



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**



JOÃO PAULO DE PAULA CALDAS

**ANOMALIAS GEOFÍSICAS DA REGIÃO DE DIAMANTINA (MINAS GERAIS):
SIGNIFICADOS GEOLÓGICOS, ESTRUTURAIS E TECTÔNICOS**

Nº204

BELO HORIZONTE

DATA (13/06/2019)

João Paulo de Paula Caldas

**ANOMALIAS GEOFÍSICAS DA REGIÃO DE DIAMANTINA (MINAS GERAIS):
SIGNIFICADOS GEOLÓGICOS, ESTRUTURAIS E TECTÔNICOS**

VERSÃO FINAL

Dissertação de mestrado apresentada ao corpo docente do Programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais como requisito parcial à obtenção de título de mestre.

Área de Concentração: Geologia Regional e Aplicada

Orientador: Prof. Dr. Mario Luiz de Sá Carneiro
Chaves

Coorientadora: Prof. Dra. Maria Silvia Carvalho
Barbosa

Belo Horizonte, Junho de 2019

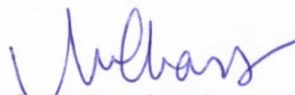
FOLHA DE APROVAÇÃO

**ANOMALIAS GEOFÍSICAS DA REGIÃO DE DIAMANTINA (MINAS GERAIS):
SIGNIFICADOS GEOLÓGICOS, ESTRUTURAIS E TECTÔNICOS**

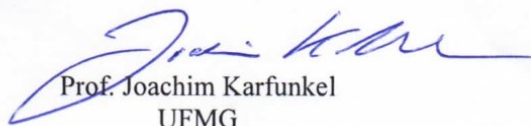
JOÃO PAULO DE PAULA CALDAS

Dissertação submetida à Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA, como requisito para obtenção do grau de Mestre em GEOLOGIA, área de concentração GEOLOGIA REGIONAL.

Aprovada em 13 de junho de 2019, pela banca constituída pelos membros:



Prof. Mario Luiz de Sá Carneiro Chaves - Orientador
UFMG



Prof. Joachim Karfunkel
UFMG



Prof. Aline Tavares Melo
UFMG

Belo Horizonte, 13 de junho de 2019.

C145a Caldas, João Paulo de Paula.
2019 Anomalias geofísicas da região de Diamantina (Minas Gerais) [manuscrito] : significados geológicos, estruturais e tectônicos / João Paulo de Paula Caldas – 2019.
100 f.: il. (principalmente color.)

Orientador: Mario Luiz de Sá Carneiro Chaves.
Coorientadora: Maria Sílvia Carvalho Barbosa.
Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2019.
Área de concentração: Geologia Regional e Aplicada.
Bibliografia: f. 94-100.

1. Geofísica – Diamantina (MG) – Teses. 2. Geologia estrutural – Teses. 3. Sistemas de informação geográfica – Teses. 4. Espinhaço, Serra do (MG e BA) – Teses. I. Chaves, Mario Luiz de Sá Carneiro. II. Barbosa, Maria Sílvia Carvalho. III. Universidade Federal de Minas Gerais. Instituto de Geociências. IV. Título.

CDU: 550.3(815.1)

Ficha catalográfica elaborada por Graciane Aparecida de Paula – CRB6 3404

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Universidade Federal de Minas Gerais e ao Instituto de Geociências por me permitirem ser parte de uma das maiores escolas do país. Aos professores Mário Chaves e Maria Silvia Barbosa por todo apoio, ensinamentos, orientações e paciência. À Nathália e Francisco, pelo suporte necessário nos momentos que mais precisei. À Geologia por ser fantástica e me satisfazer dia após dia em minha vida.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001

"This study was financed in part by the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Finance Code 001"

SUMÁRIO

| | | |
|----------|--|-----------|
| 1 | CONSIDERAÇÕES GERAIS..... | 14 |
| 1.1 | INTRODUÇÃO..... | 14 |
| 1.2 | OBJETIVOS E METAS | 15 |
| 1.3 | LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO..... | 15 |
| 1.4 | APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA, JUSTIFICATIVA E RELEVÂNCIA DO TEMA 18 | |
| 1.5 | METODOLOGIA E ESTRATÉGIA DE AÇÃO | 20 |
| 2 | CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL | 23 |
| 2.1 | SUPERGRUPO ESPINHAÇO NOS DOMÍNIOS MERIDIONAL E SETENTRIONAL MINEIRO | 27 |
| 2.2 | MAGMATISMO SINRIFTE DA BACIA ESPINHAÇO MERIDIONAL..... | 30 |
| 2.2.1 | Sequências metavulcanossedimentares - Os filitos hematíticos..... | 30 |
| 2.3 | SUÍTE METAÍGNEA PEDRO LESSA | 31 |
| 3 | ESTRUTURAÇÃO E EVOLUÇÃO DE BACIAS SEDIMENTARES DO TIPO RIFTE 34 | |
| 3.1 | COMPORTAMENTO GEODINÂMICO, PROCESSOS GEOLÓGICOS E FÍSICOS DA TERRA. | 35 |
| 3.2 | BACIAS RIFTE E PARÂMETROS CONTROLADORES..... | 37 |
| 3.2.1 | Sistemas meio-grábens | 37 |
| 3.2.2 | Parâmetros de controle de uma bacia sedimentar do tipo rifte..... | 40 |
| 3.3 | BACIA ESPINHAÇO, ESTRUTURAÇÃO E EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO | 42 |
| 4 | MÉTODOS GEOFÍSICOS..... | 44 |
| 4.1 | MAGNETOMETRIA | 44 |
| 4.1.1 | Campo magnético da Terra..... | 44 |
| 4.1.2 | Susceptibilidade magnética e magnetização das rochas..... | 45 |
| 4.1.3 | Anomalias Magnetométricas | 47 |
| 4.1.4 | Filtros de tratamento..... | 48 |
| 4.1.5 | Deconvolução de Euler..... | 48 |
| 4.2 | RADIOMETRIA..... | 49 |
| 4.2.1 | Decaimento Radioativo | 50 |
| 4.2.2 | Dados radiométricos e sua aplicação..... | 51 |

| | | |
|----------|--|-----------|
| 5 | PROCESSAMENTO DOS DADOS GEOFÍSICOS..... | 53 |
| 5.1 | BANCO DE DADOS | 53 |
| 5.1.1 | Magnetometria e Gamaespectrometria | 53 |
| 5.2 | PROCESSAMENTO DE DADOS | 56 |
| 5.2.1 | Elaboração de imagens | 56 |
| 5.2.2 | Deconvolução de Euler..... | 60 |
| 5.2.3 | Integração tridimensional | 62 |
| 6 | DADOS DE CAMPO E RECONHECIMENTO LOCAL..... | 63 |
| 6.1 | ÁREA 01 - DIAMANTINA - AEROPORTO | 65 |
| 6.2 | ÁREA 02 - PINHEIROS | 66 |
| 6.3 | ÁREA 03 - SÃO JOÃO DA CHAPADA - QUARTÉIS..... | 69 |
| 6.4 | ÁREA 04 - TREVO DE DATAS | 71 |
| 7 | DADOS GEOFÍSICOS E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS | 73 |
| 7.1 | RESULTADOS QUALITATIVOS | 73 |
| 7.1.1 | Magnetometria..... | 73 |
| 7.2 | RADIOMETRIA..... | 82 |
| 7.3 | RESULTADOS QUANTITATIVOS | 86 |
| 7.3.1 | Modelo 3D..... | 90 |
| 8 | CONCLUSÕES..... | 92 |
| 8.1 | DADOS QUALITATIVOS | 92 |
| 8.1.1 | Magnetometria..... | 92 |
| 8.1.2 | Radiometria | 92 |
| 8.2 | DADOS QUANTITATIVOS | 93 |
| 8.2.1 | Perfis de deconvolução..... | 93 |
| 8.2.2 | Modelo 3D..... | 93 |
| 8.3 | INTEGRAÇÃO..... | 93 |
| | REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 94 |

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 - A) Localização da poligonal de estudo no território brasileiro com destaque pro estado de Minas Gerais B) Localização da poligonal na malha municipal de Minas Gerais; C) Localização específica da poligonal e os municípios e rodovias pertencentes. 16
- Figura 2 - Poligonal de estudo referente a Área 04 do aerolevante da CODEMIG, sobreposta à imagem *Landsat / Copernicus*, extraída em Janeiro de 2015. Apresenta-se também a articulação da poligonal nas quadriculas Diamantina, Curimataí e Rio Vermelho..... 17
- Figura 3 - Imagem magnetométrica da Folha Diamantina (escala original 1:100.000), conforme integração entre as áreas 04 e 10 do Projeto Aerogeofísico do Estado de Minas Gerais (conforme CODEMIG, 2000/2001 e CODEMIG, 2008/2009)..... 19
- Figura 4 - Divisão de áreas aerolevantes pela CODEMIG. O trabalho em questão analisou a Área 04, na região de Diamantina. Imagem retirada da página www.codemig.com.br em 2015. 21
- Figura 5 – Mapa de unidades geológicas representativo do Cráton São Francisco. Extraído de Alkmim *et al.*(2012). 23
- Figura 6 - Evolução geológica da porção sul da bacia São Francisco e alguns eventos tectônicos posteriores que levaram à configuração atual. Extraído de Martins-Neto (2009)..... 24
- Figura 7 - Mapa geológico simplificado do Orógeno Araçuaí e regiões cratônicas adjacentes. Extraído de Pedrosa-Soares *et al.* (2011)..... 26
- Figura 8 - Coluna estratigráfica do Espinhaço Meridional de acordo com Pflug (1968), Schöll & Fogaça (1979), Dossin *et al.* (1994), Almeida-Abreu & Pflug (1994), modificada por Martins-Neto (1993). Extraído de Silva (2016)..... 28
- Figura 9 - Mapa do setor meridional da Serra do Espinhaço. Há realce para as folhas que foram mapeadas mais detalhadamente. Modificado de Almeida-Abreu (1993). 29
- Figura 10 - Diagrama de Pearce (1996) onde estão plotadas as informações geoquímicas dos filitos hematíticos do Espinhaço Meridional. Ressalta-se que os filitos da Fm. Sopa

| | |
|--|----|
| Brumadinho se encaixam no campo dos riolitos enquanto os da Fm. São João da Chapada, predominantemente no campo dos basaltos. (Cabral <i>et al.</i> 2012)..... | 31 |
| Figura 11 - Localização e situação geológica em mapa da Suíte Pedro Lessa à sudeste de Diamantina. Conforme Knauer & Fogaça (1996)..... | 32 |
| Figura 12 – Representação da situação estrutural dos metagabros da Suíte Pedro Lessa. Extraído de Uhlein & Quemeneur (2000)..... | 33 |
| Figura 13 - Modelo geodinâmico de cisalhamento puro para a formação de bacias tipo rifte, proposto por McKenzie (1978), vale observar a simetria da bacia associada a uma deformação homogênea em uma litosfera também homogênea.. Imagem extraída de Roberts <i>et al.</i> (1993)..... | 35 |
| Figura 14 - Modelo geodinâmico de cisalhamento simples, proposto por Wernicke & Burchfiel (1982). Extraído de Bosence (1998)..... | 36 |
| Figura 15 - Modelo de estiramento heterogêneo proposto por Coward (1986). Extraído de Bosence (1998)..... | 36 |
| Figura 16 - Modelo geodinâmico de White & McKenzie (1989) com ocorrência de ascensão de pluma mantélica, semelhante ao que provavelmente ocorreu na formação da Bacia Espinhaço. Extraído de Bosence (1998)..... | 37 |
| Figura 17 - Seção geológica regional do Recôncavo Baiano, ilustrando uma calha deposicional assimétrica, ou <i>tectonicthough</i> . Ainda vale destacar a existência de um semi-gráben, o basculamento de blocos e o mergulho das camadas para sudeste. Extraído de Milhomem <i>et al.</i> (2003)..... | 38 |
| Figura 18 - Sistema de meio-gráben com seus principais elementos. A adjacência de sistemas meio-grábens faz com que seja denominada de <i>hangingwall</i> toda a região de subsidência e <i>footwall</i> toda a porção que sofre soerguimento. Extraído de Kuchle & Scherer (2004). | 38 |
| Figura 19 -(a) Modelo esquemático de sistemas deposicionais em um meio-gráben, elaborado por Kuchle & Scherer (2010). (b) Estruturação detalhada do sistema de meio-gráben internamente. (c) Variação do sistema, chamado de <i>full-graben</i> , com rearranjo das geometrias e | |

| | |
|---|----|
| disposições espaciais dos sistemas de deposição sedimentar. Extraído de Kuchle & Scherer (2010)..... | 40 |
| Figura 20 - Síntese da estratigrafia, dados tectônicos e sedimentológicos da Bacia Espinhaço Meridional. Extraído de Martins-Neto (1998)..... | 42 |
| Figura 21 - Esboço estratigráfico do Supergrupo Espinhaço com destaque para os regimes tectônicos da bacia e ambientes de deposição. Extraído de Chemale <i>et al</i> (2012)..... | 43 |
| Figura 22 - Imagem que exemplifica a teoria de origem do campo magnético terrestre com base no funcionamento de um dínamo. Extraído de Madeira (2015)..... | 45 |
| Figura 23 - Valores médios e intervalos de susceptibilidade magnética dos litotipos rochosos mais comuns. Extraído de Kearey <i>et al.</i> (2002). | 47 |
| Figura 24 - Abundância relativa de elementos radioativos em tipos diferentes de rochas. Conforme Kearey <i>et al.</i> (2002)..... | 49 |
| Figura 25 - Fluxograma do processamento de dados da Área 04 do Programa de Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais. Modificado de Megafísica Survey Aerolevantamentos S.A (2001). | 55 |
| Figura 26 - Fluxograma apresentando as imagens magnetométricas geradas. Dx - primeira derivada horizontal (E-W); Dy - primeira derivada horizontal (N-S); Dz - primeira derivada vertical; Dz2 - segunda derivada vertical. | 57 |
| Figura 27 - Detalhamento das imagens temáticas radiométricas. Aqui são exibidas sem a escala de cores usual, pois, cada imagem possui sua particularidade de elementos, como consta abaixo de cada uma. Cores mais fortes como magenta apresentam altos valores, cores verdes e amareladas são valores intermediários e, azul, valores baixos. | 59 |
| Figura 28 – Exemplo de confecção de perfis de Deconvolução de Euler. | 61 |
| Figura 29 - Modelo tridimensional confeccionado pela integração dos perfis de deconvolução..... | 62 |
| Figura 30 - Mapa de localização das áreas de reconhecimento geológico estabelecidas. As regiões, bem como os pontos demarcados estão plotadas nas imagens geofísicas ASA, DZ2 e também na imagem aérea. | 64 |

| | |
|--|----|
| Figura 31 - Quartzitos do Membro Caldeirões sobrepondo os filitos do Membro Datas, ambos da Formação Sopa Brumadinho. É possível ver os quartzitos dispostos como "ilhas" em meio às unidades de filito. | 66 |
| Figura 32 - Afloramentos de filito hematítico no topo da serra entre Biribiri e Pinheiros. | 67 |
| Figura 33 - Quartzito sericítico da Fm. Sopa Brumadinho aflorante na região de Pinheiros. É possível notar sinais de intemperismo e estratificações cruzadas. | 68 |
| Figura 34 - Aspecto do solo alterado das rochas metabásicas, marcado principalmente no horizonte da foto inferior. Essas rochas encontram-se encaixadas nos vales em meio aos quartzitos. | 69 |
| Figura 35 - Presença de solo de rochas metabásicas em contato com os quartzitos da serra. Esse contato encontra-se na região da anomalia linear principal. | 70 |
| Figura 36 - Conglomerado clasto-suportado encontrado na “Área 04”, onde é possível ver a presença da matriz ferruginosa, assim como as relações entre os seixos de quartzito e quartzo. | 72 |
| Figura 37 - Conglomerados da Formação Sopa Brumadinho em maior detalhe. | 72 |
| Figura 38 - A) Mapa de magnetofácies delimitadas sobre o mapa de ASA, e lineamentos geofísicos identificados. B) Roseta dos lineamentos, apresentando direção preferencial N32W. C) Mapa temático ASA original. | 75 |
| Figura 39 - A) Mapa de Gradiente Vertical de Primeira Ordem (DZ) com seus principais lineamentos demarcados. B) Roseta dos lineamentos estruturais. C) Correlação entre os lineamentos geofísicos em preto e estruturais em azul. | 77 |
| Figura 40 - A) Mapa geológico das Folhas Diamantina e Curimataí (conforme Fogaça, 1997) sobrepostos ao mapa de ASA. B) Mapa de Amplitude do Sinal Analítico original para comparações gerais. | 79 |
| Figura 41 - Mapa esquemático das quatro localidades visitadas em campo com os pontos levantados e litologias sobrepostas ao mapa de ASA. Geologia conforme Fogaça (1997). | 81 |
| Figura 42 - A) Mapa de radiofácies e lineamentos radiométricos. B) Rosetas dos lineamentos geofísicos. C) Imagem Ternária original gerado no programa. | 83 |

Figura 43 - A) Mapa geológico das cartas Diamantina e Curimataí do Projeto Espinhaço, conforme Fogaça (1997). B) Mapa Ternário (CMY), C) Mapa de Fator F, D) Mapa de Contagem Total..... 85

Figura 44 - Exemplo típico de perfil de Deconvolução de Euler (Perfil 9, em vermelho) sobre a anomalia linear principal evidenciada no mapa de ASA. Imagem representativa dos parâmetros utilizados (na parte superior à direita) e das diversas feições deconvoluídas..... 87

Figura 45–Perfis selecionados de Deconvolução de Euler (14 - 12- 17), representando as principais estruturas em profundidade..... 89

Figura 46 - Modelos tridimensionais gerados a partir de interpolação por krigagem dos produtos da Deconvolução de Euler. A) Mapa geológico sobreposto ao modelo 3D. B) Vista em perfil com os pontos de deconvolução. C) Representação do modelo em profundidade..... 90

LISTA DE TABELAS

| | |
|--|----|
| Tabela 1 - Tabela de associação dos tipos de filitos hematíticos com sua filiação geoquímica e correlação protólito - unidade sedimentar regional. Construída a partir dos dados de Cabral <i>et al.</i> (2012)..... | 31 |
| Tabela 2 - Filtros utilizados e respectivas finalidades (Extraído de Silva & Barbosa, 2016)..... | 48 |
| Tabela 3 - Relação dos índices estruturais com o modelo físico e geológico. Conforme Reid <i>et al.</i> (1990)..... | 48 |
| Tabela 4 - Principais minerais radioativos (Modificado de Telford <i>et al.</i> 1990)..... | 50 |
| Tabela 5 - Coordenadas do aerolevante fornecidas pelo relatório da SEME. | 54 |
| Tabela 6 - Regiões onde foi feito o levantamento de dados no trabalho de campo e o critério utilizado para a seleção | 63 |
| Tabela 7 - Magnetofácies identificadas e descritas no estudo..... | 74 |
| Tabela 8 - Radiofácies delimitadas a partir do mapa ternário, com os respectivos teores de U, Th e K. | 82 |
| Tabela 9 - Correlação das radiofácies descritas com a geologia da região..... | 86 |

RESUMO

A região de Diamantina, situada na Serra do Espinhaço em seu segmento meridional, constitui uma área que tem sido objeto de inúmeros estudos geológicos, particularmente devido aos depósitos diamantíferos inseridos na porção basal do Supergrupo Espinhaço, principal unidade litoestratigráfica que sustenta a serra. Uma das áreas relativamente ainda pouco abrangida por tais estudos é a geofísica. Neste sentido, o recente aerolevante geofísico realizado pelo órgão estadual CODEMIG tem permitido a aplicação de novas metodologias para o entendimento do arcabouço estrutural e tectônico dessa região, cuja geologia de superfície está bastante caracterizada. Com o intuito de complementar os conhecimentos geológicos em subsuperfície, aplicaram-se modernos programas, como OASIS MONTAJ e EULDEP, para que com a metodologia da “Deconvolução de Euler” sobre dados magnetométricos, fossem confeccionados modelos tridimensionais representativos para anomalias selecionadas em profundidade. De tal modo, buscou-se compreender o significado das anomalias magnetométricas e radiométricas, e correlacioná-las com a geologia estabelecida para a região, contribuindo com propostas já existentes de evoluções estrutural e tectônica. Perfis geofísicos de deconvolução foram gerados para realização de um comparativo com pontos levantados em campos, selecionados especificamente nos locais onde as anomalias magnetométricas eram mais marcantes, encontrando-se profundidades de até 1.500 m para as primeiras e 1.900 m para as segundas, o que demonstrou suas raízes profundas. As informações foram integradas em ambiente SIG, o que auxiliou nas interpretações e avaliações dos resultados obtidos. Juntamente com os dados de Deconvolução de Euler, foram gerados diversas imagens temáticas de magnetometria e radiometria que permitiram melhor interpretação e integração de informações, considerando-se a Formação Sopa Brumadinho como principal foco das anomalias. A magnetometria facilitou a identificação de estruturas em subsuperfície e forneceu ainda resultados à respeito da possível geração inicial da Bacia Espinhaço, incluindo uma falha “mestra”, precursora do rifteamento mais antigo.

Palavras - chave: Magnetometria, Deconvolução de Euler, Região de Diamantina, Serra do Espinhaço.

A B S T R A C T

The Diamantina region, located in the Espinhaço Range in its southern segment, is an area that has been the object of numerous geological studies, particularly due to the diamond deposits contained in the basal portion of the Espinhaço Supergroup, the main lithostratigraphic unit that sustains the mountain range. One of the relatively little areas not covered by such studies is geophysics. In this sense, the recent aerogeophysical survey carried out by the CODEMIG state company has allowed the application of new methodologies for the understanding of the structural and tectonic framework of this region, whose surface geology is quite characterized. In order to complement the geological knowledge in the subsurface, modern software was applied, such as OASIS MONTAJ and EULDEP, so that with the methodology of the "Euler Deconvolution" on magnetometric data it was possible to make representative three-dimensional models for anomalies selected in depth. Thus, we sought to understand the meaning of magnetometric and radiometric anomalies and to correlate them with the geology established for the region, contributing with already existing proposals of structural and tectonic evolutions. Geophysical deconvolution profiles were generated to perform a comparative with raised points in fields, selected specifically in the places where the magnetometric anomalies were most striking, with depths of up to 1,500m for the former and 1,900 m for the latter, demonstrating its deep roots. The information was integrated in a GIS environment, which aided in the interpretations and evaluations of the obtained results. Together with the Euler Deconvolution data, several magnetometric and gamma-spectrophotometric thematic maps were generated that allowed better interpretation and integration of information, considering the Sopa Brumadinho Formation as the main focus of the anomalies. The magnetometry facilitated the identification of subsurface structures and also provided results regarding the possible initial generation of the Espinhaço Basin, including a "master" fault, precursory to the older rift phase.

Keywords: Geophysics, Euler Deconvolution, Diamantina Region, Espinhaço Range.

1 CONSIDERAÇÕES GERAIS

1.1 INTRODUÇÃO

Quando do descobrimento do Brasil no século XV, não houve de imediato um interesse particular em nossas riquezas e recursos minerais, acontecendo então a colonização e dedicação exclusiva à exploração de recursos principalmente agropecuários. A partir do desenvolvimento da colônia, durante o século XVII especificamente, Minas Gerais se tornou destaque no setor mineral com o achado dos aluviões e filões auríferos, inicialmente na região do Quadrilátero Ferrífero e, posteriormente na Serra do Espinhaço com a descoberta do ouro e diamante, particularmente na região do Arraial do Tijuco, hoje, a cidade de Diamantina.

A Serra do Espinhaço tem sido estudada geologicamente por diversos pesquisadores devido às suas peculiaridades geológicas. Iniciadas nos anos 1800 com a viagem pelo Brasil e descobertas geológicas de Spix & Martius (Viagem pelo Brasil 1817 -1820) e também estudos do geólogo alemão Barão de Eschwege. À época relataram-se as ocorrências geológicas e as explorações minerais em Diamantina de ouro e diamante por parte dos escravos. No século XX, a história passa pela criação do Instituto Eschwege em 1969, pelo ilustre geólogo e pesquisador também alemão, Prof. Reinhard Pflug, que proporcionou o estudo geológico mais aprofundado na região, o qual consiste de referência até os dias atuais.

A geofísica, ferramenta a ser explorada nesse trabalho, tem se tornado fundamental para o conhecimento geológico ao longo dos anos, sendo os primeiros levantamentos aéreos no Brasil realizados desde o início da década de 1980 pelo Departamento Nacional de Pesquisa Mineral - DNPM, fornecendo dados geofísicos de grande parte do país e contribuindo com novas possibilidades de estudos geológicos e geotectônicos das regiões levantadas, além de auxiliar na prospecção e pesquisa de bens minerais de maneira geral.

Atualmente já existem bastantes levantamentos aéreos em Minas Gerais, realizados desde o ano de 2001 pela CODEMIG e cobrindo grandes porções do estado, contribuindo muito para estudos em diversos âmbitos da geologia. Apesar da existência dos dados geofísicos, estudos específicos nesse ramo da geologia, na região de Diamantina, são pouco comuns. Dessa forma, este documento segue uma linha de pesquisa voltada para obtenção de novas interpretações acerca dos dados geofísicos que ajudem na compreensão da geologia local e regional.

Aliada aos fatos anteriores está a necessidade de sempre acrescentar novas informações e conhecimentos aos estudos da Bacia Espinhaço e sua evolução geotectônica na região do município de Diamantina. A visualização de estruturas em profundidade (fornecidas pelo tratamento de dados geofísicos) auxilia no entendimento do processo de formação da bacia sedimentar em questão, na identificação de uma possível falha-mestre ou estruturas similares que possam ter sido precursoras do rifteamento original que levou ao seu desenvolvimento.

O presente trabalho, além de gerar imagens e anomalias geofísicas para interpretação, visa utilizar a inversão geofísica por Deconvolução de Euler a partir de dados magnetométricos para elaboração de um modelo 3D com informações de subsuperfície que auxiliarão no entendimento da evolução geotectônica da região.

1.2 OBJETIVOS E METAS

A dissertação teve como objetivo geral compreender o significado das anomalias geofísicas radiométricas e magnetométricas obtidas na “Área 04” do Aerolevanteamento da CODEMIG, através de imagens geofísicas temáticas e análises tridimensionais. Enfatizou-se o lineamento geofísico magnetométrico de direção NW-SE que estende-se por toda a área da poligonal definida, e que poderia representar a possível falha-mestre responsável pelo rifteamento que originou a Bacia Espinhaço.

1.3 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área da presente pesquisa localiza-se na porção centro-norte do estado de Minas Gerais, região da Serra do Espinhaço (Figura 1), a qual abrange os municípios de Diamantina, Gouveia, Datas, Serro, Buenópolis, Bocaiúva, Couto de Magalhães de Minas e Olhos d'Água. A poligonal estabelecida para o estudo foi retirada do projeto de aerolevanteamento geofísico da CODEMIG e é denominada como Área 04.

Essa poligonal da pesquisa foi sobreposta à imagem de satélite *Landsat / Copernicus* (Figura 2) para que fosse possível realização de trabalhos de sensoriamento remoto e identificação de lineamentos principais, assim como, caminhos de acesso. A área engloba as folhas cartográficas SE 23-Z-A-III (Diamantina), SE.23-Z-B-I (Rio Vermelho) e SE.23-X-C-VI (Curimataí).

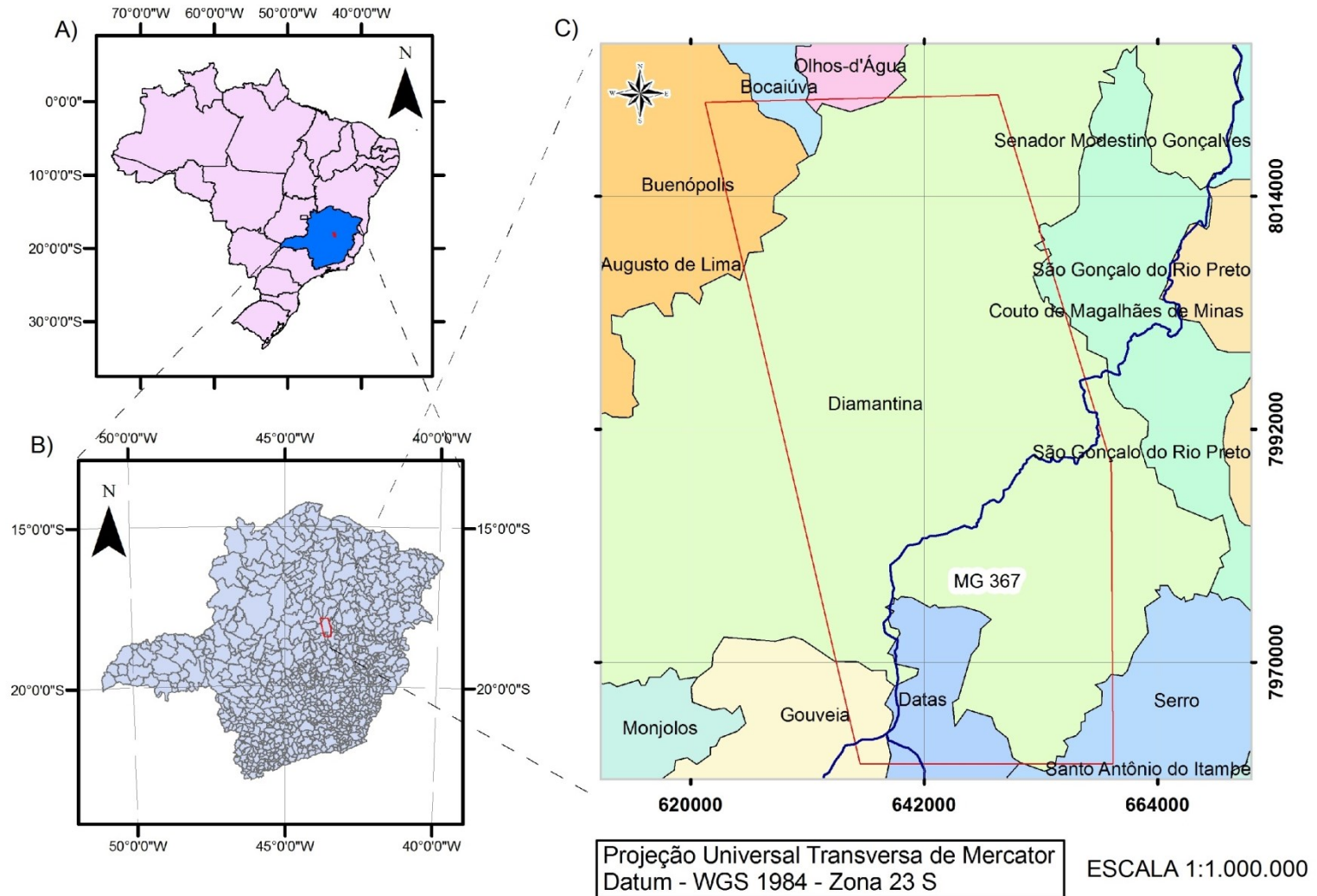


Figura 1 - A) Localização da poligonal de estudo no território brasileiro com destaque pro estado de Minas Gerais B) Localização da poligonal na malha municipal de Minas Gerais; C) Localização específica da poligonal e os municípios e rodovias pertencentes.

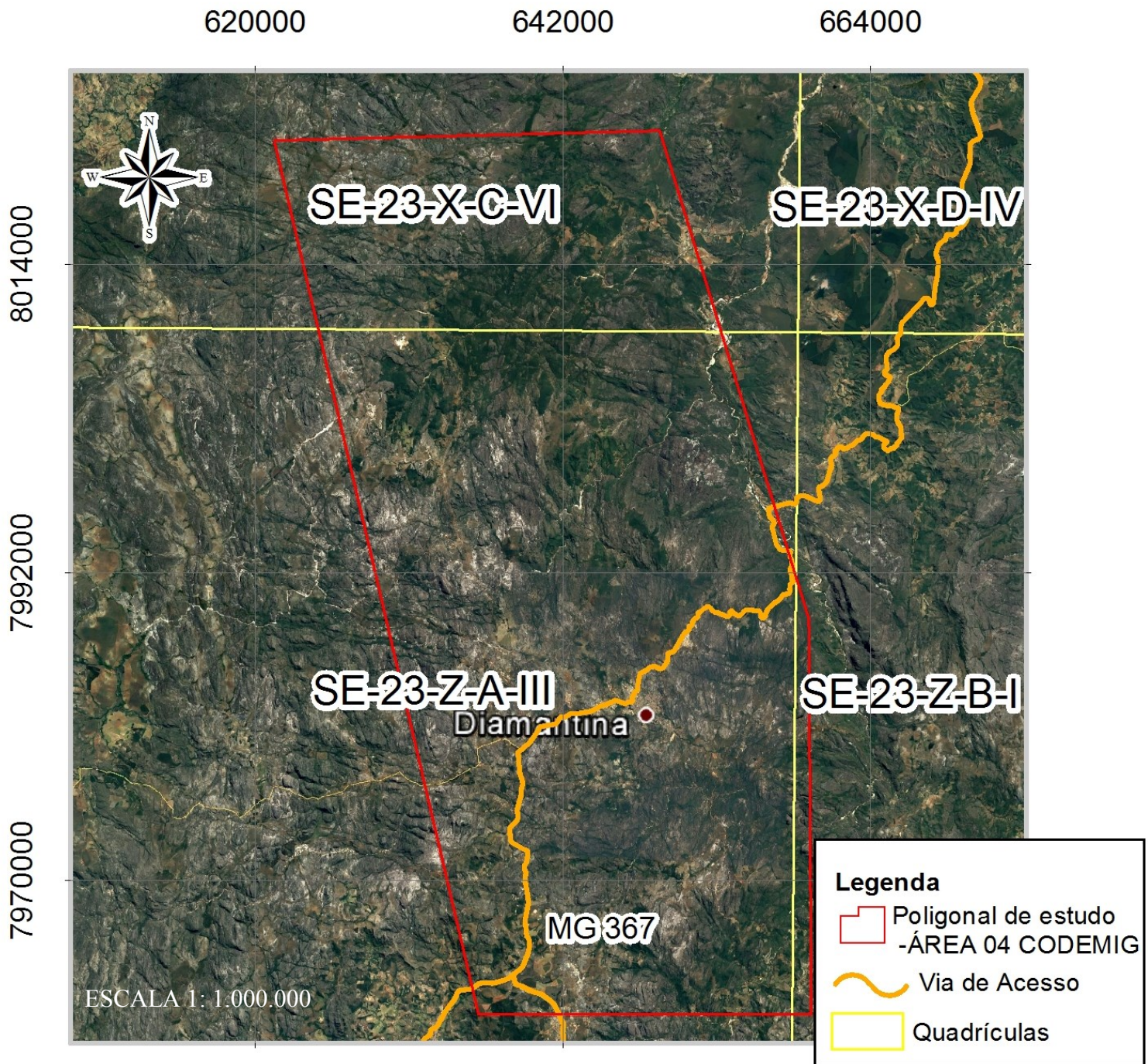


Figura 2 - Poligonal de estudo referente a Área 04 do aerolevante da CODEMIG, sobreposta à imagem *Landsat / Copernicus*, extraída em Janeiro de 2015. Apresenta-se também a articulação da poligonal nas quadrículas Diamantina, Curimatá e Rio Vermelho.

1.4 APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA, JUSTIFICATIVA E RELEVÂNCIA DO TEMA

A Bacia Espinhaço possui uma evolução geotectônica, apesar de bastante estudada, ainda alvo de muitas controvérsias. Alguns trabalhos a caracterizam como uma bacia intracratônica ensiálica (Dussin & Dussin, 1995; Martins-Neto, 1998), teoria bastante difundida e aceita pela comunidade acadêmica geológica, porém o trabalho de Almeida-Abreu (1993), por exemplo, propõe uma bacia do tipo rifte com posterior evolução para uma margem passiva.

Apesar de todos esses fatores e da incessante pesquisa geológica nessa região ao longo dos anos, ainda persiste a carência de um modelo geotectônico integralmente aceito, o que é causado pela falta de evidências mais contundentes da existência do rifteamento do Espinhaço. Dessa forma, essa dissertação identifica estruturas e componentes litológicos em profundidade, através da geofísica, que podem apresentar boas respostas e, talvez, representarem indícios da presença de uma falha-mestra do rifteamento que originou a bacia.

De acordo com Madeira (2015), diversos trabalhos de inversão geofísica foram realizados na região do Quadrilátero Ferrífero para identificação de estruturas em profundidade. Seu trabalho apresentou excelentes resultados para a determinação de componentes geotectônicos na região. De maneira análoga, no presente estudo, a metodologia utilizada e a integração dos dados permitiram auxiliar a identificação de anomalias e estruturas em profundidade que possam colaborar com os estudos da Bacia Espinhaço.

A Figura 3 representa uma imagem de Amplitude do Sinal Analítico, um filtro de derivada de gradiente total aplicado em imagens geofísicas magnetométricas de Campo Magnético Anômalo. A mesma foi gerada na poligonal que compreende a folha cartográfica Diamantina, pela união das áreas 04 e 10 do projeto Aerogeofísico da CODEMIG (CODEMIG 2000/2001; CODEMIG, 2008/2008).

A avaliação da mesma deu origem à justificativa inicial desse trabalho, quando foi identificada a anomalia linear principal de direção NW-SE.

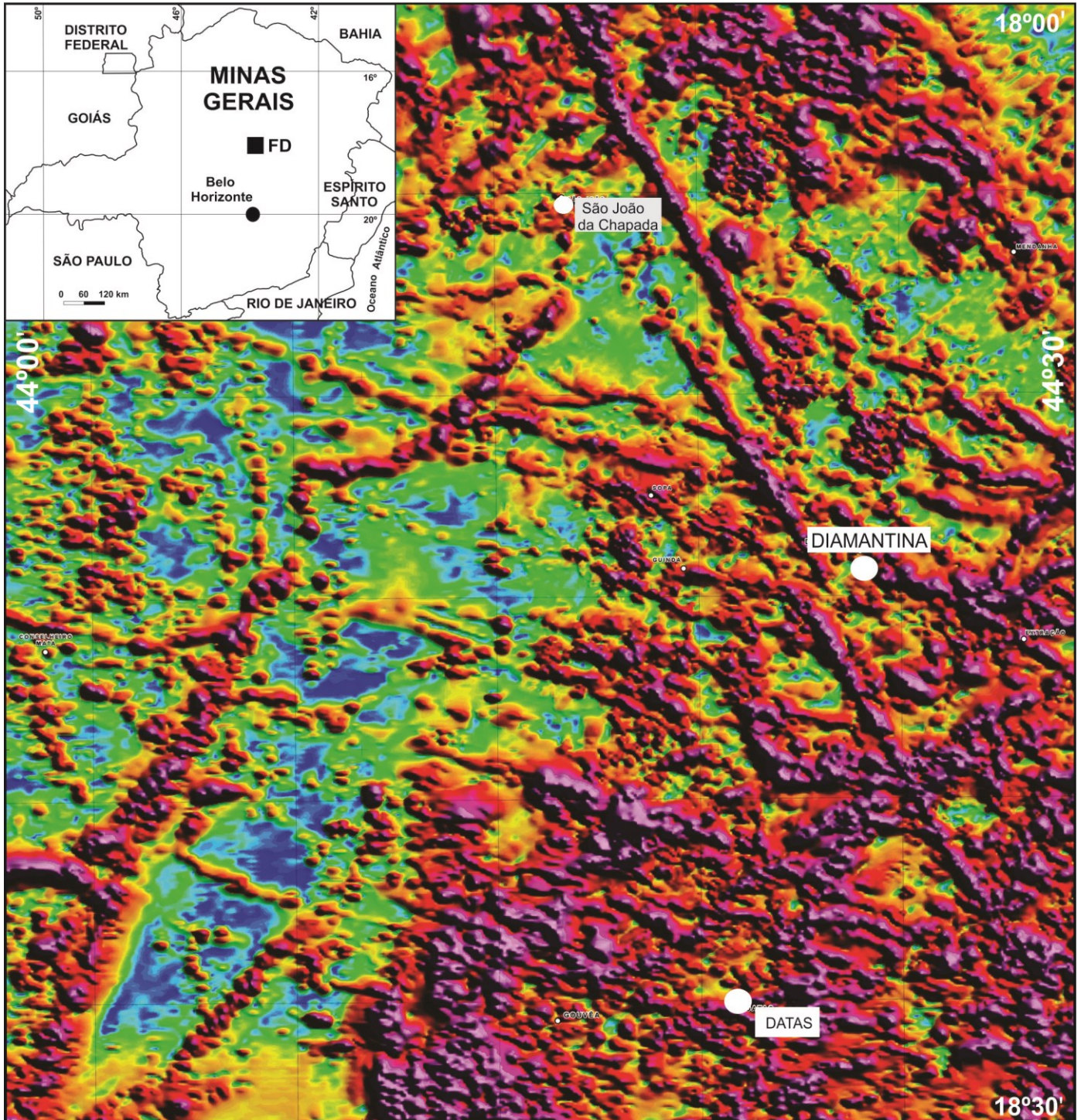


Figura 3 - Imagem magnetométrica da Folha Diamantina (escala original 1:100.000), conforme integração entre as áreas 04 e 10 do Projeto Aerogeofísico do Estado de Minas Gerais (conforme CODEMIG, 2000/2001 e CODEMIG, 2008/2009).

1.5 METODOLOGIA E ESTRATÉGIA DE AÇÃO

A execução desse trabalho foi dividida nas seguintes etapas:

Revisão bibliográfica: Pesquisa aprofundada e busca por trabalhos já realizados na região da Serra do Espinhaço, principalmente de caráter geotectônico e geofísico para entendimento aprofundado do problema trabalhado e para obter auxílio para as próximas etapas. Além disso, trabalhos que tratam sobre evoluções de bacia do tipo Rifte também foram compilados para comparação com os dados e modelos do Supergrupo Espinhaço.

Sensoriamento remoto: A análise feita por imagens de satélite que possibilitam a identificação de estruturas e/ou lineamentos estruturais existentes, assim como, peculiaridades geológicas visíveis em escala macro que serão guias e indícios para o estudo geofísico-geológico estrutural.

Análise e processamento de dados: Parte da base de dados utilizada foi obtida do programa de Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais da CODEMIG, iniciado no ano de 2001, e sequenciado em 2005, 2006, 2008 e 2009 subdivididos em áreas numeradas. O projeto realizou aerolevantamentos magnetométricos e radiométricos neste estado. O banco de dados foi processado através do programa Oasis Montaj 7.0.1, para confecção de imagens geofísicas de acordo com cada método utilizado: Campo Anômalo e derivadas ASA, DX, DY DZ para a magnetometria e, Canais Tório, Urânio e Potássio e suas correlações para a radiometria, que serão melhor detalhadas posteriormente. Os dados utilizados nesse trabalho são da Área 04 (Figura 4), os quais são disponibilizados à UFMG por meio de uma parceria, para fins científicos. Os dados geológicos foram obtidos na escala 1:100.000 do Projeto Espinhaço da CPRM, auxiliando na correlação com dados aerolevantados de geofísica e correlação com a geologia local.

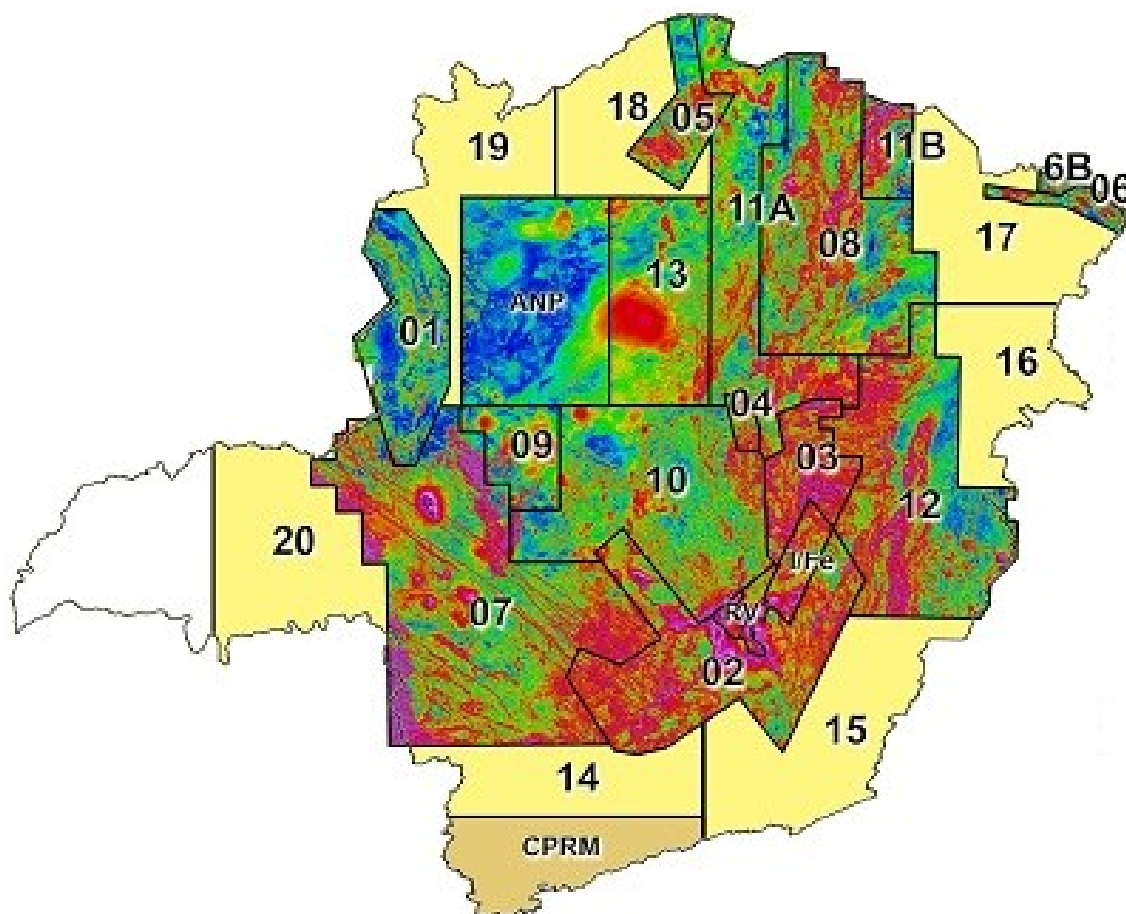


Figura 4 - Divisão de áreas aerolevantadas pela CODEMIG. O trabalho em questão analisou a Área 04, na região de Diamantina. Imagem retirada da página www.codemig.com.br em 2015.

Elaboração e confecção de imagens temáticas: Imagens temáticas com variação de cores de acordo com as anomalias foram geradas no programa Oasis Montaj para cada método escolhido. As imagens foram confeccionadas através do método de mínima curvatura e de acordo com um fluxograma específico, de modo que cada mapa geofísico permitisse auxiliar em correlações com a geologia da área.

Trabalhos de campo: Foram realizados trabalhos de campo pontuais ao longo do período de pesquisa para levantamento de dados precisos e locais que pudessem contribuir para o entendimento do arcabouço geotectônico e facilitar a correlação das principais anomalias geofísicas com os dados geológicos. Os locais onde foram levantados dados de afloramentos e solos foram pré-estabelecidos a partir da interpretação e análise das anomalias na etapa da análise qualitativa.

Integração em ambiente SIG: As imagens temáticas geofísicas foram exportadas para serem trabalhadas no programa ArcGis, onde foram realizadas análises qualitativas que consistiram em identificar as principais anomalias e também lineamentos geofísicos, dos quais foi criada uma roseta representativa com suas direções principais. Também foram agrupadas as anomalias em “fácies geofísicas” de acordo com cada método utilizado (magnetofácies e radiofácies). Essas fácies representam conjuntos de anomalias agrupadas a partir de propriedades semelhantes, como por exemplo alta susceptibilidade magnética. Tal análise é fundamental para a realização da correlação geológico-geofísica, identificação de possíveis estruturas e ainda prováveis regiões com potencial econômico.

Deconvolução de Euler: Essa etapa foi realizada no programa Euldep 1.0, da Witwatersrand University, para estimar profundidades do topo das anomalias magnetométricas em perfis esquemáticos confeccionados no procedimento de integração. O método da krigagem também foi utilizado para estimar valores desconhecidos de acordo com um ponto ou área à partir dos dados obtidos. A krigagem se trata de uma interpolação espacial de pontos, e foi assim escolhida por apresentar um resultado final de melhor visualização e detalhes, quando comparada com outros métodos.

Integração dos perfis de inversão: À partir da elaboração dos perfis de inversão e obtenção das estimativas de profundidade das principais anomalias magnetométricas, foi realizada uma interpolação por krigagem sobre os mesmos para visualização de estruturas em profundidade. Utilizando o ArcScene, um modelo tridimensional foi o produto dessa fase que auxiliou no entendimento das anomalias e das questões geotectônicas.

Elaboração da dissertação e artigo: Essa etapa ocorreu concomitante a todas as outras do trabalho, à medida que os dados fossem obtidos e compilados, e foi tomando forma em paralelo às confecções da dissertação da pesquisa, artigo e resumos.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Cráton São Francisco está situado no centro-leste do Brasil, entre os sistemas orogênicos Borborema, Tocantins e Mantiqueira (Hasui *et al.* 2012). Sua maior porção situa-se nos estados de Minas Gerais e da Bahia, com algumas pequenas áreas localizadas nos estados de Pernambuco, Sergipe, Goiás e Tocantins.

Hasui *et al.* (2012) compartimentam o cráton em três setores. O setor oriental situa-se no leste baiano e é marcado por processos do ciclo Transamazônico. O setor central, localizado na parte mediana desse mesmo estado é marcado pela presença de unidades mesoproterozóicas. Já o setor ocidental é caracterizado principalmente por unidades neoproterozóicas.

O mapa geológico da Figura 5 (Alkmim *et al.* 2012) representa as principais sequências de rochas constituintes do cráton, bem como sua distribuição ao longo do mesmo.

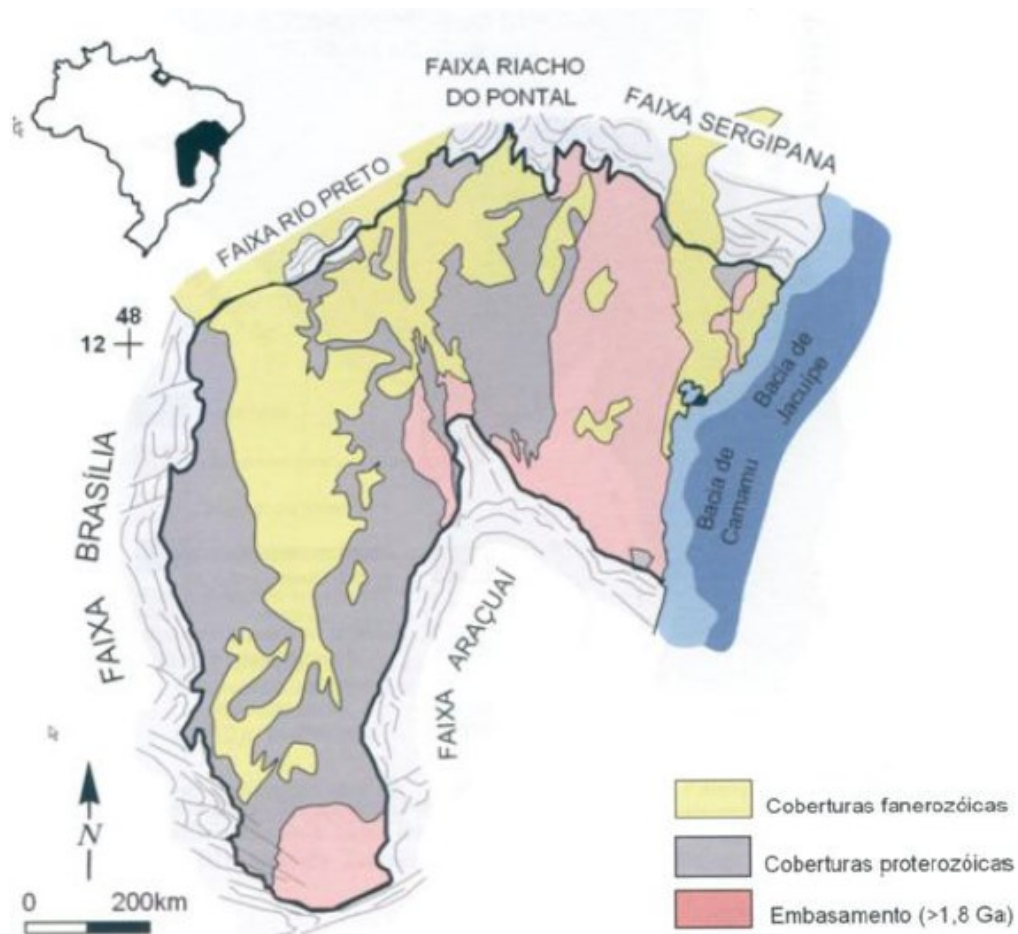


Figura 5 – Mapa de unidades geológicas representativo do Cráton São Francisco. Extraído de Alkmim *et al.*(2012).

Alkmim *et al.* (2012) descrevem três constituintes principais do Cráton São Francisco. O primeiro consiste no embasamento, arqueano e na megasequência Minas - Itacolomi do Quadrilátero Ferrífero. O segundo constituinte se refere ao Supergrupo Espinhaço, ainda seguido por um terceiro membro representado pelos grupos Macaúbas e Bambuí. A figura 6 representa uma seção esquemática da evolução da bacia São Francisco e as influências orogênicas que sofreu ao longo do tempo geológico.

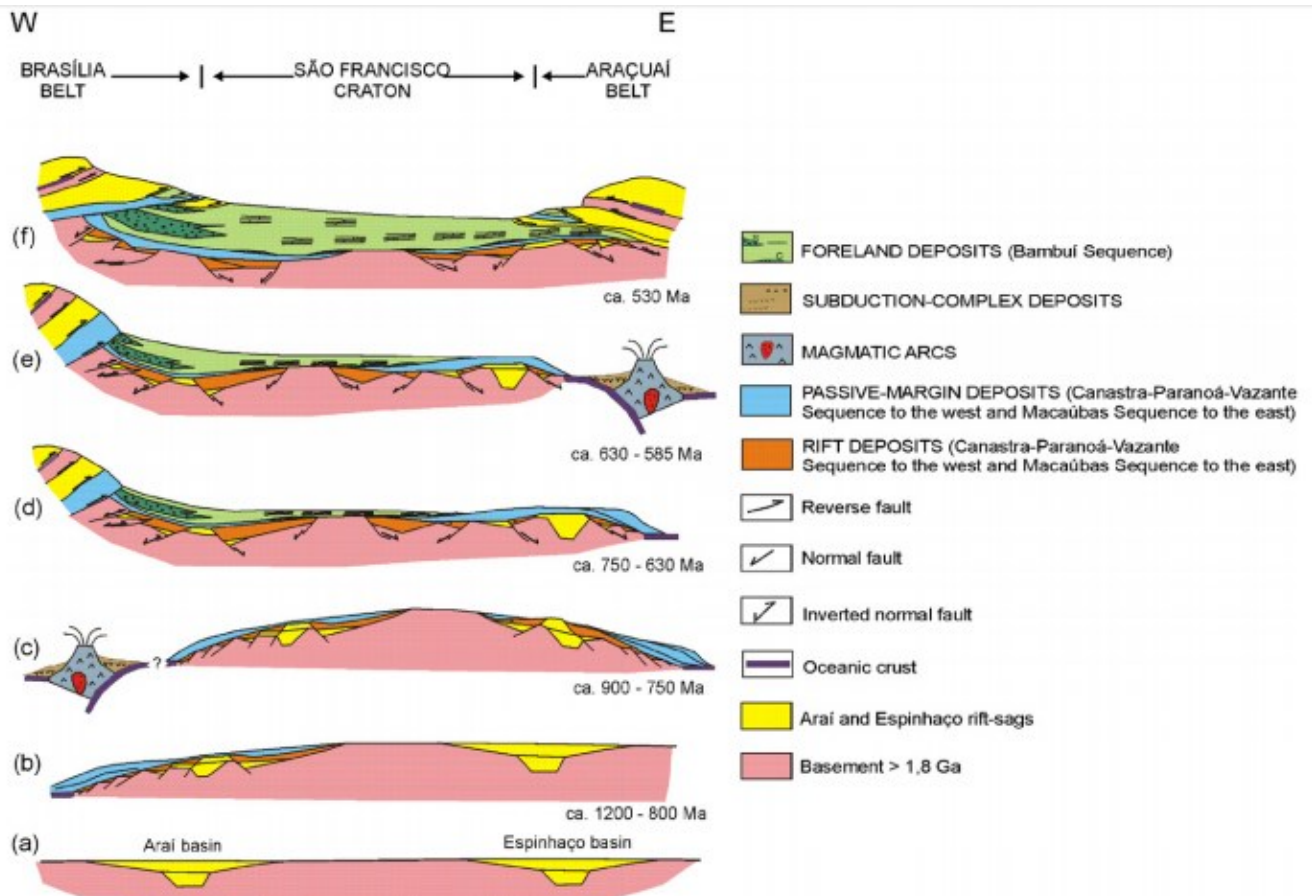


Figura 6 - Evolução geológica da porção sul da bacia São Francisco e alguns eventos tectônicos posteriores que levaram à configuração atual. Extraído de Martins-Neto (2009).

O embasamento arqueano é formado por complexos gnáissicos, granitoides, *greenstonebelts*, pacotes metavulcanossedimentares e metassedimentares. Repousante sobre ele encontra-se o Supergrupo Minas seguido do Grupo Itacolomi, representantes do embasamento descritos como sequência Minas-Itacolomi. No geral, os constituintes das formações e grupos da mesma são metarenitos, metapelitos, metaconglomerados, metadiamicctitos, formações ferríferas bandadas e carbonatos.

O Supergrupo Espinhaço, segundo Alkmim *et al.* (2012), é uma megasequência sedimentar que preencheu uma bacia do tipo rifte-*sag* e representa o principal constituinte da serra homônima em Minas Gerais. Estudos sedimentológicos, estratigráficos e geocronológicos recentes (Chemale *et al.*, 2012; Danderfer Filho & Dardenne, 2002; Guimarães *et al.*, 2008; Danderfer *et al.*, 2009) segmentam esse supergrupo em dois estágios, I e II. No geral, seus constituintes litológicos alternam-se entre riolitos, vulcanoclásticas e dacitos à metaarenitos, metaconglomerados e metapelitos.

A sequência Macaúbas é composta por depósitos de *riffts* continentais com influência glacial e de margens passivas siliciclásticas-carbonáticas (Martins-Neto 2007, Martins-Neto 2009, Martins-Neto & Hercos 2002) no interior e bordas do cráton. Estes depósitos pertencem ao mais antigo depósito conhecido do Neoproterozóico inserido na bacia do São Francisco e em Minas Gerais. Dentro do cráton, seus principais constituintes são a Formação Jequitaí composta de diamictitos, arenitos e pelitos, e a Formação Bebedouro com rochas sedimentares marinhas e lacustres. No entanto, o maior registro desse grupo aparece fora do cráton, no domínio externo do Orógeno Araçuaí, cujos principais elementos litológicos são diamictitos, arenitos, pelitos, carbonatos, rochas vulcânicas básicas e formações ferríferas bandadas, todas de grau metamórfico relativamente baixo.

A última sequência descrita corresponde ao Grupo Bambuí, formado por depósitos siliciclásticos em alternância com carbonatos (Martins-Neto 2007, Martins-Neto 2009). Esta sequência encontra-se predominantemente dentro da bacia do São Francisco (Minas Gerais) e em grandes estruturas sinformes na Bahia. Tais depósitos são caracterizados por descontinuidades com conglomerados, brechas, pelitos e calcários.

Na borda sudeste do cráton São Francisco está o Orógeno Araçuaí, pertencente ao sistema da Província Mantiqueira. Este orógeno, de acordo com Brito Neves & Cordani (1991) é de idade Neoproterozóica – Cambriana e situa-se entre o cráton São Francisco e o litoral Atlântico, mais precisamente entre os paralelos 15° e 21° (Pedrosa-Soares *et al.*, 2001, 2008). A faixa Araçuaí corresponde ao domínio externo do orógeno Araçuaí, formado pela aglutinação do Gondwana Ocidental (Pedrosa-Soares *et al.* 2001,2008, Alkmim *et al.* 2006), herdado pelo território brasileiro no processo de abertura do Oceano Atlântico.

Segundo Almeida (1977) o orógeno compreende, em sua porção externa, a faixa de dobramentos homônima e um núcleo metamórfico-anatético constituído por rochas graníticas e metamórficas de alto grau (Pedrosa-Soares *et al.*, 2008). Diversos trabalhos foram realizados tendo

como tema esta faixa orogênica e, serão abrangidos e sintetizados mais a frente nesse trabalho. A Figura 7 representa um mapa geológico simplificado do Orógeno Araçuaí.

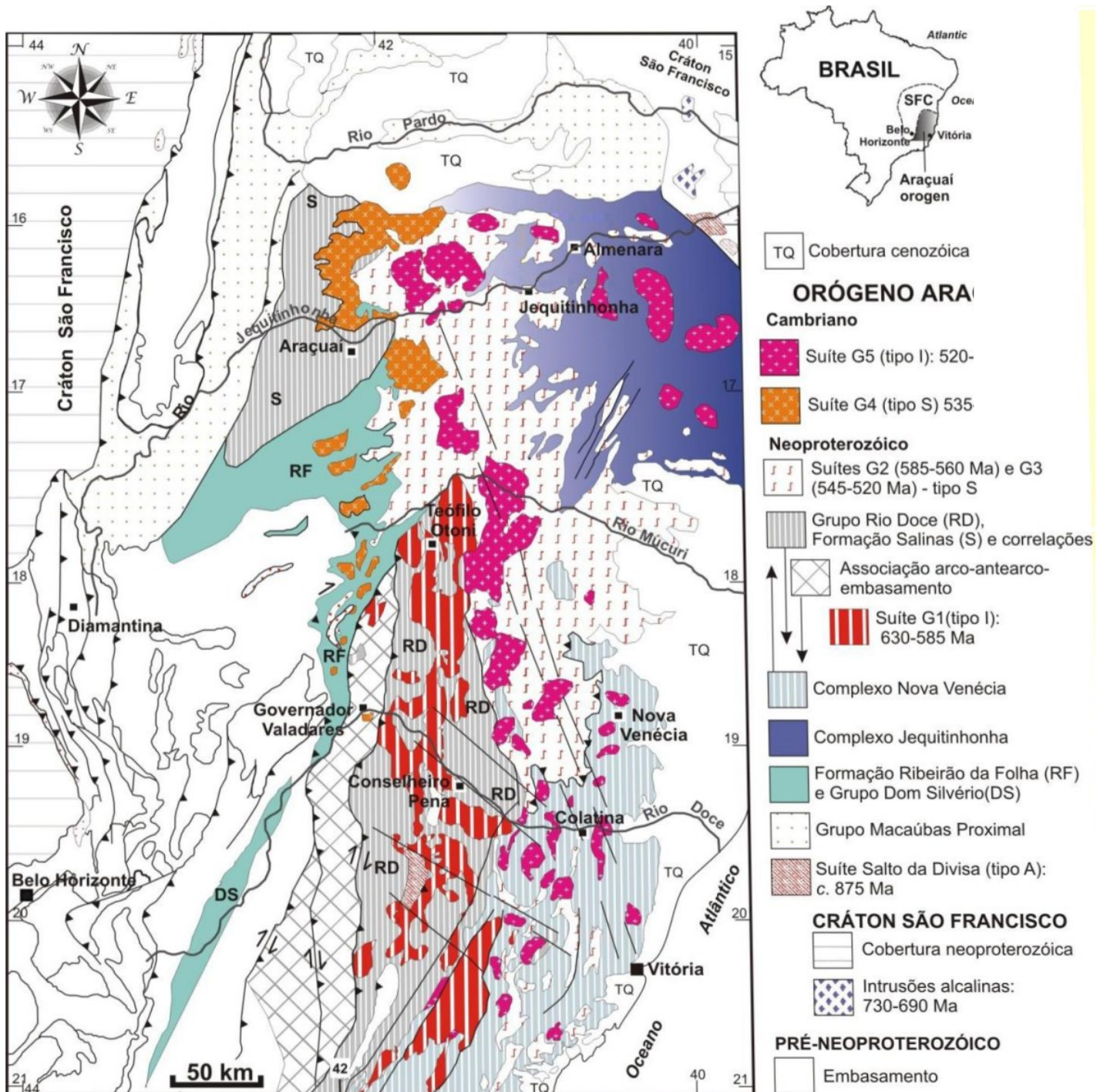


Figura 7 - Mapa geológico simplificado do Orógeno Araçuaí e regiões cratônicas adjacentes. Extraído de Pedrosa-Soares *et al.* (2011).

2.1 SUPERGRUPO ESPINHAÇO NOS DOMÍNIOS MERIDIONAL E SETENTRIONAL MINEIRO

O Supergrupo Espinhaço é constituído por um pacote de metarenitos, metapelitos e metaconglomerados com contribuição de rochas carbonáticas e metavulcânicas. Sua principal área de ocorrência é no Cráton São Francisco e em suas margens, na porção leste do território brasileiro, encontrando-se exposto na Chapada Diamantina e na Serra do Espinhaço. O Supergrupo Espinhaço compreende uma sequência de preenchimento de um sistema de bacia rifte-*sag* intra-continental nucleada em torno de 1,7 Ga na massa continental representada pelo Cráton São Francisco e suas margens (Dussin & Dussin, 1995; Brito Neves *et al.*, 1996, Uhlein *et al.*, 1998; Martins-Neto, 2000). Estudos mais recentes, no entanto, incluem pelo menos uma segunda fase de rifteamento envolvendo este Supergrupo (Chemale Jr. *et al.*, 2012; Danderfer *et al.*, 2009).

Segundo Pflug (1968) o Supergrupo Espinhaço se subdivide em oito formações, sendo elas da base para topo: Fm. São João da Chapada, Fm. Sopa Brumadinho, Fm. Galho do Miguel, Fm. Santa Rita, Fm. Córrego dos Borges, Fm. Córrego da Bandeira, Fm. Córrego Pereira e Fm. Rio Pardo Grande. Almeida-Abreu (1993) posteriormente inseriu a Fm. Bandeirinha na base dessa sequência.

As duas primeiras formações da base do Supergrupo, interpretadas por Martins-Neto (2000), são separadas por descontinuidades angulares e interpretadas como parte de um rifte intracontinental antecessor ao rifteamento do tipo *Sag* ao qual fazem parte as demais formações. As formações Bandeirinha e São João da Chapada são constituídas predominantemente por metarenitos, metaconglomerados e metapelitos (Chemale *et al.*, 2012). A Figura 8 sintetiza a estratigrafia do Supergrupo Espinhaço e é seguida da Figura 9 que representa um esboço de mapa geológico da Serra do Espinhaço Meridional, modificado de Almeida-Abreu (1993).

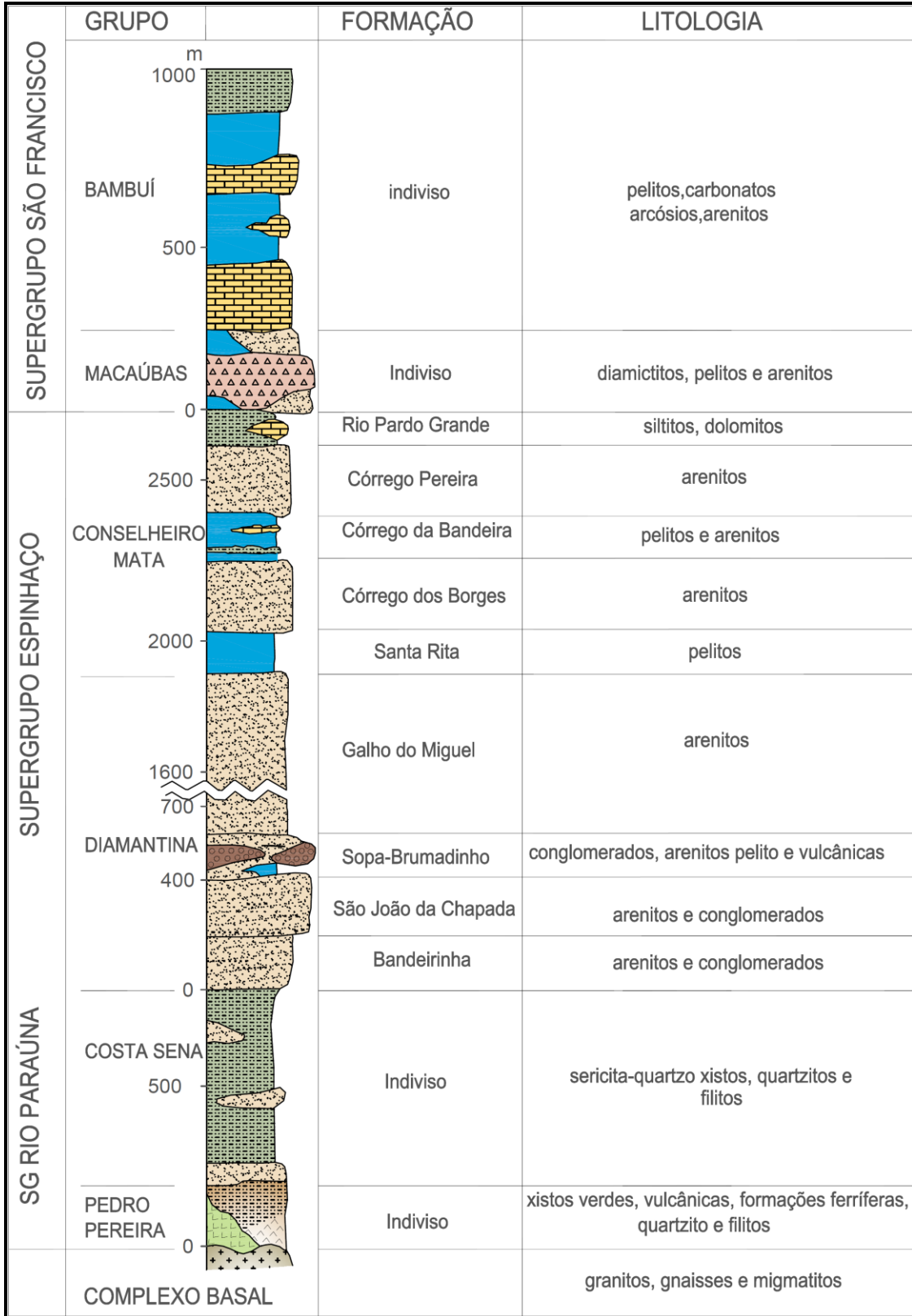


Figura 8 - Coluna estratigráfica do Espinhaço Meridional de acordo com Pflug (1968), Schöll & Fogaça (1979), Dossin *et al.* (1994), Almeida-Abreu & Pflug (1994), modificada por Martins-Neto (1993). Extraído de Silva (2016).

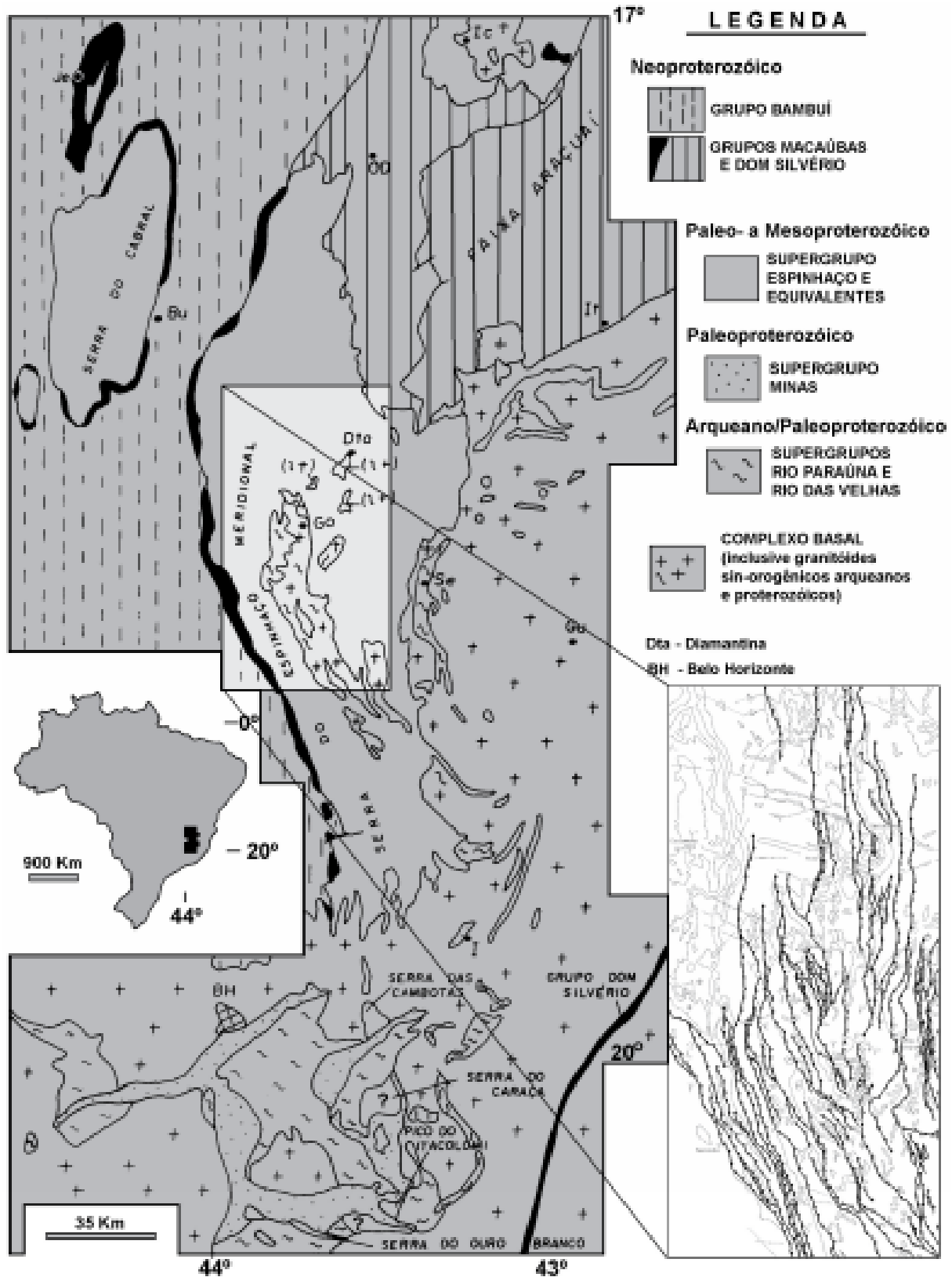


Figura 9 - Mapa do setor meridional da Serra do Espinhaço. Há realce para as folhas que foram mapeadas mais detalhadamente. Modificado de Almeida-Abreu (1993).

2.2 MAGMATISMO SINRIFTE DA BACIA ESPINHAÇO MERIDIONAL.

Uma intensa atividade magmática se associou ao processo de rifteamento que originou a bacia Espinhaço, marcando as fases iniciais de rompimento crustal e também ao longo de todo o processo de preenchimento sedimentar, caracterizando o rifte como ativo, ou seja, houve estiramento de crosta acompanhado de ascensão astenosférica e atividade mantélica (Silva, 2016).

2.2.1 Sequências metavulcanossedimentares - Os filitos hematíticos.

Um dos assuntos mais discutidos sobre a geologia da Serra do Espinhaço são os filitos hematíticos, rochas que, de acordo com Knauer & Schrank (1994), são constituídas prioritariamente por sericita/muscovita e óxidos de ferro e, consideradas usualmente como produtos do metamorfismo sobre rochas originalmente ígneas.

Ainda segundo Knauer & Schrank (1994), essa sequência de rochas vulcanossedimentares constitui pacotes que alcançam 20 ou 30 metros de espessura, quando não duplicados por ação tectônica. O posicionamento estratigráfico dos filitos hematíticos e rochas associadas já foi alvo de muitas contradições, sendo essas rochas incluídas não apenas nas unidades do Supergrupo Espinhaço como também em outras unidades consideradas mais antigas (Soares *et al.*, 1986).

No entanto, estudos de Knauer (1990) e Almeida-Abreu (1993) indicam que tais filitos estão exclusivamente associados à unidades do Supergrupo Espinhaço ou outras eventuais sequências a ele correlatas, preferencialmente nas unidades basais. Na região central da Serra do Espinhaço meridional, os filitos hematíticos associam-se mais comumente com a Fm. São João da Chapada e, mais a leste, à Fm. Sopa-Brumadinho, conforme sugerido por Pflug (1968).

Mesmo que alguns corpos discordantes de filitos hematíticos tenham sido descritos por Knauer (1984) e Dossin *et al.* (1985), deve ser ressaltado o caráter sin-sedimentar dessas rochas comprovado pela presença de seixos e blocos retrabalhados destes filitos na base da sequência de quartzitos mais superiores da Fm. São João da Chapada (Knauer & Schrank, 1994). Tais informações direcionam o entendimento a respeito dessas unidades metavulcanossedimentares, provavelmente relacionadas originalmente à um magmatismo concomitante à deposição sedimentar do Supergrupo Espinhaço em seu ambiente bacinal do tipo rifte.

Alguns estudos recentes ainda detalham a geoquímica dos filitos hematíticos, lhes dando características próprias principalmente em relação à seus protólitos quando da formação na bacia Espinhaço. Cabral *et al.* (2012) organizaram dois grupos entre os hematita-filitos que são detalhados na Tabela 1, e além disso, plotou alguns resultados geoquímicos no diagrama de Pearce (1996), como mostra a Figura 10.

Tabela 1 - Tabela de associação dos tipos de filitos hematíticos com sua filiação geoquímica e correlação protólito - unidade sedimentar regional. Construída a partir dos dados de Cabral *et al.* (2012).

| Filito Hematítico | Teor Boro (microg/g) | Teor Fe ₂ O ₃ (%) | Protólito |
|---------------------|-------------------------|---|-----------|
| Fm. Sopa Brumadinho | De 11 a 758 (Alto Boro) | 7,6 a 9,5 (Baixo Ferro) | Riolítico |
| Fm. S.J. da Chapada | Até 50 (Baixo Boro) | 18 a 22 (Alto ferro) | Basáltico |

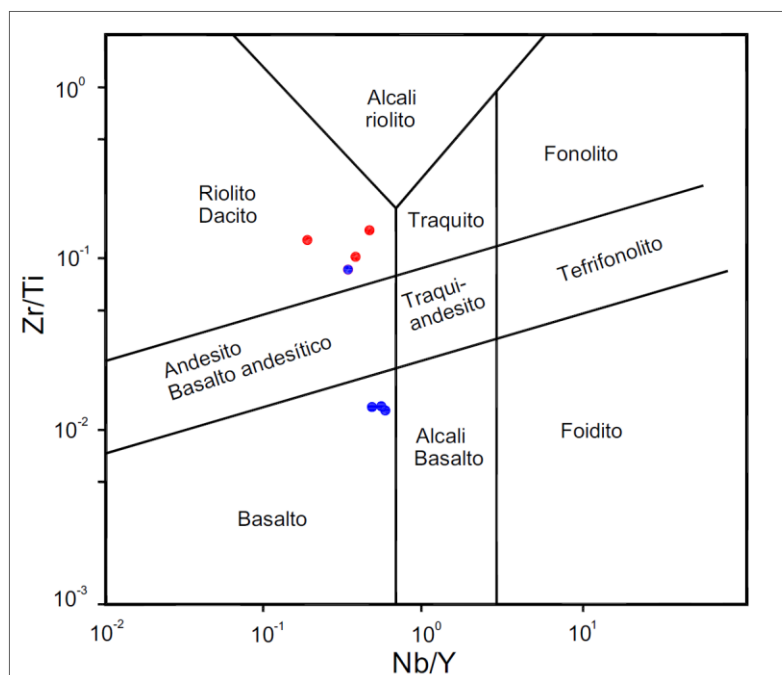


Figura 10 - Diagrama de Pearce (1996) onde estão plotadas as informações geoquímicas dos filitos hematíticos do Espinhaço Meridional. Ressalta-se que os filitos da Fm. Sopa Brumadinho se encaixam no campo dos riolitos enquanto os da Fm. São João da Chapada, predominantemente no campo dos basaltos. (Cabral *et al.* 2012).

2.3 SUÍTE METAÍGNEA PEDRO LESSA

Como descrito por Uhlein & Quemeneur (2000), a suíte metaígneia Pedro Lessa é constituída de corpos máficos constituídos por metabasitos, orientados N-S, NW-SE e E-W. Aflora por grande porção da Serra do Espinhaço cortando todas as formações do supergrupo homônimo. A suíte

metaígneas ocorre na forma de diques, *sills* e *stocks*, geralmente com bordas deformadas e xistificadas (Uhlein & Quemeneur, 2000). As porções centrais dos corpos mais espessos apresentam predomínio de feições ígneas preservadas, com esfoliação esférica e caráter maciço.

Essa província de diques foi considerada como pós-tectônica por cortar os metassedimentos dobrados do Supergrupo Espinhaço (Brito Neves *et al.*, 1979; Almeida-Abreu, 1993; Brito Neves *et al.*, 1996; Renger & Almeida-Abreu, 2000). As Figuras 11 e 12 apresentam a distribuição dos diques da suíte Pedro Lessa em mapa à sudeste de Diamantina e, também um esquema de sua estruturação em perfil. Sua ocorrência e feições estruturais são importantes para que seja feita posteriormente correlação com os lineamentos e anomalias identificadas na área de estudo.

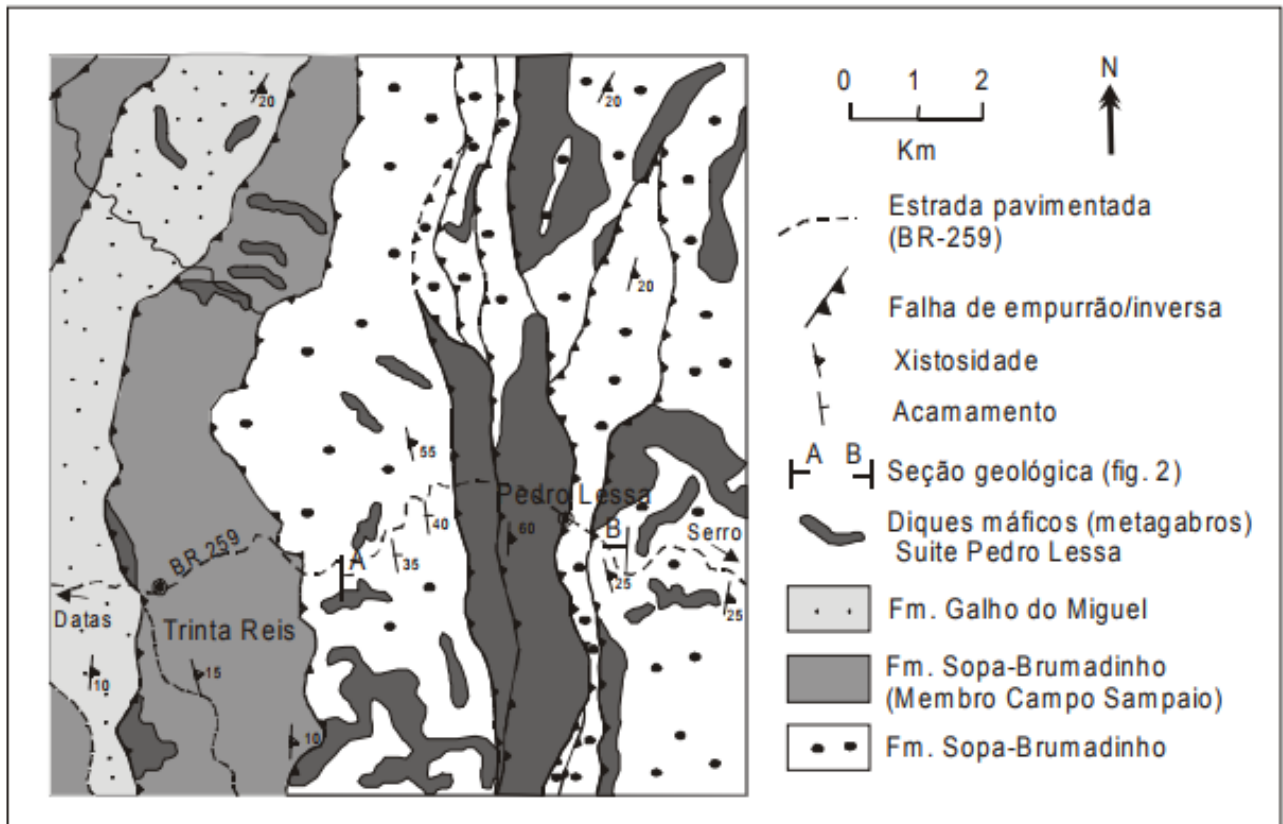


Figura 11 - Localização e situação geológica em mapa da Suíte Pedro Lessa à sudeste de Diamantina. Conforme Knauer & Fogaça (1996).

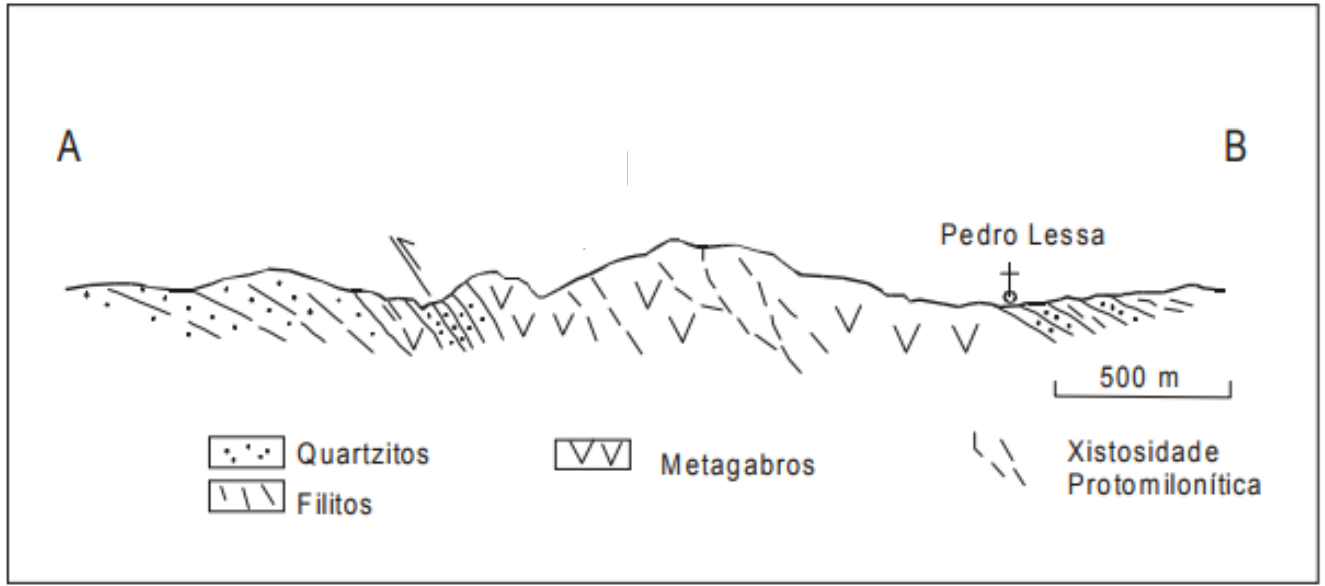


Figura 12 – Representação da situação estrutural dos metagabros da Suíte Pedro Lessa. Extraído de Uhlein & Quemeneur (2000).

3 ESTRUTURAÇÃO E EVOLUÇÃO DE BACIAS SEDIMENTARES DO TIPO RIFTE

Pode-se considerar que com a descoberta e evolução da teoria da tectônica de placas, começou a haver um grande direcionamento nos estudos geológicos para as questões geotectônicas, principalmente com relação a ambientes tectônicos compressivos, transpressionais e distensivos com suas estruturas e características peculiares.

As bacias do tipo rifte, segundo Kuchle & Scherer (2010), se enquadram nos produtos geológicos gerados desde o estabelecimento da tectônica de placas global, sendo resultado direto de um dos três principais esforços nos movimentos horizontais, os distensivos. Essas bacias, consequência da ruptura de crosta continental, só puderam ser compreendidas a partir do entendimento de princípios fundamentais como classificação, determinação de nomenclaturas e caracterização.

O trabalho de Kuchle & Scherer (2010) sintetizou muito bem a evolução tectônica e estratigráfica de bacias sedimentares do tipo rifte, dessa forma, será compilado aqui o conteúdo de maior interesse, como forma de revisão bibliográfica, para o desenvolvimento da dissertação e entendimento do assunto, obviamente aplicado à Bacia Espinhaço e às estruturas identificadas em subsuperfície posteriormente. Seguem abaixo algumas premissas estabelecidas pelo autor citado que devem ser levadas em consideração ao estudar a estruturação de bacias do tipo rifte.

1. Processo de rifteamento de crosta gera uma bacia sedimentar, composta por um meio-gráben ou sistema de meio-grábens;
2. O rifte pode romper efetivamente formando a bacia sedimentar ou, abortar preservando sua estruturação original;
3. Usa-se a nomenclatura pré, sin e pós-rifte para depósitos formados em diferentes etapas do processo de rifteamento;
4. O arranjo lateral dos sistemas deposicionais segue as estipulações básicas da lei de Walther (Middleton, 1973) e, o arranjo vertical dos mesmos responde diretamente a variação do espaço de acomodação, seja ele criado ou destruído;
5. A evolução de um rifte segue uma tendência específica, porém, com especificações diferentes para cada bacia.

3.1 COMPORTAMENTO GEODINÂMICO, PROCESSOS GEOLÓGICOS E FÍSICOS DA TERRA.

Para uma melhor compreensão à respeito do processo de estruturação e evolução de bacias sedimentares tipo rifte, é necessário o conhecimento aprofundado dos processos geodinâmicos do planeta, em outras palavras, os rifteamentos como dito anteriormente estão intrinsecamente relacionados com a tectônica de placas, os processos que acometem a crosta terrestre e o manto litosférico. Sendo assim, alguns modelos clássicos de geodinâmica são aplicados para relacionar estiramento, afinamento e rompimento de crosta com o produto desses processos, a depressão crustal ou bacia tipo rifte.

O primeiro modelo geodinâmico de estiramento de crosta proposto está contido no trabalho de McKenzie (1978), como cita Kuchle & Scherer (2010). Seu trabalho apresenta uma situação inicial sofrendo um processo atuante rápido, tal processo gera a ascensão da astenosfera e o afinamento crustal. McKenzie (1978) propôs modelos geodinâmicos quantitativos baseados em formulações matemáticas para relacionar processos e esforços na crosta e manto com fluxo de calor, campo de esforços e espessura de preenchimento da bacia sedimentar formada.

No mesmo ano, dois outros modelos foram propostos por Sengor & Burke (1978): os riftes passivos, associados a esforços distensivos e, riftes ativos, associados a plumas mantélicas e fusão crustal. Dessa forma, o modelo proposto por McKenzie (1978) foi caracterizado como de cisalhamento puro, como pode ser visto pela Figura 13.



Figura 13 - Modelo geodinâmico de cisalhamento puro para a formação de bacias tipo rifte, proposto por McKenzie (1978), vale observar a simetria da bacia associada a uma deformação homogênea em uma litosfera também homogênea.. Imagem extraída de Roberts *et al.* (1993).

Wernicke & Burchfiel (1982) deram continuidade aos estudos de modelos geodinâmicos e propuseram uma teoria de cisalhamento simples (Figura 14), que consiste em uma estrutura de gráben assimétrico desenvolvida por esforço distensivo em litosfera heterogênea (nota-se a diferença em relação a homogeneidade de McKenzie (1978). A estrutura ocorre ao longo de uma zona de descolamento basal da crosta e no manto superior. Vale ressaltar que o modelo dos autores foi munido de comprovações e dados geológicos, diferente das proposições matemáticas anteriores.

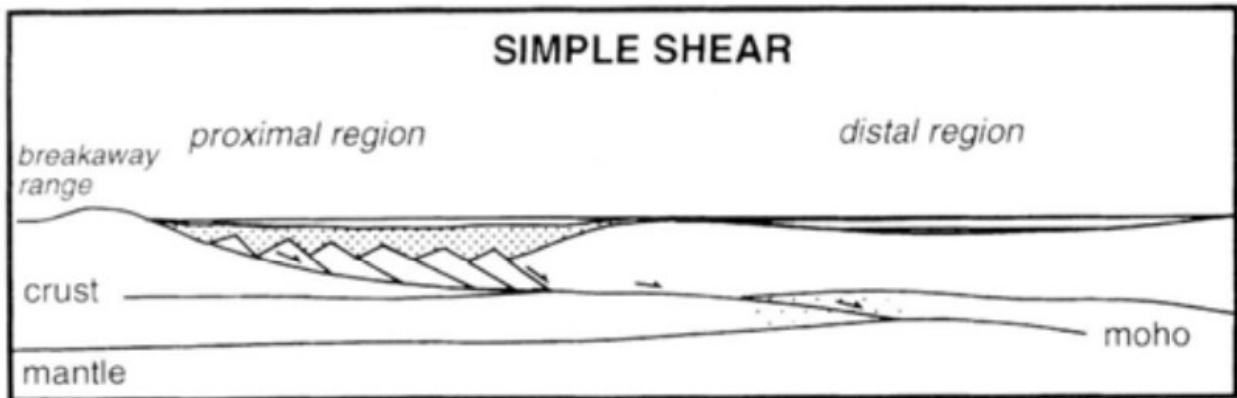


Figura 14 - Modelo geodinâmico de cisalhamento simples, proposto por Wernicke & Burchfiel (1982). Extraído de Bosence (1998).

O terceiro modelo aqui apresentado foi o proposto por Coward (1986) e sua ideia de estiramento heterogêneo, que une as características dos dois primeiros modelos citados em um único rifte, cisalhamento puro e simples dependendo da região da bacia. Este modelo possui zonas laterais e internas com ocorrência de ascensões mantélicas. A Figura 15 representa o modelo geodinâmico de Coward (1986).

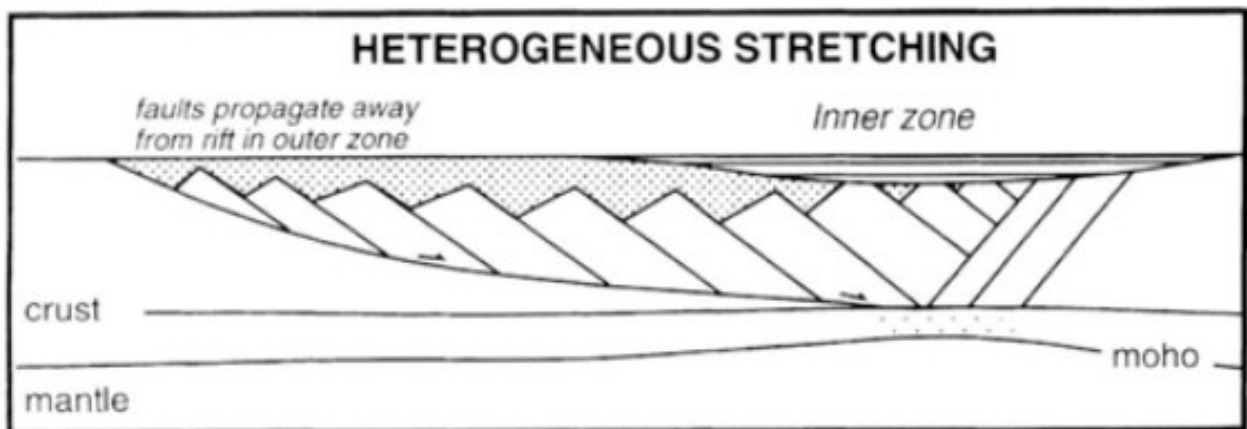


Figura 15 - Modelo de estiramento heterogêneo proposto por Coward (1986). Extraído de Bosence (1998).

Por fim, tem-se o modelo de White & McKenzie (1989) que não passou de uma modificação do modelo de cisalhamento puro original, porém, associado à existência de plumas mantélicas, o que permitiu explicar a ocorrência de vulcanismo em diversas bacias do tipo rifte, como é o caso do Bacia Espinhaço e diversas outras brasileiras.

A Figura 16 representa o último modelo compilado por Kuchle (2010) em sua teste, vale ressaltar que houveram poucos avanços nesse tipo de estudo desde então e que, os modelos anteriormente citados podem ser agrupados dentro da classificação de Sengor & Burke (1978), sendo: cisalhamento puro (McKenzie, 1978), cisalhamento simples (Wernicke&Burchfiel,1982) e estiramento heterogêneo (Coward, 1986) modelos de riftes passivos, enquanto o de White & McKenzie (1989) caracteriza-se como de rifte ativo.

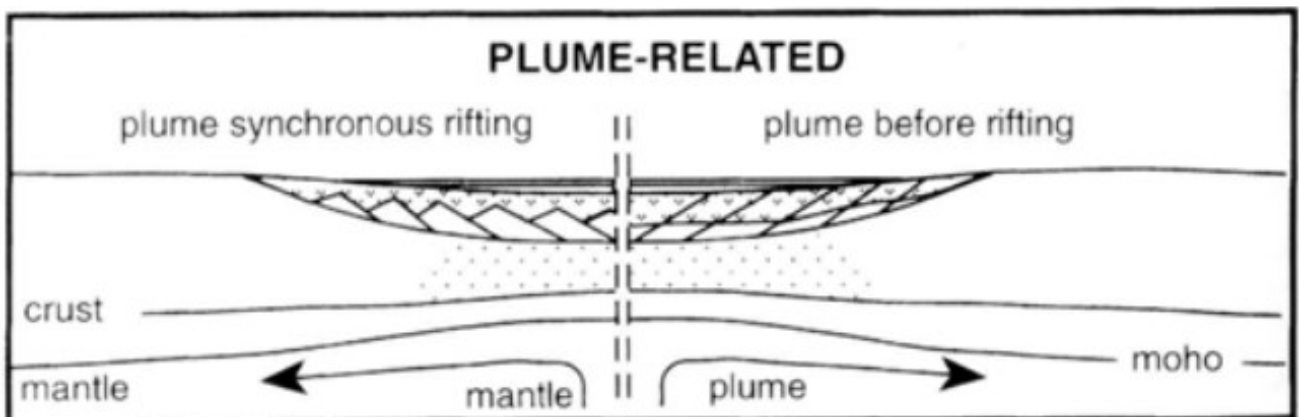


Figura 16 - Modelo geodinâmico de White & McKenzie (1989) com ocorrência de ascensão de pluma mantélica, semelhante ao que provavelmente ocorreu na formação da Bacia Espinhaço. Extraído de Bosence (1998).

3.2 BACIAS RIFTE E PARÂMETROS CONTROLADORES

3.2.1 Sistemas meio-grábens

Esses tipos de sistemas são considerados como a unidade estrutural básica de uma bacia sedimentar do tipo rifte e, sua ocorrência é caracterizada por uma calha deposicional assimétrica, um bom exemplo está na Figura 17 que representa a famosa calha sedimentar da Bacia do Recôncavo. Um sistema meio-gráben é composto, segundo Davis (1984), principalmente por uma rampa de declive variável e uma falha de borda - *borderfault*, ou falha mestra - *masterfault* - o que lhe confere uma geometria de cunha.

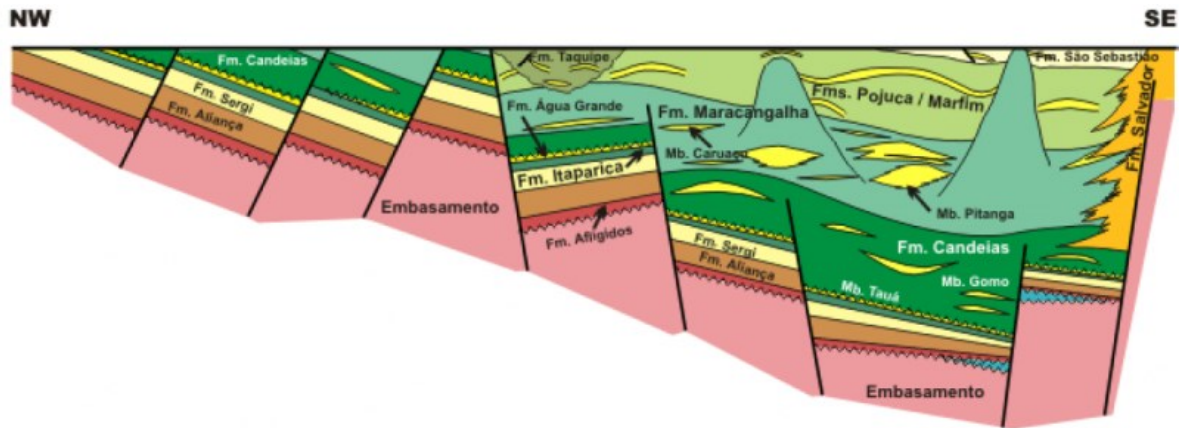


Figura 17 - Seção geológica regional do Recôncavo Baiano, ilustrando uma calha deposicional assimétrica, ou *tectonic trough*. Ainda vale destacar a existência de um semi-gráben, o basculamento de blocos e o mergulho das camadas para sudeste. Extraído de Milhomem *et al.* (2003).

Na classificação de meio-grábens, relacionado ao conceito de bacias estudado, é utilizada a sistemática de classificação de falhas de acordo com o sentido relativo do movimento, sendo a porção rochosa que sofre movimento ascendente chamada de *footwall* e a porção que sofre movimento relativo descendente chamada de *hangingwall*. Em situações de bacias rifte, assim como a da imagem da Figura 13, ocorrem complexidades ocasionadas pela existência de conjuntos de meio-grábens adjacentes, fazendo com que o *footwall* de um meio-gráben específico se torne, em sua continuidade, o *hangingwall* de outro meio-gráben e assim sucessivamente. Sendo assim, o *hangingwall* é considerado como toda a região do meio-gráben que sofre subsidência, enquanto o *footwall* é a porção que sofre soerguimento (Figura 18).

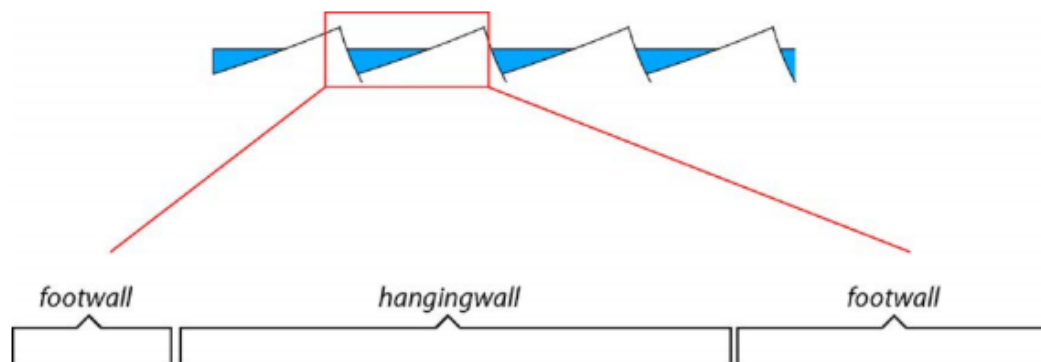


Figura 18 - Sistema de meio-gráben com seus principais elementos. A adjacência de sistemas meio-grábens faz com que seja denominada de *hangingwall* toda a região de subsidência e *footwall* toda a porção que sofre soerguimento. Extraído de Kuchle & Scherer (2004).

De acordo com Kuchle & Scherer (2010), a geometria do meio-gráben é o principal mecanismo de controle do arranjo de sistemas deposicionais dentro de um ambiente sedimentar de bacia tipo rifte, dessa forma, a disposição lateral dos sistemas depende de alguns fatores, sendo os principais: a estruturação do meio-gráben (reflexo dos esforços distensivos), a taxa de deformação associada ao estiramento e, a composição e trama textural do embasamento. Ainda é importante considerar o clima, controlador do nível de base, e os processos intempéricos e erosivos.

Aqui será abordado o sistema de rifte considerado "úmido", ou seja, aquele em que o nível de base se relaciona diretamente com o nível do lago existente na depressão, ou bacia, em um determinado momento. Cabe ressaltar que o lago é apenas tido como uma referência e não necessariamente precisa estar envolvido em toda a história deposicional do rifte. Sendo assim, tem-se o arranjo e distribuição dos sistemas de deposição apresentado pela Figura 19 e descritos sucintamente abaixo:

- Sistemas continentais aluviais - leques e sistemas fluviais compostos por arenitos em canais e pelitos em planícies, ocorrendo intercalação com eólicos e, no caso de clima árido, com desenvolvimento de planícies de baixas declividades e depósitos intercalados de sedimentos finos e evaporitos (*sabkas*);
- Sistemas lacustres costeiros - constituídos principalmente por deltas dominados por rios e praias lacustres e compostos principalmente por arenitos com pelitos subordinados. Esse sistema pode estar relacionado a margem flexural ou a entradas axiais (Howell & Flint, 1996), dependendo do sistema de drenagem continental controlador;
- Sistema lacustre profundo - ocorre na zona considerada como depocentro do meio-gráben e apresenta componentes litológicos predominantemente de granulometria fina. Podem ocorrer turbiditos e escorregamentos associados ao intenso tectonismo dentro do rifte, na forma de camadas de arenitos.

O sistema de meio-gráben, como já salientado, não pode ser considerado como um registro completo do processo de rifteamento e desenvolvimento da bacia, pois, trata-se apenas de uma unidade estrutural básica e reflexo local e restrito de todo o processo de estiramento crustal.

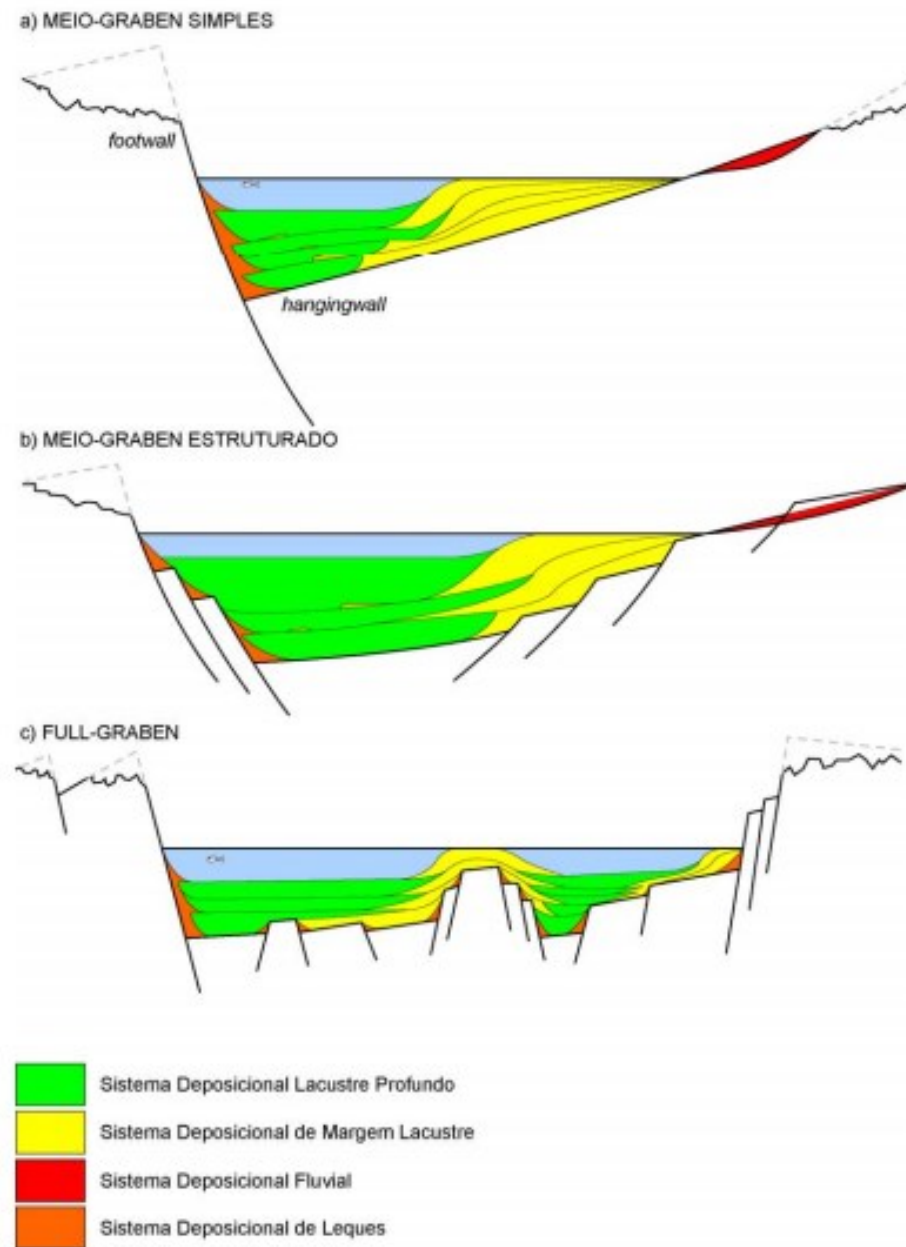


Figura 19 -(a) Modelo esquemático de sistemas deposicionais em um meio-gráben, elaborado por Kuchle & Scherer (2010). (b) Estruturação detalhada do sistema de meio-gráben internamente. (c) Variação do sistema, chamado de *full-graben*, com rearranjo das geometrias e disposições espaciais dos sistemas de deposição sedimentar. Extraído de Kuchle & Scherer (2010).

3.2.2 Parâmetros de controle de uma bacia sedimentar do tipo rifte

Alguns fatores, ou parâmetros, são os principais controladores da geração e preservação de sedimentos dentro de uma bacia do tipo rifte e serão expostos resumidamente a seguir:

Tectônica: poder ser considerada como o principal fator de controle desse tipo de bacia, haja vista que, o processo de rifteamento em si é marcado e iniciado por um estiramento de crosta terrestre, consequência de um regime litosférico distensivo, causador também da ruptura ou rifte. A distensão na crosta gera um sistema de deformação rúptil (falhamentos) na porção superior da litosfera e, deformação dúctil na crosta inferior e manto superior. A ocorrência de meio-grábens e controle das sucessões sedimentares também são controladas por pulsos tectônicos, de acordo com soerguimentos e subsidências, como explicado anteriormente.

Clima: Embora não possa ser considerado determinante para a geração de um rifte, esse fator também é considerado um controlador importante das características de preenchimento desses tipos de bacias (Bosence, 1998). Os modelos e sistemas deposicionais estão diretamente relacionados com as condições climáticas regionais, uma vez que essas agem de forma direta sobre os padrões, litologias e ambientes de deposição e sedimentação, além de, controlar taxas de transporte, acumulação, intemperismo, erosão dentre outros.

Magmatismo: quando se trata de um rifte ativo (associado a uma pluma mantélica, como já explicado anteriormente nesse capítulo), o magmatismo também se torna um importante fator controlador da geração de bacias rifte. Além disso, também pode ser considerado como parâmetro fundamental para o preenchimento destes tipos de bacias, uma vez que, sistemas deposicionais e modelos de fácies são diferentes quando ocorrem eventos vulcânicos intercalados com rochas sedimentares (Bueno, 2004; Azevedo, 2004). No Brasil existem bons exemplos de magmatismo influente em bacias do tipo rifte e na geração de sucessões vulcanossedimentares, como é o caso da Bacia Espinhaço.

Eustasia: como explicado no trabalho de Kuchle & Scherer (2010), riftes ocorrem predominantemente sobre crostas continentais em regime distensivo, sendo assim, é comum a continentalização dos ambientes de sedimentação e geração de lagos. Dessa forma, o nível do lago é controlador do nível de base para construção e destruição de espaço de acomodação dentro da bacia e, fatores climáticos e hidrológicos estão diretamente conectados com tais níveis. Isso faz com que a eustasia seja um parâmetro secundário, porém ainda existente, no controle do preenchimento de bacias rifte.

Aporte sedimentar e espaço de acomodação: fatores considerados secundários de controle de preenchimento e preservação da bacia, derivados de tectônica e/ou clima.

3.3 BACIA ESPINHAÇO, ESTRUTURAÇÃO E EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO

Já foi contextualizada anteriormente a configuração estratigráfica do Supergrupo Espinhaço e a distribuição espacial de suas unidades geológicas. Será tratada agora a questão geotectônica e a evolução dessa bacia no contexto de ambientes sedimentares em bacias tipo rifte. De acordo com os trabalhos de Martins-Neto (1998, 2000, 2007, 2009), os estudos sedimentológicos, estratigráficos, estruturais e tectônicos nas seqüências Paleo / Mesoproterozóicas de primeira ordem do Espinhaço indicam deposição em uma bacia do tipo rifte-sag, caracterizada por quatro estágios de evolução - pré-rifte, rifte, transicional e flexural - sintetizados na Figura 20.

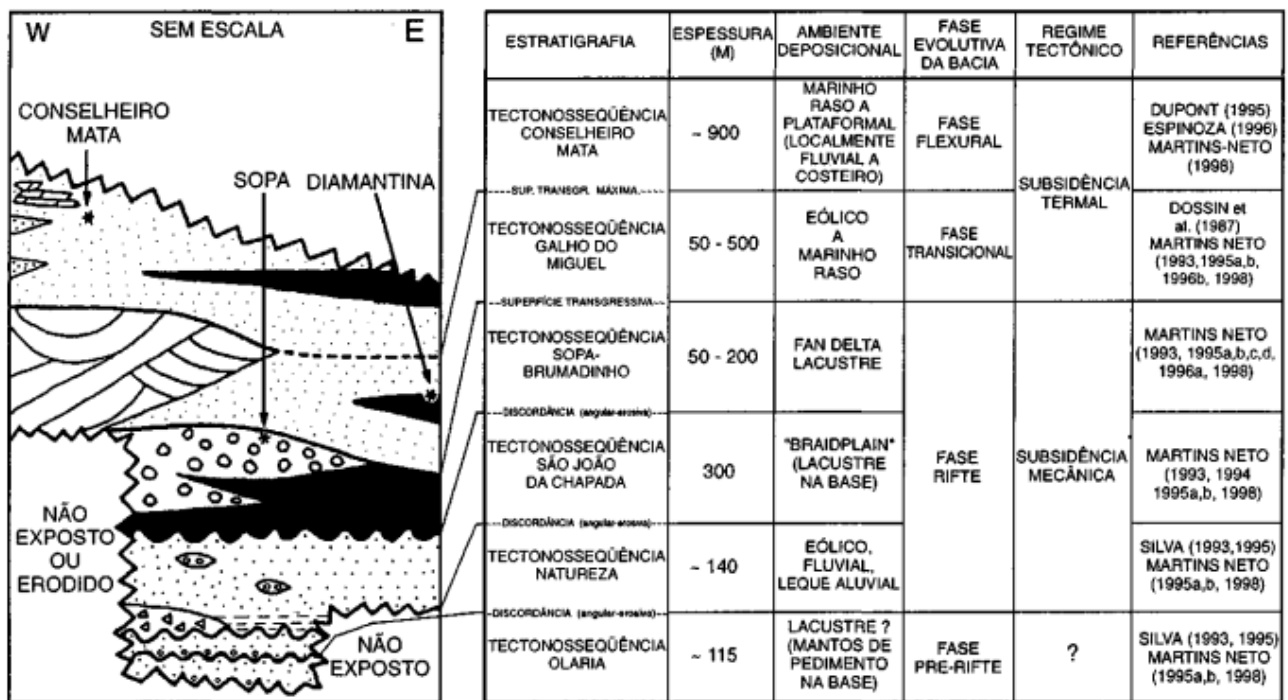


Figura 20 - Síntese da estratigrafia, dados tectônicos e sedimentológicos da Bacia Espinhaço Meridional. Extraído de Martins-Neto (1998).

O conhecimento acerca da evolução da Bacia Espinhaço evoluiu muito ao longo dos anos devido à grandes estudos e pesquisas em suas regiões de ocorrência. O trabalho de Chemale Jr.*et al.* (2012) obteve novos dados geocronológicos que possibilitaram desenvolver um novo modelo esquemático para a estratigrafia do supergrupo (Figura 21) que não exclui o modelo e teoria de Martins-Neto (1998, 2000, 2007), apenas propõe diferentes nomenclaturas e estabelece períodos geológicos mais exatos.

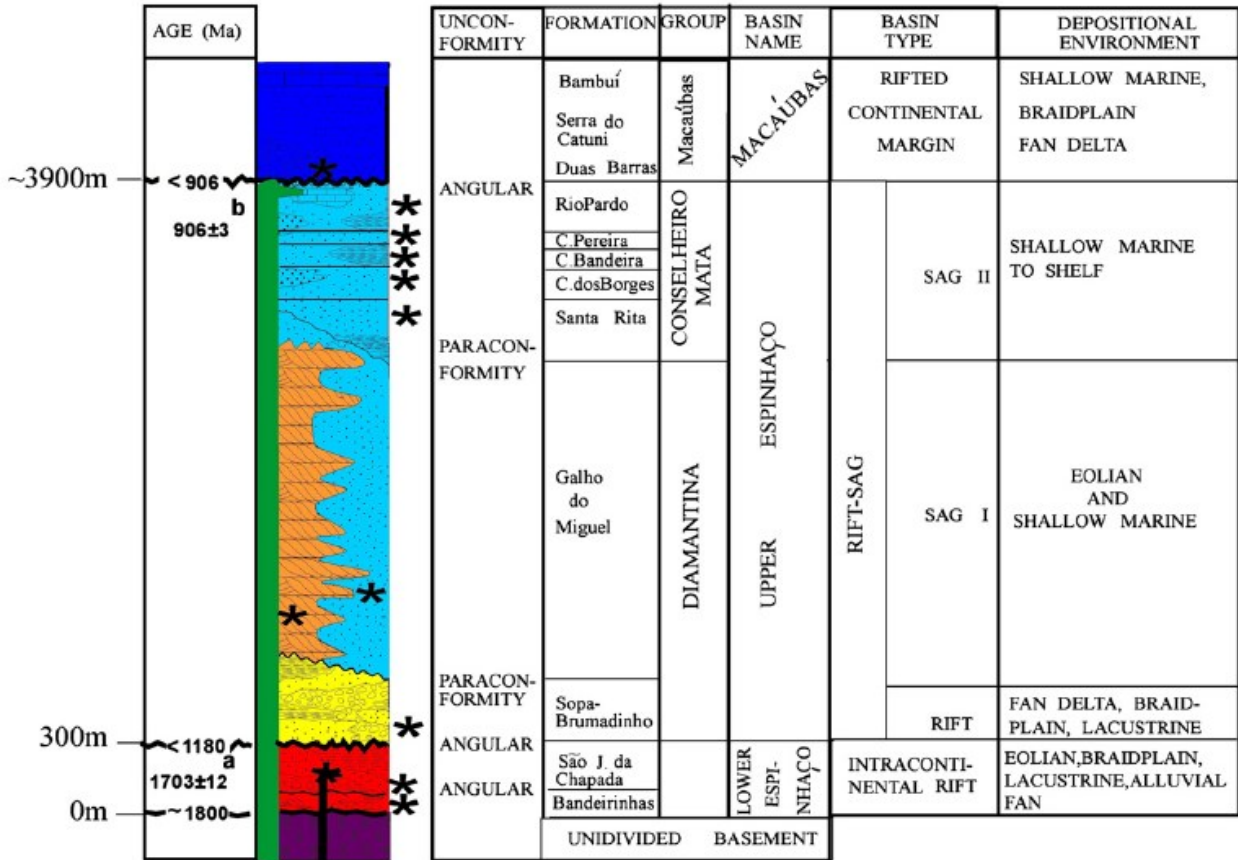


Figura 21 - Esboço estratigráfico do Supergrupo Espinhaço com destaque para os regimes tectônicos da bacia e ambientes de deposição. Extraído de Chemale *et al*(2012).

A fase pré-rifte da bacia foi estabelecida com difícil exatidão devido à ausência de bons afloramentos indicadores e às deformações intensas do período Brasiliano, porém, tem-se algumas unidades rochosas como características desse período (Tectonossequência Olaria de Martins-Neto, 1998) e evidências do primeiro processo de rifteamento que levou o desenvolvimento da bacia. Na fase rifte, processos de subsidência mecânica devido ao afinamento crustal e ruptura da litosfera por estiramento dominaram e controlaram a evolução estratigráfica da bacia. As fases transicional e flexural, também caracterizadas como do tipo *sag*, tiveram sua evolução controladas por processos de subsidência flexural térmica devido a contração termal, ou adensamento da litosfera durante o resfriamento.

A evolução tectônica e sedimentar da Bacia Espinhaço Meridional pode ser caracterizada como do tipo rifte-*sag*, ou seja, estruturada e desenvolvida em ambiente intracratônico (sem desenvolvimento de espalhamento oceânico), com período de rifteamento inicial e um posterior período flexural de subsidência termal, marcado principalmente pela expansão da bacia em área.

4 MÉTODOS GEOFÍSICOS

O presente capítulo se trata de uma revisão conceitual principalmente sobre métodos potenciais geofísicos. Através da magnetometria e da radiometria, é possível fazer diversas análises estruturais e litológicas em subsuperfície à partir de interpretação da base de dados ou de mapas obtidos por levantamentos aéreos ou terrestres. Para isso, foram consultados os trabalhos de Telford *et al.* (1990), Kearey *et al.* (2002), Silva & Barbosa (2016), Reid *et al.* (1990) e Musset & Khan (2001).

4.1 MAGNETOMETRIA

A magnetometria consiste de um método geofísico utilizado para detectar as variações do campo magnético terrestre à partir da susceptibilidade magnética dos minerais constituintes das rochas em subsuperfície, devido às variações de magnetização dos corpos rochosos na crosta. São descritas anomalias magneticamente positivas de acordo com os resultados de susceptibilidade do método, sendo as mesmas de altos ou baixos valores.

4.1.1 Campo magnético da Terra

Os corpos rochosos causam efeitos magnéticos localizados que interferem no campo magnético total da Terra. Isso gera as denominadas anomalias magnéticas e, como consequência, é importante conhecer o comportamento do campo magnético terrestre para uma melhor interpretação dos dados obtidos e anomalias resultantes da interferência rocha-Terra.

De acordo com Telford *et al.* (1990), a teoria proposta por W.M. Elasser e Sir Edward Bullard é a mais aceita para a origem do campo magnético do planeta. Tal teoria baseia-se no funcionamento de um dínamo (Figura 22) e, propõe que o campo seja resultado das correntes elétricas em constante circulação na porção líquida do núcleo da Terra. O campo magnético apresenta variações de direção na superfície do planeta de acordo com a localização geográfica em que se encontra. No Polo Norte, por exemplo, o campo é vertical apontando para o centro da Terra, enquanto no Polo Sul o campo é vertical apontando para o espaço.

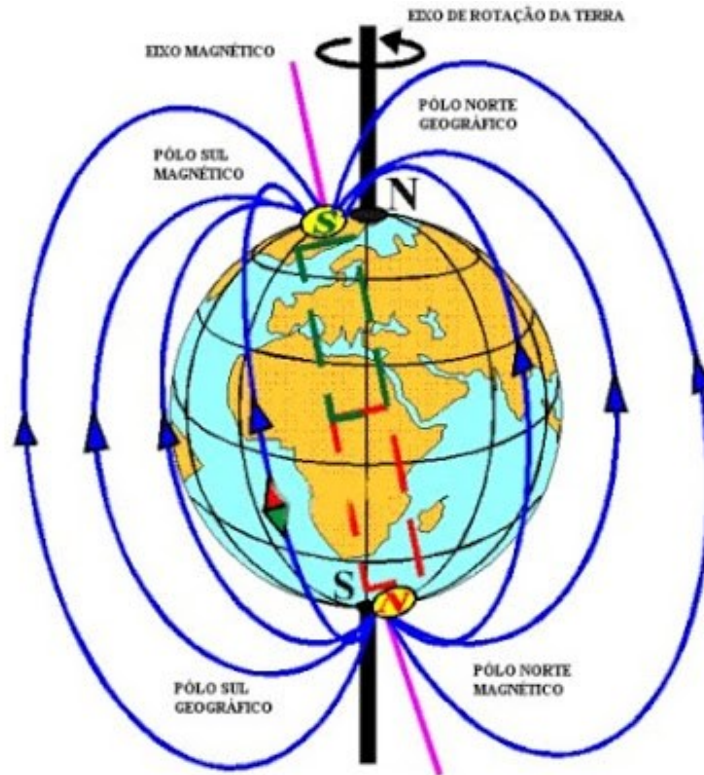


Figura 22 - Imagem que exemplifica a teoria de origem do campo magnético terrestre com base no funcionamento de um dínamo. Extraído de Madeira (2015).

De acordo com Kearey *et al.* (2002), o campo magnético produzido por forças internas no planeta sofre interferência de contribuições externas. A união dos campos produz dois fenômenos que devem ser levados em consideração para análises magnetométricas, a variação diurna e as tempestades magnéticas. A variação diurna consiste em alternâncias na intensidade do campo magnético em um período de 24 horas. Tal efeito resulta dos movimentos de aquecimento parcial da ionosfera e deve ser registrado em levantamentos para que seja feita a correção adequada. O fenômeno das tempestades ocorre em consequência da interação entre o campo magnético principal do planeta e as emissões de plasma solar. Esse feito pode ocasionar a interrupção de um levantamento magnetométrico devido sua intensidade e altos valores que pode produzir.

4.1.2 Susceptibilidade magnética e magnetização das rochas

Os materiais na crosta, especificamente os minerais e seus elementos químicos, respondem de maneiras variadas à influência do campo magnético terrestre. Isso ocorre devido ao dipolo gerado pelos *spins* e órbitas dos elétrons, e dessa forma, elementos de configurações atômicas diferentes,

possuem respostas magnéticas diferentes. Assim, os materiais podem ser subdivididos em diamagnéticos, paramagnéticos e ferromagnéticos.

Os materiais ferromagnéticos são os que possuem maior susceptibilidade magnética, ou seja, geram respostas magnéticas em reação à um campo externo atuante, causando conseqüente interferência no mesmo. Minerais como magnetita, ilmenita e pirrotita são os que possuem maiores susceptibilidades, sendo responsáveis pelas anomalias positivas identificadas pelo método magnetométrico. As rochas com maior susceptibilidade magnética são aquelas com maior quantidade de minerais ferromagnéticos e, a intensidade da resposta depende do tamanho, quantidade dos grãos e seus arranjos geométricos dentro do corpo rochoso.

Dessa maneira, o grau de magnetização de uma rocha diz bastante à respeito da sua tipologia, processo de formação e composição. Anomalias magnéticas de alta susceptibilidade são relacionadas à rochas magmáticas, principalmente intrusivas básicas, que contém maior quantidade de minerais e elementos de maior susceptibilidade. Do mesmo modo, rochas sedimentares possuem baixa magnetização e caracterizam anomalias de baixa susceptibilidade. Os processos de alteração hidrotermal e remobilização de material ferromagnético também podem ser identificados como anomalias positivas, contribuindo para interpretação de estruturas presentes na rocha em subsuperfície. O histograma da Figura 23 representa, de modo geral, os valores médios de susceptibilidade magnética dos litotipos mais comuns.

As rochas também podem apresentar magnetização oriunda de processos de variação de polarização do campo magnético terrestre, sendo assim, importantes para estudos da evolução da Terra no tempo geológico. O magnetismo remanescente em uma rocha indica o campo magnético atuante sobre a mesma no período em que foi formada, podendo ser chamado de “paleomagnetismo”.

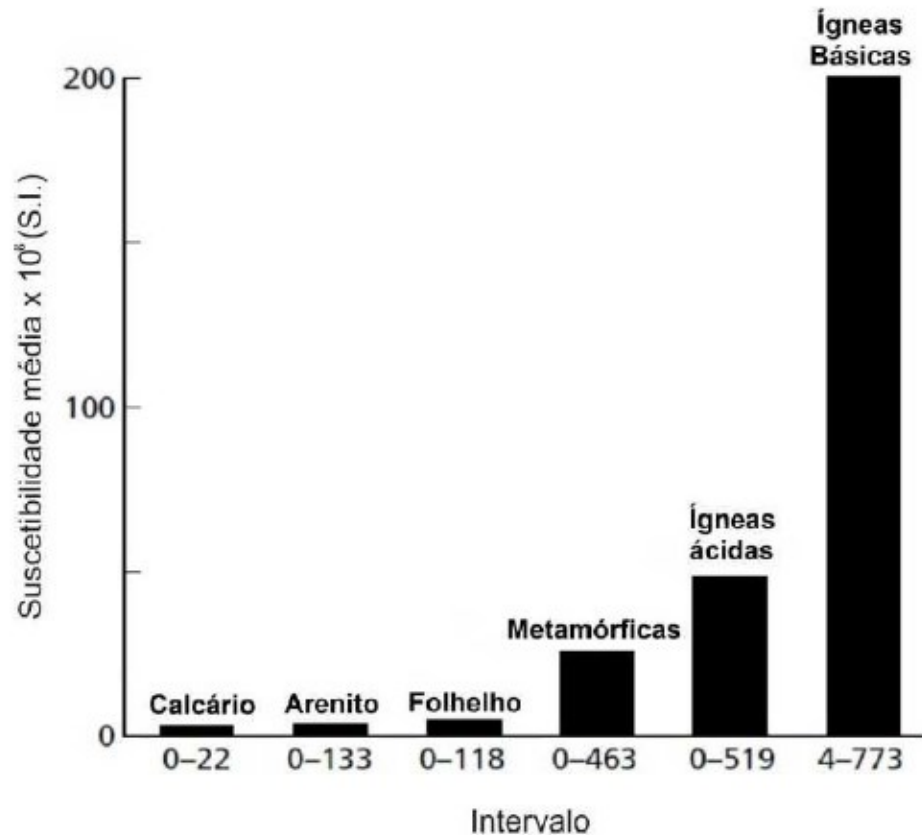


Figura 23 - Valores médios e intervalos de susceptibilidade magnética dos litotipos rochosos mais comuns. Extraído de Kearey *et al.* (2002).

4.1.3 Anomalias Magnetométricas

Um levantamento magnetométrico tem como resultado a medida do campo magnético total em determinada posição do espaço que se deseja amostrar. Tal medida consiste no somatório de todas as influências magnéticas presentes no meio, sejam elas relacionadas à susceptibilidade da rocha, ao campo magnético terrestre ou a fenômenos externos como as variações diurnas e tempestades magnéticas.

Sendo assim, para a determinação específica das anomalias magnéticas é necessário realizar correções, à partir de tratamento de base de dados, no intuito de se retirar as contribuições magnéticas não desejadas para o estudo. Filtros são aplicados posteriormente às correções, usualmente para realçar características específicas das anomalias, servindo de ferramenta para a interpretação geofísica.

As principais correções aplicadas são a remoção do IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*) e correção da variação diurna. Raramente também são realizadas correções de latitude e de topografia.

4.1.4 Filtros de tratamento

Alguns filtros são utilizados para o tratamento da base de dados magnetométricos, sendo obtidos através da Transformada de Fourier, que correlaciona frequência e profundidade visando o realce de feições do levantamento. A Tabela 2 resume os tratamentos utilizados na magnetometria.

Tabela 2 - Filtros utilizados e respectivas finalidades (Extraído de Silva & Barbosa, 2016).

| | FILTRO | FINALIDADE |
|-------------|------------------------------|---|
| Frequência | Passa Baixa | Retira altas frequências obtendo informações de fontes profundas |
| | Passa Alta | Retira baixas frequências obtendo informações de fontes rasas |
| | Passa Banda | Evidencia as anomalias do intervalo de frequência desejado |
| Continuação | Continuação para baixo | Evidencia as anomalias mais raras |
| | Continuação para cima | Filtra as altas frequências, retirando as anomalias mais superficiais |
| Derivada | Gradiente Vertical | Evidencia as fontes rasas |
| | Gradiente horizontal em X | Destaca as estruturas N-S |
| | Gradiente horizontal em Y | Destaca as estruturas E-W |
| | Residual | Remove as anomalias regionais, destacando anomalias locais |
| | Amplitude do Sinal Analítico | Projeta em superfície as anomalias em profundidade |
| | Redução ao Pólo | Verticaliza o campo indutor reduzindo distorção das anomalias |
| | Redução ao Equador Magnético | Reduz o campo magnético ao plano x - y |

4.1.5 Deconvolução de Euler

Segundo Thompson (1982) a Deconvolução de Euler é um processo que a partir dos valores do campo magnético anômalo e de um índice estrutural escolhido (Tabela 3), busca resolver a equação de Euler, gerando soluções imediatas da profundidade e da posição geográfica das mais variadas fontes de magnetismo existentes na área de um levantamento.

Tabela 3 - Relação dos índices estruturais com o modelo físico e geológico. Conforme Reid *et al.*(1990).

| Índice Estrutural | Modelo Físico | Modelo Geológico |
|-------------------|---------------|------------------|
| 1,0 | Monopolo | Contato |
| 1,5 | Dipolo | Dique Fino |
| 2,0 | Prisma | Dique |
| 2,5 | Cilindro | <i>Pipe</i> |
| 3,0 | Esfera | Diápiro |

4.2 RADIOMETRIA

São diversos os elementos radioativos existentes na superfície da Terra, porém, em sua maioria ocorrem raramente nos minerais e rochas. Dessa maneira, os principais radioelementos que influenciam a radioatividade natural das rochas são o urânio, o tório e o potássio. Tais elementos são litófilos e apresentam concentrações relativamente maiores nas rochas ígneas ácidas, em comparação com intermediárias, básicas e ultrabásicas.

A radiometria é utilizada para corpos no máximo subaflorantes devido à sua baixa penetrabilidade. O método é utilizado para a identificação de possíveis potenciais minerais de minério bem como para interpretação e definição de litotipos em subsuperfície. A Figura 24 representa a presença relativa de elementos radioativos em tipologias diferentes de rochas. Os principais minerais radioativos são detalhados na tabela 4.

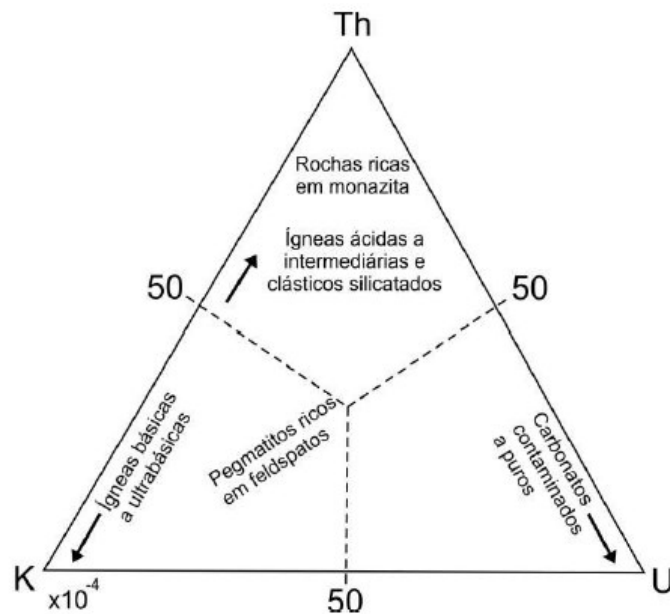


Figura 24 - Abundância relativa de elementos radioativos em tipos diferentes de rochas. Conforme Kearey *et al.* (2002).

Tabela 4 - Principais minerais radioativos (Modificado de Telford *et al.* 1990).

| Potássio | |
|-----------------|--|
| Mineral | (i) Ortoclásio e microclína [$KAlSi_3O_8$] (ii) Moscovita [$H_2KAl(SiO_4)_3$] (iii) Alunita [$K_2Al_6(OH)_{12}SiO_4$] (iv) Sylvita, camalita [$KCl, MgC_{12}.6H_2O$] |
| Ocorrência | (i) Principais constituintes em rochas ígneas ácidas e pegmatitos (ii) Principais constituintes em rochas ígneas ácidas e pegmatitos (iii) Alteração em vulcânicas ácidas (iv) Depósitos de salinas em sedimentos |
| Tório | |
| Mineral | (i) Monazita [ThO_2 + raro fosfato terrígeno] (ii) Torianita [$(Th, U)O_2$] (iii) Torita, uranotorita [$ThSiO_4 + U$] |
| Ocorrência | (i) Granitos, pegmatitos, gnaisses (ii), (iii) Granitos, pegmatitos, pláceres |
| Urânio | |
| Mineral | (i) Uraninita [óxido de U, Pb, Ra + Th, terras raras] (ii) Carnotita [$K_2O.UO_3.V_2O_5.2H_2O$] (iii) Gummitta [alteração da uraninita] |
| Ocorrência | (i) Granitos, pegmatitos e/com depósitos em veios de Ag, Pb, Cu, etc. (ii) Arenitos (iii) Associado à uraninita |

4.2.1 Decaimento Radioativo

Os três principais radioelementos anteriormente citados são isótopos instáveis que decaem emitindo radioatividade, dividindo-se em três tipos: partículas alfa (α), partículas beta (β) e os raios gama (γ).

Os levantamentos radiométricos são baseados na quantificação de radioatividade emitida pelos minerais devido ao decaimento radioativo de seus elementos. Partículas beta consistem em elétrons

possivelmente liberados quando há divisão de um nêutron em um próton e um elétron, permanecendo no centro a partícula positiva e aumentando o número atômico, formando um novo elemento. Os raios gama são radiações eletromagnéticas liberadas durante processos de decaimento e desintegração radioativa.

4.2.2 Dados radiométricos e sua aplicação

Os equipamentos utilizados na quantificação de radiação em superfície são o contador *Geiger*, cintilômetros, espectrômetros de raios gama e medidores de emanções de radônio. Uma extensão de cintilômetros conhecida como espectrômetro de raios gama, é utilizada no método da gamaespectrometria para identificação da origem da radiação dos elementos K, U e Th.

Na radiometria, são levados em consideração os elementos radioativos litófilos, uma vez que diferentes concentrações desses elementos permitem uma interpretação sobre a tipologia das rochas. A aplicação do método é de grande utilidade na prospecção geológica, devido:

- as diferentes concentrações dos elementos químicos presentes nos minerais geram contrastes marcantes que possibilitam o ajuste dos contatos geológicos encobertos por solo ou vegetação densa;
- possibilita a identificação de zonas hidrotermalizadas, provocadas pela remobilização do urânio e potássio das rochas encaixantes;
- possibilita o estudo de áreas com grande extensão, com maior rapidez e menor custo.

Para o processamento dos dados radiométricos, são utilizados programas como o *Oasis Montaj* para confecção de imagens geofísicas dos canais medidos de K, U e Th, para identificação de teores de cada um dos elementos que ocorrem na forma de anomalias.

O trabalho de Musset & Khan (2001) resume os mapas usualmente gerados em radiometria e suas utilidades na identificação de rochas em subsuperfície, da seguinte forma:

- o canal Potássio é usado na identificação de granitoides, devido a presença de álcali feldspatos e micas, porém devido a facilidade com que estes elementos são lixiviados e transportados, é necessária a integração com outros métodos geofísicos.;
- o canal Tório é usado preferencialmente para identificar as áreas mais intemperizadas quimicamente;

- o canal Urânio é utilizado normalmente para a identificação de minerais acessórios como a uraninita, que ocorre inclusa em granitos e pegmatitos, ou mesmo indicando ambientes oxidantes;
- as razões Th/K, K/U, U/Th e o fator F ($K \cdot U/Th$) visam ressaltar a relação entre os elementos de uma mesma área e criar contrastes ou evidenciar anomalias;
- a razão Th/K auxilia na identificação de regiões com hidrotermalismo e anomalias potássicas relacionadas a contatos geológicos;
- a razão U/Th pode auxiliar a correlacionar o tipo de ambiente deposicional de folhelhos negros carbonosos, por geralmente estes se concentrarem em ambientes marinhos e o tório em ambientes terrestres (Musset & Khan 2001).

5 PROCESSAMENTO DOS DADOS GEOFÍSICOS

Neste capítulo será apresentado o banco de dados selecionado e tratado para a realização do trabalho, bem como a metodologia utilizada para o processamento e geração dos produtos que são finalidade da dissertação. São três os tipos de resultados gerados através do tratamento dos dados geofísicos:

- Imagens temáticas magnetométricos e radiométricos de diferentes canais;
- Perfis em duas dimensões gerados a partir da Deconvolução de Euler;
- Modelo tridimensional de anomalias à partir de interpolação dos perfis bidimensionais.

5.1 BANCO DE DADOS

5.1.1 Magnetometria e Gamaespectrometria

Os dados tratados no trabalho foram fornecidos pela CODEMIG ao IGC-UFMG, estando disponíveis mediante supervisão na biblioteca do instituto para finalidades acadêmicas como a presente dissertação. O banco de dados em questão é produto de um projeto aerogeofísico chamado “Programa de Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais (PLAMG)”, o qual se trata de um contrato firmado entre a Secretaria de Minas e Energia (SEME) com a Lasa Engenharia e Prospecção S.A tendo por fim a aquisição e processamento de dados aeromagnéticos e aerogamaespectrométricos.

Área 04 - Faixa São João da Chapada - Datas

A Área 04 corresponde à escolhida para o presente trabalho, compreendendo cerca de 7000 km de perfis e cerca de 1576 km² de superfície. Foi executado entre os meses de agosto e setembro de 2000 usando a cidade de Diamantina como base de operações. A Tabela 05 representa as coordenadas geográficas do levantamento.

O levantamento foi realizado, de acordo com o relatório da Lasa Engenharia, por uma nave *Aerocommander*, modelo AC 50, prefixo PT-LMK, de propriedade de MEGAFÍSICA Survey Aerolevantamentos S.A, equipada com um magnetômetro de bombeamento ótico de vapor de césio da Scintrex, modelo CS-2, gamaespectrômetro multicanal Picodas, modelo PGAM e sistema de navegação GPS Picodas/Novatel de 12 canais.

Tabela 5 - Coordenadas do aerolevante fornecidas pelo relatório da SEME.

| | Latitude | Longitude |
|---|------------|------------|
| 1 | -17°53'32" | -43°51'18" |
| 2 | -17°53'38" | -43°35'51" |
| 3 | -18°13'33" | -43°29'35" |
| 4 | -18°25'45" | -43°29'42" |
| 5 | -18°25'18" | -43°42'35" |

As linhas de vôo escolhidas para o recobrimento da Área 04 foram direcionadas em N20E com linhas de controle na direção N70W. O espaçamento entre as linhas de produção (vôo) foram de 250 m e entre as linhas de controle de 2.500 m. O intervalo entre as medições geofísicas consecutivas foi de 0.1 segundo (magnetômetro) e 1.0 segundo (espectrômetro), com altura média de vôo de 100 metros, velocidade aproximada de 200 km/h e sistema de navegação GPS Picodas/Novatel.

Os produtos finais do Programa de Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais foram apresentados na forma de um relatório final contendo texto técnico e diversos mapas magnetométricos e gamaespectrométricos, gerados através de processamento de dados que envolveu a aplicação de rotinas do sistema Geosoft (*Oasis Montaj*). Diversas correções padrões foram aplicadas e filtros estabelecidos até a geração de um produto final que é utilizado para a confecção do presente trabalho (Figura 25).

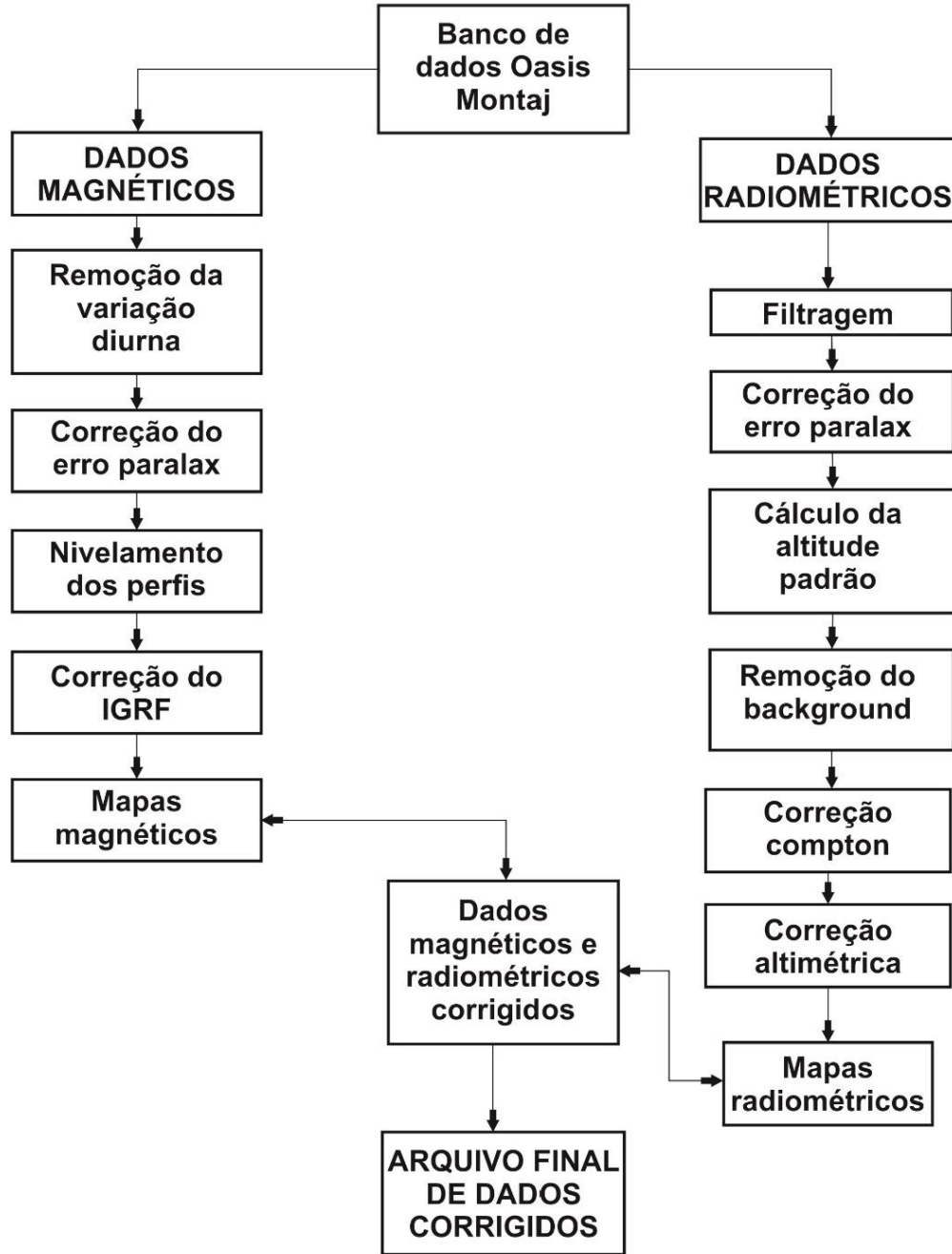


Figura 25 - Fluxograma do processamento de dados da Área 04 do Programa de Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais. Modificado de Megafísica Survey Aerolevantamentos S.A (2001).

5.2 PROCESSAMENTO DE DADOS

5.2.1 Elaboração de imagens

Imagens magnetométricas

Os dados aerolevantados pelo PLAMG na área 04 foram processados pela CPRM e tiveram algumas correções realizadas como citado anteriormente, o IGRF foi subtraído, realizou-se micronivelamento e o *trend* regional foi removido. O procedimento realizado por esse trabalho tratou de gerar *grids* e imagens a partir do *gdb (banco de dados) gerado pelo mapa de Campo Magnético Anômalo, utilizando o programa Geosoft Oasis Montaj.

Para que as imagens fossem geradas, foram interpolados os dados pelo método de mínima curvatura, estabelecendo o tamanho das células de interpolação de 300 metros, gerando então arquivos de extensão *grd*. Na magnetometria é essencial a aplicação de filtros, tendo como base os *grids* de Campo Anômalo e Amplitude do Sinal Analítico (ASA) e, através do *colour-shaded grid* foram gerados diversas imagens temáticas: campo total, campo anômalo, ASA, gradiente vertical de primeira e segunda ordem e gradiente horizontal X e Y (Figura 26) Os filtros foram aplicados a partir dos dados de Campo Anômalo.

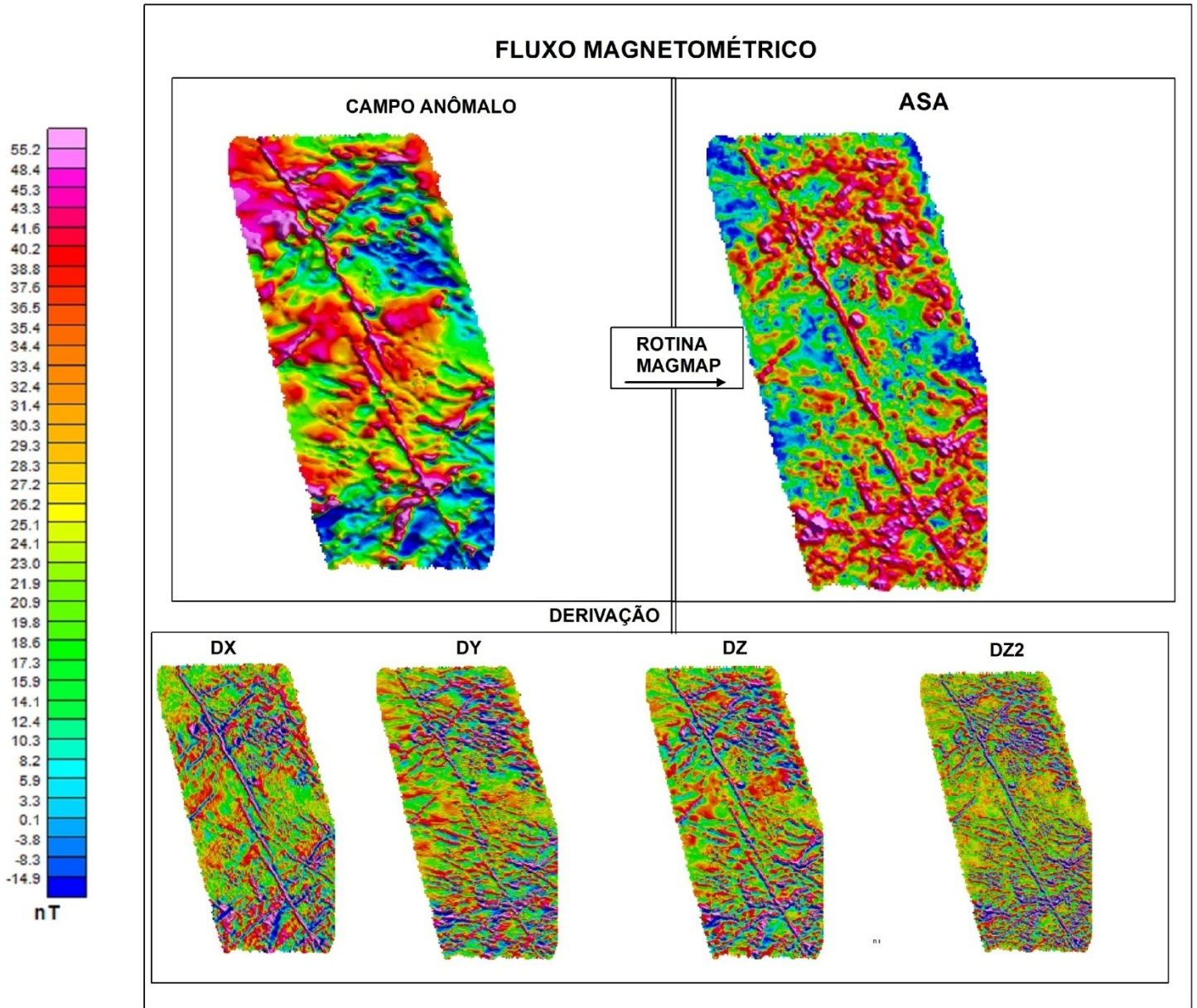


Figura 26 - Fluxograma apresentando as imagens magnetométricas geradas. Dx - primeira derivada horizontal (E-W); Dy - primeira derivada horizontal (N-S); Dz - primeira derivada vertical; Dz2 - segunda derivada vertical.

Imagens gamaespectrométricas

Essa base radiométrica de dados também foi submetida aos processos de rotina no *Oasis Montaj*, porém, para esse tipo de análise são usados apenas métodos matemáticos por mínima curvatura, sendo desnecessários os procedimentos de filtragem aplicados na magnetometria. Nesse caso, a rotina aplicada teve como resultado a geração de uma imagem ternária em escala CMY,

definida pelos canais K, U, Th para as cores: ciano, magenta e amarelo, respectivamente. O resultado final principal foi uma imagem ternária utilizada no auxílio de interpretação dos dados e correlações com a geologia local.

O banco de dados de gamaespectrometria é adquirido e aferido através de contagem por segundo ou cintilações por segundo dos elementos radioativos presentes (urânio, tório e potássio) em canais diferenciados. Esses dados são aproveitados sozinhos ou conjuntamente para elaboração de diversas imagens temáticas de acordo com a necessidade de interpretação. O esquema da Figura 27 representa a variedade de imagens temáticas geradas no tratamento de dados realizado.

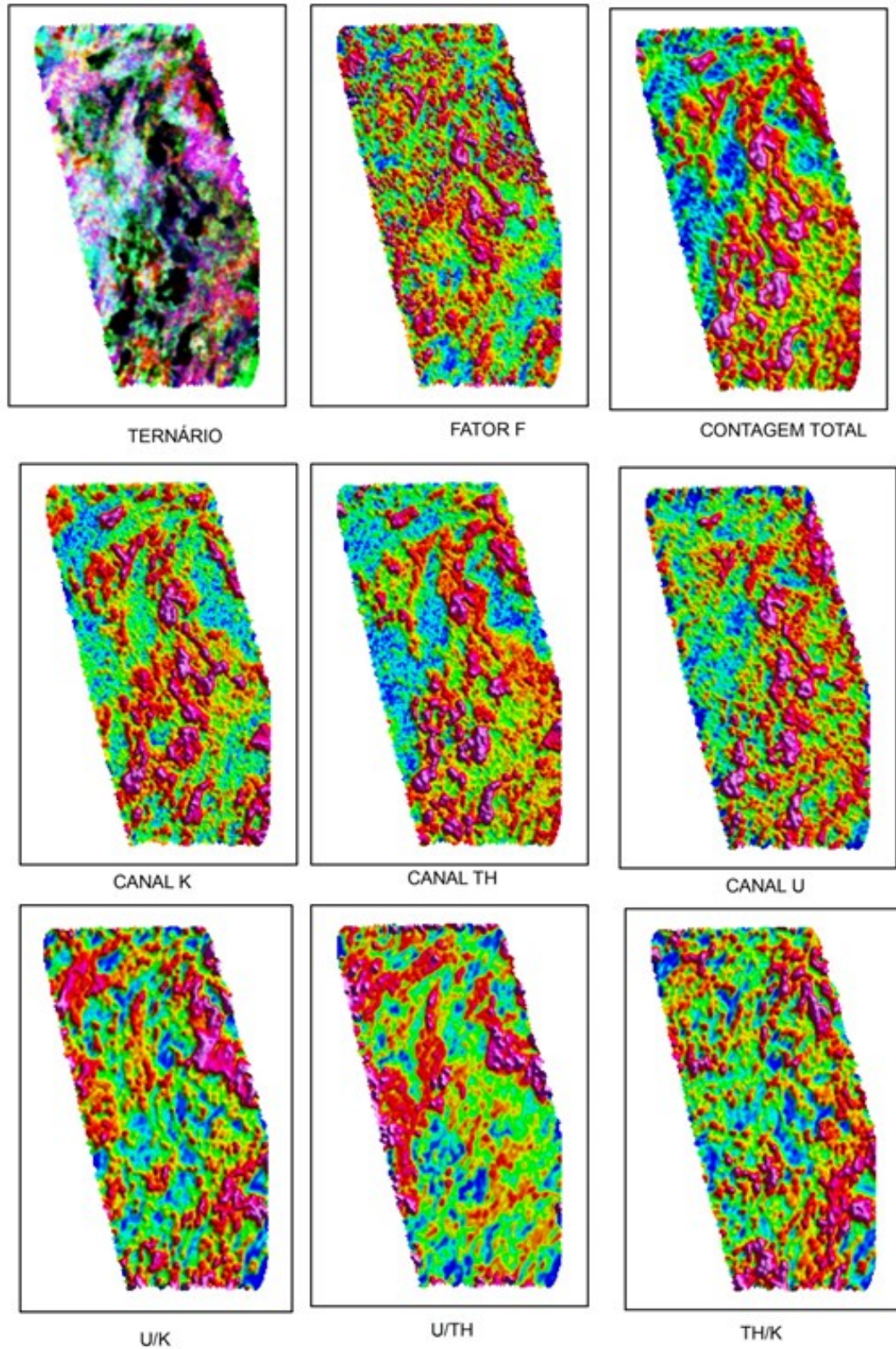


Figura 27 - Detalhamento das imagens temáticas radiométricas. Aqui são exibidas sem a escala de cores usual, pois, cada imagem possui sua particularidade de elementos, como consta abaixo de cada uma. Cores mais fortes como magenta apresentam altos valores, cores verdes e amareladas são valores intermediários e, azul, valores baixos.

5.2.2 Deconvolução de Euler

O método de estimativa de profundidades conhecido como Deconvolução de Euler foi realizado para a interpretação de estruturas e anomalias em profundidade. Foi utilizado o programa livre Euldep 1.0 da *School of Geosciences – University of Witwatersrand* (Durrheim & Cooper, 1998) o qual estima profundidades médias das superfícies de contraste magnetométrico da área, fornecendo respostas de caráter bidimensional.

Vinte e cinco perfis foram traçados ao longo das anomalias, com direções NE-SW, de maneira que incidissem perpendicularmente à principal anomalia linear do mapa de Amplitude do Sinal Analítico (direção NW-SE), escolhido devido ao seu caráter monopolar e por se tratar de uma área de baixa latitude e com campo magnético remanescente. Alguns perfis isolados também foram traçados em anomalias circulares de interesse específico. Dessa forma tornou-se possível identificar as estruturas regionais com maior contraste de susceptibilidade magnética para serem utilizadas na elaboração de um modelo tridimensional e na análise estrutural da bacia.

Para realização da deconvolução, primeiramente traçou-se em ambiente SIG as linhas de perfis de acordo com a direção a qual desejava-se compreender melhor a estrutura (N-W, como citado). Foram espaçados de maneira equidistante em 2500 m para obter um caráter mais regular e homogêneo nas visualizações. Os perfis foram importados para o programa Geosoft Oasis Montaj 7.0.1 para obtenção dos perfis de dados geofísicos utilizados para realizar a deconvolução.

Os dados dos perfis magnetométricos foram trabalhados matematicamente, utilizando-se trigonometria para obter a nova posição do dado quando utilizada uma inclinação de 45° para cada perfil. Assim, foram exportados para o Euldep 1.0, onde tal programa utiliza diversos parâmetros para determinar profundidade média e posição da fonte causadora da anomalia, sendo eles: índice estrutural, tamanho da janela, profundidade limite de estimativa e altura do levantamento.

A figura 28 representa um esquema dos perfis de deconvolução traçados, assim como sua visualização 2D gerada pelo programa.

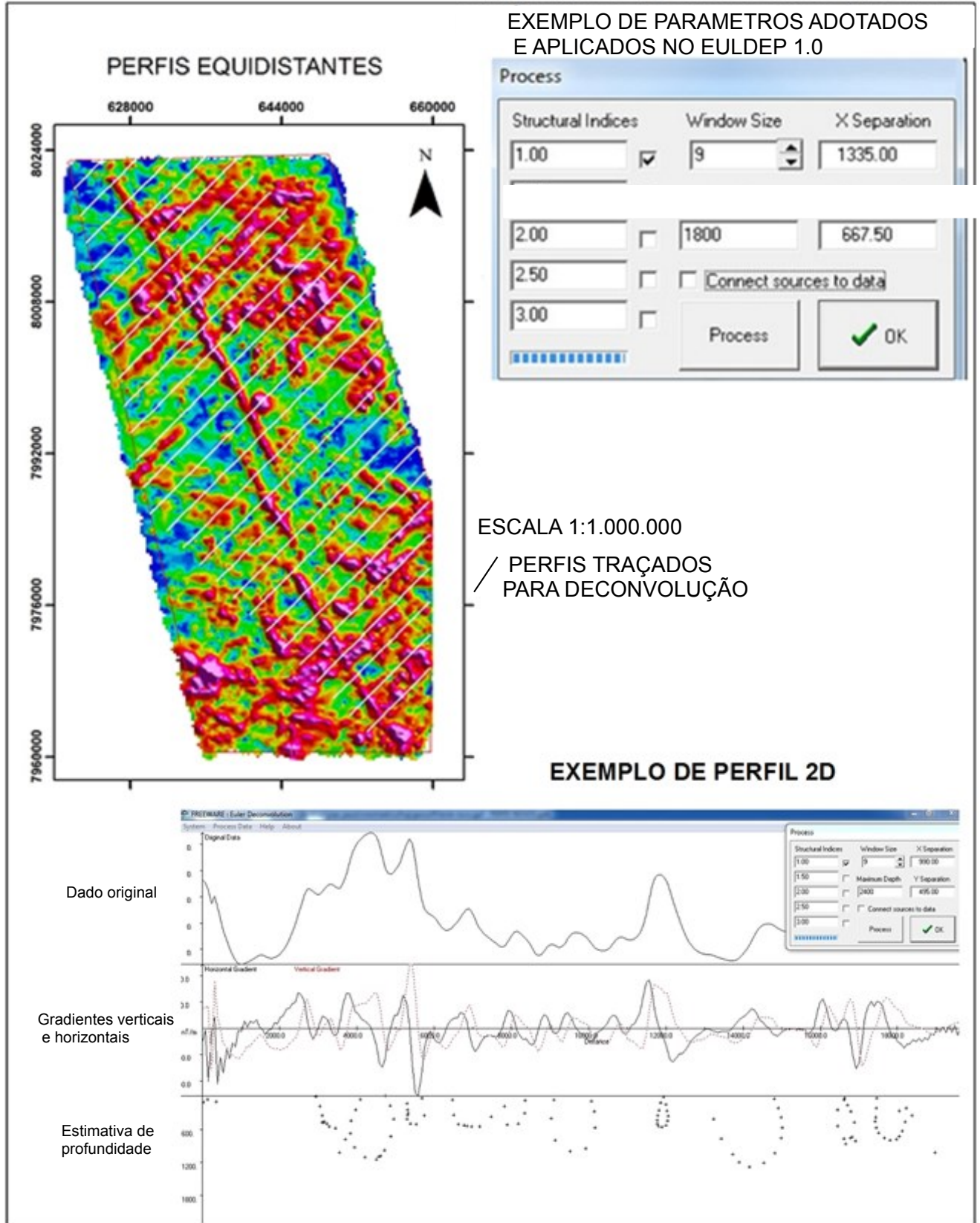


Figura 28 – Exemplo de confecção de perfis de Deconvolução de Euler.

5.2.3 Integração tridimensional

Utilizou-se o programa ArcScene 10.2.2 para gerar um modelo em 3D (Figura 29) a partir da integração dos vários perfis bidimensionais através do método da krigagem esférica. Foram escolhidos os perfis que melhor representavam as estruturas desejáveis no auxílio da interpretação em profundidade. Essa integração nada mais é do que a interpolação dos pontos de estimativa de profundidade obtidos na Deconvolução de Euler.

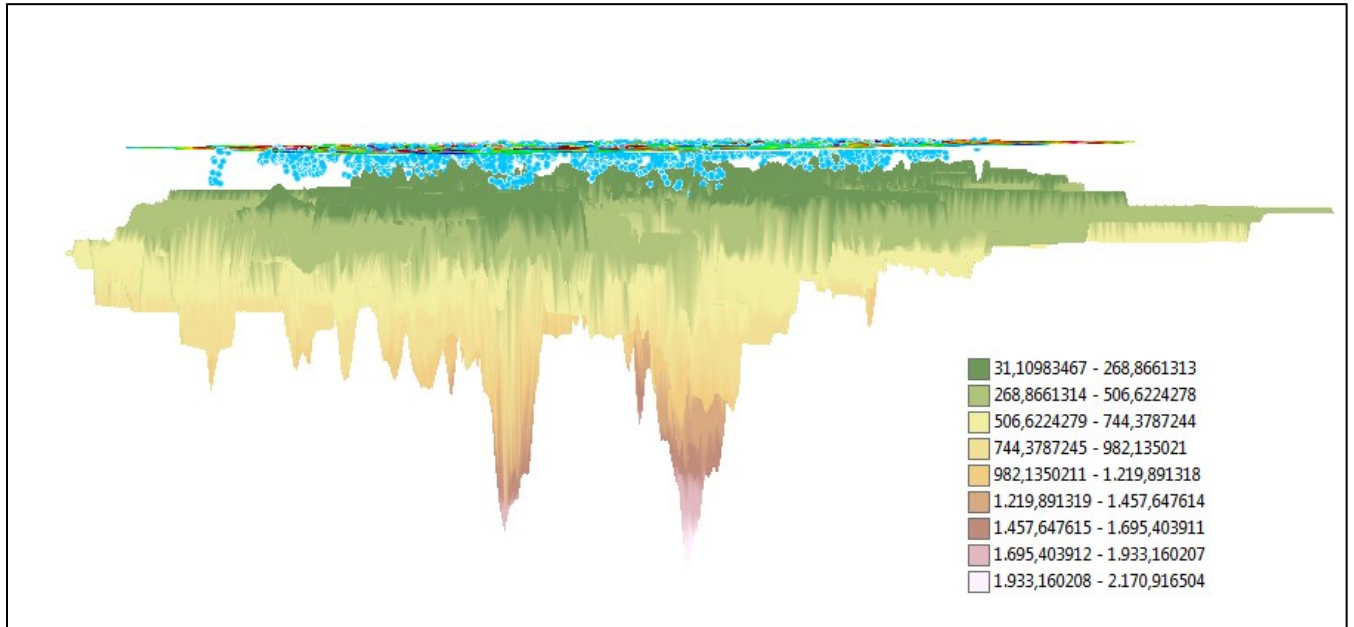


Figura 29 - Modelo tridimensional confeccionado pela integração dos perfis de deconvolução.

6 DADOS DE CAMPO E RECONHECIMENTO LOCAL

Trabalhos de campo de reconhecimento geológico em diversos pontos inseridos na poligonal de estudo referente à “Área 04” foram realizados com o intuito de identificar e descrever brevemente a geologia local. Os dados apresentados nesse capítulo serão de acordo com o conteúdo de interesse identificado em campo, com a tentativa foi de percorrer grande porção da área de estudo em um curto período de tempo, identificando feições geológicas que poderiam ser relevantes para interpretações nos estudos geofísicos.

Uma subdivisão em quatro regiões de trabalho foi feita de acordo com a disponibilidade de acessos por toda a região e também conforme o interesse particular em cada tipo de anomalia identificada nas imagens geofísicas de Amplitude do Sinal Analítico e de Segunda Derivada Vertical (DZ2) que indica possíveis anomalias com respostas de alta frequência em geral e mais próximas à superfície. A Tabela 6 representa a subdivisão feita de acordo com os critérios estabelecidos e a Figura 30 esboça as áreas de maior avaliação geológica e pontos levantados no mapa de Amplitude do Sinal Analítico e também na imagem aérea.

Tabela 6 - Regiões onde foi feito o levantamento de dados no trabalho de campo e o critério utilizado para a seleção de cada uma.

| ÁREA | REGIÃO | CRITÉRIO |
|------|--------------------------|---|
| 1 | DIAMANTINA - AEROPORTO | Principal anomalia linear do mapa de Amplitude do Sinal Analítico |
| 2 | PINHEIROS | Tentativa de encontrar a fonte da anomalia circular na região. |
| 3 | S. J. CHAPADA - QUARTÉIS | Acompanhamento de anomalia linear de interesse do estudo e, também, verificação de demais anomalias espalhadas pelo mapa. |
| 4 | TREVO DE DATAS | Grande concentração de anomalias com contraste nas imagens magnetométricas e radiométricas. |

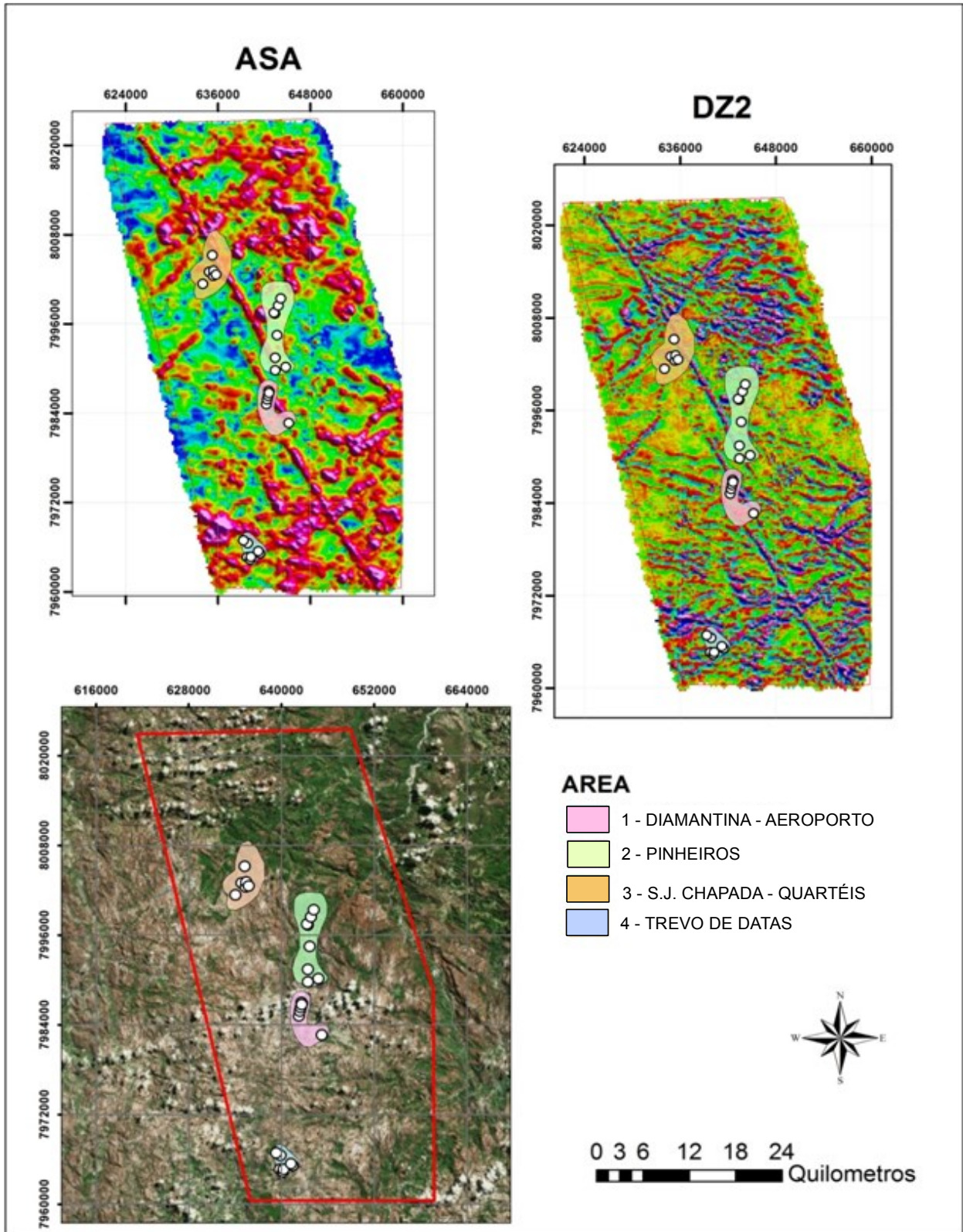


Figura 30 - Mapa de localização das áreas de reconhecimento geológico estabelecidas. As regiões, bem como os pontos demarcados estão plotadas nas imagens geofísicas ASA, DZ2 e também na imagem aérea.

6.1 ÁREA 01 - DIAMANTINA - AEROPORTO

Nesta área, localizada logo a oeste da cidade Diamantina, pode-se acessar um dos principais elementos geofísicos presentes em toda folha homônima: uma longa anomalia magnetométrica linear, às vezes rompida bruscamente, ocorrente desde o extremo norte até o extremo sul de sua superfície, e direcionada segundo NNW-SSE

Neste setor do lineamento foram encontrados dois litotipos principais, ambos considerados pertencentes à Formação Sopa Brumadinho conforme o “Projeto Espinhaço” (Fogaça, 1997): (a) filitos sericíticos com níveis grafitosos intercalados, bastante alterados, apresentando raros afloramentos e extensas áreas com solo argiloso característico. Essa unidade foi considerada como basal da mencionada formação, ou seja, relacionada ao Membro Datas no sentido de Almeida-Abreu (1993). (b) quartzitos finos a médios com níveis centimétricos ricos em sericita e abundantes veios de quartzo discordantes, apresentando *trend* geral NW-SE. Essa subunidade sustenta as serras por toda a área abrangida e está nitidamente sobreposta aos filitos. Ela também foi considerada como parte da mesma formação, porém, nesse caso, pertencente ao seu membro intermediário Caldeirões.

As duas unidades por vezes se encontram intercaladas, em escalas de detalhe. A Figura 31 representa a geomorfologia dessa primeira área de trabalho, com afloramentos de quartzito em contato com o solo fino típico dos filitos.

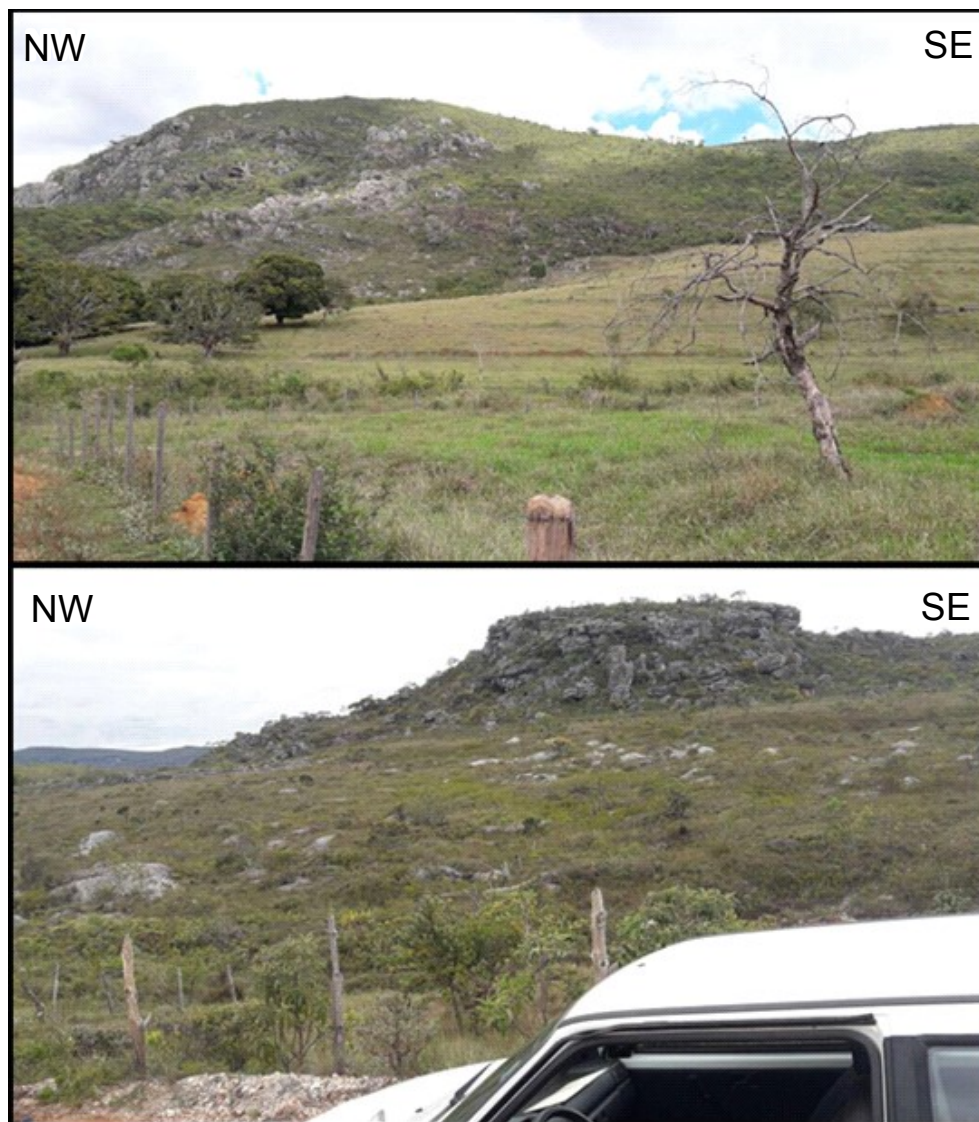


Figura 31 - Quartzitos do Membro Caldeirões sobrepondo os filitos do Membro Datas, ambos da Formação Sopa Brumadinho. É possível ver os quartzitos dispostos como "ilhas" em meio às unidades de filito.

6.2 ÁREA 02 - PINHEIROS

Na região de Pinheiros, localizada ao noroeste de Diamantina e leste do vilarejo de São João da Chapada existe uma anomalia circular bastante interessante e que provavelmente tem feições que corresponderiam a um corpo intrusivo (Figura 30), o qual foi objeto de checagem *in situ*. Com auxílio do mapa de Segunda Derivada em Z (DZ2), foram selecionados possíveis locais onde as anomalias estariam mais próximas da superfície. A geologia local desta área é complexa, marcada por diversas subunidades litológicas:

(a) Filito hematítico – aflorante em diversos pontos na estrada de acesso e na localidade de Pinheiros, o filito hematítico (Figura 32) é uma rocha magmática intrusiva, característica da região de Diamantina. O corpo apresentou-se na provável forma de *sill* sustentando uma larga chapada desde Biribiri até Pinheiros. Tal rocha possui coloração acinzentada escura, ora avermelhada, apresentando brilho submetálico característico. Sua mineralogia macroscópica básica é composta de muscovita/sericita e óxidos de ferro do tipo hematita/magnetita;

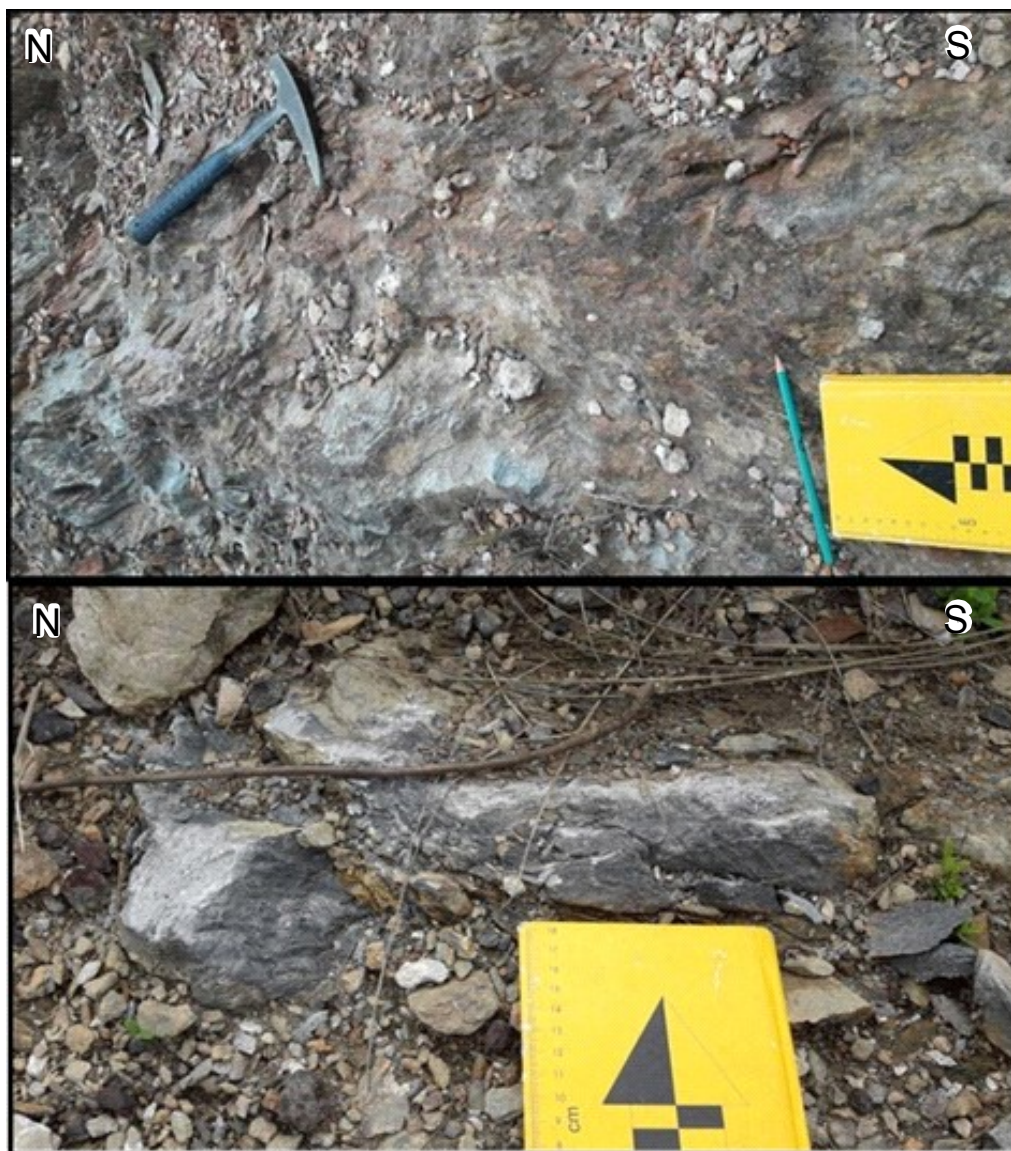


Figura 32 - Afloramentos de filito hematítico no topo da serra entre Biribiri e Pinheiros.

(b) Quartzito sericítico – os quartzitos são as rochas mais típicas de toda a Serra do Espinhaço. A sequência aflorante nessa região também é pertencente à Formação Sopa Brumadinho, conforme Fogaça (1997). Os quartzitos na região de Pinheiros são puros, médios a grossos, localmente com porções ricas em mica branca (sericita), sendo ainda bem selecionados e apresentam feições sedimentares primárias como acamamento e estratificações cruzadas acanaladas. Encontram-se por todo o caminho percorrido na área 02 e ora estão em contato com filito hematítico e, ora em contato com rochas metabásicas as quais serão descritas posteriormente. A Figura 33 representa os quartzitos encontrados na região.



Figura 33 - Quartzito sericítico da Fm. Sopa Brumadinho aflorante na região de Pinheiros. É possível notar sinais de intemperismo e estratificações cruzadas.

(c) Rochas Metabásicas - A unidade rochosa mais peculiar nesta área, e que provavelmente deve fornecer os melhores resultados para as interpretações geofísicas, se trata de um corpo de rocha metabásica, relacionada à Suíte Intrusiva Pedro Lessa (Fogaça, 1997). Tal tipo rochoso aflora principalmente encaixado ao longo do vale do Rio Pinheiros, juntamente aos quartzitos descritos anteriormente. Entretanto, a maior parte de expressão desta subunidade é dominada por um solo fortemente avermelhado característico, devido a sua composição química ferruginosa original. Nessa área dos arredores de Pinheiros tal subunidade parece compor inúmeros *sills* intrusivos nos quartzitos da Formação Sopa Brumadinho.

A Figura 34 representa áreas de intercalações entre metabasitos e quartzitos.

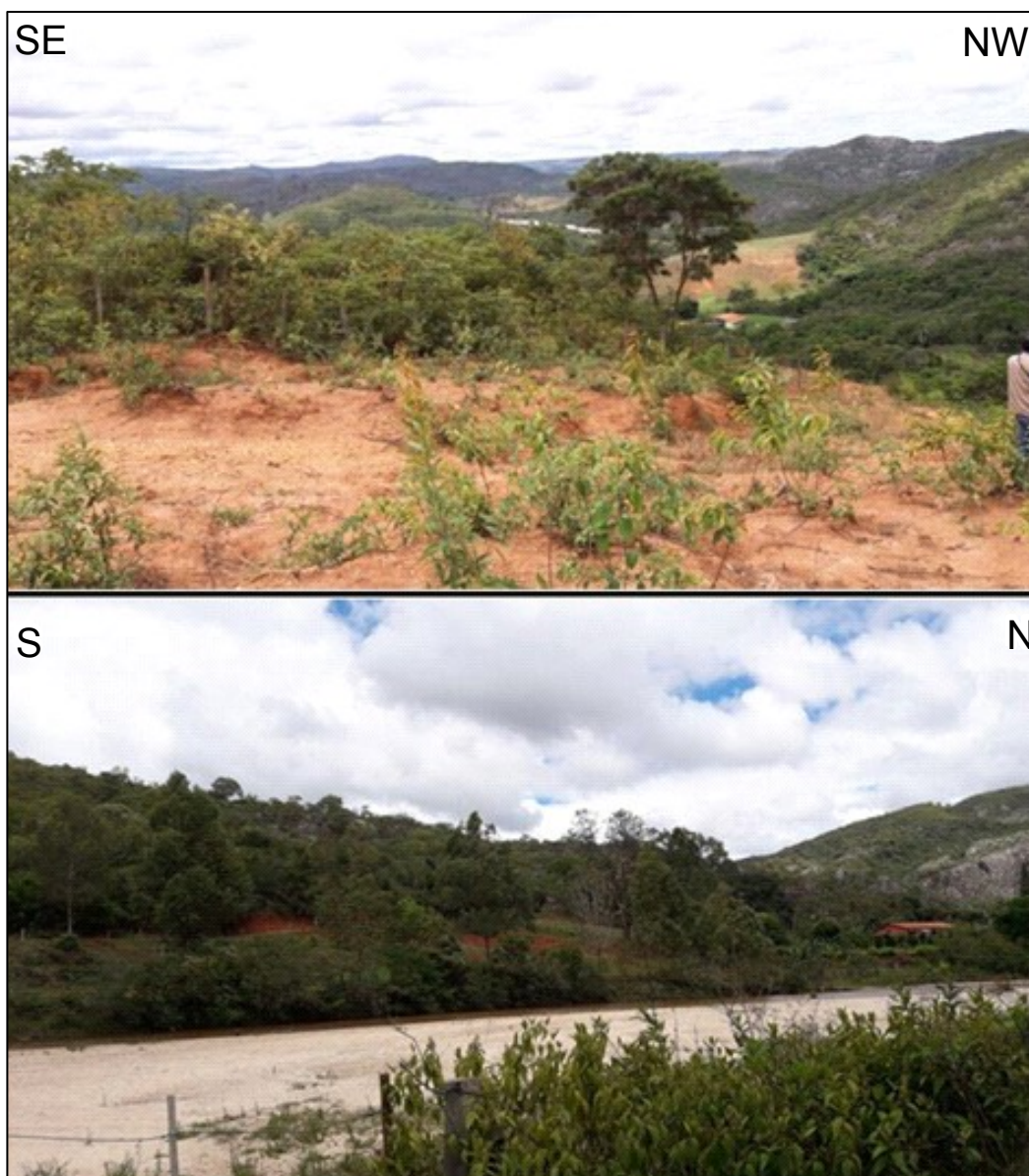


Figura 34 - Aspecto do solo alterado das rochas metabásicas, marcado principalmente no horizonte da foto inferior. Essas rochas encontram-se encaixadas nos vales em meio aos quartzitos.

6.3 ÁREA 03 - SÃO JOÃO DA CHAPADA - QUARTÉIS

Essa área, também situada a noroeste de Diamantina, e a leste de São João da Chapada, foi escolhida para observação de feições geofísicas aparentemente semelhantes (lineares e “massivas”) às vistas nas duas áreas anteriores. No reconhecimento foi observada a presença dominante de rochas metabásicas também nessa área, porém extremamente alteradas e transformados em solo argiloso, de coloração avermelhada (figura 35). Na área de demarcação de vários pontos, foi definido como alvo uma grande ocorrência do solo deste tipo, rico em

cupinzeiros, que auxiliariam na identificação do litotipo dominante e que representava as anomalias massivas. No local do mapa onde se encontra a anomalia magnetométrica linear de maior interesse, junto a outras anomalias positivas secundárias de magnetometria e radiometria, também ocorrem tais metabasitos, relacionados à Suíte Pedro Lessa e confirmando o mapa de Fogaça (1997).

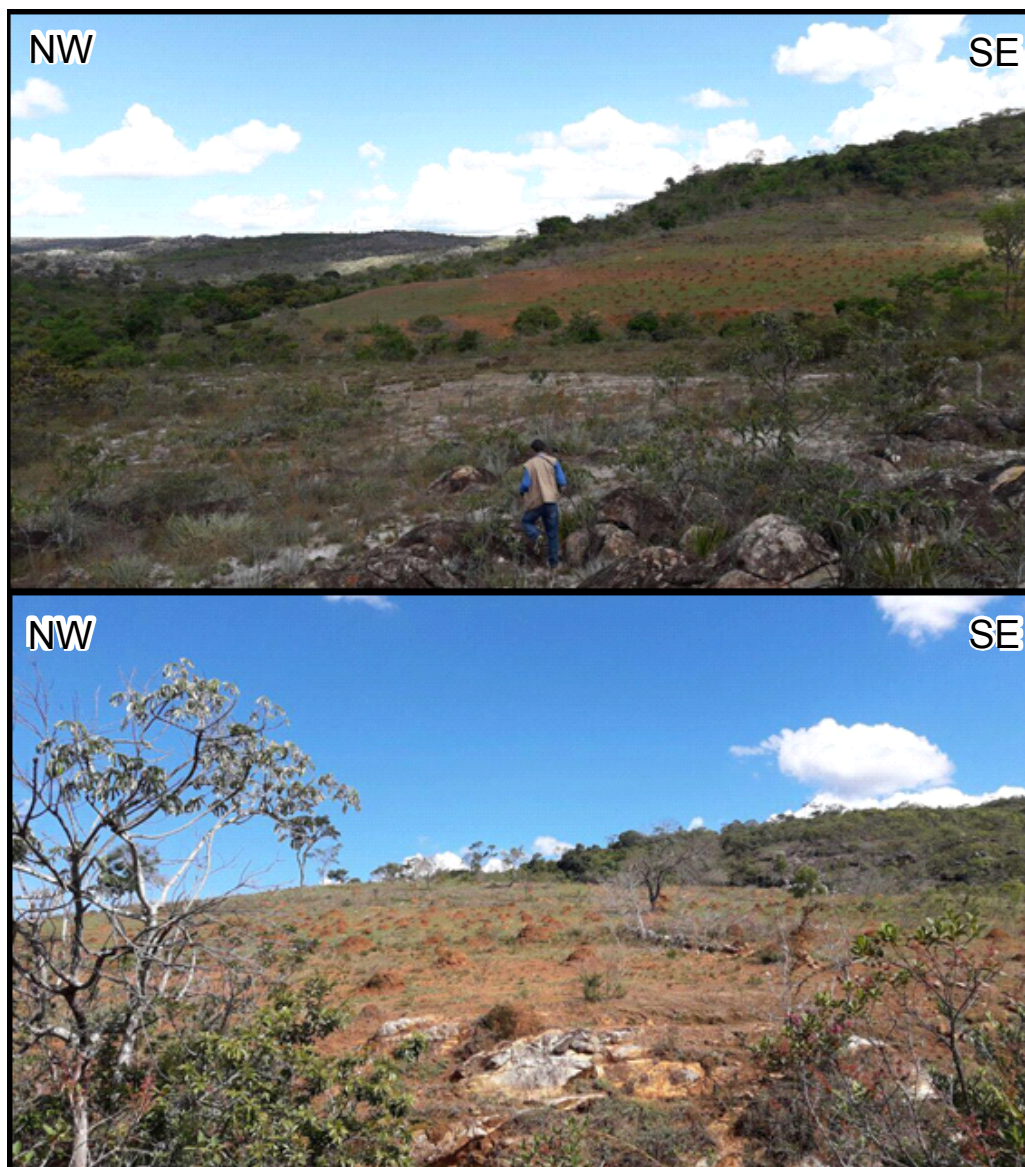


Figura 35 - Presença de solo de rochas metabásicas em contato com os quartzitos da serra. Esse contato encontra-se na região da anomalia linear principal.

6.4 ÁREA 04 - TREVO DE DATAS

O acesso à cidade de Datas é feito pela BR-259 que inicia em Curvelo, ao sul, e passa pela cidade de Gouveia seguindo em direção a Serro. O “trevo de Datas” define o entroncamento entre as BR-367 com a outra citada. Reconhecimento geológico dessa região foi feito a partir do município de Datas, retornando em direção à Diamantina, onde foi possível observar a princípio a presença de quartzitos do Supergrupo Espinhaço e, também, muitas plantações sobre solo bastante vermelho. Nos pontos levantados foram encontradas ocorrências da subunidade de rochas metabásicas já descritas, evidenciadas pela presença de materiais ferruginosos superficiais, seja pelo solo muito vermelho nas regiões de plantio, como também nas carapaças lateríticas que ocorrem em parte da área, principalmente margeando a estrada de retorno à Diamantina.

Entretanto, essa área em particular apresentou um conteúdo de óxidos de ferro bastante peculiar, sendo que uma subunidade em particular se destacou das demais descritas durante os trabalhos de campo. Trata-se de um metaconglomerado clasto suportado de matriz extremamente ferruginosa, composta basicamente de quartzo e óxidos de ferro, com seixos de quartzo e quartzito. Essa rocha foi encontrada aflorante (Figuras 36 e 37) fresca em algumas porções da área e também em afloramentos bastante alterados, caracterizando um solo vermelho porém rico em material silicoso. Essa rocha foi considerada como pertencente à Formação Sopa Brumadinho (Membro Caldeirões), e evidencia a presença de material ferruginoso não só nos sedimentos atuais como também originalmente na Bacia Espinhaço à época de sua deposição. As anomalias verificadas nos mapas, assim, marcam uma mistura entre a subunidade metaconglomerática e as rochas metabásicas da Suíte Pedro Lessa.



Figura 36 - Conglomerado clasto-suportado encontrado na “Área 04”, onde é possível ver a presença da matriz ferruginosa, assim como as relações entre os seixos de quartzito e quartzito.



Figura 37 - Conglomerados da Formação Sopa Brumadinho em maior detalhe.

7 DADOS GEOFÍSICOS E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Neste capítulo serão apresentados e discutidos os resultados finais da integração dos dados geofísicos processados e geológicos levantados em campo, além de dados bibliográficos (Folhas Diamantina e Curimataí).

7.1 RESULTADOS QUALITATIVOS

Como resultados dessa etapa, serão apresentados os mapas geofísicos de magnetometria e radiometria, processados e tratados, com identificação de suas principais anomalias e lineamentos. A partir desses dados, quando for necessário serão apresentados os dados geológicos para que seja feita a correlação entre as informações.

7.1.1 Magnetometria

Mapa de Amplitude do Sinal Analítico (ASA)

Como características geofísicas, são consideradas a amplitude e o comprimento de onda das anomalias e têm como base o mapa de Amplitude do Sinal Analítico, uma vez que nesse tipo de mapa as anomalias tem caráter monopolar, o que evita possíveis erros de interpretação como pode ocorrer em mapas como o de Campo Anômalo Total. Dessa forma, esse mapa é prioritariamente utilizado na identificação de lineamentos geofísicos e correlação com a geologia.

Para facilitar o entendimento de estruturas geofísicas semelhantes, foi estipulado o conceito de magnetofácies (Madeira & Barbosa, 2011) que consiste em agrupar as anomalias em grupos de acordo com um intervalo específico de susceptibilidade magnética (Tabela 7).

Tabela 7 - Magnetofácies identificadas e descritas no estudo.

| MAGNETOFÁCIES | DESCRIÇÃO |
|----------------------|---|
| MAGNETOFÁCIES 1 | Estruturas com forte resposta magnetométrica, com anomalias de alta amplitude e baixos comprimentos de onda, com valores superiores a 0,04 nT/m. A área aparenta ter grande quantidade de rochas com alta susceptibilidade magnética. |
| MAGNETOFÁCIES 2 | São associadas com estruturas de resposta magnética intermediária, com valores entre 0,04 nT/m - 0,015 nT/m. |
| MAGNETOFÁCIES 3 | Estruturas com respostas magnetométricas de baixa susceptibilidade, sendo de baixa amplitude e altos comprimentos de onda, com valores inferiores a 0,015 nT/m. Áreas de rochas com menor quantidade de material magnético. |

A delimitação das magnetofácies foi realizada juntamente com o reconhecimento dos lineamentos geofísicos identificados nos mapas de ASA e outros de magnetometria. Apresenta-se assim a distribuição das magnetofácies estipuladas e distribuídas nesse mapa, assim como os lineamentos principais e suas direções preferenciais (Figura 38).

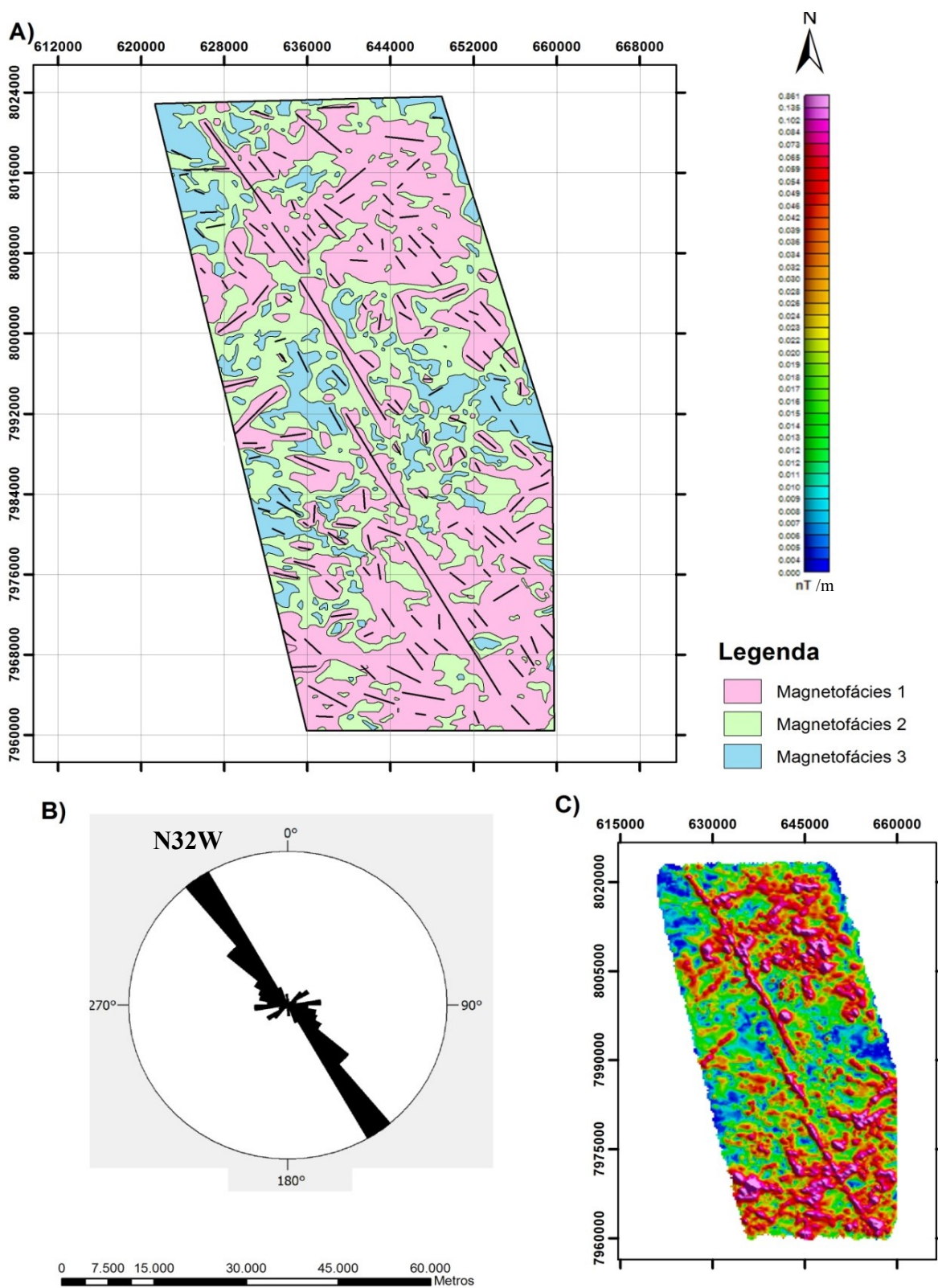


Figura 38 - A) Mapa de magnetofácies delimitadas sobre o mapa de ASA, e lineamentos geofísicos identificados. B) Roseta dos lineamentos, apresentando direção preferencial N32W. C) Mapa temático ASA original.

Conforme apresentado no mapa da Figura 38A, foram traçados 157 lineamentos ao todo e é possível ver pela roseta elaborada as tendências dos mesmos. Como é visível no mapa, existe um grande lineamento principal de direção NW-SE, que representa a mais importante anomalia estudada no trabalho. Outras diversas anomalias menores com a mesma direção acompanham o lineamento principal, caracterizando a tendência identificada mais relevante. Alguns outros diversos lineamentos também foram identificados, provavelmente deslocados pelo principal, o que lhes conferiu uma tendência geral NE-SW.

Mapa de Gradiente Vertical de Primeira Ordem (DZ)

O mapa temático de Gradiente Vertical de Primeira Ordem (DZ) tem como objetivo salientar lineamentos. É possível observar neste a existência de lineamentos em direções variadas, indicando algumas estruturas em baixa profundidade para a magnetofácies 01. Assim como no mapa de ASA, existem duas tendências principais nos lineamentos. A Figura 39 correlaciona alguns lineamentos geofísicos com lineamentos estruturais obtidos de Fogaça (1997) –Folhas Curimataí e Diamantina 1:100.000 do Projeto Espinhaço. Ela representa o controle estrutural que existe relacionado aos lineamentos magnetométricos.

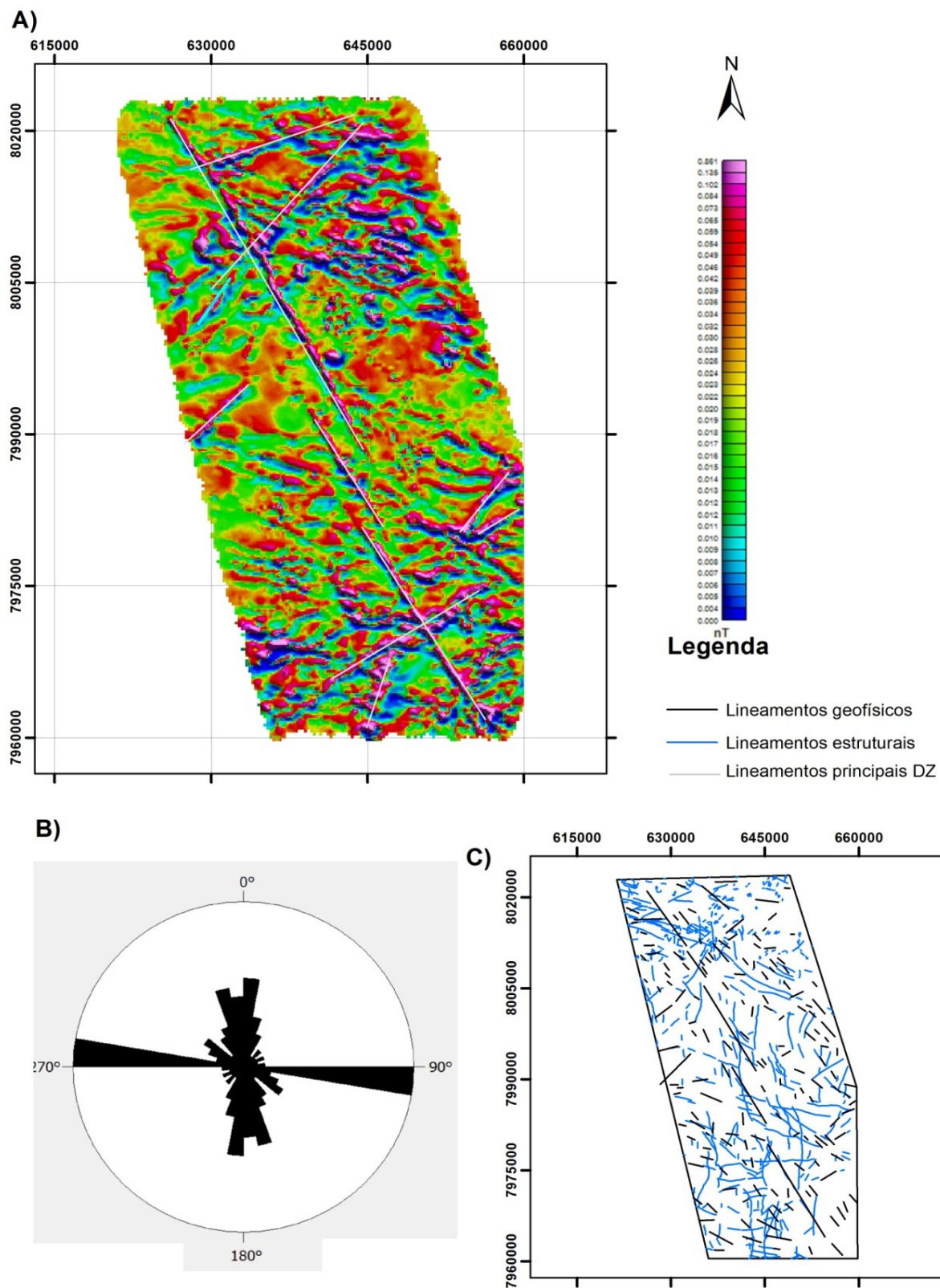


Figura 39 - A) Mapa de Gradiente Vertical de Primeira Ordem (DZ) com seus principais lineamentos demarcados. B) Roseta dos lineamentos estruturais. C) Correlação entre os lineamentos geofísicos em preto e estruturais em azul.

Mapas magnetométricos e correlações

Durante todo o período de trabalhos de campo e de correlações com dados bibliográficos, foram identificados possíveis componentes geológicos que pudessem estar relacionados com as anomalias magnetométricas existentes na área de estudo.

A partir de então, interpretou-se que o lineamento principal NW-SE constitui em profundidade uma grande falha que provavelmente foi a precursora que deu origem a abertura da Bacia Espinhaço. Os demais lineamentos estão relacionados com feições estruturais de reativações menores dessa falha principal, sejam falhas ou eixos de dobras. Os lineamentos encontram-se com duas tendências principais, caracterizando estruturas de blocos falhados (grábens e horsts), ocasionadas pelo processo de rifteamento que compartimentou a bacia. Os fraturamentos e "espaços" abertos por essas componentes estruturais foram propícios para o preenchimento com rochas de alta susceptibilidade magnética, sejam elas relacionadas a eventos de hidrotermalismo ou de magmatismo na bacia, ou então a intrusões ígneas posteriores.

Com relação às unidades litológicas mapeadas e identificadas, foi possível estabelecer também algumas correlações entre a geologia e a geofísica (Figura 40), sugerindo-se então que as principais unidades rochosas responsáveis pelas anomalias de alta susceptibilidade sejam pertencentes à Formação Sopa Brumadinho e também a rochas metabásicas da Suíte Intrusiva Pedro Lessa, presentes, coincidentemente, nas regiões visitadas em campo.

A Formação Sopa Brumadinho foi associada às grandes zonas anômalas no mapa de Amplitude do Sinal Analítico, em suas porções sul e nordeste, fato esse atestado em campo na região de Datas quando foram encontrados metaconglomerados extremamente ferruginosos, bem como na região de Pinheiros, onde ocorrem grandes extensões de afloramentos de filito hematítico.

A citada formação apresenta intervalos tectono-deposicionais (Martins Neto, 1998) sendo depositada na fase principal do rifte, de modo que as anomalias podem estar relacionadas com esse momento no processo de formação da bacia, quando ocorria deposição dessa unidade com intensa atividade magmática associada. Dessa forma, a formação aparece em fácies pelíticas associada ao lineamento principal e também em outras fácies, com contribuição de conteúdo ferruginoso e de alta susceptibilidade magnética (matriz de conglomerados e filitos hematíticos), conteúdo esse que provavelmente é oriundo do magmatismo sin-sedimentar.

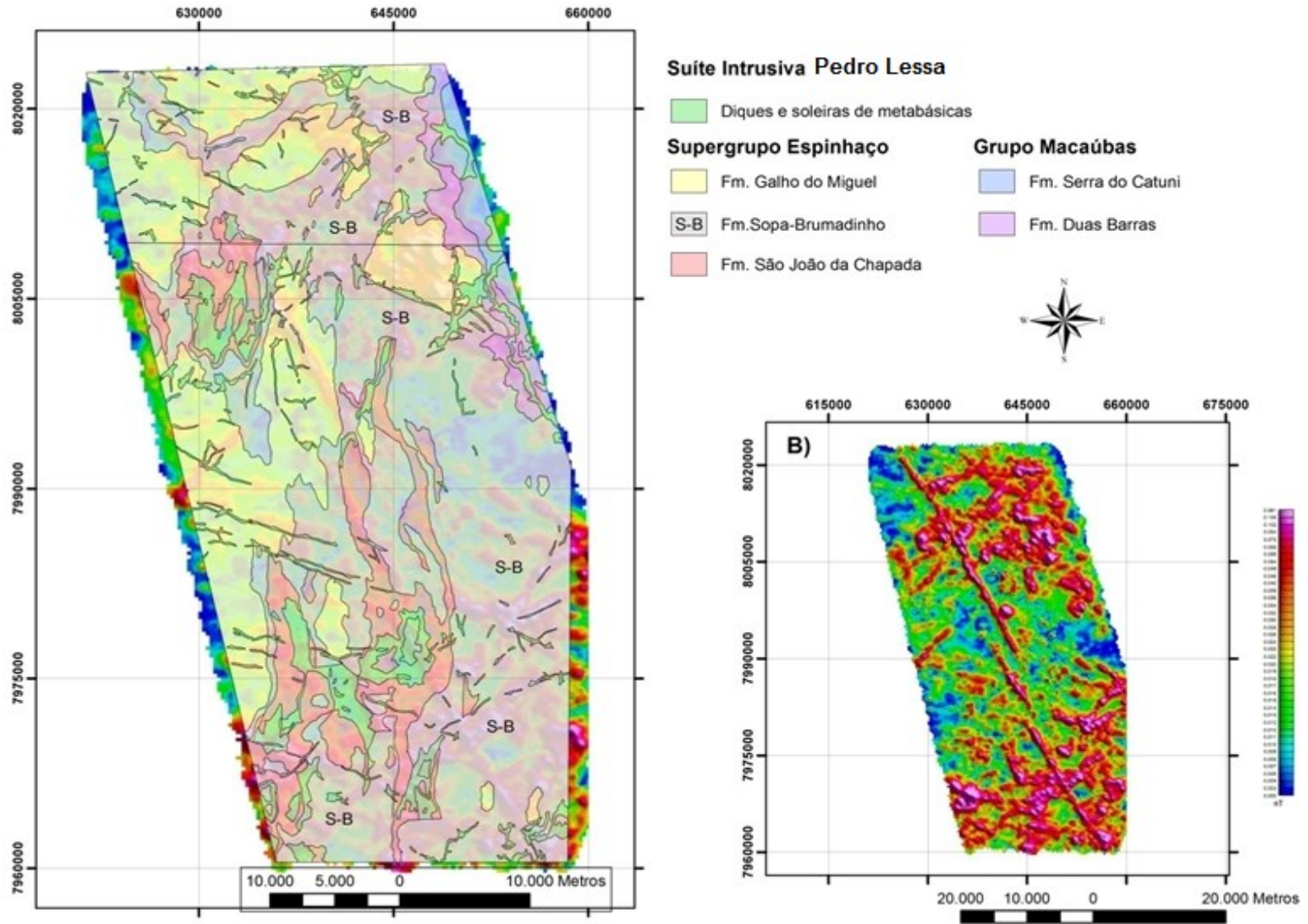


Figura 40 - A) Mapa geológico das Folhas Diamantina e Curimataí (conforme Fogaça, 1997) sobrepostos ao mapa de ASA. B) Mapa de Amplitude do Sinal Analítico original para comparações gerais.

Na Figura 40 foi dado destaque às áreas de ocorrência da Formação Sopa Brumadinho e sua correlação com as grandes anomalias positivas já citadas. Embora tenha sido utilizado o mapa geológico do Projeto Espinhaço (Fogaça, 1997), os trabalhos de campo comprovaram a presença dessa unidade bem como sua correlação com as feições geofísicas.

A Suíte Intrusiva Pedro Lessa, caracterizada pelo magmatismo posterior à formação da Bacia Espinhaço, também é sugerida como responsável por preencher as estruturas fraturadas e causar algumas anomalias pontuais. Esse fato pode ser visto no mapa da Figura 40. Existem diversas ocorrências de corpos intrusivos; muitas vezes foi observado em campo, ao se procurar uma anomalia circular específica na região de Pinheiros, um solo característico de rocha básica além de afloramentos pequenos da mesma. Durante o trabalho de campo, foram mapeados locais onde era sabido da existência de anomalias magnetométricas; o resultado é apresentado na Figura 41 que relaciona os pontos levantados com o mapa geológico do Projeto Espinhaço e o mapa de Amplitude do Sinal Analítico.

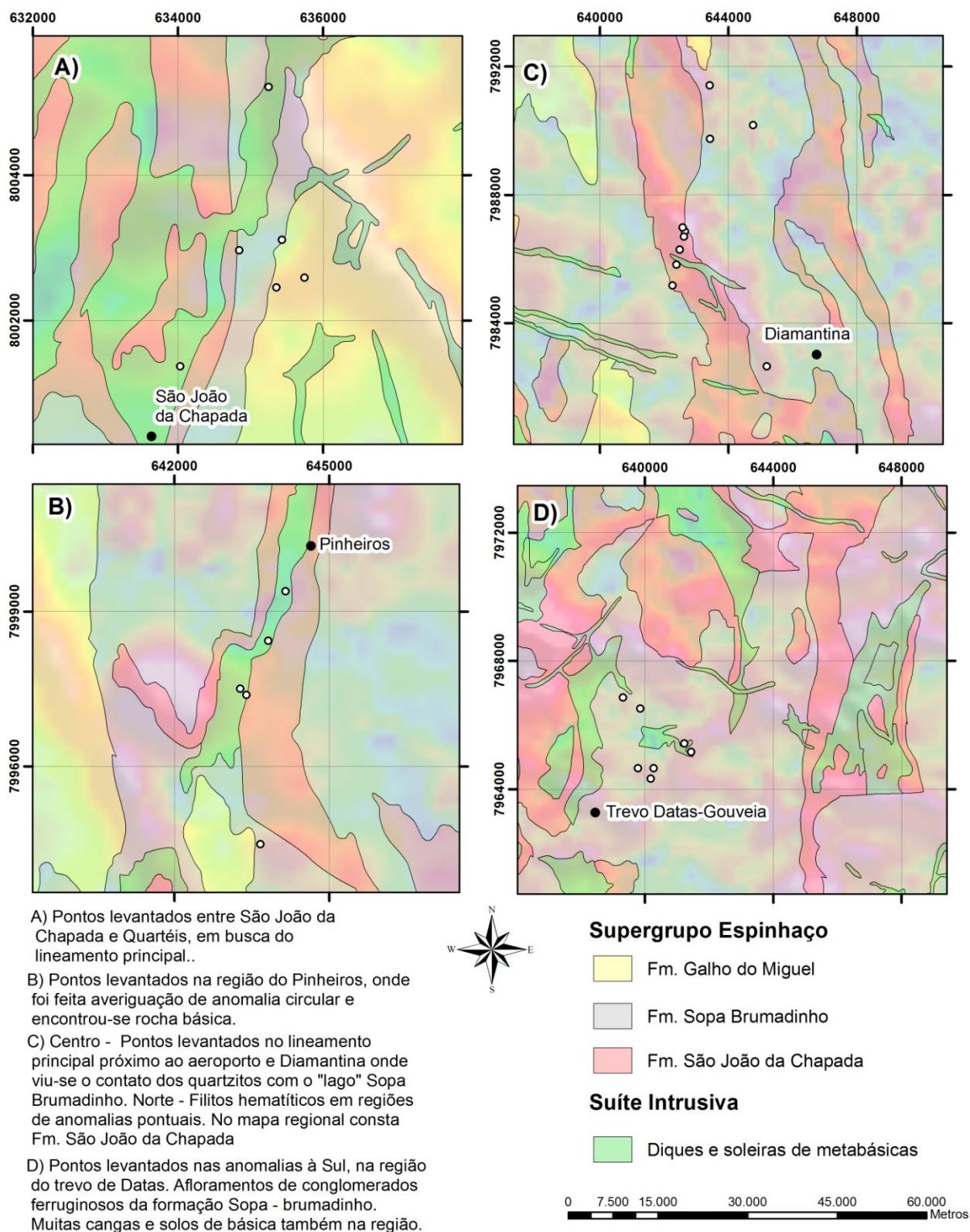


Figura 41 - Mapa esquemático das quatro localidades visitadas em campo com os pontos levantados e litologias sobrepostas ao mapa de ASA. Geologia conforme Fogaça (1997).

7.2 RADIOMETRIA

Mapa Ternário (CMY)

No intuito de se analisar os valores radiométricos da região, utilizou-se preferencialmente o mapa Ternário (CMY), onde foram representadas as anomalias delimitadas segundo um critério de radiofácies, visando quantificar os números de cintilações por segundo emitidas por uma rocha qualquer que contenha isótopos de urânio, tório e potássio, vinculadas as intensidades de cintilação a radiofácies diferentes.

Foi elaborada a Tabela 8 representando o agrupamento do mapa em seis radiofácies distintas, cada uma com seu respectivo teor de Tório (Th), Potássio (K) e Urânio (U). A quantificação estipulada foi feita de acordo com a letra correspondente ao símbolo de cada elemento relacionada às concentrações de cada um dos isótopos nas litologias presentes na área estudada (ma= muito alto, a=alto, i = intermediário, b=baixo e, mb=muito baixo).

Tabela 8 - Radiofácies delimitadas a partir do mapa ternário, com os respectivos teores de U, Th e K.

| RADIOFÁCIES | TEORES RELATIVOS DE U, TH E K |
|-------------|--|
| 1 | U _{ma} , Th _{ma} , K _{ma} |
| 2 | U _b , Th _b , K _b |
| 3 | U _a , Th _b , K _b |
| 4 | U _i , Th _a , K _b |
| 5 | U _a , Th _a , K _b |
| 6 | U _i , Th _a , K _a |

A Figura 42 representa as radiofácies delimitadas sobre o mapa ternário, assim como todos os lineamentos demarcados, tendo como base os mapas Ternário e de Fator F. Como se pode observar pela roseta dos lineamentos, a direção principal é NW-SE.

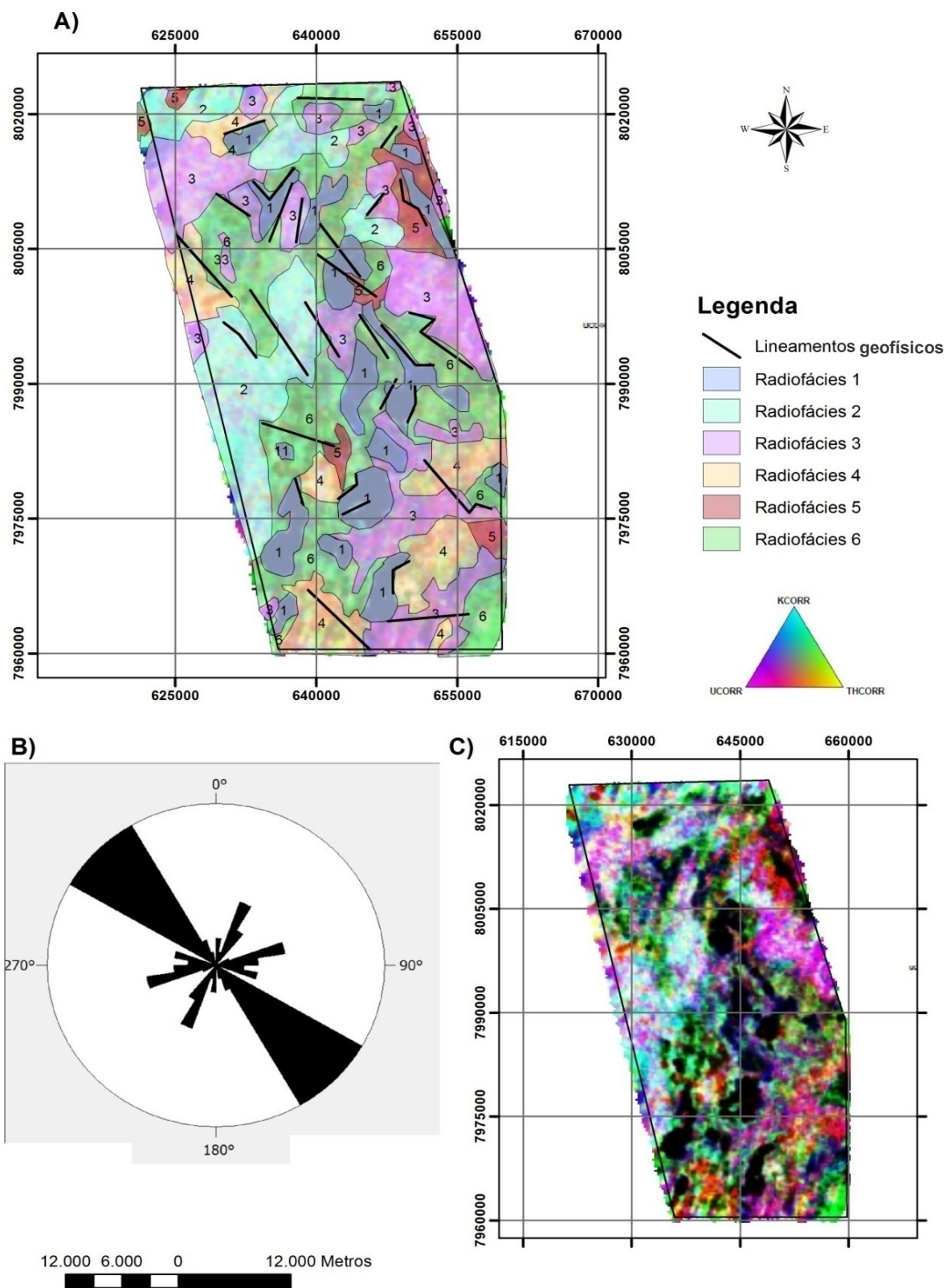


Figura 42 - A) Mapa de radiofácies e lineamentos radiométricos. B) Rosetas dos lineamentos geofísicos. C) Imagem Ternária original gerado no programa.

Mapa de Fator F

É possível também, fazer-se a análise da razão entre os elementos radiométricos utilizando-se o cálculo do parâmetro F, o qual é definido pela expressão: $F=K \times U/TH$. O mapa de fator F realça o enriquecimento do potássio e do urânio em relação ao tório, principalmente em regiões onde ocorreram eventos de hidrotermalismo. Locais muito intemperizados tendem a apresentar valores baixos para F, devido à lixiviação do potássio, porém, maciços rochosos estáveis e com grande enriquecimento desses elementos por hidrotermalismo, tendem a apresentar valores de F mais altos.

Integração de dados

Para análise e correlação dos dados radiométricos com os dados geológicos utilizou-se o mapa Ternário na identificação das litologias e o mapa de Fator F para identificação de áreas mais atingidas pela alteração hidrotermal e, com isso, possivelmente maior movimentação estrutural em profundidade.

Apenas as unidades rochosas aflorantes ou próximas da superfície contém aferição gamespectrométrica, fazendo com que haja bastante semelhança entre os mapas geológicos elaborados e os mapas radiométricos.

De maneira geral, os locais que apresentam maior quantidade dos isótopos radioativos de U, Th e K são onde estão presentes as unidades inferiores do Supergrupo Espinhaço, representantes da fase ativa do rifte, formações Bandeirinha, São João da Chapada e Sopa Brumadinho, enquanto unidades como a Fm. Galho do Miguel apresentam conteúdos radiométricos mais baixos. Isso pode acontecer por dois fatores: o primeiro é a presença de intensa contribuição hidrotermal e magmática nessas rochas, sejam de intrusões ácidas ou básicas e, o segundo é a maior proximidade que essas unidades estão do embasamento cristalino, que usualmente comporta-se de maneira positiva para anomalias radiométricas.

É notável que existe uma contribuição de isótopos radioativos muito maior em rochas formadas durante os processos tectônicos de abertura de bacia. A Figura 43 representa o mapa litológico ao lado dos mapas geofísicos de Fator F, Ternário e de Contagem Total.

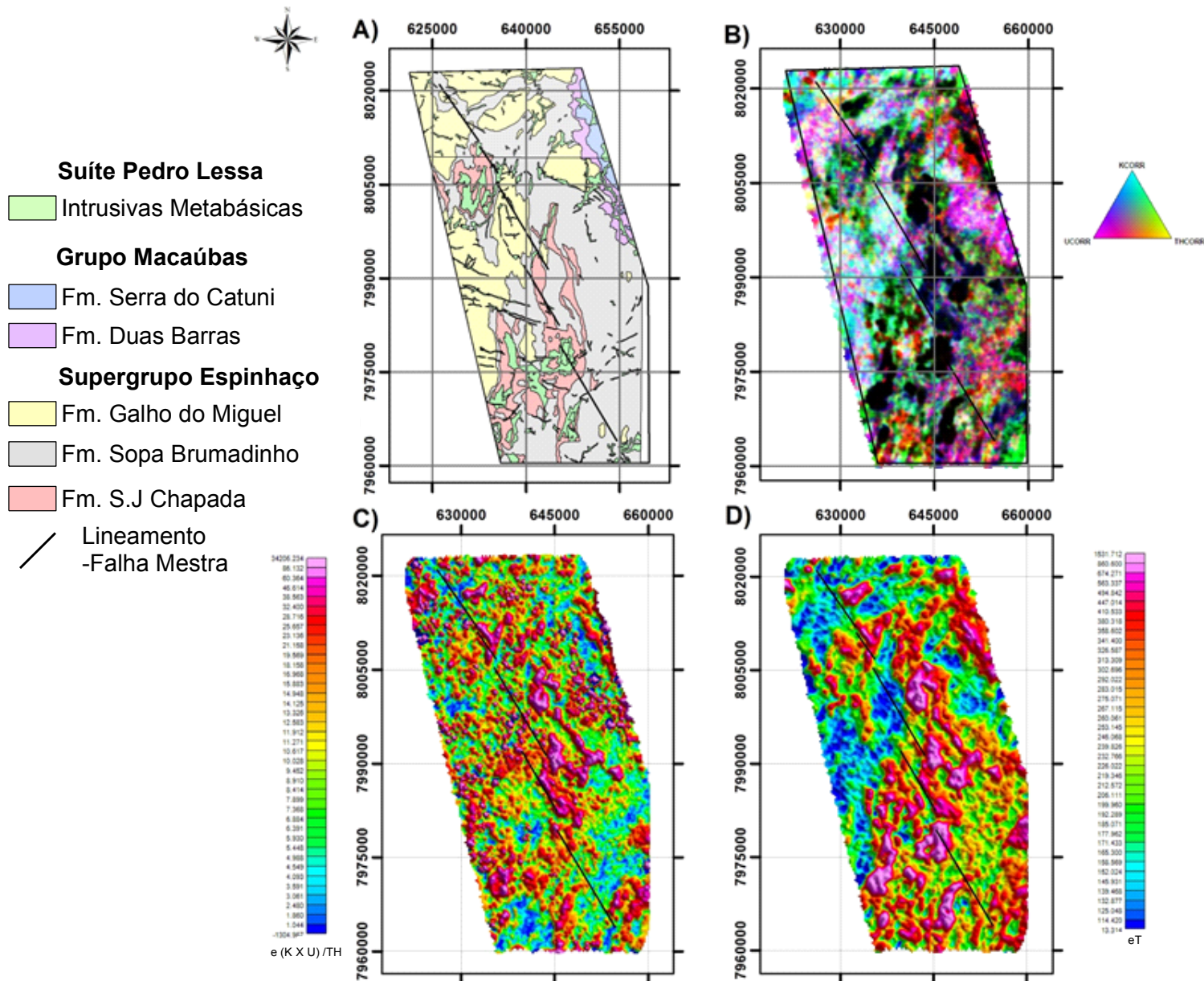


Figura 43 - A) Mapa geológico das cartas Diamantina e Curimatá do Projeto Espinhaço, conforme Fogaça (1997).
 B) Mapa Ternário (CMY), C) Mapa de Fator F, D) Mapa de Contagem Total.

De maneira a completar a integração dos dados, a tabela de radiofácies exibida anteriormente foi incrementada na Tabela 9 que mostra a correlação entre as fácies geofísicas e as unidades geológicas.

Tabela 9 - Correlação das radiofácies descritas com a geologia da região.

| RADIOFÁCIES | TEORES RELATIVOS DE U, THE K | UNIDADES GEOLÓGICAS |
|-------------|---------------------------------|--|
| 1 | U_{ma}, Th_{ma}, K_{ma} | Intrusivas metabásicas, Fm. São João da Chapada e Formação Sopa Brumadinho. |
| 2 | U_b, Th_b, K_b | Formação Galho do Miguel |
| 3 | U_a, Th_b, K_b | Fm. Galho do Miguel, Fm; Sopa Brumadinho, Fm. São João da Chapada |
| 4 | U_i, Th_a, K_b | Intrusivas metabásicas, Fm. São João da Chapada e Formação Sopa Brumadinho. |
| 5 | U_a, Th_a, K_b | Fm; Sopa Brumadinho, Intrusivas metabásicas |
| 6 | U_i, Th_a, K_a | Intrusivas metabásicas, Fm. São João da Chapada e Formação Sopa Brumadinho. |

7.3 RESULTADOS QUANTITATIVOS

Nos procedimentos de Deconvolução de Euler foram realizados 25 perfis equidistantes de 2500 metros traçados sobre o mapa de Amplitude do Sinal Analítico, perpendiculares à anomalia

linear principal, a qual desejava-se obter mais informações em profundidade. Para a inversão dos dados nos perfis, utilizaram-se os seguintes parâmetros (Figura 44): índice estrutural igual a 1.0, tamanho da janela igual a 9 e profundidade máxima variando entre 1800 m a 2500 m, de acordo com a otimização dos resultados obtidos (em cima à direita).

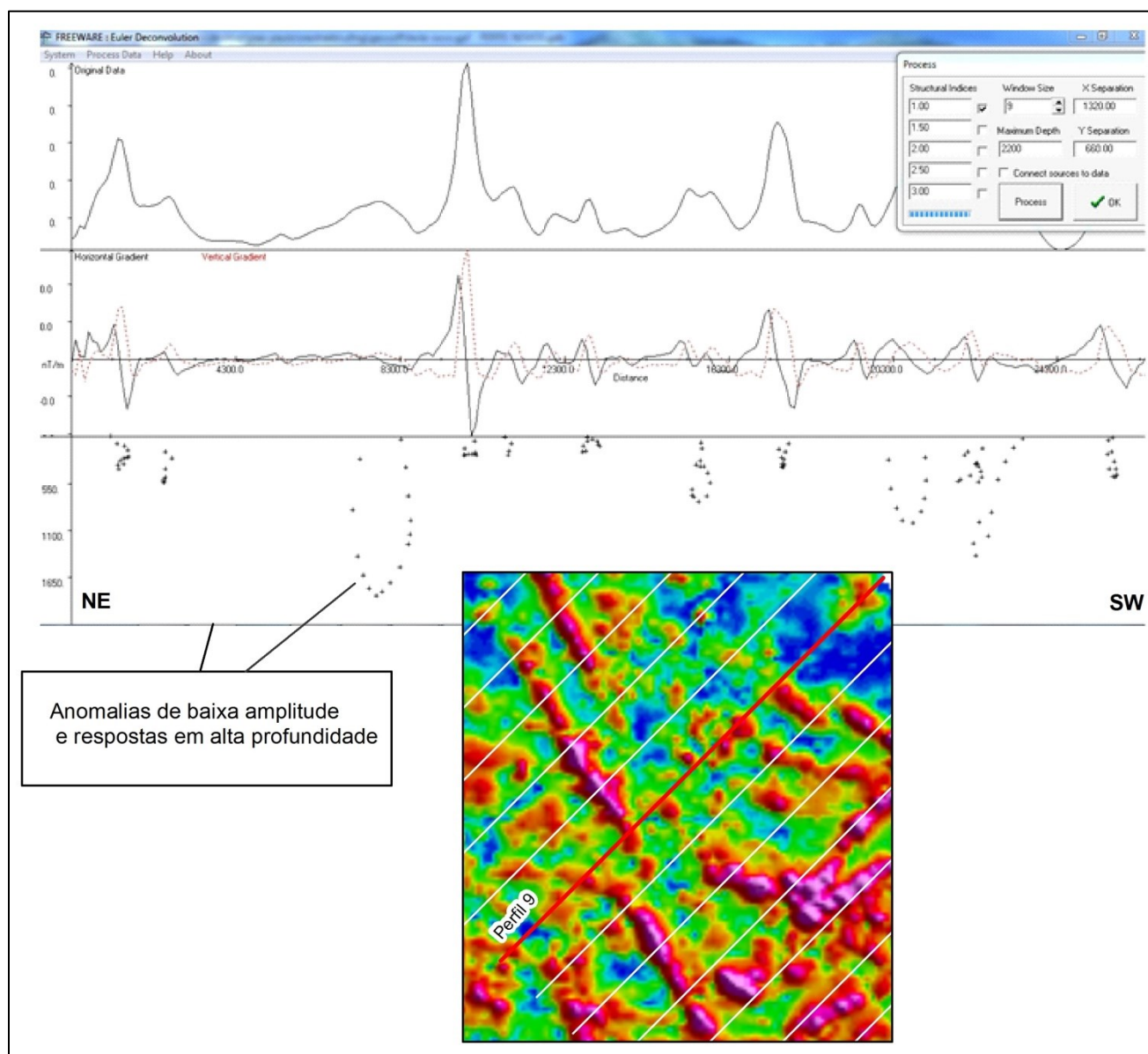


Figura 44 - Exemplo típico de perfil de Deconvolução de Euler (Perfil 9, em vermelho) sobre a anomalia linear principal evidenciada no mapa de ASA. Imagem representativa dos parâmetros utilizados (na parte superior à direita) e das diversas feições deconvoluídas.

Na figura 44, é ainda possível observar que trata-se de uma anomalia de baixa amplitude que apresentou grande profundidade, uma das mais profundas entre os perfis gerados.

No entanto, a maioria das anomalias deconvoluídas não apresentou grande profundidade, fato que deve estar relacionado com estruturas mais próximas da superfície, como falhas, dobras ou contatos litológicos. A anomalia linear principal apresentou profundidades de no máximo 1500 m, porém com características de ser também uma zona de cisalhamento preenchida por fluidos de alteração hidrotermal que forneceu respostas positivas ao método magnetométrico. As anomalias mais profundas observadas (acima de 1900 m) provavelmente estão relacionadas com rochas intrusivas, sejam elas filitos hematíticos intrusivos na Formação Sopa Brumadinho ou de metabasitos da Suíte Pedro Lessa.

Foram ainda selecionados alguns perfis quando realizadas as deconvoluções (Figura 45). O primeiro desses perfis (Número 14) representa em destaque uma anomalia circular, comum para corpos intrusivos do tipo *pipes*. No entanto, esse perfil representou uma anomalia de altíssima amplitude e pequena profundidade, com o trabalho de campo comprovando tratar-se de rochas metabásicas da Suíte Pedro Lessa. Outro perfil (Número 17) é destacado na figura por mostrar diversas anomalias em profundidade, ressaltando uma estrutura que pode representar um contato entre litologias diferentes. O terceiro perfil (Número 12) é destacado pela presença da anomalia principal do mapa, que nesse caso encontra-se deslocada e as feições em profundidade aparentam ser falhas ou outras fraturas preenchidas.

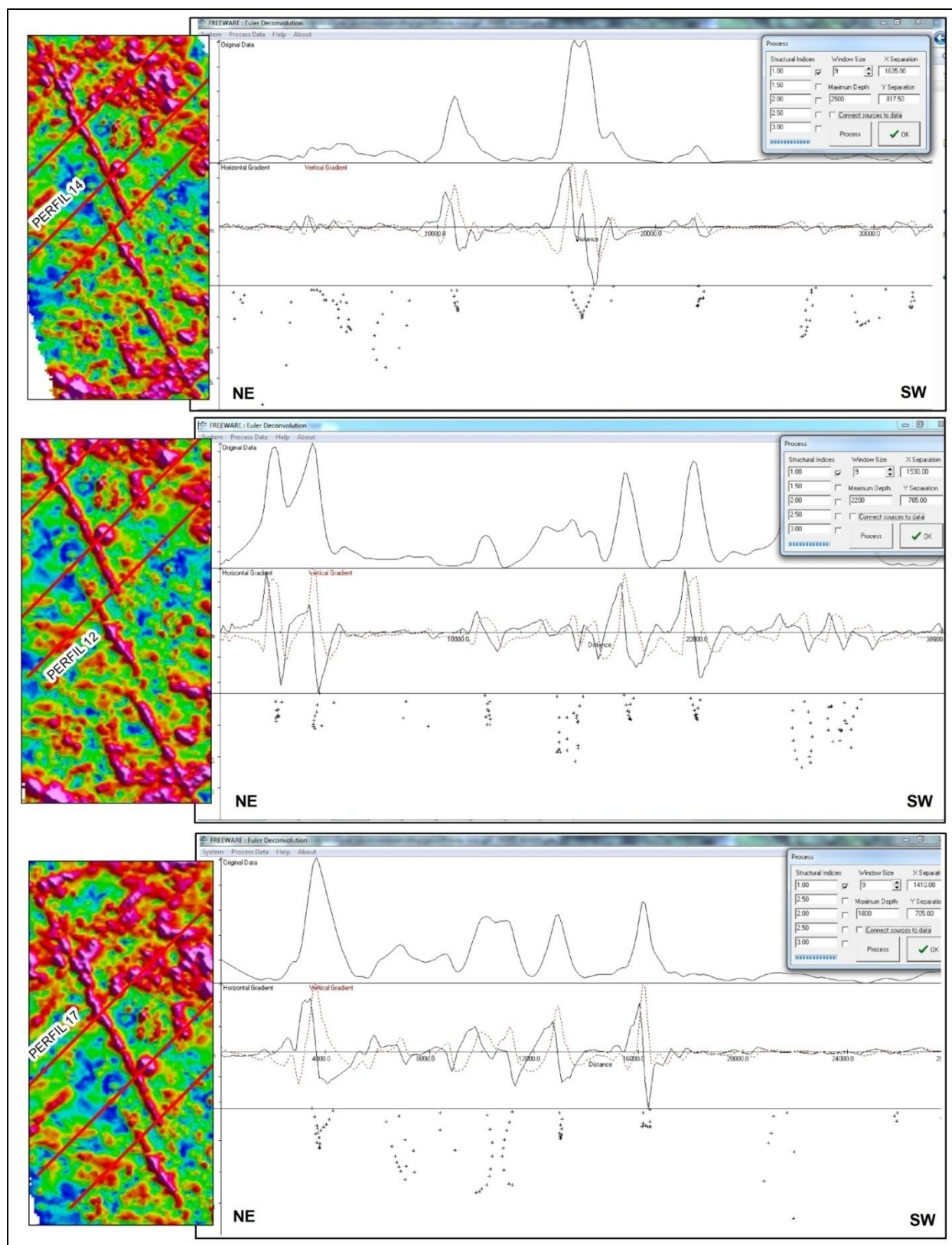


Figura 45–Perfis selecionados de Deconvolução de Euler (14 - 12- 17), representando as principais estruturas em profundidade.

7.3.1 Modelo 3D

Após todos os perfis serem deconvoluídos, foi feita a interpolação dos resultados obtidos através do método da krigagem no programa Arcscene 10.2.2 que gerou um modelo 3D que permitiu a visualização dos lineamentos e anomalias em profundidade, permitindo correlacionar e diferenciar das que foram vistas em 2D e das unidades geológicas (Figura 46).

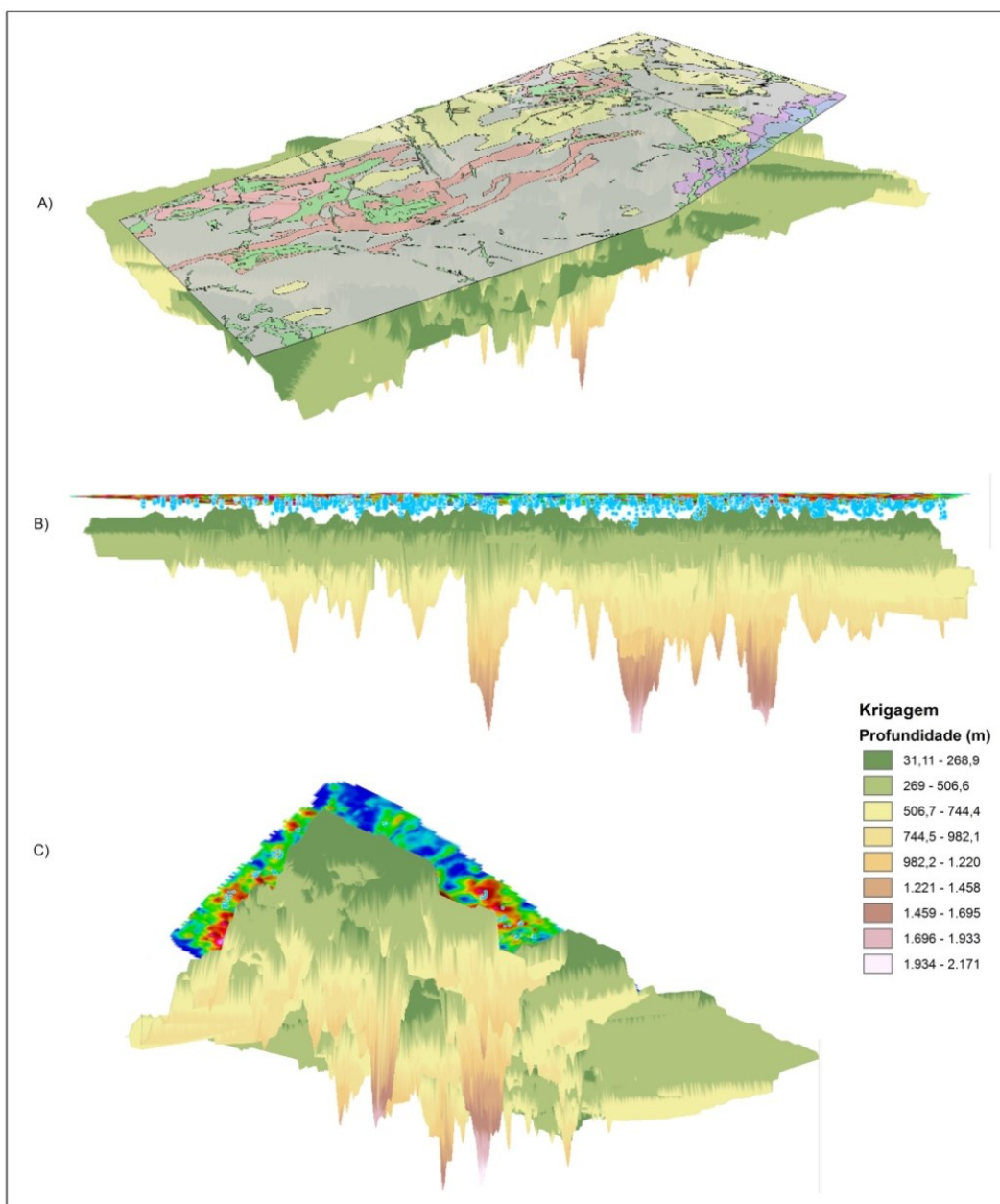


Figura 46 - Modelos tridimensionais gerados a partir de interpolação por krigagem dos produtos da Deconvolução de Euler. A) Mapa geológico sobreposto ao modelo 3D. B) Vista em perfil com os pontos de deconvolução. C) Representação do modelo em profundidade.

A partir da análise do modelo 3D, pode ser observado que poucas são as anomalias que atingem grandes profundidades (acima de 1500 m), sendo essas associadas à ondas de baixa frequência. Tais anomalias podem ser relacionadas com grandes estruturas de falha em profundidade, mais especificamente grandes zonas de cisalhamento na região que abriram caminho para entrada de material ferromagnético.

Quanto às demais feições observadas, percebe-se a grande quantidade de anomalias em profundidades médias, em torno de 1000 m, que são as de mais alta frequência. Tal resultado mostra que as respostas magnetométricas na região são predominantemente ligadas a unidades mais antigas e que já foram soerguidas, e que hoje não se encontram em regiões tão profundas da crosta. Isso reforça a ideia de a área estudada ser um pequeno modelo de bacia rifte, mostrando a falha mestra principal do Espinhaço sendo representada pela anomalia linear NW-SE, e demais falhas e blocos compartimentados adjacentes que foram preenchidos por material magmático contribuinte da bacia e também alteração hidrotermal, estando estes registros presentes nas rochas encontradas.

8 CONCLUSÕES

A geofísica aliada aos trabalhos geológicos tem se tornado cada dia mais um fator de relevância em procedimentos de exploração mineral ou em meio acadêmico, haja vista a grande quantidade de informações precisas que ela pode nos fornecer em subsuperfície. Esse trabalho de dissertação retrata uma das utilizações da aerogeofísica na interpretação de feições estruturais e litológicas na compreensão de uma região específica, como é o caso da Área 04 do Projeto de Aerolevanteamento Geofísico da CODEMIG, nos arredores de Diamantina.

8.1 DADOS QUALITATIVOS

A confecção e tratamento dos mapas geofísicos foram essenciais para identificação do arcabouço estrutural em subsuperfície, permitindo fazer uma interpretação das anomalias e correlacioná-las com o histórico da Bacia Espinhaço Meridional.

8.1.1 Magnetometria

A análise dos diversos mapas temáticos permitiu determinar lineamentos e magnetofácies regionais, que mostraram feições estruturais e contatos geológicos na área. As anomalias foram correlacionadas com as unidades basais do Supergrupo Espinhaço, diretamente relacionadas com a abertura do rifte e preenchimento da bacia por sedimentos e também conteúdo magmático. A anomalia linear de maior destaque foi associada à falha mestra do Espinhaço, e as demais foram consideradas falhas adjacentes que compartimentaram a bacia no seu desenvolvimento.

8.1.2 Radiometria

Os mapas gamaespectrométricos foram eficazes para a integração com o mapa geológico e, principalmente, na correlação com as unidades litológicas. O mapa Ternário e as radiofácies permitiram corroborar com os dados contidos no mapa geológico, identificando as unidades e seus respectivos conteúdos de isótopos radioativos. O mapa de Fator F permitiu identificar as regiões de enriquecimento de potássio (K) por alteração hidrotermal.

8.2 DADOS QUANTITATIVOS

8.2.1 Perfis de deconvolução

Os dados magnetométricos em subsuperfície analisados através das inversões, mostraram diversas estruturas em subsuperfície coincidentes com as interpretações estruturais realizadas nas análises dos mapas.

8.2.2 Modelo 3D

Com a interpolação dos perfis magnetométricos foi possível elaborar um modelo tridimensional que representou de maneira geral as profundidades das anomalias geofísicas da área, exibindo um padrão de profundidade característico de regiões afetadas por alterações hidrotermais e magmatismo. Estruturas em grande profundidade também foram identificadas e correlacionadas com a Suíte Intrusiva Pedro Lessa.

8.3 INTEGRAÇÃO

Os dados geológicos pontuais obtidos em trabalhos de campo, permitiram confirmar as correlações entre o mapa geológico da área e as anomalias geofísicas. Na busca por identificar em superfície a representação das anomalias vistas em mapa, foram obtidas sempre informações importantes como a presença de contatos, intrusões e unidades rochosas sedimentares de ambientes deposicionais e tectônicos que reafirmaram a ideia de estar em foco o processo de abertura do Rifte Espinhaço e identificando suas estruturas principais.

A correlação entre geologia e geofísica sempre foi o objetivo principal do trabalho e ela propiciou o entendimento das anomalias da região de Diamantina e seus significados. A região como um todo apresenta vestígios de uma bacia sedimentar do tipo rifte que foi compartimentada em grábens e horsts. Tais estruturas de falha permitiram que houvesse intenso magmatismo e atividade hidrotermal percolando as unidades sedimentares que estavam então se formando, principalmente as formações São João da Chapada e Sopa Brumadinho. As estruturas posteriormente foram reativadas por outros processos tectônicos e, novamente abriram espaços para intrusões ígneas metabásicas que prevaleceram como as melhores respostas ao método magnetométrico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALKMIM, F.F., MARSHAK, S., PEDROSA-SOARES, A.C., PERES, G.G., CRUZ, S., WHITTINGTON, A. 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: nutcracker tectonics during the neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, 149:43-64.

ALKMIM, F.F. & MARTINS-NETO, M.A. 2012. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco Craton, eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 33:127-139.

ALMEIDA, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7:349-364

ALMEIDA-ABREU, P.A. 1993. *A evolução geodinâmica da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais*. Tese de Doutorado, Universidade de Freiburg, 150 p.

ALMEIDA-ABREU, P.A. & PFLUG, R. 1994. The geodynamic evolution of the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. *Zbl. Geol. Paläont., Teil I*, 1:21-44.

AZEVEDO, R.L.M. 2004. Paleocanografia e a evolução do Atlântico Sul no Albiano. *Boletim de Geociências Petrobras*, 12: 231-249.

BABINSKI, M., TRINDADE, R., PEDROSA-SOARES, A.C., MARTINS, M., NOCE, C.M., LIU, D. 2012. Neoproterozoic glacial deposits from the Araçuaí orogen, Brazil: Age, provenance and correlations with the São Francisco craton and West Congo belt. *Gondwana Research*, 21:451-465.

BOSENCE, D.W.J. 1998. *Stratigraphic and sedimentological models of rift basins*. In: Purser, B.H., Bosence, D.W.J. *Sedimentation and Tectonics of Rift Basins*: London, Red Sea - Gulf of Aden. Chapman & Hall. 25 p.

BRITO NEVES, B.B., KAWASHITA, K., DELHAL, J. 1979. A evolução geocronológica da Cordilheira do Espinhaço: dados novos e integração. *Revista Brasileira de Geociências*, 9:71-85.

BRITO NEVES, B.B. & CORDANI, U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53:23-40.

BRITO NEVES, B.B., SÁ, J.M., NILSON, A.A., BOTELHO, N.F. 1996. A tafrogênese estateriana nos blocos paleoproterozóicos da América do Sul e processos subsequentes. *Geonomos*, 3:1-21.

BUENO, G.V. 2004. Diacronismo de eventos no rifte Sul-Atlântico. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 12:203-229.

CABRAL, A.R., WIEDENBECK, M., KOGLIN, N., LEHMANN, B., DE ABREU, F.R. 2012. Boron-isotopic constraints on the petrogenesis of hematitic phyllite in the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. *Lithos*, 140–141:224-233

CHAVES, M.L.S.C., ANDRADE, K.W., BENITEZ, L. 2008. Província diamantífera Serra da Canastra e o Kimberlito Canastra-1: primeira fonte primária de diamantes economicamente viável do país. *Geociências*, 27:299-317.

CHEMALE JR., F., DUSSIN, I.A., ALKMIM, F.F., MARTINS, M.S., QUEIROGA, G., ARMSTRONG, R., SANTOS, M.N. 2012. Unravelling a Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: The case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. *Gondwana Research*, 22:200-26.

COWARD, M.P. 1986. Heterogeneous stretching, simple shear and basin development. *Earth and Planetary Science Letters*, 80:325-336.

DANDERFER, A. & DARDENNE, M.A. 2002. Tectonoestratigrafia da Bacia Espinhaço na porção centro-norte do Cráton do São Francisco: registro de uma evolução poliistórica descontínua. *Revista Brasileira de Geociências*, 32:449-460.

DANDERFER, A., DE WAELE, B., PEDREIRA, A., NALINI, H.A. 2009. New geochronological constraints on the geological evolution of Espinhaço basin within the São Francisco Craton - Brazil. *Precambrian Research*, 170:116-128.

DAVIS, G.H. 1984. *Structural Geology of Rocks and Regions*. New York, John Wiley Ed., 475p.

DOSSIN, I.A., UHLEIN, A., DOSSIN, T.M. 1984. Geologia da faixa móvel Espinhaço em sua porção meridional, MG.33. *Congresso Brasileiro de Geologia*, Rio de Janeiro, Anais, 7: 3118-3132.

DOSSIN, I.A., CHAVES, M.L.S.C. UHLEIN, A., ALVARENGA, C.J.S. 1985. Geologia e depósitos diamantíferos da região de Sopa, Diamantina, MG. *I Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, Belo Horizonte, Anais, SBG. 1: 276-290.

DUSSIN, I.A. & DUSSIN, T.M. 1995. Supergrupo Espinhaço: modelo de evolução geodinâmica. *Geonomos*, 1:19-26.

FOGAÇA, A.C.C. 1997. *Geologia da Folha Diamantina*. Belo Horizonte, Projeto Espinhaço, COMIG – Companhia Mineradora de Minas Gerais, 96p.

GUIMARÃES, J., SANTOS, R.A., MELO, R.C. 2008. *Geologia da Chapada Diamantina Ocidental*. Salvador, Projeto Ibitiara Rio de Contas, CBPM, 64 p.

HASUI, Y., CARNEIRO, C.D.R, ALMEIDA, F.F.M., BARTORELLI, A. 2012. *Geologia do Brasil*. Brasil, Editora Beca, 900p.

HOWELL, J.A. & FLINT, S.S. 1996. A model for high resolution sequence stratigraphy within extensional basins, in High Resolution Sequence Stratigraphy: Innovations and Applications. *Geological Society of London Special Publication*, 104:129-137.

JAQUES, A.L. 1998. Kimberlite and lamproite diamond pipes. *AGSO Journal of Australia Geology & Geophysics*, 14:153-162.

KEAREY, P., BROOKS, M., HILL, I. 2002. *An Introduction to Geophysical Exploration*. London, Wiley–Blackwell Ed., 272p.

KEAREY, P., BROOKS, M., HILL, I. 2009. *Geofísica de Exploração*. São Paulo, Tradução de Coelho M. C. M., 262p.

KNAUER, L.G. 1984. A geologia da área do Ribeirão do Inferno, Diamantina, Minas Gerais. 33 *Congresso Brasileiro de Geologia*, Rio de Janeiro, 7:1249-1261.

KNAUER, L.G. 1990. *Evolução geológica do Precambriano da porção centro leste da Serra do Espinhaço Meridional e metalogênese associada*. Campinas, Dissertação de Mestrado, UNICAMP, 298p.

KNAUER, L.G. & SCHRANK, A. 1994. A origem dos filitos hematíticos da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. *Geonomos*, 1:33-38.

KNAUER, L.G. & FOGAÇA, A.C.C. 1996. *Mapa geológico da Folha Presidente Kubitschek, Minas Gerais, Brasil*. Belo Horizonte, Projeto Espinhaço, COMIG/UFMG,

KUCHLE, J. & SCHERER, C.M.S. 2004. Análise estratigráfica de bacias rifte: aplicação de conceitos genéticos das bacias de Camamu - Almada e Jequitinhonha. *Boletim Geociências Petrobrás*, 13:227-244.

KUCHLE, J. & SCHERER, C.M.S. 2010. *Análise Tectono-estratigráfica de bacias rifte*, Rio Grande do Sul, Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, UFRGS, 198p.

MADEIRA, T.J.A. & BARBOSA, M.S.C. 2011. *Análise qualitativa e quantitativa geológica/geofísica para prospecção de ouro no nordeste do Quadrilátero Ferrífero*. Ouro Preto, Universidade Federal de Ouro Preto, Departamento de Geologia, 101p.

MADEIRA, T.J.A. 2015. *Análise geofísica e estrutural da zona de cisalhamento São Vicente, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia UFOP, 217p.

MARTINS-NETO, M.A. 1993. *The sedimentar evolution of a Proterozoic rift basin: the basal Espinhaço Supergroup, southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil*. Freiburg, Tese de Pós Doutorado, Albert-Ludwigs Universitat Freiburg, 155p.

MARTINS-NETO, M.A. & HERCOS, C.M. 2002. *Sedimentation and tectonic setting of Early Neoproterozoic glacial deposits in southern Brazil*. In: *Altermann, W., Corcoran, P.L. (Eds.), Precambrian Sedimentary Environments: A Modern Approach to Ancient Depositional Systems*. Oxford, Blackwell Ed, Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 20p.

MARTINS-NETO, M.A. 1998. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: registro de uma bacia rift-sag do Paleo/Mesoproterozóico. *Revista Brasileira de Geociências*, 28:151-168.

MARTINS-NETO, M.A. 2000. Tectonics and sedimentation in a paleo/mesoproterozoic rift-sag basin (Espinhaço basin, southeastern Brazil). *Precambrian Research*, 103:147-173.

MARTINS-NETO, M.A. 2007. Proterozoic first-order sedimentary successions of the São Francisco Basin in eastern Brazil. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 158:117-129.

MARTINS-NETO, M.A. 2009. Sequence Stratigraphic framework of Proterozoic successions in eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 26:163-176.

MCKENZIE, D.P. 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 40:25-32.

MIDDLETON, G.V. 1973. Johannes Walther's Law of the Correlation of Facies. *Geological Society of America Bulletin*, 84:979-988.

MILHOMEM, P.S., MAMAN, E.J., OLIVEIRA, F.M., CARVALHO, M.S.S., SOUZA-LIMA, W. 2003. *Bacias sedimentares brasileiras - Bacia do Recôncavo*. Rio de Janeiro, Fundação Paleontológica Phoenix, Revista Phoenix (Online).

MITCHELL, R.H. 1986. *Kimberlites – Mineralogy, Geochemistry, and Petrology*. New York, Plenum Press, 442p.

MUSSET, A.E. & KHAN, M.A. 2001. *Looking into the Earth: An introduction to geological geophysics*. Cambridge, Cambridge University Press, 470p.

PEARCE, J.A. 1996. Source and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19:120-125.

PEDROSA-SOARES, A.C., NOCE, C.M., WIEDEMANN, C.M., PINTO, C.P. 2001. The Araçuaí-West Congo orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Research* 110:307-323.

PEDROSA-SOARES, A.C., NOCE, C.M., ALKMIM, F.F., SILVA, L.C., BABINSKI, M., CORDANI, U., CASTAÑEDA, C. 2007. Orogênio Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos*, 15:1-16.

PEDROSA-SOARES, A.C., ALKMIM, F.F., TACK, L., NOCE, C.M., BABINSKI, M., SILVA, L.C., MARTINS-NETO, M. 2008. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí-West Congo Orogen. In: Pankhurst, J.R., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., De Wit, M.J. (Eds.), *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations*

across the South Atlantic Region. *Geological Society of London Special Publication*, 294:153-172.

PEDROSA-SOARES, A.C., DE CAMPOS, C.P., NOCE, C., SILVA, L.C., NOVO, T., RONCATO, J., MEDEIROS, S., CASTANEDA, C., QUEIROGA, G., DANTAS, E., DUSSIN, I., ALKMIM, F. 2011. Late Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Aracuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources. *Granite-Related Ore Deposits*, 350:25-51.

PFLUG, R. 1968. Observações sobre a Estratigrafia da Série Minas na Região de Diamantina. Rio de Janeiro, Notas Preliminares e Estudos, Divisão de Mineralogia e Geologia, DNPM, 20 p.

REID, A.B., ALLSOP, J.M., GRANSER, H., MILLET, A.J., SOMERTON, I.W. 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics* 55: 180-191.

RENGER, F.E. & ALMEIDA-ABREU, P.A. 2000. The southern Espinhaço Mountain Range: its geodynamic evolution and diamond mineralization, Minas Gerais State, Eastern Brazil. *Post-Congress Field Trip, 31st International Geology Congress*, Rio de Janeiro, 36 p.

ROBERTS, A.M., YIELDING, G., BADLEY, M.E. 1993. Tectonic and bathymetric controls in stratigraphic sequences within evolving half-graben. In: Williams, G.D., Dobb, A. (Eds.), *Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy. Geological Society Special Publication* 7:87-121.

SCHÖLL, W.U. & FOGAÇA, A.C.C. 1979. Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina. *I Simpósio De Geologia de Minas Gerais*, Anais, Diamantina, 1:55-73.

SENGOR, A.M.C. & BURKE, K. 1978. Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications. *Geophysical Research Letters*, 5:419-421.

SILVA, M.C.R. 2016. *A Formação Sopa-Brumadinho nos campos diamantíferos de São João da Chapada, Sopa-Guinda e Extração, Diamantina - Minas Gerais: Sistemas deposicionais, tratamentos de sistemas, geoquímica, geocronologia urânio-chumbo e isótopos de háfnio*. Belo Horizonte, Tese de doutoramento, Instituto de Geociências, UFMG, 335p.

SILVA, L.C., PEDROSA-SOARES, A.C., TEIXEIRA, L.R. 2008. Tonian rift-related, A-type continental plutonism in the Aracuaí orogen, Eastern Brazil: new evidences for the breakup stage of the São Francisco–Congo Paleococontinent. *Gondwana Research* 13:527–537.

SILVA, G.M. & BARBOSA, M.S.C. 2016. Análise e Modelagem Geofísica de Kimberlitos na parte alta do diamantífero Vale do Rio Abaeté – MG. *Revista Brasileira de Geofísica, (no prelo)*.

SOARES FILHO, B.S., PINHEIRO, S., COSTA, M.N. 1986. Contribuição ao estudo da geologia da região de Conceição do Mato Dentro-MG. *XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia. Anais, 2:960- 973*.

TELFORD, W.M., GELDART, L.P., SHERIFF, R.E., KEYS, D.A. 1990. *Applied Geophysics*, Cambridge, Cambridge University Press, 770p.

THOMPSON DT. 1982. EULDPH: A new technique for making computer assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, 47: 31–37

UHLEIN, A., TROMPETTE, R.R., EGYDIO-SILVA, M. 1998. Proterozoic rifting and closure, SE border of the São Francisco Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11:191-203.

UHLEIN, A., & QUEMENEUR, J.J.G. 2000, Estrutura e deformação Brasileira nos diques máficos da Serra do Espinhaço meridional. *Geonomos*, 8: 19-25

WERNICKE, B. & BURCHFIEL, B.C. 1982. Modes of extensional tectonics. *Journal of Structural Geology* 4:105-115.

WHITE, R. & MCKENZIE, D.P. 1989. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research*, 94:7685-7729.

ACESSADOS PELA INTERNET

<http://www.codemig.com.br> acessados no dia 10/10/2015.