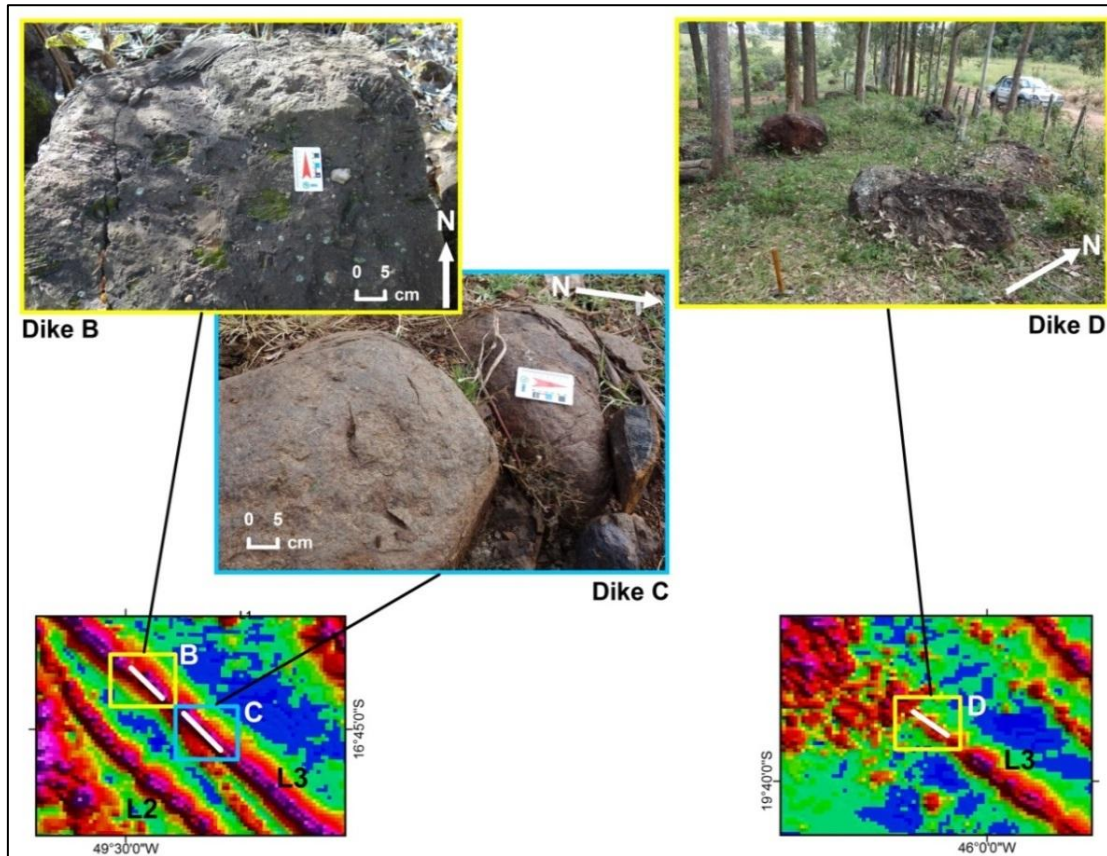


Fig. 16 – Dikes B, C, and D (olivine gabbros and olivine diabases) associated with the L3 system of the Az 125° lineament.

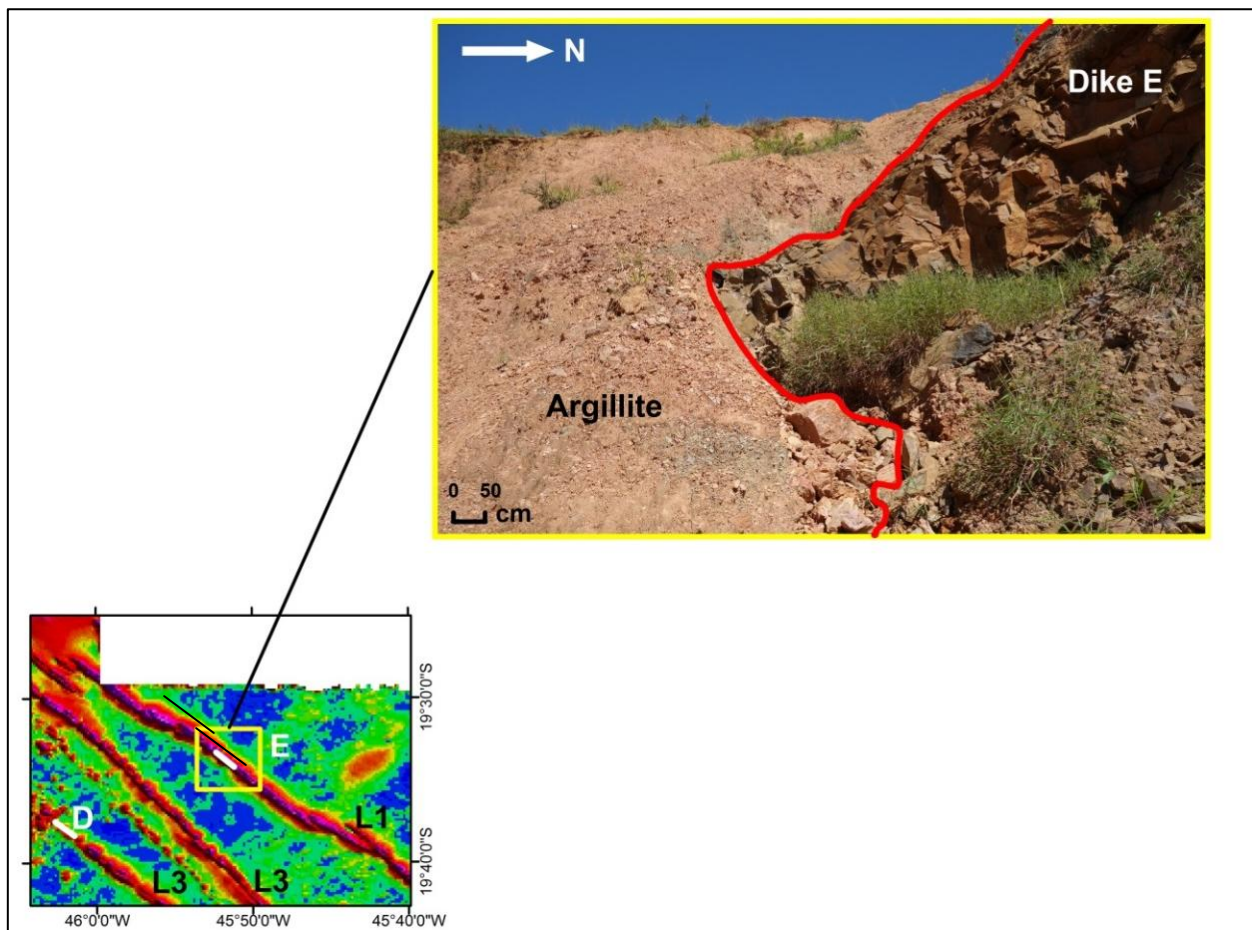


Fig. 17 – Dike E (olivine gabbro) intruding in argillite of the Lower Serra da Saudade Formation, Bambuí Group – L1 system of the Az 125° lineament.

CONCLUSIONS

The Az 125° lineament, that in our studied area covers a region of approximately 850 km in length and 70 km in width in Central and Southeastern Brazil, and is NW-SE orientated, was characterized magnetically by processing the aeromagnetic data and its generated products. In addition, the field data confirmed the magnetic behavior of the rocks that form the Az 125° lineament and its main host rocks.

The Az 125° shows magnetic signatures from high-intensity sources (as shown in the ASA image, between 0.05 and 0.20 nT/m). These results contrast the signatures of the host rock source (between 0.045 and 0.015 nT/m). The estimated depth of the top of the lineament magnetic sources was 4 to 6 km. This depth was shallower than the depth of the main intrusive bodies that form the alkaline provinces they are related to. Rare outcrops of basic rock, gabbro and diabase dikes are found in the field and form the Az 125° lineament. These dikes have high magnetic susceptibility (between 35 and 40 $\times 10^{-3}$ SI).

Based on petrographic and magnetic evidence, the Az 125° lineament was divided into three magnetic lineament systems (L1, L2, and L3) with different magnetization characteristics (normal and reversed polarity). In addition, the crosscutting relationships between the lineament systems indicated that different tectonomagmatic processes occurred in the study area. The L3 system exhibits reversed polarization, which indicates remanent magnetization in part of Az 125°. All of the systems are formed by segmented linear features with extensions of 2 to 60 km; these systems are associated with the subvertical shear zones that promoted a sinistral kinematic along Az 125°. These informations allow us to interpret that the formation of the three lineaments systems occurred at the same time, during the Brasiliano Event (started at *ca.* 950 Ma). This process generated a large set of faults, namely Az 125°. The filling of these faults by basic magma was facilitated by transtensional movements during two or three different time periods, including (i) between 950 Ma and 520 Ma (during the Brasiliano orogenic Event), (ii) at approximately 180 Ma (during the fragmentation of Gondwana), and (iii) at circa 90 Ma (during the passage of the Trindade plume). The last one event (90 Ma) maybe was source of magma injection only in certain portions of the az 125°. Because this area is a rather extensive weakness zone, the Az 125° lineament is involved in controlling the geometry and the regional NW-SE tectonic pattern (NW-SE). This pattern has resulted in the placement of several intrusive bodies, such as carbonatites and kimberlites, that are located in the central and southeast portions of the study area.

The geophysical data used in this study bring relevant information and enhance important features that are not displayed by the geological maps.

REFERENCES

- Airo, M. L., 1999. Aeromagnetic and petrophysical investigations applied to tectonic analysis in the northern Fennoscandian shield. Report of Investigation, 145. Geological Survey of Finland. 51p.
- Almeida, F. F. M., 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozóico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(4): 325 - 349.
- Almeida, F.F. M., Hasui, Y. Brito Neves B. B., Fuck, R.A., 1977. Províncias estruturais brasileiras. *In: Simpósio de Geologia do Nordeste*, 8, SBG. Campina Grande. pp. 363-391.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y. Brito Neves B. B., Fuck, R. A., 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, 17(1/2): 1-29.
- Araújo, V. A., 1997. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Folha SE.22-X-A-III – Itaberaí. Brasília, CPRM. 83p.

- Araújo, V. A. and Moreton, L. C., 2008. Unidades Litoestratigráficas. In: Moreira, M. L. O., Moreton, L. C., Araújo, V. A., Lacerda Filho, J. V., Costa, H. F. (Editors), *Geologia do Estado de Goiás e Distrito Federal. Escala 1:500.000*. Goiânia, CPRM/SIC – FUNMINERAL.
- Baêta Junior, J. D. A., 2001. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Goiânia – Folha SE.22-X-B – Escala 1:250.000. CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 72 p.
- Baranov, V. and Naudy, H. 1964. Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. *Geophysics*, 29(1): 67-79.
- Barbosa, V. C. F., Silva, J. B. C., Medeiros, W. E., 1999. Stability and improvement of structural index estimation in Euler deconvolution. *Geophysics*, 64(1): 48-60.
- Bardet, M. G., 1977. *Geologie du diamante. Troisième partie: Gisements de diamants d'Asie, d'Amérique, d'Europe et d'Australasie. Mémoires du Bur. Recherches Geol. Min.*, 83.169 p.
- Bell, K., 2001. Carbonatites: Relationships to Mantle-plume activity. *In: Ernst, R. E. and Buchan, K. L., (Editors), Mantle Plumes: Their Identification Through Time. Special Paper, 352, Geological Society of America.*
- Biondi, J. C., 2003. *Processos Metalogenéticos e Depósitos Minerais Brasileiros. Oficina de Textos.* 528p.
- Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R. M., Gonçalves, J. H. (Editors), 2003. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: Texto, Mapas e SIG. CPRM. Brasília.*
- Blakely, R. J., 1996. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications.* Cambridge University Press. 464p.
- Brod, J. A., Ribeiro, C. C., Gaspar, J. C., Junqueira-Brod, T. C., Barbosa, E. S. R., Riffel, B. F., Silva, J. F., Chaban N., Ferrari A. J. D., 2004. *Excursion guide: Geologia e Mineralizações dos Complexos Alcalinos-Carbonatíticos da Província Ígnea do Alto Paranaíba.* Sociedade Brasileira de Geologia.
- Cadman, A., Tarney J., Park, R. G., 1990. Intrusion and crystallization features in proterozoic dyke swarms. *In: Parker A. J., Rickwood P. C., Tucker D. H. (Editors). Mafic dykes and emplacement mechanisms: Proceedings of the Second International Dyke Conference, Adelaide, South Australia.* A. A. Balkema. 13-24.
- Campbell, I. H., Griffiths, R. W., Hill, R. I., 1989. Melting in an Archean mantle plume: Heads it's basalts, tails it's komatiites. *Nature*, 339: 697-699.
- Chaves, A. O. and Neves, J. M. C., 2005. Radiometric ages, aeromagnetic expression, and general geology of mafic dykes from southeastern Brazil and implications for African-South American correlations. *Journal of South American Earth Sciences*, 19: 387-397.

- Cordani, U. G., Pimentel, M. M., Araújo, C. E. G., Fuck, R. A., 2013 The significance of the Transbrasiliano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. *Brazilian Journal of Geology*, 43(3): 583-597.
- Cordell, L. and Grauch, V. J. S., 1985. Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico. *In: Hinze, W. J. (Editor). The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps.* Chap. 16, 181-197p.
- Crough, S. T., Morgan, W. G., Hargraves, R. B., 1980. Kimberlites and their relation to mantle hotspots. *Earth and Planetary Science Letters*, 50, 260-274.
- Curto, J. B., Vidotti, R. M., Fuck, R. A., Blakely, R. J., Alvarenga, C. J. S., Dantas, E. L., 2013. Unveiling the Transbrasiliano fault system in northern Paraná Basin using airborne magnetic data. *In: International Congress of the Brazilian Geophysical Society, SBGf, 13, Rio de Janeiro.*
- Delgado, J. D. S., Silva, L. C., Silveira Filho, N. C., Santos, R.A., Pedreira, A. J., Guimarães, J. T., Angelim, L. A. A., Vasconcelos, A. M., Gomes, I. P., Lacerda Filho, J. V., Valente, C. R., Perrotta, M. M., Heineck, C. A., 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. *In: Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R. M., Gonçalves, J. H. (Editors). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: Texto, Mapas e SIG. CPRM. Brasília. Chap. 5, 227-234p.*
- Dutra, A. C., 2011. Investigação tri-dimensional de dados gravimétricos e magnéticos da Província Alcalina de Goiás: Investigando o controle tectônico. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo. 151p.
- Dutra, A. C. and Marangoni, Y. R., 2009. Gravity and magnetic 3-D inversion of Morro do Engenho complex, central Brazil. *Journal of South American Earth Science* 28, 193-203.
- Dutra, A. C., Marangoni, Y. R., Junqueira-Brod, T. C., 2012. Investigation of the Goiás Alkaline Province, Central Brazil: application of gravity and magnetic methods. *Journal of South American Earth Sciences*, 33: 43-55.
- Eby, G. N. and Mariano, A. N. 1992. Geology and geochronology of carbonatites and associated alkaline rocks peripheral to the Paraná Basin, Brazil-Paraguay. *Journal of South American Earth Sciences*, 6(3): 207-216.
- Ernst, R. E. and Buchan, K. L., 1997. Giant radiating dyke swarms: Their use in identifying pre-Mesozoic large igneous provinces and mantle plumes. *In: Mahoney, J. J. and Coffin, M. F. (Editors). Large igneous provinces: Continental, oceanic, and planetary flood volcanism. American Geophysical Union, Geophysical Monograph 100: 297-333.*
- ESRI, 2008. ArcGis version 9.3. ESRI, Environmental Systems Research Institute, Inc. United States.
- Feitoza, L. M., Carmelo, A. C., Pires, A. C. B.; Araújo Filho, J. O., Vidotti, R. M., 2010. Magnetometric behavior of alkaline rocks in Iporá region, Southwest of Goiás, central Brazil. *In: Meeting of the Americas, AGU, Foz do Iguassu, Brazil.*

- Fuck, R. A., Jardim de Sá, E. F., Pimentel, M. M., Dardenne, M. A., Pedrosa-Soares, A. C., 1993. As faixas de dobramentos marginais do Cráton do São Francisco: Síntese dos conhecimentos. *In: Domingues e, J. M. L., Misi, A., (Editors) O Cráton do São Francisco, SBG/SGM/CNPq, pp.161–185.*
- Fuck, R. A., 1994. A Faixa Brasília e a Compartimentação Tectônica na Província Tocantins. *In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, SBG, 4, Brasília, pp. 184–187.*
- Geosoft, 2009. Oasis MontajTM 7.1.1. Geosoft Inc., Toronto, Canada.
- Gibson, S. A.; Thompson, R. N.; Leonardos, O. H.; Dickin, A. P.; Mitchell, J. G., 1995. The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil. *Journal of Petrology, 36(1): 189-229.*
- Gibson, S. A.; Thompson, R. N.; Eska, R. K.; Dickin, A. P., 1997. Late Cretaceous rift-related upwelling and melting of the Trindade starting mantle plume head beneath western Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology, 126: 303-314.*
- Gonzaga, G. M. and Tompkins, L. A., 1991. Geologia do diamante. *In: Schobbenhaus, C., Queiroz, E. T. and Coelho, C. E. S. Principais depósitos minerais do Brasil. Volume IV, Parte A. 53-116.*
- Hasui, Y. and Cordani, U. G., 1968. Idades Potássio Argônio de rochas eruptivas mesozóicas do oeste mineiro e sul de Goiás. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, 22, Belo Horizonte, 1: 139-143.*
- Hasui, Y., Sadowski, G. R., Suguio, K., Fuck, G. F., 1975. The Phanerozoic tectonic evolution of the western MG state. *Anais da Academia Brasileira de Ciências 47 (3/4): 431-438.*
- Henderson, R. G., 1960. A comprehensive system of automatic computation in magnetic and gravity interpretation. *Geophysics, 25(3): 569-585.*
- Jácomo, M. H., 2010. Associação de magnetometria, gamaespectrometria, geoquímica e petrografia para modelamento tridimensional da mineralização de nióbio do depósito Morro do Padre, Goiás, Brasil. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. 110p.
- Junqueira-Brod, T. C., Gaspar, J. C., Brod, J. A., Jost, H., Barbosa, E. S. R., Kafino, C. V., 2005. Emplacement of kamafugite lavas from the Goiás alkaline province, Brazil: constraints from whole-rock simulations. *Journal of South American Earth Sciences, 18: 323-335.*
- Kellogg, O. D., 1953. Foundations of potential theory. Dover Publications.
- Kent, D. V. and Gradstein, F. M., 1985. A Cretaceous and Jurassic geochronology. *Geological Society of America Bulletin, 96: 1419-1427.*
- Kuchenbecker, M., 2011. Projeto Alto Paranaíba – Folha Luz – SE.23-Y-D-V – Escala 1:100.000. *In: Programa Mapeamento Geológico do Estado de Minas Gerais. CODEMIG – UFMG. Chap. VIII.*
- Lapin, A. V., Anuch, W., Ploshko, V. V., 1999. Carbonatitos lineares de cinturões móveis: uma síntese. *Revista Brasileira de Geociências, 29(4): 483-490.*

- Laux, J. H., Pimentel, M. M., Dantas, E. L., Armstrong, R., Armele, A., Nilson, A. A., 2004. Mafic magmatism associated with the Goiás Magmatic Arc in Anicuns region, Goiás, central Brazil: Sm-Nd isotopes and new ID-TIMS and SHRIMP U-Pb data. *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 599-614.
- Marangoni, Y. R., 1994. Modelo crustal para o norte de Goiás a partir de dados gravimétricos. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo. 135p.
- Marangoni, Y. R. and Mantovani, M. S. M., 2013. Geophysical signatures of the alkaline intrusions bordering the Paraná Basin. *Journal of South American Earth Sciences*, 41: 83-98.
- Milani, E. J., 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental. Tese de doutorado. Universidade do Rio Grande do Sul. 225p.
- Milani, E. J. and Ramos, V. A., 1998. Orogenias paleozóicas no Domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(4): 473-484.
- Miller, H. G. and Singh, V., 1994. Potential field tilt – a new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics*, 32: 213-217.
- Moraes, L. G. de, 2007. Processamento, interpretação e integração dos dados aerogeofísicos do Projeto Rio do Sangue – MT, aplicados ao mapeamento geológico e à prospecção mineral. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. 158p.
- Moraes Rocha, L. G., Pires, A. C. B., Carmelo, A. C., Araújo Filho, J. O., 2011. Processing and Integration of airborne magnetometry data for the assessment of geotectonic context of the central portion of Az 125° Lineament. *In: International Congress of the Brazilian Geophysical Society*, 12, SBGf. Rio de Janeiro.
- Morgan, W. J., 1983. Hot spot tracks and the early rifting of the Atlantic. *Tectonophysics*, 94: 123-139.
- Nabighian, M. N., 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics* 37(3): 507-517.
- Nabighian, M. N., 1984. Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms - fundamental relations. *Geophysics*, 49: 780-786.
- Oliveira, D. S. and Mantovani, M. S. M., 2011. Study of Pratinha II magnetic anomaly: acquisition, processing and interpretation of aeromagnetic and gravimetric data. *In: International Congress of the Brazilian Geophysical Society*, SBGf, 12, Rio de Janeiro.
- Park, R. G. and Tarney, J., 1987. Evolution of the Lewisian Complex and comparable Precambrian high grade terrains. London. Geological Society. 315p.

- Pereira, R. M., Roza, T., Castro, C., Neumann, R., Brot, P., Karfunkel, J., Sgarbi, G. N., 2008. Dispersão da picroilmenita: estudo de caso aplicado ao kimberlito Cancã, Ilícinia, Minas Gerais. *Geociências*, 27(1): 79-86. Universidade Estadual Paulista, UNESP.
- Pimentel, M. M., Heaman, L. L., Fuck, R. A., 1991. Idade do metarriolito da Sequência Maratá, Grupo Araxá, Goiás.
- Power, M., Belcourt, G., Rockel, E., 2004. Geophysical methods for kimberlite exploration in northern Canada. *The Leading Edge*, 23(11): 1124-1129.
- Raposo, M. I. B., Chaves, A. O., Lojkasek-Lima, P., D'Agrella-Filho, M. S., Teixeira W., 2004. Magnetic fabrics and rock magnetism of Proterozoic dike swarm from the southern São Francisco Craton, Minas Gerais State, Brazil. *Tectonophysics*, 378: 43-63.
- Reid, A. B., Allsop, J. M., Granser, H., Millett, A. J., Somerton, I.W., 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics* 55 (1), 80-91.
- Requejo, H., Mantovani, M. S. M., 2011. Catalão I Alkaline Complex: Gravimetric and magnetic inversions. *In: International Congress of the Brazilian Geophysical Society, SBGf, 12, Rio de Janeiro.*
- Riccomini, C., Velázquez, V. F., Gomes, C. B., 2005. Tectonic controls of the mesozoic and cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian platform. *In: Comin-Chiaramonti, P. and Gomes, C. B., (Editors). Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in Brazilian platform. EDUSP – FAPESP. São Paulo. Chap. II, 31-55p.*
- Rocha, M. P., Schimmel, M., Assumpção, M., 2011. Upper-mantle seismic structure beneath SE and central Brazil from P and S wave regional travel time tomography. *Geophysical Journal International*, 184: 268-286.
- Rodrigues, J. B., 1996. Geocronologia e geoquímica da sequência vulcano-sedimentar de Iporá e rochas graníticas associadas. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. 99p.
- Roest, W. R. and Pilkington, M., 1993. Identifying remanent magnetization effects in magnetic data. *Geophysics*, 58: 653-659.
- Schnetzler, C. C. and Taylor, P. T., 1984. Evaluation of an observational method for estimation of remanent magnetization. *Geophysics*, 49(3): 282-290.
- Schobbenhaus, C., Oguino, K., Ribeiro, C. L., Oliva, L.A., Takanoashi, J. T., 1975. Carta geológica do Brasil ao milionésimo. DNPM-DGM, Brasília, Folha SE-22, Goiânia.
- Schobbenhaus, C. and Brito Neves, B. B., 2003. A Geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana. *In: Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R. M., Gonçalves, J. H. (Editors). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: Texto, Mapas e SIG. CPRM. Brasília. Chap. I, 5-54p.*

- Seer, H. J. and Moraes, L. C., 2011. Projeto Alto Paranaíba – Folha Campos Altos – SE. 23-Y-D-IV – Escala 1:100.000. *In*: Programa Mapeamento Geológico do Estado de Minas Gerais. CODEMIG – UFMG. Chap. VI.
- Shurbet, D. H., Keller, G. R., Friess, J. P., 1976. Remanent magnetization from comparison of gravity and magnetic anomalies. *Geophysics*, 41(1): 56-61.
- Silva, A. M., Chemale Jr, F., Kuyumjian, R. M., Heaman, L., 1995. Mafic dikes swarms of Quadrilátero Ferrífero and southern Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(2): 124-137.
- Smith, R. S. and Fountain, D. K., 1999. Geophysics a diamond exploration – a review. Fugro airborne Presented at Irish Association of Economic Geology Week-end Course.
- Sonoki, I. K. and Guarda, G. M., 1988. Idades K-Ar de rochas alcalinas do Brasil Meridional e Paraguai Oriental: compilação e adaptação às novas constantes de decaimento. *Boletim IG, USP, Série Científica*, 19: 63-85.
- Tassinari, C. C. G., 1988. Comentários sobre a geocronologia das folhas 1:100.000 do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Projeto Sudeste de Goiás. Goiânia, CPRM/DNPM.
- Thompson, D. T., 1982. EULDPH - A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, 47: 31–37.
- Thompson, R. N., Gibson, S. A., Mitchell, J. G., Dickin, A. P., Leonardos, O. H., Brod, J. A., Greenwood, J. C., 1998. Migrating Cretaceous-Eocene magmatism in the Serra do Mar Alkaline Province, SE Brazil: Melts from the deflected Trindade Mantle Plume? *Journal of Petrology*, 39: 1493-1526.
- Toyoda K., Horiuchi H., Tokonami M., 1994. Dupal anomaly of Brazilian carbonatites - geochemical correlations with hotspots in the South-Atlantic and implications for the mantle source. *Earth and Planetary Science Letters*, 126: 315-331.
- Trompette, R., 1994. Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African-Brasiliano Aggregation of South America and Africa. A. A. Balkema, 350 p.
- White, R. S. and McKenzie, D., 1989. Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalt. *Journal of Geophysical Research*, 94: 7685-7729.
- Wilson B. C., Dixon J. M., Helmstaedt H., 1985. Dyke intrusion in shear fractures: Stress orientation and depth of emplacement. *In*: International Conference on Mafic Dyke Swarms, 1. Abstracts. 186-188.

ARTIGO 2**Curie surface of the alkaline provinces of Goiás (GAP) and Alto Paranaíba (APAP) along the Azimuth 125° lineament, central Brazil**Loiane Gomes de Moraes Rocha¹Augusto César Bittencourt Pires¹Adriana Chatack Carmelo¹Erdinc Oksum²¹University of Brasília, Brazil²University of Istanbul, Turkey**ABSTRACT**

The Azimuth 125° lineament (Az 125°) consists of an extensive set of faults (oriented in the NW-SE direction) that served as a conduit for magma ascent. The study area includes the central portion of the Az 125°, located in the Brazilian states of Goiás and Minas Gerais. The Az 125° is not mapped on geological maps at a regional scale as a continuous structural feature. Its magnetic signature characterizes the lineament as a set of linear features with regional continuity in the subsurface. The most important carbonatite and kimberlite complexes in Brazil are located along this lineament which is the main structural feature that is associated with these complexes. The Goiás (GAP) and Alto Paranaíba (APAP) Alkaline Provinces occur along the Az 125° and include highly economically valuable mineralizations. Our goal is to characterize the magnetic basement depths of the study area (mainly the GAP and APAP regions). Aeromagnetic data were used to estimate the Curie depths of the study area by the spectral approach. Curie depths are those at where the bodies causing magnetic anomalies become non-magnetic properties above the Curie temperature of their minerals. These depths were evaluated for approximately 500 locations. The spatial determination of several Curie depths allowed the delineation of a Curie surface map. This map shows a range of depths from 7 km to 40 km deep in the study area. The shallower depths are

related to the GAP and APAP regions, and the deeper to the São Franciscana Plate. The Curie depths related to the Az 125° are between 30 km and 15.7 km deep. According to the Curie depths results, the GAP and APAP intrusive bodies have shallower offsets when compared to the Az 125° major faults.

Keywords: Curie depth, Curie surface, Alto Paranaíba Alkaline Province, Goiás Alkaline Province, Azimuth 125° lineament, magnetometry

1. INTRODUCTION

The Goiás Alkaline Province (GAP) and Alto Paranaíba Alkaline Province (APAP) resulted from intense mafic-alkaline magmatic activity that occurred in the Upper Cretaceous (Brod *et al.*, 2004; Junqueira-Brod *et al.*, 2005; Dutra *et al.*, 2012). The formation of these provinces has been attributed to thermal or chemical influences from mantle plumes that impacted the base of the continental lithosphere (Gibson *et al.*, 1995b, 1997; Thompson *et al.*, 1998). Thus, the Upper Cretaceous magmatism of the GAP and APAP are considered to result from the Trindade plume (Crough *et al.*, 1980; Gibson *et al.*, 1995b, 1997; Thompson *et al.*, 1998).

These alkaline provinces occur along an important structural lineament named Azimuth 125° (Az 125°) (Fig. 1). It is the most important lineament regarding carbonatite and kimberlite distributions in Brazil (Gonzaga and Tompkins, 1991). The formation of the Az 125° lineament occurred during the Brasiliano Event (started at *ca.* 950 Ma) and this process created a large set of faults. These faults were filled by basic magma due to transtensional movements during two or three different time periods: (i) between 950 Ma and 520 Ma (during the Brasiliano orogeny) - orogenic cycles i) older (950 – 650 Ma), and younger (*ca.* 700-520 Ma) (Cordani *et al.*, 2013), (ii) at approximately 180 Ma (during the fragmentation of Gondwana), and (iii) at circa 90 Ma (during the passage of the Trindade plume). The last event (90 Ma) maybe was a source of magma injection only in certain portions of the lineament. The Az 125° lineament controlled the regional tectonic pattern (NW-SE) due to it is an extensive weakness zone. This pattern has resulted in the placement of several intrusive bodies, including the GAP and APAP, located in the central and southeast portions of the study area (Moraes Rocha, in press).

Geophysical studies, such as magnetometry, have been applied at different scales to identify and describe environments that were formed by tectonomagmatic processes (including alkaline intrusions in different provinces) (Moraes Rocha, in press; Marangoni and Mantovani, 2013). In this work, aeromagnetic data were used to estimate the Curie depths of the study area, which are the depths where the magnetic minerals in the crust loses their magnetic properties. The estimates of

Curie depths provide a Curie surface that configures the magnetic basement of the crust (Blum and Pires, 1996).

The geotectonic relationships involving the GAP, APAP, and the Az 125° lineament propitiated the presence of economically important mineralizations along the area (Morales Rocha *et al.*, 2011). Thus, our goal is to describe the results of the Curie surface, developed by a mathematical basis, and correlate them with other geophysical results that characterize the basement depths of the study area.

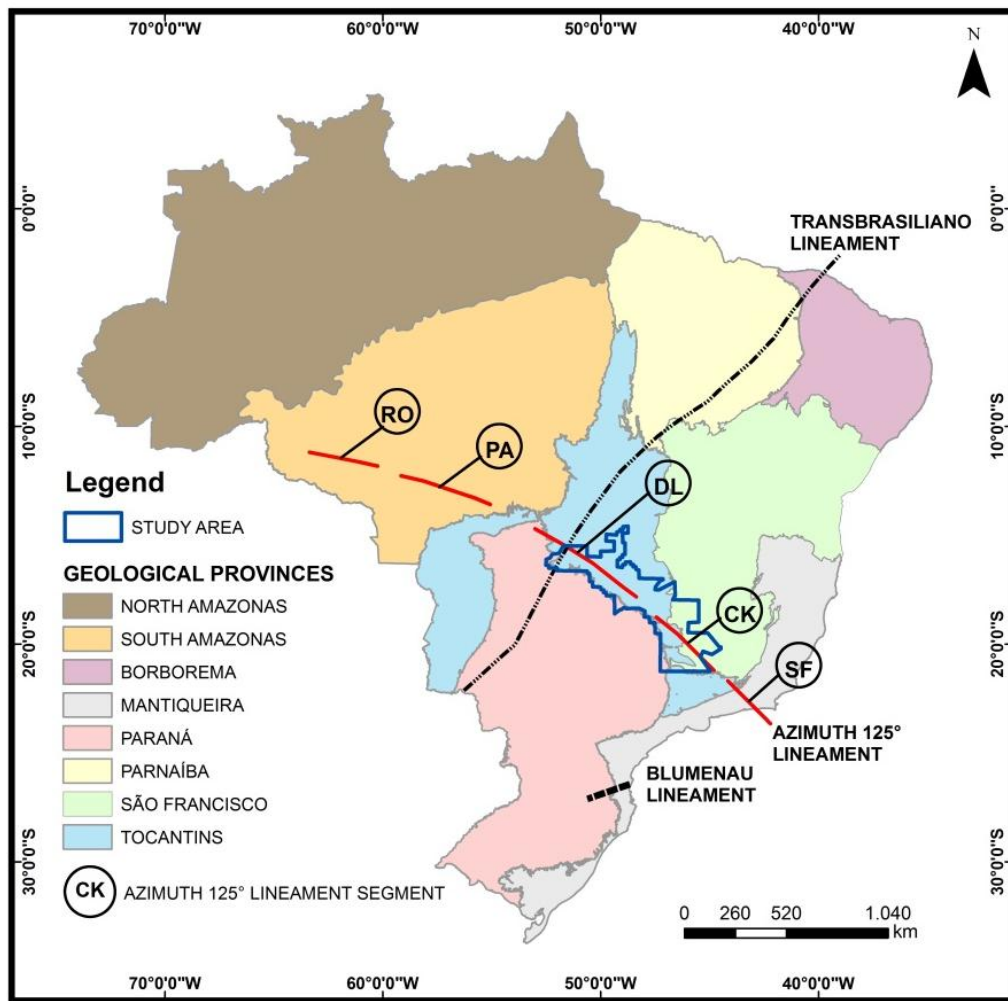


Fig. 1 – Map of the geological provinces and major structural lineaments of Brazil and the study area. Segments of the Az 125° lineament: RO – Rondoniano; PA – Parguazense; DL, CK, and SF - Brasiliano (modified from Gonzaga and Tompkins, 1991; Delgado *et al.*, 2003; Schobbenhaus and Brito Neves, 2003; and Curto *et al.*, 2013).

2. GEOLOGICAL CONTEXT

The study area comprises the central portion of the Az 125° lineament and covers the states of Goiás and Minas Gerais (Fig. 2). Three geological features (called structural provinces) make up the area, namely, Tocantins, São Francisco, and Paraná (Almeida *et al.*, 1977; 1981; Fig. 2).

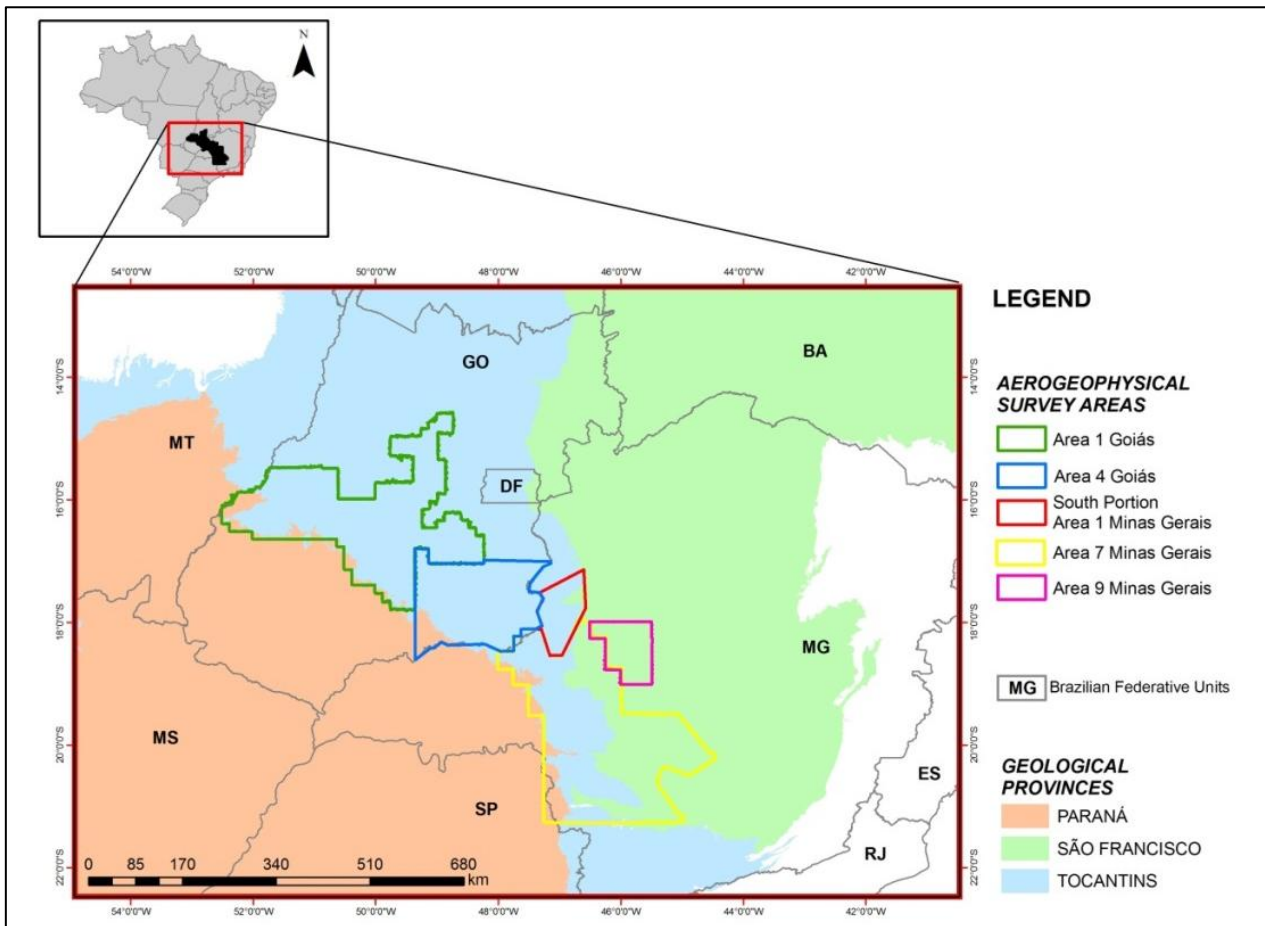


Fig. 2 – Aerogeophysical survey areas and geological provinces (modified from Delgado *et al.*, 2003; Schobbenhaus and Brito Neves, 2003).

The Tocantins Province dominates this area and consists of a system of orogens. These orogens are characterized by the mobile belts of Brasília, Paraguai, and Araguaia that resulted from the convergence and collision of three blocks, including the Amazonian Craton (west), the São Francisco Craton (east), and the Paranapanema Craton (southwest). Delgado *et al.* (2003) proposed a more detailed subdivision of the Tocantins Province that included the following tectonic domains: (i) Archean Granite-Greenstone Terrains and tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) Domes, (ii) Porto Nacional-Nova Crixás Domain, (iii) Dianópolis-Silvânia Paleoproterozoic Mobile Belt, (iv) Goiás Mafic-Ultramafic Layered Complexes, (v) Paleoproterozoic Rift Basin, (vi) Remnants of Oceanic Crust, (vii) Brasileiro Orogens, and (viii) Terrain of Unknown Tectonic Significance (Fig. 3).

The alkaline provinces of Goiás (GAP) and Alto Paranaíba (APAP) occur along the Az 125° lineament (Fig. 3). The formation of these provinces has been associated to the thermal or chemical influence of the Trindade mantle plume that impacted the basement of the continental lithosphere (Herz, 1977; Toyoda *et al.*, 1994; Gibson *et al.*, 1995a,b, 1997; Thompson *et al.*, 1998). The GAP is located in the northwest portion of the area and is represented by Upper Cretaceous complexes.

These complexes include mafic-ultramafic alkaline rocks in its northern portion, subvolcanic alkaline intrusions in its central region, and volcanic rocks in its southern portion (Junqueira-Brod *et al.*, 2005). The APAP comprises the central and southeastern portions of the study area, in the states of Goiás and Minas Gerais. It is composed of ultramafic alkaline rocks, carbonatites, and phoscorites (Brod *et al.*, 2004). The GAP and part of the APAP are included in the Brasília Belt, which composes the Brasiliano Orogens tectonic domain (developed from a Pan-African/Brasiliano orogeny) of the Tocantins Province (Delgado *et al.*, 2003; Fig. 3). Some of the APAP complexes that occur in Tocantins Province are (Fig. 4): Catalão I (85 ± 6.9 Ma; Sonoki and Garda, 1988), Catalão II (87.1 ± 10.1 Ma; Eby and Mariano, 1992), Araxá (84.4 ± 1.9 Ma; Eby and Mariano, 1992), and Tapira (81.7 ± 7.9 Ma; Eby and Mariano, 1992).

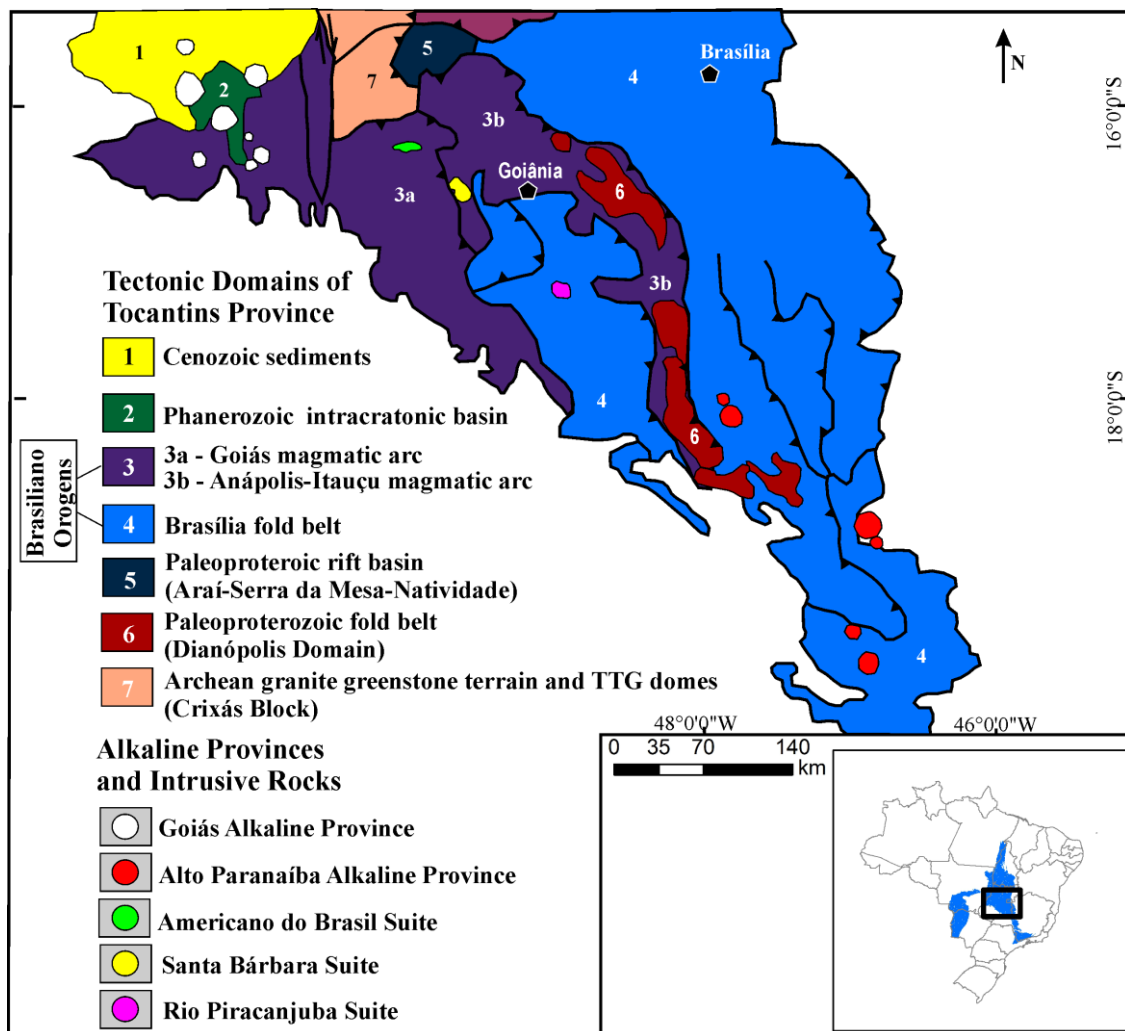


Fig. 3 – The tectonic domains of the Tocantins Province, the intrusive rocks, and the associated alkaline provinces (modified from Delgado *et al.*, 2003; Schobbenhaus and Brito Neves, 2003; Brod *et al.*, 2004; Junqueira-Brod *et al.*, 2005).

However, some APAP complexes are located in São Francisco Province as following (Fig. 4): Serra Negra (79.1 ± 8.7 Ma; Eby and Mariano, 1992), Salitre I (89.8 ± 6.9 Ma; Eby and Mariano, 1992), and Salitre II (82.6 ± 3.7 Ma; Eby and Mariano, 1992) (Fig. 4). In addition, São Francisco Province comprises the Mata da Corda Group (Hasui and Cordani, 1968). This group is represented by an intracratonic alkaline volcanism and is composed of volcanic rocks dated at 77.9 ± 3.9 Ma (Hasui and Cordani, 1968). São Francisco Province includes the oldest rocks in Brazil, which form small cores of TTG orthogneisses and are surrounded by younger rocks. These cores indicate that successive accretion events occurred during the construction of the older crustal segments (Delgado *et al.*, 2003).

The Paraná Province comprises a small portion of the study area. It is composed by three independent sedimentation areas, including the (i) Paraná Basin, (ii) Serra Geral Basin (consisting of aeolian sandstones of the Botucatu Formation and basaltic flows of the Serra Geral Formation), and (iii) Bauru Basin (an intracratonic basin) (Milani, 1997; Delgado *et al.*, 2003). The substrate of Paraná Province includes cratonic blocks and massifs that are elongated in the NE-SW direction and are separated by the Brasiliano mobile belts (Milani and Ramos, 1998).

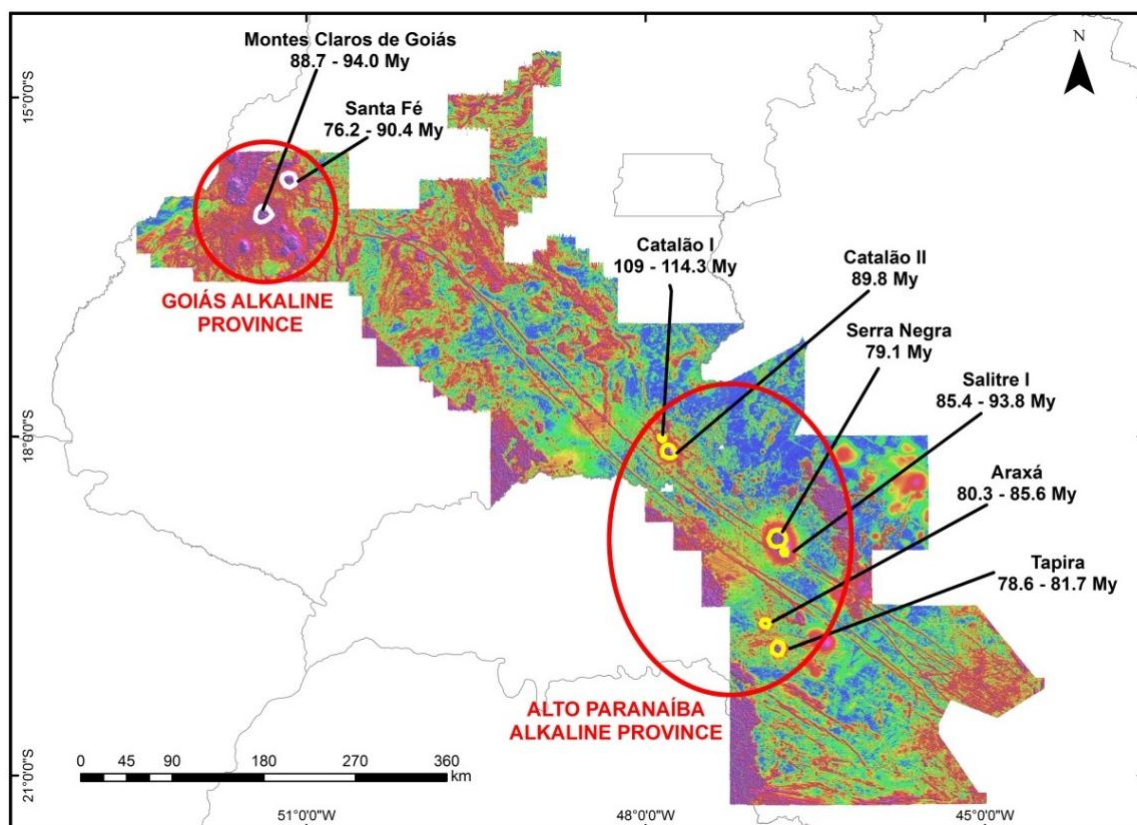


Fig. 4 – Location of the alkaline provinces (PAGO and APAP) and the ages of some of the associated intrusive bodies in the Analytical Signal Amplitude geophysical image (modified from Sonoki and Garda, 1988; Eby and Mariano, 1992; Brod *et al.*, 2004; Junqueira-Brod *et al.*, 2005).

The Az 125° lineament was divided into the five following segments by Gonzaga and Tompkins (1991) (Fig. 1): the Brasiliano segments (SF, CK, and DL); the Parguazense segment (PA); and the Rondoniense segment (RO). The study area comprises the DL and CK segments (Fig. 1). The Az 125° is characterized by a set of large faults with NW-SE direction that probably started in the early Brasiliano Event (circa 950 Ma) and served as a conduit for magma ascent. This lineament is not mapped on geological maps at a regional scale as a continuous structural feature. The relevant magnetic signature characterizes the lineament as a set of linear features with regional continuity in the subsurface, where it is highlighted by a magnetic susceptibility response that contrasts with the response that is exhibited by its host rocks. However, it occasionally outcrops as basic rocks dikes composed of olivine gabbro and olivine diabase (Moraes Rocha, in press).

3. MATHEMATICAL BASIS FOR THE CURIE POINT DEPTH ESTIMATES

The Curie isotherm or Curie Point Depth (CPD) is known as the depth at which the dominant magnetic mineral (circa 580° C for magnetite, $\text{FeO}\cdot\text{Fe}_2\text{O}_3$) in the crust passes from a ferromagnetic state to a paramagnetic state under the effect of increasing temperature (Nagata, 1961). Beneath the Curie isotherm depth the lithosphere shows virtually non-magnetic properties. Therefore, the basal depth of a magnetic source from aeromagnetic data is considered to be the CPD. The spatial determination of several Curie depths over a region allows delineating a map of Curie isotherm or a Curie surface. The term isotherm is not advisable due to it means the same Curie temperature for the region, which is not real, once distinct minerals have distinct demagnetization temperature and the continental crust is not uniform (Blum and Pires, 1996). The Curie surface is in close relationship with the crustal thickness, crust-hot asthenospheric mantle interactions, magmatic events, thermal structure of the crust and hence brittle upper crust-ductile lower crust transition zone. Curie isotherm depth estimates have been carried out to understand the thermal structure of the crust in various tectonic regions in Brazil (e.g. Blum, 1995; Blum and Pires, 1996; Moraes and Blum, 1999; Guimarães *et al.*, 2013) and in other sides of the world (e.g. Vacquier and Affleck, 1941; Smith *et al.*, 1974, 1977; Bhattacharyya and Leu, 1975; Byerly and Stolt, 1977; Shuey *et al.*, 1977; Blakely and Hassanzadeh, 1981; Connard *et al.*, 1983; Okubo *et al.*, 1985, 1989; Blakely, 1988; Okubo and Matsunaga, 1994; Hisarlı, 1995, 1996; Tsokas *et al.*, 1998; Tanaka *et al.*, 1999; Badalyan, 2000; Stampolidis and Tsokas, 2002; Ruiz and Introcaso, 2004; Ateş *et al.*, 2005; Aydın *et al.*, 2005; Chiozzi *et al.*, 2005; Dolmaz *et al.*, 2005a, 2005b; Lin *et al.*, 2005; Tanaka and Ishikawa, 2005; Bektaş *et al.*, 2007; Ravat *et al.*, 2007).

The spectral approach to estimate the Curie isotherm depths was improved by Tanaka *et al.* (1999) which was originally introduced by Okubo *et al.* (1985) based on Spector and Grant's (1970)

technique. According to Spector and Grant (1970) the expectation value of the spectrum of an ensemble model was the same as the average depth to the top of an ensemble of magnetized rectangular prism. The radial average of the power density spectra of a magnetic anomaly $\Phi_{\Delta T}$ is written as

$$\Phi_{\Delta T}(|k|) = Ae^{-2|k|Z_t} (1 - e^{-|k|(Z_b - Z_t)^2}), \quad (1)$$

with A is a constant related to the dimensions of the magnetic source, magnetization direction and geomagnetic field direction, k_x and k_y the wave numbers in the x and y directions, respectively,

$$k^2 = k_x^2 + k_y^2, \quad (2)$$

Z_t – a depth to the top of the magnetic source, Z_b – a depth to the bottom of the magnetic source and Z_0 – a depth to the center of the magnetic source.

For wavelengths less than about twice the thickness of a magnetic source, Equation (1) approximately becomes

$$\ln[\Phi_{\Delta T}(|k|)^{1/2}] = \ln B - |k|Z_t, \quad (3)$$

where B is a constant. From Equation (3), a depth to the top of the magnetic source could be estimated by the slope of the power spectrum of the total field anomaly. On the other hand, Equation (3) can be rearranged as

$$\Phi_{\Delta T}(|k|)^{1/2} = Ce^{-|k|Z_0} (e^{-|k|(Z_t - Z_0)} - e^{-|k|(Z_b - Z_0)}), \quad (4)$$

where C is a constant. At long wavelengths, Equation (4) can also be written as

$$\Phi_{\Delta T} = Ce^{-|k|Z_0} (e^{-|k|(-d)} - e^{-|k|(d)}) \approx Ce^{-|k|Z_0} .2|k|d, \quad (5)$$

where $2d$ is a thickness of the magnetic source. From Equation (5), it is possible to write the following equation:

$$\ln\left\{\frac{\Phi_{\Delta T}(|k|)^{1/2}}{|k|}\right\} = \ln D - |k|Z_0, \quad (6)$$

where D is a constant. The depths to the top and the centroid of the source could be estimated by fitting a straight line through the high wavenumber and low wavenumber parts of the radially averaged spectrum of $\ln[\Phi_{\Delta T}(|k|)^{1/2}]$ and $\ln\left\{\frac{\Phi_{\Delta T}(|k|)^{1/2}}{|k|}\right\}$ from Equations (3) and (6), respectively.

The Curie isotherm depths have been estimated based on the following three stages:

- 1) dividing the study area into overlapping square subregions,
- 2) calculating averaged log power spectrum for each subregion,
- 3) estimating of the CPD (Z_b) from the centroid (Z_0) and the top depth (Z_t) from the magnetic source for each subregion using the following equation

$$Z_b = 2Z_0 - Z_t. \quad (7)$$

4. GEOPHYSICAL DATA

The studied region comprises an area of 198,000 km² and was determined by integrating aeromagnetic databases from five projects (Fig. 2; Table 1). The airborne geophysical surveys were conducted at an average flying height of 100 meters between the years 2000 and 2007. The data were processed with the Oasis MontajTM software, version 7.1 (Geosoft, 2009). The generated regular grid was used to establish the Anomalous Magnetic Field (AMF, Fig. 5), which was the basis for the Curie depths estimates.

Table 1 - Main characteristics of the airborne geophysical surveys in the study area.

Project Name	Direction and spacing between flight lines (meters)	Direction and spacing between control lines (meters)
Goiás –Arenópolis Magmatic Arc – Juscelândia Sequence (Area 1 of Goiás) ¹	N-S 500	E-W 5,000
Southern Brasília Belt (Area 4 of Goiás) ¹	N-S 500	E-W 5,000
Unai – Paracatu – Vazante – Coromandel (Area 1 of Minas Gerais) ²	N30W 250	N60E 2,500
Patos de Minas – Araxá– Divinópolis (Area 7 of Minas Gerais) ²	N-S 400	E-W 8,000
João Pinheiro – Presidente Olegário – Tiros (Area 9 of Minas Gerais) ³	N-S 400	E-W 8,000

Note: Responsible agencies: ¹SGMTM (Secretariat of Geology, Mining and Mineral Transformation)/MME (Ministry of Mines and Energy)/SIC (Secretariat of Industry and Commerce)/ SGM (Superintendence of Geology and Mining)/FUNMINERAL (Mining Development Fund).

²SEME (State Secretariat of Mines and Energy).

³SEDE (Secretariat of Economic Development)/CODEMIG (Economic Development Company of Minas Gerais)/MME (Ministry of Mines and Energy)/CPRM (Research Company of Mineral Resources).

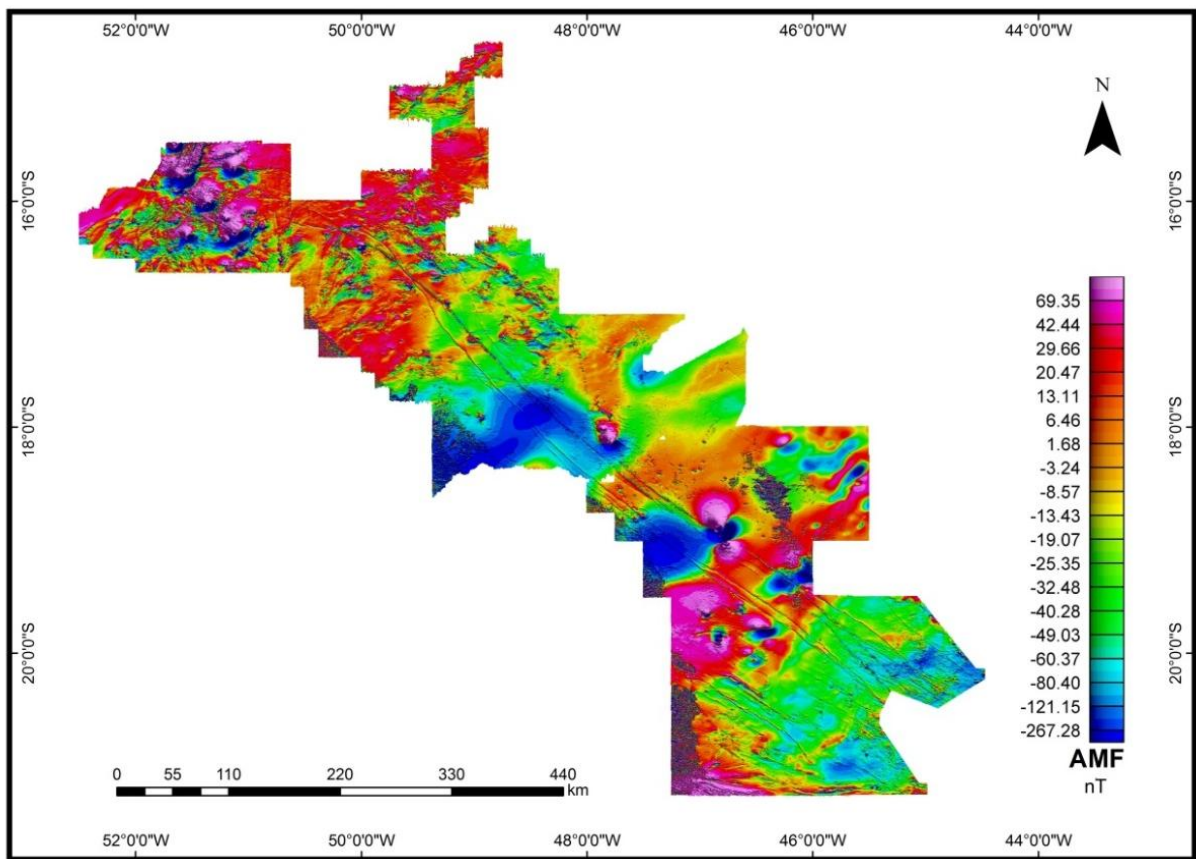


Fig. 5 –Anomalous Magnetic Field (AMF) image.

5. METHODOLOGY

The Curie depths were obtained from approximately 500 partially-overlapping regular grids (subregions) that cover the Az 125° lineament region (approximately 850 km long and 70 km wide). Each subregion has an area of 10,000 km² with central points spaced 10 km apart. The magnetic data relative to the central points were processed to calculate the Curie depths estimates. This processing was developed by using a filtering program (FFTFIL; Hildenbrand, 1983). The raw data resulted by this processing (Fig. 6) were compiled in a single database that represents the entire study area. In addition, the Curie depth channel of the database was interpolated and a single regular grid was generated by the software Oasis MontajTM, version 7.1 (Geosoft, 2009) (Fig. 7).

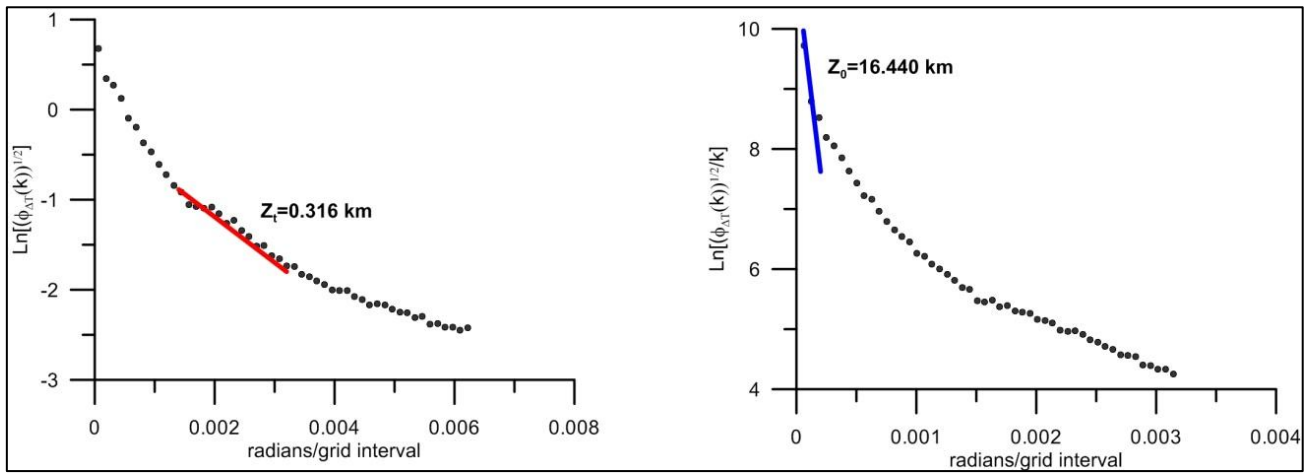


Fig. 6 – Example of raw data - power spectrum for CPD estimates from the top depth (Z_1) in red and the centroid depth (Z_0) in blue from the magnetic source of a subregion.

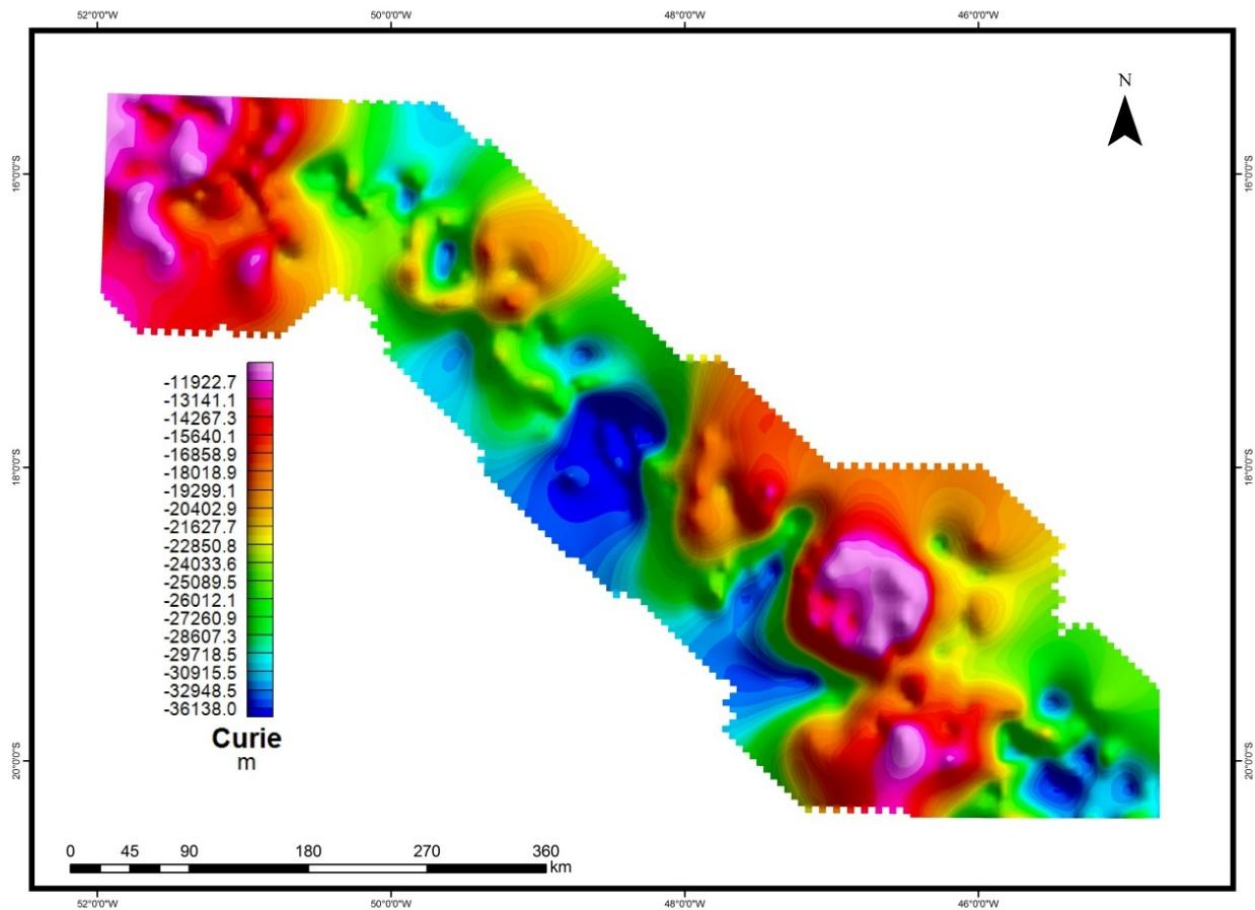


Fig. 7 – Curie surface map. The values are in meters: the shallower regions are in warmer colors and the deeper are in cooler colors.

6. RESULTS

The Curie surface (Fig. 7) displays the magnetic basement of the central portion of the Az 125° lineament. This surface represents a large variation of depths (between *ca.* 7 and 40 km). The demagnetization temperature (circa 580° C for magnetite) reaches up to 40 km in the central and

southeastern portion of the area (Fig. 7), and characterizes the deepest crustal regions for the study area. The shallower depths are linked to the GAP and APAP (Fig. 8) and they reflect the major thermal contribution along the area.

Some Mohorovicic discontinuity depths were measured to the area. Marangoni (1994) estimated it between 38 and 40 km (using gravimetric data) in the northern portion of the Goiás state. Soares *et al.* (2006) computed the Mohorovicic discontinuity between 36 and 40 km in central Brazil (northeastern portion of our study area), by travelttime interpretation of deep seismic refraction data. Assumpção *et al.* (2013) used seismic datasets (deep refraction, receiver function, and surface-wave dispersion velocities) to estimate and generate a map of the crustal thickness of Brazil. In this map, the Mohorovicic discontinuity for the area along the Az 125° Lineament is at approximately 35 km (Fig. 8, A-B profile in the inset). Thus, we assumed a Mohorovicic discontinuity depth average of 35 km for our study area. In addition, we inferred that the greatest depths (*ca.* 40 km) of the Curie surface are related to the Mohorovicic interface.

Blum (1995) calculated the average of the Curie surface for the central region of the Goiás state (a region to the north of our study area) in 30.8 ± 3.4 km. Guimarães *et al.* (2013) estimated (in a more regional study) an average of 34 km along our study area (Fig. 8). Our estimates of the Curie surface average along the Az 125° lineament is of approximately 21 km. We noted that the average that we estimated for our study area is influenced by the shallower depths relative to the GAP and APAP areas. In addition, the deepest values of Curie surface match with the estimates made by the authors mentioned above.

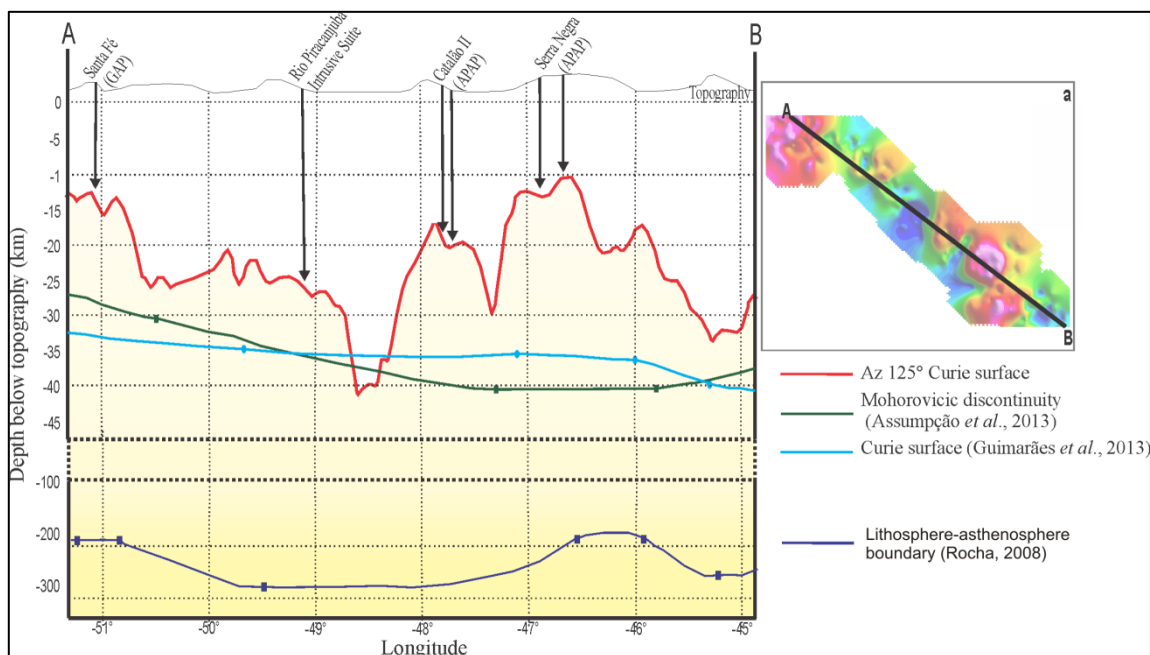


Fig. 8 – A-B profile along the Az 125° region: line in red shows our results of the Curie surface; line in green displays the Mohorovicic discontinuity (Assumpção *et al.*, 2013); line in light blue refers to the Curie surface estimate by Guimarães *et al.* (2013); line in dark blue presents the lithosphere/asthenosphere boundary (Rocha, 2008).

Due to it is a more detailed work, our Curie surface estimates display the greater magnetic contribution of the GAP and APAP. The Curie depths of the GAP and APAP region are shallower than any other body in the study area, and its intense magnetic response raises the background of the area. The GAP area comprises Curie depths estimates in circa 12 km (shallower values) and 25 km (deeper values). The region of the APAP (especially close to Serra Negra intrusive complex) is the shallower portion of the study area, with depths estimates of approximately 10 km. The deepest values for the APAP are about 24 km.

Some gravimetric studies have been developed in the area and its surroundings (e.g. Soares, 2005; Ussami, 1999; Soares *et al.*, 2006; Pinto, 2009). They propose that the Sao Franciscana plate (SFP) has larger dimensions than those indicated in preterit geological studies. The western portion of the SFP has a continuity beneath the Brasília Belt and adjacent areas. In addition, the SFP extends beneath the eastern portion of the Paraná Basin (Pinto, 2009). We compared the SFP limits proposed by Pinto (2009) with the Curie surface map of our study area (Fig. 9). The Curie surface map displays an adjustment with the SFP limits. The regions that show deeper Curie surface (after the GAP region to the southeastern portion of the area) correspond to the São Franciscana Plate. Peridotite xenoliths from the GAP and APAP reveal the existence of distinct shallow lithospheric mantles beneath these areas (Carlson *et al.*, 2007). This information endorse the SFP limits displayed by gravimetric data and by the Curie surface. The Bouguer gravimetric differences are mainly compensated by differences in the lithospheric mantle material and/or lithospheric mantle thickness, with minor contribution of crustal thickness variation (Soares *et al.*, 2006). In addition, the comparison of the Curie surface with the lithosphere-asthenosphere boundary model proposed by Rocha (2008) shows that the Curie surface reflects the lithospheric behavior along the area, not the crustal pattern (Fig. 8).

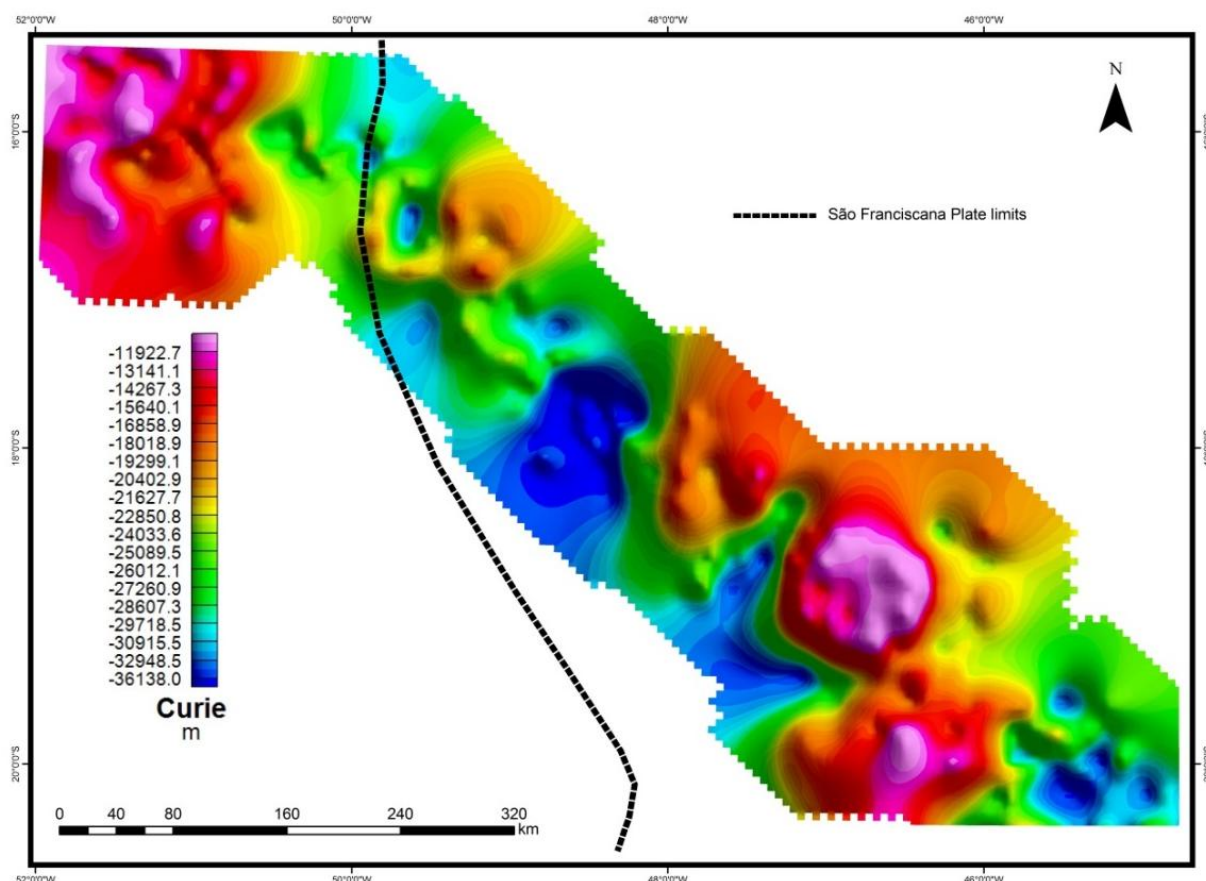


Fig. 9 – Curie surface map and the limits of the São Franciscana Plate (in black dashed line; Pinto, 2009).

Although the GAP and APAP are near surface intrusive bodies, they are represented by short-wavelength magnetic anomalies. The Az 125° lineament is partially discriminated in the Curie surface map (Fig. 10), due to most of this lineament is masked by the GAP and APAP magnetic anomalies. The Azimuth is characterized by depths discontinuities with NW-trending direction in this map. An orthogonal profile (E-W direction) across the Az 125° lineament (Fig. 11, C-D profile in the inset) enhanced four points of Curie depths correspondent to magnetic lineaments of the Azimuth (Table 2).

Table 2 – Curie depths estimates shown in the C-D profile of Figure 11.

Points	Curie depths estimates (km)
1	24.8
2	30.0
3	28.6
4	15.7

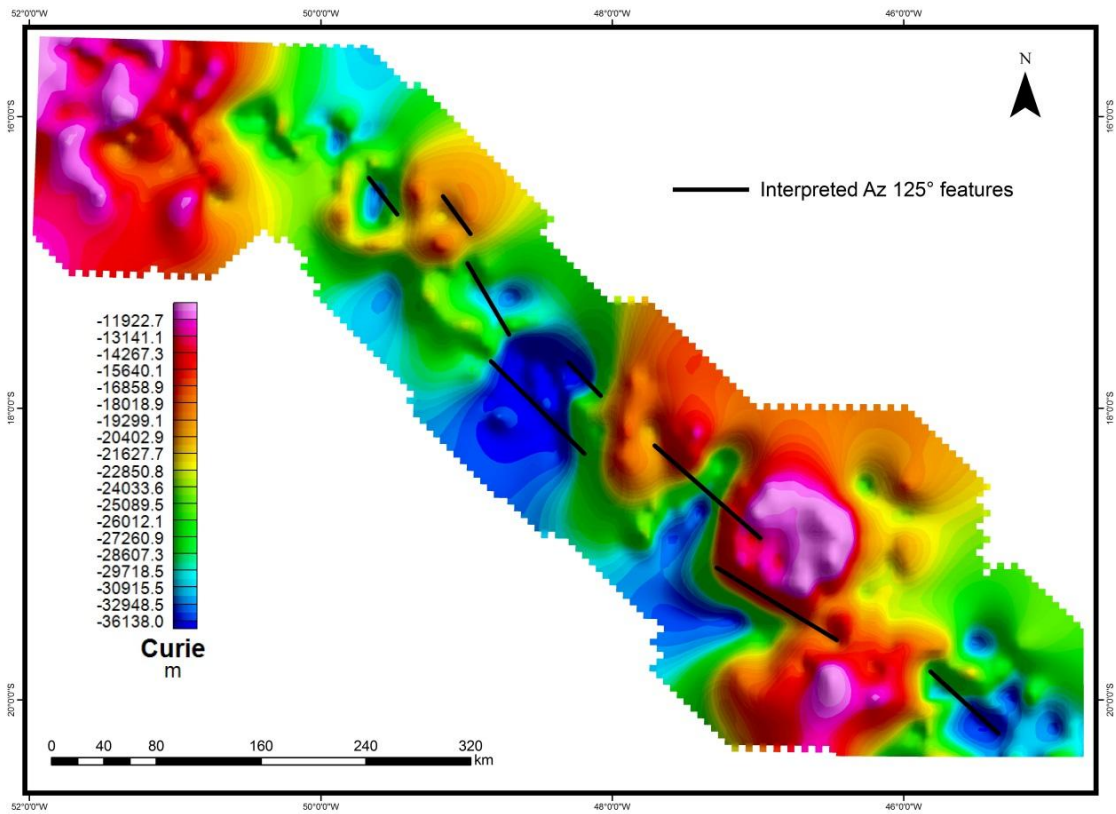


Fig. 10 – Curie surface map and the interpreted Azimuth 125° lineament features (in black line).

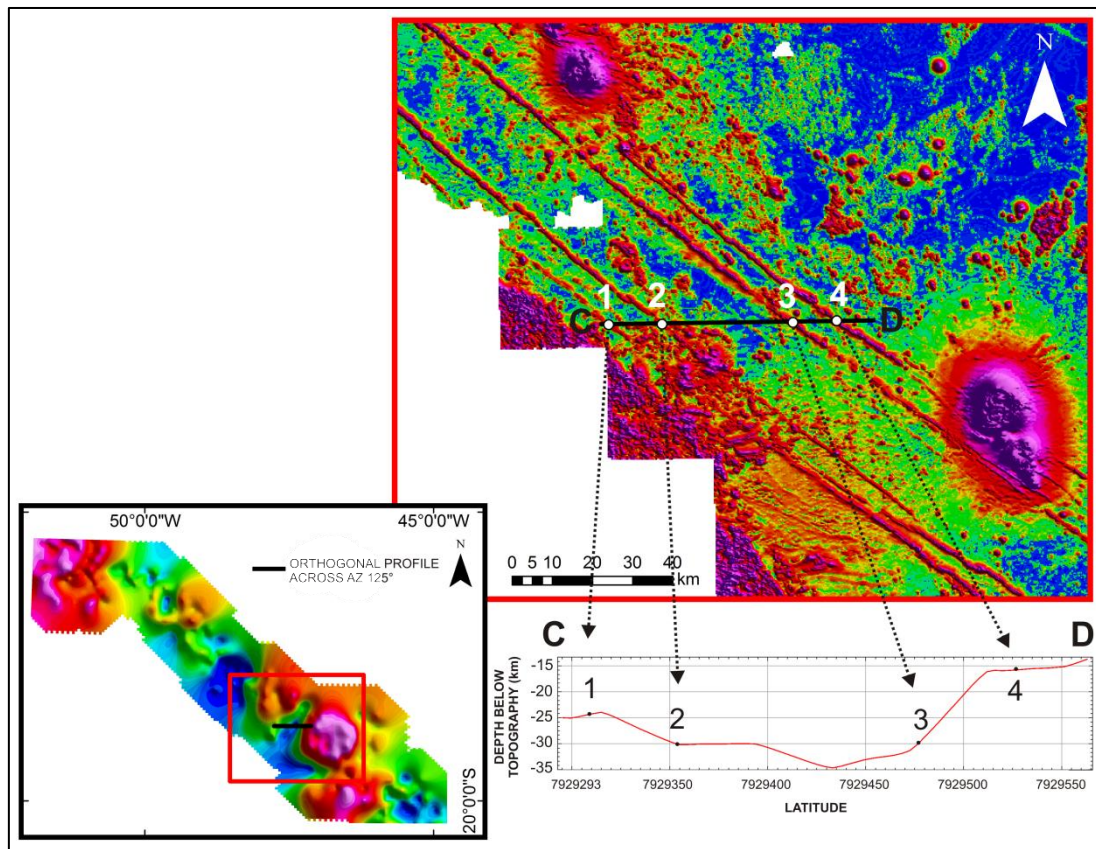


Fig. 11 - C-D orthogonal Curie profile across the Az 125° lineament in the inset.

7. CONCLUSIONS

The spectral approach of the magnetic anomalies along the Az 125° region have allowed us to determine approximate Curie depths in this area. A Curie surface map was generated and it shows depths from 7 km to 40 km.

The shallower depths are linked to the GAP and APAP regions. The Curie surface average in the study area is approximately 21 km. It is because of the influence of the shallower depths relative to the GAP and APAP, which raise the background of the area. We interpreted that the deeper Curie surface values in the area are correspondent to the São Franciscana Plate.

Our analysis of the data identified important Curie depths related to the Azimuth, between 30 km and 15.7 km deep. These results reveal that the lineament is related to higher depths than the GAP and APAP regions.

The GAP and APAP intrusive bodies are believed to have shallower offsets when compared to the Az 125° major faults, represented by basic rock dikes with vertical continuity.

REFERENCES

- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves B. B., Fuck, R.A., 1977. Províncias estruturais brasileiras. *In: Simpósio de Geologia do Nordeste*, 8, SBG. Campina Grande. pp. 363-391.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y. Brito Neves B. B., Fuck, R. A., 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, 17(1/2): 1-29.
- Assumpção, M., Bianchi, M., Julià, J., Dias, F. L., França, G. S., Nascimento R., Drouet, S., Pavão, C. G., Albuquerque, D. F., Lopes, A. E. V., 2013. Crustal thickness map of Brazil: Data compilation and main features. *Journal of South American Earth Sciences* 43: 74-85.
- Ateş, A., Bilim, F., Büyüksaraç, A., 2005. Curie point depth investigation of central Anatolia, Turkey. *Pure and Applied Geophysics*, 162: 357-371.
- Aydın, İ., Karat, H. İ., Koçak, A., 2005. Curie-point depth map of Turkey. *Geophysical Journal International*, 162: 633-640.
- Badalyan, M., 2000. Geothermal features of Armenia: a country update. *In: Proceedings World Geothermal Congress 2000, Kyushu- Tohoku. Japan.* pp. 71–76.
- Bektaş, Ö., Ravat, D., Büyüksaraç, A., Bilim, F., Ateş, A., 2007. Regional geothermal characterization of east Anatolia from aeromagnetic, heat flow and gravity data. *Pure and Applied Geophysics*, 164: 975-998.
- Bhattacharyya, B. K., Leu, L. K., 1975. Analysis of magnetic anomalies over Yellowstone National Park: mapping of Curie point isothermal surface for geothermal reconnaissance. *Journal of Geophysical Research*, 80: 4461-4465.

- Blakely, R. J., 1988. Curie temperature isotherm analysis and tectonic implications of aeromagnetic data from Nevada. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth and Planets*, 93: 11817–11832.
- Blakely, R. J., Hassanzadeh, S., 1981. Estimation of depth to magnetic source using maximum entropy power spectra, with application to the Peru-Chile Trench. *Geological Society of America Memoirs*, 154: 667–681.
- Blum, M. L. B., 1995. Superfície Curie da região central de Goiás e relações com geologia, geotectônica e recursos minerais. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. 82 p. 1995.
- Blum, M. L. B., and Pires, A. C. B., 1996. Superfície Curie da região central de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 26(3): 197-208.
- Brod, J. A., Ribeiro, C. C., Gaspar, J. C., Junqueira-Brod, T. C., Barbosa, E. S. R., Riffel, B. F., Silva, J. F., Chaban, N., Ferrari, A. J. D., 2004. Excursão 1: Geologia e mineralizações dos Complexos Alcalino-Carbonatíticos da Província Ígnea do Alto Paranaíba. Sociedade Brasileira de Geologia, SBG. São Paulo. (Guia de excursão).
- Byerly, P. E., Stolt, R. H., 1977. An attempt to define the Curie point isotherm in northern and central Arizona. *Geophysics*, 42: 1394–1400.
- Carlson R. W., Araujo A. L. N., Junqueira-Brod T. C., Gaspar J. C., Brod J. A., Petrinovic I. A., Hollanda M. H. B. M., Pimentel M. M., Sichel S., 2007. Chemical and isotopic relationships between peridotite xenoliths and mafic-ultrapotassic rocks from Southern Brazil. *Chemical Geology*, 242: 415–434.
- Chiozzi, P., Matsushima, J., Okubo, Y., Pasquale, V., Verdoya, M., 2005. Curie-point depth from spectral analysis of magnetic data in central–southern Europe. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 152: 267-276.
- Connard, G., Couch, R., Gemperle, M., 1983. Analysis of aeromagnetic measurements from the Cascade Range in central Oregon. *Geophysics*, 48: 376–390.
- Cordani, U. G., Pimentel, M. M., Araújo, C. E. G., Fuck, R. A., 2013. The significance of the Transbrasiliano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. *Brazilian Journal of Geology*, 43(3): 583-597.
- Crough, S. T., Morgan, W. G., Hargraves, R. B., 1980. Kimberlites and their relation to mantle hotspots. *Earth and Planetary Science Letters*, 50: 260-274.
- Curto, J. B., Vidotti, R. M., Fuck, R. A., Blakely, R. J., Alvarenga, C. J. S., Dantas, E. L., 2013. Unveiling the Transbrasiliano fault system in northern Paraná Basin using airborne magnetic data. *In: International Congress of the Brazilian Geophysical Society, SBGf, 13, Rio de Janeiro.*

- Delgado, J. D. S., Silva, L. C., Silveira Filho, N. C., Santos, R.A., Pedreira, A. J., Guimarães, J. T., Angelim, L. A. A., Vasconcelos, A. M., Gomes, I. P., Lacerda Filho, J. V., Valente, C. R., Perrotta, M. M., Heineck, C. A., 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. *In*: Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R. M., Gonçalves J. H. (Editors). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: Texto, Mapas e SIG. CPRM. Brasília. Chap. 5, p. 227-234.
- Dolmaz, M. N., Hisarlı, Z. M., Ustaömer, T., Orbay, N., 2005a. Curie point depths based on spectrum analysis of the aeromagnetic data, West Anatolian Extensional Province, Turkey. *Pure and Applied Geophysics*, 162: 571-590.
- Dolmaz, M. N., Ustaömer, T., Hisarlı, Z. M., Orbay, N., 2005b. Curie point depth variations to infer thermal structure of the crust at the African-Eurasian convergence zone, SW Turkey. *Earth Planets and Space*, 57: 1-11.
- Dutra, A. C., Maragoni, Y. R., Junqueira-Brod, T. C., 2012. Investigation of the Goiás Alkaline Province, central Brazil: application of gravity and magnetic methods. *Journal of South American Earth Sciences*, 33: 43-55.
- Eby, G. N., Mariano, A. N., 1992. Geology and geochronology of carbonatites and associated alkaline rocks peripheral to the Paraná Basin, Brazil-Paraguay. *Journal of South American Earth Sciences* 6(3): 207-216.
- Geosoft, 2009. Oasis Montaj™ 7.1.1. Geosoft Inc., Toronto, Canada.
- Gibson, S. A., Thompson, R. N., Dickin, A. P., Leonardos, O. H., 1995a. High-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: Key to plume-lithosphere interactions and continental flood-basalt genesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 136(3-4): 149-165.
- Gibson, S. A., Thompson, R. N., Leonardos, O. H., Dickin, A. P., Mitchell, J. G., 1995b. The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil. *Journal of Petrology*, 36: 189-229.
- Gibson, S. A., Thompson, R. N., Weska, R. K., Dickin, A. P., Leonardos, O. H., 1997. Late Cretaceous rift-related upwelling and melting of the Trindade starting mantle plume head beneath western Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126: 303–314.
- Gonzaga, G. M., and Tompkins, L. A., 1991. Geologia do diamante: principais depósitos minerais do Brasil. *In*: Schobbenhaus, C., Queiroz, E. T., Coelho, C. E. S (Editors). Principais depósitos minerais do Brasil. DNPM/CVRD, IV(A): 53-116. Brasília.
- Guimarães, S. N. P., Ravat, D., Hamza, V. M., 2013. Curie depths using combined analysis of Centroid and Matched Filtering Methods in inferring thermomagnetic characteristics of Central Brazil. *In*: International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 13. Rio de Janeiro.

- Hasui, Y., and Cordani, U. G., 1968. Idades Potássio Argônio de rochas eruptivas mesozóicas do oeste mineiro e sul de Goiás. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, 22, 1: 139-143.* Belo Horizonte.
- Herz, N., 1977. Timing of spreading in the South Atlantic: information from Brazilian alkalic rocks. *Geological Society of America Bulletin, 88: 101-112.*
- Hildenbrand, T.G., 1983. FFTFIL: A Filtering Program based on two-dimensional Fourier analysis. U.S.G.S. Open File Report, pp. 83-237.
- Hisarlı, M., 1995. Determination of Curie point depths in Edremit-Susurluk region. *Nezihi Canitez Symposium (Edremit-Susurluk Bölgesinin Curie Nokta derinliklerinin Saptanması. Nezihi Canitez Sempozyumu). Jeofizik, 9-10, 111-117 (in Turkish).*
- Hisarlı, Z. M., 1996. Determination of Curie point depths in western Anatolia and related with the geothermal areas. Ph.D. Thesis, Istanbul University, Turkey (unpubl.), (in Turkish with English abstract).
- Junqueira-Brod, T. C., Gaspar, J. C., Brod, J. A., Jost, H., Barbosa, E. S. R., Kafino, C. V., 2005. Emplacement of kamafugite lavas from the Goiás Alkaline Province, Brazil: constrains from whole-rock simulations. *Journal of South American Earth Sciences, 18: 323-335.*
- Lin, J. Y., Sibuet, J. C., Hsu, S. K., 2005. Distribution of the East China Sea continental shelf basins and depths of magnetic sources. *Earth Planets and Space, 57: 1063-1072.*
- Maragoni, Y. R., 1994. Modelo crustal para o Norte de Goiás a partir de dados gravimétricos. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. 130 p.
- Maragoni, Y. R., and Mantovani, M. S. M., 2013. Geophysical signatures of the alkaline intrusions bordering the Paraná Basin. *Journal of South American Earth Sciences, 41: 83-98.*
- Milani, E. J., 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental. Tese de doutorado. Universidade do Rio Grande do Sul. 225p.
- Milani, E. J., and Ramos, V. A., 1998. Orogenias paleozóicas no Domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências, 28(4): 473-484.*
- Moraes, R. A. V., and Blum, M. L. B., 1999. Mapa da superfície Curie interpretada do Brasil. *In: International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 6, SBGf. Rio de Janeiro.*
- Moraes Rocha, L. G., Pires, A. C. B., Carmelo, A. C., Araújo Filho, J. O., 2011. Processing and integration of airborne magnetometry data for the assessment of geotectonic context of the central portion of Az 125° lineament. *In: International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 12, SBGf. Rio de Janeiro.*

- Moraes Rocha, L. G., Pires, A. C. B., Carmelo, A. C., Araújo Filho, J. O., 2013. Geophysical characterization of the Azimuth 125° lineament with aeromagnetic data: contributions to the central geology of Brazil. (in press).
- Nagata, T., 1961. Rock Magnetism. Maruzen, Tokyo. 350 p.
- Okubo, Y., Graf, R. J., Hansen, R. O., Ogawa, K., Tsu, H., 1985. Curie point depths of the Island of Kyushu and surrounding areas, Japan. *Geophysics*, 53(3): 481-494.
- Okubo, Y., Tsu, H., Ogawa, K., 1989. Estimation of Curie point temperature and geothermal structure of Island Arc of Japan. *Tectonophysics*, 159: 279–290.
- Okubo, Y., and Matsunaga, T., 1994. Curie point depth in Northeast Japan and its correlation with regional thermal structure and seismicity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99: 22363–22371.
- Pinto, L. G. R., 2009. Interpretação de dados gravimétricos e eletromagnéticos do sul do Cráton São Francisco: novos modelos crustais e litosféricos. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. 144 p.
- Ravat, D., Pignatelli, A., Nicolosi, I., Chiappini, M., 2007. A Study of spectral methods of estimating the depth to the bottom of magnetic sources from near-surface magnetic anomaly data. *Geophysical Journal International*, 169: 421-434.
- Rocha, M. P., 2008. Tomografia sísmica com ondas P e S para o estudo do manto superior no Brasil. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. 86 p.
- Ruiz, F., and Introcaso, A., 2004. Curie point depths beneath Precordillera Cuyana and Sierras Pampeanas obtained from spectral analysis of magnetic anomalies. *Gondwana Research*, 7: 1133-1142.
- Schobbenhaus, C. and Brito Neves, B. B., 2003. A Geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana. *In*: Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R. M., Gonçalves, J. H. (Editors). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: Texto, Mapas e SIG. CPRM. Chap. I, 5-54. Brasília.*
- Shuey, R. T., Schellinger, D. K., Tripp, A. C., Alley, L. B., 1977. Curie depth determination from aeromagnetic spectra. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 50: 75-101.
- Smith, R. B., Shuey, R. T., Freidline, R. O., Otis, R. M., Alley, L. B., 1974. Yellowstone Hot Spot: new magnetic and seismic evidence. *Geology*, 2: 451–455.
- Smith, R. B., Shuey, R. T., Felton, J. R., Bailey, J. P., 1977. Yellowstone Hot Spot: contemporary tectonics and crustal properties from earthquake and magnetic data. *Journal of Geophysical Research*, 82: 3665–3676.

- Soares J. E. P., 2005. Estudos de refração sísmica profunda, função do receptor e gravimetria na Província Tocantins, Brasil Central. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília, Instituto de Geociências. 128p.
- Soares J. E. P., Berrocal J., Fuck R. A., Mooney W. D., 2006. Seismic characteristics of central Brazil crust and upper mantle: a deep seismic refraction study. *Journal of Geophysical Research*, 111: B12302.
- Sonoki, I. K., and Garda, G. M., 1988. Idades K-Ar de rochas alcalinas do Brasil Meridional e Paraguai Oriental: compilação e adaptação às novas constantes de decaimento. *Boletim IG, Universidade de São Paulo, Série Científica*, 19: 63-85.
- Spector, A., and Grant, S. 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35: 293-302.
- Stampolidis, A., and Tsokas, G.N., 2002. Curie point depths of Macedonia and Thrace, N. Greece. *Pure and Applied Geophysics*, 159: 2659–2671.
- Tanaka, A., Okubo, Y., Matsubayashi, O., 1999. Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia. *Tectonophysics*, 306: 461-470.
- Tanaka, A., and Ishikawa, Y., 2005. Crustal thermal regime inferred from magnetic anomaly data and its relationship to seismogenic layer thickness: The Japanese islands case study. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 152: 257–266.
- Thompson, R. N., Gibson, S. A., Mitchell, J. G., Dickin, P., Leonardos, O. H., Brod, J. A., Greenwood, J. C., 1998. Migrating Cretaceous–Eocene magmatism in the Serra do Mar alkaline province, SE Brazil: melts from the deflected Trindade mantle plume? *Journal of Petrology*, 39: 1493–1526.
- Toyoda, K., Horiuchi, H., Tokonami, M., 1994. Dupal anomaly of Brazilian carbonatites geochemical correlations with hotspots in the South-Atlantic and implications for the mantle source. *Earth Planetary Science Letters*, 126: 315-331.
- Tsokas, G.N., Hansen, R.O., Fytikas, M., 1998. Curie point depth of Island of Crete (Greece). *Pure and Applied Geophysics*, 152: 747–757.
- Ussami, N., 1999. Estruturação e limites da Placa Litosférica São Franciscana: contribuição gravimétrica. Tese de Livre-Docência, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo. 61p.
- Vacquier, V., and Affleck, J., 1941. A computation of average depth the bottom of the Earth's crust based on a statistical magnetic properties. *Transaction American Geophysical Union*, 22: 446–450.

8

CONCLUSÕES

O processamento de dados de magnetometria aérea e os produtos gerados permitiram a caracterização magnética do Lineamento Az 125° e os dados obtidos em campo comprovaram os comportamentos magnéticos das rochas que constituem o Azimute e das suas principais encaixantes.

Na área de estudo, o Lineamento Azimute 125° apresenta cerca de 850 km de comprimento e 70 km de largura, com direção NW-SE, e mostra assinaturas magnéticas de fontes com alta intensidade apresentadas no produto ASA (entre 0,05 e 0,20 nT/m) em contraste com as fontes das rochas encaixantes (entre 0,045 e 0,015 nT/m). A profundidade do topo das fontes magnéticas do Lineamento são estimadas entre 4 e 6 km e estão localizadas em profundidades mais rasas que aquelas relativas aos principais corpos intrusivos que constituem as províncias alcalinas de Goiás e Alto Paranaíba (PAGO e PAAP).

Os resultados de profundidade Curie mostram que as regiões mais rasas são aquelas associadas aos complexos alcalinos (PAGO e PAAP). As áreas de superfície Curie mais profundas foram interpretadas como relacionadas à presença da Placa São Franciscana. As assinaturas magnéticas dos complexos alcalinos elevam o *background* da área de estudo e por este motivo a superfície Curie não destaca o Lineamento Az 125°. Entretanto, informações de perfis ortogonais à feição do Lineamento mostram que a base dos diques que o constituem apresentam profundidades maiores que a dos corpos associados aos complexos alcalinos. Estas informações caracterizam o Az 125° como corpos, com forma aproximadamente tabular, com continuidade vertical e raízes mais profundas que os complexos alcalinos.

Em campo, são encontrados raros afloramentos de diques de rochas básicas, gabros e diabásios, que constituem o Az 125°, resultando em uma alta susceptibilidade magnética (entre 35 e 40 $\times 10^{-3}$ SI). Os diques mapeados foram classificados em A, B, C, D e E, de acordo com sua localização na área e suas assinaturas magnéticas. Afloram como blocos arredondados centimétricos a métricos, com exceção do dique E, na porção sudeste da área, em Minas Gerais, que apresenta formato de um corpo tabular com cerca de 150 metros de largura.

Baseado nas evidências petrográficas e magnéticas, foi possível compartimentar o Az 125° em três sistemas de lineamentos magnéticos (L1, L2 e L3). Os sistemas apresentam características de magnetização distintas (polaridades normal e reversa) e relações de corte que indicam diferentes processos tectono-magmáticos que atuaram na área. O Sistema L3 mostra polarização reversa indicativa de magnetização remanente em parte do Azimute. Todos os sistemas são formados por feições lineares segmentadas, com extensões de 2 a 60 km, associadas a zonas de cisalhamento subverticais que promoveram uma tectônica sinistral ao longo do Azimute.

Apesar de apresentarem características distintas, os três sistemas de lineamentos foram gerados na mesma época, durante o Evento Orogênico Brasileiro (iniciado a cerca de 950 Ma), que resultou em um extenso conjunto de falhas. A justificativa para os três sistemas apresentarem características diferentes está no fato deles terem sido afetados por processos tectono-magmáticos distintos. O preenchimento destas falhas por magma básico foi facilitado por movimentos de transtensão em, duas ou três épocas diferentes: (i) entre 900 Ma e 520 Ma, durante os ciclos de orogêneses do Brasileiro; (ii) há cerca de 180 Ma durante a fragmentação do Gondwana; e (iii) há aproximadamente 90 Ma, durante a passagem da Pluma de Trindade. Este último evento, há cerca de 90 Ma de anos, provavelmente propiciou a injeção de magma somente em determinadas porções do az 125°. Por se tratar de uma zona de fraqueza extensa, o Lineamento está envolvido no controle da geometria e do padrão tectônico regional, NW-SE, que propiciou a colocação de diversos corpos intrusivos como os carbonatitos e kimberlitos localizados principalmente nas porções central e sudeste da área.

Fica evidente a grande contribuição da interpretação geofísica para a área de estudo. Os dados realçaram importantes feições e estruturas que não são apresentadas em mapas geológicos.

Novas campanhas de campo são sugeridas em busca de afloramentos associados ao sistema L2, para que possa ser concluída sua caracterização petrográfica e relacionada ao contexto geológico da região.

Também são indicados estudos geocronológicos de amostras de rochas de cada sistema do Lineamento para fundamentar a interpretação geofísica com mais informações geológicas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

A

- Airo, M. L., 1999. Aeromagnetic and Petrophysical Investigations Applied to Tectonic Analysis in the Northern Fennoscandian Shield. Report of Investigation, 145. Geological Survey of Finland. 51p.
- Alkmin, F. F.; Chemale Jr, F.; Endo, I. 1996. A Deformação das Coberturas Proterozóicas do Cráton do São Francisco e o seu Significado Tectônico. *Revista da Escola de Minas*, 49: 22-38.
- Alkmin, F. F.; Marshak, S. 1998. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Cráton Region, Minas Gerais, Brazil: Evidence for Paleoproterozoic Collision and Collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, 90: 29-58.
- Allredge, L. R.; Van Vóorhis, G. D. 1961. Depth to Sources of Magnetic Anomalies. *Journal of Geophysical Research*, 66: 3793-3800.
- Almeida, F. F. M. 1969. Diferenciação Tectônica da Plataforma Brasileira. In: Anais do Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, p. 29-46.
- Almeida, F. F. M. 1986. Distribuição Regional e Relações Tectônicas do Magmatismo Pós-Paleozóico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 16: 325-349.
- Almeida, F. F. M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B. B.; Fuck, R. A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SBG, *Simpósio de Geologia do Nordeste VIII*. Anais, p. 363-391.
- Almeida, F. F. M.; Svisero, D. P. 1991. Structural Setting and Tectonic Control of Kimberlite and Associated Rocks of Brazil. *5th International Kimberlite Conference*. Extended Abstracts, p. 3-5.
- Almeida, F. F. M.; Brito-Neves, B. B.; Carneiro, C. D. R. 2000. The Origin and Evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews*, 50: 70-111.
- Almeida, F. F. M. 2006. Ilhas Oceânicas Brasileiras e suas Relações com a Tectônica Atlântica. *Terra e Didática*, 2(1): 3-18.
- Alves, E. C.; Maia, M.; Sichel, S. E.; Campos, C. M. 2006. Zona de Fratura de Vitória-Trindade no Oceano Atlântico Sudeste e suas Implicações Tectônicas. *Revista Brasileira de Geofísica*, 24(1): 117-127.
- Anderson, D. L. 2000. The Thermal State of Upper Mantle; no Role for Mantle Plumes. *Geophysical Research Letters*, 27: 3623-3626.
- Araújo Filho, J. O. de. 1978. The Geology of Pirenópolis - Corumbá de Goiás, Central Brazil. In: Geowissenschaftliches Lateinamerika Kolloquium, 6. Stuttgart: p. 7-8.
- Araújo Filho, J. O. de. 1980. The Geology of the Pirineus Megainflexion, Goiás, Central Brazil. In: Geowissenschaftliches Lateinamerika Kolloquium, 7. Heidelberg: p. 9-11.
- Araújo Filho, J. O. de. 1981. Contribuição à Estratigrafia e Tectônica da Região da Megainflexão dos Pirineus, Goiás Centro-Meridional. In: SBG, *Simpósio de Geologia do Centro-Oeste I*. Goiânia: p.24-26.

- Araújo Filho, J. O. de. 2000. The Pirineus Syntaxis: na Example of the Intersection of Two Brasileiro Fold-Thrust Belts in Central Brazil and its Implications for the Tectonic Evolution of Western Gondwana. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1): 144-148.
- Arndt, N. T.; Teixeira, N. A.; White, W. M. 1989. Bizarre Geochemistry of Komatites from Crixás Greenstone Belt, Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 101: 187-197.
- Assumpção, M. S.; Neto, C. M. D. 2000. Sismicidade e Estrutura Interna da Terra. In: Teixeira, W.; Toledo, M. C. M.; Fairchild, T. R.; Taioli, F. (editores). *Decifrando a Terra*. 1ª edição. São Paulo: Oficina de Textos. 558 p.
- Assumpção, M.; An, M.; Bianchi, M.; França, G. S. L.; Rocha, M. P.; Barbosa, J. R.; Berrocal, J. 2004a. Seismic Studies of the Brasilia Fold Belt at the Western Border of the São Francisco Cráton, Central Brazil, Using Receiver Function, Surface-Wave Dispersion and Teleseismic Tomography. *Tectonophysics*, 388: 173-185.
- Assumpção, M.; Schimmel, M.; Escalante, C.; Barbosa, J. R.; Rocha, M. P.; Barros, L. V. 2004b. Intraplate Seismicity in SE Brazil: Stress Concentration in Lithospheric Thin Spots. *Geophysical Journal International*, 159: 390-399.
- Assumpção, M.; Heintz, M.; Vauchez, A.; Silva, M. 2006. Upper Mantle Anisotropy in SE and Central Brazil from SKS Splitting: Evidence of Asthenospheric Flow Around a Crátonic Keel. *Earth and Planetary Science Letters*, 250: 224-240.
- Ávila, C. A.; Valença, J. G.; Moura, C.; Ribeiro, A.; Paciullo, F. 1998. Idade $^{207}\text{Pb}^{206}$ em Zircões de Corpos Megaplutônicos da região de São João Del Rei, Borda Sul do Cráton do São Francisco, Minas Gerais. In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia XXXV*. Belo Horizonte: Anais: p. 34.

B

- Baars, F. J. 1997. The São Francisco Cráton. In: De Wit, M. J. Ashwal, L. A. (editores). *Greenstone Belts. Oxford Monographs on Geology and Geophysics Series*, 529-557.
- Babinski, M.; Van Schmus, W. R.; Chemale, Jr, F. 1995. The Pb-Pb Age of the Minas Supergrupo Carbonate Rocks, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Precambrian Research*, 72: 235-245.
- Baêta Junior, J. D. A. 2001. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Goiânia – Folha SE.22-X-B – Escala 1:250.000. CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 72 p.
- Barbosa, P. A.; Silva, A. 1992. Modelo Deformacional para o Sudeste de Goiás e suas Implicações Metalogenéticas. In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia XXXVII*. São Paulo: Boletim de Resumos Expandidos, 315-317.
- Bardet, M. G. 1977. *Geologie Du Diamant. Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*. Vol. 3.
- Battacharyya, B. K.; Morley, L. W. 1965. The Delineation of Deep Crustal Magnetic Bodies from Total Field Aeromagnetic Anomalies. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 17: 237-252.
- Berrocal, J.; Marangoni, Y.; de Sá, N. C.; Fuck, R. A., Soares, J. E. P., Dantas, E., Perosi, F. A., Fernandes, C. 2004. Deep Seismic Refraction and Gravity Crustal Model and Tectonic Deformation in Tocantins Province, Central Brazil. *Tectonophysics*, 388: 187-199.
- Biondi, J. C. 2003. *Processos Metalogenéticos e Depósitos Minerai s Brasileiros*. Oficina de Textos. 528p.
- Bizzi, L. A.; Vidotti, R. M. 2003. Condicionamento do Magmatismo Pós-Gondwana. In: Bizzi, L. A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R. M.; Gonçalves, J. H. (editores). *Geologia, Tectônica e*

Recursos Minerais do Brasil: Texto, Mapas & SIG. Brasília: CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 692 p.

- Blake, W. 2006. Tectônica de Placas: a Teoria Unificadora. *In: Press, F.; Grotzinger, J.; Siever, R.; Jordan, T. H. (editores). Para Entender a Terra. 4ª edição. Porto Alegre: Bookman. 656 p.*
- Blakely, R. J. 1988. Curie Temperature Isotherm Analysis and Tectonic Implications of Aeromagnetic Data from Nevada. *Journal of Geophysical Research*, 93: 11.817-11.832.
- Blum, M. L. B. 1995. Superfície Curie da região Central de Goiás e Relações com Geologia, Geotectônica e Recursos Minerais. *Dissertação de Mestrado*. Brasília: UnB. 82 p.
- Blum, M. L. B. 1999. Processamento e Interpretação de Dados de Geofísica Aérea no Brasil Central e sua Aplicação à Geologia Regional e à Prospecção Mineral. *Tese de Doutorado*. Brasília: UnB. 229 p.
- Bouligand, C.; Glen, J. M. G.; Blakely, R. J. 2009. Mapping Curie Temperature Depth in the Western United States with Fractal Model for Crustal Magnetization. *Journal of Geophysical Research*, 114: B11104. 25 p.
- Bologna, M. S. 2001. Investigação Magnetotelúrica da Litosfera na Província Ígnea do Alto Paranaíba. *Tese de Doutorado*. São José dos Campos: INPE. 225p.
- Bologna, M. S.; Padilha, A. L.; Vitorello, I.; Fontes, S. L. 2006. Tectonic Insight into a Pericratic Subcrustal Lithosphere Affected by Anorogenic Cretaceous Magmatism in Central Brazil Inferred from Long-Period Magnetotellurics. *Earth and Planetary Science Letters*, 241: 603-616.
- Brajnikov, B. 1953. Les Directions de Fractures Dans le Brésil Centre-Est. *Bulletin de la Société Géologique de France*. 6ª série, tome II, fascicule 4-6.
- Brito-Neves, B. B.; Cordani, U. G. 1991. Tectonic Evolution of South America During the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53: 23-40.
- Brod, J. A.; Gibson, S. A.; Thompson, R. N.; Junqueira-Brod, T. C.; Seer, H. J.; Moraes, L. C.; Boaventura, G. R. 2000a. Kamafugite Affinity of the Tapira Alkaline-Carbonatite Complex, Minas Gerais, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 404-408.
- Brod, J. A.; Gibson, S. A.; Thompson, R. N.; Junqueira-Brod, T. C.; Seer, H. J.; Moraes, L. C.; Boaventura, G. R. 2000b. The Kamafugite-Carbonatite Association in the Alto Paranaíba Igneous Province (APIP) Southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 408-412.
- Brod, J. A.; Ribeiro, C. C.; Gaspar, J. C.; Junqueira-Brod, T. C.; Barbosa, E. S. R., Riffel, B. F.; Silva, J. F.; Chaban, N.; Ferrari, A. J. D. 2004. Geologia e Mineralizações dos Complexos Alcalino-Carbonatíticos da Província do Alto Paranaíba. Excursão 1. *42º Congresso Brasileiro de Geociências*. Araxá.
- Brod, J. A.; Barbosa, E. S. R.; Junqueira-Brod, T. C.; Gaspar, J. C.; Diniz-Pinto, H. S.; Sgarbi, P. B. A.; Petrinovic, I. A. 2005. The Late-Cretaceous Goiás Alkaline Province (GAP), Central Brazil. *In: Comin-Chiaramonti, P. e Gomes, C. B. (editores). Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. p. 261-316.
- Bulanova, G. P.; Walter, M. J.; Smith, C. B.; Kohn, S. C.; Armstrong, L. S.; Blundy, J.; Gobbo, L. 2010. Mineral Inclusions in Sublithospheric Diamonds from Collier 4 Kimberlite Pipe, Juina, Brazil: Subducted Protoliths, Carbonated Melts and Primary Kimberlite Magmatism. *Contributions to Mineralogy Petrology*, 160: 489-510.

Bulina, L. V. 1961. The use of Airborne Magnetic Prospecting Data in Deep-Seated Structure of the Earth's Crust within the Siberian Platform. *Sovetskaya Geologia*, 5: 134-138.

C

Carneiro, M. A.; Carvalho Júnior, I. M.; Teixeira, W. 1998a. Petrologia, Geoquímica e Geocronologia dos Diques Máficos do Complexo Bonfim Setentrional (QF) e suas Implicações na Evolução Crustal do Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 25: 95-102.

Carneiro, M. A.; Teixeira, W.; Carvalho Júnior, I. M. 1998b. Ensilic Tectonic Setting of the Archean Rio das Velhas Greenstone Belt: Nd and Pb Isotopic Evidence from The Bonfim Metamorphic Complex, Quadrilátero Ferrífero, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(2): 189-200.

Chaves, A. O.; Neves, J. M. C. 2005. Radiometric Ages, Aeromagnetic Expression, and General Geology of Mafic Dykes from Southeastern Brazil and Implications for African-South American Correlations. *Journal of South American Earth Sciences*, 19: 387-397.

Connard, G.; Couch, R.; Gemperle, M. 1983. Analysis of Aeromagnetic Measurements from the Cascade Range in Central Oregon. *Geophysics*, 48: 376-390.

Cordani, U. G.; Brito-Neves, B. B.; D'Agrella-Filho, M. S. 2003. From Rodinia to Gondwana: A Review of the Available Evidence from South America. *Gondwana Research*, 6: 275-283.

Cordani, U. G., Pimentel, M. M., Araújo, C. E. G., Fuck, R. A. 2013 The Significance of the Transbrasiliano-Kandi Tectonic Corridor for the Amalgamation of West Gondwana. *Brazilian Journal of Geology*, 43(3): 583-597.

Courtillot, V.; Davaille, A.; Besse, J. Stock, J. 2003. Three Distinct Types of Hotspot in the Earth's Mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 205: 295-308.

Crough, S. T., Morgan, W. G., Hargraves, R. B. 1980. Kimberlites and their Relation to Mantle Hotspots. *Earth and Planetary Science Letters*, 50, 260-274.

Cruz, E. L. C. C. 1993. Geologia e Mineralizações Auríferas do Terreno Granitoide-Greenstone de Almas – Dianópolis Tocantins. *Dissertação de Mestrado*. Brasília: UnB. 152 p.

Cruz, E. L. C. C.; Kuyumjian, R. M. 1996. Chemical Characterization of Metabasalts and Granitoid from the Almas-Dianópolis Granite-Greenstone Terrane, Central Brazil. In: SBG, *Symposium on Archean of the South American Platform*. Brasília: Extended Abstracts, 53-54.

Curto, J. B., Vidotti, R. M., Fuck, R. A., Blakely, R. J., Alvarenga, C. J. S., Dantas, E. L. 2013. Unveiling the Transbrasiliano Fault System in Northern Paraná Basin using Airborne Magnetic Data. In: International Congress of the Brazilian Geophysical Society, SBGf, 13, Rio de Janeiro.

D

Danni, J. C. M. 1985. As Rochas da Série Kamafugítica na Região de Amarinópolis, Goiás. In: SBG, *Contribuições à Geologia e à Petrografia*. Núcleo de Minas Gerais. p. 5-13.

Danni, J. C. M.; Gaspar, J. C. 1992. Mineralogia e Química do Katungito de Amarinópolis, Goiás. *Anais do 37º Congresso Brasileiro de Geologia*. p. 85-86.

Danni, J. C. M.; Silva, A. J. G. C.; Campos, J. E. G.; Cerqueira, M. R. S. 1992. Picritos Alcalinos do Sul de Goiás: Características Mineralógicas e Geoquímicas. *Anais do 37º Congresso Brasileiro de Geologia*. p. 89.

- Danni, J. C. M. 1994. Os Picritos Alcalinos da região de Iporá: Implicações na Gênese dos Complexos do Tipo Central do Sul de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 24: 112-119.
- Dardenne, M. A. 2000. The Brasília Fold belt. *In*: Cordani, U. G.; Milani, E. J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D. A. (editores). *Tectonic Evolution of South America. 31st International Geological Congress*. Rio de Janeiro. 856 p.
- Davis, J. C. 2002. *Statistics and Data Analysis in Geology*. 3^a edição. E.U.A: John Wiley & Sons. 678 p.
- Delgado I. M., Souza J. D., Silva L. C., Silveira Filho N. C., Santos R. A., Pedreira A. J., Guimarães J. T., Angelim L. A. A., Vasconcelos A. M., Gomes I. P., Lacerda Filho J. V., Valente C. R., Perrotta M. M., Heineck C.A. 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. *In*: Bizzi L. A., Schobbenhaus C., Vidotti R. M., Gonçalves J. H. (editores) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Texto, Mapas & SIG*. Brasília: CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 692 p.
- Dutra, A. C., Marangoni, Y. R., Junqueira-Brod, T. C. 2012. Investigation of the Goiás Alkaline Province, Central Brazil: Application of Gravity and Magnetic Methods. *Journal of South American Earth Sciences*, 33: 43-55.

E

- Ernesto, M. 2005. Paleomagnetism of the Post-Paleozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform: Questioning the Mantle-Plume Model. *In*: Comim-Chiaramonti, P.; Gomes, C. B. (editores). *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. p. 689-705.
- Escalante, C. 2002. Tomografia Sísmica do Manto Superior sob o Sudeste e Centro-Oeste do Brasil. *Dissertação de Mestrado*. São Paulo: USP – IAG. 74 p.

F

- Fedi, M.; Quarta, T.; De Santis, A. 1997. Inherent Power Law Behavior of Magnetic Field Power Spectra from a Spector and Grant ensemble. *Geophysics*, 62: 1143-1150.
- Feng, M.; Assumpção, M.; Van der Lee, S. 2004. Group-Velocity Tomography and Lithospheric S-Velocity Structure of the South American Continent. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 147: 315-331.
- Ferrari, A. L.; Riccomini, C. 1999. Campo de Esforços Plio-Pleistocênico na Ilha da Trindade (Oceano Atlântico Sul, Brasil) e sua Relação com a Tectônica Regional. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(2): 195-202.
- Fischel, D. P.; Pimentel, M. M.; Fuck, R. A. 2001. U-Pb SHRIMP and Sm-Nd Geochronology of the Sylvania Volcanics and Jurubatuba Granite of the Neoproterozoic Brasília Belt, Goiás, central Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 73(3): 445-460.
- Fonseca, M. A.; Dardenne, M. A.; Unbelein, A. 1995. Faixa Brasília, Setor Setentrional: Estilos Estruturais e Arcabouço Tectônico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25: 267-278.
- Fortes, P. T. F. O.; Pimentel, M. M.; Santos, R. V.; Jost, H. 2002. New Sm-Nd Data for Metasedimentary and Komatiitic Rocks of the Crixás Greenstone Belt, Central Brazil: Implications for the Age of the Upper Sedimentary Unit. *Journal of South American Earth Sciences* (in press).

- França, G. S. L. A. 2003. Estrutura da Crosta no Sudeste e Centro-Oeste do Brasil, Usando Função do Receptor. *Tese de Doutorado*. São Paulo: IAG – USP. 143 p.
- Freitas-Silva, F. H. 1996. Metalogênese do Depósito do Morro do Ouro, Paracatu, MG. *Tese de Doutorado*. Brasília: UnB. 339 p.
- Fuck, R. A.; Jardim De Sá, E. F.; Pimentel, M. M.; Dardenne, M.A.; Pedrosa-Soares, A. C. 1993. As Faixas de Dobramentos Marginais do Cráton do São Francisco: Síntese dos Conhecimentos. *In: Dominguez, J. M. L.; Misi, A. (editores). O Cráton do São Francisco*. Salvador: SBG-BA/SGM/CNPq. p. 161-185.
- Fuck, R. A. 1994. A Faixa Brasília e a Compartimentação Tectônica na Província Tocantins. *In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste IV*. Brasília: Anais, p. 184-187.
- Fuck, R. A.; Pimentel, M. M.; D'el-Rey Silva, L. J. H. 1994. Compartimentação Tectônica na Porção Central da Província Tocantins. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia XXXVIII*. Balneário de Camboriú: Anais, 215-216.
- Fuck, R. A.; Brito-Neves, B. B.; Schobbenhaus, C. 2008. Rodinia Descendants in South America. *Precambrian Research*, 160: 108-126.
- Fuller, A. O. 1971. South Atlantic Fractures Zones and Lines of Old Weakness in Southern Africa. *Nature Physical Science*, 231: 84-85.

G

- Gaspar, J. C.; Danni, J. C. M. 1981. Aspectos Petrográficos e Vulcanológicos da província Alcalina-Carbonatítica de Santo Antônio da Barra, Sudoeste de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 11: 74-83.
- Gaspar, J. C.; Brod, J. A.; Sgarbi, P. B. A.; Junqueira-Brod, T. C.; Araújo, A. L. N. 2000. A Review of the Cretaceous Alkaline Magmatism in Western Minas Gerais and Southern Goiás. *31st International Geological Congress*.
- Gaspar, J. C.; Araújo, A. L. N.; Carlson, R. W.; Sichel, S. E.; Brod, J. A.; Sgarbi, P. B. A.; Danni, J. C. M. 2003. Mantle Xenoliths and New Constrains on the Origino f Alkaline Ultrapotassic Rocks from the Alto Paranaíba and Goiás Igneous Province, Brazil. *8th International Kimberlite Conference*, Vitória. CD-ROM, FLA 0337. p. 1-5.
- Gasparini, P.; Mantovani, M. S. M.; Corrado, G.; Rapolla, A. 1979. Depth of Curie Temperature in Continental Shields: a Compositional Boundary? *Nature*, 278: 845-846.
- GDD Instrumentation Inc, 2013. www.gddinstrumentation.com/gdd3/index.php/en/mpp-probe (Acesso em 6 de junho de 2013).
- Geosoft, 2009. Oasis Montaj™ 7.1.1. Geosoft Inc. Toronto: Canadá.
- Gibson, S. A.; Thompson, R. N.; Leonardos, O. H.; Dickin, A. P.; Mitchell, J. G. 1995. The Late Cretaceous Impact of the Trindade Mantle Plume: Evidence from Large-Volume, Mafic, Potassic Magmatism in SE Brazil. *Journal of Petrology*, 36(1): 189-229.
- Gibson, S. A.; Thompson, R. N.; Eska, R. K.; Dickin, A. P. 1997. Late Cretaceous Rift-Related Upwelling and Melting of the Trindade Starting Mantle Plume Head Beneath Western Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126: 303-314.
- Gomes, C. B.; Ruberti, E.; Morbidelli, L. 1990. Carbonatite Complexes from Brazil: a Review. *Journal of South American Earth Science*, 3: 51-63.

- Gomes, A. J. L.; Hamza, V. M. 2008. Zonas Anômalas de Fluxo Geotérmico na Bacia do Paraná: Indícios de Calor Residual de Magmatismo Regional. IV Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados. Foz do Iguaçu.
- Gonzaga, G. M.; Tompkins, L. A. 1991. Geologia do Diamante. *In*: Schobbenhaus, C.; Queiroz, E. T.; Coelho, C. E (editores). Principais Depósitos Minerais do Brasil, Volume IV, Parte A, Gemas e Rochas Ornamentais. DNPM/CPRM.
- Gorayeb, P. S. S. S.; Costa, J. B. S.; Lemos, R. L.; Gama, T.; Bemerguy, R. L.; Hasui, Y. 1988. O Pré-Cambriano da Região de Natividade – GO. *Revista Brasileira de Geociências*, 18: 391-397.
- Greenwood, J. C. 2001. The Secular Geochemical Evolution of the Trindade Mantle Plume. *Tese de Doutorado*. St John's College, University of Cambridge. 292 p.
- Gunn, P. J. 1975. Linear Transformations of Gravity and Magnetics Fields. *Geophysical Prospecting*, 23: 300-312.
- Gunn, P. J. 1997. Quantitative Methods for Interpreting Aeromagnetic Data: a Subjective Review. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17(2): 105-113.

H

- Haggerty, S. E. 1976. Opaque Mineral Oxides in Terrestrial Igneous Rocks. *In*: Rumbles, D. (org.). Oxide Minerals. *Reviews in Mineralogy*, 3: 101-300.
- Haggerty, S. E. 1979. The Aeromagnetic Mineralogy of Igneous Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 16: 1281-1293.
- Hall, D. H. 1968. Regional Magnetic Anomalies, Magnetic Units, and Crustal Structure in the Kenora District of Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 5(5): 1277-1296.
- Hall, D. H.; Noble, I. A.; Millar, T. W. 1985. Crustal Structure of the Churchill-Superior Boundary Zone between 80° and 98° W Longitude from Magsat Anomaly Maps and Stacked Passes. *Journal of Geophysical Research*, 90: 2621-2630.
- Hamza, V. M.; Muñoz, M. 1996. Heat Flow Map of South America. *Geothermics*, 25(6): 599-646.
- Hildenbrand, T.G., 1983. FFTFIL: A Filtering Program Based on Two-Dimensional Fourier Analysis. U.S.G.S. Open File Report, pp. 83-237.
- Hoffman, P. F. 1991. Did the Breakout of Laurentia Turn Gondwanaland Inside-Out? *Science*, 252: 1409-1412.

J

- Jácomo, M. H., 2010. Associação de Magnetometria, Gamaespectrometria, Geoquímica e Petrografia para Modelamento Tridimensional da Mineralização de Nióbio do Depósito Morro do Padre, Goiás, Brasil. *Dissertação de Mestrado*, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. 110p.
- Jost, H.; Kuyumjian, R. M.; Freitas, A. L. S.; Costa, A. L. L.; Nascimento, C. T. C.; Vasconcelos, F. M.; Galotti, L.; Martins, M. C. A.; Carvalho, M. N.; Conde, V. C. 1995. Geologia da Porção Norte do Greenstone Belt de Guarinos, GO. *Revista Brasileira de Geociências*, 25: 51-60.
- Jost, H.; Resende, M.; Kuyumjian, R. M. S.; Queiroz, C. L.; Osborne, G. A.; Blum, M. L. B.; Pires, A. C. B.; Moraes, R. A. V. 1999. Terrenos Arqueanos de Goiás. *In*: Hasui, Y.; Costa, R. S. (editores). *Geotectônica do Brasil*.

Junqueira-Brod, T. C.; Roig, H. L.; Gaspar, J. C.; Brod, J. A.; Meneses, P. R. 2002. A Província Alcalina de Goiás e a Extensão do seu Vulcanismo Kamafugítico. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(4): 559-566.

Junqueira-Brod, T. C., Gaspar, J. C., Brod, J. A., Jost, H., Barbosa, E. S. R., Kafino, C. V. 2005. Emplacement of Kamafugite Lavas from the Goiás Alkaline Province, Brazil: Constraints from Whole-Rock Simulations. *Journal of South American Earth Sciences*, 18: 323-335.

K

Kearey, P.; Brooks, M.; Hill, I. 2009. Geofísica de Exploração. São Paulo: Oficina de Textos. 438 p.

Kuchenbecker, M. 2011. Projeto Alto Paranaíba – Folha Luz – SE.23-Y-D-V – Escala 1:100.000. In: Programa Mapeamento Geológico do Estado de Minas Gerais. CODEMIG – UFMG. Chap. VIII.

L

Lacerda Filho, J. V.; Oliveira, C. C. 1995. Geologia da Região Centro-Sul de Goiás. *Boletim de Geociências do Centro-Oeste*, 18(1/2): 3-19.

Lacerda Filho, J. V.; Rezende, A.; Silva, A. 1999. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal – Escala 1:500.000. *Programa de Levantamentos Geológicos do Brasil* – PLGB. Goiânia: CPRM/METAGO-AS/UnB. 176 p.

Lacerda Filho, J. V.; Rezende, A.; Silva, A. 2000. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Geologia e Recursos Minerais do estado de Goiás e do Distrito federal, escala 1:500000 (mapa). 2ª edição. CPRM/METAGO/UnB. 184 p.

Lapin, A. V.; Ploshko, V. V. 1988. Tipos Morfológico-Formacionais e Regimes Geológico-Tectônico de Formação de Carbonatitos. *Izvestiâ Akademii Nauk SSSR*, 1:66-73.

Lapin, A. V.; Anuch, W.; Ploshko, V. V. 1999. Carbonatitos Lineares de Cinturões Móveis: uma Síntese. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(4): 483-490.

Leite, E. P. 2005. Inversão 3-D de Anomalias do Geoide com Aplicações no Estudo da Evolução Térmica da Margem Continental Leste do Brasil. *Tese de Doutorado*. São Paulo: USP – IAG. 185 p.

Leonardos, O. H.; Gibson, S. A.; Thompson, R. N. 1995. First Evidence of Thick Sub-Crátonic Lithospheric Mantle Forming a Cretaceous Diamond Source Beneath SE Brazil. *National Academy of Sciences*, Special volume. India.

Luiz, J. G.; Silva, L. M. C. 1995. Geofísica de Prospecção. Belém: UFPA. 311 p.

M

Machado, N.; Schrank, A. 1989. Geocronologia U-Pb no Maciço de Piumhi – Resultados Preliminares. In: SBG, *Simpósio de Geologia Minas Gerais V*. Belo Horizonte: Anais, 45-49.

Machado, N.; Schrank, A.; Abreu, E. R.; Knauer, L. G.; Almeida-Abreu, P. A. 1989. Resultados Preliminares da Geocronologia U-Pb na Serra do Espinhaço Meridional. In: SBG, *Simpósio de Geologia Minas Gerais V*. Belo Horizonte: Boletim, 10: 171-174.

Machado, N.; Carneiro, M. A. 1992. A Major Archean Tectonothermal Event in the São Francisco Shield, Brazil: U/Pb Evidence from the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29(11):2341-2346.

- Machado, N.; Noce, C. M.; Ladeira, E. A.; Oliveira, O. A. B. 1992. U-Pb Geochronology of Archean Magmatism and Proterozoic Metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, Southern São Francisco Cráton, Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, 104: 1221-1227.
- Marangoni, Y. R.; Mantovani, M. S. M. 2013. Geophysical Signatures of the Alkaline Intrusions Bordering the Paraná Basin. *Journal of South American Earth Sciences*, 41: 83-98.
- Marini, J. O., Fuck, R.A., Danni, J. M. C., Dardenne, M. A., Loguercio, S. O. C, Ramalho, R. 1984. As Faixas de Dobramentos Brasília, Uruaçu e Paraguai-Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás. *In: Schobbenhaus, C. (Editor). Geologia do Brasil, Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente, Incluindo Depósitos Minerais, Escala 1:2.500.000. DNPM. 501p.*
- Marsh, J. S. 1973. Relationship Between Transform Directions and Alkaline Igneous Rock Lineaments in Africa and South America. *Earth and Planetary Science Letters*, 18: 317-323.
- Maus, S.; Gordon, D.; Fairhead, D. 1997. Curie Temperature Depth Estimation using a Self-Similar Magnetization Model. *Geophysical Journal International*, 129: 163-168.
- Melfi, A. J.; Piccirillo, E. M.; Nardy, A. J. R. 1988. Geological and Magmatic Aspects of the Paraná Basin – An introduction. *In: Piccirillo, E. M. and Melfi, A. J. (editores). The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin – Petrogenetic and Geophysical Aspects.* p. 1-13.
- Meyer, H. O. A.; Garwood, B. L.; Svisero, D. P.; Smith, C. B. 1994. Alkaline Intrusions in Western Minas Gerais, Brazil. *In: Meyer, H. O. A.; Leonardos, O. H. (editores). Proceedings of the 5th International Kimberlite Conference, Araxá. Special Publication.* p. 140-155.
- Milani, E. J. 2004. Comentários sobre a Origem e Evolução Tectônica da Bacia do Paraná. *In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. D. R.; Brito-Neves, B. B. (editores). Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Editora Beca. p. 265-279.*
- Milligan, P. R.; Gunn, P. J. 1997. Enhancement and Presentation of Airborne Geophysical Data. *AGSO Journal of Australia Geology & Geophysics*, 17(2): 63-75.
- Minty, B. R. S. 1991. Simple Micro-Levelling for Aeromagnetic Data. *Exploration Geophysics*, 22(4): 591-592.
- Molina, E. C.; Ussami, N. 1999. The Geoid in Southeastern Brazil and Adjacente Regions: New Constrains on Density Distribution and Thermal State of the Lithosphere. *Journal of Geodynamics*, 28: 357-374.
- Moraes, L. G. 2007. Processamento, Interpretação e Integração dos Dados Aerogeofísicos do Projeto Rio do Sangue – MT, Aplicados ao Mapeamento Geológico e à Prospecção Mineral. *Dissertação de Mestrado*. Brasília: UnB. 158p.
- Morgan, W. J. 1971. Convection Plumes in the Lower Mantle. *Nature*, 230: 42-43.
- Morgan, W. J. 1983. Hot Spot Tracks and the Early Rifting of the Atlantic. *Tectonophysics*, 94: 123-139.
- Moura, C. O. 2007. Geologia do Sudoeste do Estado de Goiás: Integração de Dados Geológicos e Aerogeofísicos de Alta Densidade. *Dissertação de Mestrado*. Brasília: UnB. 135 p.
- Mushayandebvu, M. F.; Van Driel, P.; Reid, A. B.; Fairhead, J. D. 2001. Magnetic Source Parameters of Two-Dimensional Structures using Extended Euler Deconvolution. *Geophysics*, 66: 814-823.

N

- Nabighian, M. N. 1972. The Analytic Signal of Two-Dimensional Magnetic Bodies with Polygonal Cross-Section – Its Properties and Use for Automated Anomaly Interpretation. *Geophysics*, 37: 507-517.
- Nabighian, M. N. 1974. Additional Comments on the Analytic Signal of Two-Dimensional Magnetic Bodies with Polygonal Cross-Section. *Geophysics*, 39: 85-92.
- Nabighian, M. N. 1984. Toward a Three-Dimensional automatic Interpretation of Potential Field Data via Generalized Hilbert Transforms – Fundamental Relations. *Geophysics*, 49: 780 – 786.
- Nabighian, M. N.; Hansen, R. O. 2001. Unification of Euler and Werner Deconvolution in Three Dimensions via the Generalized Hilbert Transform. *Geophysics*, 66: 1805-1810.
- Nabighian, M. N.; Grauch, V. J. S.; Hansen, R. O.; LaFehr, T. R.; Li, Y.; Peirce, J. W.; Phillips, J. D.; Ruder, M. E. 2005. The Historical Development of the Magnetic Method in Exploration. *Geophysics*, 70(6): 33-61.
- Nagata, T. 1961. Rock Magnetism. Tokyo: Maruzen Co. Ltd. 350 p.
- Noce, C. M.; Machado, N.; Teixeira, W. 1998. U-Pb Geochronology of Gneisses and Granitoids in the Quadrilátero Ferrífero (Southern São Francisco Cráton): Age Constraints for Archean and Paleoproterozoic Magmatism and Metamorphism. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(1): 95-102.
- Noce, C. M.; Zucchetti, M.; Baltazar, O. F.; Armstrong, R. A.; Dantas, E. L.; Renger, F. E.; Lobato, L. M. 2005. Age of Felsic Volcanism and the Role of Ancient Continental Crust in the Evolution of the Neoproterozoic Rio das Velhas Greenstone Belt (Quadrilátero Ferrífero, Brazil): U-Pb Zircon Dating of Volcaniclastic Graywackes. *Precambrian Research*, 141(1/2): 67-82.

O

- O'Connor, J. M.; Duncan, R. A. 1990. Evolution of the Walvis Ridge-Rio Grande Rise Hot Spot System: Implications for African and South American Plate Motions Over Plumes. *Journal of Geophysical Research*, 95: 17475-17502.
- Okubo, Y.; Graf, R. J.; Hansen, R. O.; Ogawa, K.; Tsu, H. 1985. Curie Point Depths of the Island of Kyushu and Surrounding Areas, Japan. *Geophysics*, 53(3): 481-494.
- Olympus, 2013. www.olympus-ims.com/pt/innovx-xrf-xrd/ (Acesso em 21 de outubro de 2013).

P

- Pádua, M. B. 2005. Estudo da Indução Eletromagnética na Caracterização de Estruturas Profundas sob a Borda Sul do Cráton de São Francisco. *Tese de Doutorado*. São José dos Campos: INPE. 162 p.
- Pereira, R. S. 2007. Cráton do São Francisco, Kimberlitos e Diamantes. *Tese de Doutorado*. Brasília: UnB. 200 p.
- Pereira, R. M.; Roza, T.; Castro, C.; Neumann, R.; Brot, P.; Karfunkel, J.; Sgarbi, G. N. 2008. Dispersão da Picroilmenita: Estudo de Caso Aplicado ao Kimberlito Cancã, Ilícinea, Minas Gerais. *Geociências*, 27(1): 79-86.

- Perosi, F. A. 2006. Estrutura Crustal do Setor Central da Província Tocantins Utilizando Ondas P, S e Fases Refletidas com Dados de Refração Sísmica Profunda. *Tese de Doutorado*. São Paulo: USP – IAG. 138 p.
- Petri, S.; Fúlfaro, J. V., 1983. Geologia do Brasil. São Paulo: Edusp. 558 p.
- Pimentel, M. M.; Fuck, R. A.; Jost, H.; Ferreira Filho, C. F.; Araújo, S. M. 2000. The Basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. *In: Cordani, U. G.; Milani, E. J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D. A. (editores). Tectonic Evolution of South America. 31st International Geological Congress*. Rio de Janeiro. 856 p.
- Pinto, L. G. R. 2003. Interpretação de Dados Gravimétricos e Eletromagnéticos do Sul do Cráton São Francisco: Novos Modelos Crustais e Litosféricos. *Tese de Doutorado*. IAG-USP, 146p.
- Piuzana, D. 2002. Contribuição à Evolução Crustal da Porção Central da Faixa Brasília: Estudos Isotópicos no Complexo Anápolis-Itaçu, Grupo Araxá, Sequência Vulcano Sedimentar de Silvânia e Granitóides Associados. *Tese de Doutorado*. Instituto de Geociências. UnB. Brasília.
- Porsani, J. L.; Fontes, S. L. 2001. O Método Magnetotelúrico Aplicado à Bacia do São Francisco, Minas Gerais. *Brazilian Journal of Geophysics*, 19(2): 145-154.
- Power, M.; Belcourt, G.; Rockel, E. 2004. Geophysical Methods for Kimberlite Exploration in Northern Canada. *The Leading Edge*, 23(11): 1124-1129.

Q

- Queiroz, C. L.; Jost, H.; Mcnaughton, N. 1999. U-Pb SHRIMP Ages of Crixás Granite-Greenstone Belt Terranes: From Archean to Neoproterozoic. *In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos VII. Lençóis. Anais: 35-37.*

R

- Ravat, D.; Pignatelli, A.; Nicolosi, I.; Chiappini, M. 2007. A Study of Spectral Methods of Estimating the Depth to the Bottom of Magnetic Sources from Near-Surface Magnetic Anomaly Data. *Geophysical Journal International*, 169: 421-434.
- Rocha, M. P. 2003. Ampliação da Tomografia Sísmica do Manto Superior no Sudeste e Centro-Oeste do Brasil com Ondas P. *Dissertação de Mestrado*. São Paulo: USP - IAG. 71 p.
- Rocha, M. P. 2008. Tomografia Sísmica com Ondas P e S para o Estudo do Manto Superior no Brasil. *Tese de Doutorado*. São Paulo: USP - IAG. 86 p.
- Rocha, M. P. Schimmel, M., Assumpção, M., 2011. Upper-Mantle Seismic Structure Beneath SE and Central Brazil from P and S Wave Regional Traveltime Tomography. *Geophysical Journal International*, 184: 268-286.
- Roest, W. R.; Pilkington, M., 1993. Identifying Remanent Magnetization Effects in Magnetic Data. *Geophysics*, 58: 653-659.
- Ross, H. E.; Blakely, R. J.; Zoback, M. D. 2006. Testing the Use of Aeromagnetic Data for the Determination of Curie Depth in California. *Geophysics*, 71(5): L51.

S

- Schimmel, M.; Assumpção, M.; VanDecar, J. C. 2003. Seismic Velocity Anomalies Beneath SE Brazil from P and S Wave Travel Time Inversions. *Journal of Geophysical Research*, 108(3): 1-13.
- Schnetzler, C. C.; Taylor, P. T. 1984. Evaluation of an Observational Method for Estimation of Remanent Magnetization. *Geophysics*, 49(3): 282-290.
- Schobbenhaus, C.; Oguino, K.; Ribeiro, C. L.; Oliva, L. A.; Takanohashi, J. T. 1975. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Folha Goiânia - SE-22. Brasília: DNPM-DGM. 87 p.
- Schobbenhaus Filho, C.; Campos, D. A.; Derze, G. R.; Asmus, H. E. 1984. Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente Incluindo Depósitos Mineraiis. Escala 1:2.500.000. Brasília: DNPM.
- Schobbenhaus, C.; Brito Neves, B. B. 2003. A Geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana. In: Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R. M., Gonçalves, J. H. (Editores). Geologia, Tectônica e Recursos Mineraiis do Brasil: Texto, Mapas e SIG. CPRM. Brasília. Chap. I, 5-54p.
- Schön, J. H. 2004. Physical Properties of Rocks: Fundamentals and Principles of Petrophysics. Vol. 18. Handbook of Geophysical Exploration. Elsevier. Chap. 4: Magnetic Properties of Rocks. Pp. 77-105.
- Schrank, A.; Silva, M. G. 1993. Greenstone Belts do Cráton de São Francisco, Brasil. In: Dominguez, J. M. L.; Misi, A. (editores). O Cráton de São Francisco. Salvador: SBG/SGM/CNPq. p. 85-118.
- Schult, A. 1970. Effect of Pressure upon the Curie Temperature of Titanomagnetites. *Earth and Planetary Science Letters*, 10: 81-86.
- Serson, P. H.; Hannaford, W. L. W. 1957. A Statistical Analysis of Magnetic Profiles. *Journal of Geophysical Research*, 62: 1-18.
- Sgarbi, P. B. A.; Gaspar, J. C. 2002. Geochemistry of Santo Antônio da Barra Kamafugites, Goiás, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 14: 889-901.
- Shive, P. N.; Blakely, R. J.; Frost, B. R.; Fountain, D. M. 1992. Magnetic Properties of the Lower Continental Crust. In: Fountain, D. M.; Arculus, R.; Kay, R. W. (editores). Continental Lower Crust. Série: Developments in Geotectonics, 23. Amsterdam: Elsevier Science Publishing. 496 p.
- Shurbet, D. H., Keller, G. R., Friess, J. P. 1976. Remanent Magnetization from Comparison of Gravity and Magnetic Anomalies. *Geophysics*, 41(1): 56-61.
- Siebel, W.; Becchio, R.; Volker, F.; Hansen, M. A. F.; Viramonte, J.; Trumbull, R. B.; Haase, G.; Zimmer, M. 2000. Trindade and Martin Vaz Islands, South Atlantic: Isotopic (Sr, Nd, Pb) and Trace Element Constraints on Plume Related Magmatism. *Journal of South American Earth Sciences*, 13: 79-103.
- Silva, A. N.; Marchetto, M.; Souza, O. M. 1979. Geologia do Complexo carbonático de Araxá, Minas Gerais. *Mineração Metalurgia*, 43: 14-18.
- Silveira, D. A.; Junqueira-Brod, T. C.; Brod, J. A.; Dardenne, M. A.; Gomide, C. S.; Marchão, M. O.; Palmieri, M.; Braga, L. M. V.; Paulino, F.; Chaban, N.; Grasso, C. B. 2008. Texturas e Estruturas de Fluidização e Fragmentação em Complexos Carbonatítico-Foscoríticos, e seus Análogos em Diatremas e Tufos Kamafugíticos da Província Ígnea do Alto Paranaíba. *IV Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados*. Foz do Iguaçu.

- Smith, R. S.; Fountain, D. K. 1999. Geophysics and Diamond Exploration – A Review. *Fugroairborne*. Presented at Irish Association of Economic Geology Week-end Course.
- Soares, J. E.; Berrocal, J.; Fuck, R. A.; Mooney, W. D.; Ventura, D. B. 2006. Seismic Characteristics of Central Brazil Crust and Upper Mantle: a Deep Seismic Refraction Study. *Journal of Geophysical Research*, 111: B12302.
- Spector, A.; Grant, S. 1970. Statistical Models for Interpreting Aeromagnetic Data. *Geophysics*, 35: 293-302.

T

- Tanaka, A.; Okubo, Y.; Matsubayashi, O. 1999. Curie Point Depth Based on Spectrum Analysis of the Magnetic Anomaly Data in East and Southeast Asia. *Tectonophysics*, 306: 461-470.
- Teixeira, W.; Cordani, V. G.; Nuturan, A. P.; Sato, K. 1998. Polyphase Archean Evolution in the Campo Belo Metamorphic Complex, Southern São Francisco Cráton, Brazil, SHRIMP U-Pb Zircon Evidence. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(3): 279-289.
- Teixeira, W.; Sabaté, P.; Barbosa, J. S. F.; Noce, C. M.; Carneiro, M. A. 2000. Archean and Paleoproterozoic Tectonic Evolution of the São Francisco Cráton. In: Cordani, U. G.; Milani, E. J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D. A. (editores). *Tectonic Evolution of South America. 31st International Geological Congress*. Rio de Janeiro. 856 p.
- Teixeira, A. A.; Silva, A. M.; Pires, A. C. B.; Moraes, R. A. V.; Souza Filho, C. R. 2006. Integração e Análise de Dados Aerogeofísicos por meio da Aplicação de Técnicas de Processamento Digital de Imagens e Classificação não Supervisionada: o Exemplo do Greenstone Belt Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, MG. *Revista Brasileira de Geofísica*, 24(4): 559-572.
- Thompson, D. T. 1982. EULDPH – A New Technique for Making Computer-Assisted Depth Estimates from Magnetic Data. *Geophysics*, 47: 31-37.
- Thompson, R. N.; Gibson, S. A.; Mitchell, J. G.; Dickin, A. P.; Leonardos, O. H.; Brod, J. A.; Greenwood, J. C. 1998. Migrating Cretaceous-Eocene Magmatism in the Serra do Mar Alkaline Province, SE Brazil: Melts from the Deflected Trindade Mantle Plume? *Journal of Petrology*, 39: 1493-1526.
- Thurston, J. B.; Smith, R. S. 1997. Automatic Conversion of Magnetic Data to Depth, Dip, and Susceptibility Contrast using the SPI(TM) Method. *Geophysics*, 62(3): 807-813.
- Tompkins, L. A. 1991. Kimberlite Structural Environments and Diamonds in Brazil. 5th International Kimberlite Conference, Araxá. Extended Abstracts, Special Publication 2. p. 426-428.

U

- Ulbrich, H. H. G.; Gomes, C. B. 1981. Alkaline Rocks from Continental Brazil. *Earth-Science Reviews*, 17: 135-154.
- Ussami, N. 1999. Estruturação e Limites da Placa Litosférica São Franciscana: Contribuição Gravimétrica. *Tese de Livre-Docência*, IAG-USP. 61p.

V

- Vacquier, V.; Affleck, J. 1941. A Computation of the Average Depth to the Bottom of the Earth's Magnetic Crust based on a Statistical Study of Local Magnetic Anomalies. *Transactions – American Geophysical Union*, 446-450.

- Valente, C. R. 1986. Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais: Goiânia, Folha SE.22-X-B. Brasília: CPRM. 14 p.
- VanDecar, J. C.; James, D. E.; Assumpção, M. 1995. Seismic Evidence for a Fossil Mantle Plume Beneath South America and Implications for Plate Driving Forces. *Nature*, 378(2): 25-31.
- Vasconcellos, R. M.; Metelo, J. M.; Motta, C. A.; Gomes, D. R. 1994. Geofísica em Levantamentos Geológicos no Brasil. Rio de Janeiro: DIGEOF – CPRM.
- Viana, M. G.; Pimentel, M. M.; Whitehouse, M. J.; Fuck, R. A.; Machado, N. 1995. O Arco Magmático de Mara Rosa, Goiás: Dados Geoquímicos e Geocronológicos e suas Implicações Regionais. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(2): 111-123.

W

- Watson, S.; McKenzie, D. 1991. Melt Generation by Plumes – A Study of Hawaiian Volcanism. *Journal of Petrology*, 32: 501-537.
- Wilson, J. T. 1963. A Possible Origin of the Hawaiian Islands. *Canadian Journal of Physics*, 41: 863-870.
- Wilson, J. T. 1965. A New Class of Faults and their Bearing on Continental Drift. *Nature*, 207: 343-347.

X

- Xia, H. 1986. Curie Point Depths of the Klamath and Cascades Area in Northern California. Colorado School of Mines, Center of Potential Field Studies, Annual Report 1985/1986. p. 143-157.

Z

- Zacchi, E. N. P.; Silva, A. M.; Toledo, C. L. B.; Souza Filho, C. R.. 2007. As Três Anomalias Elípticas da Porção Sul do Cráton São Francisco: Novos Alvos para a Mineralização de Grafita? *Revista Brasileira de Geofísica*, 25(4): 421-431.

ANEXO I

Lâmina: 8BC

→ **Mineralogia:** Plagioclásio = 55%
Clinopiroxênio = 30%
Opaco (magnetita) = 7%
Iddingsita (produto de alteração da olivina) = 6%
Hidróxido de ferro (goethita?) = 2%

→ **Textura: Análise inicial** - Rocha ígnea, holocristalina, fanerítica, hipoautomórfica. Possui estrutura compacta, lembra rocha gabroica intrusiva hipoabissal.

Microscopia - A trama é intersticial/intergranular, dada por um arcabouço aleatório de cristais prismáticos e subprismáticos de plagioclásio de granulação fina a média (predominante), cristais de clinopiroxênio essencialmente anédricos, de granulação média a fina (predominante) e, cristais de iddingsita (produto de alteração de olivina em condições de baixas temperaturas) anédricos e de granulação fina.

Os interstícios são ocupados, predominantemente, por arranjo de finos cristais de plagioclásio subédricos a anédricos e finos cristais subédricos de magnetita e, localmente, uma "massa" muito densa de hidróxido de ferro (goethita?) dispersa, resultado da alteração parcial (hidratação) dos minerais ferromagnesianos.

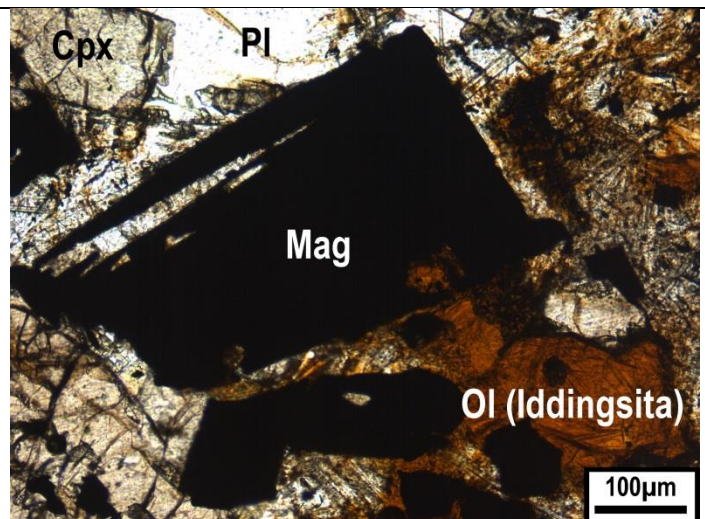
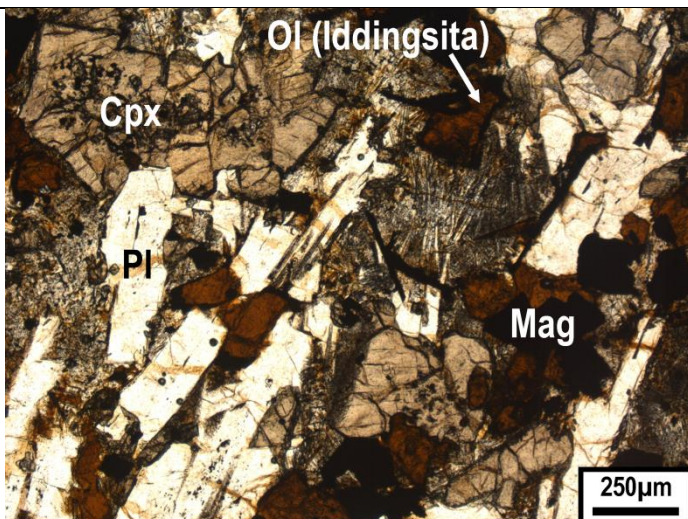
Os cristais de clinopiroxênio hora fazem parte do 'arcabouço' associado aos cristais de plagioclásio de granulação média, hora parte dos domínios intersticiais/intergranulares,

Os cristais de magnetita podem ser separados em dois grupos:

- Cristais maiores (granulação fina), subédricos a anédricos, disseminados por toda a amostra;
- Cristais menores (granulação densa), subédricos a anédricos, essencialmente restritos às porções intersticiais (onde ocorrem as finas ripas de plagioclásio).

Uma observação importante é de que os cristais de iddingsita possuem elevada correlação espacial com os cristais de magnetita, sempre ocorrem próximos uns aos outros.

ROCHA: OLIVINA GABRO



Lâmina: 23

→ **Mineralogia:** Plagioclásio = 33%

Clinopiroxênio = 29%

Quartzo = 4%

Epidoto = 2%

Opaco (magnetita) = 25%

Hidróxido de ferro (goethita?) = 4%

Palagonita (alteração de vidro por hidratação em condições de baixa temperatura) = 3%

→ **Textura:** Análise inicial - Rocha ígnea, hipocristalina, subfanerítica, porfirítica, hipidiomórfica e de articulação irregular, entre os cristais. Possui estrutura compacta. Em primeira análise provavelmente representa rocha hipoabissal (de composição gabroica).

Microscopia - O arcabouço é constituído principalmente por:

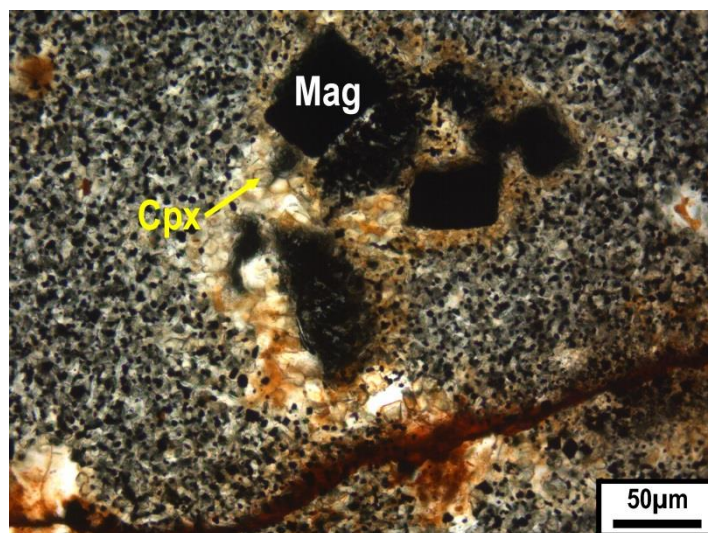
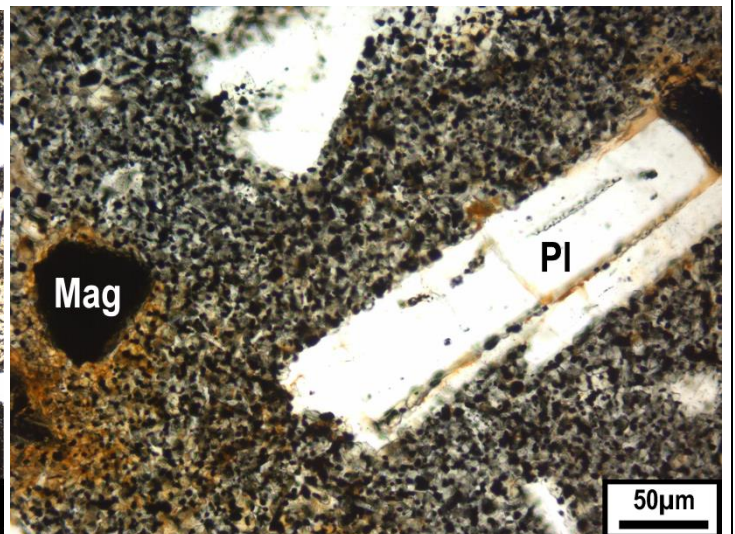
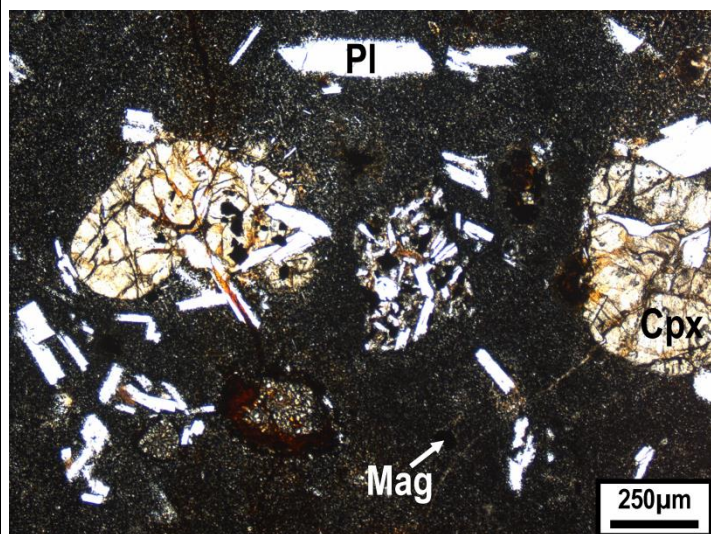
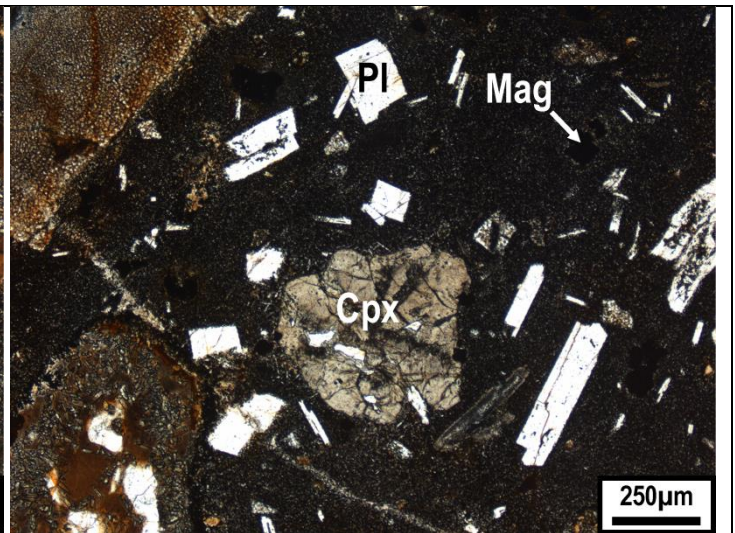
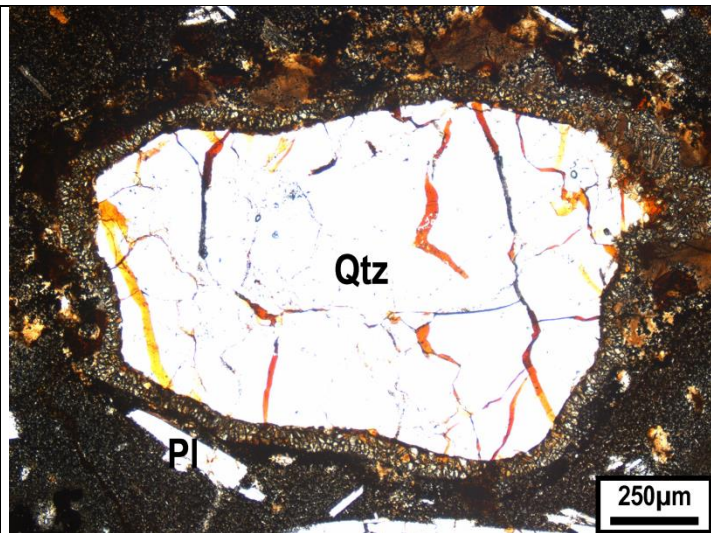
- Cristais de plagioclásio sub- a euédricos, de granulação fina (predominante) a média;
- Cristais de clinopiroxênio, anédricos, de granulação fina;
- Fragmentos líticos de rochas gabroicas (intrusivas);
- Cristais de mineral opaco (magnetita), subédricos a anédricos e de granulação fina;
- Domínios "ameboides" compostos por agregado de granulação fina de epidoto, quartzo, com contribuição de alguns argilominerais (?), e hidróxido de ferro (principalmente nas bordas destes domínios). Estes domínios aparentam ser bastante alterados, o que contrasta com o resto da rocha → (corresponderiam a fragmentos xenolíticos?).
- Localmente podem ser observadas amígdalas compostas essencialmente por cristais de quartzo com extinção ondulante e alguns subgrãos. Os cristais estão envolvidos por uma corona formada por finos cristais de epidoto/Cpx + hidróxido de ferro.

A matriz é constituída essencialmente por:

- Ripas de plagioclásio sub- a euédricas, de granulação densa;
- Cristais de clinopiroxênio subédricos e de granulação densa;
- Cristais de óxido de ferro (magnetita) dispersos, subédricos e também de granulação densa;
- Localmente e menos expressivo: epidoto, quartzo e hidróxido de ferro.

No geral estes cristais e domínios diferentes presentes no arcabouço conferem a esta rocha um caráter hipoabissal, que, possivelmente, durante sua colocação (dique?) acabou por assimilar porções da rocha encaixante rica em quartzo e também de outra(s) rocha(s) ígnea(s) básica(s) em profundidade (fenocristais e fragmentos de um fácies gabroico comparativamente mais profundo).

ROCHA: DIABÁSIO



Lâmina: LGMR – 33

→ **Mineralogia:** Plagioclásio = 44%
Clinopiroxênio = 40%
Quartzo = < 1%
Biotita = < 1%
Opaco (magnetita) = 7%
Iddingsita (produto de alteração da olivina) = 6%
Hidróxido de ferro (goethita?) = 1%

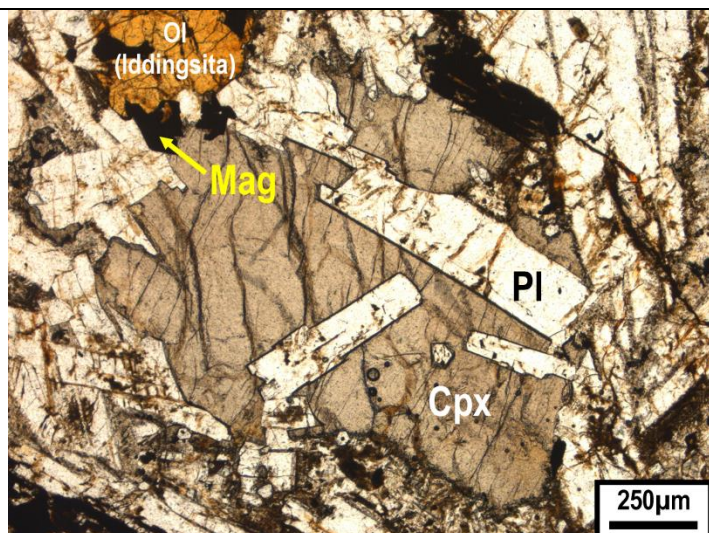
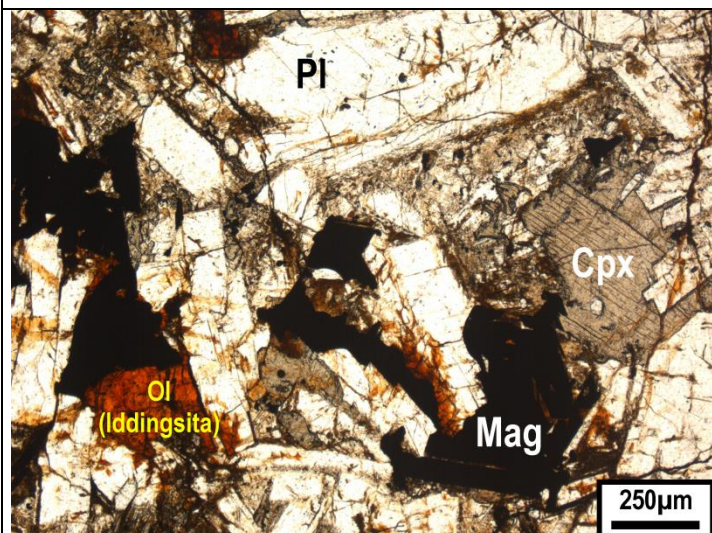
→ **Textura:** **Análise inicial** - Rocha ígnea, holocristalina, fanerítica, equigranular, predominantemente automórfica, de articulação planar entre os cristais. Possui estrutura compacta, lembrando rocha gabroica intrusiva.

Microscopia - A principalmente trama é intersticial/intergranular, dada por um arranjo aleatório de cristais prismáticos (euédricos) de plagioclásio de granulação fina a predominantemente média cujos interstícios entre as ripas são ocupados por cristais anédricos de clinopiroxênio de granulação fina a raramente média. Muito localmente em alguns domínios intersticiais foi observada trama subofítica.

Os cristais de óxido de ferro (magnetita) possuem correlação espacial com os cristais de clinopiroxênio. Os cristais deste mineral opaco são anédricos (alguns raros subédricos), de granulação fina a média (predominante). Os cristais de iddingsita são anédricos a subédricos, de granulação semelhante aos cristais de magnetita e possuem relação no espaço com os mesmos.

A rocha (nesta região observada) possui inúmeras microfaturas interconectadas preenchidas por hidróxido(s) de ferro.

ROCHA: OLIVINA GABRO FINO



Lâmina: 33B2a / 33B2b

→ **Mineralogia:** Quartzo = 46%
Plagioclásio = 26%
Clinopiroxênio (ou Epidoto?) = 1%
Opaco (magnetita) = 4%
Hidróxido de ferro = 3%
Argilominerais (?) = 10%
Palagonita (?) = 10%

→ **Textura: Análise inicial** - Pela amostra mesoscópica é possível observar que se trata de uma rocha ígnea deformada por cisalhamento. Durante este processo houve contribuição de alguma rocha rica em sílica (seria da encaixante?) resultando em proeminente entrada de muito SiO_2 neste sistema, dado que a ocorrência de quartzo nesta rocha é marcante.

A porção desta rocha evidenciada por estas lâminas define uma trama orientada devido à esforços tectônicos. Na amostra de mão foi possível observar que esta trama é restrita à uma banda de cisalhamento.

Microscopia – Nos domínios não deformados (estritamente ígneos) é possível observar fragmentos líticos angulosos de outras rochas gabroicas de granulação relativamente mais grossa (em alguns casos porfíritica). Inclusive, alguns destes fragmentos líticos possuem estrutura fluidal distintiva.

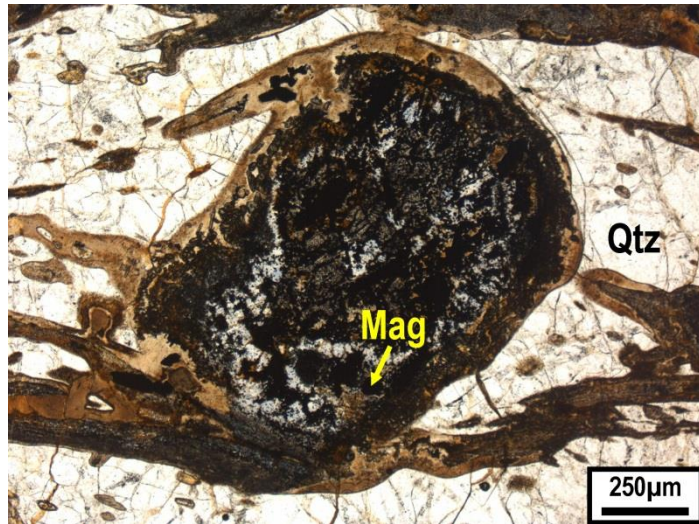
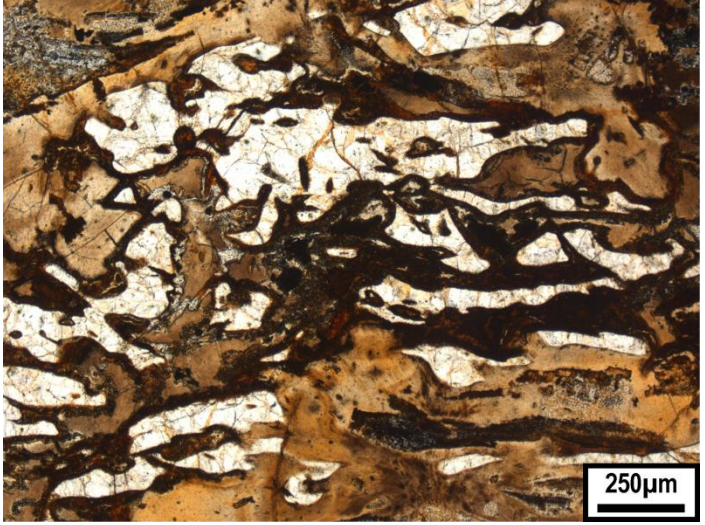
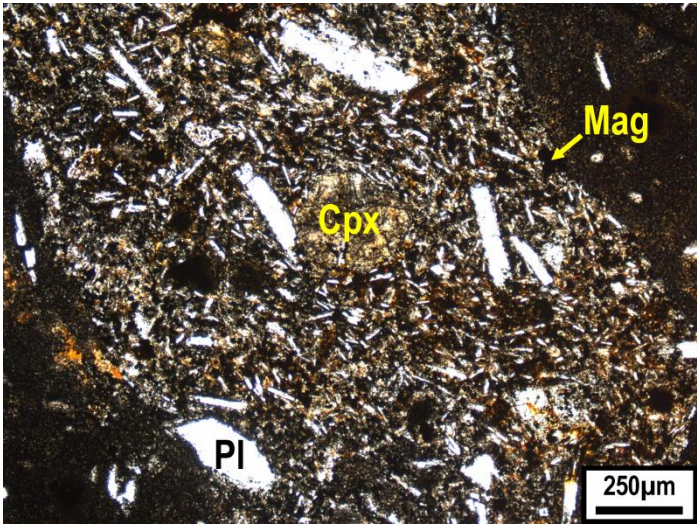
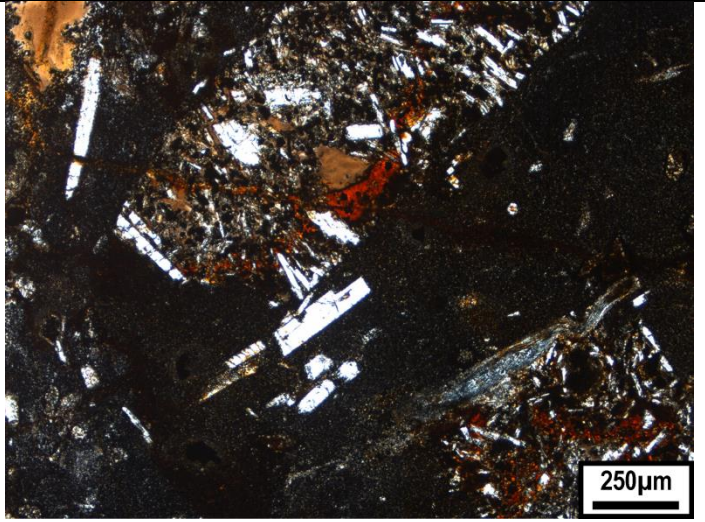
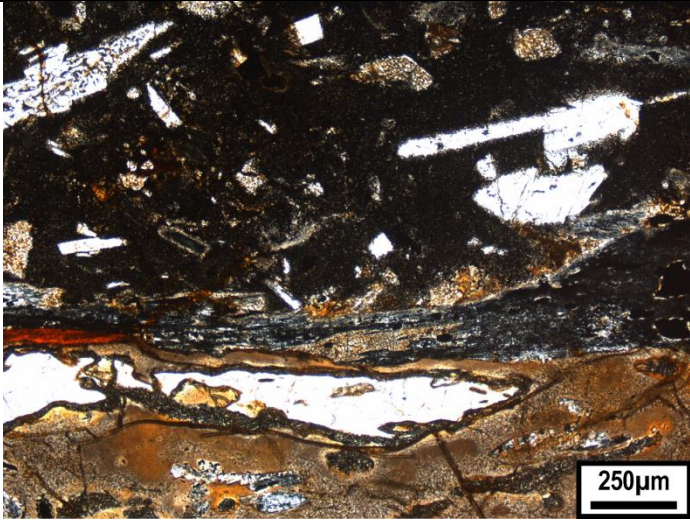
No domínio deformado, o quartzo é observado principalmente em cordões relativamente contínuos, com espessura de 1mm até 1cm. Estes cordões são anastomosados e definem foliação proeminente por toda a lâmina. Os cristais de quartzo presentes nestes cordões possuem contatos irregulares, alguns inclusive são sub-grãos e todos possuem extinção ondulante ou até mesmo bandas de extinção → (Deformação com características rúpteis-dúcteis marcantes). Um subdomínio bastante distinto é representado por 'objetos de giro'. Estes objetos são semi-arredondados, de diâmetro entre 0,3mm e 10mm e constituídos por: uma massa de argilominerais (?), quartzo, epidoto/clinopiroxênio(?), hidróxido de ferro e óxido de ferro (magnetita?). Basicamente um agregado mineral de granulação muito fina a densa e que resistiu, de certo modo, mecanicamente ao cisalhamento (possivelmente resquílios dos fragmentos líticos gabroicos encontrados nos domínios não deformados da rocha?).

Aparentemente porções de borda ou mesmo 'objetos de giro' menores se comportaram plasticamente durante o cisalhamento, ou seja, fluíram, contribuindo para a formação da foliação, como o quartzo. Ainda neste domínio foram observados, de maneira restrita, possíveis cristais de clinopiroxênio e uma "massa" amarronzada amorfa a incipientemente cristalizada (seriam restílios de palagonita?). → Tal fato reforça o possível caráter hipoabissal do protólito ígneo básico desta rocha.

O óxido de ferro (magnetita) ocorre de duas maneiras:

- Com ocorrência expressiva, internamente aos objetos de giro, em que são subédricos a anédricos, de granulação fina a densa e estão dispersos aleatoriamente (foliação interna ausente);
- Ao longo da foliação, acompanhando-a. De granulação fina e distribuição menos expressiva.

ROCHA: Rocha ígnea básica (hipoabissal) deformada por cisalhamento (?)



Lâmina: 34

→ **Mineralogia:** Quartzo = 33%
Muscovita = 20%
Biotita = 20%
Plagioclásio = 3% * (não ocorre em equilíbrio com o resto da assembleia mineral)
Anfibólio (Hornblenda) = 12% * (não ocorre em equilíbrio com o resto da assembleia mineral)
Granada = 3%
Epidoto/Zoisita (?) = 1%
Carbonato (calcita) = 5%
Turmalina = < 1%
Rutilo < 1%
Opaco (magnetita?) = 1%

→ **Textura: Análise inicial** - Em amostra mesoscópica esta rocha possui xistosidade.

Microscopia - Esta rocha apresenta mineralogia bastante diversificada. Sua textura também é bem heterogênea, dada por diferentes domínios, hora granoblástico (marcado pelo quartzo), hora nemato-lepidoblástico (marcado por micas + hornblenda). Estes domínios definem foliação milonítica (tipo S-C) proeminente.

Os cristais de quartzo ocorrem estirados ao longo da foliação, foram também observados subgrãos; praticamente todos os cristais de quartzo possuem extinção ondulante ou bandas de extinção e contatos irregulares entre si. Tais fatores retratam um processo de recristalização dinâmica expressivo, em que os grãos não foram posteriormente recuperados estaticamente.

A hornblenda não está em equilíbrio com o restante da assembleia mineral, aparentemente ela estava em um processo de alteração para biotita + calcita (+ quartzo?).

Aparentemente o plagioclásio também não é estável nas condições em que esta rocha foi formada e, foi parcialmente alterado para minerais do grupo do epidoto.

Os cristais de granada possuem caráter sin- a tardicinemático (arqueiam a foliação; possuem inclusões de turmalina e quartzo). Eles estão em equilíbrio com a biotita e muscovita.

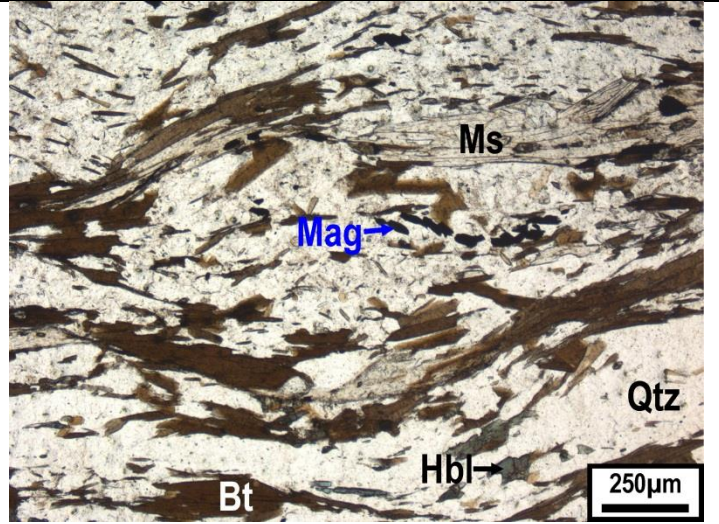
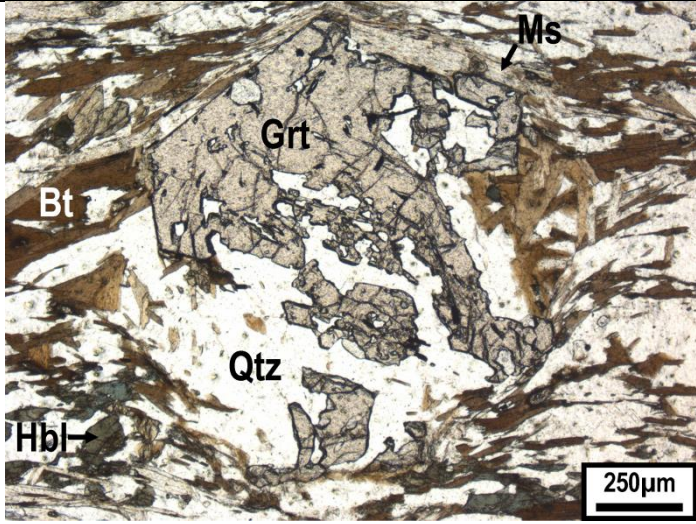
A ocorrência do mineral opaco (magnetita?) está associada espacialmente ao rutilo. Estes dois minerais possuem granulação densa a muito fina (< 0,5mm) e ocorrem dispersos na rocha e acompanham grosseiramente a foliação milonítica (seriam tardicinemáticos?).

A paragênese representativa e o protólito desta rocha são de complicada definição (vide mineralogia e texturas descritas). Um contexto plausível seria o de que o protólito foi uma rocha sedimentar imatura com contribuição/influência/ocorrência vulcânica próxima, por exemplo, uma gravaca (?). Este possível protólito quimicamente heterogêneo teria alcançado condições de fácies anfíbolito (Hbl + Pl + Grt) e posteriormente foi colocado em condições de fácies xisto-verde, o que impossibilitou a ocorrência de hornblenda em equilíbrio com o restante da assembleia mineral.

→ **Protólito:** rocha sedimentar imatura (gravaca?)

→ **Fácies metamórfica:** Anfíbolito → Xisto-Verde

→ **ROCHA:** Epidoto-granada-calcita-quartzo micaxisto (encaixante)



Lâmina: 39

→ **Mineralogia:** Plagioclásio = 52%
Clinopiroxênio = 30%
Opaco (magnetita) = 10%
Iddingsita (produto de alteração de olivina) = 6%
Hidróxido de ferro (goethita?) = 2%

→ **Textura: Análise inicial** - Rocha ígnea, holocristalina, fanerítica, equigranular, automórfica a hipidiomórfica. Possui estrutura compacta.

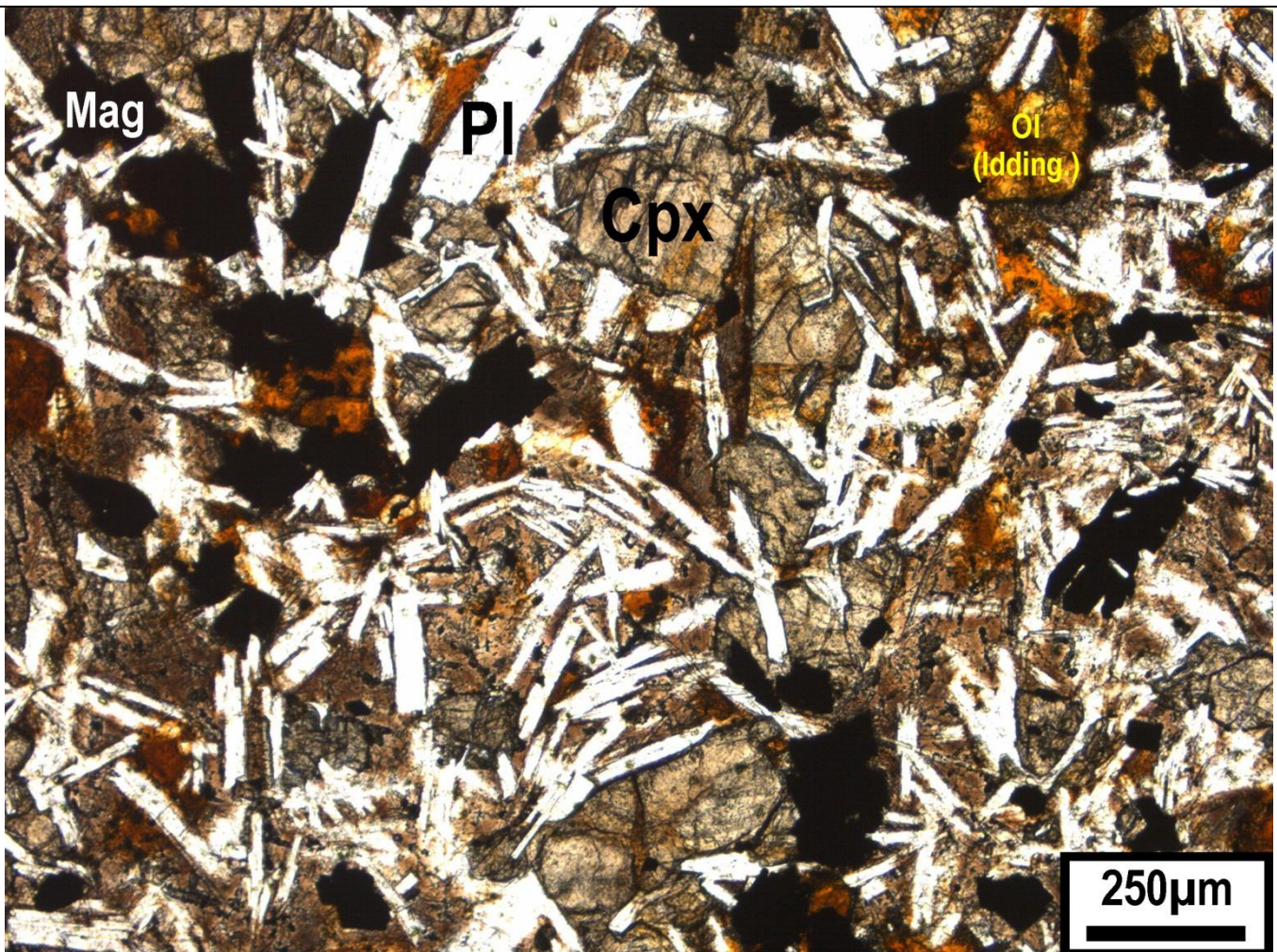
Microscopia - A principal trama é intersticial/intergranular, dada por arranjo disperso de cristais prismáticos (euédricos a subédricos) de plagioclásio de granulação fina. Os interstícios entre as ripas são ocupados, predominantemente, por cristais anédricos de clinopiroxênio de granulação fina e alguns poucos cristais finos e subédricos de plagioclásio que, juntos, definem trama subofítica nestes domínios locais.

A ocorrência de cristais de óxido de ferro dispersos na rocha é marcante. São em sua maioria cristais anédricos (alguns poucos subédricos) e de granulação fina. Associado ao óxido há também a ocorrência de iddingsita (produto de alteração da olivina em baixas temperaturas) em proporção e aspecto semelhante.

Esta amostra possui semelhança de trama com a amostra LGMR-33, exceto em dois fatores:

- Esta possui granulação mais fina;
- Esta não apresenta microfaturas preenchidas por hidróxido de ferro.

ROCHA: OLIVINA DIABÁSIO



Lâmina: 39b

→ **Mineralogia:** Plagioclásio = 40%
Clinopiroxênio = 31%
Opaco (magnetita) = 12%
Quartzo = 8%
Palagonita = 8%
Hidróxido de ferro (?) = 1%

→ **Textura: Análise inicial** - Rocha ígnea, hipocristalina, subfanerítica, porfírica e de articulação irregular entre os cristais. Aparentemente há alguns xenólitos quartzosos nesta amostra, o que lhe confere um caráter hipoabissal. Rocha de origem gabroica.

Microscopia - O arcabouço é constituído principalmente por:

- Fragmentos xenolíticos: quartzosos e de rocha(s) básica(s) de granulação fina. Estes fragmentos variam entre 1 mm até 1 cm aproximadamente;
- Fenocristais de plagioclásio, euédricos e de granulação fina (até 1 mm);
- Amígdalas preenchidas por quartzo.

A matriz é formada por:

- Cristais de plagioclásio, subédricos e de granulação densa a muito fina (mineral predominante da matriz);
- Cristais de clinopiroxênio, sub- a anédricos e de granulação densa a fina;
- Cristais de óxido de ferro (muito provavelmente magnetita) sub- a anédricos, e de granulação fina a densa. Os cristais estão distribuídos ao longo da rocha e representam fase mineral expressiva.
- Palagonita: é formada por uma massa isotrópica, de coloração amarronzada. Ela se encontra dispersa por toda a matriz da rocha, sendo que em alguns casos ocorre como um acúmulo ao redor de alguns fragmentos xenolíticos quartzosos.

ROCHA: DIABÁSIO

Lâmina: 40

→ **Mineralogia:** Plagioclásio = 48%
Clinopiroxênio = 36%
Opaco (magnetita) = 10%
Iddingsita (produto de alteração da olivina) = 3%
Hidróxido de ferro (goethita?) = 1%
Quartzo = < 1%
Argilominerais (?) = 1%

→ **Textura:** Análise inicial - Rocha ígnea, holocristalina, fanerítica, predominantemente automórfica, com alguns domínios alotriomórficos. Possui estrutura compacta lembrando rocha gabroica intrusiva.

Microscopia - A principal trama é intersticial/intergranular, dada por arranjo disperso aleatoriamente de cristais prismáticos (euédricos a subédricos) de plagioclásio de granulação fina a média (até 3mm), cujos interstícios entre os cristais de plagioclásio são ocupados por cristais anédricos de clinopiroxênio de granulação fina a média (rara).

Em alguns poucos domínios intersticiais, onde predominantemente ocorre o clinopiroxênio, foi observada trama subofítica, em que finos cristais ripiformes de plagioclásio foram parcialmente inclusos em cristais de clinopiroxênio.

Os cristais de óxido de ferro (magnetita) ocorrem dispersos pela rocha, mas com maior correlação espacial com o clinopiroxênio e a iddingsita (que é menos expressiva nesta amostra). Os cristais de magnetita são, em sua maioria, anédricos (alguns poucos subédricos) e de granulação fina.

Nesta lâmina também foi observada uma microfratura com menos de 1mm de espessura e preenchida essencialmente por minerais muito finos (argilominerais?) + hidróxido de ferro ± quartzo.

ROCHA: GABRO FINO

