



UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**ANÁLISE GEOFÍSICA NA PROSPECÇÃO DE ÁGUA NO VALE DO RIBEIRÃO
AREDES, NO MUNICÍPIO DE ITABIRITO, MINAS GERAIS**

DÉBORA MENDES COELHO

MONOGRAFIA nº 258

Ouro Preto, fevereiro de 2018

**ANÁLISE GEOFÍSICA NA PROSPECÇÃO DE ÁGUA NO
VALE DO RIBEIRÃO AREDES, NO MUNICÍPIO DE
ITABIRITO, MINAS GERAIS**



FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitora

Prof.^a Dr.^a Cláudia Aparecida Marlière de Lima

Vice-Reitor

Prof. Dr. Hermínio Arias Nalini Júnior

Pró-Reitora de Graduação

Prof.^a Dr.^a Tânia Rossi Garbin

ESCOLA DE MINAS

Diretor

Prof. Dr. Issamu Endo

Vice-Diretor

Prof. Dr. José Geraldo Arantes de Azevedo Brito

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Prof. Dr. Luís Antônio Rosa Seixas

MONOGRAFIA

Nº 258

**ANÁLISE GEOFÍSICA NA PROSPECÇÃO DE ÁGUA NO VALE
DO RIBEIRÃO AREDES, NO MUNICÍPIO DE ITABIRITO, MINAS
GERAIS**

Débora Mendes Coelho

Orientadora

Prof.^a Dr.^a Maria Silvia Carvalho Barbosa

Co-Orientador

Prof. Msc. Paulo Cyro Baptista Scudino

Monografia do Trabalho de Conclusão de curso apresentado ao Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para avaliação da disciplina Trabalho de Conclusão de Curso – TCC 402, ano 2017/2.

OURO PRETO

2018

Universidade Federal de Ouro Preto – <http://www.ufop.br>
Escola de Minas - <http://www.em.ufop.br>
Departamento de Geologia - <http://www.degeo.ufop.br/>
Campus Morro do Cruzeiro s/n - Bauxita
35.400-000 Ouro Preto, Minas Gerais
Tel. (31) 3559-1600, Fax: (31) 3559-1606

Direitos de tradução e reprodução reservados.

Nenhuma parte desta publicação poderá ser gravada, armazenada em sistemas eletrônicos, fotocopiada ou reproduzida por meios mecânicos ou eletrônicos ou utilizada sem a observância das normas de direito autoral.

Revisão geral: Débora Mendes Coelho

Catálogo elaborado pela Biblioteca Prof. Luciano Jacques de Moraes do
Sistema de Bibliotecas e Informação - SISBIN - Universidade Federal de Ouro Preto

C672a Coelho, Débora Mendes.
Análise geofísica na prospecção de água no Vale do Ribeirão Aredes, no município de Itabirito, Minas Gerais [manuscrito] / Débora Mendes Coelho. - 2018.

77f.: il.: color; graf; tabs; mapas.

Orientador: Profª. Dra. Maria Silvia Carvalho Barbosa.
Coorientador: Prof. MSc. Paulo Cyro Baptista Scudino.

Monografia (Graduação). Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Departamento de Geologia.

1. Geofísica. 2. Geoquímica. 3. Hidrogeologia. I. Barbosa, Maria Silvia Carvalho. II. Scudino, Paulo Cyro Baptista. III. Universidade Federal de Ouro Preto. IV. Título.

CDU: 550.4

Catálogo: ficha@sisbin.ufop.br

<http://www.sisbin.ufop.br>

Ficha de Aprovação

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

TÍTULO: Análise Geofísica na Prospecção de Água no Vale do Ribeirão Aredes, município de Itabirito, Minas Gerais.

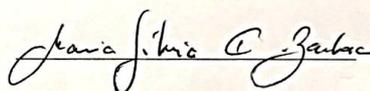
AUTORA: DÉBORA MENDES COELHO

ORIENTADORA: Profa. Dra. Maria Sílvia C. Barbosa

Aprovada em: 18 de janeiro de 2018

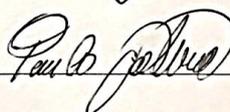
BANCA EXAMINADORA:

Profa. Dra. Maria Sílvia C. Barbosa



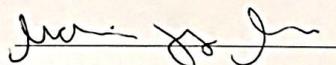
DEGEO/UFOP

Prof. Dr. Paulo Henrique Ferreira Galvão



DEGEO/UFOP

Prof. Dr. Maximiliano de Souza Martins



DEGEO/UFOP

Ouro Preto, 18/01/2018

Agradecimentos

Agradeço, primeiramente, a Deus, essência do meu viver, que me guiou com sua força e sabedoria. À minha querida mãe, Zilca, por ser exemplo de força, amor, humildade e doação, ser meu grande espelho, melhor amiga e conselheira. Ao meu pai, Hermann, por sofrer, torcer e vibrar comigo sempre e pelo melhor abraço do mundo. Painho e Mainha, obrigada por fazerem o possível e o impossível para minha felicidade e por sempre acreditar e apoiar meus sonhos. À minha irmã, Duda, pelo apoio, cumplicidade e admiração de sempre. Amo vocês imensamente, obrigada por serem minha base e por estarem sempre ao meu lado. A toda a minha família pelo carinho e incentivo.

À Maria Silvia, pela orientação, pelos ensinamentos que vão muito além da geologia, pela paciência, dedicação, amizade e, principalmente, pela sua grandiosidade como ser humano e profissional. Ao Scudino pela disposição, auxílio e pelo grande suporte durante o desenvolvimento deste trabalho. Aos mestres do Departamento de Geologia que muito contribuíram para o meu crescimento pessoal e profissional.

Aos amigos que a magnífica cidade de Ouro Preto me deu, em especial Leo, Pleonasma, Raíssa, Anarda, Camila, Eloá, Tako, Tite, Elis, Maromba, Lunardi, Kintana, Toninho e Geo 11.2. Ao Beijo, pela amizade, conselhos, companheirismo e toda ajuda. Às repúblicas Ludus, Bem que se Kiss, ViraKopos e Casa de Vidro. À casa verde por ser meu lar durante todos esses anos, por me trazer irmãs maravilhosas (Ana, Tay, Nila, Letícia, Bianca, Nat e Cissa) e por ter a certeza que sempre terei para onde voltar. À SGA pelos ensinamentos e por ser uma família. Obrigada por compartilharem comigo os melhores momentos de Ouro Preto.

Por fim, agradeço ao Departamento de Geologia, à Escola de Minas, à Universidade Federal de Ouro Preto e à Fundação Gorceix, por terem me proporcionado um ensino público superior de qualidade durante toda a minha graduação.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	viii
SUMÁRIO	x
LISTA DE FIGURAS.....	xiii
LISTA DE TABELAS.....	xvi
LISTA DE QUADROS.....	xvii
RESUMO.....	xviii
ABSTRACT	xx
1 INTRODUÇÃO.....	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 LOCALIZAÇÃO.....	1
1.3 OBJETIVOS.....	2
1.4 JUSTIFICATIVA	2
1.5 MATERIAIS E MÉTODOS	4
1.5.1 Revisão bibliográfica	4
1.5.2 Levantamento de banco de dados	4
1.5.3 Análise qualitativa	4
1.5.4 Integração geofísica-geológica	4
1.5.5 Análise quantitativa	5
2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	7
2.1 INTRODUÇÃO.....	7
2.2 TRABALHOS ANTERIORES	7
2.3 LITOESTRATIGRAFIA.....	7
2.3.1 Complexos Metamórficos (Embasamento)	8
2.3.2 Supergrupo Rio das Velhas	8
2.3.3 Supergrupo Minas e Grupo Sabará.....	8
2.3.4 Grupo Itacolomi.....	9
2.3.5 Coberturas Cenozoicas	9
2.4 ARCABOUÇO ESTRUTURAL.....	10
2.4.1 Sinclinal Moeda	11
2.5 EVOLUÇÃO TECTÔNICA	13
3 AQUÍFERO CAUÊ	15
3.1 INTRODUÇÃO.....	15
3.1 AQUÍFEROS FRATURADOS –ASPECTOS GERAIS	15
3.1.1 Aquíferos de Rochas Granitóides e Quartzíticas	16
3.1.2 Aquífero de Rochas Itabiríticas – Aquífero Cauê.....	17

3.1.3	Aquíferos Dolomíticos da Formação Gandarela.....	19
3.2	CONDICIONANTES HIDRODINÂMICAS EM MEIOS FRATURADOS.....	20
4	MÉTODOS GEOFÍSICOS	27
4.1	INTRODUÇÃO	27
4.2	MAGNETOMETRIA	27
4.2.1	O Campo Magnético Terrestre.....	28
4.2.2	Propriedades Magnéticas	29
4.2.3	Tratamento dos Dados.....	31
4.2.4	Interpretação.....	32
4.2.5	Índice Estrutural	33
4.3	RADIOMETRIA.....	34
4.3.1	Radioatividade das Rochas	35
4.3.2	Integração Geológica-Geofísica de Dados.....	36
5	ANÁLISE QUALITATIVA E MORFOESTRUTURAL.....	38
5.1	INTRODUÇÃO	38
5.2	BANCO DE DADOS	38
5.2.1	Banco de Dados Geofísicos	38
5.2.2	Banco de Dados Geológicos	39
5.3	MAGNETOMETRIA	41
5.4	RADIOMETRIA.....	45
5.5	ANÁLISE MORFOESTRUTURAL	49
6	ANÁLISE QUANTITATIVA E INTEGRAÇÃO DOS DADOS	51
6.1	INTRODUÇÃO	51
6.2	DECONVOLUÇÃO DE EULER 2D	51
6.3	VISUALIZAÇÃO EM 3D.....	53
6.4	INTEGRAÇÃO GEOLÓGICO-GEOFÍSICA.....	55
7	HIDROGEOQUÍMICA E DISCUSSÃO.....	59
7.1	INTRODUÇÃO	59
7.2	AS FONTES HIPOTERMAIS	59
7.3	CARACTERÍSTICAS HIDROQUÍMICAS, FÍSICAS E FÍSICO-QUÍMICAS	61
7.4	CÁLCULOS GEOTÉRMICOS	63
7.4.1	Profundidade da Convecção.....	63
7.4.2	Geotemperatura e Fração de Mistura	64
7.5	MODELO HIDROGEOLOGICO CONCEITUAL.....	66

7.6 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	69
8 CONCLUSÕES	73
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	

INDÍCE DE FIGURAS

Figura 1.1 - Localização da área de estudo (demarcada pelo polígono). (Google maps: https://www.google.com.br/maps ; Acesso em 27/06/2017).	3
Figura 2.1 - Mapa geológico regional simplificado do Quadrilátero Ferrífero. (Modificado de Dorr 1969.)	8
Figura 2.2 - Coluna litoestratigráfica do Quadrilátero Ferrífero. (Modificada de Alkmim & Marshak 1998.)	10
Figura 2.3 - Localização da Sinclinal Moeda. (Modificada de Lavarine et al. 2016.)	12
Figura 3.1 - (A) Condutividade hidráulica sobre influência da abertura “b” e do espaçamento de fraturas, ao longo de um grupo de fraturas paralelas e lisas.....	22
Figura 3.2 - Tipos de propagação de fraturas por extensão perpendicular à superfície da ruptura (I) e por deslizamento paralelo à superfície da mesma, pode.....	22
Figura 3.3 - Regimes tectônicos e posicionamento espacial de fraturas extensionais de maior abertura (linha tracejada) e de cisalhamento	23
Figura 3.4 - Lineamento formado por traço retilíneo de drenagem, em associação com uma zona de fratura em subsuperfície. (Parizek (1987 apud Parizek & Gold 1994).....	25
Figura 4.1 - Representação geométrica do campo magnético terrestre e seus elementos. NG: Norte Geográfico; NM: Norte Magnético; E: Leste. Retirado de Luiz & Silva (1995)...	29
Figura 4.2 - Esquema representando os alinhamentos magnéticos atômicos presentes no ferromagnetismo, antiferromagnetismo e ferrimagnetismo.	30
Figura 5.1 - Localização da Área 2 da CODEMIG. Fonte:	38
Figura 5.2 - Localização do Projeto Geologia do Quadrilátero Ferrífero e da Folha Casa de Pedra (Modificado de Lobato <i>et al.</i> 2005).	40
Figura 5.3 – Mapa Geológico da borda oriental da Sinclinal Moeda (Lobato <i>et al.</i> 2005).	40
Figura 5.4 – Fluxograma exibindo a metodologia utilizada para a geração dos grids em mapas magnetométricos (Campo Magnético Anômalo, Amplitude.....	42

Figura 5.5 – (A) Mapa magnetométrico, amplitude do sinal analítico (ASA). (B) Mapa de magnetofácies	43
Figura 5.6 - (A) ASA com lineamentos traçados. (B) Mapa magnetométrico de amplitude do sinal analítico (ASA). (C) Diagrama de rosa indicando dos lineamentos.....	44
Figura 5.7 - Fluxograma exibindo a metodologia utilizada para a geração dos <i>grids</i> em mapas radiométricos (canal de potássio - K, canal de tór	46
Figura 5.8 - Imagem Ternária mostrando as concentrações de urânio, tório e potássio e respectivas radiofácies na área de estudo.	47
Figura 5.9 - (A) Mapa canal de tório com lineamentos traçados. (B) Mapa canal de tório (Th). (C) Diagrama de rosa.	48
Figura 5.10 - (A) 265 lineamentos traçados a partir da imagem <i>Landsat</i> . (B) Mapa Morfoestrutural a partir da imagem <i>Landsat</i> compondo a estrutura	49
Figura 6.1 - Mapa magnetométrico (ASA) com perfis de deconvolução traçados (malha de 250m de espaçamento). Em evidência o perfil 15, descrito na figura 6.2.	51
Figura 6.2 - Perfil 15 da Deconvolução de Euler. Em (A) o dado de amplitude analítica corresponde ao dado do perfil; em (B), os gradientes vertical.	52
Figura 6.3 - Visualização em 3D da borda oriental da Sinclinal Moeda, a partir do método de inversão magnetométrica.	54
Figura 6.4 – Mapa magnetométrico (ASA) integrado ao mapa geológico.....	55
Figura 6.5 – Mapa radiométrico ternário integrado ao mapa geológico.....	57
Figura 7.1 – Localização das fontes hipotermiais. Folha de Casa de Pedra (sf-23-x-a), escala regional 1:50000.	60
Figura 7.2 – Localização das fontes hipotermiais e de pontos amostrais representativos para análises químicas “in loco” e laboratoriais.	60
Figura 7.3 - Cálculo da geotemperatura e da fração de mistura das águas subterrâneas frias e quentes.	66
Figura 7.4 - Modelo conceitual esquemático de circulação das águas subterrâneas da região estudada.	67

Figura 7.5 – Modelo Proposto para a região de estudada com base na inversão geofísica e falha profunda inferida. 68

Figura 7.6 - Pontos projetados do descolamento e circundando esses pontos, tem-se áreas propícias de ocorrência das fontes hidrotermais..... 69

Figura 7.7 - Área mais propícia para locação de poços, correspondendo a áreas de anomalias magnetométricas de amplitudes intermediárias 71

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1- Fatores controladores do fluxo de água subterrânea, com seu alcance e suas limitações. (Fernandes 2008).....	24
Tabela 3.2 - Método apresentado para a identificação de situações mais favoráveis para a locação de poços e definição de caminhos preferenciais de circulação de água subterrânea. (Fernandes 2008).	24
Tabela 4.1 - Susceptibilidade magnética das rochas (Telford et al. 1990).	31
Tabela 4.2 - Filtros de Fourier e suas finalidades geofísicas (Silva 2015).	32
Tabela 4.3 - Relação entre o índice estrutural e os modelos físicos e geológicos (Modificado de Reid et al. 1990).....	34
Tabela 4.4 - Conteúdo radioativo das principais rochas ígneas (Uyeda et al. 1970)...	35
Tabela 4.5 - Minerais radioativos (Modificado de Telford et al. 1990).	35
Tabela 5.1 – Relação das intensidades de magnetização no mapa de ASA.	41
Tabela 5.2 - Classificação das radiofácies com base na imagem ternária.	45
Tabela 6.1 – Relação entre as magnetofácies e as unidades geológicas.....	56
Tabela 6.2 – Integração das radiofácies às unidades geológicas	57
Tabela 7.1 – Características hidroquímicas das amostras.....	62

LISTA DE QUADROS

Quadro 7.1 – Pontos amostrais representativos para análises químicas *in loco* e laboratoriais..... 61

Quadro 7.2 – Temperatura da água quente não misturada e respectiva fração da fonte hipotermal misturada (X_t) e fração de sílica da fonte hipotermal misturada (X_{Si})..... 65

Resumo

Diante da progressiva e intensa ocupação antrópica da região do Quadrilátero Ferrífero, sob demandas crescentes de suprimento de água para consumo humano de populações em franco crescimento urbano, bem como para uso industrial, agropecuário e minero-industrial, a água subterrânea apresenta-se como recurso hídrico de fundamental importância, além de apresentar condições potenciais de desenvolvimento turístico, pelo geotermalismo local no vale do Ribeirão Aredes. Sendo que as águas subterrâneas geralmente não necessitam de tratamento para consumo devido à sua filtragem natural pelo subsolo e armazenamento em formações geológicas permeáveis. As águas subterrâneas de circulação regional têm percolação profunda, sob fluxo preferencial ao longo de planos de rupturas controladas por tectonismo que resultou em formas geométricas complexas, que se pretende mapear, no trabalho, por meio de técnicas geofísicas. Os principais aquíferos regionais são representados pelos itabiritos da Formação Cauê (Aquífero Cauê), pelos quartzitos da Formação Moeda e Cercadinho, além de dolomitos da Formação Gandarela. A geofísica aplicada utiliza propriedades e parâmetros físicos dos materiais terrestres para a investigação de objetos geológicos em subsuperfície, logrando-se grandes profundidades de investigação. A área objeto de estudo situa-se na borda oriental da Sinclinal Moeda, município de Itabirito (Minas Gerais), na bacia hidrográfica do Ribeirão de Aredes. Foram utilizados dados de aerolevantamentos regionais de magnetometria e radiometria, que contaram com tratamento, análise e interpretação geofísica qualitativa e quantitativa e sua integração com a geologia regional, visando a definição de uma zona de maior favorabilidade para captação de água subterrânea, em área de geotermalismo. Os lineamentos magnetométricos, morfoestruturais e radiométricos mostraram uma direção preferencial NW-SE e NE-SW. Baseando-se no mapa temático ASA, por meio da Deconvolução de Euler, foi gerada uma modelagem tridimensional da borda oriental da Sinclinal Moeda, onde foram salientadas as anomalias em profundidade. A partir deste modelo 3D, dos lineamentos traçados e de todos os dados adquiridos e integrados, foram definidas as áreas mais favoráveis para a exploração do Aquífero Cauê, além de que a integração destes mapeamentos com os dados hidroquímicos disponíveis possibilitou a concepção do modelo hidrogeológico conceitual para a região em apreço.

Palavras chave: geofísica, hidrogeologia, Serra da Moeda, hidroquímica.

Abstract

Upon the progressive and intense anthropic occupation of the Quadrilátero Ferrífero, under rising water supply demand for human consumption by populations in urban growth, as well for industrial, farming and mining usage, the groundwater is an extremely important water resource. Furthermore, it indicates promising conditions for touristic development, due to the geothermal environment at the Ribeirão Aredes valley, considering that groundwater usually does not need treatment because it is naturally filtered by the subsoil and stored inside permeable geological formations. The regional circulation groundwater has deep percolation, with a flow along layers of tectonism-controlled ruptures that resulted in complex geometric forms, which are intended to be mapped, in this work, through geophysical techniques. The main regional aquifers are comprised of the itabirites from the Cauê Formation (Cauê Aquifer), the quartzites from the Moeda Formation e Cercadinho Formation and the Gandarela Formation's dolomites. Applied geophysics makes use of properties and physical parameters from earthly matter to investigate geological objects in subsurface, reaching great depths. The studied area is situated on the eastern edge of Moeda Syncline, city of Itabirito (Minas Gerais), in the Ribeirão Aredes watershed. The data used in this work were from magnetometry and radiometry regional aero-surveys. These data enclose qualitative and quantitative geophysical interpretation and analysis and its integration with regional geology, intending to delimit a zone more conducive to groundwater extraction in geothermal area. The magnetometric, morphostructural and radiometric lineaments indicated the better direction as being NW-SE and NE-SW. Based on the ASA thematic map, applying Euler's Deconvolution, a three-dimensional model of the eastern edge of Moeda Syncline was generated and the depth anomalies were highlighted. From the 3D model, the traced lineaments and all the data gathered, areas more propitious for exploit the Cauê Aquifer were defined. Moreover, by merging the mappings with the hydrochemical data available, it was possible to formulate a conceptual hydrogeological model for this region.

Key words: geophysics, hydrogeology, Moeda Syncline, hydrochemistry.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

O Quadrilátero Ferrífero (QF) constitui uma das mais importantes províncias minerais brasileiras. Localizado no Estado de Minas Gerais, pertence ao limite meridional do Cráton São Francisco. O contexto geológico desta província remete ao Arqueano e ao Paleoproterozoico, e se inicia a partir da formação de bacias sedimentares que sofreram sucessivas orogêneses (Herz 1978).

A estratigrafia regional é constituída por quatro grandes grupos: Caraça, Itabira, Piracicaba e Sabará, compondo litotipos quartzíticos, itabiríticos e carbonáticos, que caracterizam um sistema aquífero do tipo “multicamadas”, em meio predominantemente fissural, à exceção dos extratos itabiríticos marcados por enriquecimento supergênico, de comportamento hidrodinâmico similar a um meio aquífero poroso (Hippertt *et al* 2001).

Com relação à hidrogeologia, os itabiritos da Formação Cauê se destacam como o aquífero mais importante, seguido pelos dolomitos da Formação Gandarela e pelos quartzitos das formações Moeda e Cercadinho, onde as fraturas e falhas de maior porte proporcionam a relação hidráulica entre os aquíferos (Scudino & Peixoto 1992).

Serão apropriados dados de aerolevantamentos regionais da CODEMIG, de magnetometria e radiometria, que serão objeto de análise e interpretação geofísica qualitativa e quantitativa, cujos resultados serão integrados à geologia regional, visando o mapeamento e definição de feições geológico-estruturais de maior favorabilidade para captação de água subterrânea, em área de ocorrência de hidrotermalismo.

Como metodologia de trabalho, o mapeamento geofísico por magnetometria pretende auxiliar na caracterização das estruturas e unidades litoestratigráficas regionais, enquanto que a radiometria contribuirá com as informações relativas à cartografia das unidades litológicas, cuja análise quantitativa possibilitará a sua visualização 3D em profundidade e mapear a lito-estratigrafia regional; a integração desses mapeamentos geofísicos com os dados hidroquímicos disponíveis, possibilitará a concepção do modelo hidrogeológico conceitual para a região.

1.2 LOCALIZAÇÃO

A área objeto de estudo situa-se na borda oriental da Serra da Moeda, município de Itabirito (Minas Gerais), na bacia hidrográfica do Ribeirão de Aredes, numa área situada entre as Serras da Moeda

e Serrinhas. Essa área tem aproximadamente 72km² e abrange parte da folha topográfica de Itabirito (SF 23-X-A-III-3 MI-2573-3), na escala 1:50.000, elaborada pelo IBGE, limitando-se pelas coordenadas geográficas UTM 610.000m/7.754.000m e 618.000m/7.760.000m.

O acesso mais rápido, a partir de Ouro Preto-MG, com aproximadamente 96 Km de distância, se dá percorrendo-se a BR-356, até o trevo da Itabirito. A partir de Itabirito, orienta-se para a BR-040, sentido Belo Horizonte-Congonhas (MG), percorrendo-se um trecho de 40km, a partir do qual já se encontra na área de estudo, com acessos vicinais leste e oeste da citada rodovia BR-040.

1.3 OBJETIVOS

O objetivo principal deste trabalho compreende a execução do mapeamento geofísico lito-estrutural regional de uma faixa territorial localizada no vale do Ribeirão Aredes, entre as serras da Moeda e Serrinhas, no município de Itabirito, Minas Gerais. Tem como enfoque a identificação em subsuperfície do Aquífero Cauê, rocha-reservatório de elevado potencial hidrogeológico na região, sob condições locais de geotermalismo. A geração de mapas geofísicos temáticos de magnetometria e radiometria tem também, por intuito, contribuir para o mapeamento geológico-geofísico, integrado a um modelo hidrogeológico conceitual, em escala regional.

1.4 JUSTIFICATIVA

Diante da progressiva e intensa ocupação antrópica da região do Quadrilátero Ferrífero, sob demandas crescentes de suprimento de água para consumo humano de populações em franco crescimento urbano, bem como para uso industrial, agropecuário e mineiro-industrial, a água subterrânea apresenta-se como recurso hídrico de fundamental importância, além de apresentar condições potenciais de desenvolvimento turístico, pelo geotermalismo local presente no vale do Ribeirão Aredes, borda oriental da Serra da Moeda. Nesta região, os itabiritos da Fm. Cauê constituem o principal reservatório de água subterrânea, não sendo desprezíveis os aquíferos quartzíticos Moeda e Cercadinho. O estudo proposto justifica-se como de interesse social, e enseja a oportunidade de capacitação e treinamento teórico-acadêmico da discente executora, a qual procederá análises qualitativa e quantitativa de métodos geofísicos de mapeamento litológico em subsuperfície, com a identificação em profundidade do sistema aquífero e sua identificação em 3D, em contribuição para melhor conhecimento da hidrogeologia regional.

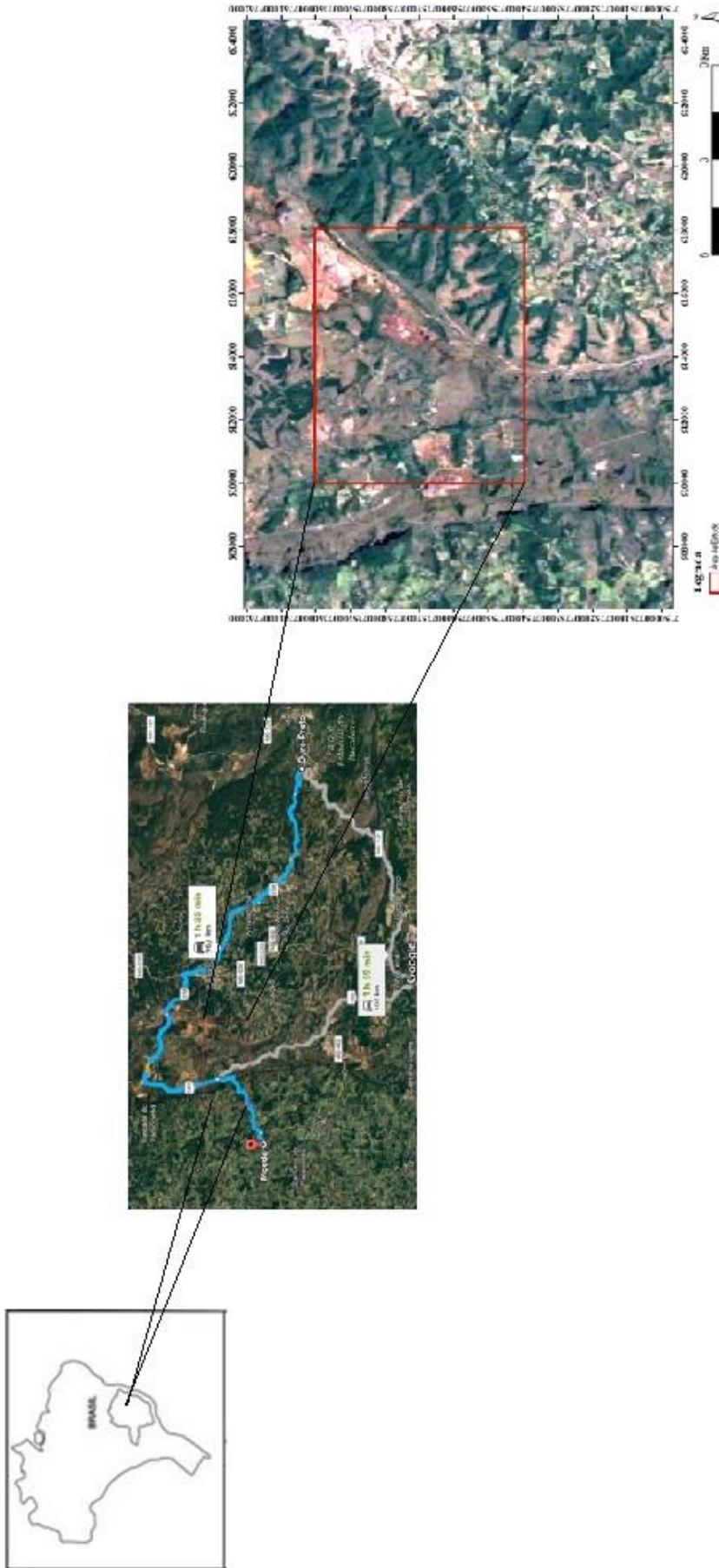


Figura 1.1 - Localização da área de estudo (demarcada pelo polígono). (Google maps: <https://www.google.com.br/maps>; Acesso em 27/06/2017).

1.5 MATERIAIS E MÉTODOS

O trabalho foi realizado em seis etapas: revisão bibliográfica, levantamento do banco de dados geológicos e geofísicos, confecção dos mapas temáticos, análise qualitativa, integração dos dados, análise quantitativa, hidrogeoquímica e modelo conceitual. Essas etapas serão descritas a seguir.

1.5.1 Revisão bibliográfica

A princípio foi feita uma revisão bibliográfica dos principais trabalhos de mapeamento geológico e hidrogeológico até então realizados no âmbito do Quadrilátero Ferrífero, buscando maiores informações sobre a geologia regional, com enfoque na borda oriental da Sinclinal Moeda, que corresponde à área de estudo. Também foram levantados dados e informações disponíveis de pesquisas sobre os aquíferos característicos da região, além de pesquisas acerca dos métodos geofísicos empregados.

1.5.2 Levantamento de banco de dados

Os dados geológicos foram adquiridos por meio do mapeamento realizado pela CODEMIG/UFMG (Lobato *et al.* 2005). Já o banco de dados geofísicos (dados aeromagnetométricos e aeroradiométricos) é disponibilizado pela Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais (CODEMIG).

1.5.3 Análise qualitativa

A partir do banco de dados geofísicos, analisados na etapa anterior, geraram-se os diversos mapas temáticos de magnetometria e radiometria, por meio do *software Oasis Montaj 7.0.1* do sistema *GEOSOFT*. Posteriormente, utilizando-se o *software ArcGis 9.3*, os mapas georreferenciados foram interpretados qualitativamente, onde foram traçados lineamentos geofísicos.

1.5.4 Integração geofísica-geológica

Nesta etapa houve a integração dos dados geológicos e geofísicos, além da análise dos diagramas de rosetas dos lineamentos geofísicos e morfoestruturais, tratados no *software OpenStereo*.

A concentração dos isótopos urânio, tório e potássio possibilita a caracterização litológica em superfície, o que auxilia o mapeamento geológico. A magnetometria identificou, indiretamente, a localização da rocha confinante da água, ou seja, o provável aquífero.

1.5.5 Análise quantitativa

Com a utilização da versão livre do *software* Euler (versão 1.00), procedeu-se a Deconvolução de Euler (2D) dos perfis magnetométricos, visando a análise quantitativa dos dados que, integrados aos dados geológicos, permitiram visualizar e quantificar, em profundidade, o condicionamento estrutural do aquífero e demais estruturas. A partir da obtenção dos dados da Deconvolução de Euler, foi possível, mediante o método da *krigagem*, criar modelos 3D para a visualização do aquífero e seus condicionantes estruturais em profundidade.

1.5.6 Hidrogeoquímica e Modelo Conceitual

Os dados hidrogeoquímicos foram retirados do trabalho de Scudino & Peixoto (1992) que juntamente com a integração dos resultados geológico-geofísicos levaram à concepção de um modelo conceitual esquemático de circulação das águas subterrâneas.

CAPÍTULO 2

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 INTRODUÇÃO

A Sinclinal Moeda situa-se na porção centro-oeste do Quadrilátero Ferrífero (QFe). O Quadrilátero Ferrífero, por sua vez, se localiza no extremo sul do Cráton São Francisco, na região centro-sul do estado de Minas Gerais, sudeste do Brasil.

O Quadrilátero Ferrífero compõe uma área de aproximadamente 7.000km², possuindo uma forma quadrangular (Dorr 1969). Esta denominação foi primeiramente abordada devido à ocorrência de depósitos de minério de ferro em uma área com vértices nas cidades de Itabira, a nordeste, Mariana, a sudeste, Congonhas, a sudoeste e Itaúna a noroeste.

2.2 TRABALHOS ANTERIORES

O Quadrilátero Ferrífero é conhecido desde o século XVIII por conter inúmeras ocorrências de ouro da região. No entanto, as primeiras pesquisas científicas são do século XIX, realizadas por José Vieira Couto e, posteriormente, por Wilhelm L. Von Eschwege. Outros cientistas, que contribuíram com importantes estudos da área, foram Virgil von Helmreichen, Pierre Joseph Aimé Pissis e Peter Claussen (Machado 2009).

Posteriormente, com a inauguração da Escola de Minas em 1876, Henri Gorceix apresentou diversas publicações sobre o QFe em revistas internacionais e em meados do século XX, o *United States Geological Survey* - USGS, em convênio com o Departamento Nacional da Produção Mineral – DNPM – desenvolveu um projeto de mapeamento em detalhe, na escala de 1:25.000, de toda a região. Neste projeto, coordenado e sumarizado por Dorr (1969), foi apresentada uma coluna estratigráfica do QFe, sendo ainda pode ser considerada atual. Autores mais recentes, como Ladeira & Viveiros (1984) e Marshak & Alkmim (1989), mediante seus estudos, contribuíram para o melhor conhecimento estrutural da área, e realizaram alterações na coluna estratigráfica do QFe, em relação à inicialmente publicada por Dorr (1969).

2.3 LITOESTRATIGRAFIA

As litologias do Quadrilátero Ferrífero são caracterizadas, da base para o topo, pelas seguintes unidades: Complexos Metamórficos e Supergrupo Rio das Velhas (Grupo Nova Lima e Grupo Maquiné), de idade arqueana. Supergrupo Minas (Grupo Tamanduá, Formação Moeda, Formação Batatal, Formação Cauê, Formação Gandarela, Formação Cercadinho, Formação Fecho do Funil, Formação Taboões e Formação Barreiro), Grupo Sabará e Grupo Itacolomi, de idade paleoproterozoica (Dorr 1969,

Ladeira 1984). (Figuras 2.1 e 2.2).

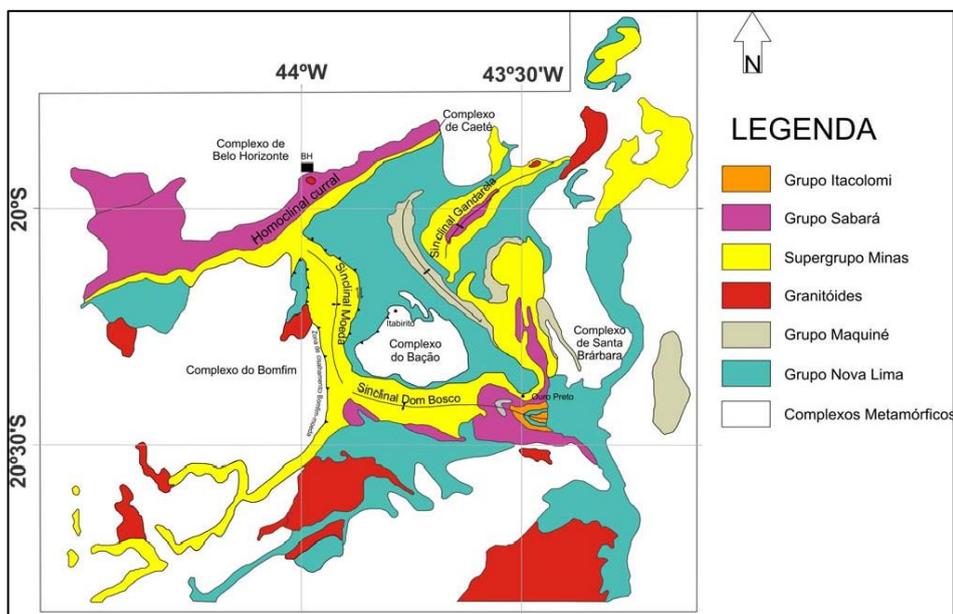


Figura 2.1 - Mapa geológico regional simplificado do Quadrilátero Ferrífero (Modificado de Dorr 1969).

2.3.1 Complexos Metamórficos (Embasamento)

Os complexos metamórficos, do Arqueano (Carneiro *et al.* 1995), expostos nas adjacências e na porção central do QFe, são constituídos por terrenos granito-gnáissicos de composição granítica a tonalítica polideformados, cujo grau metamórfico chega a fácies anfíbolito médio a superior (Jordt-Evangelista *et al.* 1993); com retrometamorfismo sob condições de fácies xisto-verde, contém corpos anfíbolíticos, intrusões máficas a ultramáficas e veios pegmatíticos.

2.3.2 Supergrupo Rio das Velhas

Esta unidade consiste em rochas metavulcânicas e metassedimentares arqueanas (2,85- 2,75Ga), representando um clássico terreno granito-*greenstone* (Machado *et al.* 1992). Como apresentado por Dorr (1969), é formado pelos seguintes grupos, da base para o topo: Quebra-Osso (rochas vulcânicas ultramáficas), Nova Lima (xistos e filitos, com intercalações de formações ferríferas de fácies carbonáticas e rochas metavulcânicas) e Maquiné (metaconglomerados polimíticos, metarenitos, filitos, xistos e metagrauvacas), que se sobrepõe em discordância erosiva a estes outros grupos.

2.3.3 Supergrupo Minas e Grupo Sabará

Corresponde a uma unidade metassedimentar paleoproterozoica (2,65-2,0Ga) que recobre o Supergrupo Rio das Velhas, em discordância (Alkmim & Marshak 1998). Segundo Rosière & Chemale (2000), é constituído por duas megasequências principais: (i) uma sequência entre fluvial deltaica e

marinha plataformar, que inclui os grupos Caraça (formações Moeda e Batatal), Itabira (formações Cauê e Gandarela) e Piracicaba (formações Cercadinho, Fecho do Funil, Taboões e Barreiro), e (ii) uma sequência composta por depósitos marinhos imaturos do Grupo Sabará. Dorr (*op. cit.*) posiciona o Grupo Tamanduá na porção basal do Supergrupo Minas, constituído por quartzitos, xistos e itabiritos filíticos. A sequência mais espessa das formações ferríferas bandadas do Supergrupo Minas (200-300m), com corpos de minério de alto teor e economicamente exploráveis, pertencem à Formação Cauê, do Grupo Itabira (Rosière & Chemale 2000).

2.3.4 Grupo Itacolomi

Dispostas em discordância angular, representa o topo da coluna estratigráfica do QFe (< 2,1Ga, segundo Machado *et al.* 1993 e 1996). Esse grupo é composto de rochas metassedimentares clásticas do Grupo Itacolomi de idade proterozóica, são constituídas principalmente de metarenitos grosseiros e metaconglomerados polimíticos com clastos de formação ferrífera, provavelmente da Formação Cauê (Lacourt 1935, Barbosa 1968, Dorr 1969).

2.3.5 Coberturas Cenozoicas

Localmente, as coberturas cenozoicas são compostas por cangas e lateritas, além de material coluvionar e aluvionar (Lipski 2002).

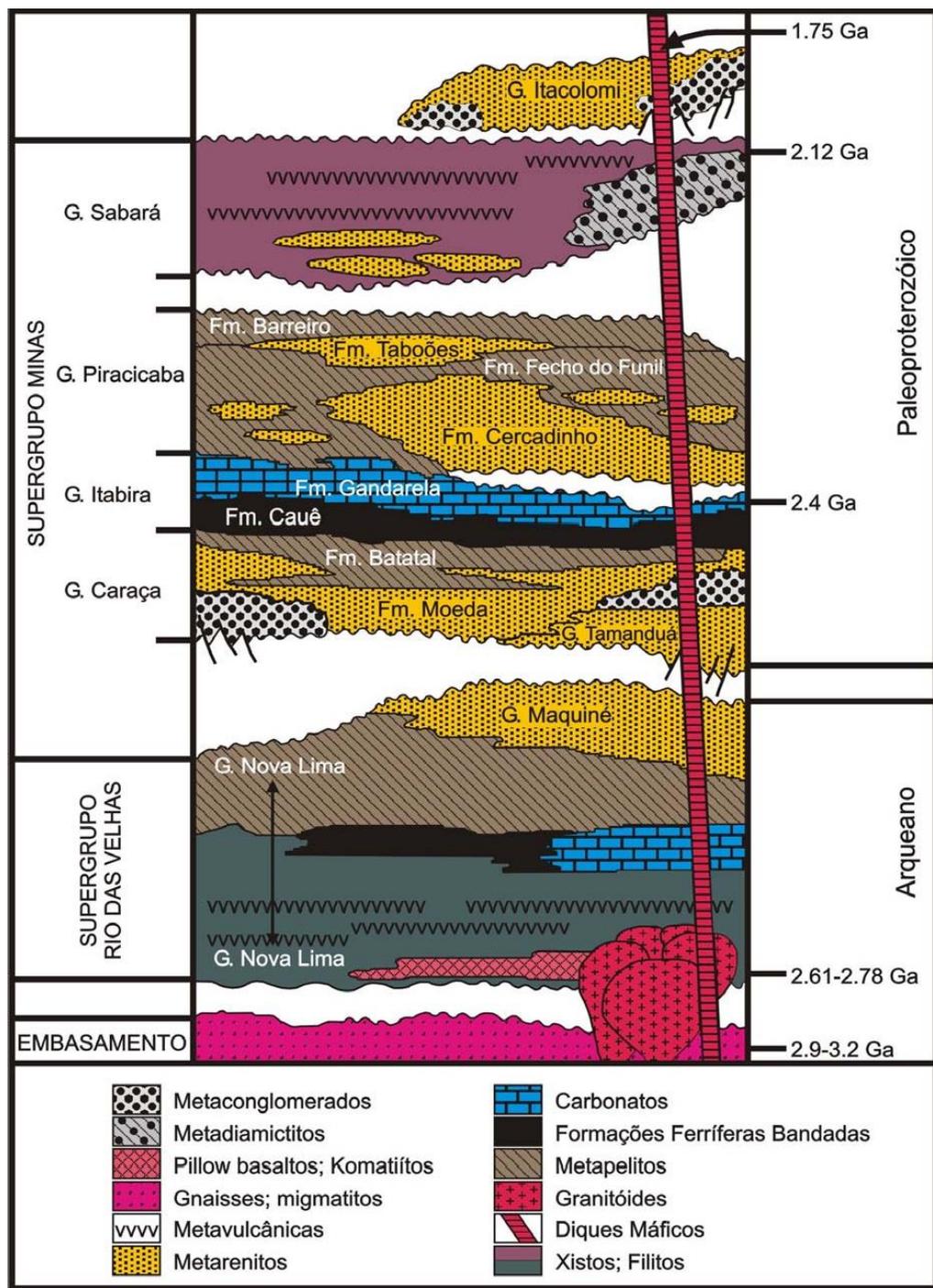


Figura 2.2 - Coluna litoestratigráfica do Quadrilátero Ferrífero (Modificada de Alkmim & Marshak 1998).

2.4 ARCABOUÇO ESTRUTURAL

A província mineral do Quadrilátero Ferrífero corresponde a uma unidade geotectônica do Brasiliano (Rosière & Chemale 2000); situa-se na zona limítrofe de dois elementos geotectônicos da Plataforma Sul-Americana, o Cráton do São Francisco e o Orógeno Araçuai, ocupando a posição de antepaís do chamado Cinturão Mineiro (Teixeira & Figueiredo 1991).

Segundo Dorr (1969), esta unidade foi afetada por três fases deformacionais, cujas idades definidas por Rosière & Chemale (2000) são: A primeira fase, do Ciclo Jequié (Arqueano), as rochas do Supergrupo Rio das Velhas, com um *trend* de deformação de direção Oeste ou Sudoeste, indicam que os dobramentos identificados são anteriores à deposição do Supergrupo Minas. A segunda fase, do Ciclo Transamazônico (Paleoproterozoico), se dá somente após a deposição do Supergrupo Minas e a terceira, associada ao Ciclo Brasileiro (Neoproterozoico), engloba rochas do Grupo Itacolomi de forma mais pronunciada, com a geração de alinhamentos sistemáticos de sinclinais e anticlinais.

Alguns autores conferem destaque a outros ciclos, como é o caso de Almeida & Hasui (1984), que descrevem os três principais ciclos propostos por Dorr (*op. cit.*) e abordam também o Ciclo Uruçuano, ocorrido entre a orogenia Transamazônica e o Ciclo Brasileiro. Endo (1997) enfatiza ainda os efeitos de caráter frágil do evento Sul-Atlântico. Alkimim & Marshak propõem além desses um evento caracterizado por uma extensão regional, que resultou na arquitetura em domos e quilhas, soerguendo o embasamento cristalino ao mesmo nível crustal que os metassedimentos do supergrupo Rio das Velhas e Minas.

As principais feições estruturais observadas por Dorr (1969) e Endo (1997) são o Arqueamento Rio das Velhas, a Sinclinal Gandarela, a Homoclinal da Serra do Curral, a Sinclinal Dom Bosco, a Sinclinal Santa Rita e a Sinclinal Moeda; esta última a seguir aqui enfocada, por se tratar de um domínio geotectônico e lito-estratigráfico onde a área de estudo se localiza, na sua borda oriental.

2.4.1 Sinclinal Moeda

A Sinclinal Moeda (Figura 2.3) localiza-se na borda oeste do Quadrilátero Ferrífero, com extensão superior a 40km na direção meridiana com eixo orientado segundo a referida direção. Esta sinclinal apresenta, em seu interior, todas as unidades do Supergrupo Minas, exceto o Grupo Sabará (Dorr 1969). Encontrando-se em contato com o Complexo Metamórfico Bonfim, a oeste, e com o Complexo Metamórfico Bação, a leste. Possui um flanco normal, de direção N-S, oeste, e um flanco inverso, leste, de direção NW-SE, na porção norte (Silva & Gomes 2001). Além disso, Gomes *et al.* (2003) evidenciam duas fases de dobramento na região centro-norte da Sinclinal Moeda, uma NW-SE, e outra correspondendo a NE-SW.

No flanco leste da megaestrutura, tem-se uma intensa variação no mergulho da foliação, variando de 50° a 80° nos sentidos NE, E, e SE (Braga 2006). Nesta região, um espesso pacote do Supergrupo Rio das Velhas, com acunhamento para sul, separa o embasamento cristalino dos metassedimentos Minas. O contato litológico da Sinclinal Moeda no flanco leste é com as rochas do Supergrupo Rio das Velhas (SPRV).

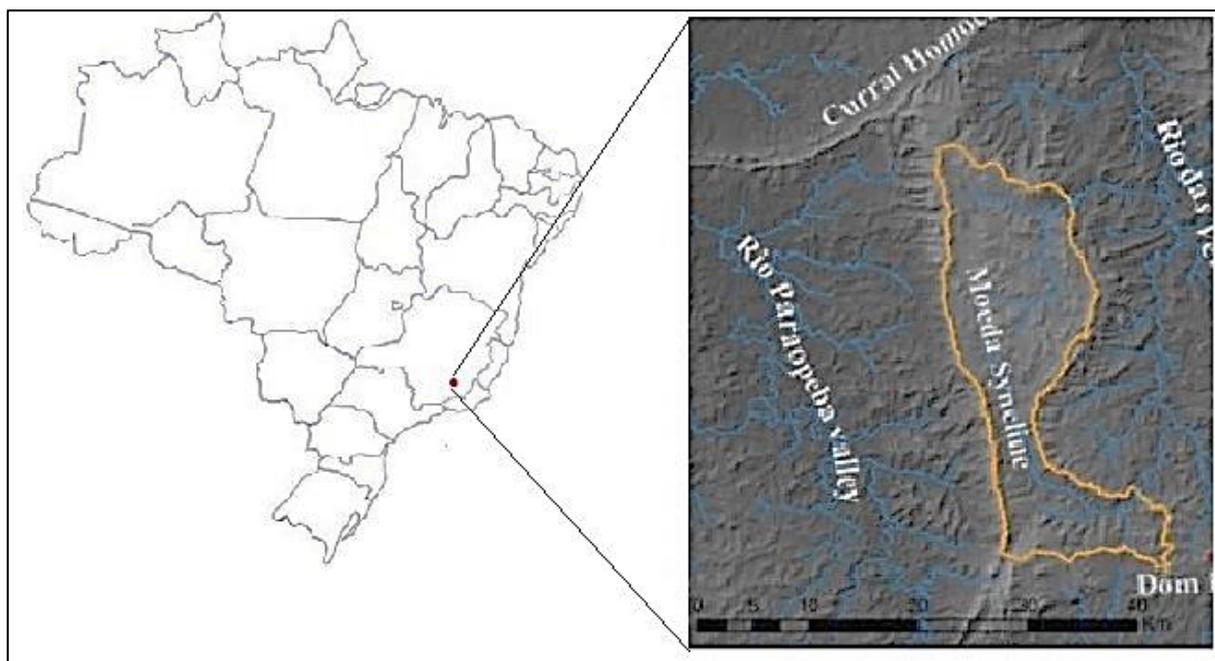


Figura 2.3 - Localização da Sinclinal Moeda (Modificada de Lavarine *et al.* 2016).

O flanco oeste apresenta caimentos variáveis entre 40° e 50° para leste. Além disso, é cortado por falhas direcionais NW-SE com deslocamentos dextrais e sinistrais e rejeitos da ordem de centenas de metros. O contato com as rochas do SPRV ocorre somente na porção norte; na porção sul este contato é feito entre os quartzitos da Formação Moeda, do Supergrupo Minas, com as rochas do Complexo metamórfico Bonfim. Sendo que o Complexo Bonfim é caracterizado como uma típica estrutura de inversão tectônica com feições de caráter distensivo e compressivo descritas por Endo & Nalini (1992) e Hippertt *et al.* (1992) por zonas de cisalhamento dúctil-rúptil com lineação E-W representando o evento extensional, anterior a inversão E-W imposta ao evento compressivo brasileiro.

Ocorrem também zonas de cisalhamento impostas pelo evento compressivo brasileiro e associadas aos empurrões NS com transporte tectônico para oeste, superpostas à Sinclinal inserida neste sistema de empurrões NS foi gerado uma série de falhas tanscorrentes com direções preferenciais EW, $N60^\circ E-S60^\circ W$ e $N60^\circ W-S60^\circ E$.

A tese do cavalgamento do Complexo Metamórfico Bação sobre a Sinclinal Moeda foi confirmada por Silva & Gomes (2001), sendo que o principal agente que levou a uma geometria curva do flanco leste da Sinclinal Moeda estaria relacionado ao evento compressivo de idade Brasileira, com movimentação no sentido horizontal do Complexo Metamórfico do Bação, ocasionando deslocamentos reversos (escape vertical) e transpressivos (escape lateral) de massas rochosas.

2.5 EVOLUÇÃO TECTÔNICA

A ampla diversidade de eventos que atuou sobre o Quadrilátero Ferrífero lhe confere um caráter complexo, como proposto por diversos autores (Dorr 1969, Ladeira & Viveiros 1984, Alkmim *et al.* 1988, Chemale Jr *et al.* 1992 e Endo 1997), organizadas por Endo (*op. cit.*, 1997) sob a seguinte descrição:

O Complexo Metamórfico da região, de idade aproximada de 3,2Ga, constituiu-se o embasamento para as deposições vulcano-sedimentares do Supergrupo Rio das Velhas, formando domos e quilhas, nas quais estes sedimentos puderam se alocar. Tem-se, então, o evento orogênico do Rio das Velhas, responsável pela deformação e metamorfismo dessas unidades, que atinge o ápice por volta de 2,78Ga.

Em seguida, ocorreu o evento tafrogênico Maquiné responsável pela formação da bacia Maquiné, bem como sedimentação das unidades clásticas superiores do Supergrupo Rio das Velhas. Tal evento ocorreu por volta de 2,68Ga. Posteriormente há 2,60Ga, ocorreu a orogenia Maquiné.

Alkmim & Marshak (1998) propõem que, entre 2,6Ga e 2,4Ga, a região a leste e sudeste do QFe compreendia ambientes ensiálicos e de margem passiva, representada por eventos extensionais, ocorrendo o evento Sideriano, sendo este o evento responsável pela sedimentação das unidades do Supergrupo Minas, demonstrados por fácies deposicionais dos Grupos Tamanduá e Caraça, Itabira e Piracicaba.

O evento Ryaciano, de idade de 2,25Ga, corresponde à primeira fase do ciclo Transamazônico, responsável pela formação de grandes dobras com vergência para SW. O fim desta fase foi marcado por um evento de relaxamento crustal que gerou estruturas dômicas e sinclinais.

Esta região, há aproximadamente 2,1Ga (Evento Orosiriano), evoluiu para um cinturão de dobras e falhas com vergência para NW que resultou no desenvolvimento de zonas de cisalhamento e dobramentos regionais, além de dobras parasíticas, representadas pelo Grupo Sabará. Correspondendo à segunda fase do ciclo Transamazônico, foi responsável por um colapso orogênico ao final do episódio, proporcionando a deposição do Grupo Itacolomi em bacias sedimentares estreitas.

Concomitante às intrusões de diabásios no QFe, há cerca de 1,75Ga, ocorreu o evento Estateriano, no qual a formação da bacia rifte do Espinhaço se iniciou. Devido ao adelgaçamento litosférico, a astenosfera pode ter sofrido fusão por descompressão e gerado magmas alcalinos que alimentavam o rifte. Após a sedimentação e magmatismo da fase rifte, a subsidência da bacia promoveu a deposição de sedimentos de contexto marinho transgressivo. Entretanto, devido a discordâncias locais e diferentes características dos depósitos, um longo período de não deposição é evidente no registro geológico (Dussin 1995).

Em torno de 900Ma, um segundo evento extensional crustal afetou a região do Cráton São Francisco, apesar de terem sido pequenas as taxas de extensão e faturamento sinalizadas por diques intrusivos toleíticos que cortam todas as sequências do Supergrupo Espinhaço e seu embasamento. Mais

a leste, a extensão crustal foi mais pronunciada e promoveu a deposição do grupo Macaúbas, indicando um novo processo de rifteamento (Dussin 1995).

Segundo Dussin (*op. cit.*), no final do Neoproterozoico, as bacias Meso e Neoproterozoicas foram fechadas devido ao evento compressional Brasileiro e consequente estruturação da Faixa Araçuaí. Zonas de cavalgamento e cinturões de falhas e dobras se desenvolveram nos setores mais a leste da borda cratônica com posterior propagação da deformação no sentido do interior do cráton, a oeste. A estruturação da Faixa Brasília também promoveu a deformação da cobertura sedimentar do Grupo Bambuí, enquanto que a sul, a Faixa Ribeira foi a responsável pela obliteração do registro geológico no Quadrilátero Ferrífero.

O último grande evento registrado é o Sul-Atlântico cujos efeitos na região do Quadrilátero Ferrífero se restringem a falhamentos diversos, que sugerem caráter frágil.

CAPÍTULO 3

AQUÍFERO CAUÊ

3.1 INTRODUÇÃO

Neste capítulo, serão abordadas as principais características do Aquífero Cauê (formação homônima do Grupo Itabira – Supergrupo Minas), objeto de estudo do trabalho, cuja anisotropia e composição lítica heterogênea apresenta diferenciadas condições de permeabilidade e porosidade de natureza primária (rocha sã) e secundária (rocha decomposta).

Estudos e mapeamentos hidrogeológicos, até então realizados em áreas de mineração de ferro em cavas a céu aberto, demonstram significativo potencial hidrogeológico, quando associados a litotipos itabiríticos consolidados. Quando possuem alto grau de faturamento, de composição hematítica em bandas silicosas, e a seu respectivo manto decomposto. Sendo que o enriquecimento supergênico em profundidades de algumas centenas de metros, resultou na lixiviação de sílica, lhes conferindo um alto teor de minério de ferro, bem como um novo estado de elevada porosidade secundária. Por outro lado, quando associados a litotipos itabiríticos consolidados, de *fácies* predominantemente pelítica, com baixo grau de fraturamento e baixo teor, a exemplo de itabiritos anfíbolíticos, em geral apresentam baixo potencial hidrogeológico, que localmente funcionam como “aquitardos”.

Do exposto, os principais fatores que influenciam o seu condicionamento hidrodinâmico diferenciado, de interesse hidrogeológico, tem correlação direta com sua variabilidade lítico-faciológica e ocorrência de processos geológicos relacionados à dinâmica externa, em especial aos fenômenos de meteorização ou intemperismo (Cruz & Scudino 1997). Sendo que podem ser obtidas elevadas taxas de produção, da ordem de 200 a 400m³/h ou mais, a depender do grau de faturamento e intemperismo, bem como da sua geometria e espessura saturada, mediante captação de água por poços tubulares profundos ou mesmo galerias filtrantes, a exemplo da Mina Córrego do Feijão em Brumadinho.

3.1 AQUÍFEROS FRATURADOS – ASPECTOS GERAIS

Os aquíferos fraturados apresentam permeabilidade secundária, de natureza fissural, originária de fraturamentos, fissuras, diaclases, juntas e falhas, cuja circulação da água subterrânea é dependente desse parâmetro hidráulico, associado a descontinuidades originadas por uma série de eventos geológicos, em geral, eventos tectônicos de fase rúptil (Rocha 2005) em maior grau, e em menor grau, de expressão mais localizada de eventos físicos de intemperismo. Neste tópico, serão abordados os aquíferos fraturados da região do Quadrilátero Ferrífero.

3.1.1 Aquíferos de Rochas Granitóides e Quartzíticas

Na região do Quadrilátero Ferrífero, onde está situada a área de estudo, os aquíferos fraturados associados a rochas do embasamento cristalino – a exemplo dos complexos Bonfim e Bação, possuem condutividade hidráulica e porosidade primária muito baixas, com ordem de grandeza estimada de 10^{-11} a 10^{-13} m/s (Feitosa et al. 2000).

Por sua vez, os aquíferos quartzíticos dessa região, com expressão de suas cristas conformadas pelas serras das Cambotas em Barão dos Cocais e da Moeda em Itabirito e municípios vizinhos, são basicamente representados por rochas-reservatório compactas e maciças, fraturadas, essencialmente quartzíticas, associadas ao Grupo Itacolomi; e aos grupos Piracicaba (formações Taboões, Fecho do Funil e Cercadinho) e ao Grupo Caraça (Formação Moeda) do Supergrupo Minas, bem como ao Supergrupo Rio das Velhas/Grupo Maquiné.

Os topos das serras de quartzito encontram-se, na maioria das vezes, truncados por superfícies de erosão pós Terciário Superior e, localmente, são sobrepostos por sedimentos de cobertura Terciário-Quaternários. A recarga processa-se por infiltração das águas pluviais através do manto de intemperismo, essencialmente arenoso, que favorece a percolação das águas; e também por aportes oriundos do sistema aquífero em meio granular sobrejacente, por filtração e fluxo vertical descendente.

As restituições de água subterrânea que formam o fluxo de base dos mananciais superficiais na época da estiagem se realizam por fluxo natural, através de fontes pontuais e difusas ou exsudações, que exercem importante papel regularizador na manutenção das descargas de base dos rios que drenam as maiores áreas de ocorrência de quartzitos.

Informações sobre as características hidrodinâmicas desta unidade aquífera são deficientes. Dados disponíveis sobre os quartzitos associados à Formação Moeda registram valores de transmissividade hidráulica da ordem de 10^{-3} a 10^{-2} m²/s (86 a 864m²/dia), bastante significativos, que podem representar um recurso hídrico importante para abastecimentos de pequeno e médio porte em empreendimentos ou áreas urbanas e peri-urbanas. O Quartzito Moeda tem uma área de afloramento calculada de 1.177km² (Cruz & Scudino 1997), tendo sido estimada por Silva *et al.* (1995), uma espessura média saturada da ordem de 100m e valores do coeficiente de armazenamento (porosidade eficaz) da ordem de 0,02.

Os aquíferos de natureza quartzítica do Grupo Piracicaba que ocorrem na região do Quadrilátero Ferrífero são pouco estudados; contudo, podem constituir importantes fontes de captação de água subterrânea, principalmente nas rochas-reservatório da Formação Cercadinho, com uma área aflorante

calculada em 907km² (Cruz & Scudino 1997), com espessura média saturada de 200m, transmissividade hidráulica de 10⁻³ m²/s e coeficiente de armazenamento de 0,05. Na região de Itabira, a leste, fora da área da bacia, os quartzitos do Grupo Piracicaba fornecem vazões entre 15m³/h e 150m³/h e valores de vazão específica entre 0,03 e 2,31/s/m (média de 0,31/s/m) revelando sob condições locais, potencial hidrogeológico considerável. O abastecimento de água ao Campus Morro do Cruzeiro, da UFOP, tem como fonte de produção os aquíferos associados ao Grupo Piracicaba (Scudino 1983), tendo sido perfurado em 1985 um poço tubular com a profundidade de 80m e capacidade de produção de 13m³/h, programado para o atendimento de uma demanda da ordem de 100m³/dia, até os anos 2.000. Com o aumento da demanda, o abastecimento é atualmente realizado mediante a captação deste aquífero quartzítico – Formação Cercadinho predominantemente, por meio de poço tubular com uma profundidade de 179m, perfurado no ano de 2007, com uma capacidade de produção da ordem de 30m³/h.

3.1.2 Aquífero de Rochas Itabiríticas – Aquífero Cauê

Esses aquíferos são formados por rochas itabiríticas, compactas, maciças, fraturadas e saturadas do Quadrilátero Ferrífero, estando associados à Formação Cauê, anteriormente descrita. Quando compactos e maciços possuem natureza fissural. Por outro lado, quando friáveis possuem comportamento hidrodinâmico de meio aquífero granular, já que apresentam condições locais de permeabilidade e porosidade secundárias diferenciadas, ora de natureza e comportamento fissural, ora de comportamento similar a um meio poroso.

A Formação Cauê, constituída por metassedimentos químicos de composição ferrífera, com bandas alternadas de hematita e quartzo, assim como por itabiritos anfíbolíticos e carbonáticos, com filitos e margas subordinados, tem seu contato estratigráfico com a Formação Batatal, na base, e no topo, com a Formação Gandarela. Contatos de natureza tectônica são comuns, dado o forte tectonismo da região, sendo definidos por falhas direcionais e de cavalgamento e por dobramentos recorrentes associados a falhamentos, provocando, às vezes, a repetição do estrato itabirítico, e geometrias complexas com grandes espessuras aparentes.

O Sistema Aquífero Cauê é o principal reservatório de águas subterrâneas da região do Quadrilátero Ferrífero. O itabirito quando fresco é uma rocha tenaz e mecanicamente resistente; entretanto, é pouco resistente ao intemperismo químico, sendo normalmente caracterizada por espessos mantos de alteração que em alguns casos atingem mais de 500m, a exemplo da mina de Tamanduá. A alteração dos itabiritos se dá por meio de lixiviação preferencial dos carbonatos na variedade de itabiritos dolomíticos, ou da lixiviação do quartzo no itabirito silicoso. As águas meteóricas, ao circularem pela

formação ferrífera, promovem a dissolução dos carbonatos e da sílica, formando vazios de porosidade terciária.

Uma primeira estimativa efetuada para esta unidade aquífera confere para os aquíferos de rochas itabiríticas uma espessura saturada média da ordem de 400m, um coeficiente de armazenamento médio de 0,10 e uma reserva de água explotável da ordem de 4.100Hm^3 (Silva *et al.* 1995).

Estudos hidrodinâmicos realizados pelas empresas mineradoras da região, para o rebaixamento do nível d'água nas áreas de lavra do minério itabirítico – dados de 50 poços testados, indicaram valores de transmissividade hidráulica variando de $6.10^{-4}\text{m}^2/\text{s}$ a $2.10^{-2}\text{m}^2/\text{s}$ (52 a $1700\text{m}^2/\text{dia}$), segundo Silva *et al.* (1995). Dados calculados por Cruz (1996 e 1997, *in*: Cruz & Scudino, 1997) indicaram valores de condutividade hidráulica entre 10^{-6} a 10^{-4}m/s (0,08 a $8,0\text{m}/\text{dia}$); coeficiente de armazenamento variando entre 10^{-3} e 0,1 e valores de transmissividade hidráulica entre $6.10^{-4}\text{m}^2/\text{s}$ e $4.10^{-2}\text{m}^2/\text{s}$ (52 a $3.400\text{m}^2/\text{dia}$).

Este sistema aquífero, objeto do mapeamento geológico-geofísico regional dessa pesquisa, foi estudado mais recentemente por Mourão (2007). Sendo que ele descreve esta unidade hidrogeológica, caracterizando-a pela ocorrência de um número significativo de nascentes e poços tubulares com vazão acima de $100\text{m}^3/\text{h}$. Exibe porosidade fissural ou granular, do qual existe uma grande diferença entre esses dois litotipos, dependendo da intensidade do processo supergênico e da dissolução da sílica e carbonato da rocha-reservatório em pauta, podendo ser encontradas rochas desde friáveis por completo, até inteiramente frescas.

A rocha matriz que compõe o Aquífero Cauê é o jaspelito, podendo ser classificada como minérios de ferro e itabirito, os últimos podendo ser silicosos, argilosos, dolomíticos e anfibolíticos, tendo ainda o tipo “rico” que evidencia o predomínio de níveis hematíticos em relação às bandas compostas por quartzo ou carbonato (Mourão *op. cit.*).

Segundo (Cruz & Scudino 1997), o itabirito, quando fresco, corresponde a uma rocha tenaz e resistente; contudo, pouco resistente ao intemperismo químico, caracterizando-se por espessos mantos de alteração, podendo atingir mais de 500m. Sua alteração se dá por meio de lixiviação preferencial dos carbonatos, na variedade de itabiritos dolomíticos, ou da lixiviação do quartzo em itabiritos silicosos. A circulação de águas meteóricas pela formação ferrífera faz com que haja a dissolução dos carbonatos e da sílica, formando vazios de porosidade terciária.

Devido à grande variedade litológica, intensidades do intemperismo atuante e da complexidade estrutural, o aquífero exibe um alto grau de heterogeneidade e anisotropia, que se dá pelo vasto espectro de valores de transmissividade hidráulica, mediante ensaios de vazão de poços tubulares, desde 2 a $2.529\text{m}^2/\text{dia}$ (Beato *et al.* 2005). Os valores mais elevados de condutividade hidráulica estão relacionados aos corpos de minério friável, e as maiores capacidades de armazenamento são atribuídas

às hematitas compactas (ECOLAB 2002). Porém, hematitas semifriáveis e hematitas compactas laminadas ou foliadas, exibem valores semelhantes e muito altos de condutividade hidráulica, como comprovado em testes físicos de amostras de testemunho de sondagem.

Em consequência das oscilações de níveis d'água em poços de monitoramento e coeficientes de armazenamento, admite-se que grande parte deste aquífero ocorra de forma livre (sob pressão atmosférica), evidenciados por meio da interpretação de testes de bombeamento e especialmente quando aflorantes (Silva *et al.* 1994). Na região do Platô Jardim Canadá, no segmento sudoeste da Homoclinal da Serra do Curral, há ocorrência de confinamento ou semiconfinamento, por ação de níveis de itabiritos argilosos, bem como na região centro-norte da Sinclinal Moeda (Mourão 2007).

Segundo Mourão (*op. cit.*), duas estruturas principais condicionam o fluxo da água subterrânea: as falhas transversais à Homoclinal da Serra do Curral, de direção N-S, os falhamentos pré-cambrianos, de direção E-W e uma componente direcional de deslocamento que afetam a Sinclinal Moeda. Essas estruturas possuem origem diversificada, sendo, geralmente, caracterizadas como dúctil-rúptil, as quais, provavelmente, sofreram influências da tectônica cenozoica, que podem ser vistas a partir das evidências de limites retilíneos das coberturas recentes na Serra do Curral, e também, pela ocorrência de, pelo menos, um ponto de descarga no platô da Moeda.

As bacias hidrogeológicas vinculadas ao Aquífero Cauê exibem o escoamento em meios fissurados ou porosos com uma capacidade de armazenamento alta, pois possuem baixos coeficientes de recessão e pequena variação em seu regime fluviométrico. Em geral, estas bacias são recobertas por solos pouco desenvolvidos relacionados ao substrato ferruginoso (Mourão *op.cit.*).

3.1.3 Aquíferos Dolomíticos da Formação Gandarela

Segundo Cruz & Scudino (1997), aquíferos cársticos e cársticos-fissurais apresentam porosidade e permeabilidade que dependem, sobretudo, do grau de fraturamento e do desenvolvimento das cavidades e aberturas causadas pela dissolução dos carbonatos. Por apresentarem vazios de dissolução muito irregulares e aleatórios, frequentemente suas permeabilidades terciárias apresentam-se muito variáveis, de local a local, podendo constituir-se importantes aquíferos, de elevado potencial hidrogeológico.

Os dolomitos das formações Gandarela, do Proterozoico Inferior, em geral, apresentam uma geometria complexa de interestratificação e dobramentos, formando uma sequência de aquíferos multicamadas, às vezes intertrapeados, falhados e hidraulicamente intercomunicados.

A recarga se dá, sobretudo, pela infiltração direta das águas pluviais nas áreas de afloramento e através de cursos de água controlados por fraturamentos ou influenciados pela presença de dolinas ou outras estruturas de dissolução. Aportes de águas superficiais e/ou eventualmente perdas por restituição

dos aquíferos para os rios, podem também ser significativos nas zonas baixas dos vales adjacentes aos leitos dos grandes rios, que se constituem nos principais níveis de base do sistema.

Considerando-se que o nível estático dos poços situados nas regiões de relevo aplainado de cotas inferiores a 500m de altitude estão em média aos 20m de profundidade. De um modo geral, os poços de captação tenderiam a não apresentar incrementos substantivos de produtividade, a profundidades maiores do que 80m (Cruz & Scudino 1997).

Dados disponíveis de 31 poços testados, com determinações de transmissividade hidráulica, apresentam valores entre $2,7 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ ($233\text{m}^2/\text{dia}$) e $9 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ (Cruz & Scudino *op. cit.*).

3.2 CONDICIONANTES HIDRODINÂMICAS EM MEIOS FRATURADOS

A relação entre a idade de ocorrência sintectônica/pós tectônica e o paleoambiente geoquímico associado às estruturas de fraturamento de um maciço e seu respectivo grau de permeabilidade, bem como o clima, a vegetação, o relevo e características do solo, influenciam sobretudo o comportamento hidrodinâmico de um aquífero fraturado, cuja interação afeta as suas condições de alimentação/recarga, circulação e descarga (COPPETEC 2014).

A depender desses fatores, o sistema aquífero fraturado pode apresentar uma importância significativa, apesar de possuir uma natureza complexa (COPPETEC *op. cit.*); isso se dá pois, por vezes, sob ocorrência regional, seja pela capacidade de armazenamento diferenciada (a exemplo de aquíferos quartzíticos e itabiríticos), seja pelo seu uso generalizado para o abastecimento urbano, industrial ou rural.

A água armazenada nas zonas preferenciais de recarga tem circulação local e regional ao longo de planos de descontinuidades nas rochas (fraturas, diaclases, fissuras, falhas ou planos de foliação e xistosidade em rochas metamórficas). Em geral, a recarga/alimentação se processa através do manto de intemperismo originado a partir da alteração de rochas cristalinas de comportamento hidrodinâmico similar a um meio poroso. A espessura, a porosidade e morfologia aplainada do manto de intemperismo exerce um papel diferenciado quanto à magnitude da recarga; o manto de intemperismo, via de regra, funciona como meio transmissor das águas pluviais de infiltração, cujo fluxo natural se dá por filtração vertical descendente (Cruz & Scudino 1997). A capacidade de armazenamento e condições favoráveis de circulação é função do grau de fraturamento da rocha-reservatório (COPPETEC 2014), ou seja, o grau de fraturamento, suas aberturas e intercomunicações hidráulicas, estão claramente relacionadas à sua capacidade de fornecimento de água.

Há uma dependência da densidade, conectividade e abertura das fraturas pelo fluxo de água subterrânea, através de rocha sã, de baixa porosidade primária (Domenico e Schwartz 1990, *in*:

Fernandes 2008). Segundo Fernandes (2008), os aquíferos fraturados podem ser tratados como meio contínuo ou descontínuo para a análise de fluxo de água. A maneira mais adequada seria tratá-lo como meio descontínuo e analisar a hidráulica do fluxo de fraturas como individuais, visto que algumas fraturas individuais ou zonas de fraturas estreitas são muito mais condutoras e fornecem os caminhos preferenciais para a circulação e transporte de fluidos, além de constituírem as entradas de água que contribuem para produções mais elevadas de alguns poços de exploração. A abordagem do meio contínuo não constitui a melhor opção, pois o pacote de rocha a ser analisado deveria ser de proporção muito grande, tornando-se, talvez, impossível de ser calculado o seu potencial por meio da Lei de Darcy. Para a definição de tais parâmetros, é necessário um volume de rocha, onde se tem a possibilidade de utilizar a Lei de Darcy (Equação 3.1) sob fluxo laminar:

$$Q = K \cdot A \cdot i$$

Equação 3.1

Sendo “Q” a vazão entre dois pontos de carga hidráulica diferenciada, “K” a condutividade hidráulica, “A” a área de influência, perpendicular ao fluxo e “i” o gradiente hidráulico.

Tem-se, ainda, a equação da condutividade hidráulica (Equação 3.2), desenvolvida por Snow (1968 apud Freeze & Cherry, 1979), que pode ser aplicada para fluxo linear e laminar, ou seja, quando a Lei de Darcy é válida, não considerando a rugosidade presente em fraturas da natureza.

$$K = (\rho \cdot g / 12\mu) \cdot N \cdot b^3$$

Equação 3.2

Esta equação é denominada de lei cúbica, onde “ ρ ” e “ μ ” correspondem, respectivamente, à densidade e viscosidade da água; “g” à aceleração da gravidade; “N”, ao número de fraturas por unidades de distância; e, “b”, à sua abertura. Portanto, na determinação da condutividade hidráulica “K”, a abertura “b” da fratura possui uma importância maior em relação à densidade de fraturas “N” (Figura 3.1A – Fernandes 2008). E ainda, segundo Fernandes (*op. cit.*), de acordo com dados de poços, a produção independe, de uma maneira relativa, do número de fraturas atravessadas, como mostrado na Figura 3.1B (Fernandes, *op. cit.*).

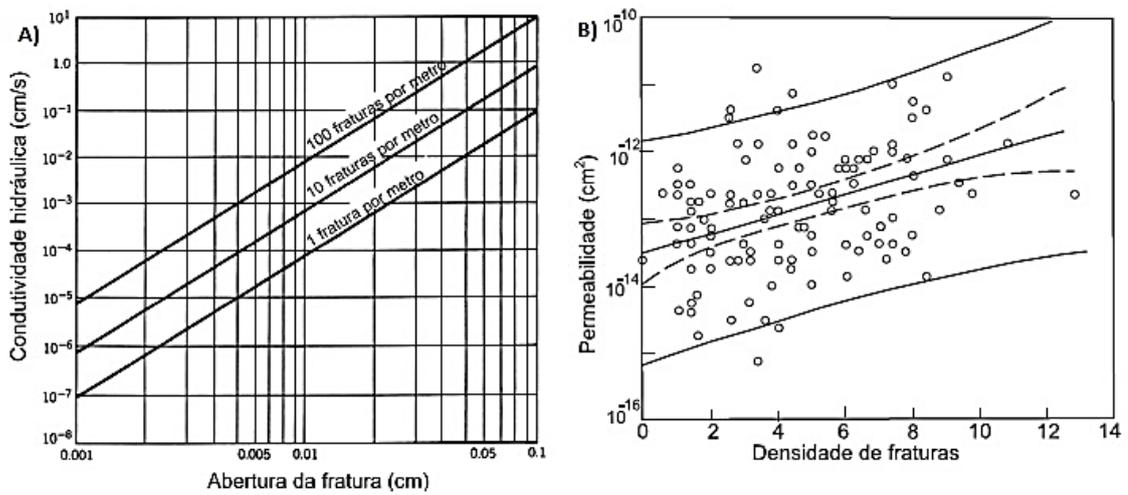


Figura 3.1 - (A) Condutividade hidráulica sobre influência da abertura “b” e do espaçamento de fraturas, ao longo de um grupo de fraturas paralelas e lisas. (B) Correlação ente a densidade de fraturas “N” e a permeabilidade “K” (Modificado de Fernandes, 2008).

Segundo Lawn & Wilshaw (1975), a abertura de fraturas é definida por meio do mecanismo de sua propagação, que pode ocorrer de três maneiras diferentes (Figura 3.2): (I) por separação normal dos planos de fratura, devido a esforços de tração; (II) em relação à superfície de fraturas, pode ocorrer um deslizamento paralelo, podendo acontecer à frente de propagação da mesma, ou (III) de forma perpendicular.

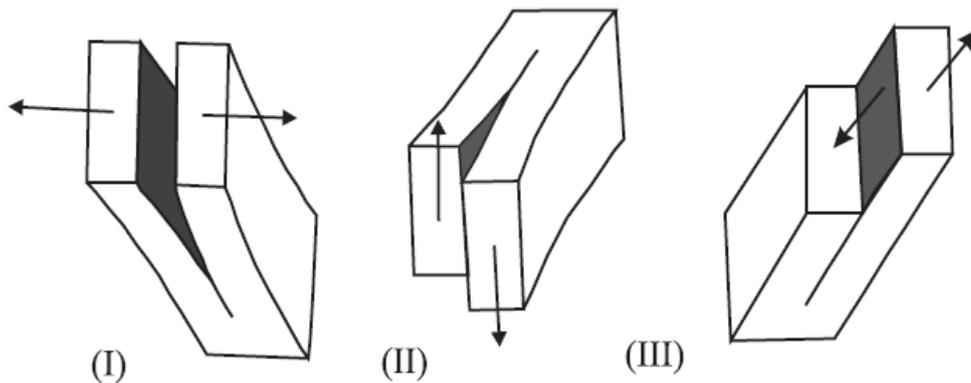


Figura 3.2 - Tipos de propagação de fraturas por extensão perpendicular à superfície da ruptura (I) e por deslizamento paralelo à superfície da mesma, podendo ocorrer de forma paralela (II) ou perpendicular (III) à frente de propagação (Modificado de Lawn & Wilshaw 1975).

Verifica-se, portanto, que a posição espacial das fraturas e sua abertura são dependentes do regime tectônico a que esta foi, ou é submetida. Podendo esta ser de tração ou cisalhamento (Figura 3.3).

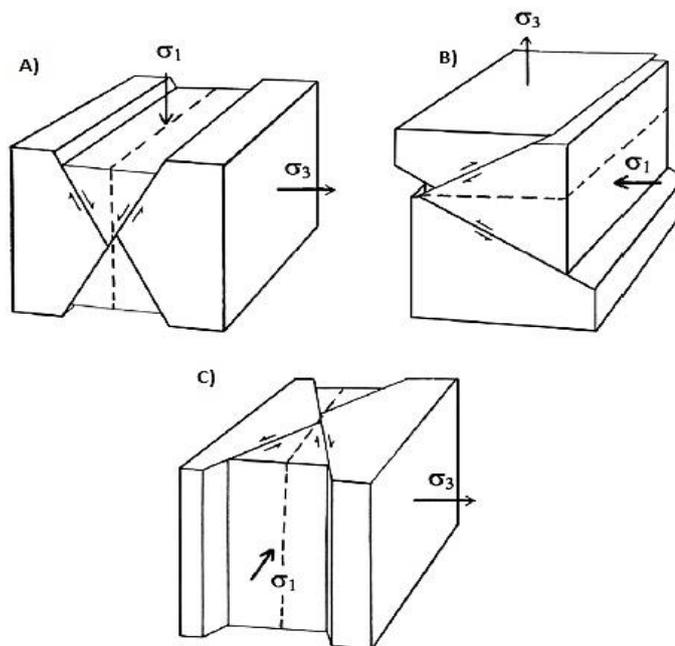


Figura 3.3- Regimes tectônicos e posicionamento espacial de fraturas extensionais de maior abertura (linha tracejada) e de cisalhamento (linha contínua e movimento apontado por flechas): (A) regime extensional, (B) compressivo e (C) transcorrente (Retirado de Fernandes, 2008).

Em abordagem feita por Odling (1997), baseada no mapeamento de traços e fraturas, sobre a questão da escala, resultou-se na elaboração de mapas que evidenciaram uma distribuição de potencialidade hidrogeológica em relação ao comprimento das mesmas. Fernandes (*op.cit.*) constata que a variação nas propriedades, em escala local ou regional, das redes de fraturas pode ocasionar em mudanças no fluxo de água subterrânea. Conclui-se, portanto, que apenas as orientações dos grupos de fraturas podem ser determinadas independentemente da escala de trabalho, posto que todas as outras propriedades são dependentes da mesma. Apesar de, em geral, os altos valores de condutividade se restringirem a poucas fraturas, o armazenamento e comportamento do aquífero são regidos pela densidade e conectividade da rede de fraturas.

Ainda no que se refere à configuração da rede de fraturas, Fernandes (*op.cit.*) cita a importância do acamamento da rocha, pois influencia na configuração da rede de fraturas, condicionando estruturas de ocorrência limitada ou não, a estratos específicos, segundo a reologia.

As Tabelas 3.1 e 3.2 sintetizam os principais condicionantes de aquíferos fraturados e os métodos para locação de poços e definição de caminhos preferenciais de circulação.

Tabela 3.1- Fatores controladores do fluxo de água subterrânea, com seu alcance e suas limitações. (Fernandes 2008)

	Exerce controle sobre	Limitações
Tectônica	Direção das fraturas mais abertas, controlando a direção da maior K e transmissividade. Densidade e direção dos grupos de fraturas controlando a conectividade e armazenamento da rede de fraturas.	Muitas vezes não é disponível em trabalhos anteriores e a coleta e análise de dados estruturais pode ser demorada e exige profissionais especializados.
Lineamentos	Locação do poço próxima a zona(s) de fraturas ou sob a influência de zona(s) de fraturas.	Escala pequena (< 1:25.000) não permitem correlação com fraturas que atravessam os poços. Lineamentos de áreas de relevo suave muitas vezes podem não ser correlacionáveis a estruturas de subsuperfície e não apresentam correlação com a densidade de tais estruturas.
Manto inconsolidado	Recarga de aquíferos.	É descontínuo e de difícil mapeamento. Análises regionais não permitem observação de correlação entre espessura de manto inconsolidado e Q/s.
Litologia	Presença de discontinuidades prévias (acamamento, contatos, bandamento) e modo de propagação de fraturas.	O controle exercido pela litologia é subordinado à tectônica no que diz respeito às fraturas de maior K.
Compartimento topográfico	Saturação de: fraturas superficiais (horizontais e verticais) e manto inconsolidado, pois nos vales o nível d'água é mais próximo à superfície.	Os vales devem ser associados a lineamentos, ou seja, o maior controle é exercido por estes últimos.
Profundidade	Transmissividade de fraturas verticais diminui muito a partir de 300m de profundidade e das horizontais, a partir de 30m.	A análise deste parâmetro é fortemente influenciado pelo fato de poços serem aprofundados somente quando produções adequadas não são obtidas com poços mais rasos.

Tabela 3.2 - Método apresentado para a identificação de situações mais favoráveis para a locação de poços e definição de caminhos preferenciais de circulação de água subterrânea. (Fernandes 2008).

Análise preliminar	Elaboração e comparação das curvas obtidas em gráficos de distribuição acumulada (Q ou Q/s X frequência acumulada de poços) para os seguintes fatores: - proximidade a lineamentos - proximidade a lineamentos com relação a diversas direções - proximidade a intersecção de lineamentos - tipos litológicos - espessura de manto inconsolidado - compartimento topográfico Levantamento bibliográfico de: - tectônica recente proveniente de dados geológicos - direção do SHmax atual obtido com base em dados de sismicidade e de ovalação (<i>breakouts</i>) de poços
Análise de detalhe	Trabalhos de campo para coleta de dados estruturais e análise da tectônica recente Perfilagem acústica ou ótica para identificação de fraturas e de sua atitude ao longo do poço Perfilagens de propriedades da água que permitam identificar as fraturas hidráulicamente ativas no poço, tais como: temperatura, condutividade elétrica e velocidade de fluxo com o uso de <i>flowmeter</i> . Testes de bombeamento de longa duração com monitoramento em poços de observação para determinação da elipse de transmissividade.

Ao se tratar de foliações e com fortes mergulhos, apresentam-se na superfície do terreno como traços retilíneos ou ligeiramente curvos, denominados lineamentos. Segundo Rocha (2005), estes são traçados por feições morfológicas, identificados a partir de imagem de satélite ou fotos aéreas, e são muito importantes para a definição das direções das principais estruturas de uma determinada região.

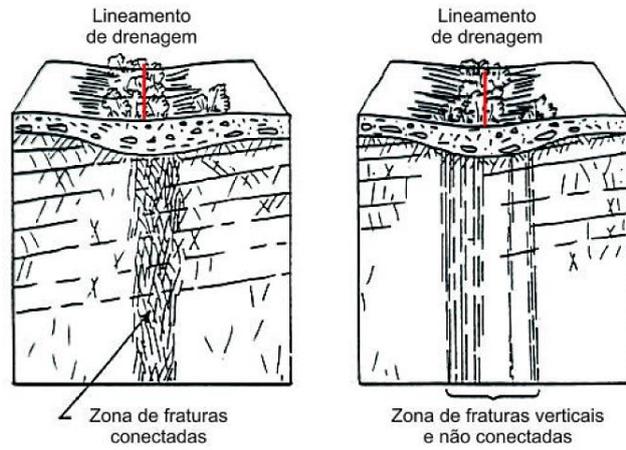


Figura 3.4- Lineamento formado por traço retilíneo de drenagem, em associação com uma zona de fratura em subsuperfície. (Parizek (1987 apud Parizek & Gold 1994).

4.1 INTRODUÇÃO

Neste capítulo, serão abordados os métodos geofísicos de magnetometria e radiometria, empregados na elaboração dessa pesquisa de mapeamento geológico regional, com o intuito de auxiliar a interpretação das estruturas e lito-estratigrafia da região enfocada.

A geofísica consiste na investigação da superfície e interior da Terra, por meio de fenômenos físicos naturais ou provocados, que revelam o contraste entre as propriedades físicas e como divergem vertical e lateralmente (Kearey *et al.* 2002).

Os métodos geofísicos podem ser divididos em naturais (por exemplo, campos magnéticos ou gravidade terrestre), mas podem ser criados artificialmente (como acontece quando correntes alternadas são utilizadas na geração de campos eletromagnéticos), sendo classificados, respectivamente, em passivos e ativos. Segundo Parasnis (1971), uma diferença entre eles é que, nos métodos artificiais, a profundidade de exploração pode ser controlada, dentro de certos limites, por meio da escolha apropriada das posições relativas da fonte e dos detectores do campo, o que não é possível nos métodos de campo natural. Contudo, Kearey *et al.* (*op. cit.*) afirmam que os métodos naturais, geralmente, atingem maiores profundidades e são logisticamente mais simples. Entretanto, os métodos artificiais produzem dados mais detalhados e com maior resolução do subsolo.

4.2 MAGNETOMETRIA

Há mais de três séculos, sabe-se que a Terra comporta-se, de certa forma, como um grande ímã. Por volta de 500 d.C., chineses já sabiam que bússolas magnéticas não apontavam exatamente para o norte geográfico, como definido pelas estrelas (Lowrie 2007). Segundo Milsom (2003), bússolas e agulhas foram usadas na Idade Média para encontrar o minério de magnetita na Suécia, fato este que torna o método magnético o mais velho de todos da geofísica aplicada. No século XVI, Mr. William Gilbert (1540-1603) realizou a primeira investigação científica sobre o magnetismo terrestre. Desde então, estudos foram realizados quase continuamente, até que em 1843, Von Wrede usou, pela primeira vez, variações no campo para localizar depósitos de minério magnético. Gauss em 1838 sistematizou os métodos de medida e análise, podendo-se mostrar matematicamente que 95% do campo magnético da Terra é originado em seu interior.

A magnetometria é fundamentada na Teoria do Potencial, investigando anomalias do campo magnético terrestre devido à presença ou não de minerais com propriedades magnéticas nas rochas em subsuperfície distribuídas irregularmente (Luiz & Silva 1995), em que forças de atração e repulsão exercidas pela ligação entre os elementos que compõem a estrutura mineralógica geram magnetismo devido à presença de elétrons livres em movimento na rede cristalina.

As medidas da intensidade do campo magnético e das suas componentes são realizadas com instrumentos conhecidos como magnetômetros, sendo que a magnetita, a pirrotita e a ilmenita (Telford *et al.* 1990) são exemplos de minerais magnéticos responsáveis pelas distorções no campo magnético terrestre.

Atualmente, é um método geofísico amplamente utilizado devido à rapidez de levantamento e baixo custo, além de fornecer informações importantes sobre os contatos litológicos e falhas, assim como a geometria aproximada de alguns depósitos minerais.

4.2.1 O Campo Magnético Terrestre

A Teoria do Dínamo, apresentada nos anos 1940 por W. M. Elasser e Mr Edward Bullard, descreve que o campo magnético na superfície é produzido por correntes elétricas que circulam como células de convecção no núcleo externo líquido da Terra (Milson 2003). Segundo (Kearey *et al.* 2009), esta teoria explica também a variação secular do campo magnético terrestre e as inversões de polaridade magnética.

Por outro lado, sabe-se que o núcleo terrestre não é responsável pela geração de todo campo magnético. Em menor parcela, existem campos originados por materiais magnéticos da crosta e correntes elétricas induzidas por campos magnéticos externos à Terra.

Segundo Luiz & Silva (*op. cit.*), o campo magnético da Terra pode ser representado por um vetor, como demonstrado na Figura 4.1. O campo magnético total (F_0) é decomposto em elementos vetoriais denominadas componente horizontal (F_h), ou norte magnético (NM), e componente vertical (F_z). O ângulo entre o campo total F_0 e a componente horizontal F_h é denominado de inclinação magnética (i) e o ângulo que a componente horizontal F_h faz com o norte geográfico (NG) é denominado de declinação magnética (D). A componente horizontal pode ser decomposta na componente norte (F_x), na direção do norte geográfico (NG), e na componente leste (F_y), na direção leste geográfico (E). Por convenção, o campo magnético é positivo no pólo Norte e negativo no pólo Sul (Telford *et al.* 1990).

O IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*) é a representação teórica, para um intervalo de tempo, do campo magnético que se origina no interior da Terra. É utilizado como referência para a definição de anomalias magnéticas que causam perturbações no campo normal terrestre por

estruturas geológicas e depósitos de minérios (Kearey *et al. op. cit.*), a partir da subtração de seu valor de cada medida realizada no levantamento.

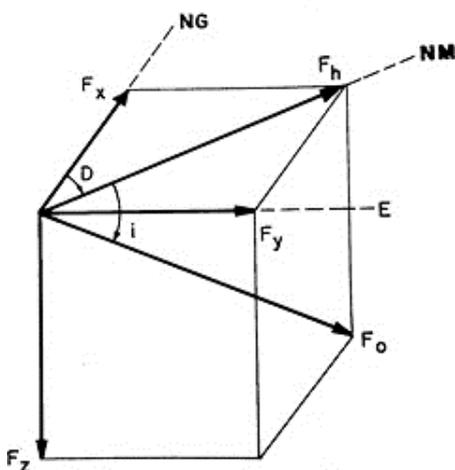


Figura 4.1- Representação geométrica do campo magnético terrestre e seus elementos. NG: Norte Geográfico; NM: Norte Magnético; E: Leste. Retirado de Luiz & Silva (1995).

4.2.2 Propriedades Magnéticas

Segundo Kearey *et al.* (2002), todas as substâncias são magnéticas em uma escala atômica, ou seja, cada átomo age como um dipolo, devido ao *spin* de seus elétrons e ao caminho orbital destes em torno do núcleo. A susceptibilidade magnética (k) consiste na propriedade física do material em que é medida a facilidade com que ele pode ser magnetizado. O comportamento magnético possui três ramos principais, que podem ser definidos de acordo com a susceptibilidade, sendo eles: diamagnetismo ($k < 0$), paramagnetismo ($k > 0$) e ferromagnetismo (maiores valores de k , apresentando magnetização espontânea).

Os materiais ferromagnéticos, os de maior importância na magnetometria, são aqueles materiais paramagnéticos onde existe uma interação muito forte entre os átomos que os constituem, favorecendo o alinhamento de momentos magnéticos do *spin*, mesmo na ausência de um campo magnético externo. Segundo Lowrie (2007), podem ser subdivididos em três categorias: ferromagnetismo verdadeiro, antiferromagnetismo e ferrimagnetismo (Figura 4.2).

A temperatura de Curie é a temperatura acima da qual um material adquire comportamento paramagnético, ou seja, atingida essa temperatura, a susceptibilidade dos minerais desaparece. A interferência gerada pelas rochas no campo magnético terrestre produz perturbações locais que são classificadas em função da susceptibilidade magnética. Sendo assim, geralmente, as rochas sedimentares exibem, de forma geral, uma baixa susceptibilidade magnética, à exceção das formações ferríferas bandadas.

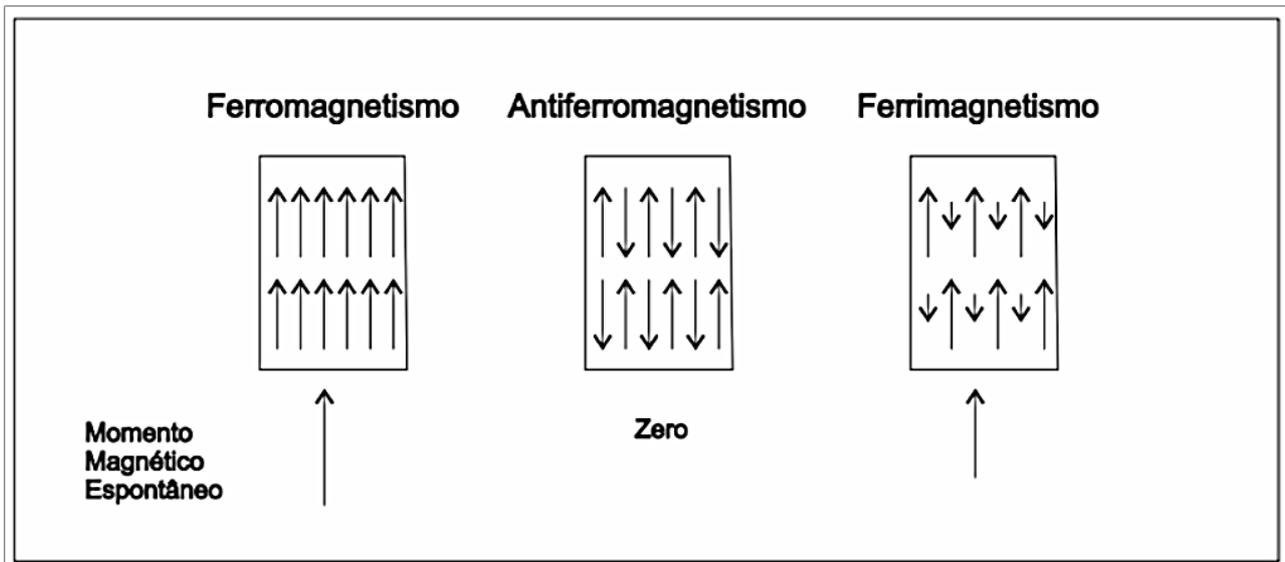


Figura 4.2- Esquema representando os alinhamentos magnéticos atômicos presentes no ferromagnetismo, antiferromagnetismo e ferrimagnetismo (modificado de Kearey *et al.* 2002).

As rochas ígneas básicas são altamente magnéticas, possuindo assim, elevada susceptibilidade, devido à quantidade relativamente alta de magnetita. Dentre as rochas ígneas ácidas, a proporção de magnetita decresce com o aumento da sílica, fazendo com que tais rochas ígneas ácidas possuam uma menor susceptibilidade magnética. Já as rochas metamórficas são variáveis em relação ao seu caráter magnético, em função da origem das rochas e das alterações provocadas pelo processo metamórfico. A Tabela 4.1 mostra a susceptibilidade magnética em algumas rochas.

As rochas podem ser submetidas a dois tipos de magnetização: induzida e residual remanescente. A primeira é causada pelo campo magnético terrestre e a intensidade desse campo é proporcional à susceptibilidade magnética dos minerais, sendo formada durante o processo de solidificação e resfriamento das rochas ígneas, ou quando os sedimentos são depositados, no caso de rochas sedimentares. Já a segunda, é adquirida ao longo da história geológica, em campos magnéticos diferentes do atual, ocorrendo posteriormente, como em processos de recristalização e metamorfismo. Assim, a magnetização total da rocha é constituída na soma vetorial dessas duas.

Tabela 4.1 - Susceptibilidade magnética das rochas (Telford *et al.* 1990).

	ROCHAS	VARIAÇÃO x10 ⁶ emu	MÉDIA x10 ⁶ emu
SEDIMENTARES	Dolomita	0-75	10
	Calcário	2-280	25
	Arenito	0-1660	30
	Folhelho	5-1480	50
METAMÓRFICAS	Anfibolito	-	60
	Xisto	25-240	120
	Filito	-	130
	Gnaisse	10-2000	-
	Quartzito	-	350
	Ardósia	0-3000	500
ÍGNEAS	Granito	0-4000	200
	Riolito	20-3000	-
	Dolerito	100-3000	1400
	Diabásio	80-13000	4500
	Gabro	80-7200	6000
	Basalto	20-14500	6000
	Diorito	50-10000	7000
	Piroxenito	-	10500
	Peridotito	7600-15600	13000
	Andesito	-	13500

4.2.3 Tratamento dos Dados

Após a coleta de dados magnéticos, estes são submetidos a processos de tratamento, redução ou processamento a fim retirar as ambiguidades e torná-los mais apropriados para a interpretação. As medidas de campo são, comumente, referidas como dados de entrada (*input*) e o resultado do processamento, como dados de saída (*output*).

O tratamento dos dados inclui correções (diurna e topográfica), filtragem e redução ao polo, para melhorar a precisão e visualização do levantamento. As filtragens são técnicas matemáticas que visam realçar ou atenuar feições lineares ou planares, separando o sinal produzido pelas fontes de interesse do

produzido pelas fontes indesejáveis (ruídos). Os ruídos consistem em anomalias produzidas por heterogeneidades próximas da superfície ou a interferência entre fontes rasas e profundas. A filtragem é realizada utilizando-se a Transformada de Fourier, que relaciona a frequência do sinal geofísico com a profundidade da fonte emissora, por meio da aplicação de filtros para distinguir características da região (Telford *et al.* 1990). A Tabela 4.2 mostra os principais filtros e suas finalidades.

Tabela 4.2 - Filtros de Fourier e suas finalidades geofísicas (Silva 2015).

TIPO	FILTRO	FINALIDADE
Frequência	Passa baixa	Retira altas frequências evidencia informações de fontes profundas
	Passa alta	Retira baixas frequências e evidencia informações de fontes rasas
	Passa banda	Evidencia as anomalias do intervalo de frequência desejado
Continuação	Para baixo	Fornece dados de anomalias rasas (filtro altamente instável, geralmente não utilizado)
	Para cima	Filtra as altas frequências, retirando as anomalias mais superficiais e evidenciando as mais profundas
Derivada	Gradiente vertical	Evidencia as fontes rasas
	Gradiente horizontal em X	Evidencia as estruturas NS
	Gradiente horizontal em Y	Evidencia as estruturas EW
	Residual	Remove as anomalias regionais
	Amplitude do sinal analítico (ASA)	Projeta, em superfície, as anomalias em profundidade

4.2.4 Interpretação

Existe uma grande complexidade nas interpretações dos dados, devido ao caráter dipolar da magnetometria; assim, para simplificar a interpretação, tem-se por opção, aplicar a Amplitude do Sinal Analítico-ASA, que centraliza a anomalia dipolar simetricamente em relação à fonte (Cordani & Shukowsky 2009). A varredura da ASA fornece informações sobre as anomalias que ocorrem em profundidade. Pode ser utilizada também a Derivada da Amplitude do Sinal Analítico (DASA), cujo mapeamento permite observar corpos aflorantes ou subaflorantes, considerando que anomalias de alta amplitude circundadas por anomalias mais baixas decorrem de corpos nesta situação. Outro aspecto que torna complexa a interpretação, reside na presença de magnetização remanescente, especialmente se ela for de grande intensidade e não estiver alinhada com a

magnetização induzida. Porém, se for conhecida a remanescência ou a forma da fonte de anomalia, a interpretação poderá lograr êxito e fidedignidade.

Usualmente, utilizam-se modelos geométricos 2D ou 3D para as análises quantitativas das anomalias magnéticas. No presente trabalho, utilizou-se a Deconvolução de Euler que faz a inversão de campos potenciais dos dados magnetométricos, consistindo em um método mais complexo, porém, mais rigoroso na determinação das profundidades de fontes magnéticas (Reid *et al.* 1990). A deconvolução matemática pode ser dada a partir da equação diferencial homogênea de Euler, como mostra a Equação 4.1 (Kearey *et al.* 2009):

$$(x - x_0) \frac{\partial T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial T}{\partial z} = N (B - T)$$

Equação 4.1

Onde:

- (x_0, y_0, z_0) representa a localização da fonte magnética;
- (x, y, z) é o ponto de levantamento;
- T, a anomalia de campo total;
- B é o campo regional, e
- N é uma medida de taxa de variação que depende da fonte magnética.

A aplicação deste método consiste na utilização do *software Arqscene*, o qual fornece o perfil de profundidade da área demarcada, onde os dados são processados por meio da inversão dos mínimos quadrados calculados pela Equação de Euler.

4.2.5 Índice Estrutural

O índice estrutural (Tabela 4.3) consiste no modelo mais adequado para simplificar a interpretação das anomalias magnéticas, devido a diversos fatores que as tornam mais complexas, como a variedade de geometrias e posições de corpos geológicos, sendo utilizado neste trabalho para realizar a interpretação quantitativa dos dados magnetométricos que, integrados aos dados geológicos, permitiram visualizar, em profundidade, o condicionamento geológico-estrutural da área de estudo.

Tabela 4.3 - Relação entre o índice estrutural e os modelos físicos e geológicos (Modificado de 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	Pipe
3,0	Esfera	Diápiro

4.3 RADIOMETRIA

A Radiometria, também conhecida como gamaespectrometria, é normalmente utilizada para auxiliar trabalhos de mapeamento geológico regional, onde são reconhecidos diferentes tipos de rocha, por meio de suas assinaturas radioativas marcantes, sendo também possível identificar áreas alteradas hidrotermalmente e explorar suas relações com os processos de mineralização em vários ambientes geológicos (Telford *et al* 1990). O método radiométrico possui baixa penetrabilidade, deste modo, as informações obtidas relacionam-se a materiais, no máximo, subaflorantes. Assim, a interpretação dos dados radiométricos é, principalmente, qualitativa.

A desintegração espontânea de alguns elementos químicos libera energia, na forma de radiação eletromagnética, sendo que os principais elementos contribuintes da radioatividade correspondem aos isótopos radioativos de urânio (^{238}U), tório (^{232}Th) e potássio (^{40}K), todos litófilos e preferencialmente concentrados nas rochas ígneas ácidas, em relação às intermediárias, básicas e ultrabásicas (Vasconcellos *et al.* 1994), conforme mostrado na Tabela 4.4. O Urânio e o Tório têm suas medidas convertidas em ppm (partes por milhão), enquanto que o radioelemento Potássio é estimado por sua porcentagem em função de seu decaimento radioativo. Os valores obtidos a partir das medidas de radiação destes elementos são registrados nas rochas que os contém, levando a uma identidade radioativa em cada uma delas. Dado que as medidas dos radioisótopos podem ser feitas por cintilômetros (contagem gama total) ou espectrômetros (vários canais).

Tabela 4.4 - Conteúdo radioativo das principais rochas ígneas (Uyeda et al. 1970).

Radioelementos	U(ppm)	Th(ppm)	K(%)
Rochas graníticas	4	13	4,1
Rochas basálticas	0,6	2	1,5
Rochas ultrabásicas	0,02	0,06	0,02

4.3.1 Radioatividade das Rochas

Tendo-se a ocorrência dos principais radio-elementos nos minerais, pode-se fazer um paralelo com as ocorrências destes nas rochas, como mostrado na Tabela 4.5.

Tabela 4.5 - 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, carnalita [$KCl, MgC_{12} \cdot 6H_2O$]
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 [$K_2O \cdot UO_3 \cdot V_2O_5 \cdot 2H_2O$] (iii) Gummita [alteração da uraninita]
Ocorrência	(i) Granitos, pegmatitos e/com depósitos em veios de Ag, Pb, Cu, etc. (ii) Arenitos (iii) Associado à uraninita

Assim, o Potássio ocorre principalmente em rochas ígneas ácidas e pegmatitos, em alterações em vulcânicas ácidas e em depósitos de salinas em sedimentos, podendo indicar a alteração hidrotermal, por meio da alteração potássica. Da mesma forma, o Tório encontra-se, principalmente, na monazita e no Zircão (minerais pesados); ocorre também nos granitos, pegmatitos, gnaisses e depósitos de *plácer*.

Além disso, com o intemperismo, este elemento também pode concentrar-se em minerais hidratados ou oxidados de Ferro ou Titânio, assim como argilo-minerais. Por sua vez, o Urânio encontra-se em minerais como uraninita, carnotita e gummita, que têm ocorrência em rochas como arenitos, granitos e pegmatitos. Desse modo, as rochas de origem sedimentar possuem maiores concentrações nos elementos Th, U e K (aumentando com a argilosidade), quando comparadas às rochas de origem magmática, com exceção das ígneas ácidas, pois com o aumento da concentração de sílica, tem-se um aumento na concentração destes isótopos.

4.3.2 Integração Geológica-Geofísica de Dados

A interpretação dos dados radiométricos de uma área é realizada via confecção de mapas radiométricos, a partir da delimitação de diferentes níveis de concentrações de Tório, Urânio e Potássio, do canal de contagem total e ternário. Esses mapas indicam, de forma qualitativa, a distribuição dos radio-elementos nos litotipos de superfície, ou a poucos centímetros de profundidade. Por meio da concentração aparente dos isótopos, determina-se uma relação com a química petrográfica, permitindo assim, integração radiométrico-geológica.

Após a confecção dos mapas temáticos (contagem total, imagem ternária, concentração absoluta, razões Th/K, U/K, U/Th e parâmetro F) é necessário se atentar ao fato de que as unidades radiométricas não representam limites reais das unidades litológicas, devido à inevitável dispersão dos radio-elementos no solo.

ANÁLISE QUALITATIVA E MORFOESTRUTURAL

5.1 INTRODUÇÃO

Neste capítulo será abordada a análise geofísica qualitativa e morfoestrutural da área estudada, que se embasa na geração e interpretação dos mapas temáticos e lineamentos magnetométricos e radiométricos. Estes mapas foram elaborados no *software* Geosoft Oasis Montaj (versão 7.0.1) e, subsequentemente, interpretado e integrados geológico e geofisicamente no *software* ArcGIS 9.3.

5.2 BANCO DE DADOS

A área de estudo localiza-se na borda oriental da Sinclinal Moeda, Área 2 - Pitangui/São João del Rei/Ipatinga (Figura 5.1) - da Secretaria de Estado de Minas e Energia do Governo de Minas Gerais (SEME). A base de dados geofísicos foi obtida a partir de resultados do projeto Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais realizado pela Lasa Engenharia e Prospecções S.A., entre os anos de 2000 e 2001.

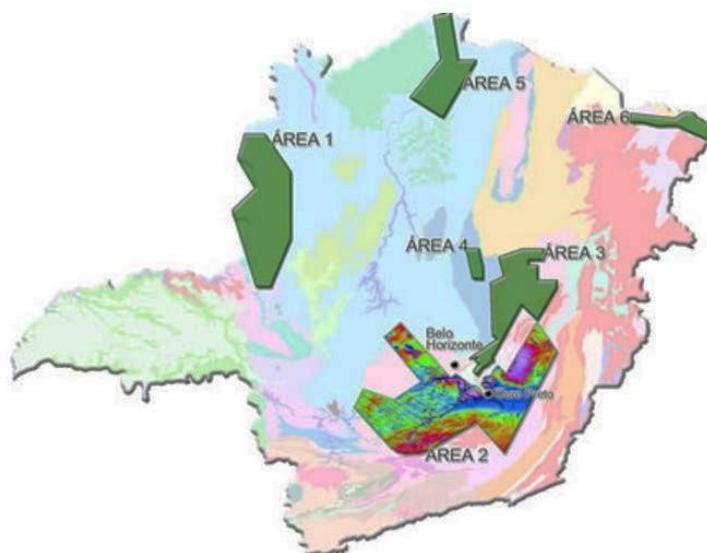


Figura 5.1 - Localização da Área 2 da CODEMIG. Fonte:

http://www.codemig.com.br/atuacao/mineracao/levantamento-aerogeofisico/areas1_6. Acesso em 16/10/17.

5.2.1 Banco de Dados Geofísicos

As seis regiões totalizam uma área de 72.774km², correspondendo a 320.074km lineares de voo realizados. Sendo que o levantamento aerogeofísico da Área 2 foi dividido em dois blocos, cujos dados na etapa de processamento foram trabalhados como um conjunto único. Suas linhas de voo tem espaçamento

de 250m na direção N30°E para as linhas de produção e de 2.500m na direção N60°W para as linhas de controle, com altura fixada a 100m de altitude. Foram realizadas, nos perfis, dez leituras do aeromagnetômetro e uma leitura do gamaespectrômetro por segundo, georeferenciadas com precisão melhor que 10m por meio de sistema de observação de satélite GPS.

O sensor utilizado para a obtenção dos dados magnetométricos possui precisão de 0,001nT, e opera na faixa de 20000 – 95000nT. O gamaespectrômetro utilizado no trabalho possui 256 canais espectrais, gerados pelos elementos urânio, tório e potássio (Lasa 2001).

5.2.2 Banco de Dados Geológicos

Os dados geológicos utilizados neste trabalho foram retirados do mapeamento geológico do Projeto Geologia do Quadrilátero Ferrífero, em 2005, realizado pela Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais (CODEMIG) e Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG) (Lobato *et al.* 2005). O trabalho, que abrangeu várias quadriculas do QF, originou o SIG (Sistema de Informação Geográfica) do Mapa Geológico (Figura 5.3) da Folha Casa de Pedra na escala de 1:50.000, que compreende a área em estudo (Figura 5.2).

Sendo que a litologia é composta, segundo a sequência disposta no mapa, por: 1- Complexo Bação: Rocha granítica e granodiorítica, migmatito e gnaiss. 2- O Grupo Nova Lima é dividido em três: 2.1- Carbonato-quartzo-feldspato-biotita-clorita xisto; 2.2- Granada-estauroлита xisto em auréola de metamorfismo; 2.3- quartzo-mica-clorita xisto, clorita xisto, biotita-mica xisto feldspático, formação ferrífera local. 3- Depósitos elúvio-coluviais: capeamento limonítico contendo, em muitos lugares, detritos calhaus e matações de formação ferrífera e hematita cimentados. 4- Depósitos aluviais antigos de argila, branca a mosqueada de vermelho, rica em alumina. 5- Formação Batatal: filito cinza-escuro, de granulação fina e quartzo-muscovita xisto. 6- A Formação Moeda é subdividida em duas: 6.1- Quartzito cinza-claro a pardo-avermelhado-claro de granulação média a muito grossa e presença de estratificação cruzada. 6.2- Filito multicolorido arenoso e quartzo-muscovita xisto intercalados. 7- A Formação Cauê também subdivide-se em duas: 7.1- Itabirito hematítico, magnetítico indiferenciados. 7.2- Corpos de hematita. 8- A Formação Gandarela subdivide-se em 4: 8.1- Zonas Manganésíferas. 8.2- Itabirito dolomítico e filito dolomítico e argiloso, indiferenciados. 8.3- Mármore. 8.4- Zonas Manganésíferas. 9- A Formação Cercadinho divide-se em duas: 9.1- Filito cor de alumínio, quartzo-muscovita. 9.2- Quartzito ferruginoso cinza-escuro a cinza médio de granulação média, com estratificação cruzada. 10- A Formação Fecho do Funil divide-se em duas: 10.1- Filito dolomítico e argiloso multicolorido, mármore dolomítico castanho a vermelho, de granulação fina a grossa. 10.2- Mármore.

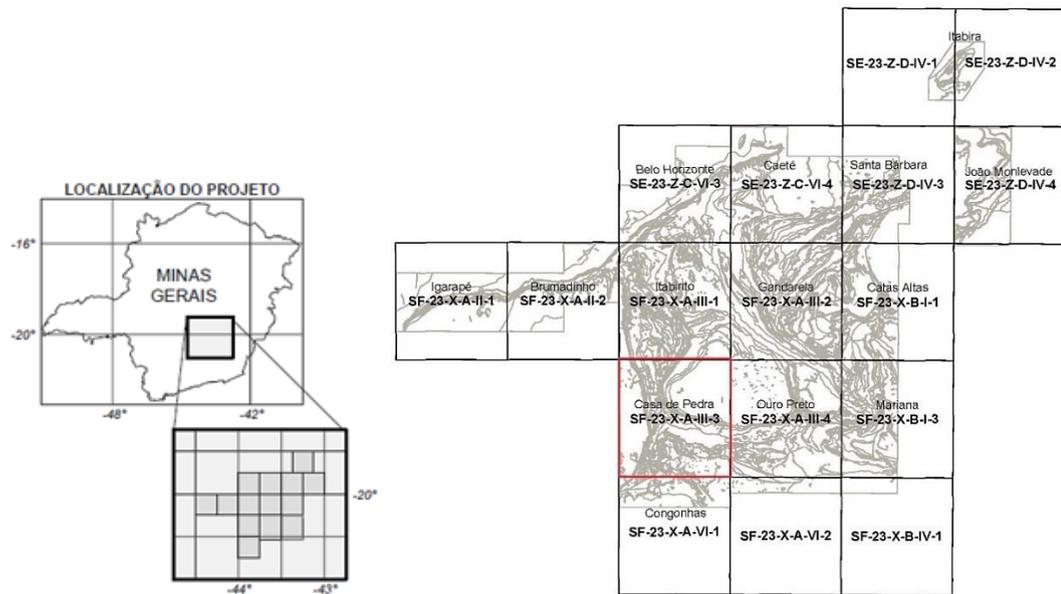


Figura 5.2 - Localização do Projeto Geologia do Quadrilátero Ferrífero e da Folha Casa de Pedra (modificado de Lobato *et al.* 2005).

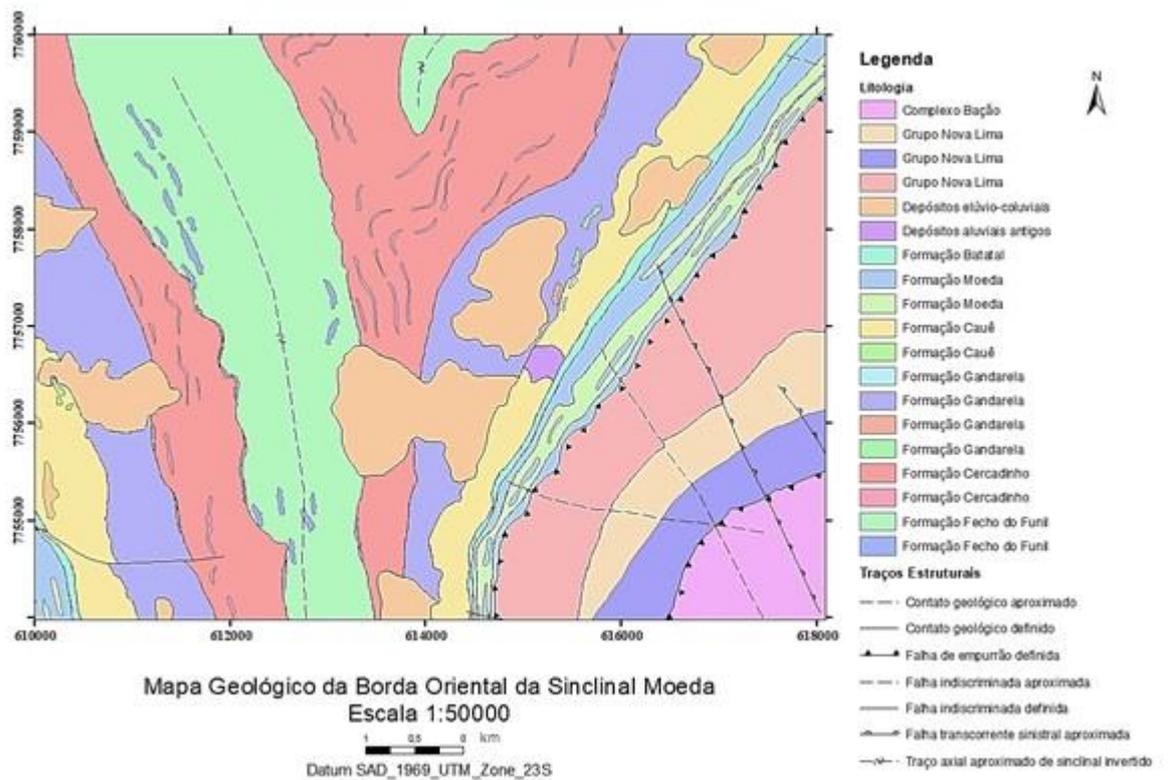


Figura 5.3– Mapa geológico da borda oriental da Sinclinal Moeda (Lobato *et al.* 2005).

5.3 MAGNETOMETRIA

Mediante os mapas magnetométricos, gerados a partir de filtros específicos executados no *software* Geosoft, tem-se uma abordagem das principais estruturas da área de estudo. Os mapas utilizados foram: campo anômalo, amplitude do sinal analítico, derivada vertical, derivada horizontal em X e em Y, gradiente vertical da amplitude do sinal analítico e campo residual (Figura 5.4). Sendo sua interpretação feita por meio do reconhecimento de lineamentos, evidenciando estruturas geológicas como falhas, fraturas e dobras, além da definição e descrição das características de magnetização (comprimento de onda e amplitude) das rochas existentes (magnetofácies).

Os mapas de caráter dipolar desfavorecem a interpretação das anomalias, contudo, os mapas com dados monopolares (amplitude de sinal analítico) expõem as anomalias de forma mais nítida e precisa. Sendo assim, a interpretação magnetométrica foi efetuada baseando-se no mapa amplitude de sinal analítico, pois concentra as anomalias simetricamente em relação à fonte e realiza a conversão de valores em medidas proporcionais à força, fazendo com que se tornem evidentes as grandezas verticais e horizontais (Telford *et. al.* 1990, Keary *et. al.* 2002). Sua vantagem é não depender dos parâmetros do campo magnético terrestre e da direção de magnetização da fonte (Thompson 1982).

A seguir, tem-se o mapa de amplitude do sinal analítico, do qual foram feitas as interpretações e definição das magnetofácies (Figura 5.5 e Tabela 5.1).

Tabela 5.1 – Relação das intensidades de magnetização no mapa de ASA.

Magnetofácies	Características Geofísicas
1	Apresenta anomalias com altas amplitudes e pequenos comprimentos de onda, compreendendo valores entre 0,23 a 2,08nT/m, ou seja, está relacionada a estruturas de forte resposta magnética.
2	Apresenta anomalias com amplitudes e comprimentos de onda intermediários, com intensidades entre 0,10 a 0,17nT/m, ou seja, relacionada a estruturas de resposta magnetométrica moderada.
3	Apresenta anomalias com baixas amplitudes e altos comprimentos de onda, compreendendo valores inferiores a 0,08nT/m, ou seja, está relacionada a estruturas de fraca resposta magnetométrica.

Baseando-se no mapa magnetométrico, ASA, foram traçados 65 lineamentos, como mostrado na Figura 5.6, relacionados às anomalias magnéticas. Tais lineamentos apresentam direção preferencial N-S, NW-SE e NE-SW.

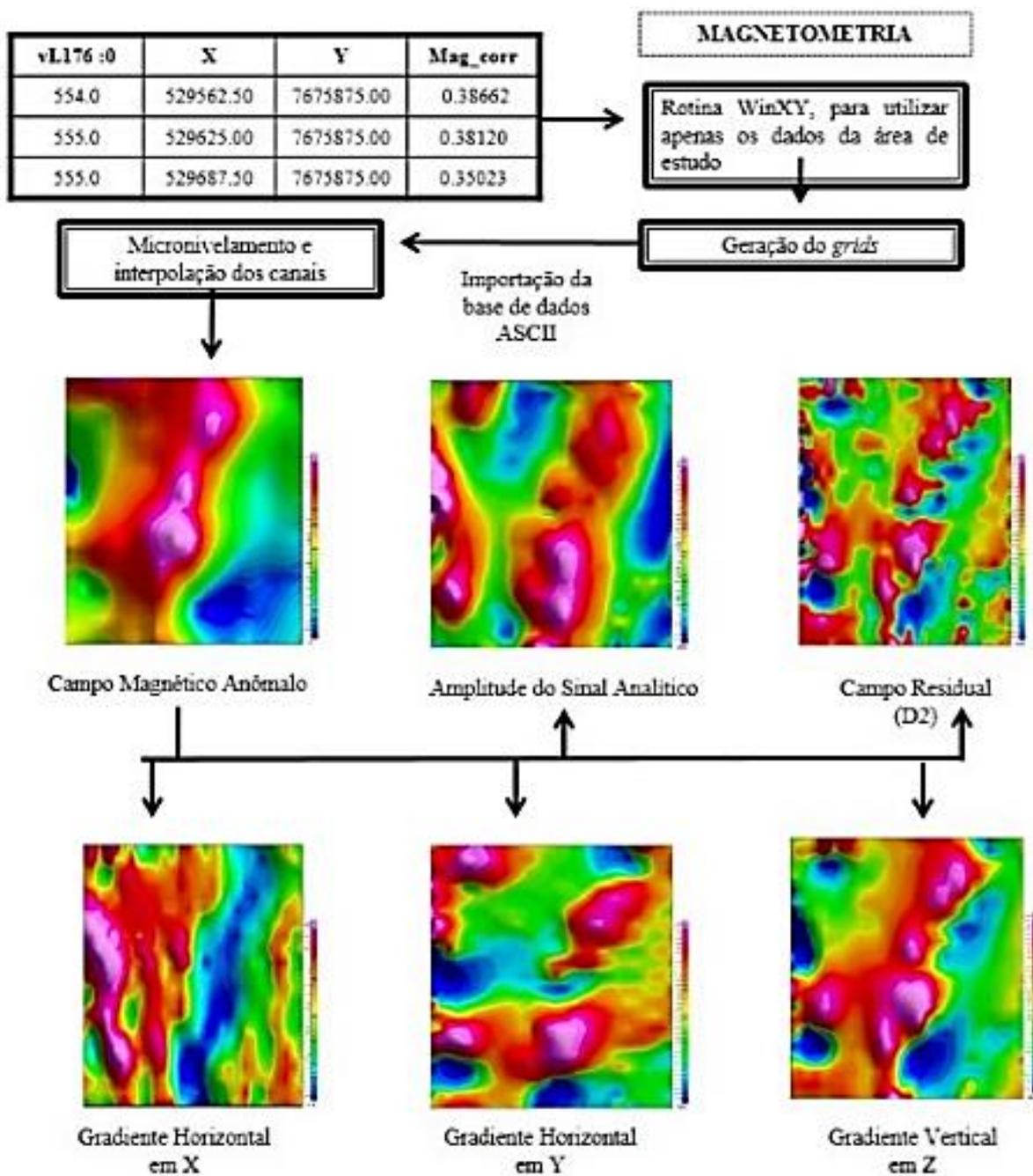
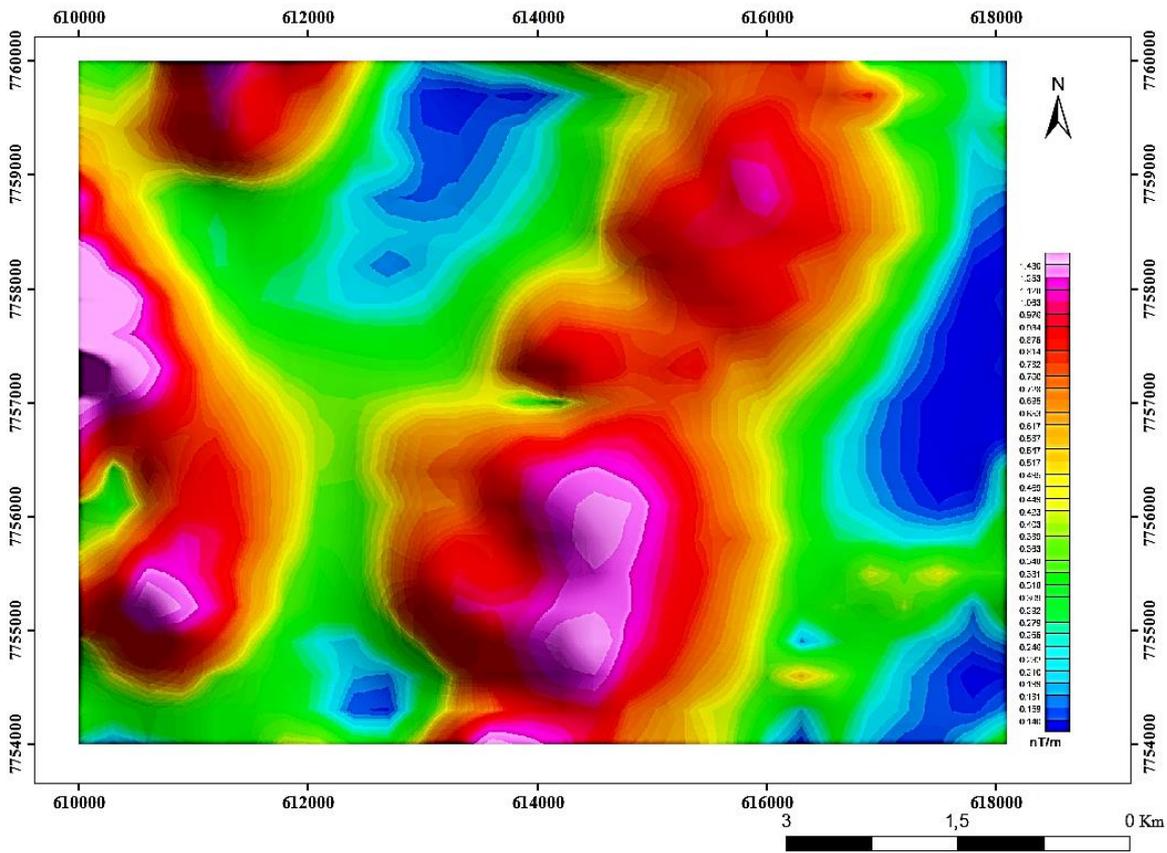


Figura 5.4 – Fluxograma exibindo a metodologia utilizada para a geração dos grids em mapas magnetométricos (Campo Magnético Anômalo, Amplitude do Sinal Analítico – ASA, Primeira Derivada Vertical, Primeira Derivada Horizontal em X, Primeira Derivada Horizontal em Y e Campo Residual).

(A)



(B)

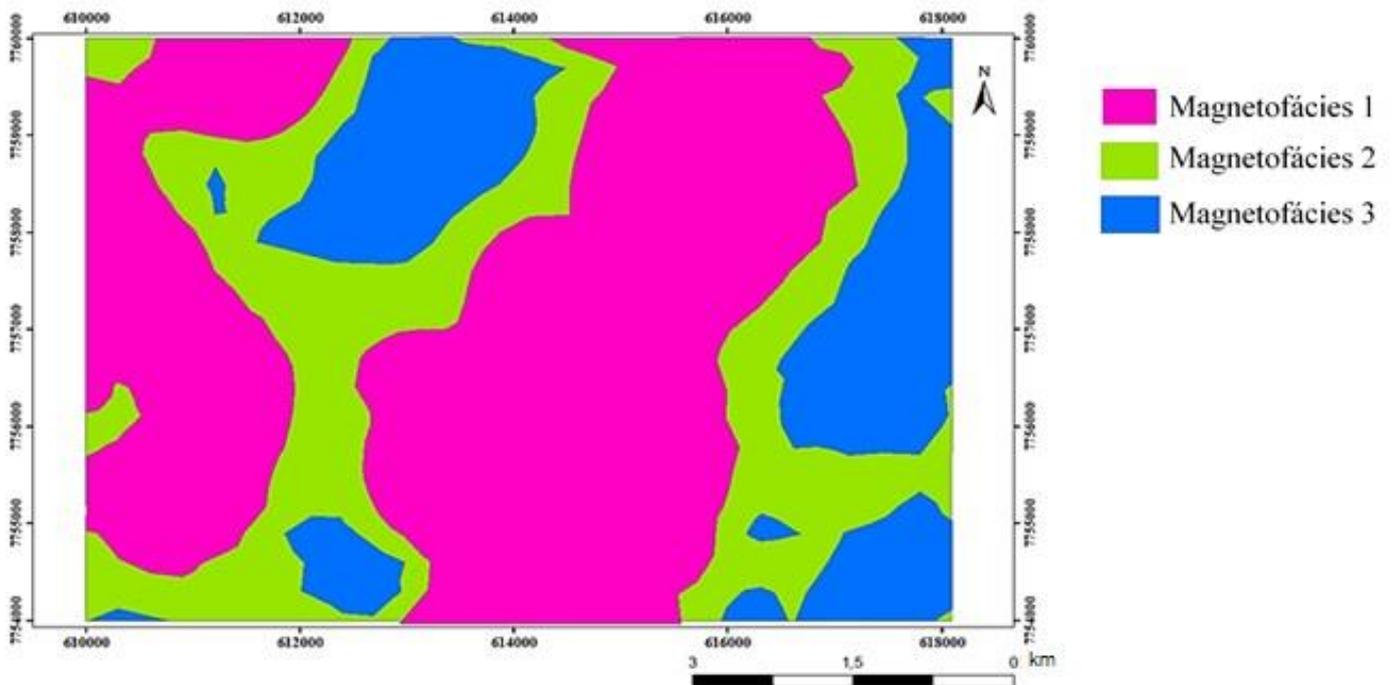


Figura 5.5 – (A) Mapa magnetométrico, amplitude do sinal analítico (ASA). (B) Mapa de magnetofácies

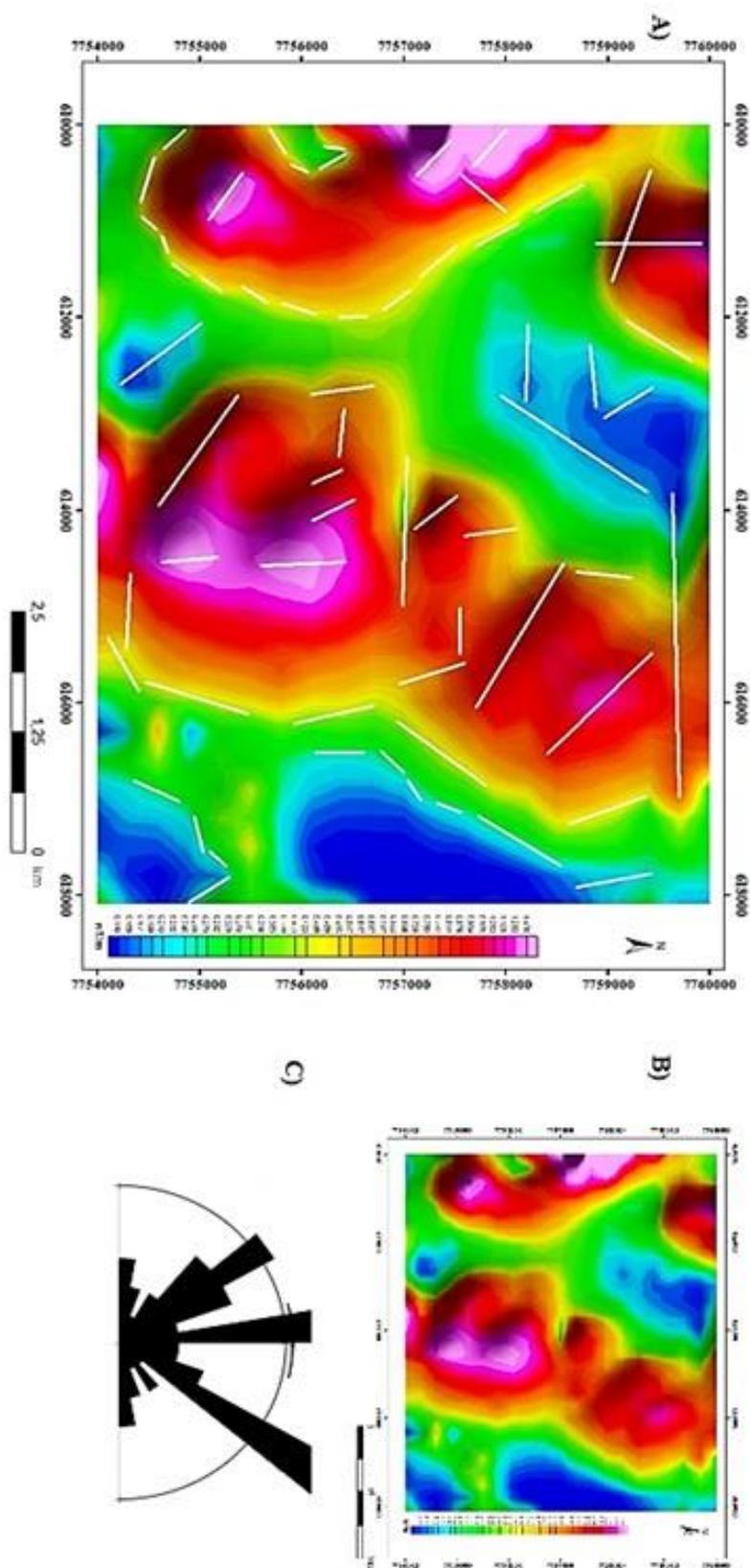


Figura 5.6 - (A) ASA com 65 lineamentos traçados. **(B)** Mapa magnetométrico de amplitude do sinal analítico (ASA). **(C)** Diagrama de rosa indicando dos lineamentos.

5.4 RADIOMETRIA

A análise qualitativa radiométrica foi realizada neste trabalho com o propósito de delimitar áreas com diferentes níveis de radioatividade dos elementos urânio (U), tório (Th) e potássio (K), utilizando de apoio os mapas de concentração absoluta (canais de U, Th e K), contagem total, fator F (K.U/Th), ternário e razões U/Th, U/K, Th/K, com o intuito de melhor identificação e interpretação da litologia e das estruturas em superfície ou próximas a ela (Figura 5.7).

A partir da interpretação da imagem ternária, com a ajuda dos demais mapas temáticos, foram definidas oito radiofácies (Tabela 5.2 e Figura 5.8).

Tabela 5.2 - Classificação das radiofácies com base na imagem ternária.

Radiofácies	Concentração de U	Concentração de Th	Concentração de K
1	Alta	Alta	Baixa
2	Intermediária	Baixa	Intermediária
3	Intermediária	Intermediária	Intermediária a alta
4	Baixa a intermediária	Intermediária a alta	Alta
5	Baixa	Baixa a intermediária	Baixa
6	Intermediária	Intermediária	Alta
7	Alta	Intermediária a alta	Baixa
8	Alta	Alta	Alta

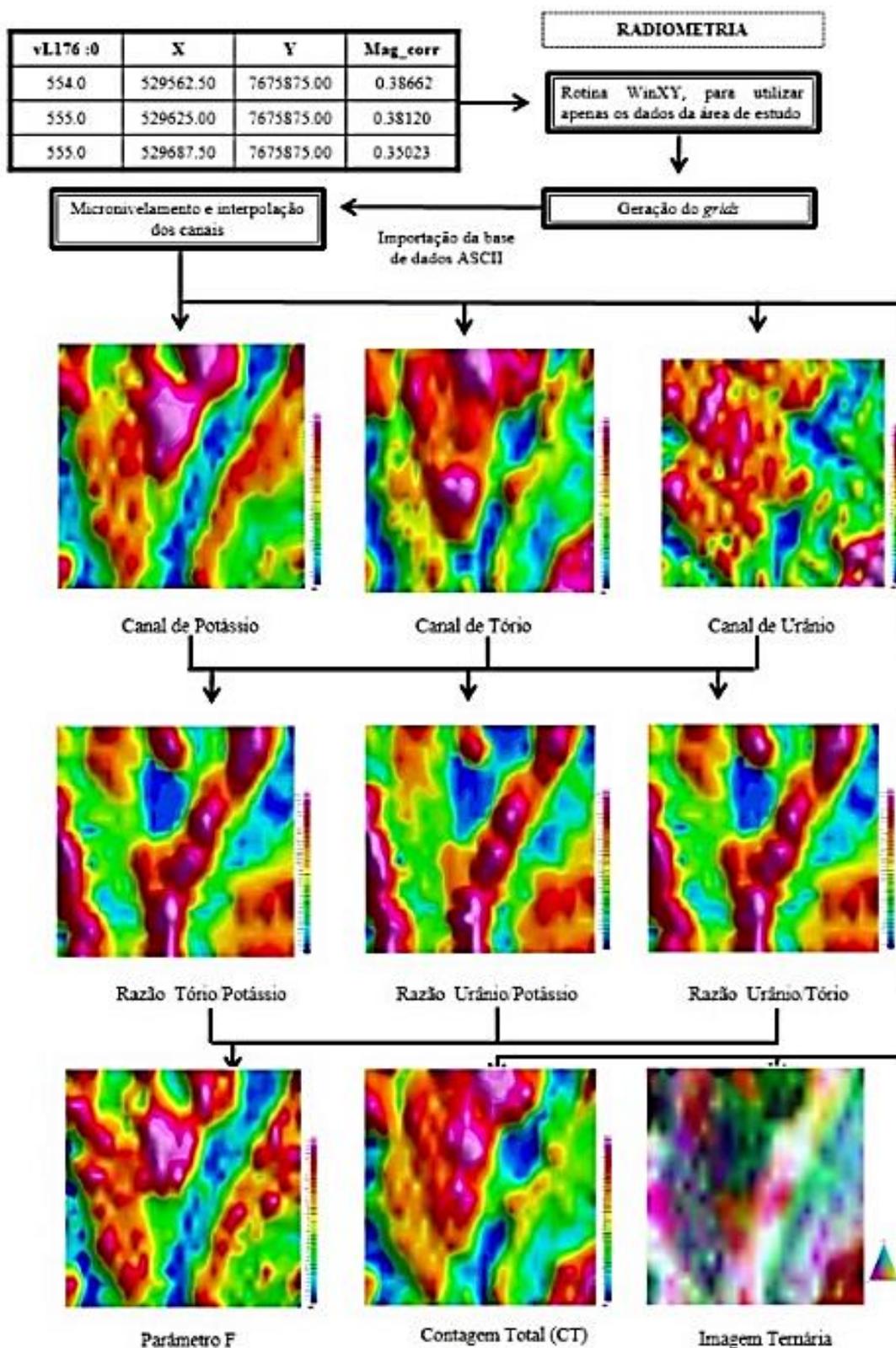


Figura 5.7- Fluxograma exibindo a metodologia utilizada para a geração dos *grids* em mapas radiométricos (canal de potássio - K, canal de tório - Th, canal de urânio - U, contagem total, razões Th/K, U/K e U/Th, parâmetro F e ternário).

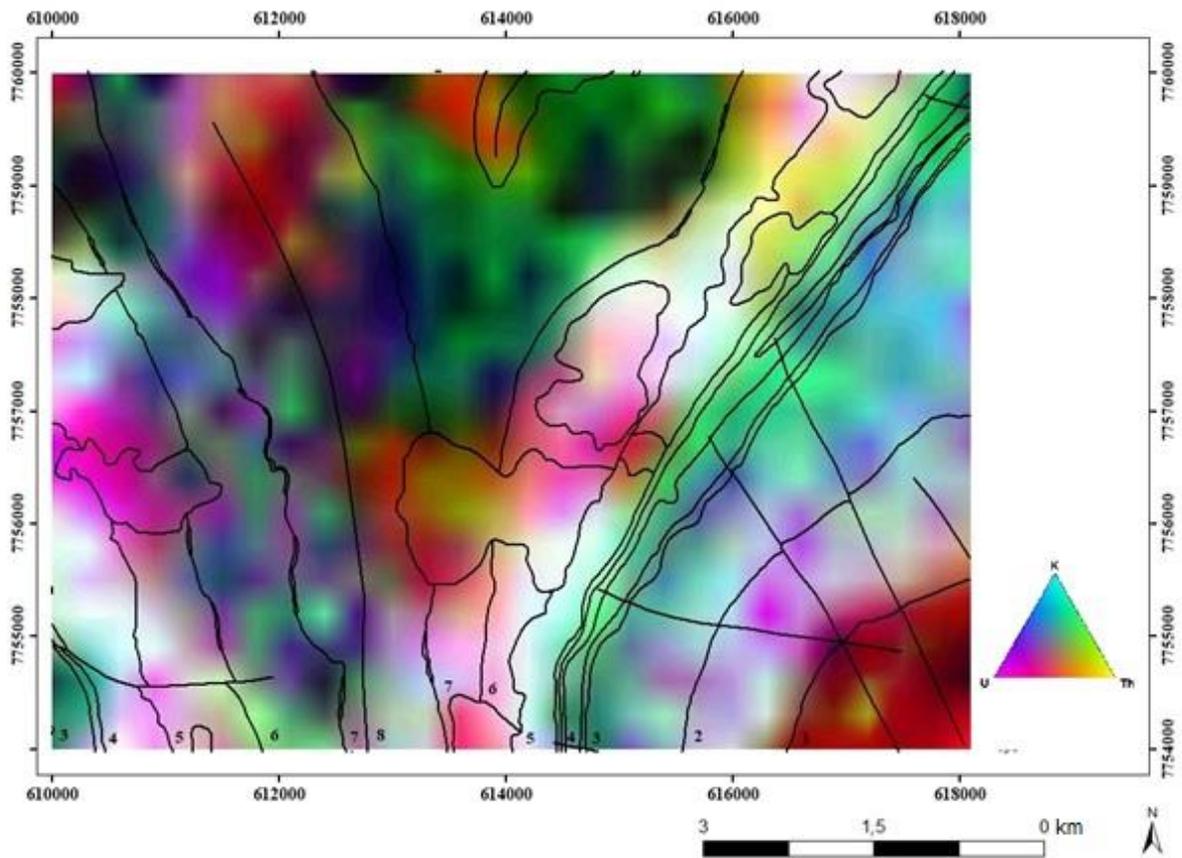


Figura 5.8- Imagem Ternária mostrando as concentrações de urânio, tório e potássio e respectivas radiofácies na área de estudo.

Com base no mapa canal de tório, foram traçados 128 lineamentos relacionados às anomalias radiométricas (Figura 5.9), apresentando uma direção preferencial NW-SE e NE-SW. Os lineamentos radiométricos foram interpretados neste mapa pois é considerado favorável para identificação e caracterização dos lineamentos, devido ao fato do radioisótopo Th possuir mais alta energia sobre os demais radioisótopos U e K, respectivamente, sendo então não passível da influência dos mesmos.

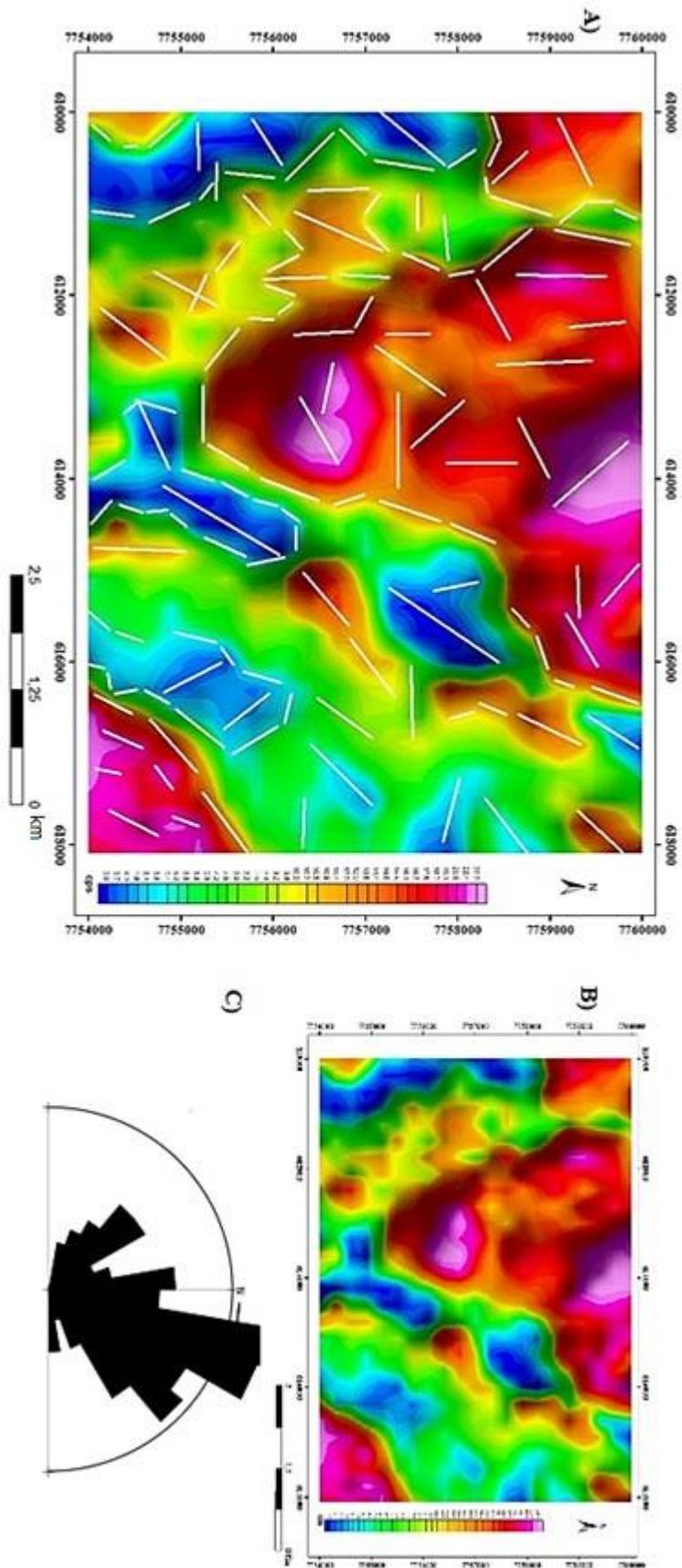


Figura 5.9 - (A) Mapa canal de tório com 128 lineamentos traçados. (B) Mapa canal de tório (Th). (C) Diagrama de rosa.

5.5 ANÁLISE MORFOESTRUTURAL

Baseado no mapa morfoestrutural da imagem *Landsat*, foram traçados 300 lineamentos morfoestruturais (Figura 5.10), que compreendem cristas e vales alinhados, além de drenagens, compondo a estrutura atual do relevo da área de estudo. Segundo o diagrama de rosas mostrado na Figura 5.9, a direção preferencial de tais lineamentos é N-S, E-W e NW-SE.

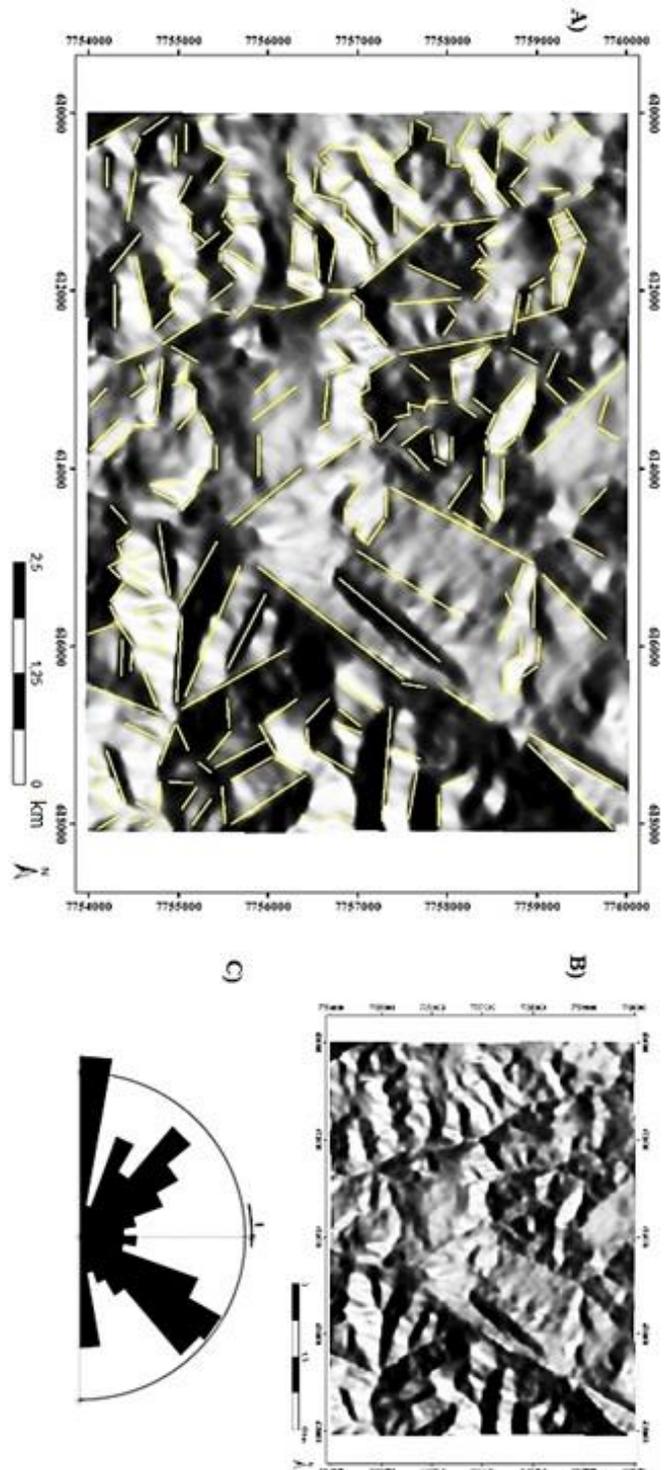


Figura 5.10 - A) 265 lineamentos traçados a partir da imagem *Landsat*. **(B)** Mapa Morfoestrutural a partir da imagem *Landsat* compondo a estrutura atual do relevo. **(C)** Diagrama de rosa evidenciando direção preferencial N-S, NW-SE e NE-SW dos lineamentos.

Coelho, D.M. 2018, Análise Geofísica na Prospecção de Água no Vale do Ribeirão Aredes, no Município de Itabirito...

ANÁLISE QUANTITATIVA E INTEGRAÇÃO DOS DADOS

6.1 INTRODUÇÃO

Neste capítulo, apresenta-se a análise quantitativa e integração geológica deste trabalho, na qual se estima a profundidade média dos corpos que geraram as anomalias magnéticas. Para tal, foi utilizada a inversão pela Deconvolução de Euler que consiste em um método que proporciona visualizações das soluções em perfis. Foram gerados os perfis no *software* Euler 2D, e, posteriormente, interpolam-se os resultados por meio da *krigagem* no *software* Arcsene, gerando-se uma modelagem em 3D da área de estudo.

6.2 DECONVOLUÇÃO DE EULER 2D

A Deconvolução de Euler fornece uma aproximação da localização e da geometria das fontes de anomalias a partir de dados potenciais (Silva 2015). Esta foi gerada utilizando o *software* EULDPH, onde foram traçados 24 perfis magnetométricos, baseando-se no mapa temático amplitude do sinal analítico (ASA), direção E-W, com aproximadamente 6000m de extensão e uma malha com 250m de espaçamento.

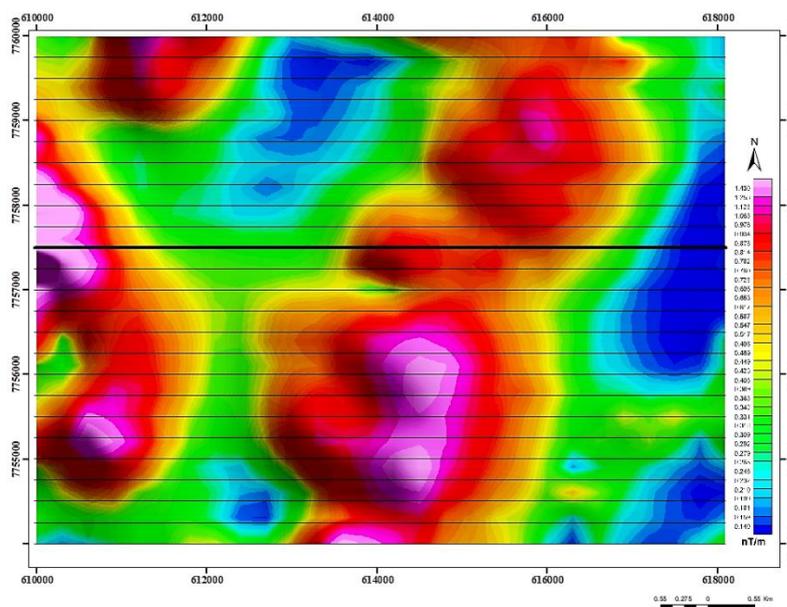


Figura 6.1- Mapa magnetométrico (ASA) com perfis de deconvolução traçados (malha de 250m de espaçamento). Em evidência o perfil 15, descrito na Figura 6.2.

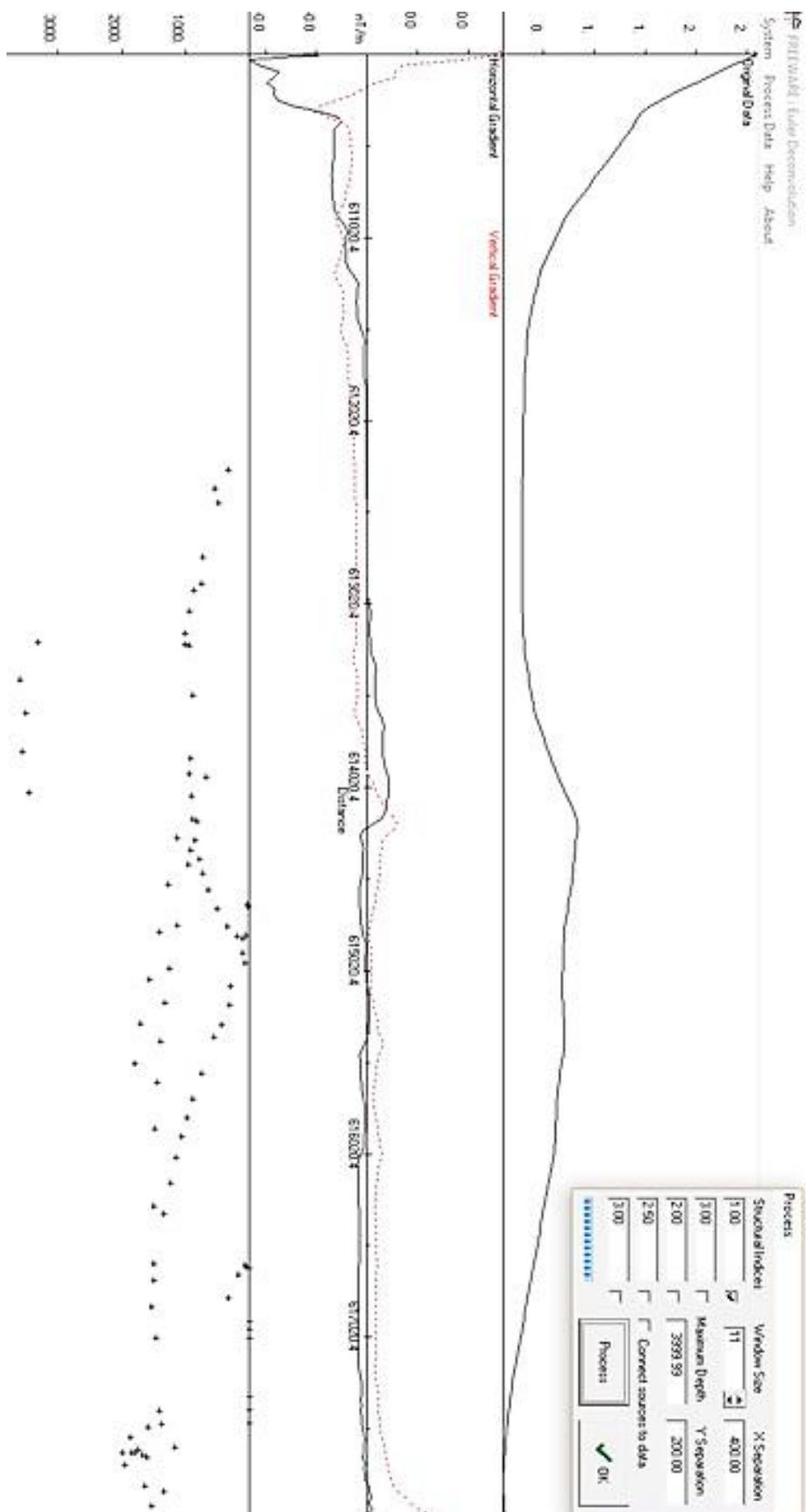


Figura 6.2 - Perfil 15 da Deconvolução de Euler. Em (A) o dado de amplitude analítica corresponde ao dado do perfil; em (B), os gradientes vertical e horizontal da anomalia apresentada em (A); em (C), a profundidade estimada, em metros, do corpo que gerou a anomalia.

Para exemplificar os resultados obtidos na Deconvolução de Euler, foi escolhido o perfil 15, evidenciado na Figuras 6.1, uma vez que este está localizado mais próximo das fontes hidrotermais. O mesmo apresenta anomalias de intensidades elevadas (descritas na magnetofácies 1), em profundidades que variam de 0 a 3000m (Figura 6.2).

6.3 VISUALIZAÇÃO EM 3D

A inversão é obtida fazendo-se a interpolação no *software* ArcScene dos pontos que foram obtidos no software Euler 2D (1.0), por meio da *krigagem* (método geostatístico de interpolação que analisa o variograma da área em que possui amostragem e o aplica em área sem amostragem). É possível observar então a visualização 3D em profundidade da borda oriental da Sinclinal Moeda (Figura 6.3)

Mediante a análise da imagem 3D obtida, são evidenciadas as diferenças de profundidade dos corpos anômalos, ou seja, anomalias magnetométricas de mesma intensidade, identificadas no mapa ASA, variam quanto à profundidade.

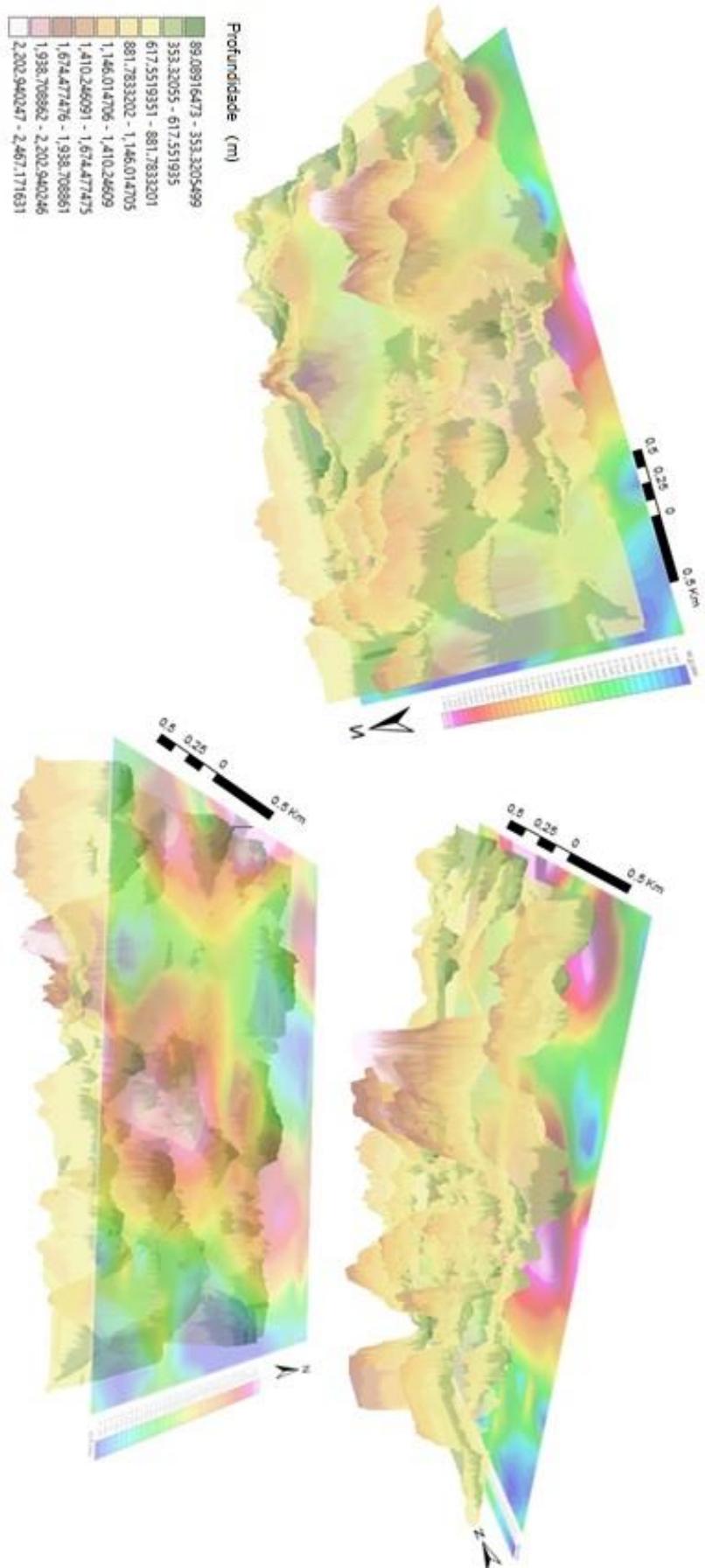


Figura 6.3 - Visualização em 3D da borda oriental da Sinclinal Moeda, a partir do método de inversão magnetométrica.

6.4 INTEGRAÇÃO GEOLÓGICO-GEOFÍSICA

Além da análise e interpretação dos mapas temáticos magnetométricos e radiométricos e dos lineamentos traçados por meio das anomalias, fez-se a integração dos dados geológicos, ligados às litologias e estruturas da borda oriental da Sinclinal Moeda, com o intuito de correlacionar as respostas das grandezas físicas investigadas com a geologia, gerando discussões e conclusões.

De acordo com o mapa magnetométrico integrado ao mapa geológico (Figura 6.4), existe uma correlação entre a delimitação das magnetofácies e as unidades geológicas da área em questão (Tabela 6.1).

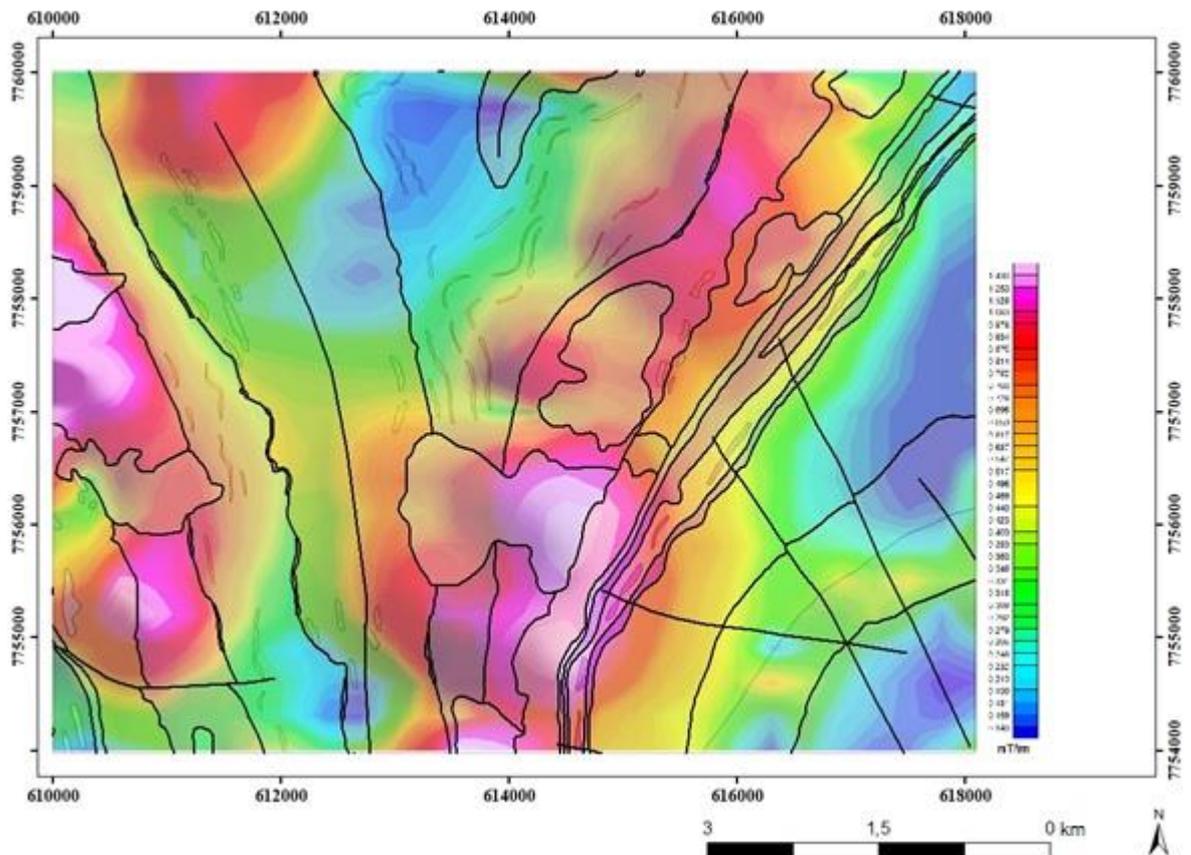


Figura 6.4 – Mapa magnetométrico (ASA) integrado ao mapa geológico.

A magnetofácies 1 (Figura 5.5, Tabela 6.1) corresponde a rochas de magnetização mais elevada, representadas por itabiritos e dolomitos da Formação Cauê (Grupo Itabira), dolomitos, itabiritos dolomíticos e filitos da Formação Gandarela (Grupo Itabira), além de quartzitos, metapelitos e metaconglomerados da Formação Cercadinho (Grupo Piraciba), todos os grupos situados no Supergrupo Minas. A magnetofácies 2 (Figura 5.5, Tabela 6.1) composta por rochas de magnetização intermediária, consiste de rochas metassedimentares do Grupo Nova Lima (Supergrupo Rio das Velhas e Formação Fecho do Funil (Grupo Piraciba). E a magnetofácies 3 (Figura 5.5, Tabela 6.1) corresponde a rochas

de magnetização fraca, representadas por rochas metassedimentares supracrustais do Complexo Bação e Grupo Nova Lima.

Tabela 6.1 – Relação entre as magnetofácies e as unidades geológicas.

Magnetofácies	Características Geofísicas	Unidades Geológicas
1	Relacionada a estruturas com resposta magnetométrica mais elevada.	Itabiritos da Formação Cauê e Formação Gandarela.
2	Relacionada a estruturas com resposta magnetométrica moderada.	Rochas Metassedimentares Supracrustais.
3	Relacionada a estruturas com resposta magnetométrica fraca.	Rochas Metassedimentares Supracrustais.

Analogamente, realizou-se a correlação das radiofácies com as litologias mapeadas (Figura 6.5). Observa-se que a radiofácies 1 corresponde aos granitos e granodioritos do Complexo Bação; a radiofácies 2, a xistos, rochas calcissilicáticas, metaconglomerados e formação ferrífera do Grupo Nova Lima; a radiofácies 3 corresponde a xistos, xistos feldspáticos e formação ferrífera do Grupo Nova Lima; a radiofácies 4 equivale aos filitos arenosos, quartzitos e xistos da Formação Moeda (Grupo Caraça); a radiofácies 5, a itabiritos e dolomitos da Formação Cauê; a radiofácies 6 compreende os itabiritos e filitos dolomíticos e argilosos da Formação Gandarela; a radiofácies 7, filitos, xistos, quartzitos e quartzitos ferruginosos da Formação Cercadinho; e, por fim, a radiofácies 8 é corresponde aos filitos dolomíticos e argilosos e mármores dolomíticos da Formação Fecho do Funil (Tabela 6.2).

A análise integrada dos lineamentos magnetométricos, radiométricos e morfoestruturais, observa-se predominância nas direções NW-SE e NE-SW, conforme apresentado nas Figuras 5.6c, 5.9c e 5.10c, respectivamente.

Os lineamentos magnetométricos permitiram uma visualização em profundidade das principais estruturas da região, que correspondem, segundo (Lobato *et. al.* 2005), a falhas transcorrentes sinistrais, falhas de empurrão com vergência para oeste, falhas indiscriminadas sinistrais e dextrais.

Observam-se que os lineamentos de direção NE-SW ocorrem preferencialmente nos dados radiométricos e morfoestruturais, evidenciando assim, seu caráter superficial.

Os lineamentos radiométricos e morfoestruturais possibilitaram uma visualização mais nítida do posicionamento das respectivas falha

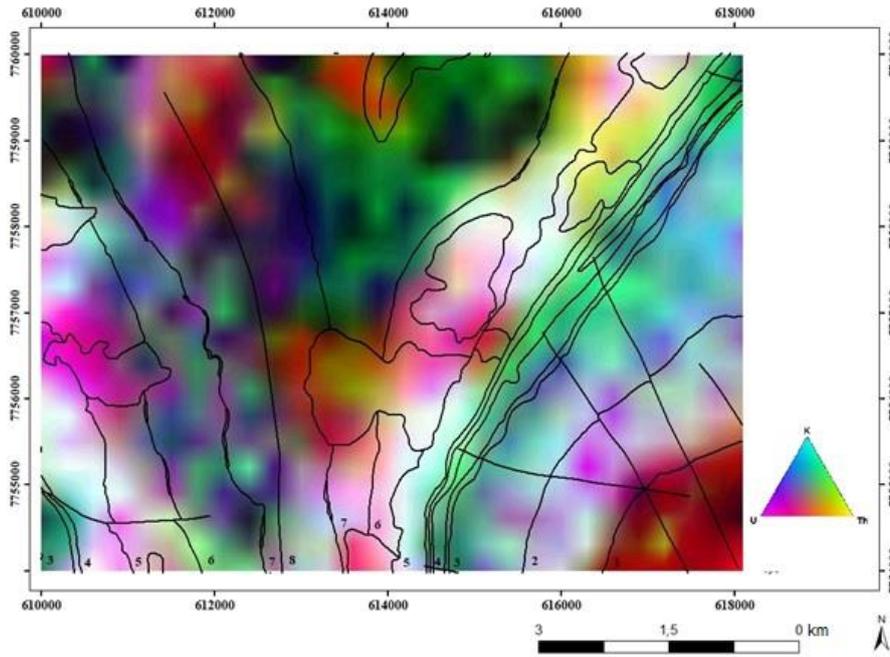


Figura 6.5 – Mapa radiométrico ternário integrado ao mapa geológico.

Tabela 6.2– Integração das radiofácies às unidades geológicas

Radiofácies	Concentração de U	Concentração de Th	Concentração de K	Unidades Geológicas
1	Alta	Alta	Baixa	Complexo Bação
2	Intermediária	Baixa	Intermediária	Grupo Nova Lima
3	Intermediária	Intermediária	Intermediária a alta	Grupo Nova Lima
4	Baixa a intermediária	Intermediária a alta	Alta	Formação Moeda
5	Baixa	Baixa a intermediária	Baixa	Formação Cauê
6	Intermediária	Intermediária	Alta	Formação Gandarela
7	Alta	Intermediária a alta	Baixa	Formação Cercadinho
8	Alta	Alta	Alta	Formação Fecho do Funil

7.1 INTRODUÇÃO

Neste capítulo, são apresentados os resultados de caracterização hidrogeológica-hidroquímica das águas de fontes termais existentes no vale do ribeirão Aredes, em Itabirito, cuja ocorrência está associada a zonas de rupturas de falhas e fraturamentos, evidenciadas por mapeamentos geológicos convencionais, bem como por mapeamento geofísico regional aqui executado, conforme metodologia proposta.

As fontes termais naturais, objeto de estudo, cuja recarga, circulação e descarga natural de suas águas se dá sob temperaturas anômalas, estão localizadas em zona de intersecção de estruturas de fraturamentos, no domínio de aquíferos fissurais, associados à sequência metassedimentar anteriormente descrita.

Com base em dados hidroquímicos e geotermiais disponíveis, são aqui apresentadas estimativas da sua geotemperatura original, bem como a sua profundidade de convecção e fração de mistura, mediante emprego do modelo geotermal de sílica (Scudino 1992, Scudino & Peixoto 1992), logrando-se a concepção e apresentação de um modelo hidrogeológico conceitual da sua ocorrência.

7.2 AS FONTES HIPOTERMAIS

As fontes hipotermiais, assim nomeadas por não atingirem um limiar de temperatura menor de 30°C, estão localizadas no vale do ribeirão Aredes, conforme ilustrado na Figura 7.1.

Dentre as fontes pontuais identificadas, algumas de vazões mais modestas, se distribuem nas proximidades da margem esquerda do ribeirão Aredes e ao longo de córregos; destas, três se destacam por estarem bem individualizadas e por apresentarem vazão mais elevada (15 L/s) (Figura 7.2).

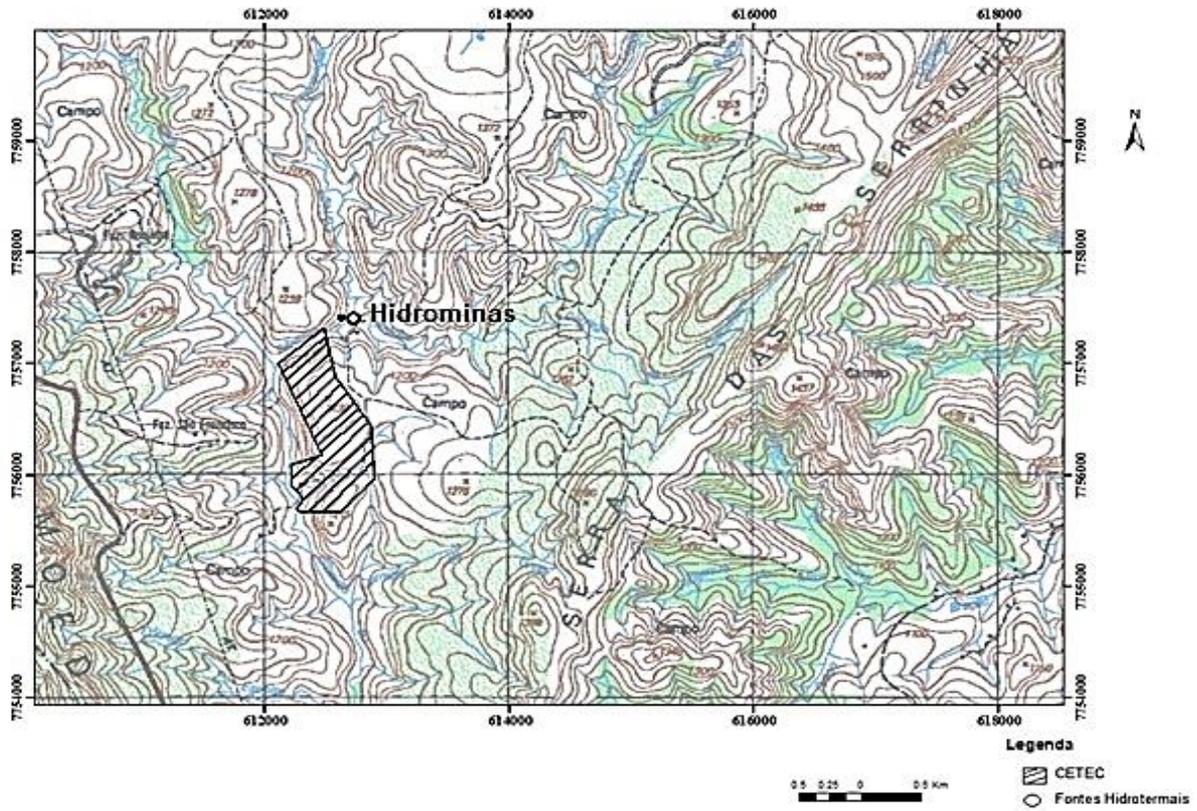


Figura 7.1 – Localização das fontes hipotermias. Folha de Casa de Pedra (sf-23-x-a), escala regional 1:50000. (Modificado de <https://www.cnpm.embrapa.br/projetos/relevobr/download> Acesso em 28/06/2017).

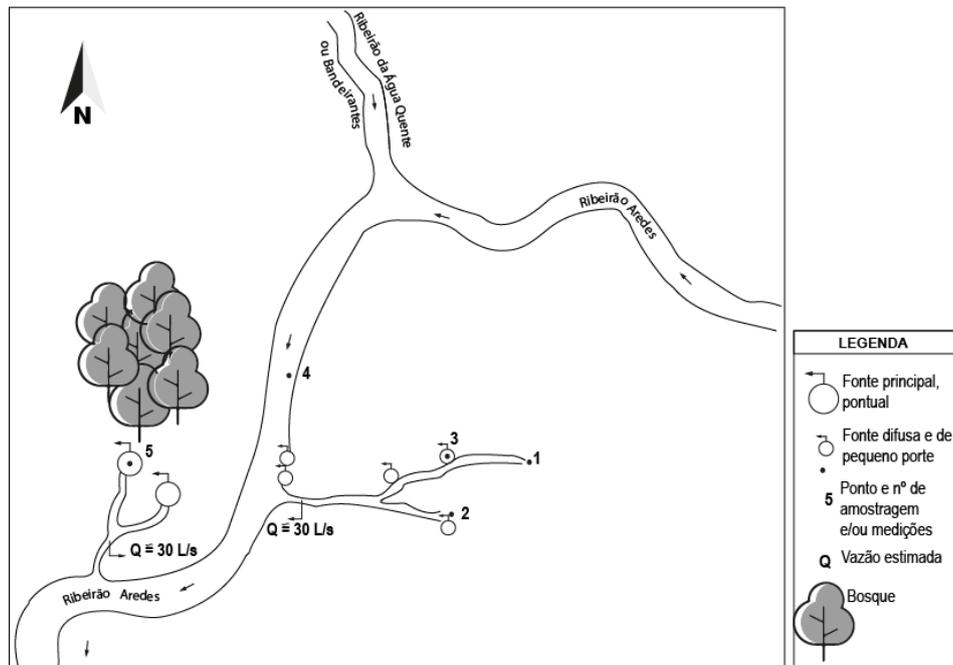


Figura 7.2 – Localização das fontes hipotermias e de pontos amostrais representativos para análises químicas “in loco” e laboratoriais.

7.3 CARACTERÍSTICAS HIDROQUÍMICAS, FÍSICAS E FÍSICO-QUÍMICAS

Estudos preliminares desenvolvidos por Scudino & Peixoto (1992) permitiram a apropriação de dados hidroquímicos primários de análises químicas *in loco* e químico-quantitativas laboratoriais então levantados, conforme discriminado no Quadro 7.1 e Tabela 7.2.

Quadro 7.1 – Pontos amostrais representativos para análises químicas *in loco* e laboratoriais.

Nº da Amostra de Água	Nº do Certificado de Análise Laboratorial	Temperatura Ambiente (°C)	Temperatura da Água (°C)	Condutividade Elétrica ($\mu\text{mho/cm}$)	pH $\log_{10} (1/[\text{H}^+])$	Eh (mV)	Silica Solúvel (mg/l)	OBSERVAÇÕES
1	095	25,3	28,2	500,0	7,3	+270	12,0	Fonte principal na saída da caixa coletora.
2	107	25,3	28,2	499,0	7,3	+260	SNM	Fonte principal no vertedouro da caixa coletora
3	106	25,3	27,5	NM	NM	NM	NM	Fonte na calha do dreno escoamento da fonte principal.
4	097	25,5	22,2	12,7	7,2	+290	4,3	Ribeirão <u>Arades</u> a montante da área de ocorrência das fontes.
5	096	24,7	28,2	477	7,4	+280	10,9	Fonte da matinha, a margem direita do Ribeirão <u>Arades</u> .

SNM: sílica não medida – representatividade amostral análoga ao ponto 1

NM: não medido, dificuldade gravitacional

Temperaturas, pH, Eh e condutividade elétrica: medição *in loco*

Tabela 7.1 – Características hidroquímicas das amostras.

DETERMINAÇÃO	UNIDADE	AMOSTRA Nº				
		095	096	097	106	107
Chuvas (24h)		Não	Não	Não	Não	Não
Condições do tempo		Bom	Bom	Bom	Bom	Bom
Aspecto da água		Clara	Clara	Clara	Clara	Clara
Temperatura do ar	°C	25,3	24,7	25,5	25,3	25,3
Temperatura da água	°C	28,2	27,5	22,2	28,2	27,5
pH		7,3	7,4	7,2	7,3	ML
Condutividade elétrica (in loco)		500	477	12,7	499	ML
Eh	ev	270	280	290	260	ML
Alcalinidade total	mg/L CaCO ₃	87,8	87,2	ML	ML	ML
Alcalinidade de bicarboidrato	mg/L CaCO ₃	87,8	87,2	ML	ML	ML
Alcalinidade de carboidrato	mg/L CaCO ₃	0	0	ML	ML	ML
Alcalinidade de hidróxido	mg/L CaCO ₃	0	0	ML	ML	ML
Dureza total	mg/L CaCO ₃	166,4	161,2	ML	ML	ML
Cálcio solúvel	mg/L	49,0	47,0	ML	ML	ML
Magnésio solúvel	mg/L	10,7	10,7	ML	ML	ML
Cloretos	mg/L	<0,30	<0,30	ML	ML	ML
Cor real	Upt	<5	<5	ML	ML	ML
Fluoreto ionizado	mg/L	<0,25	<0,25	ML	ML	ML
Nitrogênio nítrico	mg/L	0,03	0,02	ML	ML	ML
Nitrogênio nitroso	mg/L	0,002	<0,001	ML	ML	ML
Sólidos totais (103°-105°)	mg/L	300	279	ML	ML	ML
Sulfatos	mg/L	117,8	110,7	ML	ML	ML
Turbidez	NTU	0,2	0,2	ML	ML	ML
Ferro solúvel	mg/L	<0,05	<0,05	ML	ML	ML
Manganês solúvel	mg/L	<0,05	<0,05	ML	ML	ML
Potássio solúvel	mg/L	1,68	1,54	ML	ML	ML
Sílica solúvel	mg/L	12,0	10,9	4,3	ML	ML
Sódio solúvel	mg/l	0,7	0,7	ML	ML	ML

ML: Amostras 106 e 107: ponto amostral selecionadas para medições *in loco* de parâmetros físico-químicos

ML: Amostra 097: água fria, selecionada para análise químico-quantitativa de sílica solúvel.

Do exposto, com base nos dados hidroquímicos levantados, são tecidas as seguintes considerações:

- as águas apresentam baixa turbidez (0,2 NTU), sem cor (<5 UPT), de sabor agradável e sem cheiro;

- de acordo com as temperaturas mostradas na Tabela 7.1, essas fontes são classificadas como hipotermiais (Código de Águas Minerais, capítulo VIII, art. 36, & 2º, inciso II).
- do ponto de vista hidroquímico, podem ser classificadas como sulfatadas bicarbonatadas calco-magnesianas.
- por sua composição química, são consideradas águas minerais da classe V (Código de Águas Minerais, capítulo VII – Decreto lei nº 7844 de 8/8/1945).
Ânions: HCO_3^- e SO_4^{2-} com concentrações médias de 106,7mg/L (23%) e 114,2mg/L (31,2%), respectivamente. Cátions: Ca^{2+} e Mg^{2+} , 47 a 49mg/l (32%) e 10,7 (12%), respectivamente. São praticamente isentas de cloretos, nitratos, nitritos, ferro e manganês, tendo pequena concentração de Na^+ e K^+ .
- os sólidos totais dissolvidos variam de 279 a 300mg/L e a condutividade elétrica de 477 a 500 micromhos/cm, indicando águas com baixa salinidade. Comparando com os valores de condutividade elétrica do ribeirão Aredes (12,7 micromhos/cm), conclui-se uma origem mais profunda para as águas das fontes.
- os valores de pH indicam águas ligeiramente alcalinas, que provavelmente percolam em terrenos dolomíticos.
- os valores de Eh, positivos, parecem indicar importantes misturas das águas quentes em ascensão, com as águas frias situadas mais próximas à superfície.
- alcalinidade total de 87-88 mg/L de CaCO_3 , e a dureza total, de 161-166,4 mg/L de CaCO_3 , algo elevadas, vêm também indicar a circulação da água em aquíferos carbonáticos.

7.4 CÁLCULOS GEOTÉRMICOS

7.4.1 Profundidade da Convecção

A profundidade mínima em que ocorre a convecção das águas termais, correlata à geotemperatura, é aqui estimada, com base em modelos geotermiais conceituais propostos por Barret & Pearl (1978), Narasimahn (1983), Scudino (1992) e Moraes (2016), expressa segundo a Equação 7.1, em que se admite não existir substanciais perdas de vapor no sistema geotermal, diante das baixas concentrações de cloretos e sílica solúvel e concentração relativamente altas de sulfatos,

$$Z \text{ (m)} = K \cdot (T-b) / q \quad \text{Equação 7.1}$$

Onde:

K: Condutividade térmica, dada em $W/m.^{\circ}C$. Considerado o valor representativo de condutividade térmica vertical da ordem de $2,0 W/m.^{\circ}C$, com base nos valores obtidos por Silva (2010) para os diversos litotipos pelíticos, xistosos e quartzíticos, tendo em conta a predominância pelítica da sequência metassedimentar associada ao Grupo Piracicaba, na região de estudo, a profundidades de centenas de metros, ou maiores;

T: geotemperatura de convecção, estimada em $175^{\circ}C$ em conformidade com o Modelo de Mistura, com base no conteúdo de sílica solúvel (Barret & Pearl 1978, Hurter *et al.* 1983);

b: temperatura média anual de superfície, considerada de $25^{\circ}C$, conforme medidas locais obtidas;

q: fluxo térmico, em W/m^2 , obtido do valor médio de $7,2.10^{-2} W/m^2$, de valorações apresentadas por Hurter *et al.*(1983) para diferenciadas regiões do Estado de Minas Gerais.

Do exposto, tem-se:

$$Z (m) = [2,0W/m.^{\circ}C (175^{\circ}C - 25^{\circ}C)] / (7, 2.10^{-2} W/m^2) = 4.167m.$$

Esta profundidade de convecção representa, portanto, a profundidade mínima média de percolação das águas pluviais de infiltração, sob fluxo descendente, ao longo de planos de fraturamento, a partir da qual ascende, sob temperaturas elevadas, chegando à superfície.

7.4.2 Geotemperatura e Fração de Mistura

A geotemperatura, de $175^{\circ}C$, calculada segundo as Equações 7.2 e 7.3 a seguir, por Scudino & Peixoto (1992), correlaciona-se a uma fração de mistura e diluição da ordem de 96% de águas frias, conforme gráfico físico-químico, mostrado na Figura 7.3. Sua ocorrência local está associada às zonas aquíferas de sedimentos aluviais constituídos de areias finas a cascalhos grosseiros e angulares, de coberturas terciárias-quaternárias coluviais e manto decomposto, nas primeiras dezenas de metros da superfície, onde exsudam as águas termais sob fluxo ascendente, na intersecção de três lineamentos de fratura anteriormente referidos, representativos de zonas de rupturas de falha, que constituem descontinuidades que lhes conferem planos de permeabilidade secundária, de fluxo preferencial das águas, em especial nos litotipos fraturados quartzíticos, itabiríticos e dolomíticos.

O citado gráfico da Figura 7.3 foi construído com base nas seguintes equações, segundo o modelo geotermométrico de mistura (Fournier e Truesdell 1974 *in*: Scudino e Peixoto 1992):

$$X_t = (E_q - T_{mt}) / (E_q - T_f) \quad \text{Equação 7.2}$$

$$X_{si} = (Si_q - Si_{mt}) / (Si_q - Si_f) \quad \text{Equação 7.3}$$

Em que:

X_t : fração de fonte hipotermal, misturada;

X_{si} : fração de sílica da fonte hipotermal, misturada;

E_q : entalpia da água quente, não-misturada;

T_{mt} : temperatura de superfície da fonte hipotermal, misturada; igual a 28,2°C;

T_f : temperatura de superfície considerada a temperatura da fonte fria (no caso, considerada temperatura das águas do ribeirão Aredes), igual a 22,2°C;

Si_q : concentração de sílica da água quente (original), não misturada;

Si_{mt} : concentração de sílica da fonte hipotermal misturada, igual a 12,0mg/L;

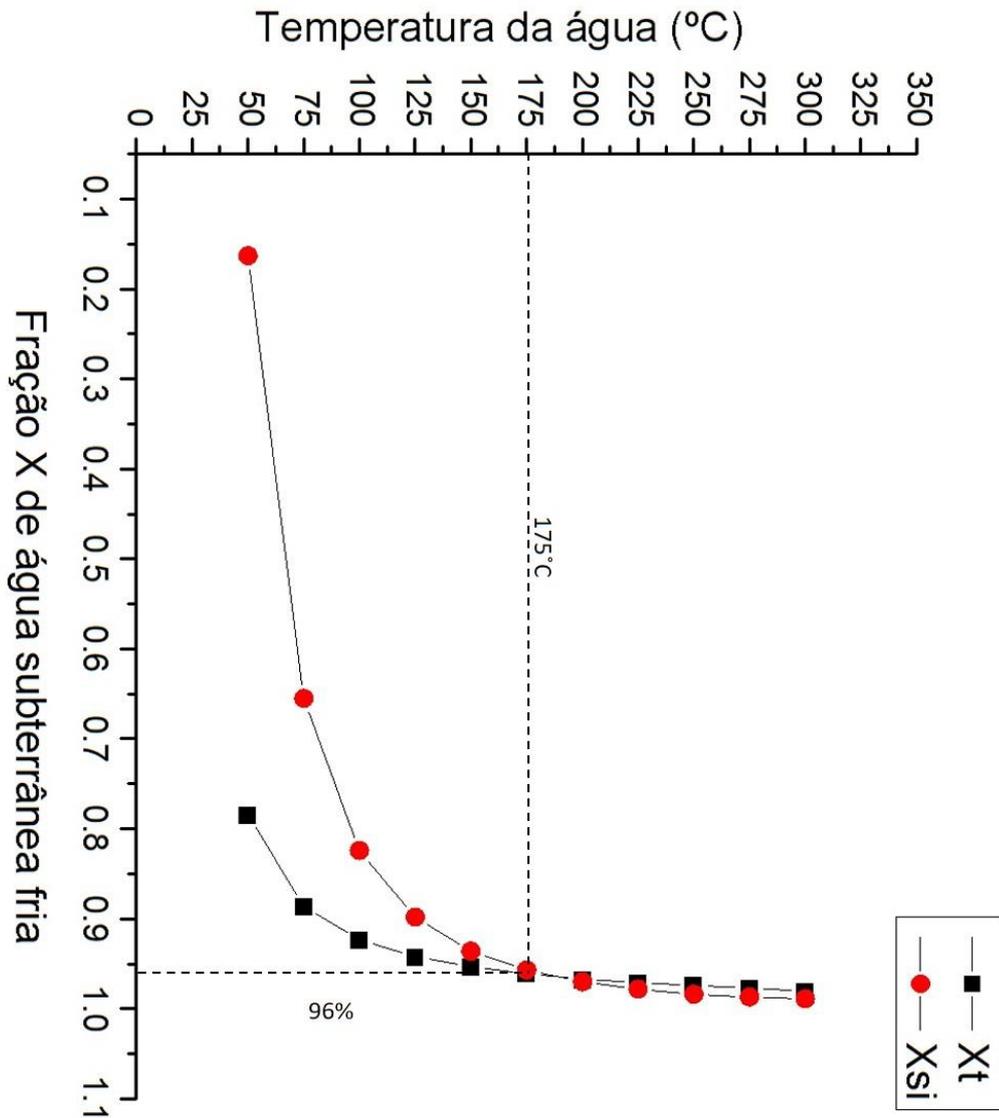
Si_f : concentração de sílica da água de fonte fria, igual a 4,3mg/L.

Computando-se os valores relativos às duas equações anteriormente apresentadas, tem-se a seguir os dados cartesianos X_t e X_{si} (Tabela 7.2), e sua distribuição X_t versus X_{si} (Figura 7.3).

Quadro 7.2 – Temperatura da água quente não misturada e respectiva fração da fonte hipotermal misturada (X_t) e fração de sílica da fonte hipotermal misturada (X_{si}).

Temperatura (°C)	Fração da fonte hipotermal misturada (X_t)	Fração de sílica da fonte hipotermal misturada (X_{si})
50	0,784	0,163
75	0,886	0,655
100	0,923	0,824
125	0,942	0,898
150	0,953	0,936
175	0,961	0,957
200	0,967	0,970
225	0,971	0,978
250	0,974	0,984
275	0,977	0,987
300	0,980	0,989

Figura 7.3 - Cálculo da geotemperatura e da fração de mistura das águas subterrâneas frias e quentes.



7.5 MODELO HIDROGEOLÓGICO CONCEITUAL

O mapeamento geológico-estrutural resultante da integração dos resultados geofísicos regionais, bem como a análise da composição química das águas locais, frias e térmicas, além de cálculos da geotemperatura e profundidade de convecção, dentre outras informações correlatas, levaram à concepção de um modelo conceitual esquemático de circulação das águas subterrâneas na região estudada, conforme ilustrado na Figura 7.4.

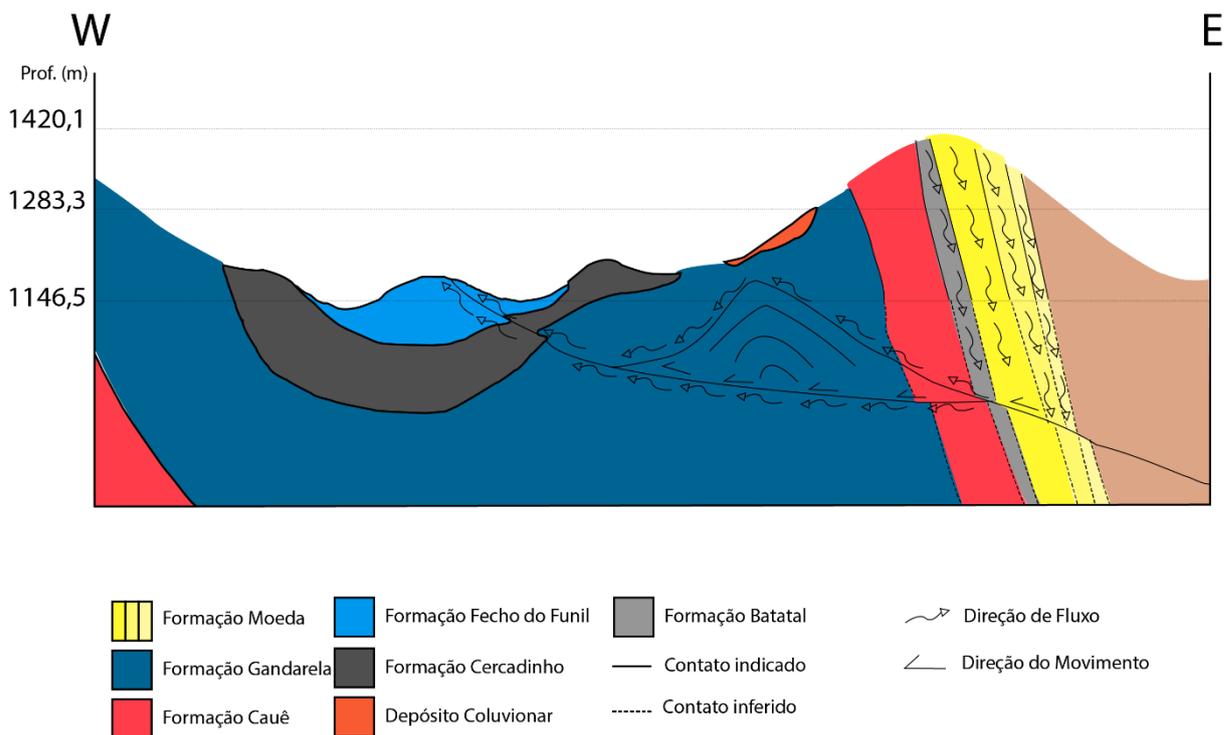


Figura 7.4 - Modelo conceitual esquemático de circulação das águas subterrâneas da região estudada.

Os domínios aquíferos de ocorrência das fontes termais estão associados a um sistema de multicamadas relativas à sequência metassedimentar do Supergrupo Minas, localmente representado pelos litotipos correlacionados aos grupos Caraça, Itabira e Piracicaba, anteriormente descritos, sob evidências de forte tectonismo.

A dinâmica das águas subterrâneas se processa segundo um modelo essencialmente fissural, onde fraturas e falhas de maior porte proporcionam a conexão hidráulica entre as diversas unidades aquíferas, cuja percolação profunda ao longo desses planos de ruptura, em geral subverticais, atinge temperaturas elevadas, sob gradiente geotérmico natural, como fonte de calor originária das águas termais ascendentes à superfície do terreno. A ocorrência das águas termais na área de estudo enfocada está, portanto, relacionada a fraturamentos de direções coincidentes com lineamentos de direção N10⁰W, N60⁰W, EW e N65⁰E.

As águas de infiltração, de origem meteórica, cujas áreas preferenciais de recarga situam-se em geral sob cargas hidráulicas mais elevadas, percolam ao longo dos planos subverticais de ruptura, em grandes profundidades de circulação. Essas estão sujeitas a temperaturas crescentes, até uma profundidade de convecção, sob dinâmica de fluxo vertical ascendente ao longo de zonas preferenciais de descarga, marcadas por planos e descontinuidades de faturamento, decorrido um longo tempo de trânsito entre a sua infiltração (água fria) e descarga natural ascendente (águas quentes) sob temperaturas elevadas. Essas águas termais, ao ascenderem, misturam-se, com as águas frias, circunstância que se verifica com alguma frequência em diversos sistemas geotermiais,

pelo fato das águas frias serem mais densas que as águas quentes e, sob condições adequadas de pressão, poderem invadir os aquíferos termais em suas zonas superiores.

No entanto, os dados hidrogeoquímicos das amostras supracitadas (Quadro 7.1) são de alta temperatura e provenientes de profundidade superior a 4m. A inversão geofísica não mostrou descontinuidade a essa profundidade. A não visualização dessas descontinuidades profundas na inversão geofísica não significa que elas não existam, pois podem não ser magnetizadas. Com base, então, em regiões similares, ou seja, áreas em que a alta temperatura das fontes provêm de falhas profundas, como é o caso de Poços de Caldas (Scudino 2017 *in* comunicação verbal), considerou-se no modelo da Figura 7.4 uma falha profunda de alto ângulo (Figura 7.5). Sendo que essa falha se encontra na região plano axial da sinclinal. Pela ordem cronológica dos eventos geológicos, a sinclinal foi nucleada primeiramente, sob condições essencialmente rúpteis, gerando um plano axial representado por fraturas profundas e subverticais de direção essencialmente NS. O sistema de falhas atinge esta sinclinal posteriormente, na forma de uma pilha antiformal de duplex, coalescendo na mesma região das fraturas plano axiais relacionadas ao primeiro evento.

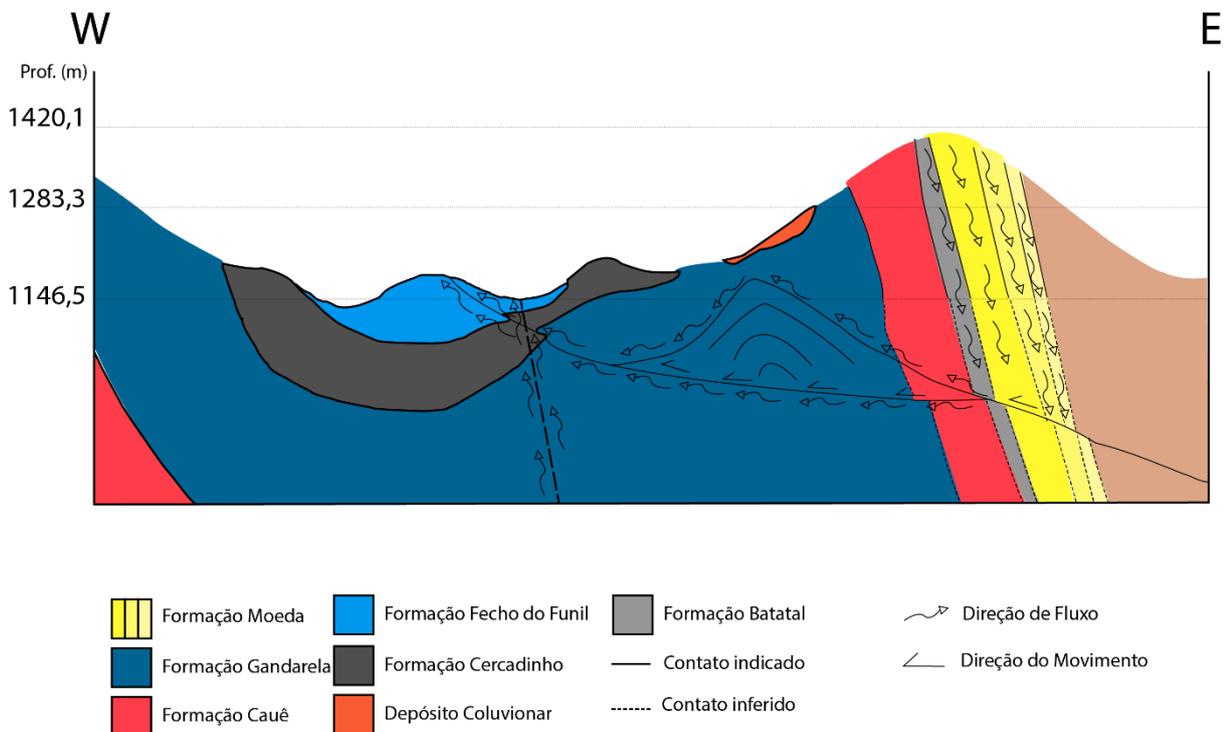


Figura 7.5 – Modelo proposto para a região de estudada com base na inversão geofísica e falha profunda inferida.

7.6 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

A Deconvolução de Euler realizada nos dados de magnetometria permitiu identificar em profundidade uma superfície de descolamento de geometria sub horizontalizada, com uma pilha sinformal sintectônica, baseado no modelo conceitual esquemático de circulação das águas subterrâneas termiais na região estudada (Figura 7.5), localizadas em uma zona de intersecção de lineamentos estruturais de fraturas de direções N10W, N60W, N65E e EW. Além disto, identifica-se uma falha reversa, de contato litológico dos quartzitos da Formação Moeda com os xistos do Grupo Nova Lima, mapeada por Lobato *et. al.* (2005).

Diante destas evidências de forte tectonismo, admite-se que ao longo dessas discontinuidades de ruptura, a água pluvial se infiltra sob fluxo vertical descendente, e ao atingir a profundidade de convecção, sob condições geotermiais de elevadas temperaturas, percola sob fluxo vertical ascendente através da superfície de descolamento, até a superfície, nos litotipos fraturados da Formação Fecho do Funil, onde estão localizadas as fontes hidrotermais, enfocadas no estudo em questão.

A Figura 7.6 ilustra a integração dos resultados obtidos nos 24 perfis de Deconvolução de Euler (em anexo), a qual ilustra em planta a projeção da referida estrutura de descolamento observada na Figura 7.4, associada à zona de intersecção dos lineamentos de fratura onde ocorrem as fontes hidrotermais, objeto de estudo.

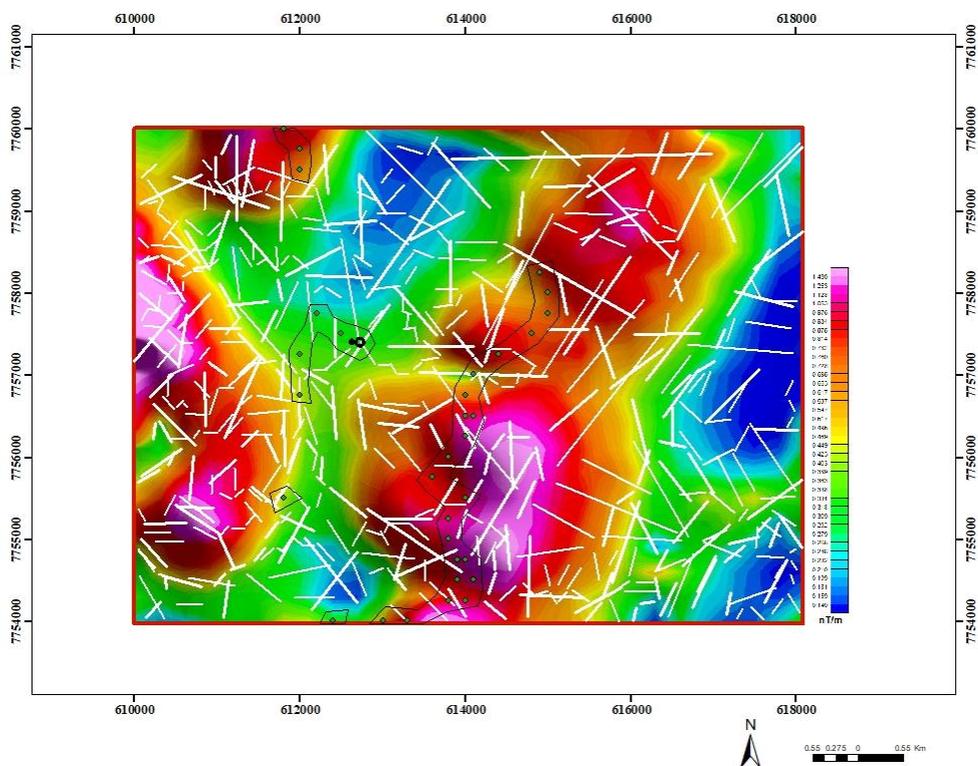


Figura 7.6 - Pontos projetados do descolamento e circundando esses pontos, tem-se áreas propícias de ocorrência das fontes hidrotermais.

Segundo Carmo e Delgado (2016), a zona preferencial de fluxo regional corresponde aos lineamentos de ruptura (falhas, fraturas) e, no contato litológico de litotipos quebradiços/quartzíticos (brittle rock) fraturados/cataclasados, é que o fluxo preferencial se realiza, sendo a locação de poços feita no plano de ruptura, próximo ao nível de base local.

Portanto, analisando-se o modelo 3D da borda oriental da Sinclinal Moeda (Figura 6.3), como também os lineamentos traçados (Figuras 5.6, 5.9 e 5.10), pode-se definir os locais mais propícios para a prospecção de água no Aquífero Cauê, correspondendo a áreas de anomalias magnetométricas de amplitudes intermediárias e baixos comprimentos de ondas (a baixas profundidades), e com grande intensidade de lineamentos.

Sendo assim, pode-se dizer que a área mais propícia para a locação de poços está representada na Figura 7.7.

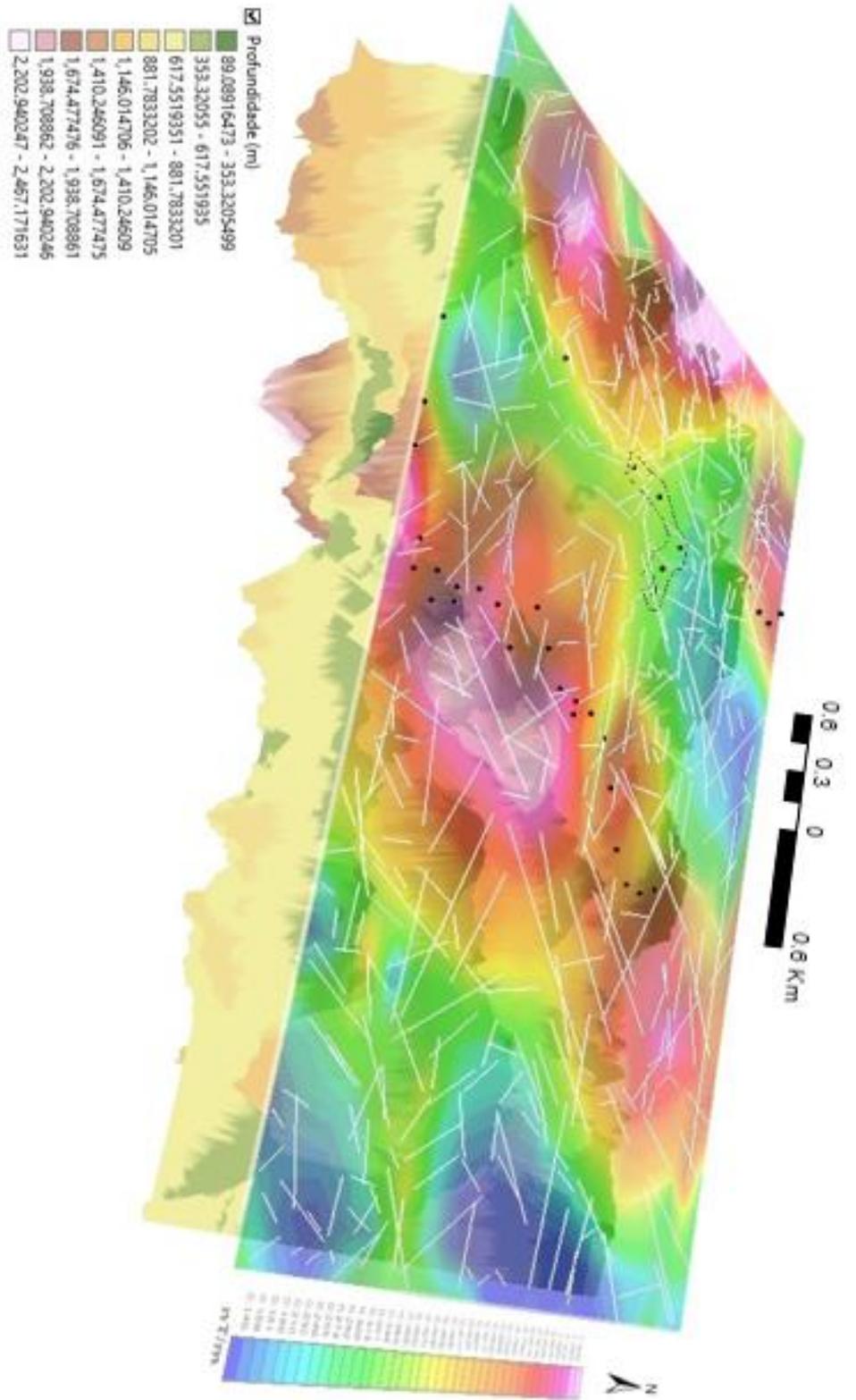


Figura 7.7 - Área mais propícia para locação de poços, correspondendo a áreas de anomalias magnetométricas de amplitudes intermediárias e baixos comprimentos de ondas (a baixas profundidades), e com grande intensidade de lineamentos

CAPÍTULO 8

CONCLUSÕES

Este trabalho consistiu em uma análise geológico-geofísica da borda oriental da Sinclinal Moeda, por meio do banco de dados geofísicos aerolevados (magnetometria e radiometria), de mapa geológico, além da análise da composição química das águas locais, no intuito de caracterizar áreas favoráveis para a prospecção de água no Aquífero Cauê.

A magnetometria foi fundamental para a identificação do aquífero, pois sua rocha reservatório é composta por itabirito, apresentando assim, altas anomalias magnetométricas. Tais anomalias, mais superficiais foram interpretadas a partir da delimitação das magnetofácies no mapa temático análise do sinal analítico (ASA).

A radiometria auxiliou na definição de mudanças e contatos geológicos. O mapa ternário foi o mapa temático escolhido para as interpretações radiométricas e mostrou mediante delimitação das radiofácies que as regiões de composição itabirítica possuem concentração baixa nestes radioisótopos, dando origem a anomalias baixas.

Os lineamentos magnetométricos, radiométricos e morfoestruturais traçados, ressaltam uma direção preferencial em NW-SE e NE-SW. Os lineamentos magnetométricos, traçados no ASA, permitiram uma visualização em profundidade das principais estruturas da borda oriental da Sinclinal Moeda, que correspondem, segundo Lobato *et. al.* (2005), a falhas transcorrentes sinistrais, falhas de empurrão com vergência para oeste, falhas indiscriminadas sinistrais e dextrais (Falha de Sobradinho). Já os lineamentos de direção NE- SW, evidenciados de modo preferencial na radiometria, também foram observados no mapa temático magnetométrico de campo residual, inferindo a sua natureza superficial.

A visualização tridimensional em profundidade da área de estudo, a partir da Deconvolução de Euler, possibilitou a identificação dos locais mais propícios para a locação de poços no Aquífero Cauê. Isso ocorre pelo fato de, por meio deste método de inversão, estimarem-se as profundidades das anomalias magnetométricas, ou seja, as áreas de anomalias mais altas e com baixa profundidade correspondem a locais de mais alta probabilidade para a extração de água. Além disso, são também levados em consideração os locais de maior fraturamento, que consistem nas áreas com maiores quantidades de lineamentos (magnetométricos, radiométricos e morfoestruturais).

O mapeamento geológico-geofísico, bem como a análise da composição química das águas locais, frias e térmicas, além de cálculos da geotemperatura e profundidade de convecção, levaram à concepção de um modelo conceitual esquemático de circulação das águas subterrâneas na região estudada.

Com base nesta premissa, exemplificou-se uma área para a locação do poço. Para constatar a eficácia dessa sistemática seria necessária uma perfuração para consolidar os resultados obtidos.

Considerando-se os problemas atuais referentes à escassez de água e contaminação das águas superficiais pelas mineradoras da região do Quadrilátero Ferrífero, este trabalho poderá contribuir para futuros estudos no Aquífero Cauê.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

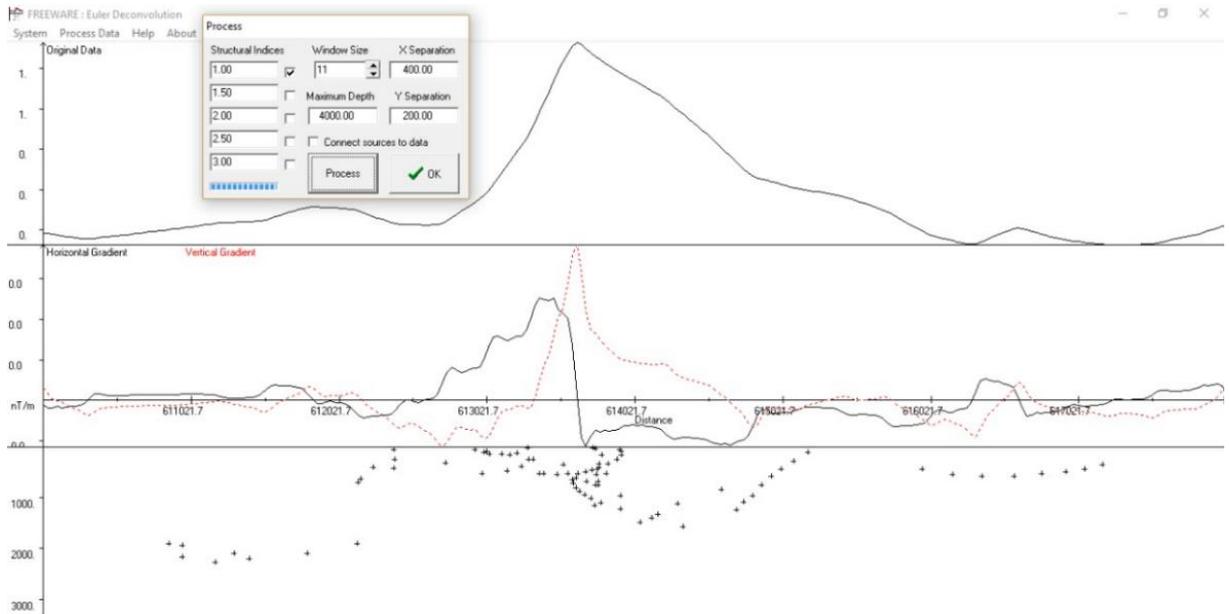
- Alkmim F.F., Quade, H., Evangelista, M.T.R. 1988. Sobre a História da Deformação dos Metassedimentos do Supergrupo Minas e Grupo Itacolomi no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. DEGEO/EM/UFOP, 45p.
- Alkmin, F. F. & Marhak S. 1998. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: Evidence for Paleoproterozoic Collision and Collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Res.*, 90: 29-58.
- Almeida F.F.M. & Hasui, Y. 1984. O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo. São Paulo, Edgard Blücher, 378p.
- Barbosa A.L.M. 1968. *Contribuições recentes à geologia do Quadrilátero Ferrífero*. Universidade Federal de Ouro Preto, Escolha de Minas. 63p.
- Barret, J.K., Pearl, R.H., 1978. An appraisal of Colorado's Geothermal Resources. Bulletin 39. Colorado Geological Survey, Department of Natural Resources. Denver-CO. 224p.
- Beato D.A.C., Monsoreo A.L.M., Bertachini A. C. 2005. Hidrogeologia. In: *Projeto APA Sul RMBH Estudos do Meio Físico: área de proteção ambiental da região metropolitana de Belo Horizonte*. Belo Horizonte: CPRM/SEMAD/CEMIG, v.9. Parte A.
- Carmo & Delgado – Geólogos Consultores Ltda. – EPP. 2016. Mapeamento Geológico 1:25.000 de Bacias Representativas de Domínios Hidrogeológicos Projeto Águas do Norte de Minas – PANM. Relatório Parcial Etapa 2. Belo Horizonte MG, 37p.
- Carneiro M.A., Noce C.M., Teixeira, W. 1995. Evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero sob o ponto de vista da Geocronologia. *Revista da Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto (Brazil)* 48, 264-274.
- Chemale Jr. F., Rosière C.A., Endo I. 1992. Evolução Tectônica do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais – um modelo. *Pesquisas*. 18(2): 104-127.
- COPPETEC – Fundação Coordenação de Projetos, Pesquisas e Estudos Tecnológicos 2014. Elaboração do Plano Estadual de Recursos Hídricos do Estado do Rio de Janeiro. Governo do Estado do Rio de Janeiro.
- Cordani, R. & Shukowsky, W. 2009. Magnetização remanescente: um parâmetro crucial para a interpretação e modelamento de anomalias magnéticas em território brasileiro. *Rev. Bras. Geof.* 27(4): 659-667.
- Cruz W. B., Scudino P. C. B. 1997. Plano Diretor de Recursos Hídricos das Bacias dos Afluentes do Rio São Francisco em Minas Gerais. Relatório Interno: Água Consultores Associados LTDA. Belo Horizonte. Inédito.
- Dorr J. V. N. 1969. Physiographic, Stratigraphic and Structural Development of the Quadrilátero Ferrífero, Brazil. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 641 (A): 110p.; Washington.
- Dussin I.A., Dussin T.M. 1995. Supergrupo Espinhaço Modelo de Evolução Geodinâmica. *Geonomos* 3, 19-26.
- ECOLAB 2002. *Relatório Técnico para Outorga de Água. Estudos Hidrológicos e Hidrogeológicos: Projeto Capão Xavier*. REL-MBR-MAC001/01. Belo Horizonte: MBR, v.1. Inclui anexos de mapas. Relatório.
- Endo, I. & Nalini, H. A., 1992. Geometria e Cinemática das Estruturas Extensionais e Compressionais na borda Oeste do Sinclinal Moeda, QF. In: *Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Ouro Preto, SBG, Anais* 6: 15-17.
- Endo, I. 1997. Regimes Tectônicos do Arqueano e Proterozóico no interior da Placa Sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e Áreas Adjacentes, Minas Gerais. Inst. Geociências, USP, São Paulo, Tese de Doutorado, 382p.
- Feitosa, F. A. C., Filho J. M. 2000. Hidrogeologia, conceitos e aplicações, 2ª ed. CPRM/REFO, LABID-UFPE. 391p.
- Fernandes A. J. 2008. Aquíferos fraturados. Uma revisão dos condicionantes geológicos e dos métodos de investigação. *Revista do Instituto Geológico de São Paulo*, vol. 29: 49-72.
- Freeze R.A., Cherry J. 1979. *A. Groundwater*. New Jersey: Prentice-Hall. 604p.

- Coelho, D.M. 2018, Análise Geofísica na Prospecção de Água no Vale do Ribeirão Aredes, no Município de Itabirito...
- Gomes C.J.S., Braga S.C., Silva R.G., Candido A., Ferreira A., Avelar A., Correa E., Lemo G., Oliveira E., Oliveira H., Loutfi I., Fuccio J., Cota M., Jeronymo M., Benedito M.G., Toffolo R. 2003. A Deformação do Sinclinal Moeda – Novos Dados Estruturais. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, XII, Ouro Preto. Anais do XII Simpósio de Geologia de Minas Gerais, meio digital.
- Google maps: <https://www.google.com.br/maps>; Acesso em 27/06/2017).
- Herz N. 1978. Metamorphic Rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Geol. Surv. Prof. Pap, 6: 41-C: 1-78.
- Hippertt J., Lana C., Takeshita T. 2001. Deformation Partitioning During Folding of Banded Iron Formation. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Minas Gerais, Brazil. Department of Earth and Planetary Systems Science, Hiroshima University, Higashi – Hiroshima Journal of Structural Geology 23:819-834.
- Hippertt J.F.M.; Borba R.; Nalini H. A. Jr. 1992. O contato Formação Moeda-Complexo Bonfim: Uma Zona de Cisalhamento Normal na borda Oeste do Quadrilátero Ferrífero, MG. Anais do 6º Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Sociedade Brasileira de Geologia e da XXX Semana de estudos da Siceg. REM 45 (1-2):32-34.
- <https://www.cnpm.embrapa.br/projetos/relevobr/download> Acesso em 28/06/2017.
- Hurter, S.J., Eston, S.M., Hamza, V.M. 1983. Coleção Brasileira de Dados Geotérmicos – Série 2- Fontes Termiais. São Paulo. IPT. Publicação 1233. 111p.
- Jordt-Evangelista H., Alkmim F.F., Marshak S. 1993. Transformações Mineralógicas e Microestruturais do Granito Mamona (Complexo Bonfim), na Zona de Cisalhamento do Contato com o Supergrupo Minas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, In: SBG, Simp. Nac. Est. Tect., IV, Belo Horizonte, Resumos Expandidos, 246-250.
- Kearey P., Brooks M., Hill I. 2002. An Introduction to Geophysical Exploration. lackwell Science. 281p.
- Kearey P., Brooks M., Hill I. 2009. Geofísica de exploração. Oficina de Textos, São Paulo, 438p.
- Lacourt F. 1935. Resumo da geologia da folha de Ouro Preto. In: Anais da Escola de Minas, Univ. Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Brazil, Vol. 28, pp. 103-139.
- Ladeira E.A., Viveiros J. F. M. 1984. Hipótese Sobre a Estruturação do Quadrilátero Ferrífero com base nos Dados Disponíveis. Bol. Soc. Bras. Geol., Núcleo de Minas Gerais 4, 1-14.
- Lasa Engenharia e Prospecções S.A. 2001. Relatório Final do Levantamento e Processamento dos Dados Magnetométricos e Gamaespectrométricos. Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais, Área 2 - Projeto Pitangui-São João del Rei-Ipatinga. Secretaria de Estado de Minas e Energia - SEME - Governo de Minas Gerais.
- Lavarini, C. 2016. Magalhães Júnior, A.; Oliveira, F.; Carvalho, A.. Neotectonics, River Capture and Landscape Evolution in the Highlands of SE Brazil. Revista Mercator, América do Norte, 1516 11 2016, p. 97.
- Lawn B.R. & Wilshaw T.R. 1975. Fracture of brittle solids. Cambridge Press University, 204p.
- Lipski M. 2002. Tectonismo Cenozóico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 171p.
- Lobato, L.M.; Baltazar, O.F.; Reis, L.B.; Achtschin, A.B.; Baars, F.J.; Timbó, M.A.; Berni, G.V; Mendonça, B.R.V. de; Ferreira, D.V. 2005. Projeto Geologia do Quadrilátero Ferrífero - Integração e Correção Cartográfica em Sig com Nota Explicativa. Belo Horizonte: Codemig, 2005.
- Lowrie W. 2007. Fundamentals of Geophysics. Second Edition, 362p.
- Luiz J.G. & Silva, L.M.C. 1995. Geofísica de Prospecção. CEJUP, Belém, 311p. Machado M. M. M. Construindo a Imagem Geológica do Quadrilátero Ferrífero: Conceitos e Representações. 256f. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2009.
- Machado N., Carneiro M.A. 1992. U-Pb evidence of Late Archean tectonothermal activity in southern São Francisco shield, Brazil. Can. J. Earth Sci. 29, 2341-2344.

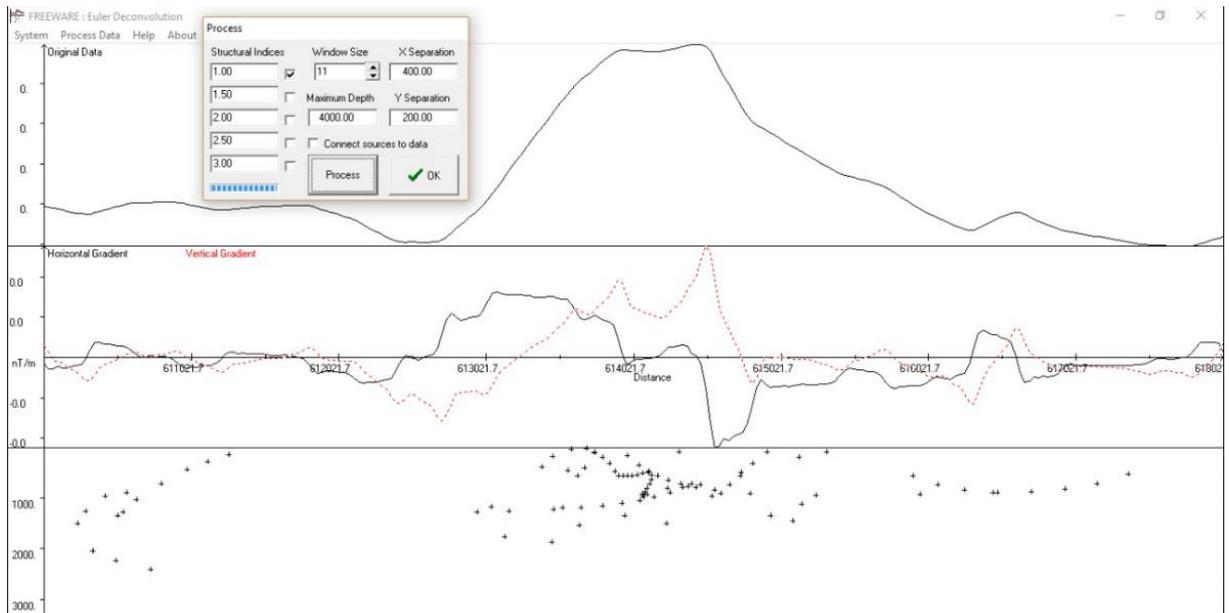
- Machado N., Noce C.M., Feng R. 1993. Idades Pb 207/Pb206 de zircões detríticos de rochas meta-sedimentares da região do Quadrilátero Ferrífero, sul do Cráton do São Francisco. Considerações sobre as áreas fontes e idades de sedimentação. In: Anais II Simpósio de Geologia do Cráton do São Francisco, Salvador. Soc. Bras. Geol., Núcleo Bahia, Sergipe. pp. 149-151.
- Machado N., Schrank A., Noce C.M., Gauthier G. 1996. Ages of detrital zircon from Archean-Paleoproterozoic sequences Implications for Greenstone Belt setting and evolution of a Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. *Earth Planet. Sci. Lett.* 141, 259-276.
- Marshak S. & Alkmim F. F. 1989. Proterozoic Extension/ Contraction Tectonics of the Southern São Francisco Craton and Adjacent Regions, Minas Gerais, Brazil: A Kinematic Model Relating Quadrilátero Ferrífero, São Francisco Basin and Cordilheira do Espinhaço. *Tectonics*, 8 (3): 555 – 571.
- Milsom, J. 2003. Field Geophysics. The Geological Field Guide Series. University College London, Third Edition. 249p.
- Moraes, C.D. 2016. Medidas de Gradiente Geotérmico e Fluxo de Calor em Furos de Sondagem no Cráton São Francisco. Trabalho de Graduação, Depto Geologia e Geofísica Aplicada Instituto de Geociências – UFBA. Salvador BA. 61p.
- Mourão M. A. A. 2007. Caracterização Hidrogeológica do Aquífero Cauê, Quadrilátero Ferrífero, MG. Escola De Engenharia, Universidade Federal de Minas Gerais, Tese de Doutorado, 297p.
- Narasimhan, T.N. 1983. Recent Trends in Hidrogeology, Geothermal Resource Exploration, Special Paper 189, Geological Society of America. Boulder (CO), USA, 1982, reprinted 1983. 450p.
- Odling N.E. 1997. Scaling and connectivity of joint systems in sandstones from western Norway. *Journal of Structural Geology*, 19(10):1257-1271.
- Parasnis, D.S. – 1971 – Geofísica Minera. Madrid: Elsevier Publishing Co. Ltda, 376p.
- Parizek R., Gold D. 1994 Fracture trace and lineament analysis. Pennsylvania: Pennsylvania State University. 91p. (Course Notes).
- 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: 88-91.
- Rocha G. 2005. Mapa de águas subterrâneas do Estado de São Paulo, escala 1:1.000.000, nota explicativa. São Paulo, Departamento de Águas e Energia Elétrica (DAEE), IG-Instituto Geológico (IG), Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT), Serviço Geológico do Brasil (CPRM). 119p.
- Rosiere C. A., Chemale Jr. F. 2000. Itabiritos e Minérios de Ferro de Alto Teor do Quadrilátero Ferrífero –Uma Visão Geral e Discussão. *Geonomos*, Belo Horizonte, v. 8, n. 2, p. 27-42.
- Scudino, P.C.B. 1992. Caracterização Hidrodinâmica do Meio Aquífero Fraturado na área de Poços de Caldas e Adjacências, Mediante a Análise do Conteúdo Radioisotópico das Águas Subterrâneas. Depto Energia Nuclear. Escola de Engenharia, UFMG. Belo Horizonte MG, 132p.
- Scudino, P.C.B., 1983 – Projeto executivo de Suprimento de Água no Campus Morro do Cruzeiro - UFOP. Estudos hidrogeológicos, locação de poço, planejamento, licitação, construção de poço e testes escalonados de produção. Ouro Preto (MG), 1983. Inédito - Biblioteca do DEGEO/UFOP.
- Scudino, P.C.B., Peixoto, C.A.M. 1992. Águas Termiais do Vale do Ribeirão Aredes, Município de Itabirito, Minas Gerais. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Minas Gerais, Brazil. 3:7-10.
- Silva A. B. da, Sobreiro Neto A. F., Bertachini A. C. 1994. Potencial das águas subterrâneas no Quadrilátero Ferrífero. In: Cong. Bras. de Águas Subterrâneas, 8, Recife. *Anais...* Recife: ABAS/DNPM/CPRM, 1994. p. 264- 283.
- Silva G. M. 2015. Análise Geofísica do Distrito Diamantífero Abaeté (MG) e de suas Possíveis Fontes Primárias. Dissertação de Mestrado – Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Departamento de Geologia. Programa de Pós-graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais. 120p.
- Silva R.G. & Gomes C.J.S. 2001. Análise da Deformação na Porção Centro-Sul do Sinclinal Moeda, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Geo.br* 1:1–23. <http://www.degeo.ufop.br/geobr>.

- Coelho, D.M. 2018, Análise Geofísica na Prospecção de Água no Vale do Ribeirão Aredes, no Município de Itabirito...
- Silva, A.B.; Carvalho, E.T.; Fantinel, L.M.; Romano, A.W.; Viana, C.S.. Estudos geológicos, hidrogeológicos, geotécnicos e geoambientais integrados no município de Belo Horizonte – Belo Horizonte: Convênio PBH-IGC-FUNDEP. (Relatório Final). 1995. 375p.
- Silva, C.F. 2010. Condutividade Térmica, Térmica e Calor Específico em Rochas Ígneas e Metamórficas: Comportamento Isotópico e Anisotópico. Depto de Geologia e Geofísica Aplicada Instituto de Geociências – UFBA. Salvador BA. 62p.
- Teixeira, W. & Figueiredo, M.C.H. 1991. An Outline of Early Proterozoic Crustal Evolution in the São Francisco Craton, Brazil: A Review. *Prec. Res.*, 53: 1-22.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., Keys, D.A. 1990. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press. Cambridge, 770p.
- Thompson D. T. 1982. EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics* 47: 31-37.
- Uyeda, S. & Watanabe, T. 1970. Preliminary report of terrestrial heat flow study in the South American continent, distribution of geothermal gradients. *Tectonophysics*, **10**(1-3):235-242.
- Vasconcelos, R.M.; Metelo, M.J.; Motta, A.C.; Gomes, R.D. - 1994 - *Geofísica em Levantamentos Geológicos no Brasil*. CPRM, Rio de Janeiro.

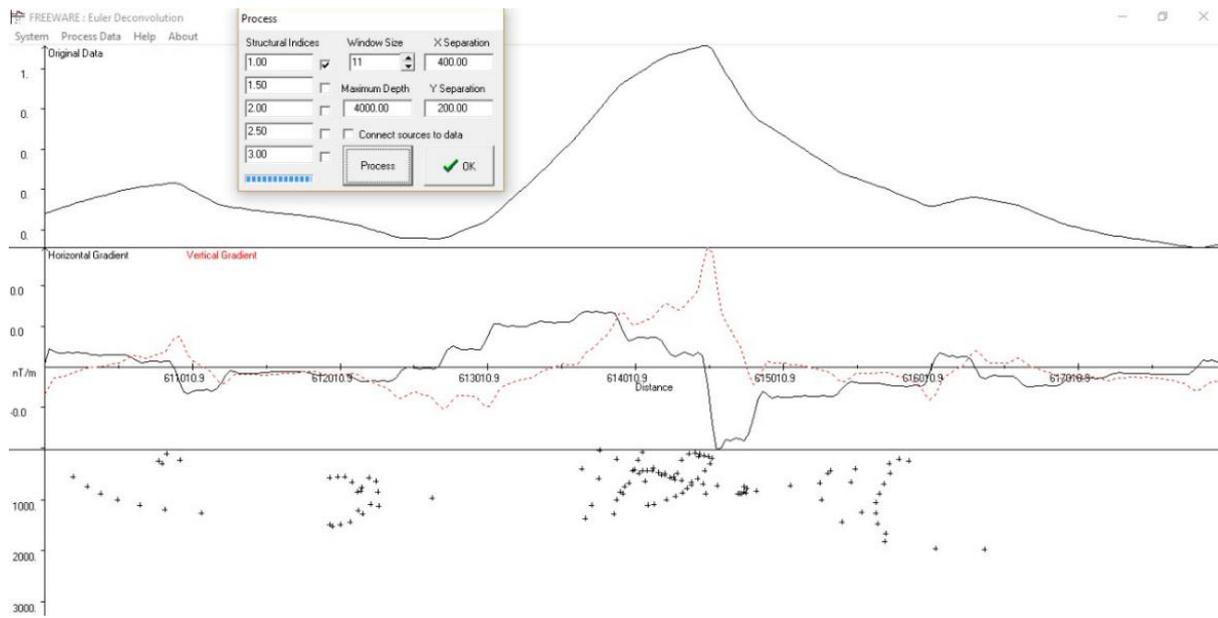
Anexos



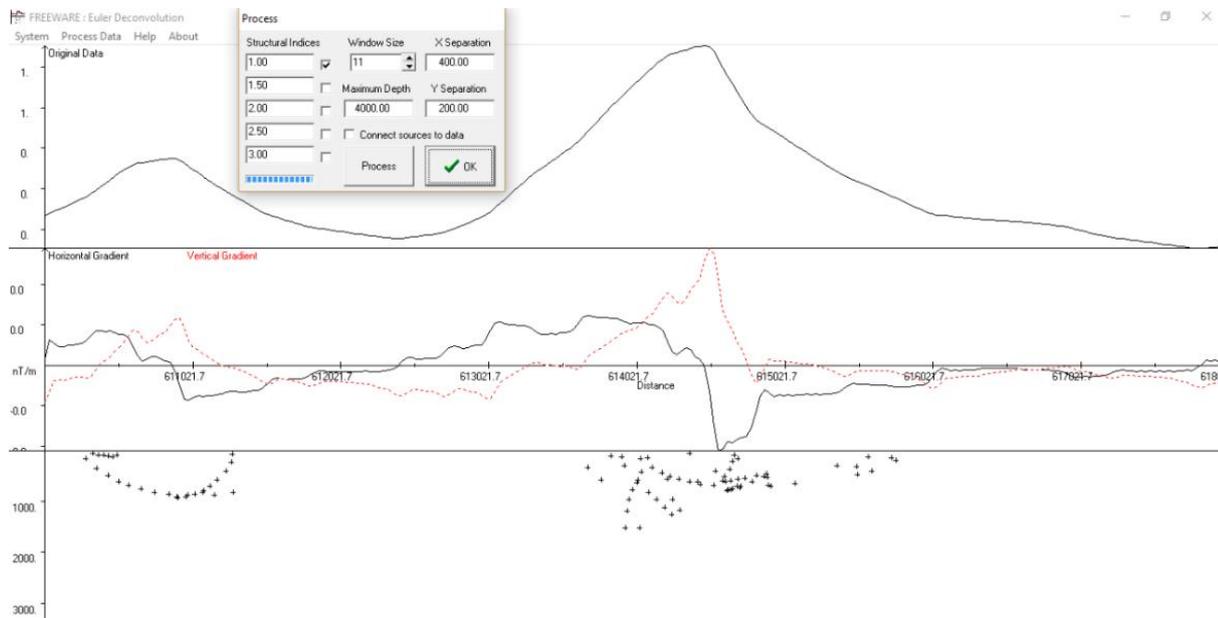
Anexo 1 - Perfil 1 da Deconvolução de Euler.



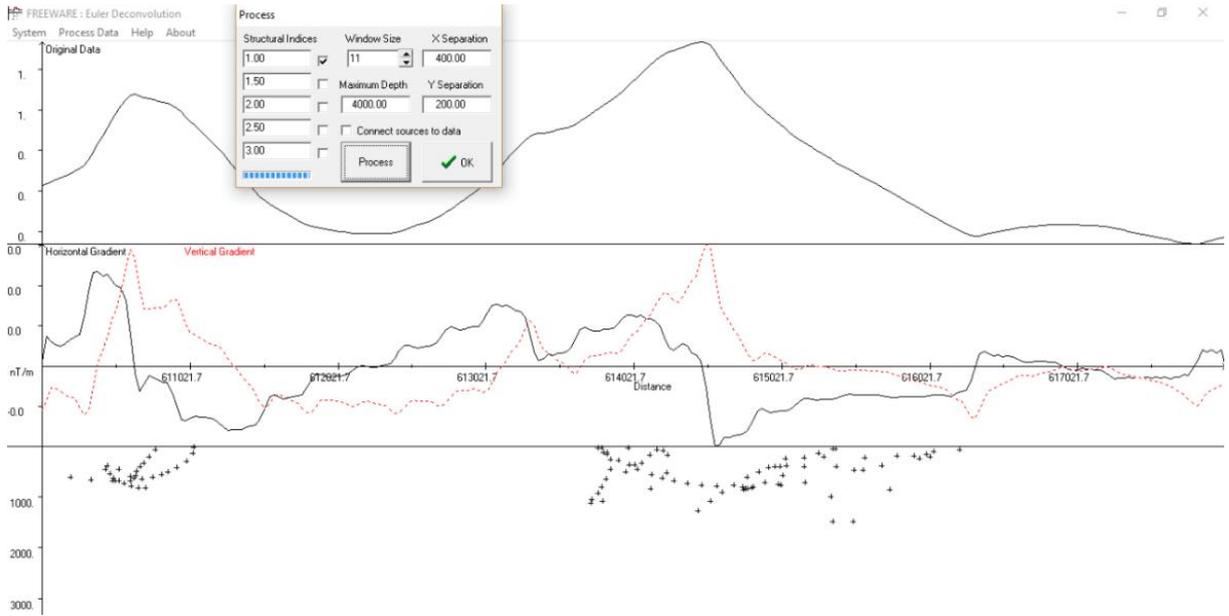
Anexo 2 - Perfil 2 da Deconvolução de Euler.



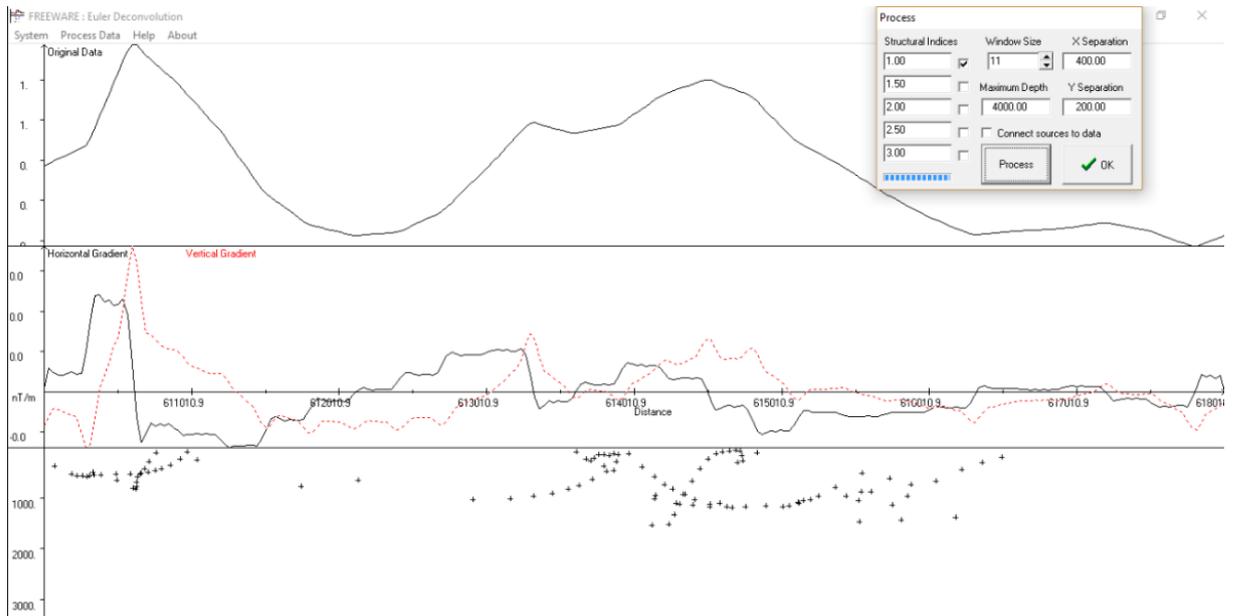
Anexo 3 - Perfil 3 da Deconvolução de Euler.



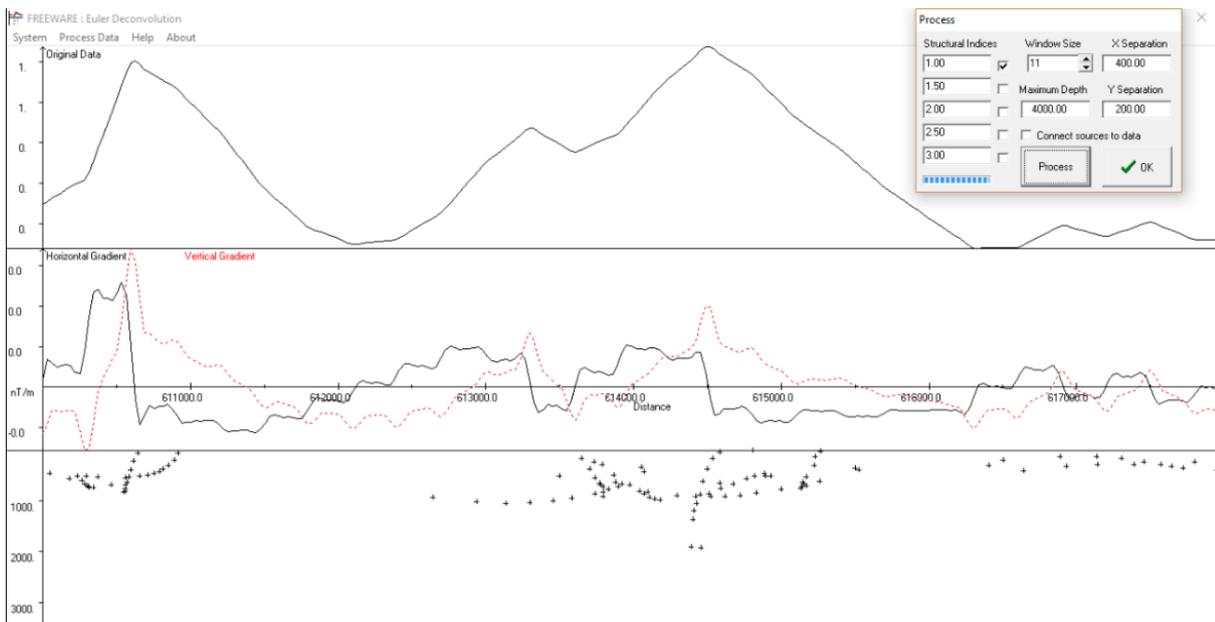
Anexo 4 - Perfil 4 da Deconvolução de Euler.



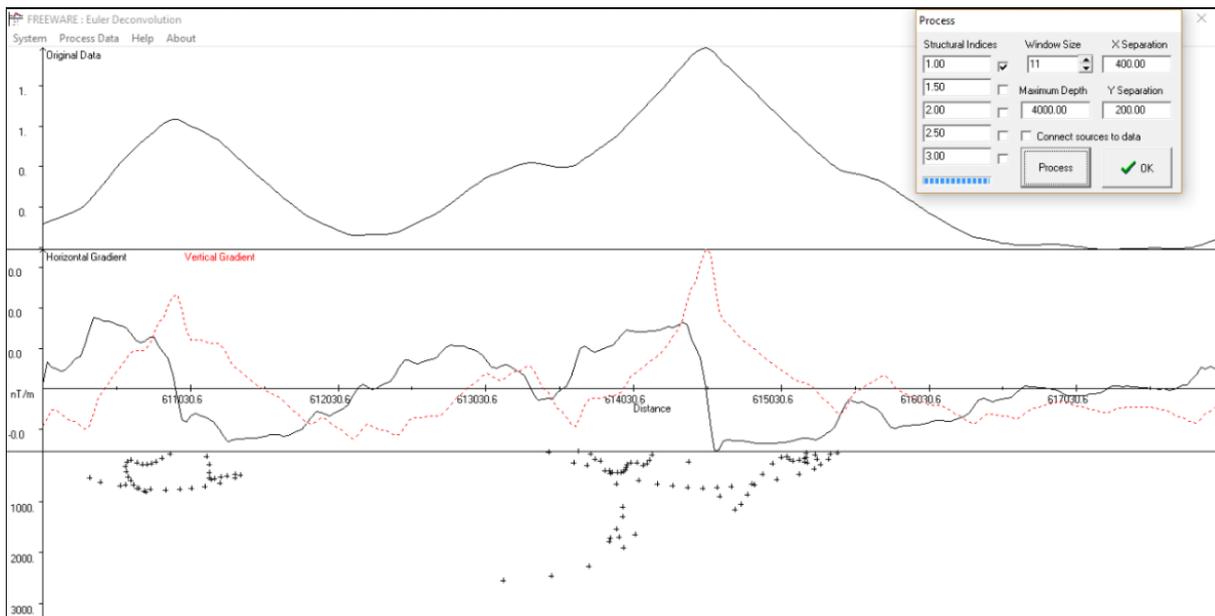
Anexo 5 - Perfil 5 da Deconvolução de Euler.



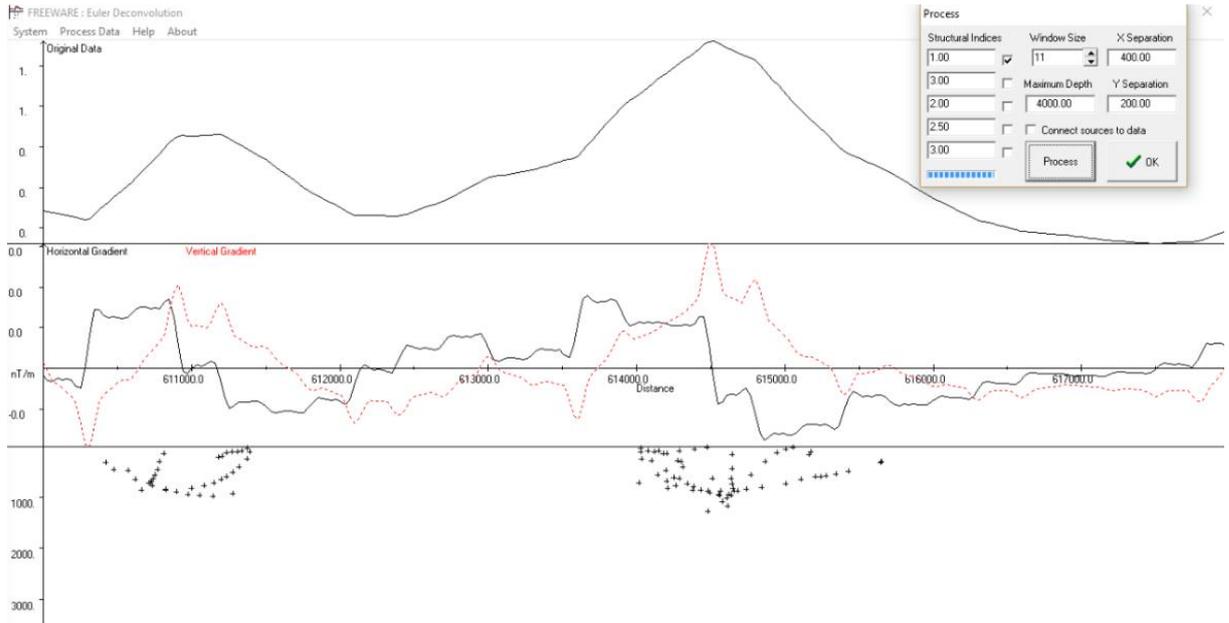
Anexo 6 - Perfil 6 da Deconvolução de Euler.



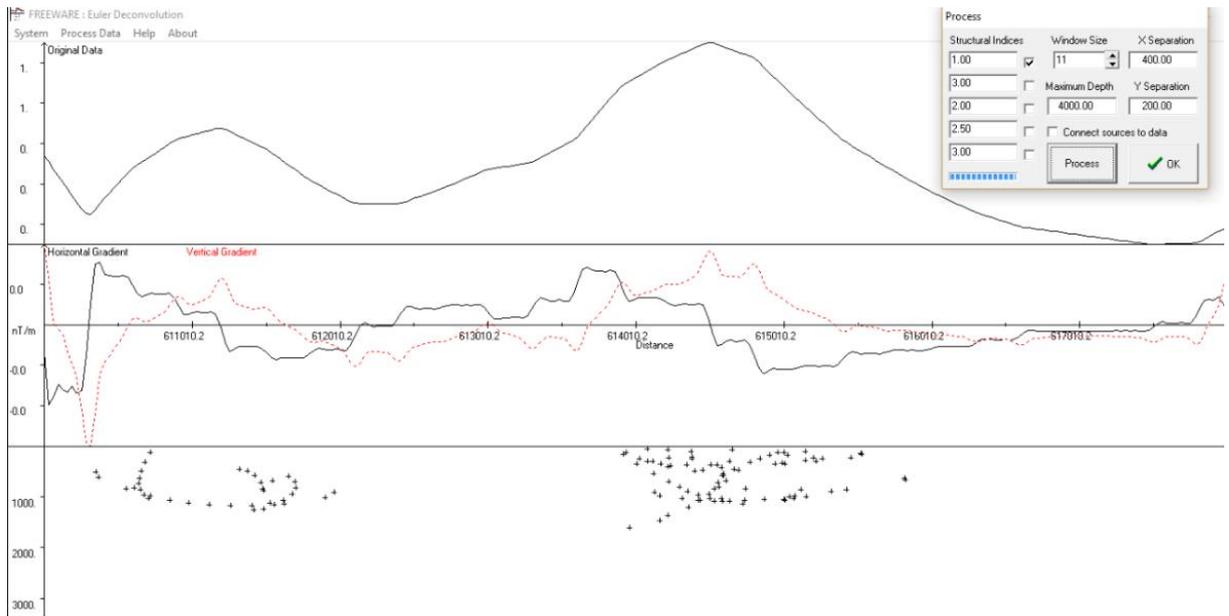
Anexo 7 - Perfil 7 da Deconvolução de Euler.



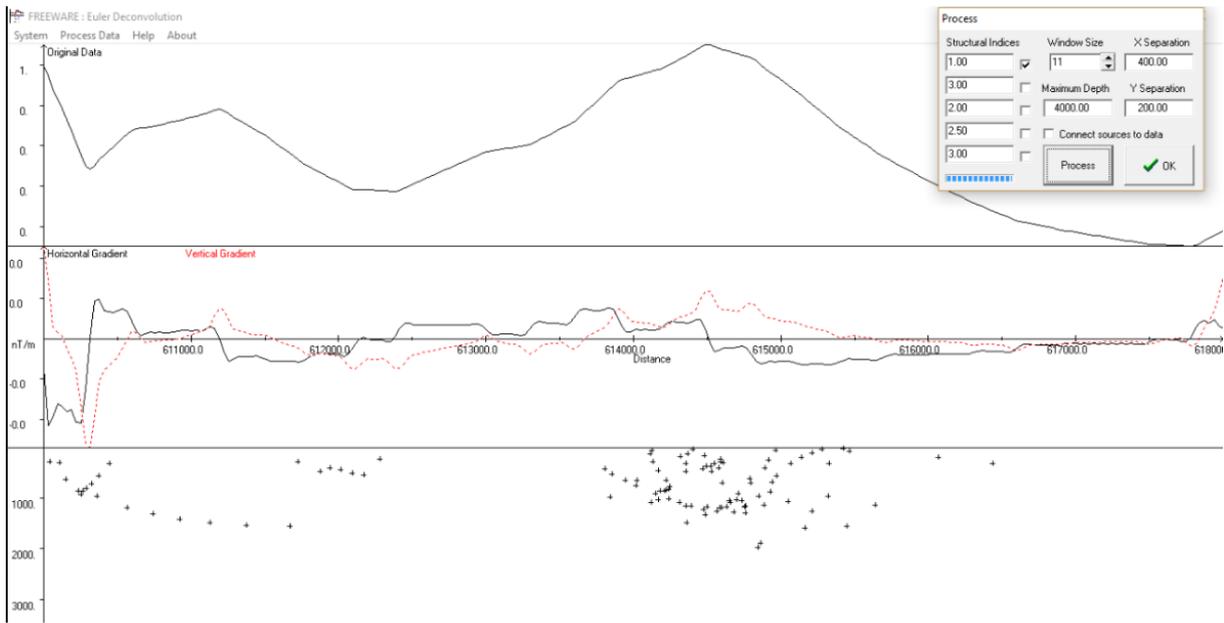
Anexo 8 - Perfil 8 da Deconvolução de Euler.



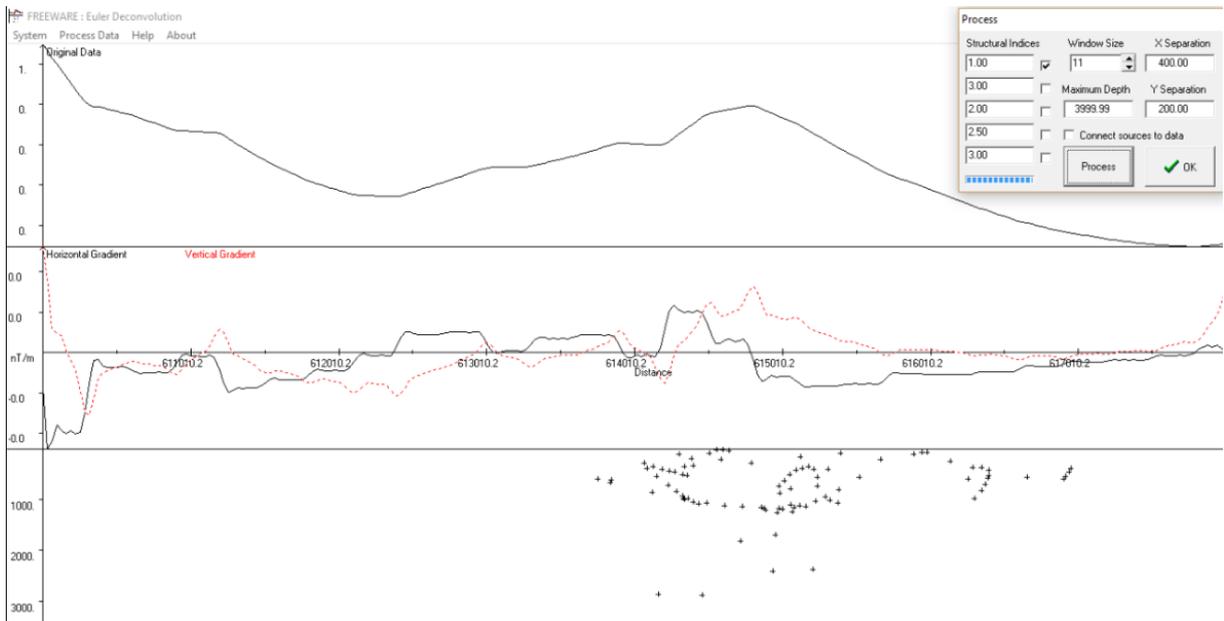
Anexo 9 - Perfil 9 da Deconvolução de Euler.



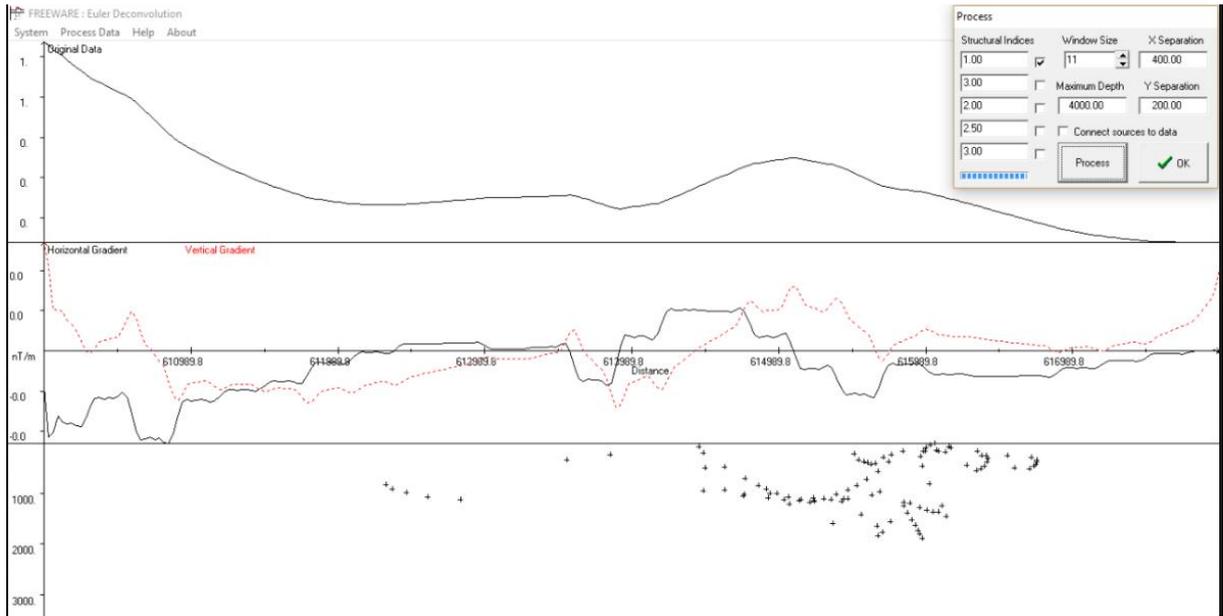
Anexo 10 - Perfil 10 da Deconvolução de Euler.



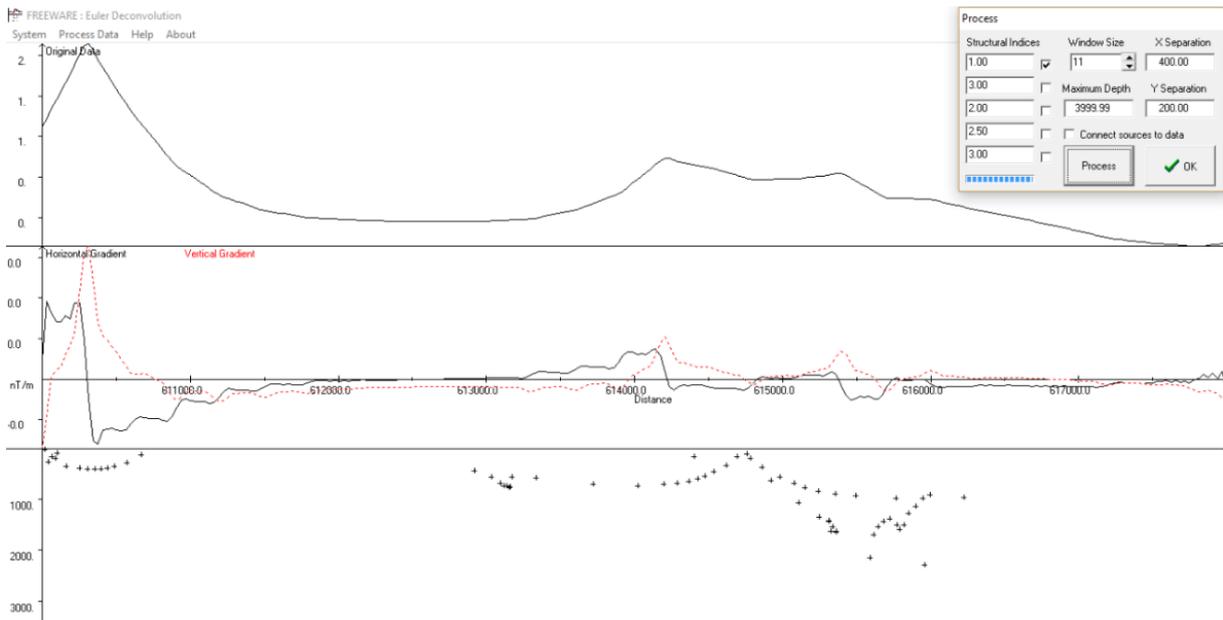
Anexo 11 - Perfil 11 da Deconvolução de Euler.



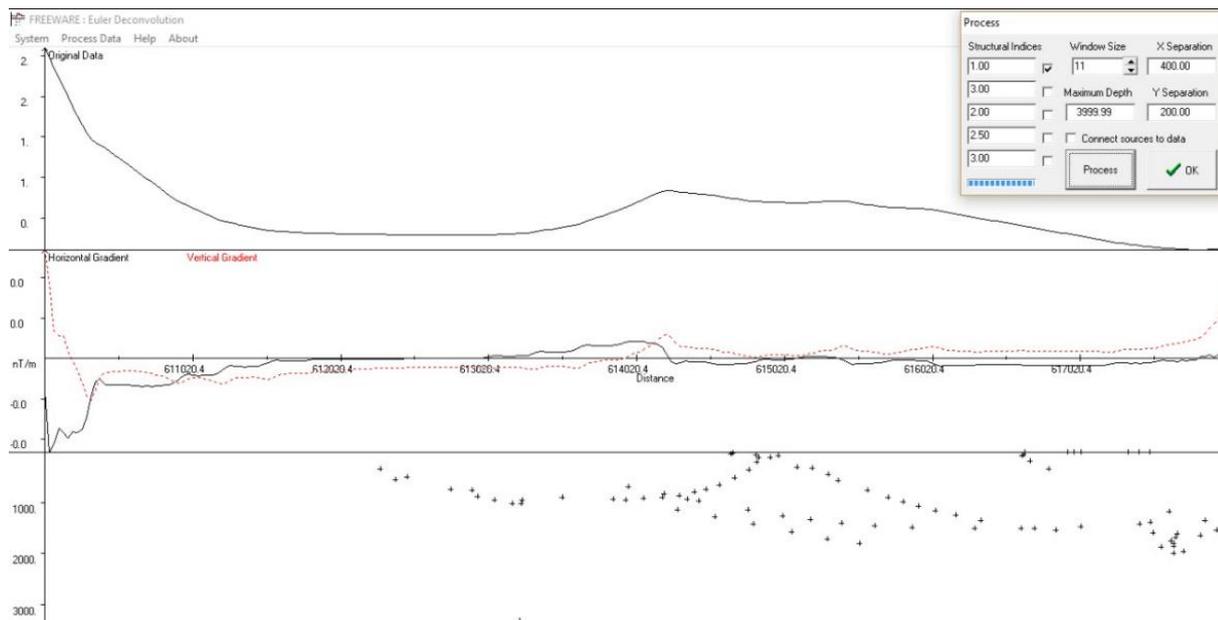
Anexo 12 - Perfil 12 da Deconvolução de Euler.



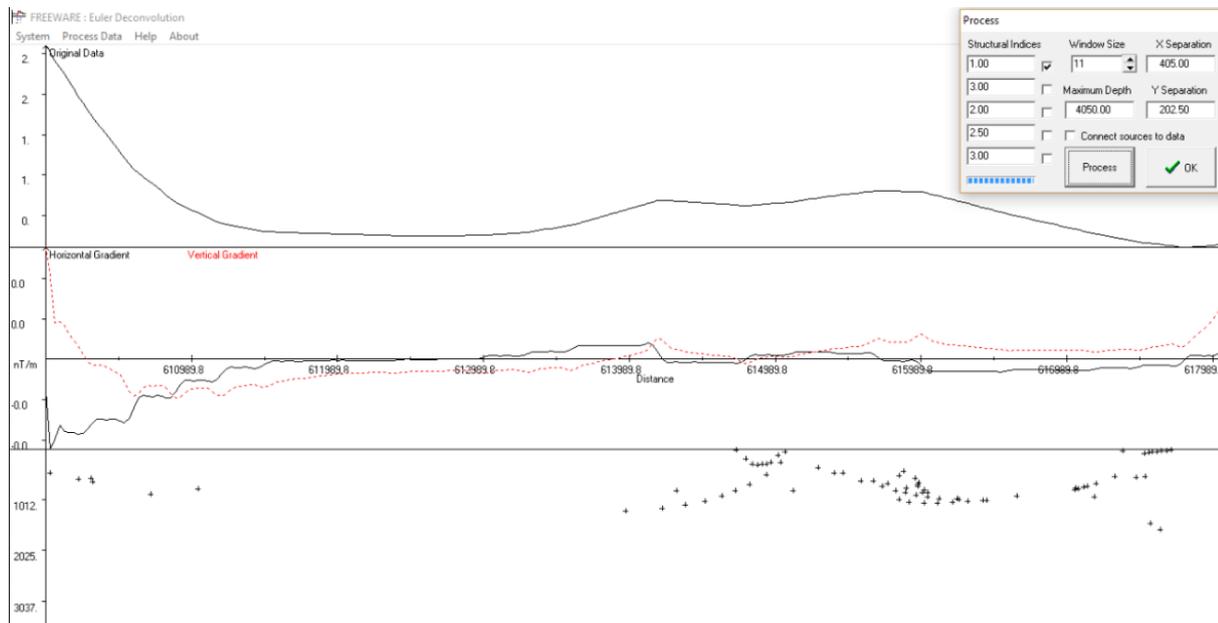
Anexo 13 - Perfil 13 da Deconvolução de Euler.



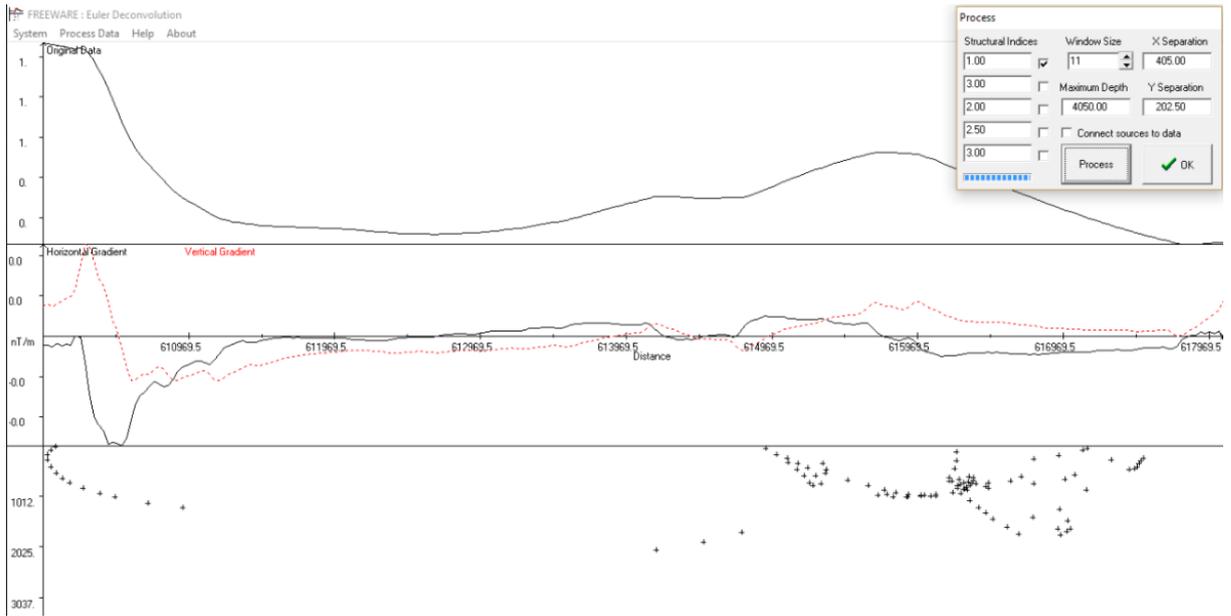
Anexo 14 - Perfil 14 da Deconvolução de Euler.



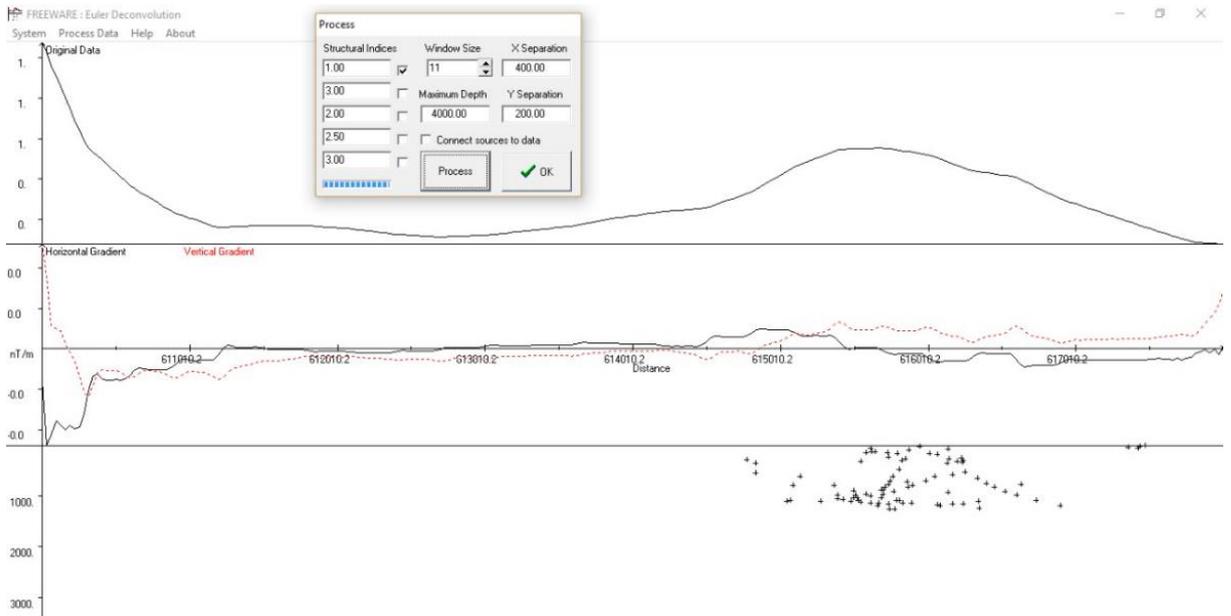
Anexo 15 - Perfil 15 da Deconvolução de Euler.



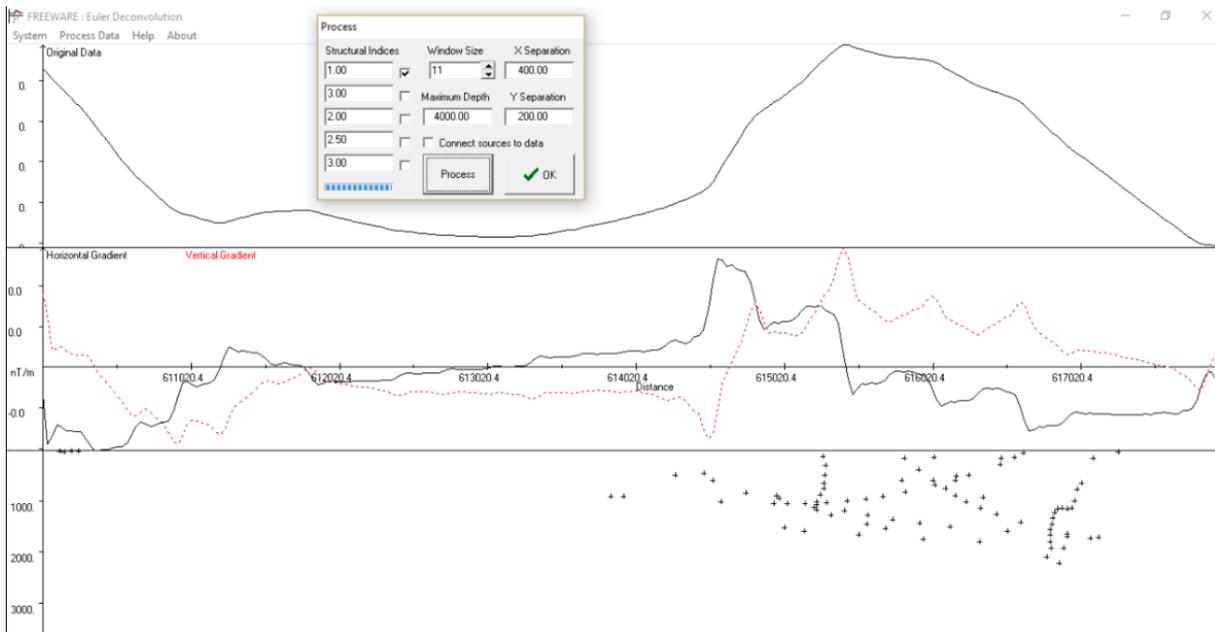
Anexo 16 - Perfil 16 da Deconvolução de Euler.



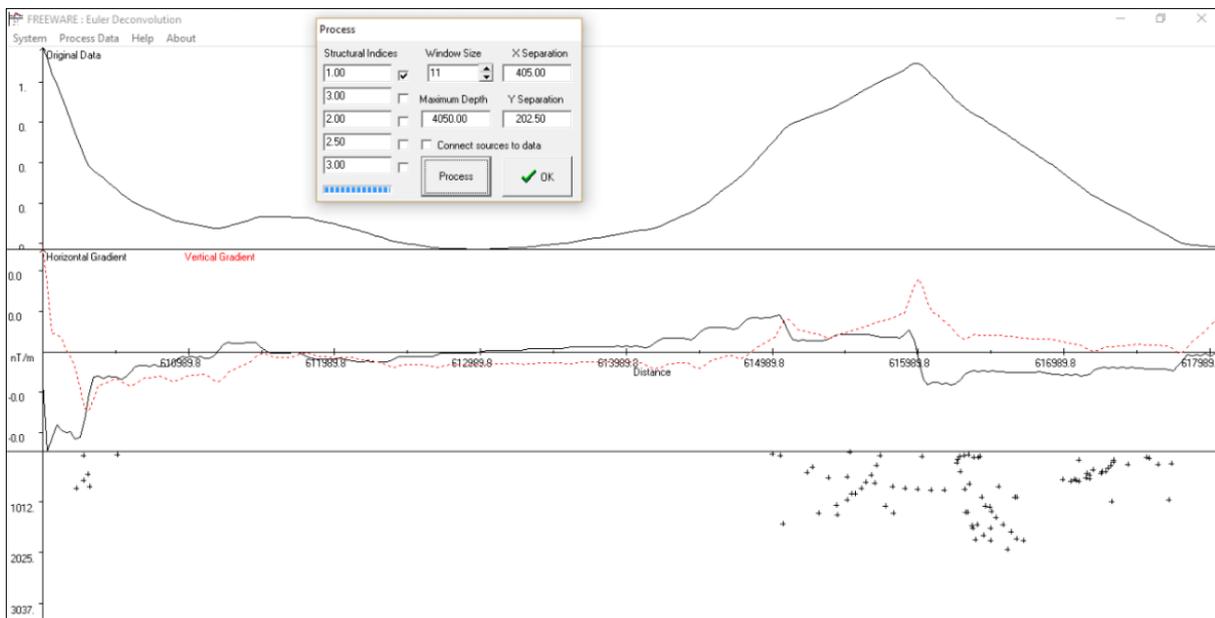
Anexo 17 - Perfil 17 da Deconvolução de Euler.



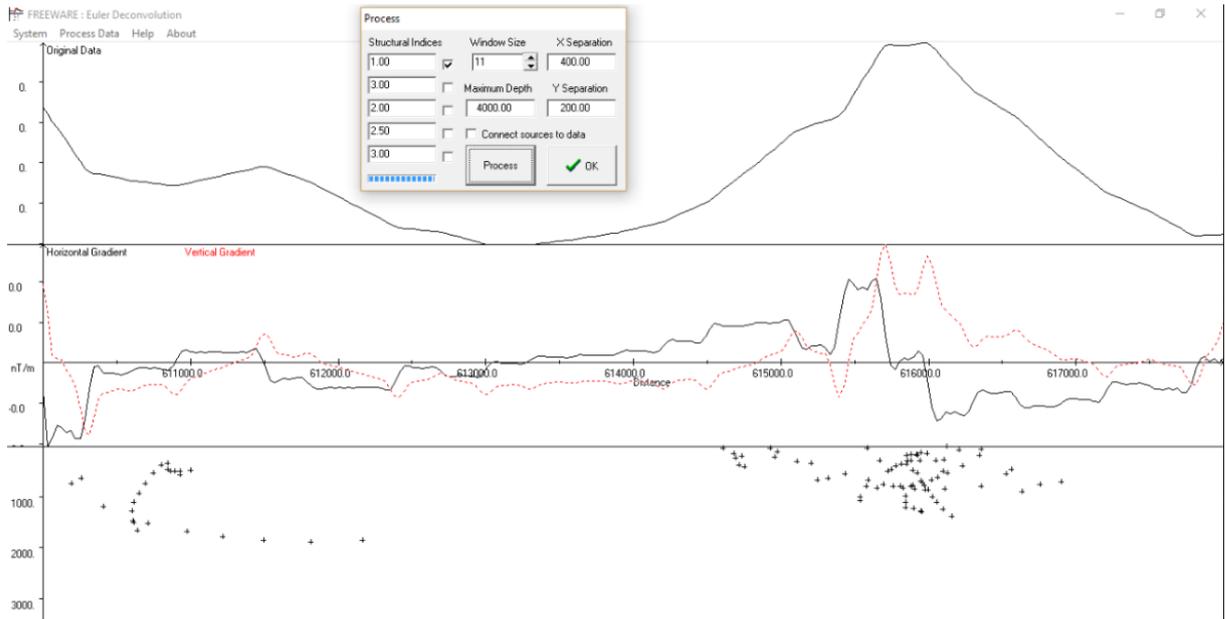
Anexo 18 - Perfil 18 da Deconvolução de Euler.



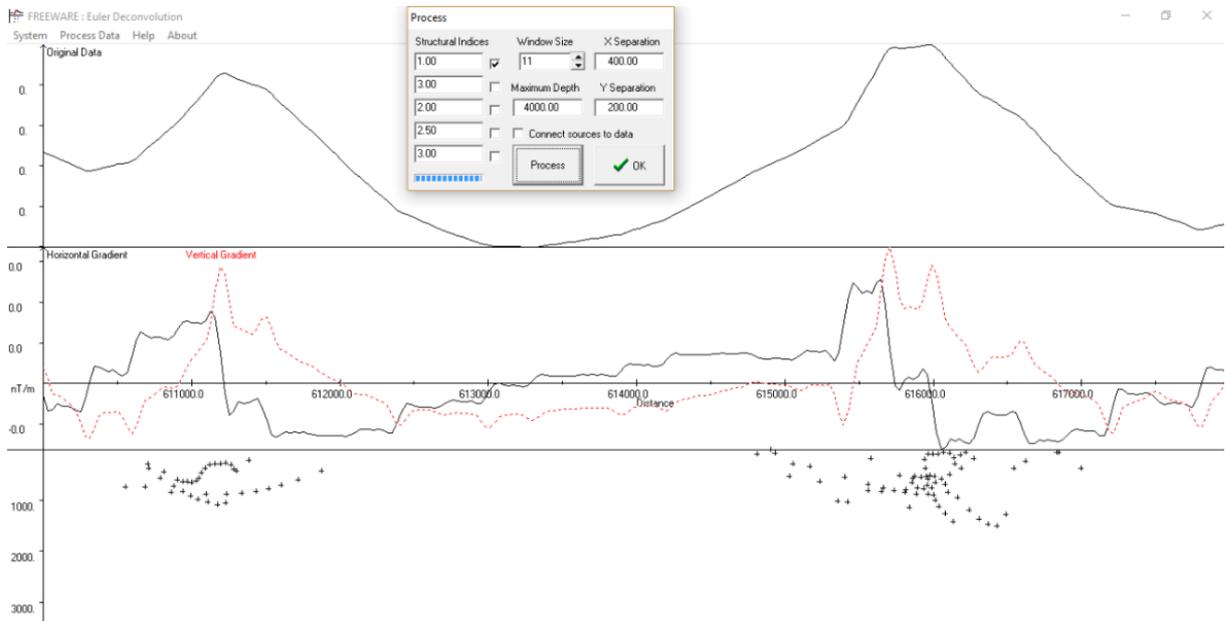
Anexo 19 - Perfil 19 da Deconvolução de Euler.



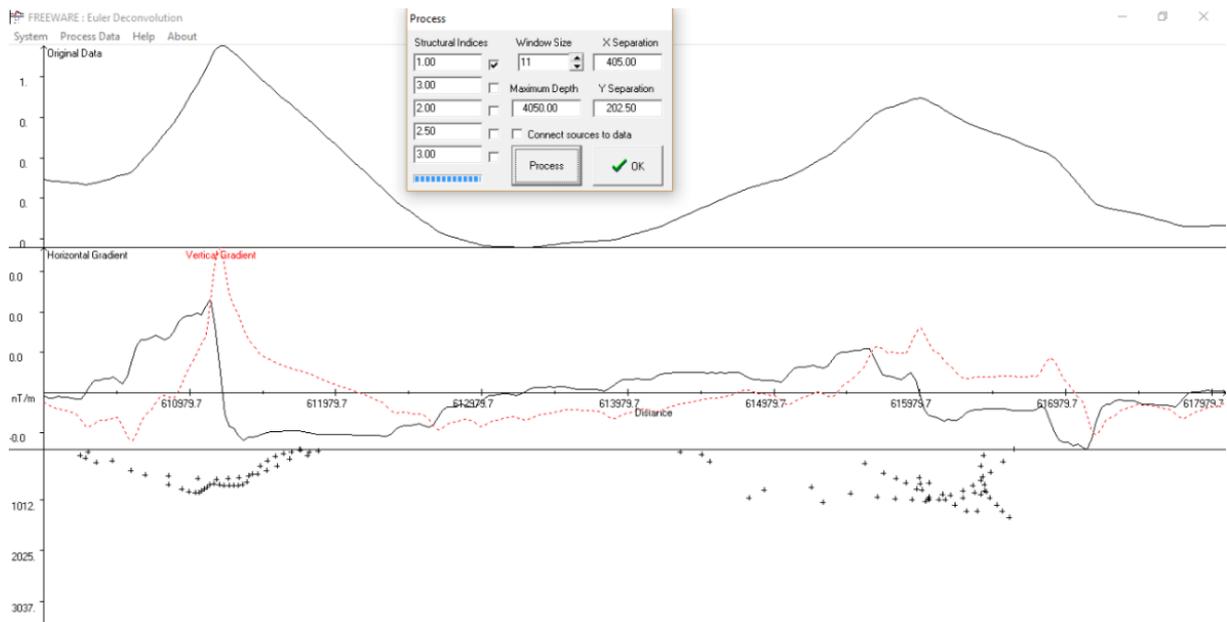
Anexo 20 - Perfil 20 da Deconvolução de Euler.



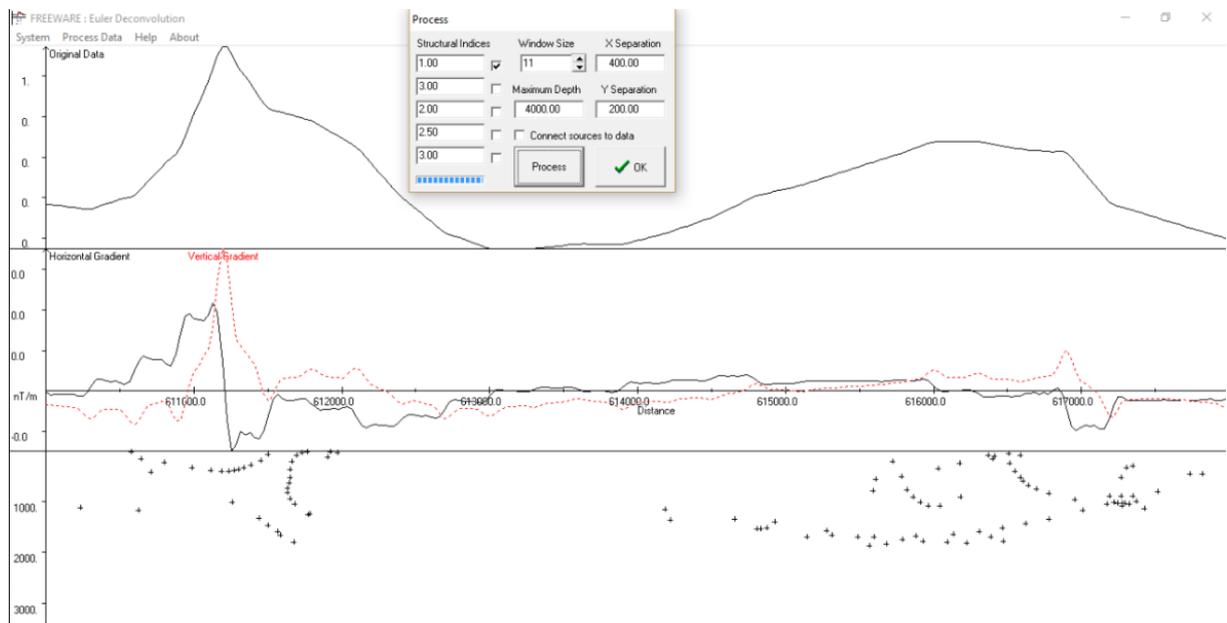
Anexo 21 - Perfil 21 da Deconvolução de Euler.



Anexo 22 - Perfil 22 da Deconvolução de Euler.



Anexo 23 - Perfil 23 da Deconvolução de Euler.



Anexo 24 - Perfil 24 da Deconvolução de Euler.