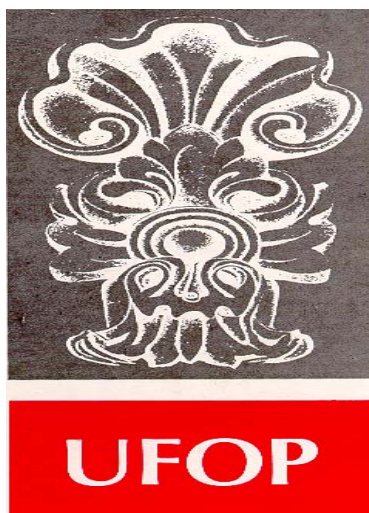


MODELAGEM ESTRUTURAL E GEOFÍSICA DA PORÇÃO CENTRO-NORTE DO SINCLINAL
MOEDA, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG



FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitor

João Luis Martins

Vice-Reitor

Antenor Rodrigues Barbosa Junior

Pró-Reitor de Pesquisa e Pós-Graduação

Tanus Jorge Nagem

André Barros Cota (adjunto)

ESCOLA DE MINAS

Diretor

Antônio Gomes de Araújo

Vice-Diretor

Marco Túlio Evangelista

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

César Augusto Chicarino Varajão



EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS

CONTRIBUIÇÕES ÀS CIÊNCIAS DA TERRA – VOL. 30

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Nº 30

MODELAGEM ESTRUTURAL E GEOFÍSICA DA PORÇÃO CENTRO-NORTE DO SINCLINAL
MOEDA, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG

Sílvia Carolina Martins Braga

Orientadora:

Caroline Janette S. Gomes

Co-orientadores:

Maria Silvia Carvalho Barbosa

André Danderfer Filho

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais do Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial à obtenção do Título de Mestre em Ciências Naturais, Área de Concentração: Geologia Estrutural e Geotectônica

OURO PRETO

2006

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/>
Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais
Campus Morro do Cruzeiro s/n - Bauxita
35.400-000 Ouro Preto, Minas Gerais
Tel. (31) 3559-1600, Fax: (31) 3559-1606 e-mail: pgrad@degeo.ufop.br

Os 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.

ISSN 85-230-0108-6

Depósito Legal na Biblioteca Nacional

Edição 1ª

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

B813m	<p>Braga, Sílvia Carolina Martins.</p> <p>Modelagem estrutural e geofísica da porção centro-norte do Sinclinal Moeda, Quadrilátero Ferrífero, MG [manuscrito] / Sílvia Carolina Martins Braga. – 2006.</p> <p>xxii, 113 f.: il., color., graf. , tabs.; mapas + 1 CD-ROM. (Contribuições às Ciências da Terra. Série M, v. 30, n. 242)</p> <p>Orientadora: Profa. Dra. Caroline Janette S. Gomes. Co-orientadora: Profa. Dra. Maria Sílvia Carvalho Barbosa. Co-orientador: Prof. Dr. André Danderfer Filho.</p> <p>Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Departamento de Geologia. Programa de pós-graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais. Área de concentração: Geologia estrutural e Tectônica.</p> <p>1. Geologia estrutural - Minas Gerais - Teses. 2. Geofísica - Teses. 3. Modelagem geológica - Teses I. Universidade Federal de Ouro Preto. II. Título.</p> <p>CDU: 551.243(815.1)</p>
-------	--

Catálogo: sisbin@sisbin.ufop.br

Ode ao gato

Os animais foram
imperfeitos,
compridos de rabo, tristes
de cabeça.

Pouco a pouco se foram
compondo,
fazendo-se paisagem,
adquirindo pintas, graça, vôo.

O gato,
só o gato
apareceu completo
e orgulhoso:
nasceu completamente terminado,
anda sozinho e sabe o que quer.

O homem quer ser peixe e pássaro
a serpente quisera ter asas,
o cachorro é um leão desorientado,
o engenheiro quer ser poeta,
a mosca estuda para andorinha,
o poeta trata de imitar a mosca,
mas o gato
quer ser só gato
e todo gato é gato
do bigode ao rabo,
do pressentimento à ratazana viva,
da noite até os seus olhos de ouro.

...

Oh fera independente
da casa, arrogante
vestígio da noite,
preguiçoso, ginástico
e alheio,

profundíssimo gato,
polícia secreta
dos quartos,
insígnia
de um
desaparecido veludo,
certamente não há
enigma
na tua maneira,

talvez não sejas mistério,
todo o mundo sabe de ti e pertence
ao habitante menos misterioso,
talvez todos acreditem,
todos se acreditem donos,
proprietários, tios
de gatos, companheiros,
colegas,
discípulos ou amigos
do seu gato.
Eu não.
Eu não subscrevo.
Eu não conheço o gato.
Tudo sei, a vida e seu arquipélago,
o mar e a cidade incalculável,
a botânica,
o gineceu com os seus extravios,
o pôr e o menos da matemática,
os funis vulcânicos do mundo,
a casaca irreal do crocodilo,
a bondade ignorada do bombeiro,
o atavismo azul do sacerdote,
mas não posso decifrar um gato.

Minha razão resvalou na sua indiferença,
os seus olhos tem números de ouro.

Pablo Neruda
Navegaciones y Regresos, 1959

Agradecimentos

Agradeço à Companhia Mineradora de Minas Gerais pela liberação dos dados geofísicos referentes ao presente trabalho e também a MBR, Minerações Brasileiras Reunidas, por permitir o acesso às suas áreas de concessão de lavra. Ao Cnpq, pela bolsa de mestrado e à Fapemig (processo CRA 166/99) pelo financiamento do projeto.

À orientadora Caroline, pela atenção, solicitude, carinho e compreensão.

Aos professores e co-orientadores do projeto André e Maria Sílvia, pela atenção e boa-vontade para ajudar.

Agradecimentos especiais aos funcionários do Degeo, Laura, Aparecida, Edson e José Geraldo pela atenção, carinho e ajuda, principalmente nas horas dos apertos...

A realização desse projeto contou com a ajuda de muitas pessoas, dentre elas, Natália, Luis, Newman, Ana Maria e demais colegas da pós-graduação.

Ao colega João Felipe, pelo auxílio no campo.

Agradeço também ao professor Paulo de Tarso, sempre presente para uma boa discussão científica.

A todos os colegas da pós-graduação, por uma boa convivência.

Ao sempre presente Cláudio.

À minha família.

Sumário

AGRADECIMENTOS	IX
LISTA DE FIGURAS	XV
LISTA DE TABELAS	XVII
RESUMO	XIX
ABSTRACT	XXI
CAPÍTULO 1. INTRODUÇÃO	23
1.1. Apresentação.....	23
1.2. Localização.....	23
1.3. Objetivos.....	25
1.4. Métodos do Trabalho.....	26
1.4.1. Pesquisa bibliográfica.....	27
1.4.2. Compilação dos dados geológicos-estruturais, de superfície.....	27
1.4.3. Tratamento e a interpretação das anomalias radiométricas.....	28
1.4.4. Tratamento e a interpretação das anomalias magnetométricas.....	28
1.4.5. Construção e balanceamento estrutural de seções.....	28
1.4.6. Elaboração da dissertação.....	29
CAPÍTULO 2. GEOLOGIA REGIONAL	31
2.1. Contexto Geotectônico.....	31
2.2. Litoestratigrafia.....	31
2.2.1. Complexos Metamórficos.....	32
2.2.2. Supergrupo Rio das Velhas.....	32
2.2.3. Supergrupo Minas.....	33
2.3. Geologia estrutural do Sinclinal Moeda.....	34
2.4. Modelos de evolução geológica do Quadrilátero Ferrífero.....	35
CAPÍTULO 3. MÉTODOS GEOFÍSICOS	37
3.1. Introdução.....	37
3.2. Levantamentos utilizados.....	37
3.3. Radiometria.....	37
3.3.1. A radioatividade natural.....	38
3.3.2. O dado radiométrico.....	39
3.3.3. O comportamento radioativo das rochas.....	40
3.3.4. A radiometria aplicada ao mapeamento.....	40
3.4. Magnetometria.....	41
3.4.1. Fundamentos da magnetometria.....	41
3.4.2. Magnetismo terrestre.....	43

3.4.3. Magnetismo das rochas e minerais	45
3.4.4. Susceptibilidade magnética de rochas e minerais	46
3.4.5. Levantamento magnetométrico	47
3.4.6. Aquisição de dados	48
3.4.7. Tratamento dos dados magnetométricos	49
3.4.8. Filtragem dos dados magnetométricos	50
3.4.9. Deconvolução de Euler	50
3.4.10. Índice estrutural	52
CAPÍTULO 4. BALANCEAMENTO DE SEÇÕES	55
4.1. Introdução	55
4.2. Procedimento	56
4.2.1. A construção da seção geológica	56
4.2.2. A restauração da seção geológica	58
4.2.3. O cálculo do encurtamento ou da extensão do sistema deformativo	61
CAPÍTULO 5. RESULTADOS DO MAPEAMENTO GEOLÓGICO E GEOFÍSICO	63
5.1. Introdução	63
5.2. Mapeamento geológico-estrutural	63
5.3. Dados magnetométricos	65
5.4. Dados radiométricos	66
5.4.1. Introdução	67
5.4.2. Método	68
5.4.3. Contexto Geológico	69
<i>Litoestratigrafia</i>	69
5.4.4. Apresentação e Discussão dos Mapas Temáticos	71
<i>Introdução</i>	71
<i>Mapa do canal potássio</i>	72
<i>Mapa do canal urânio</i>	73
<i>Mapa do canal tório</i>	74
<i>Mapa de contagem total</i>	75
<i>Mapa razão U/Th</i>	76
<i>Mapa razão Th/K</i>	78
<i>Mapa razão U/K</i>	79
5.4.5. Discussão e Conclusão	80
5.4.6. Agradecimentos	81
CAPÍTULO 6. RESULTADOS DO BALANCEAMENTO E MODELAGEM	83
6.1. Introdução	83
62. Modelagem de dois perfis no Sinclinal Moeda Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais	83

6.2.1. Resumo	83
6.2.2. Abstract.....	83
6.2.3. Introdução	84
6.2.4. Contexto Tectônico	85
<i>Sinclinal Moeda</i>	86
6.2.5. Metodologia de trabalho	88
6.2.6. Descrição das atividades e resultados	89
<i>A análise geológico-estrutural</i>	89
<i>As anomalias magnetométricas</i>	91
<i>A modelagem geométrica</i>	94
<i>A modelagem magnetométrica</i>	97
6.2.7. Discussão e Conclusões	99
CAPÍTULO 7. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	101
7.1. O MAPEAMENTO GEOLÓGICO-GEOFÍSICO	101
7.1.1 - O levantamento geológico-estrutural.....	101
7.1.2 - O levantamento geofísico de gamaespectrometria	102
7.1.3 - O levantamento geofísico de magnetometria (em mapa)	103
7.1.4 - Deconvolução de Euler das anomalias magnetométricas (seções verticais)	104
7.2 - A MODELAGEM GEOLÓGICA E GEOFÍSICA	104
7.2.1 - A modelagem estrutural.....	104
7.2.2 - A modelagem magnetométrica	105
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	107
ANEXO. Cd room mapa geológico da porção centro-norte do Sinclinal Moeda.....	111
BANCA EXAMINADORA (Ficha de aprovação)	113

Lista de Ilustrações

Figura 1.1- Mapa de localização da área de estudo.....	24
Figura 1.2- Principais vias de acesso à área do estudo.....	24
Figura 1.3 - Projeção plana do modelo digital do terreno.....	25
Figura 1.4 - Fluxograma das fases de construção do mapa geológico e dos perfis.....	27
Figura 2.1 - Posicionamento do Quadrilátero Ferrífero no Cráton do São Francisco.....	31
Figura 2.2 - Mapa geológico-estrutural do Quadrilátero Ferrífero.....	32
Figura 2.3 - Coluna litoestratigráfica do Quadrilátero Ferrífero.....	33
Figura 2.4 - Mapa geológico simplificado do Sinclinal Moeda.....	34
Figura 3.1 - Diferentes tipos de radiação que podem ser emitidas por um elemento químico instável.....	39
Figura 3.2 - Posicionamento atual do campo magnético principal da Terra.....	43
Figura 3.3 - Exemplo de esquema de levantamento aéreo e das linhas de controle.....	49
Figura 3.4 - Anomalias produzidas por linhas de monopolos.....	53
Figura 3.5 - Anomalias produzidas por monopolos.....	53
Figura 3.6 - exemplo de anomalia produzida por linha de dipolo.....	54
Figura 3.7 - Exemplos de anomalia produzida por dipolos.....	54
Figura 4.1 - Construção de dobras pelo método <i>kink</i>	58
Figura 4.2 - Processo de restauração de perfis.....	60
Figura 4.3 - Comprimentos de camadas de perfis retrodeformados pelo método do <i>flexure-slip</i>	60
Figura 4.4 - Geometria de falhas de perfis retrodeformados pelo método do <i>flexure-slip</i>	61
Figura 5.1: - Mapa magnetométrico corrigido IGRF, da porção centro-norte do Sinclinal Moeda.....	65
Figura 5.2: (A) Mapa geológico simplificado do Quadrilátero Ferrífero; (B) área do trabalho.....	70
Figura 5.3: Coluna litoestratigráfica do Quadrilátero Ferrífero.....	71
Figura 5.4: Mapa do canal potássio.....	72

Figura 5.5: Mapa temático do canal U.....	74
Figura 5.6 - Mapa temático do canal Th	74
Figura 5.7- Mapa de contagem da radiação total	76
Figura 5.8 - Mapa exibindo as relações entre os teores dos elementos urânio e tório	77
Figura 5.9 - Mapa exibindo as relações entre os teores dos elementos tório e potássio	78
Figura 5.10 - Mapa exibindo as relações entre os teores dos elementos urânio e potássio.....	79
Figura 5.11 - Mapa geológico-geofísico	82
Figura 6.1 - Mapa regional do Quadrilátero Ferrífero e sua localização no Cráton do São Francisco	85
Figura 6.2 - Coluna litoestratigráfica do Quadrilátero Ferrífero	86
Figura 6.3 - Mapa geológico da região centro-norte do Sinclinal Moeda.....	88
Figura 6.4 A - Mapa geológico-estrutural de faixas ao longo do perfil norte.....	90
Figura 6.4 B - Mapa geológico-estrutural de faixas ao longo do perfil sul.....	91
Figura 6.5 A - Perfil magnetométrico de deconvolução de Euler norte.....	92
Figura 6.5 B - Perfil magnetométrico de deconvolução de Euler sul.....	93
Figura 6.6 A, B - Interpretação geológica dos perfis magnetométricos de deconvolução de Euler	93
Figura 6.7 - Os perfis geológicos balanceados da região centro-norte do Sinclinal Moeda	95
Figura 6.8 - Os perfis geológicos retrodeformados para a Inversão Brasileira	96
Figura 6.9 - Os perfis geológicos retrodeformados para a extensão	97
Figura 6.10 - Perfis de susceptibilidade magnética.....	98

Lista de tabelas

Tabela 3.1: Principais minerais radioativos e suas ocorrências	38
Tabela 3.2: Valores de susceptibilidade magnética de alguns exemplos de rochas	47
Tabela 5.1: Correlação entre as anomalias apresentadas pelo mapa temático do canal potássio, e as litologias do mapa preliminar.....	73
Tabela 5.2: Correlação entre as anomalias apresentadas pelo mapa temático do canal urânio, e as litologias do mapa preliminar.....	74
Tabela 5.3: Correlação entre as anomalias apresentadas pelo mapa temático do canal tório, e as litologias do mapa preliminar.....	75
Tabela 5.4: Correlação entre as anomalias apresentadas pelo mapa temático de contagem total, e as litologias do mapa preliminar.....	76
Tabela 5.5: Descrição das anomalias geradas pela relação entre os teores dos elementos urânio e tório, e suas correlações com as litologias do mapa preliminar	77
Tabela 5.6: Descrição das anomalias geradas pela relação entre os teores dos elementos tório e potássio, e suas correlações com as litologias do mapa preliminar.....	78
Tabela 5.7: Descrição das anomalias geradas pela relação entre os teores dos elementos urânio e potássio, e suas correlações com as litologias do mapa preliminar.....	79
Tabela 6.1: Resultados do cálculo da magnitude da deformação compressiva (brasileira) da área de trabalho	96

Resumo

O presente trabalho tem por objetivo apresentar um estudo da evolução geológica da porção centro-norte do Sinclinal Moeda, oeste do Quadrilátero Ferrífero. Com esta finalidade, empregaram-se os métodos geológicos clássicos de levantamento geológico-estrutural ao longo de perfis transversais ao sinclinal, de interpretação de fotografias aéreas e de construção de perfis geológicos-estruturais interpretativos. Além disto interpretaram-se dados aerogeofísicos, de gamaespectrometria e de magnetometria (do banco de dados da Companhia Mineradora de Minas Gerais, COMIG), e efetuou-se uma modelagem estrutural e geofísica.

A gamaespectrometria estuda a radioatividade natural emitida pelos elementos químicos U, Th e K, na forma de radiação eletromagnética (raios γ). Com essa ferramenta, foi possível refinar o mapa geológico da área, confirmando e ajustando os contatos litológicos, que, em decorrência do avançado estado de alteração das rochas, eram, muitas vezes, inferidos nos mapas existentes.

A magnetometria estuda o magnetismo natural das rochas. Para a interpretação das anomalias magnetométricas, em subsuperfície, empregou-se um método matemático conhecido como deconvolução de Euler. Este forneceu a posição, a geometria e a profundidade das falhas da área de estudo. A partir das informações magnetométricas foi possível confirmar, em mapa, os traços de falhas transcorrentes, tais como os da Cata Branca, do Bonga (flanco leste) e do Pau Branco (flanco oeste), e reconhecer uma falha regional até então desconhecida, que corta o sinclinal, na direção NW-SE (denominada de Falha das Codornas). Essa apresenta componente direcional e faz a conexão dos sistemas de falhas Cata Branca e do Bonga. De acordo com a interpretação desse trabalho, esta falha constitui uma estrutura antiga do embasamento, que foi reativada durante a inversão Brasileira.

Com base nas informações geofísicas e geológico-estruturais, escolheu-se a posição de duas linhas de perfis, um a norte e outra a sul da Falha das Codornas, e construíram-se, pelo método *kink*, perfis balanceados na escala 1: 10.000.

Ao final, avaliou-se a viabilidade geométrica dos perfis geológico-estruturais a partir de dois procedimentos: a restauração estrutural e a modelagem geofísica. O primeiro, restaurou camadas e estruturas à sua posição pré-Brasileira, pelo método da conservação do comprimento das camadas. O método demonstrou que as seções são viáveis e revelou que o encurtamento foi de baixa magnitude e foi maior no perfil sul do que na seção norte.

A modelagem magnetométrica, que consiste em testar o ajuste entre o perfil magnetométrico e o perfil geológico, apresentou erro menor que 0,1%, para os dois perfis, com valores de susceptibilidade magnética dentro da faixa permitida para cada tipo de rocha, provando que os perfis também são viáveis do ponto de vista magnetométrico.

De acordo com o conjunto de dados apresentados acima, pode-se constatar que o domínio sul foi deformado com uma maior magnitude, confirmando a hipótese de trabalho de que este domínio tenha sofrido processos de encurtamento e ejeção mais intensos do que o domínio norte, devido à atuação dos complexos metamórficos Bonfim e Bação como blocos rígidos.

Ao final do trabalho, propõe-se para a história da evolução da porção centro-norte do Quadrilátero Ferrífero que após a formação do Sinclinal Moeda, um sistema de falhas distensivo se formou, fazendo uma conexão com a Zona de Cisalhamento Bonfim-Moeda, gerando as falhas que foram identificadas pelo método magnetométrico da deconvolução de Euler.

Após, teria se instalado a inversão tectônica brasileira, de baixa magnitude, que gerou a inversão do flanco leste do sinclinal, e também a reativação das falhas normais preexistentes, e também da Falha das Codornas, tendo esta atuado como falha de rasgamento para o evento brasileiro.

Abstract

This work deals with the geological evolution of the center-north portion of the Moeda Syncline, western Quadrilátero Ferrífero. Classic methods of geological and structural survey supported by air photography interpretation were used to generate two transverse profiles across the syncline. In addition to this, interpretation of gamma-spectrometry and magnetometry aerogeophysics (COMIG database) allowed to define a structural and geophysical model to the Moeda Syncline.

By using Gamma-spectrometry, it was possible to confirm and adjust many lithologic contacts in the existing geologic map. The interpretation of magnetometric anomalies in subsurface has been made through a mathematical method called Euler deconvolution, which allowed inference of the location, geometry and depth of existing faults in the studied area. From the magnetometric information it was also possible to confirm traces of some strike-slip faults, like Pau Branco, Bonga and Cata Branca fault, as well as to recognize a regional fault that has been not yet reported in the literature. This fault intercepts the syncline in the NW direction and is herein called Codornas Fault. This fault shows a directional component and acts as a connection between two faulting systems (Pau Branco and Bonga), and is interpreted as an old structure of the regional basement which was reactivated during the Brazilian inversion.

Two cross-sections, one in the northern portion of Codornas Fault, and another in its southern sector were chosen based on geophysical and geologic-structural information. These section profiles were constructed by using the kink method and were balanced in the 1: 10.000 scale. The geometric feasibility of the geologic-structural profiles was evaluated by both structural restoration and geophysical modeling. Layers and structures were restored to its pre-Brasiliano position through the method of the bed length conservation. The method demonstrated that the sections are feasible and that a greater shortening exists in the southern profile. The magnetometric modeling was used to check the adjustment between the magnetometric and geologic profile, showing an error less than 0.1%, for both profiles. The magnetic susceptibility values were typical for each type of rock indicating that the profiles are also useful as a magnetometric approach.

The results indicate that the southern domain was more intensely deformed than the northern domain, and has been subjected to more pronounced shortening and ejection due to the “rigid block effect” exerted by the Bonfim and Bação metamorphic complexes. After the formation of Moeda Syncline, the center-north portion of Quadrilátero Ferrífero was affected by an extensional tectonism, and a faulting system which is connected to Bonfim-Moeda Shear Zone was generated. Subsequently, a tectonic inversion of the eastern flank of the syncline took place, with some extensional faults suffering a reverse reactivation in the Brasiliano cycle. The Codornas Fault, in contrast, was reactivated with a tear movement.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1- APRESENTAÇÃO

O estudo da evolução geológica envolve, classicamente, a cartografia das unidades geológicas, o mapeamento das estruturas, a interpretação de fotografias aéreas e de imagens de satélites e a construção de perfis geológicos “rasos” interpretados de forma arbitrária. Com o intuito de aumentar o número de informações e assim obter um modelo geológico mais completo e próximo da realidade, tem-se recorrido nos últimos anos a uma série de novas ferramentas. Dentre essas, escolheu-se para o presente estudo a Geofísica e a Modelagem Geométrica. A Geofísica permite a geração e interpretação de dados geológicos indiretos, ou seja, fornece informações às quais não se tem acesso sem a ajuda de instrumentos. A modelagem geométrica abrange a construção de perfis geológico-estruturais por métodos geométricos, a sua restauração, e o balanceamento dos perfis. Esses procedimentos reduzem o fator subjetivo das interpretações. A comparação dos resultados permite a geração de um produto de alto grau de confiabilidade.

O Quadrilátero Ferrífero, no estado de Minas Gerais, é uma região do território brasileiro que vem sendo explorada desde o século XVII devido à presença de vários tipos de bens minerais (por exemplo: ouro, ferro, manganês e gemas). Diversas hipóteses sobre a evolução estrutural e tectônica do Quadrilátero Ferrífero já foram levantadas mas ainda existem questões que continuam intrigando os pesquisadores. O fato se deve à grande diversidade de estruturas geológicas, às complexas relações entre elas, à multiplicidade de eventos deformacionais e a dificuldades de acesso a algumas áreas, dentre outros fatores.

No presente trabalho pretende-se apresentar uma interpretação geológico-estrutural da porção centro-norte do Sinclinal Moeda, oeste do Quadrilátero Ferrífero. Na área de estudo, a estrutura sinformal muda a sua trajetória de NW-SE para NE-SW e a possível influência do Complexo Metamórfico Bação, neste processo, constitui assunto controverso. O estudo fundamenta-se em dados litoestruturais de superfície, em informações geofísicas de subsuperfície, em particular da radiometria e da magnetometria e no balanceamento estrutural de duas seções.

1.2- LOCALIZAÇÃO

A área de estudo constitui parte do Quadrilátero Ferrífero e localiza-se na porção centro-norte do Sinclinal Moeda (Fig. 1.1). Esta área se encontra entre as coordenadas 43°48'45" a 44°00'00" E e 20°07'30" e 20°15'00" S, cobrindo aproximadamente 325 km².

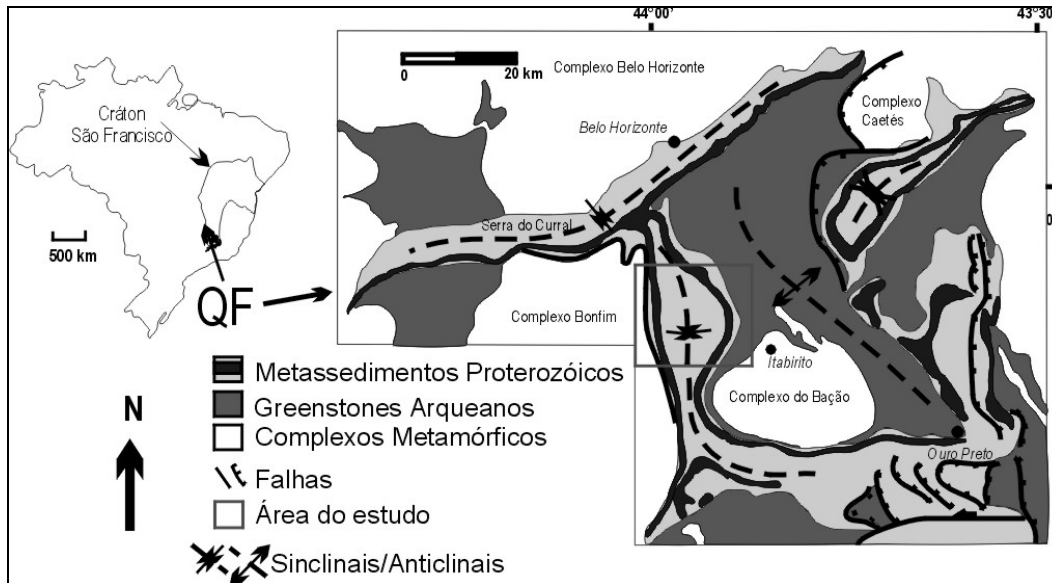


Figura 1.1: Mapa de localização da área de estudo (modificado de Dorr 1969).

O local dista 30 km de Belo Horizonte e é cortado pelas rodovias BR 040 e MG 356, que ligam a cidade de Belo Horizonte ao Rio de Janeiro e ao estado do Espírito Santo, passando por Itabirito e Ouro Preto, respectivamente (Fig.1.2). Além dessas rodovias, a região é cortada por inúmeras estradas secundárias, principalmente aquelas que fazem a ligação entre as diversas minerações de ferro da região.

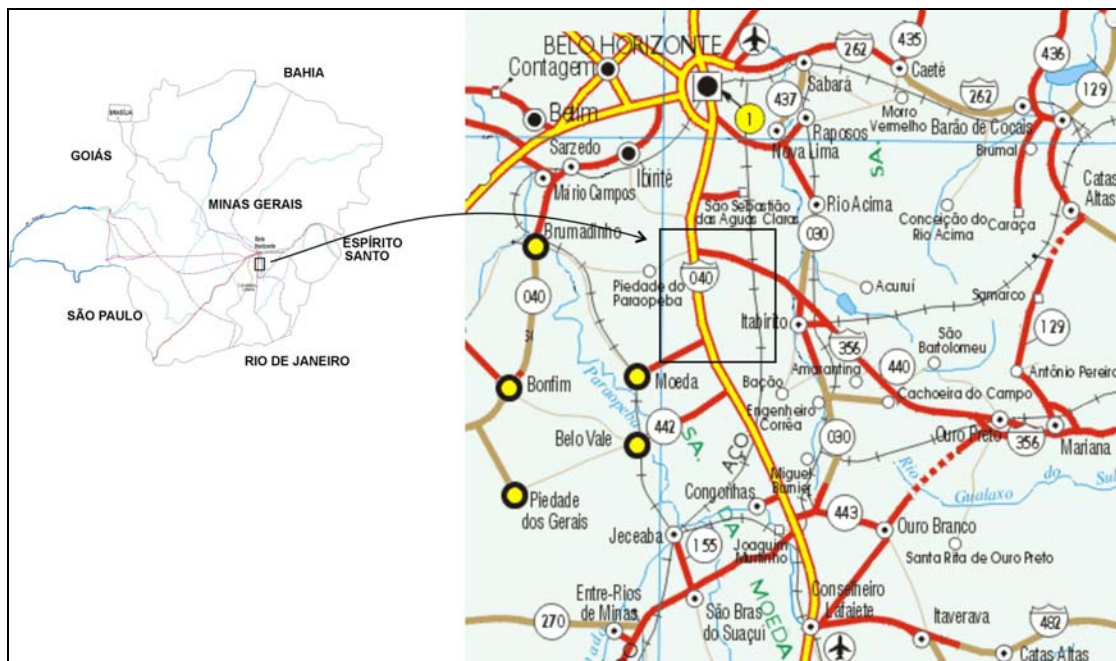


Figura 1.2: Principais vias de acesso à área do estudo (modificado do guia 4 rodas, disponível no site: http://www.der.mg.gov.br/html/mapa_rodoviario/call/14.htm).

As principais feições geomorfológicas da área de estudo são: as serras da Moeda e das Serrinhas, os morros suaves da região interior do Sinclinal Moeda e o vale do rio das Velhas (Fig. 1.3). As duas serras constituem os flancos do sinclinal. São sustentadas por quartzitos e itabiritos das unidades basais do Supergrupo Minas e apresentam altitudes entre 1.000 e 1500 m. A Serra da Moeda, a oeste, estende-se na direção NS e a serra das Serrinhas, a leste, possui direção NW-SE, até a área central, onde, então, inflete para SW. A parte central do Sinclinal Moeda, formada pelos metassedimentos das demais unidades do Supergrupo Minas, possui altitudes entre 900 e 1.200 m, e se caracteriza por apresentar suaves elevações orientadas na direção NW-SE. A região do vale do Rio das Velhas está encaixada em rochas do Supergrupo Rio das Velhas e apresenta elevações entre 1.000 e 800 m. É constituída por morros suaves com orientação NW-SE, na porção sul, EW, na parte central e NE, na parte norte da área.

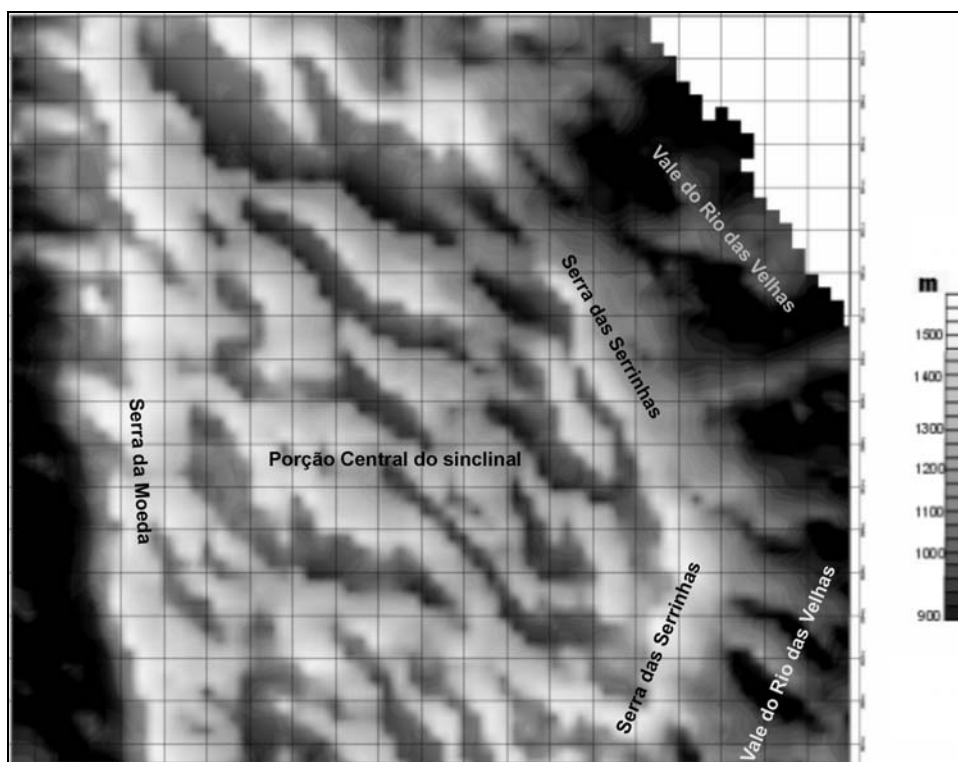


Figura 1.3: Projeção plana do modelo digital do terreno. As elevações variam aproximadamente de 1.500 (tonalidades claras) a 900 m (tonalidades mais escuras).

1.3- OBJETIVOS

O objetivo do presente estudo é contribuir para um maior conhecimento da tectônica do Quadrilátero Ferrífero, especialmente da porção centro-norte do Sinclinal Moeda.

Com esta finalidade integraram-se dados geológico-estruturais de superfície a informações de subsuperfície, de radiometria e magnetometria, e elaboraram-se mapas e perfis geológico-estruturais. Os perfis foram avaliados e corrigidos pelo método do balanceamento estrutural, para aprimorar a sua confiabilidade geométrica.

Tendo como ponto de partida um levantamento de campo, que visava complementar a análise estrutural já existente e reconhecer as estruturas encontradas durante os estudos geofísicos, o presente trabalho de pesquisa tem o intuito de apresentar os seguintes produtos:

- mapas de gamaespectrometria: para balizar a cartografia das diversas unidades do Supergrupo Minas que, na área de trabalho, se encontram em avançado estado de alteração;
- mapas das anomalias aeromagnetométricas: para a análise das estruturas em profundidade;
- mapa geológico-estrutural, na escala 1:10.000;
- dois perfis das anomalias aeromagnetométricas: para a estimativa da profundidade das falhas;
- dois perfis geológico-estruturais, construídos pelo método *Kink* e
- dois perfis restaurados e balanceados.

1.4- METODOS DO TRABALHO

O desenvolvimento da pesquisa envolveu seis etapas de trabalho: pesquisa bibliográfica, compilação dos dados geológicos-estruturais de superfície, tratamento e a interpretação das anomalias radiométricas, tratamento e a interpretação das anomalias magnetométricas, construção e balanceamento estrutural de seções e elaboração da dissertação. Das etapas citadas acima, as que se referem à construção do mapa e dos perfis geológicos são apresentadas na figura 1.4. A figura ressalta que a etapa de verificação dos perfis geológicos, por meio do balanceamento estrutural é interativa. Ela foi repetida quantas vezes foram necessárias para a obtenção de perfis admissíveis.

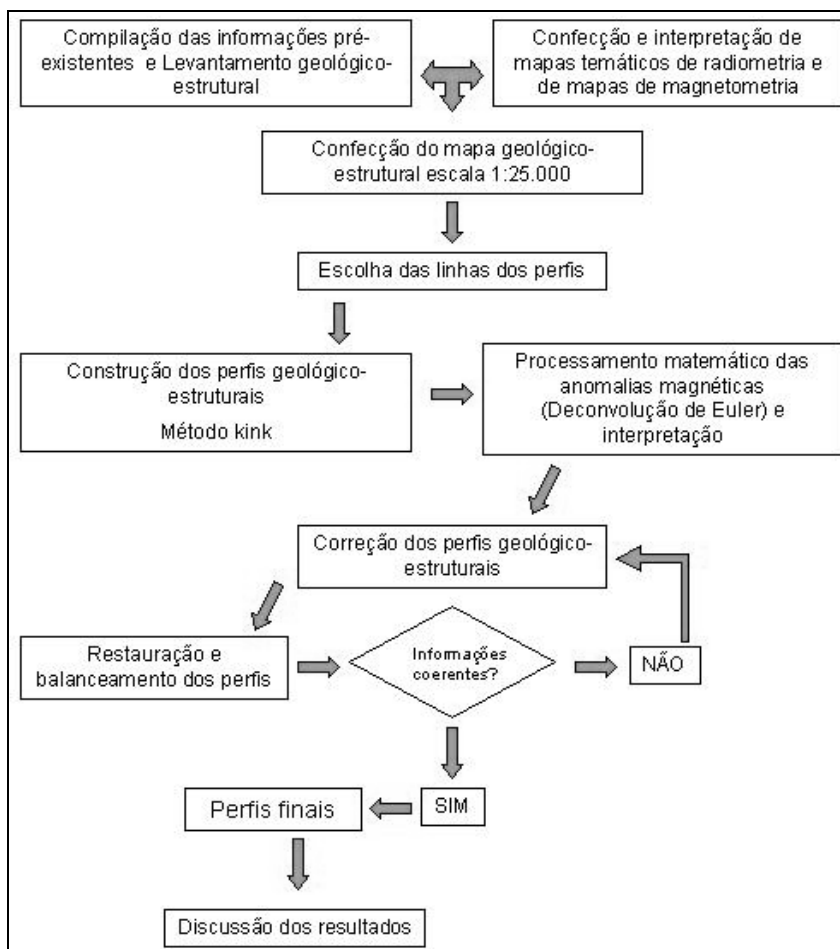


Figura 1.4: Fluxograma das fases de construção do mapa geológico e dos perfis.

1.4.1- Pesquisa Bibliográfica

A primeira fase de trabalho envolveu o levantamento do acervo bibliográfico do Quadrilátero Ferrífero. Seguiu-se com uma pesquisa sobre os métodos geofísicos, de radiometria e magnetometria. Ao final estudaram-se os métodos da construção geométrica de perfis geológicas e o balanceamento estrutural de seções.

1.4.2- Compilação dos dados geológicos-estruturais, de superfície

Esta fase de trabalho envolveu a compilação dos dados geológicos-estruturais de superfície, da literatura, e foi complementada em uma etapa de campo de 15 dias. No campo, realizou-se um levantamento estatístico das mesoestruturas nas regiões que apresentavam poucos dados nos trabalhos anteriores. Realizou-se, além disto, um reconhecimento geológico-estrutural com foco especial na região dos flancos do Sinclinal Moeda.

A análise estatística dos dados estruturais foi efetuada no programa *Dips*, que gerou os estereogramas de igual área das diversas estruturas. Os novos dados foram incluídos na base cartográfica digital, na escala 1:10.000, previamente confeccionada no programa *Autocad 2000*.

1.4.3 Tratamento e a interpretação das anomalias radiométricas

Nessa etapa trataram-se os dados geofísicos da área do Sinclinal Moeda cedidos ao Departamento de Geologia da UFOP, para finalidades acadêmicas, pela Companhia Mineradora de Minas Gerais, COMIG. Os dados foram gridados no programa *Oásis Montaj (Geosoft S.A.)* obtendo-se os mapas temáticos de U, Th, K, razão U/Th, U/K e Th/K, de contagem total e a imagem ternária, em escala 1: 25.000. Estes foram analisados qualitativamente e confrontados aos dados geológicos obtidos na etapa anterior, para o detalhamento de contatos e estruturas geológicas. O estudo do conjunto de informações radiométricas permitiu produzir um novo mapa geológico.

1.4.4 Tratamento e a interpretação das anomalias magnetométricas

Os dados magnetométricos utilizados nessa etapa, da mesma forma que os dados da radiometria, pertencem à COMIG e também foram cedidos à gridados no programa da *Geosoft*. Com esses dados, produziu-se o mapa magnetométrico corrigido do IGRF e, a partir deste, dois perfis nos quais realizaram a deconvolução de Euler.

O mapa magnetométrico mostra os contrastes de intensidade magnética que as rochas de uma área exibem. Neste foram identificadas estruturas geológicas tais como as falhas que cortam o sinclinal e também as rochas do Grupo Itabira, que foram transferidas para o novo mapa geológico.

As informações dos perfis consistem no posicionamento e profundidades de contrastes de intensidades magnéticas que as estruturas geológicas ou diferentes rochas podem exibir. Com esses dados obtiveram-se informações a respeito das estruturas em profundidade, permitindo acrescentar mais informações ao modelo geológico da área.

1.4.5 - Construção e balanceamento estrutural de seções

Com base em uma análise cuidadosa do mapa geológico-estrutural, produzido nas etapas anteriores, escolheram-se duas linhas de perfis. As seções foram construídos pelo método *kink*, na escala 1: 10.000, com todos os dados geológicos e geofísicos disponíveis.

Para o balanceamento estrutural empregou-se o método da restauração por comprimento de linhas. O balanceamento conduziu a sucessivas correções das seções deformadas até a obtenção de seções admissíveis. Ao final efetuou-se o cálculo do encurtamento das seções, pela equação: $(l_f - l_o)/l_o$, onde l_f = comprimento final da megaestrutura e l_o = comprimento inicial.

Todos os trabalhos envolvendo a construção, a restauração e o cálculo do encurtamento dos perfis foram efetuados com o auxílio do *software Autocad 2000*.

1.4.6- Elaboração da dissertação

Após a conclusão dos trabalhos de laboratório, passou-se à redação da dissertação. Grande parte dos resultados foi incluída em dois artigos científicos e compõe os capítulos 5 e 6. Os artigos foram submetidos ao corpo editorial das respectivas revistas, e, se aceitos, podem ainda sofrer algumas modificações. Trata-se dos seguintes artigos: **Modelagem Geológica de dois perfis no Sinclinal Moeda, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais**, submetido à Revista Brasileira de Geociências, como requisito para a defesa da dissertação e **Mapeamento Geológico-Geofísico Da Porção Centro-Norte Do Sinclinal Moeda, Quadrilátero Ferrífero (Mg)**, submetido para à Revista Brasileira de Geofísica.

Braga, S. C. M., 2006 Modelagem Estrutural e geofísica da Porção Centro-Norte do Sinclinal Moeda.

CAPÍTULO 2

GEOLOGIA REGIONAL

2.1- CONTEXTO GEOTECTÔNICO

O Quadrilátero Ferrífero situa-se no extremo sul do Cráton do São Francisco (Fig. 2.1), definido por Almeida (1977). O cráton consiste de uma unidade geotectônica consolidada ao final do Ciclo Transamazônico e que permaneceu relativamente preservada das remobilizações orogênicas neoproterozóicas. Estas remobilizações formaram as faixas brasileiras que caracterizam o entorno do cráton (faixas Brasília, Alto Rio Grande, Riacho do Pontal, Sergipana e Araçuaí).

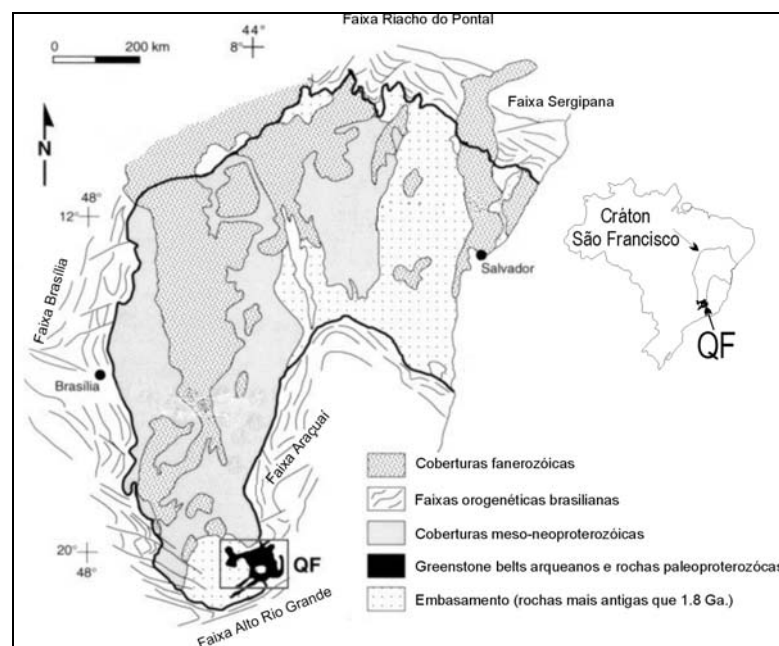


Figura 2.1: Posicionamento do Quadrilátero Ferrífero no Cráton do São Francisco (mod. de Alkmim & Marshak 1998).

2.2- LITOESTRATIGRAFIA

Na região do Quadrilátero Ferrífero afloram as unidades estratigráficas mais antigas do Cráton do São Francisco, cujas idades variam do Arqueano ao Proterozóico. As litologias são caracterizadas por complexos metamórficos, seqüências supracrustais meta-vulcanossedimentares e metassedimentares clásticas a químicas, e corpos ultramáficos, máficos e félsicos intrudindo especialmente as litologias arqueanas (Figs. 2.2 e 2.3). Além disto, registram-se ocorrências restritas de depósitos sedimentares clásticos cenozóicos.

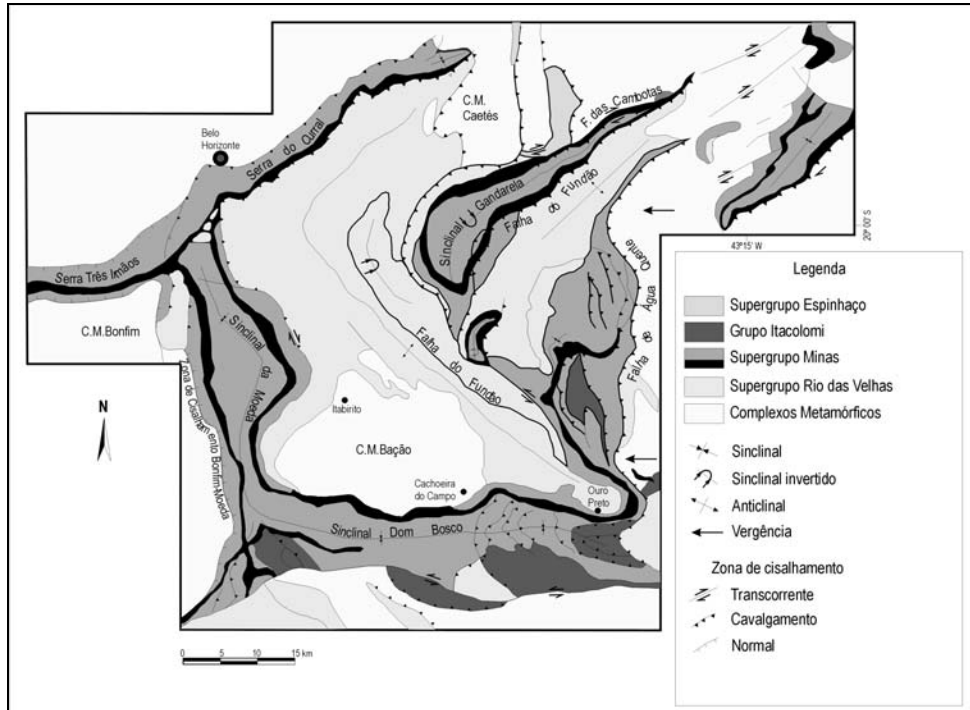


Figura 2.2: Mapa geológico-estrutural do Quadrilátero Ferrífero (mod. de Dorr 1969 e Chemale *et al.* 1992).

2.2.1 – Complexos Metamórficos

Os complexos metamórficos representam terrenos polideformados, compostos por gnaisses migmatíticos, de composição tonalítica, trondhjemitica e granodiorítica, com idades mínimas de 2,9 G.a. (Carneiro *et al.* 1995). São comumente intrudidos por corpos graníticos e tonalíticos, assim como por anfibolitos e um grande número de pequenos veios pegmatíticos. Segundo Jordt-Evangelista *et al.* (1992), o grau metamórfico das rochas dos complexos metamórficos chega à fácies anfibolito.

2.2.2 – Supergrupo Rio das Velhas

Segundo Schorscher (1979), O Supergrupo Rio das Velhas é constituído por uma seqüência meta-vulcanossedimentar, hoje associada a um clássico terreno tipo granito-*greenstone*, arqueano. É caracterizado por rochas vulcânicas ultramáficas, do tipo komatiitos peridotíticos, basaltos toleíticos com textura *spinifex* e corpos félsicos (Ladeira 1981), sobreposto por rochas metassedimentares químicas: formações ferríferas do tipo *Algoma*, carbonatos e siliciclásticos, e, clásticas: quartzitos, metaconglomerados e filitos cloríticos. Dorr (1969) incluiu todas estas rochas no Grupo Nova Lima.

Metarenitos, metaconglomerados, filitos e metagrauvasas compõem o Grupo Maquiné cuja ocorrência se restringe ao domínio oriental do Quadrilátero Ferrífero.

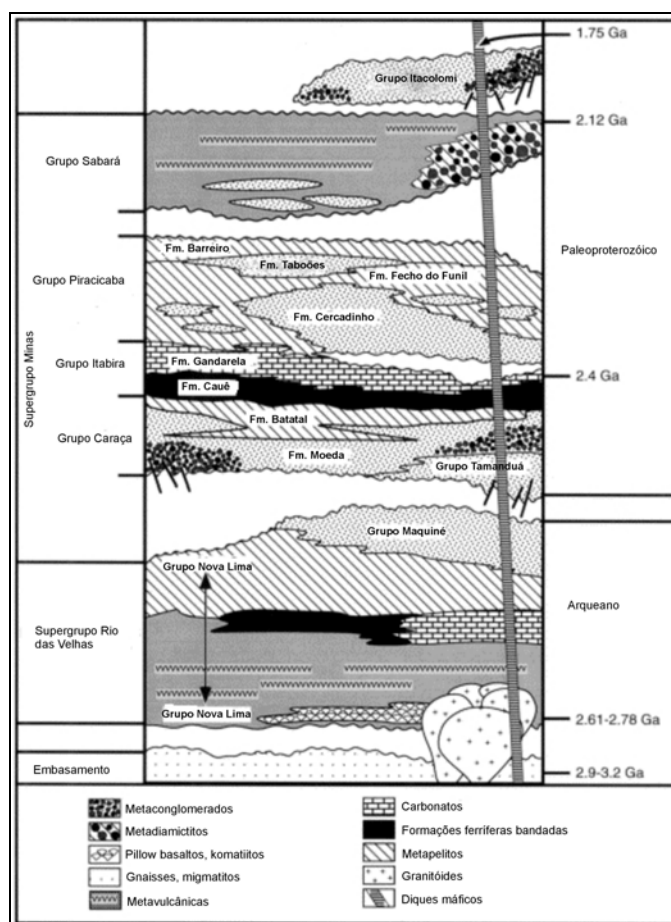


Figura 2.3: Coluna litoestratigráfica do Quadrilátero Ferrífero (mod. de Alkmim & Marshak 1998).

2.2.3 - Supergrupo Minas

O Supergrupo Minas representa uma seqüência metassedimentar, paleoproterozóica, de origem química e clástica, metamorfizada sob condições de fácies xisto verde. O Grupo Caraça (Harder & Chamberlin, 1915), basal, é constituído por metassedimentos clásticos, cujas estruturas sedimentares preservadas indicam ambiente deposicional fluvio-deltaico, gradando para uma plataforma estável. Em contato gradacional sobrepõem-se os metassedimentos químicos do Grupo Itabira (Dorr, 1969). Esse grupo é composto majoritariamente por mármore e itabirito, sendo que estes últimos constituem importante fonte de minério de ferro explorado na região.

O Grupo Piracicaba apresenta rochas metassedimentares clásticas e químicas, metamorfizadas para quartzitos puros e ferruginosos, metasilteitos, filitos grafitosos, dolomíticos e ferruginosos e lentes de dolomito. O Grupo Sabará sobrepõe as rochas do Grupo Piracicaba, em discordância erosiva. É constituído por clorita xistos, metagrauvacas, metaconglomerados, quartzitos, filitos e metatufos. Segundo Gair (1962), essas rochas fazem parte do Grupo Piracicaba. Finalmente, o Grupo Itacolomi é uma seqüência de metassedimentos clásticos composta principalmente por quartzitos e metaconglomerados. Dispõe-se em discordância angular sobre as demais rochas do Supergrupo Minas.

Quatro suítes de rochas intrusivas máficas, de diferentes idades, ocorrem no Quadrilátero Ferrífero. As mais antigas intrudem apenas as rochas do embasamento e as mais recentes cortam todas as unidades supracrustais (Silva *et al.* 1992).

Coberturas sedimentares cenozóicas ocorrem localmente no Quadrilátero Ferrífero. São caracterizadas por material aluvionar, colúvios, canga e lateritas (Lipski 2002).

2.3. GEOLOGIA ESTRUTURAL DO SINCLINAL MOEDA

O Sinclinal Moeda se insere na região centro-oeste do Quadrilátero Ferrífero (Fig. 2.4) e foi descrito em inúmeros trabalhos, dentre eles, Dorr (1969), Pires (1979), Endo & Nalini (1992), Chemale Jr. *et al.* (1994), Endo (1997), Silva (1999), Hippertt & Davis (2000), Silva & Gomes (2001), Gomes *et al.* (2003).

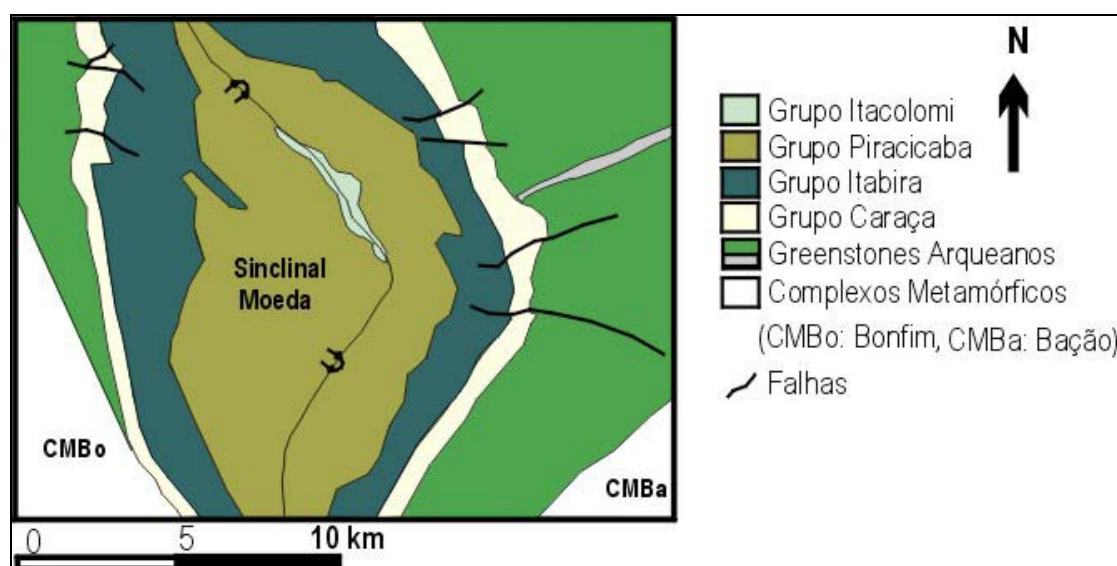


Fig. 2.4: Mapa geológico do Sinclinal Moeda, simplificado a partir de Dorr, 1969.

A estrutura sinformal contém, no seu interior, todas as unidades do Supergrupo Minas, exceto o Grupo Sabará (Dorr, 1969). Sua envoltória é definida pelo acamamento, s_0 , que, no flanco oeste, é paralelo a uma xistosidade s_1 , e, no flanco leste, mostra a relação estrutural de um flanco inverso. Neste flanco, o ângulo de mergulho do acamamento sedimentar varia de 50° a 80° nos sentidos NE, E, e SE, e, no flanco oeste, mais homogêneo, de 50° a 60° para E.

Em toda a sua extensão, o flanco leste está em contato com as rochas do Supergrupo Rio das Velhas, que, na borda oeste, se limitam à região norte. A sul, os quartzitos da Formação Moeda da base do Supergrupo Minas encontram-se em contato tectônico sobre as rochas do Complexo Metamórfico Bonfim. Neste contato, ocorre a Zona de Cisalhamento Bonfim-Moeda, uma zona de cisalhamento dúctil-rúptil extensional, com lineações E-W, sobreposta pela compressão brasileira, com transporte tectônico de E para W (Endo & Nalini 1992 e Hippertt *et al.* 1992).

Em ambos os flancos do sinclinal, observam-se traços de falhas direcionais (Fig. 2.4), sem conexão entre si. Para Chemale Jr. *et al.* (1992), estas falhas foram geradas durante o Evento Brasileiro. Enquanto no flanco W as falhas direcionais apresentam rejeito de pequeno porte, as do flanco E mostram deslocamentos de até 800 metros (Falha do Bonga). No domínio sul, nas proximidades do Complexo Metamórfico Bação, o flanco leste do sinclinal mostra, em planta, uma notável curvatura com convexidade voltada para oeste. Silva & Gomes (2001) efetuaram na região um estudo de análise quantitativa da deformação, em metaconglomerados da Formação Moeda, no qual mostram que os flancos do Sinclinal Moeda foram submetidos a deformações distintas, maior a leste do que a oeste. Além disto, sugerem uma deformação por transpressão com escape lateral de massas rochosas no domínio leste e uma compressão pura no interior e no flanco oeste do sinclinal. Confirmam, assim, a tese do cavalgamento do Complexo Metamórfico Bação sobre o sinclinal.

Com base em um levantamento geológico-estrutural, na escala 1:10.000, Gomes *et al.* (2003) efetuaram uma análise estrutural nas rochas dos supergrupos Rio das Velhas e Minas, na região centro-norte do Sinclinal Moeda, na presente área de estudo. O tratamento estatístico das superfícies s_0 e s_0/s_1 permitiu caracterizar duas fases de dobramento, uma com eixo na direção NW-SE, e, a outra, NE-SW. Estas duas fases de dobramento foram reconhecidas, juntas, apenas no domínio NW. Na região central, ocorre uma forte dispersão das estruturas, e, na região sudeste, os autores descrevem apenas o dobramento NE-SW. Esta situação sugere que o redobramento do Sinclinal Moeda tenha ocorrido por esforços vindos de SE para NW, com obliteração da fase mais antiga na região sudeste. O domínio noroeste, na qual existem evidências para as duas fases de dobramento, representaria a posição original do Sinclinal Moeda.

2.4- MODELOS DE EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO

Entre os vários modelos que procuram explicar a evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero destacam-se as de Chemale Jr. *et al.* (1994), Endo (1997) e Alkmim & Marshak (1998).

Chemale Jr. *et al.* (1994) propõem para o Proterozóico do Quadrilátero Ferrífero dois eventos deformacionais, um de natureza extensional, transamazônico, e o outro compressivo, brasileiro. O evento extensional, com vetor tectônico de W para E, é facilmente reconhecido no domínio oeste do Quadrilátero Ferrífero (Sinclinal Moeda), mas é quase totalmente obliterado na região leste. Nesta, predominam as estruturas compressivas, brasileiras, que, por sua vez perdem expressão no sentido oeste. Para os autores, as rochas do Supergrupo Minas se formaram em um extenso depósito sedimentar, inicialmente do tipo rifte (com deposição de parte do Grupo Caraça), que teria evoluído para marinho raso a profundo, de bacias intracratônicas (com sedimentação das rochas da Formação Batatal do Grupo Caraça e dos grupos Itabira e Piracicaba). A separação em sub-bacias teria ocorrido durante o evento extensional transamazônico, para o qual os autores sugerem um processo do tipo *metamorphic core complex*, à semelhança do que ocorreu nas Cordilheiras no sudoeste dos Estados Unidos.

Braga, S. C. M., 2006 Modelagem Estrutural e geofísica da Porção Centro-Norte do Sinclinal Moeda.

Endo (1997) sugere a ocorrência de três ciclos tectono-deformacionais para o Quadrilátero Ferrífero: Jequié, Transamazônico e Brasileiro, todos transpressionais ou transtensionais e com fluxo NS.

Alkmim & Marshak (1998) apresentam um modelo tectônico modificado, das províncias de domos e quilhas (Marshak *et al.* 1992 e Marshak *et al.* 1997). Os autores sugerem para o Quadrilátero Ferrífero um evento extensional entre 2.6 e 2.4 Ga, pré-transamazônico, que teria gerado uma bacia ensialica ou do tipo margens passivas com uma extensa plataforma continental. A separação em sub-bacias é considerada como resultado de uma tectônica de colisão e de colapso extensional, que teria ocorrido durante a Orogênese Transamazônica. Para a fase extensional os autores descrevem o desenvolvimento de um descolamento, de cinemática normal, que teria causado forte aquecimento da crosta, e, como consequência, a tectônica de província de domos e quilhas, já defendido nos trabalhos anteriores. Durante o Evento Brasileiro teria ocorrido a inversão tectônica, também descrita por Chemale Jr. *et al.* (1994).

CAPÍTULO 3

MÉTODOS GEOFÍSICOS

3.1- INTRODUÇÃO

Neste capítulo, serão apresentados os conceitos e métodos geofísicos, radiométricos e magnetométricos, utilizados no trabalho. Os dados geofísicos têm por objetivo agregar informações à área mapeada, auxiliando os dados geológicos disponíveis, para uma maior compreensão do arcabouço geológico da área.

3.2 - LEVANTAMENTO UTILIZADO

Os dados geofísicos empregados nesse trabalho consistem em dados magnetométricos e radiométricos obtidos a partir do levantamento aéreo realizado no ano de 2.000, pela empresa Lasa Engenharia e Prospecções S.A. Esses dados geofísicos foram cedidos ao Departamento de Geologia da UFOP, para finalidades acadêmicas, pela Companhia Mineradora de Minas Gerais, COMIG.

O levantamento aeroradiométrico foi realizado com linhas de vôo com espaçamento 250 metros, altura de vôo de 100 metros, velocidade média de vôo de 200 km/h e o intervalo de medições foi de 1 segundo, resultando em um espaçamento entre medidas de aproximadamente 80 metros. Esses dados foram pré-processados pela Comig, onde se efetuou: correção do tempo morto, correção de altura de vôo, remoção do background da aeronave e cósmico e remoção do efeito Compton (segundo o Relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos, LASA ENGENHARIA E PROSPECÇÕES S.A).

O levantamento aeromagnetométrico foi realizado com linhas de vôo com espaçamento 250 metros e orientação N30E, para as linhas de produção, e espaçamento 2.500 metros, com direção N60W, para as linhas de controle. Todo o levantamento foi efetuado com altura de vôo de 100 metros, velocidade média de vôo de 200 km/h e o intervalo de medições foi de 0,1 segundos, resultando em perfis de resolução de 1:25.000. Esses dados foram pré-processados pela própria empresa, onde se efetuou: remoção da variação magnética diurna, correção do erro de paralaxe, correção de altura de vôo e remoção do IGRF, (segundo o relatório supracitado).

3.3 - RADIOMETRIA

O método consiste em medir a radiação emitida pelos elementos químicos Urânio (U), Tório (Th) e um isótopo do potássio (K^{40}), durante o processo de decaimento. Essa radiação pode ser medida e matematicamente convertida na concentração em ppm (para o U e Th) ou porcentagem (K) desses elementos em decaimento, que determinada rocha ou solo apresenta. Cada tipo de rocha ou solo

apresenta diferentes valores da concentração de cada um dos elementos radioativos, permitindo assim, que se faça a distinção entre eles. Os dados radiométricos foram utilizados no presente trabalho para um maior detalhamento dos contatos geológicos e por conseguinte, o aperfeiçoamento do mapa geológico.

3.3.1- A Radioatividade Natural

Existem vários elementos químicos conhecidos que são naturalmente radioativos. Para a exploração geológica, apenas os elementos U, Th e K apresentam características que possibilitam a sua utilização, dentre elas, maior abundância em rochas que os demais elementos químicos radioativos e níveis de radiação (energia) que possam ser captados pelos instrumentos disponíveis atualmente. A tabela 3.1 abaixo apresenta os principais minerais com comportamento radioativo.

Tabela 3.1: Principais minerais radioativos e suas ocorrências, segundo Telford *et al.* (1990):

Elemento radioativo	Minerais	Ocorrência
Potássio	Ortoclásio e microclina	Rochas ígneas ácidas e pegmatitos
	Moscovita	Rochas ígneas ácidas e pegmatitos
	Silvita e carnalita	Depósitos salinos
Tório	Monazita	Granitos, gnaisses e pegmatitos
	Torianita	Granitos, pegmatitos e placeres
	Torita e uranotorita	Granitos, pegmatitos e placeres
Urânio	Uraninita	Granitos, pegmatitos e veios hidrotermais
	Carnotita	Arenitos
	Gummita (alterações da uraninita)	Ocorre junto da uraninita

A radioatividade consiste na emissão de partículas ou energia eletromagnética quando o elemento químico entra no processo de decaimento. O processo de decaimento é aquele que o elemento sofre para mudar de uma partícula instável, para outra mais estável.

São conhecidos hoje três tipos de radiação natural, sendo que duas delas emitem partículas (α e β) e a última apenas energia eletromagnética (radiação γ).

A radiação α é formada por dois prótons e dois nêutrons, e apresenta carga elétrica positiva. Como resultado da emissão desse tipo de partícula, o número atômico do elemento diminui em dois. A

radiação β é formada por nêutrons que podem ser convertidos em elétrons (partícula β negativa, ou simplesmente β), ou prótons (β positivo, ou pósitrons). Nesse caso, o número atômico do elemento é elevado em uma unidade. A radiação γ não emite partícula, e sim uma carga eletromagnética (Fig. 3.1).

Quando a radiação é na forma de partículas, essas se propagam com elevada dificuldade pela matéria. Já a radiação γ , por ser uma onda eletromagnética, pode se propagar no meio, algumas dezenas de centímetros nas rochas ou metros no ar. Devido a esse fato, o levantamento geofísico de radiometria baseia-se na captação de radioatividade γ , e é adequado para o estudo superficial, como afloramentos rochosos ou solos.

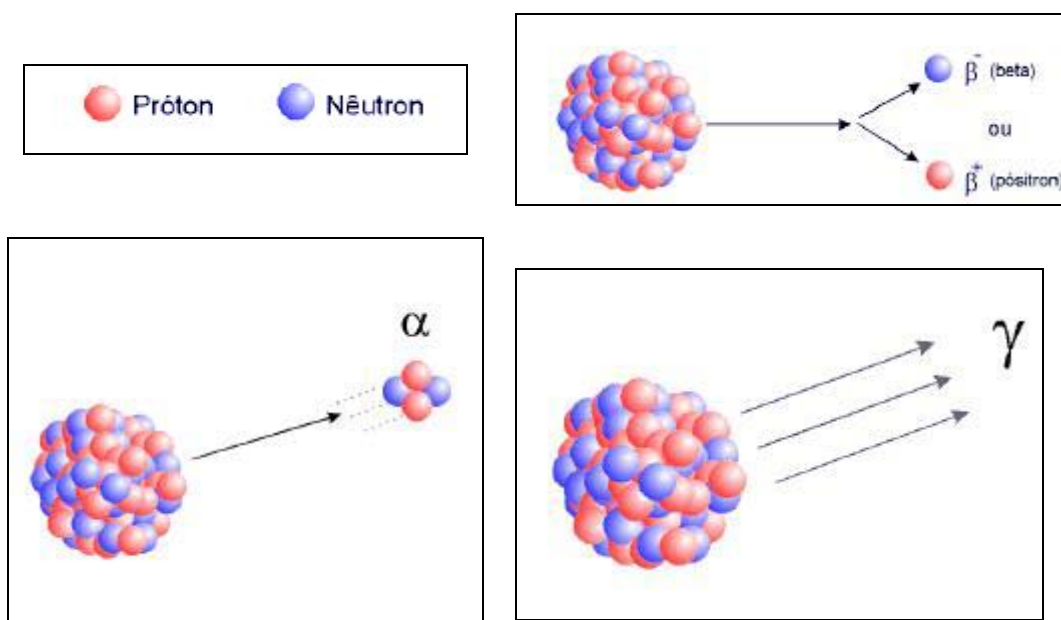


Figura 3.1: Diferentes tipos de radiação que podem ser emitidas por um elemento químico instável.
 Fonte: <http://www.cnen.gov.br/ensino/apostilas/radio.pdf>

3.3.2- O Dado Radiométrico

O aparelho mais utilizado para a detecção dos raios γ é denominado espectrômetro. O espectrômetro registra a emissão de raios γ através de um cristal que emite um pulso luminoso, denominado cintilação, para cada radiação captada. Cada pulso é amplificado e registrado separadamente de acordo com a sua intensidade de energia. O dado fornecido pelo aparelho consiste no número de cintilações captadas por intervalo de tempo (contagens por segundo – cps) em um determinado ponto amostrado.

No presente trabalho, empregaram-se dados obtidos por levantamentos aéreos, que são adequados à escala do mapeamento e compatíveis com o tamanho da área estudada.

3.3.3- O Comportamento Radioativo das Rochas

Cada tipo de rocha apresenta concentrações diferentes dos elementos radioativos. Os elementos químicos utilizados na radiometria são litófilos, e se encontram associados preferencialmente com rochas ácidas. Os minerais radioativos são, em termos gerais, distribuídos de forma proporcional ao teor de acidez das rochas magmáticas. Isso implica dizer que quanto maior a diferenciação que o magma sofre, maior será o teor de U, Th e K, das rochas geradas. Os elementos U e Th podem se concentrar também no espaço entre os minerais das rochas, mantendo a mesma característica de afinidade com rochas ácidas.

As rochas sedimentares clásticas apresentam teores de U, Th e K com valores proporcionais aos das rochas magmáticas ácidas. O tório e o potássio tendem a se concentrar em sedimentos clásticos, ou seja, em partículas insolúveis, enquanto o urânio se associa a ambientes com condições redutoras. O potássio pode ser encontrado também em depósitos salinos, nos minerais silvita e carnalita .

Os teores de U podem ser mais elevados, como é o caso, por exemplo, de folhelhos negros, com presença de carbono. O urânio também pode ser encontrado em rochas sedimentares carbonáticas, onde a razão U/Th é alta (por volta de 1,3). Conforme Mussett & Khan (2001), as proporções de U e Th são usadas para identificar o tipo de ambiente deposicional de folhelhos, sendo que o U se concentra em ambientes marinhos e o Th em ambientes deposicionais terrestres.

Quando as rochas são afetadas por hidrotermalismo, através do processo de oxidação, o U torna-se solúvel e pode ser removido da rocha original. Nesse caso, a relação entre o U e o Th se altera, possibilitando investigar esse tipo de processo.

Em relação às rochas metamórficas em geral, a literatura pesquisada não mostrou quais seriam os processos que alterariam as proporções dos elementos radioativos. No entanto, Vasconcellos *et al.* (1994) afirma que as proporções dos elementos radioativos não se alteram com a atuação de processos metamórficos de baixo grau, que é o processo predominante na área do estudo.

3.3.4- A Radiometria Aplicada ao Mapeamento

Conforme foi mostrado no item anterior, diferentes rochas podem conter diferentes concentrações de elementos radioativos. Dessa forma é possível mapear as rochas, desde que elas apresentem contrastes dos elementos radioativos na sua composição química.

O levantamento aéreo radiométrico possibilita investigar, com relativa rapidez, a distribuição espacial de rochas em extensas áreas, devido ao seu relativo baixo custo e rapidez no levantamento.

3.4 - MAGNETOMETRIA

A magnetometria é o método geofísico que investiga anomalias localizadas no campo magnético terrestre, causadas por minerais magnéticos presentes nas rochas. Os minerais magnéticos mais comuns são a magnetita, a pirrotita e ilmenita.

A observação do comportamento dos materiais magnéticos nas rochas perde-se no tempo. Alguns escritos indicam observações na China, datando alguns séculos depois de Cristo. Séculos depois, Willian Gilbert apresentou, em uma base científica, que a Terra se comportava como um grande ímã.

A utilização do método magnético para a prospecção geológica foi primeiramente empregado na Suécia, por volta de 1640, para a localização de depósitos de ferro. O método era rudimentar e consistia em observar variações na declinação de uma bússola de navegação.

Atualmente, o método geofísico de magnetometria é amplamente utilizado para a prospecção de depósitos de minerais e estruturas geológicas, tais como contatos e falhas. Trata-se de um método de baixo custo e elevada rapidez de levantamentos.

3.4.1 – Fundamentos da Magnetometria

O magnetismo é o fenômeno físico que consiste nas forças de atração e repulsão exercidas por certos metais, como o ferro, o cobalto e o níquel, devido à presença de cargas elétricas em movimento.

Os estudos de Oersted (1777 – 1851) mostraram que o fenômeno magnético está intimamente ligado à eletricidade. Ele mostrou que a corrente elétrica era capaz de produzir efeitos magnéticos. Outros cientistas também estudaram os efeitos magnéticos da eletricidade, e então se estabeleceu o princípio básico dos fenômenos magnéticos: *quando duas cargas estão em movimento aparece entre elas uma força que é a força magnética*. Ou, em outras palavras, *uma carga em movimento cria no espaço em torno dela um campo magnético, o qual atua sobre outra carga em movimento* (Máximo e Alvarenga 1997). A força magnética entre dois pólos (p_1 e p_2), separados à distância r , com vetor unitário entre p_1 e p_2 igual a \hat{i} , num meio de permeabilidade magnética μ é dada pela equação:

$$\vec{F} = \left[\frac{p_1 p_2}{\mu r^2} \right] \vec{i}$$

O campo magnético que atua sobre uma partícula pode ser descrito pelo vetor campo magnético, (ou vetor indução magnética), que pode ser utilizado para caracterizar o campo magnético

em qualquer ponto do espaço. Denomina-se campo magnético (\vec{H}) à perturbação sofrida pelo espaço próximo a uma dessas fontes magnéticas:

$$\vec{H} = \frac{\vec{F}}{p_2} = \left[\frac{p_1}{\mu r^2} \right] \vec{i}$$

A estrutura elétrica mais simples que se pode conceber é uma carga isolada, de modo que duas cargas de sinais contrários formam um dipolo elétrico, caracterizado por um momento de força ou magnitude física equivalente à que provoca o giro de uma barra rígida apoiada em um ponto fixo. Por analogia, definem-se os dipolos magnéticos, formados por dois pólos (norte e sul) que geram perturbações específicas acentuadas a seu redor, as quais se transmitem ininterruptamente entre ambos. A inexistência, porém, desses pólos magnéticos isolados constitui um dos aspectos fundamentais da ciência do magnetismo.

Em escala microscópica, o campo magnético mais simples é o produzido pelo movimento de rotação dos elétrons em torno de si mesmos. Esse fenômeno, conhecido como *spin*, é representado na física quântica pelos números $+1/2$ e $-1/2$, de acordo com o sentido do giro do elétron.

Essa definição refere-se ao campo gerado por apenas uma partícula, de massa ou volume desprezíveis. A magnetização M representa uma quantidade vetorial macroscópica, por unidade de volume:

$$\vec{M} = \lim_{\Delta V} \frac{1}{\Delta V} * \sum_{i=1}^{\infty} \vec{m}_i$$

Onde: m_i é o momento magnético do átomo índice i e ΔV é o volume ocupado pelo átomo.

M também pode ser escrito em função de um campo magnético externo (\vec{H}) e da susceptibilidade magnética do material (k):

$$\vec{M} = k \vec{H}$$

A unidade fundamental de indução magnética no sistema internacional é o *tesla*, equivalente à unidade de força definida por unidade de carga e de velocidade. O *Gauss* representa um dez mil avos do tesla e constitui a unidade básica no sistema CGS.

Também relevante no estudo do magnetismo é o chamado fluxo magnético, representado graficamente por linhas de indução através das quais se define a unidade de fluxo. Assim, um campo magnético de indução de um tesla é representado como uma linha de indução por metro quadrado,

denominada *weber*. A indução corresponde ao fluxo por unidade de superfície perpendicular ao campo e é também chamada densidade de fluxo.

3.4.2– Magnetismo Terrestre

O campo magnético terrestre, detectável por uma simples bússola, possui duas peculiaridades: sua irregularidade, dependente da latitude; e sua mudança gradual no tempo, consequência da variação contínua do eixo magnético. Segundo a teoria dinâmico-magnética, a origem do magnetismo terrestre está nas correntes elétricas do núcleo metálico do planeta, e sua variabilidade indica que esse núcleo encontra-se em movimento, de modo que o metal fundido assume o papel de espirais condutoras que criam campos magnéticos.

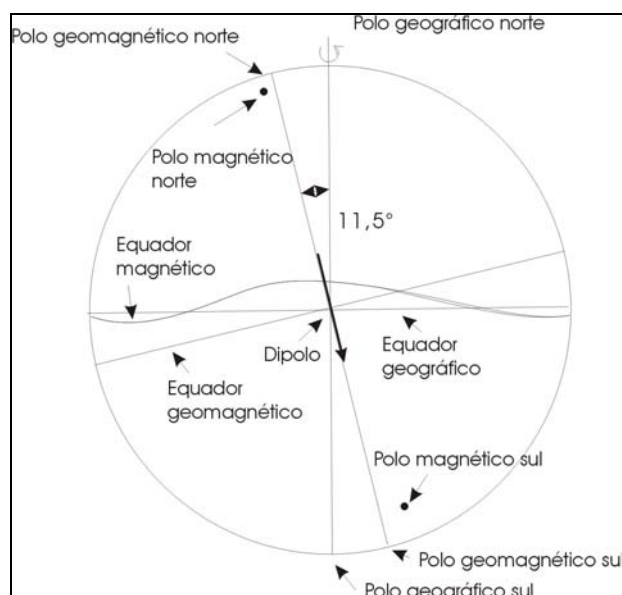


Figura 3.2: Posicionamento atual do campo magnético principal da Terra, em relação aos polos geográficos. (Fonte: Luiz & Silva, 1995)

O campo magnético da Terra é composto por três partes. O campo principal ou maior, que apresenta variação relativamente lenta e tem origem nas movimentações dos metais em estado líquido no interior da Terra; o campo secundário ou menor, que apresenta variações a uma taxa mais elevada e origina-se fora da Terra; e as variações espaciais do campo maior, que são aproximadamente constantes no tempo e espaço, e são causadas por anomalias magnéticas na crosta da Terra. Essas variações do campo maior são os alvos da prospecção pelo método magnético.

O campo magnético principal da Terra pode ser caracterizado em qualquer ponto da superfície da Terra pelos seguintes elementos: componente horizontal, componente vertical, ângulo de inclinação com um plano horizontal e o ângulo de declinação, que consiste no ângulo entre a componente

Braga, S. C. M., 2006 Modelagem Estrutural e geofísica da Porção Centro-Norte do Sinclinal Moeda.

horizontal e o norte geográfico (Fig. 3.2) desde que não se tenha nenhuma interferência causada por anomalias magnéticas nas rochas.

Conforme apontam os estudos realizados no campo magnético da Terra em aproximadamente 400 anos (Telford *et. al.* 1990), o campo principal apresenta uma lenta variação, com o passar do tempo, em relação aos pólos geográficos, denominada variação secular. Atribui-se essa variação a mudanças nas correntes de convecção no interior da Terra.

A quase totalidade do magnetismo terrestre restante está relacionada a correntes elétricas nas camadas ionizadas da Terra em relação a corpos celestes exteriores. Essas variações secundárias apresentam maior velocidade do que as variações do campo principal. Os seus principais efeitos são: variações cíclicas de aproximadamente 11 anos, correlacionada a variações da atividade solar; variação lunar, com período de 25 horas, gerada pela interação entre a lua e a ionosfera; tempestades magnéticas, que se apresentam em ciclos irregulares de aproximadamente 27 dias e que estão associadas às explosões solares (essa atividade gera as auroras boreal e austral, cujo efeito é o surgimento de luminosidades coloridas no céu, próximas aos pólos); variação diurna, causada pela interação da ionosfera com os ventos solares, apresenta período de aproximadamente 24 horas, e varia também de acordo com a latitude e com as estações do ano.

As perturbações geradas no campo principal são causadas pela interação deste com as rochas que contém mineral magnético. Essas anomalias locais são os alvos da prospecção geomagnética. Os minerais magnéticos que ocorrem nas rochas são muito poucos em número de espécies, e basicamente se restringem à magnetita e pirrotita, devido ao volume presente nas rochas.

Para a obtenção da anomalia local, são retiradas matematicamente todas as interferências externas, e posteriormente retira-se o campo magnético principal.

Esse campo magnético principal possui uma representação teórica denominada IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*). O IGRF consiste em um campo calculado a partir de medidas efetuadas em diversas localidades do planeta, e por satélites, revisado de tempos em tempos. Esse valor é utilizado como referência para os levantamentos magnetométricos. Ao efetuar uma subtração do IGRF do valor total do levantamento, obtém-se o valor da anomalia local.

3.4.3 – Magnetismo das Rochas e Minerais

A física considera a existência de três tipos de material, segundo seu comportamento na presença de campos magnéticos externos: (1) substâncias ferromagnéticas, como o ferro, o cobalto e o níquel, e as ligas, minerais e derivados desses elementos, que ficam permanentemente imantadas ainda que se retire o agente causador do campo; (2) substâncias paramagnéticas, que apresentam uma

imantação temporária e tênue, que desaparece ao eliminar-se o campo; (3) substâncias diamagnéticas, que são repelidas pelos ímãs de forma indiscriminada.

A explicação desses comportamentos é dada pela física microscópica, segundo a qual a maioria das substâncias apresenta diamagnetismo ou atividade magnética nula na ausência de perturbações externas. O ferromagnetismo e o paramagnetismo são fenômenos determinados pela existência prévia de uma orientação generalizada dos campos magnéticos eletrônicos ou *spins*, que se reforça temporária ou permanentemente sob a influência dos ímãs.

A magnetização observada nas rochas depende do volume de minerais magnéticos presentes em sua composição e do seu processo de formação. A magnetização de uma rocha pode ser de dois tipos: a magnetização induzida, que é provocada pelo campo magnético atual da Terra, atuando em minerais paramagnéticos; e a magnetização residual remanescente ou remanente, que a rocha adquire durante a sua formação (rochas ígneas e sedimentares) ou transformação (rochas metamórficas), geralmente associada a materiais ferrimagnéticos.

Os principais processos de geração da magnetização residual remanescente são:

1 – magnetização termoremanescente, que ocorre quando o material magnético é resfriado abaixo da temperatura de Curie (550 °C), na presença de um campo magnético externo. O campo externo (campo magnético Terrestre) faz com que os minerais ferrimagnéticos fiquem orientados enquanto a rocha esfria, e assim, um mineral magnético não anula outro. Esse é o principal mecanismo de geração de magnetismo em rochas ígneas;

2 – magnetização detritica, que ocorre durante o processo de deposição de partículas de granulometria fina. As partículas de granulometria fina se depositam lentamente, permitindo que os grãos magnéticos se orientem de acordo com o campo magnético externo. Esse é o mecanismo de geração do magnetismo remanescente de rochas sedimentares de granulometria fina (argilitos);

3 – magnetização química, que ocorre quando os grãos de minerais magnéticos aumentam seu tamanho ou são transformados em outros em processos cuja temperatura não atinge o ponto de Curie. Esse processo ocorre na formação de rochas sedimentares químicas e também em processos metamórficos;

4 – magnetização viscosa, que é produzida quando uma rocha é submetida ao campo terrestre por um longo período;

5 – magnetização piezo-remanescente, que ocorre quando a rocha é submetida ao campo magnético terrestre e a elevadas pressões. Esse tipo de magnetização relaciona-se a processos tectônicos.

3.4.4 – Susceptibilidade Magnética de Rochas e Minerais

A susceptibilidade magnética de uma rocha é uma propriedade intrínseca ao material, ou seja, à composição da rocha. Quanto maior for a susceptibilidade magnética de um material, mais intensa será a sua magnetização, quando exposto a um campo magnético constante. A susceptibilidade magnética é constante para alguns materiais e variável, de acordo com a intensidade do campo magnético, para outros materiais.

Considerando que os minerais ferrimagnéticos, principalmente a magnetita, são as maiores causas das anomalias magnéticas, pode-se estabelecer uma relação quantitativa entre o valor da susceptibilidade magnética de uma rocha e o seu teor de magnetita: $k = 0.3 p$, onde p é a porcentagem em volume de magnetita na rocha. Os valores de susceptibilidade magnética das rochas são adimensionais.

Embora cada tipo de rocha possa apresentar diferentes valores de susceptibilidade magnética, é possível listar uma faixa para cada tipo de rocha (tabela 3.2). Em geral, as rochas sedimentares e as rochas ígneas ácidas apresentam baixos valores de susceptibilidade e rochas ígneas básicas apresentam valores elevados.

Tabela 3.2: Valores de susceptibilidade magnética de alguns exemplos de rochas, no sistema cgs. (Telford *et. al* 1990):

Rochas	Varição	Média
Dolomita	0-75	10
Calcário	2-280	25
Arenito	0-1660	30
Folhelho	5-1480	50
Anfibolito	-	60
Xisto	25-240	120
Filito	-	130
Gnaisse	10-2000	-
Quartzito	-	350
Ardósia	0-3000	500
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

3.4.5 – Levantamento Magnetométrico

O mapeamento magnetométrico pode ser feito com levantamentos aéreos, terrestres e marinhos, conforme a escala de interesse. Os mapeamentos aéreo e terrestre são os mais utilizados, sendo que o aéreo é utilizado para a cobertura de grandes áreas e alvos profundos, enquanto que o levantamento terrestre é mais utilizado para detalhamento de uma área prospectada e para o estudo de corpos de menor porte e profundidade. O levantamento por meio de embarcações não é muito utilizado, pois torna o processo lento e mais caro.

O objeto de investigação das prospecções magnetométricas são corpos magnéticos (com algum teor de magnetita). Esses corpos produzem um campo magnético que interfere no campo magnético terrestre. Essa interferência pode ser positiva, quando o campo do corpo magnético tem o mesmo sentido do campo terrestre, ou negativa quando o sentido do campo do corpo é contrário ao sentido do campo terrestre.

Isso implica dizer que a direção do campo de magnetização da rocha é tão importante quanto a latitude magnética em que esse corpo se encontra, já que a anomalia do corpo depende das duas variáveis.

Dessa forma, um corpo pode apresentar duas anomalias, uma positiva e outra negativa, dependendo da sua geometria e posição espacial, ou seja, a anomalia magnética de um corpo é dipolar. Esse fato torna a interpretação das anomalias magnéticas mais complexas do que, por exemplo, das anomalias gravimétricas, que são monopolares.

3.4.6 – Aquisição de Dados

O aparelho de aquisição de dados magnéticos denomina-se magnetômetro. Existem basicamente dois tipos de magnetômetros, segundo Musset & Khan (2001): o magnetômetro de precessão de prótons e o magnetômetro *fluxgate*. O primeiro mede a intensidade do campo total terrestre, e o segundo fornece uma componente do campo, ao longo do eixo do sensor. Existem ainda instrumentos que medem a susceptibilidade magnéticas das rochas e também a magnetização remanescente, constituindo grandes aliados na interpretação dos dados magnéticos.

Quando o levantamento magnetométrico é realizado empregando-se um avião, tem-se o levantamento aeromagnetométrico. Esse tipo de levantamento tem a vantagem de poder prospectar áreas grandes e inacessíveis, de forma rápida e relativamente barata. Esse tipo de levantamento é adequado para escalas menores de levantamento, tais como mapeamentos regionais.

O levantamento magnetométrico necessita de que se tome um cuidado especial. Devido ao fato de os objetos metálicos, expostos ao campo terrestre apresentarem um campo induzido, é necessário que se afaste o máximo possível os objetos metálicos. Para o levantamento terrestre, por exemplo, o operador do magnetômetro não deve portar objetos metálicos, tais como bússola, canivete, moedas, etc. Já para o levantamento aéreo, é necessário evitar que o equipamento sofra interferência da aeronave empregada. Para isso, o magnetômetro deve ser levado fora do avião, em um cilindro não metálico, preso à aeronave por um cabo.

A altura do levantamento aéreo deve ser escolhida de acordo com as dimensões do alvo prospectado e a profundidade desejada. Quanto mais alto o vôo, mais profundas serão os alvos que causam as anomalias observadas. Porém, os alvos de pequeno porte e superficiais serão perdidos.

O vôo consiste em linhas paralelas, com espaçamento que pode variar de 100 metros a alguns quilômetros, com linhas de controle com maior espaçamento, conforme ilustra a figura 3.3. Geralmente, as linhas de vôo são ortogonais ao trend geológico da área e a altura de vôo é mantida constante e controlada por aparelhos de precisão.

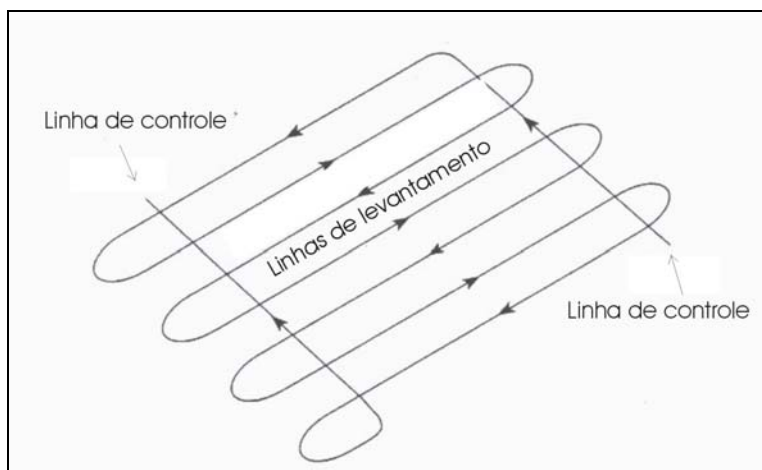


Figura 3.3: Exemplo de esquema de levantamento aéreo e das linhas de controle. (Mod. de Luiz e Silva 1995)

3.4.7 – Tratamento dos Dados Magnetométricos

Os dados obtidos do levantamento magnetométrico necessitam tratamentos com o objetivo de eliminar variações do campo magnético que não tenham sido geradas por causas não geológicas. Na magnetometria são realizadas três tipos de correções: correção da variação diurna, correção de altura de vôo (para aerolevantamentos), correção topográfica e remoção do IGRF.

A remoção do IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*), que é uma representação do campo magnético terrestre total, é o tratamento mais importante, e deve ser realizada em levantamentos de longa duração, para a obtenção de dados corretos. A remoção do IGRF permite identificar as anomalias mais locais, ou seja, aquelas causadas por corpos magnéticos.

A variação diurna, conforme foi visto anteriormente, é causada pela interação da ionosfera com os ventos solares. No caso de levantamentos aéreos, a correção da variação diurna pode ser feita voltando o magnetômetro a uma estação inicial periodicamente, ou então manter um segundo magnetômetro em funcionamento em uma base fixa, para a verificação da variação ocorrida durante o levantamento de dados.

A topografia pode alterar os dados magnetométricos levantados. Como os levantamentos aéreos são feitos com uma altura de vôo constante em relação ao nível do mar, quando o avião sobrevoa uma região alta, uma serra, por exemplo, o alvo fica mais próximo do aparelho medidor, aumentando a intensidade do alvo. A correção pode ser feita quando se conhece a topografia, e os dados são reduzidos a uma superfície paralela ao terreno prospectado. Caso as rochas aflorantes apresentem fraca magnetização, a correção topográfica não se faz necessária.

Depois de efetuadas as correções acima citadas, o dado magnetométrico encontra-se em seu estado bruto, ou seja, ele é o valor lido de magnetismo em cada ponto amostrado. Nesse ponto, ele está pronto para ser estudado, mas algumas transformações para ressaltar determinados aspectos geológicos podem ser feitas, conforme descrevem os tópicos a seguir.

3.4.8 – Filtragem dos Dados Magnetométricos

Os dados magnetométricos podem ser filtrados e processados, de forma a ressaltar diferentes aspectos das anomalias e retirar ruídos. A filtragem consiste em selecionar faixas de frequência do sinal analítico, de acordo com as Transformadas de Fourier (Winograd 1978, McClellan & Nawab 1979, Blakely 1996), para o programa *Geosoft/MAGMAP*. Cada faixa de frequência corresponde a uma profundidade, sendo que quanto menor a frequência, maior é a profundidade do alvo que a causou.

Desta forma, os principais filtros utilizados no processamento dos dados magnéticos são baseados na análise da frequência da onda eletromagnética emitida pela anomalia pesquisada. Os principais filtros são: gradiente vertical, gradiente horizontal, passa alta, passa baixa, passa banda, continuação para cima, derivadas em X, Y e Z, dentre outros.

No presente trabalho, utilizou-se o filtro da segunda derivada, um filtro direcional capaz de ressaltar as anomalias locais e mais rasas, eliminando as anomalias causadas por fontes mais profundas.

3.4.9 - Deconvolução de Euler

A deconvolução de Euler é um método matemático que visa a homogeneização das soluções de um sistema de equações com múltiplas soluções. O método consiste em homogeneizar as respostas efetuando comparações de respostas em grupos, denominados de janelas.

Para a magnetometria, a deconvolução de Euler pode ser aplicada quando se deseja saber a estimativa da profundidade do topo do corpo que causa a anomalia magnética captada em uma determinada área ou perfil. O método matemático estuda as diversas soluções e oferece como resposta o conjunto de soluções mais coerentes entre si.

No presente trabalho, empregou-se a deconvolução de Euler para obter a estimativa da profundidade do topo dos corpos que causam as anomalias magnéticas em um perfil. Essas anomalias correspondem a contrastes de magnetização dos corpos e podem ser representadas pela distribuição de pólos magnéticos nos seus limites. A intensidade da anomalia magnética de um arranjo de pólos ou dipolos magnéticos apresenta um decaimento característico de acordo com a distância.

O campo magnético produzido pela distribuição de pólos magnéticos pode ser escrito pela equação:

$$F(x, y, z) = \frac{M}{r^n}$$

Onde $r = \sqrt{(y^2 + z^2 + x^2)}$, M é proporcional à magnetização e N é o índice estrutural, que corresponde a um modelo de geometria e que pode assumir valores entre zero e três.

O campo magnético devido a uma carga pontual, tal como um pólo ou um dipolo, na posição (x_0, y_0, z_0) é dado por:

$$\Delta T(x, y) = f((x-x_0), (y-y_0), z_0);$$

a função $f(x, y, z)$ será homogênea no grau n se:

$$f(t_x, t_y, t_z) = t^n f(x, y, z);$$

e satisfaz a equação de Euler (Thompson 1982), dada por:

$$x \left(\frac{\partial f}{\partial x} \right) + y \left(\frac{\partial f}{\partial y} \right) + z \left(\frac{\partial f}{\partial z} \right) = -nf$$

Dessa forma, a equação do campo magnético devido a uma carga pontual pode ser escrita da seguinte forma:

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

O programa *Euldep*, (Durrheim & Cooper, 1998), utiliza dados de perfis, então a variação do campo magnético no eixo Y é considerada nula, e o campo total pode ser considerado como a somatória do campo regional e da anomalia devido a uma carga pontual:

$$T(x) = \Delta T(x) + B;$$

Onde B é o campo regional.

Assim, a equação do campo magnético devido a uma carga pontual pode ser reescrita:

$$x_0 \frac{\partial T}{\partial x} + z_0 \frac{\partial T}{\partial z} + nB = x \frac{\partial T}{\partial x} + NT$$

Dessa forma, a posição x_0 , a profundidade z_0 e o nível da anomalia base B de uma fonte magnética específica podem ser encontrados se o campo magnético total e as componentes horizontais e verticais são conhecidos em três pontos ao longo do perfil. Devido ao fato de que os corpos magnéticos reais serem mais complexos do que monopolos ou dipolos isolados, e devido ao fato de que os dados sempre apresentam ruídos, sete dados são avaliados. Com isso, aumenta o número de equações a serem resolvidas pelo método de inversão por mínimos quadrados, utilizando o sistema de matrizes:

$$S = (A^T A)^{-1} A^T G$$

Onde A é uma matriz 7×3 , que contém dados das componentes horizontais e verticais de sete pontos do perfil e os índices estruturais. G é uma matriz que contém os dados $\Delta T(x) + B$. S é a matriz solução que contém os dados das profundidades e as posições horizontais das soluções. A janela de sete pontos é movida ao longo do perfil, resolvendo x_0 , z_0 e B para cada posição do perfil, resultando pontos de soluções para cada ponto do perfil.

Assim, a deconvolução de Euler fornece uma rápida estimativa da localização e da geometria das fontes anômalas a partir de dados potenciais.

Vale ressaltar que o método é matemático e fornece as melhores soluções para um determinado conjunto de variáveis, e não leva em consideração nenhum critério geológico. Devido a esse fato, para que o método tenha viabilidade geológica, é necessário um conhecimento prévio do arcabouço geológico da região estudada, de forma a compatibilizar e identificar as anomalias obtidas com o método.

3.4.10 - Índice Estrutural (i.e.)

Os corpos de diferentes formas, em diferentes orientações, latitudes e profundidades produzem diferentes anomalias no campo magnético. Os formatos dos corpos geológicos são geralmente complexos, mas a descrição de anomalias de corpos teóricos simples (modelos) é de grande utilidade para a interpretação dos dados magnetométricos. Segue abaixo a descrição de quatro modelos que podem representar a maioria das formas apresentadas por corpos geológicos, denominados índices estruturais, e que são utilizados pela Deconvolução de Euler executada pelo programa Euldep, segundo Durrheim & Cooper (1998):

a) linha de monopolos (Modelo: diques - **i.e. = 1**)

O modelo de linhas de monopolos é utilizado para representar estruturas bidimensionais, ou seja, com duas dimensões muito maiores que uma terceira, ocupando uma posição muito próxima da ortogonal ao campo magnético terrestre. Em altas latitudes, o modelo pode representar estruturas com grandes extensões em profundidade, tais como diques ou zonas de cisalhamento ou falhas, com mergulhos próximos da vertical. Em regiões de baixas latitudes, as linhas de monopolos podem representar corpos de grandes extensões superficiais, com atitudes horizontais a sub-horizontais, e de pequenas espessuras, tais como derrames vulcânicos (Fig. 3.5).

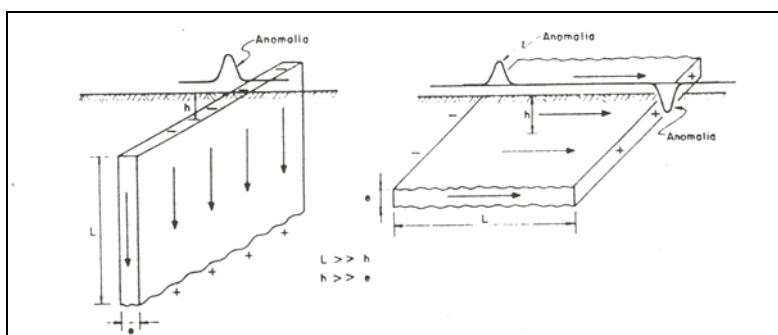


Figura 3.4: Anomalias produzidas por linhas de monopolos. (Fonte: Luiz & Silva, 1995)

b) monopolo (Modelo: contatos - **i.e. = 2**)

O monopolo é um modelo que representa um corpo tridimensional com duas dimensões muito menores que a terceira. Um monopolo na natureza não existe, mas se a distância entre os dois pólos é muito grande, podemos considerar que um pólo não influencia o outro. Esse corpo pode ser comparado, por exemplo, com veios ou chaminés vulcânicas. As anomalias magnéticas produzidas por corpos com geometria semelhante podem ser observadas na figura 3.4 abaixo:

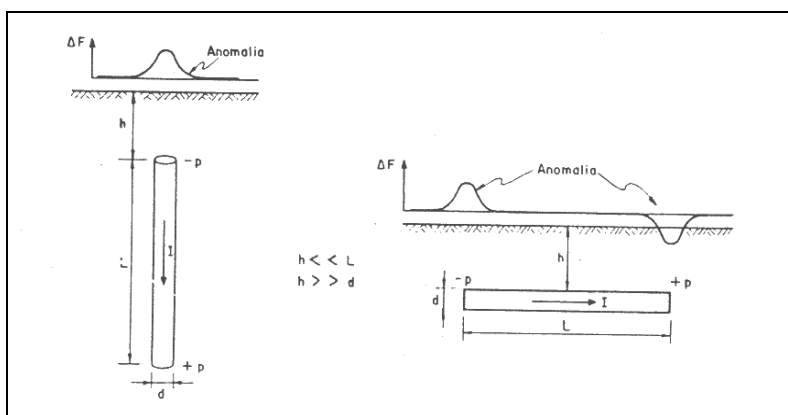


Figura 3.5: Anomalias produzidas por monopolos (Fonte: Luiz & Silva, 1995)

c) linha de dipolos (Modelo: cilindros - **i.e. = 2**)

O modelo linha de dipolos serve para representar estruturas geológicas que se encontram em elevadas profundidades, e que apresentam duas dimensões menores do que uma terceira, que ocupa a posição horizontal (Fig. 3.7). A linha de dipolos pode representar, por exemplo, estruturas horizontais cilíndricas, tais como dobras de escala regional.

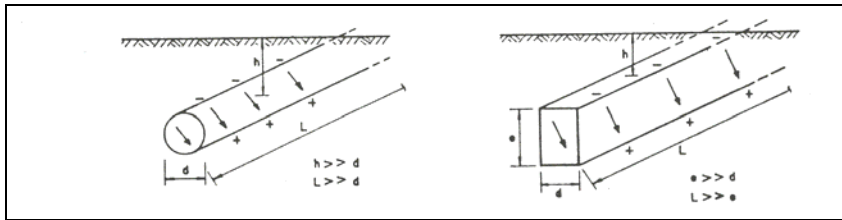


Figura 3.6: Exemplos de corpos que produzem anomalias que podem ser representadas por linha de dipolos. (Fonte: Luiz & Silva, 1995)

d) dipolo (Modelo: prisma - **i.e. = 3**)

O modelo de dipolo serve para representar corpos magnéticos tridimensionais de pequenas dimensões, em relação à escala do levantamento, e que apresentam inclinação qualquer. O dipolo pode representar, como exemplo, corpos mineralizados aproximadamente equidimensionais, tais como *pods* de magnetita. A figura 3.6 abaixo mostra um exemplo de anomalia magnética produzida por um corpo com índice estrutural igual a 3.

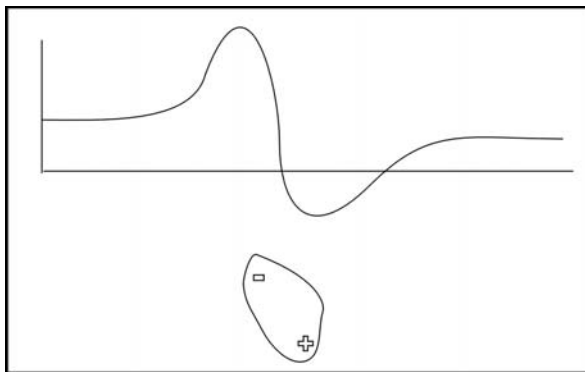


Figura 3.7: Exemplo de anomalia produzida por dipolo (mod. de Musset & Khan 2001)

CAPÍTULO 4

BALANCEAMENTO DE SEÇÕES

4.1- INTRODUÇÃO

Perfis geológicos são construídos para auxiliar na compreensão do arcabouço geológico e nas feições representadas em mapas geológicos. Fornecem a interpretação das estruturas em profundidade, ou acima da linha de erosão, e são importantes para o entendimento da evolução tectônica e/ou para o conhecimento da potencialidade em recursos econômicos.

A construção de uma seção, (ou perfil geológico), consiste na projeção e na interpolação dos dados aferidos na superfície do terreno, para o subsolo. Este procedimento é na maioria das vezes interpretativo, considerando-se que os dados de subsuperfície são de difícil acesso. Para minimizar o erro, derivado dessas interpretações, os pesquisadores têm buscado critérios geométricos para a construção de perfis. Entre estes os mais utilizados são os métodos *kink* e *Busk*. Para aumentar a confiabilidade dos perfis as seções podem ser avaliadas por meio do balanceamento de perfis.

O balanceamento tem por objetivo testar a viabilidade geométrica de perfis estruturais construídos a partir de dados de campo e de geofísica. Constitui-se basicamente na interpretação dos dados disponíveis, na construção do perfil e na restauração da seção até o seu estado indeformado. Aplica-se, preferencialmente, ao estudo de estruturas de níveis crustais rasos (cinturões compressivos e extensivos) e permite o cálculo da magnitude da deformação envolvida (encurtamento ou extensão).

É uma ferramenta importante não só em investigações acadêmicas como tem demonstrado grande valor na interpretação e análise de bacias sedimentares, na pesquisa de petróleo, assim como na análise metalogenética de cinturões deformados, em geral. Foi desenvolvida na década de 60 por geólogos de companhias petrolíferas, como uma técnica manual, e sofreu um grande avanço a partir do progresso da computação eletrônica e do desenvolvimento de *softwares* para a digitalização, armazenamento e manipulação dos dados.

Um perfil balanceado não representa a única interpretação possível, pois existem várias soluções geometricamente válidas para cada seção geológica. No entanto, constitui uma seção dita *admissível* e *viável*. A seção *admissível* é aquela cujas estruturas são coerentes com um determinado ambiente geológico, já a seção *viável*, um perfil que foi restaurado à sua posição pré-deformação. A retrodeformação permite verificar se a geometria das falhas antes da deformação era coerente, se ocorreram mudanças bruscas na espessura das camadas e se houve superposição de escamas de falhas ou espaços vazios, no perfil. Além disto, avalia se o comprimento e/ou a área das camadas foi conservado, caso tenha ocorrido uma variação de tais parâmetros, se foi consistente.

A elaboração de uma seção balanceada constitui um processo iterativo. Após a construção da seção admissível o perfil é submetido à restauração de camadas. Se a retrodeformação for geometricamente possível, a seção original é admissível e viável, ou seja, balanceada; caso contrário, volta-se à seção original e efetuam-se as correções necessárias. Em seguida repete-se o processo de restauração e verifica-se o resultado. Este procedimento continua até a obtenção de perfis perfeitamente balanceados.

O conceito de balanceamento estrutural remonta do início do século passado, mas apenas na década de 60, com novas e promissoras perspectivas para a indústria do petróleo, retomou-se esta técnica como ferramenta de trabalho. Em um trabalho clássico Dahlstrom (1969) apresenta as regras básicas do balanceamento estrutural, posteriormente aprimoradas por Woodward & Boyer (1985), Marshak & Mitra (1988), Tearpock & Bischke (1990) e Groshong (1999), entre outros.

Segundo Dahlstrom (1969), a construção de um perfil balanceado deve respeitar três princípios básicos:

- 1) ser paralela ao transporte tectônico;
- 2) conservar a área (volume) das rochas; e
- 3) conservar o comprimento das camadas.

O sucesso do balanceamento estrutural depende de um bom conhecimento da estratigrafia regional e da geologia estrutural. Este fato dificulta a sua aplicação a terrenos pré-cambrianos, polideformados, sendo empregado com maior frequência em cinturões compressivos e distensivos, fanerozóicos. No presente trabalho a técnica do balanceamento estrutural foi empregada em um terreno proterozóico, para o qual se dispunha de dados estruturais de campo e também utilizou-se dados aerogeofísicos magnéticos e gamaespectrométricos, o que facilitou o trabalho.

Uma possível limitação para o emprego do balanceamento de seções diz respeito à deformação plástica dos corpos rochosos, envolvendo por exemplo, o desenvolvimento de clivagem de rocha por dissolução por pressão, a formação de dobras secundárias e a deformação plástica de grãos minerais ou seixos de conglomerados. Estes fatores devem ser discutidos caso a caso, quando ocorrem.

4.2- PROCEDIMENTOS

4.2.1 Construção da seção geológica

Para realizar o balanceamento de um perfil geológico-estrutural, a sua construção deve seguir os seguintes passos:

- 1) Compilação dos dados disponíveis. Este procedimento inclui as informações de superfície (mapas) e subsuperfície (geofísica e poços). Para aumentar o acervo de informações ao longo de um

perfil, no mapa, adota-se o método de transferência dos dados por domínios estruturais (Groshong 1999). Este método permite transferir para a linha do perfil os dados de superfície de áreas próximas.

2) Escolha da linha da seção geológica (no mapa.) A linha ideal para a construção de um perfil geológico é aquela que contém a menor complicação estrutural e o maior número de informações possíveis. Além disto, é importante lembrar que o perfil deve ser ortogonal à direção das estruturas geológicas, na qual não tenha ocorrido nem perda e nem ganho de material rochoso, por falhas de rasgamento ou de transferência.

3) Construção do perfil. Recomenda-se, inicialmente, lembrar que a construção do perfil é interpretativa e, assim, permite várias soluções. Os perfis são construídos preferencialmente em seções verticais. No entanto, quando os eixos das dobras apresentam alto ângulo de caimento o perfil ideal é ortogonal ao eixo, constituindo uma seção inclinada. Desta forma a distorção dos elementos estruturais será menor e o estilo dos dobramentos e a espessura estratigráfica serão representados de maneira mais fidedigna.

Os métodos *Busk* e *Kink* são os mais adequados para a construção de perfis que requerem métodos geométricos para a interpolação e extrapolação de dados, para cima e para baixo do nível topográfico. Entretanto, o mais utilizado para a construção de seções balanceadas é o método *Kink* que assume camadas de espessura constante e dobras com flancos retos. A construção de dobras, com segmentos retos e charneira angular, facilita o trabalho da restauração de seções quando se emprega tanto o princípio da constância do comprimento de linhas quanto o da conservação de área. A principal crítica a este método, porém, é que nem todas as rochas formam dobras angulares, no entanto em escala regional esta simplificação é viável.

O princípio básico do método *Kink* consiste em definir 'domínios de mergulho', e, entre dois 'domínios de mergulho', construir a bissetriz, que é denominada de 'plano *kink*' (Fig. 4.1). Ao estender o 'plano *kink*' das dobras em profundidade, e, para cima do nível topográfico, é possível completar a construção das estruturas através do perfil.

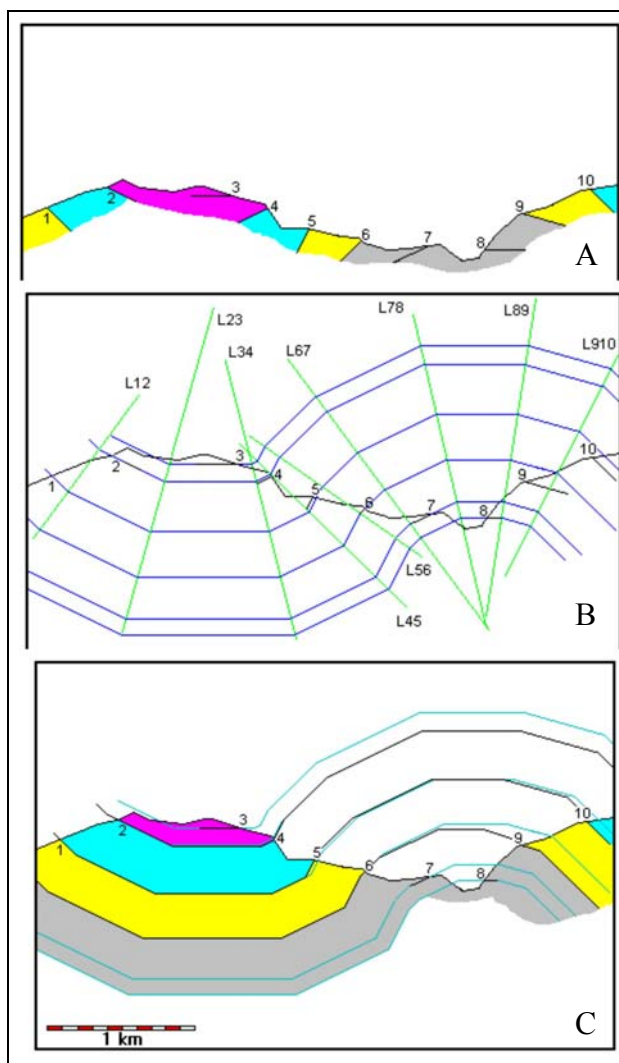


Figura 4.1: (A) O perfil topográfico, com a representação da estratigrafia e do mergulho das camadas. (B) A construção das dobras pelo método *kink*; as linhas verdes representam os 'planos kink' e a região entre duas linhas verdes, o 'domínio de mergulho'. (C) O perfil estrutural ao final da construção. Extraído de <http://www.uwgb.edu/dutchs/STRUCTGE/SL162KinkMethod.HTM>

4.2.2. Restauração de seções geológicas

Atualmente o processo de restauração vem sendo feito por meio de programas de computador, por exemplo, o 'Gocad' (Ecole Nationale Supérieure de Géologie de Nancy, da França), o '2D e 3DMove' (Midland Valley Exploration Ltd, da Grã-Bretanha) e o 'GeoSec2D e 3D' (Paradigm Geophysical). Todos os programas permitem que se escolha um dos quatro modelos deformacionais descritos por Groshong (1999):

- a. *Restauração de corpo rígido*: emprega-se este método quando a seção geológica é formada por blocos sem deformação interna, limitados por falhas, comuns em sistemas extensionais. A restauração desse modelo é efetuada a partir de translações e rotações dos blocos, removendo os rejeitos das falhas e rotacionando as camadas de rocha até a sua

posição original, geralmente horizontal. Este método não é indicado para a restauração de dobras.

- b. *Restauração de deslocamento por flexura (flexural-slip)*: aplica-se a seções geológicas que mostram deformação acomodada por deslizamentos paralelos às camadas de rocha, que ocorrem geralmente em sistemas compressivos com geração de dobras. Este processo de deformação assume que a espessura das camadas não varia durante a deformação. A restauração desse modelo consiste em medir os comprimentos das camadas no estado deformado e transferi-los para uma base onde serão representados em camadas planas.
- c. *Restauração por cisalhamento simples*: de acordo com este modelo, a deformação de uma seção geológica pode ser decomposta em um número infinito de camadas planas e paralelas que deslizam umas contra as outras. A restauração desse modelo consiste em deslocar as camadas de um horizonte-guia para um nível de referência (*datum*). Este método é indicado para áreas com estudos de sondagens, alinhados, que apresentam um horizonte-guia conhecido em todos os furos.
- d. *Restauração por área*: processo indicado quando as estruturas deformadas exibem variações do comprimento e espessura das camadas. O método baseia-se na conservação da área da seção. Para isso procura-se um local onde as espessuras estratigráficas não foram alteradas e transferindo-as para a seção a ser restaurada. Ao final do procedimento a área ocupada pela seção restaurada deverá ser a mesma da seção em seu estado deformado.

Problemas alheios à vontade da presente autora não permitiram que se trabalhasse, durante o desenvolvimento desta dissertação, com o programa GeoSec2D, como inicialmente planejado. Assim, os perfis foram retrodeformados de forma mais simples, usando o programa Autocad, pelo método do *flexural-slip* que se baseia na premissa da conservação do comprimento e espessura das camadas.

Para se proceder à retrodeformação de uma seção previamente construída, pelo método do *flexural-slip*, deve-se seguir os seguintes passos:

- 1) Escolha de linhas de referência (*pin lines*). Os *pin lines* são linhas de referência, necessariamente perpendiculares ao acamamento. Um '*pin line* regional' vertical é colocado no local menos deformado do perfil, em geral no antepaís do sistema deformativo. Deve permanecer fixo durante o procedimento da restauração. Os '*Pin lines* locais' podem ser colocados no interior de escamas de falhas, nas porções mais deformadas ou erodidas do perfil, para auxiliar na restauração. Como as escamas são móveis durante a restauração, ao final do processo estes *pin lines* devem encontrar-se em posição vertical.

- 2) Construção da base estratigráfica para restaurar a seção (*template*). Consiste em desenhar a coluna estratigráfica, com a representação das espessuras das camadas de rocha, prolongando-se horizontalmente os contatos. Esta construção é usada para elaborar o perfil retrodeformado (Fig. 4.2 b).
- 3) Retrodeformação. Começando pelas falhas mais novas, mede-se no perfil deformado sucessivamente, o comprimento de cada linha de contato, em cada escama de falha. Estas medidas são transportadas para a folha base da seção para a representar o comprimento total de cada camada e para desenhar o traço das falhas, no seu estado indeformado (Fig. 4.2 a, b e c).

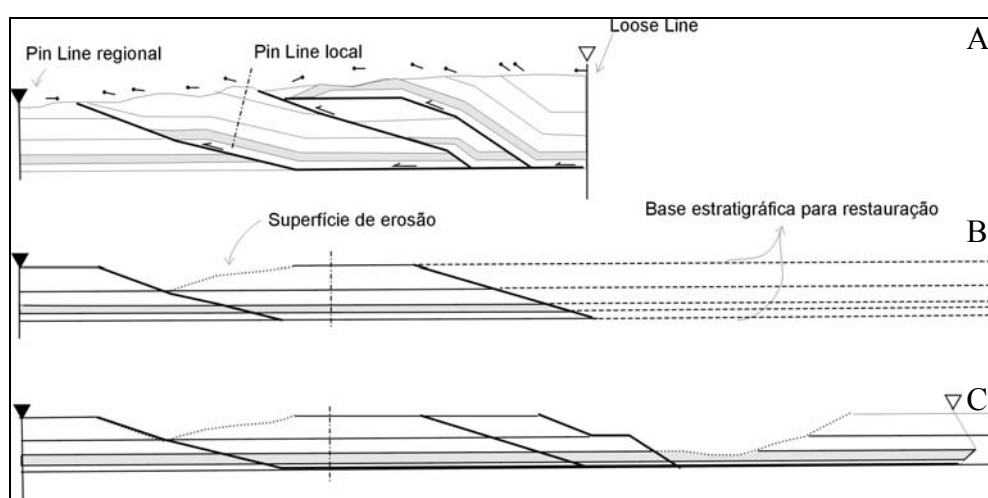


Figura 4.2: (a) Perfil em estado deformado; (b) restauração parcial; (c) restauração completa (Mod. de Marshak & Mitra 1988)

- 4) Verificação da validade das seções geológicas.

a) *Comprimento das camadas*. Se o perfil estiver correto o comprimento das camadas deve ser igual na seção deformada e na seção restaurada. Variações consideradas justificáveis são aquelas que ocorrem em função da erosão do perfil ou por encurtamento diferencial (Fig. 4.3)

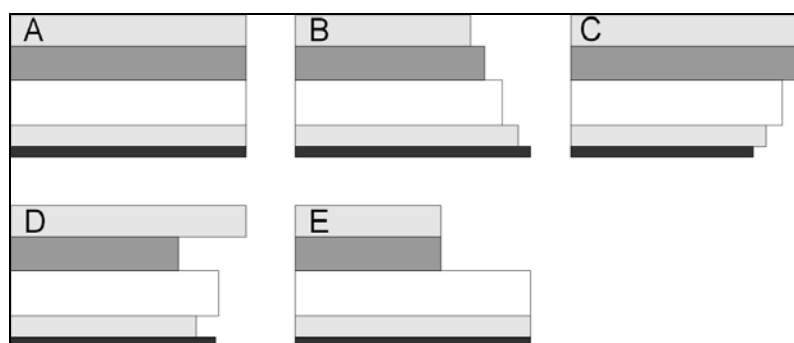


Figura 4.3: Perfis retrodeformados pelo método do *flexure-slip*. O comprimento das camadas em (A) mostra o perfil ideal; em (B) e (C), perfis com variações justificáveis por processos erosivos após a deformação; e, em (D) e (E), perfis incorretos, pois a diferença de comprimento das camadas não se justifica por nenhum processo geológico. (Mod. de Marshak & Mitra 1988)

- b) *Geometria das falhas*. No perfil restaurado as falhas devem apresentar geometria coerente. No sistema compressivo as falhas sobem na estratigrafia e no sistema distensivo, descem; casos contrários são considerados erros de interpretação e devem ser corrigidos no perfil deformado. Além disto o ângulo de mergulho das falhas deve ser consistente em todas as camadas, e o seu mergulho deve ser coerente com o transporte tectônico (Fig.4.4)

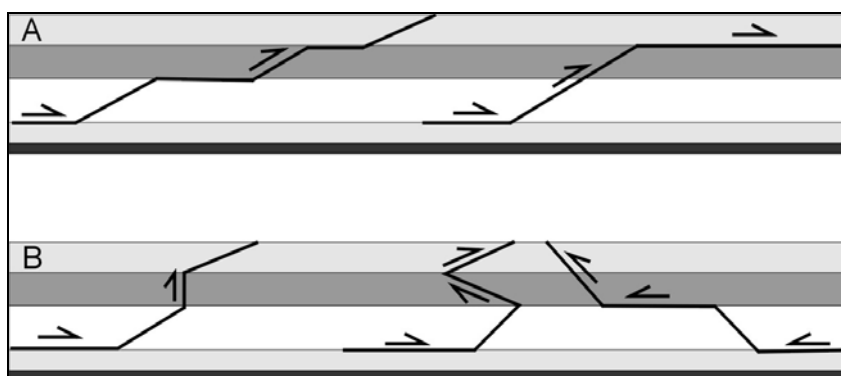


Figura 4.4: Perfis retrodeformados pelo método do *flexural-slip*. A geometria das falhas em (A) é perfeitamente coerente, enquanto que, em (B), geologicamente impossível (Mod. de Marshak & Mitra 1988)

- c) *“Ajuste” das escamas ou blocos de falhas*. Na seção restaurada os blocos de teto e muro de todas as falhas devem se encaixar perfeitamente, ou seja, todos os pontos (de cut-off) do bloco do teto devem se acomodar sobre os respectivos pontos do muro.
- d) *Posição dos ‘pin lines locais’*. Se os ‘pin lines locais’ não estiverem em posição vertical na seção restaurada deve-se proceder a uma verificação da interpretação geométrica da seção em estado deformado, pois alguma incoerência ainda persiste.

4.2.3. Cálculo do encurtamento ou da extensão do sistema tectônico

Nas seções geológicas a magnitude de deformação pode ser calculada pela relação entre o comprimento das camadas na seção deformada e restaurada. Para este cálculo usa-se a equação:

$$e = \frac{L_f - L_0}{L_0} \times 100 \%,$$

onde, e = alongação, L_0 = comprimento inicial (na seção restaurada), e L_f = comprimento final (na seção deformada).

A partir dos valores obtidos para e, é possível discutir se a deformação foi de compressão ou de extensão: se o valor de e for positivo, trata-se de uma extensão, ou seja o comprimento inicial (L_0) de uma camada é menor do que o seu comprimento final (L_f); se o valor de e for negativo, significa que (L_f) é maior que (L_0), ou seja, trata-se de uma extensão.

Braga, S. C. M., 2006 Modelagem Estrutural e geofísica da Porção Centro-Norte do Sinclinal Moeda.

CAPÍTULO 5

RESULTADOS DO MAPEAMENTO GEOLÓGICO E GEOFÍSICO

5.1- INTRODUÇÃO

No presente capítulo serão apresentados os resultados obtidos nas etapas de compilação dos dados geológicos-estruturais de superfície, tratamento e interpretação das anomalias magnetométricas e tratamento e interpretação das anomalias radiométricas. Essas informações têm como objetivo principal a construção de um mapa geológico da área (anexo 1), com uma precisão maior de informações.

O capítulo é apresentado em três partes: a primeira (mapeamento geológico-estrutural) exibe os resultados do levantamento de campo, a segunda (dados magnetométricos) apresenta as informações de superfície obtidas com a magnetometria e a terceira e última parte, corresponde ao artigo: **Mapeamento Geológico-Geofísico Da Porção Centro-Norte Do Sinclinal Moeda, Quadrilátero Ferrífero (MG)**, que foi submetido para a Revista Brasileira de Geofísica. Ele expõe os resultados do mapeamento geológico e também dos dados geofísicos de radiometria, resultando em um mapa com melhor definição para os contatos geológicos.

5.2- MAPEAMENTO GEOLÓGICO-ESTRUTURAL

A área do trabalho insere-se no Sinclinal Moeda e foi objeto de diversos estudos anteriores (p. ex., Dorr (1969), Pires (1979), Endo & Nalini (1992), Chemale Jr. *et al.* (1994), Silva (2000), Hippertt & Davis (2000), Silva & Gomes (2001), Gomes *et al.* (2003)). No presente trabalho, realizaram-se levantamentos regionais, para checar o acervo de informações pré-existentes e também geotravessas, com o intuito de adensar as informações estruturais ao longo das seções geológicas escolhidas. Durante o trabalho foram estudados 100 afloramentos, com especial atenção para as características petrográficas e estruturais ao longo das linhas dos perfis geológicos.

O Sinclinal Moeda, em um contexto regional, compreende uma estrutura sinformal, cuja charneira tem orientação preferencial NW-SE na porção norte e NE-SW, na porção sul da área estudada, contendo em seu interior, todas as unidades do Supergrupo Minas exceto o Grupo Itacolomi. A área é caracterizada por apresentar dobramentos mesoscópicos e falhas superpostos ao dobramento sinformal. Em termos gerais, foram identificados e cartografados o acamamento original, falhas de empurrão, falhas direcionais de direção predominante EW, e uma sucessão de dobras antiformes e sinformes mesoscópicas na porção central. Registra-se também a ocorrência de lineamentos estruturais segundo a direção preferencial NW-SE confirmados pelos mapas geofísicos radiométricos e magnetométricos.

O acamamento (s_0), no flanco oeste do sinclinal, é definido por bandamento granulométrico e composicional e é paralelo a uma xistosidade s_1 . A borda oeste do sinclinal está em contato com as rochas do Supergrupo Rio das Velhas, conforme foi observado nos mapas gamaespectrométricos e também em campo, por meio da identificação de xistos verdes e formações ferríferas bandadas entre o Complexo Bonfim e a Formação Moeda. Essa constatação apresenta um fato novo, pois os mapeamentos anteriores mostravam a maior parte do flanco oeste do sinclinal em contato com o Complexo Metamórfico Bonfim. Na área mapeada, a Zona de Cisalhamento Moeda-Bonfim (Endo & Nalini 1992 e Hippertt *et al.* 1992) estende-se para o contato do flanco oeste do sinclinal com as rochas do Supergrupo Rio das Velhas. A zona de cisalhamento foi identificada a partir das informações magnetométricas, que serão apresentadas no capítulo 6 do presente trabalho.

No flanco leste, a relação s_0/s_1 mostra uma relação estrutural de um flanco inverso. Em toda a sua extensão, o flanco leste está em contato com as rochas do Supergrupo Rio das Velhas. No domínio sul do flanco leste, nas proximidades do Complexo Metamórfico Bação, o sinclinal mostra em planta uma notável curvatura com convexidade voltada para oeste. Silva & Gomes (2001) efetuaram na região um estudo de análise quantitativa da deformação, em metaconglomerados da Formação Moeda, no qual mostram que os flancos do Sinclinal Moeda foram submetidos a deformações distintas, maior a leste do que a oeste. Além disto, sugerem uma deformação por transpressão com escape lateral de massas rochosas no domínio leste e uma compressão pura no interior e no flanco oeste do sinclinal. Confirmam, neste estudo, a tese do cavalgamento do Complexo Metamórfico Bação sobre o sinclinal.

No interior do sinclinal foram identificados dobramentos mesoscópicos, que são apresentados no capítulo 6, segundo a análise estrutural nas rochas do Supergrupo Minas, na região do trabalho. O tratamento estatístico das superfícies s_0 e s_0/s_1 permitiu caracterizar duas fases de dobramento, uma com eixo na direção NW-SE, e, a outra, NE-SW. Segundo outro levantamento geológico estrutural realizado por Gomes *et al.* (2003), na região central, ocorre uma forte dispersão das estruturas, e, na região sudeste, os autores descrevem apenas o dobramento NE-SW. Esta situação sugere que o redobramento do Sinclinal Moeda tenha ocorrido por esforços vindos de SE para NW, com obliteração da fase mais antiga na região sudeste. O domínio noroeste, na qual existem evidências para as duas fases de dobramento, representaria a posição original do Sinclinal Moeda.

Braga *et al.* (2005) geraram mapas temáticos de U, Th, K, razão U/Th, U/K e Th/K, de contagem total e da imagem ternária da região centro-norte do Sinclinal Moeda. Com base também em um levantamento de campo, apresentam um novo mapa geológico, na escala 1:10.0000 (anexo 1), no qual efetuaram o ajuste de contatos litológicos, que, em função do alto grau de intemperismo das rochas, eram inferidos nos mapas mais antigos, tais como o apresentado por Dorr (1969) e do IGA (1983). Além disto, e com o auxílio de dados da aeromagnetometria (Braga *et al.* 2004), reconhecem uma falha regional, de direção NW-SE, que corta o sinclinal obliquamente. Esta falha, denominada

Falha das Codornas, termina, a leste, nas falhas do Bonga e Cata Branca, e, a oeste, em falhas sem nome, também transcorrentes, a sul da Mina Pau-Branco (Fig. 5.4).

O mapeamento geológico revelou que os flancos do sinclinal encontram-se segmentados por falhamentos direcionais. Esses falhamentos apresentam direção predominante EW, e foram identificados inicialmente com base nas informações das fotografias aéreas, que exibem deslocamentos da ordem de centenas de metros. Posteriormente, com os levantamentos de campo, foram identificadas lineações minerais que se encontram em posição horizontal, confirmando a cinemática das falhas.

5.3- DADOS MAGNETOMÉTRICOS

Os dados magnetométricos utilizados nessa etapa foram gridados no programa *Oásis Montaj* (Geosoft S.A.). Com esses dados, produziu-se o mapa magnetométrico corrigido do IGRF, que mostra os contrastes de intensidade magnética das rochas de uma área.

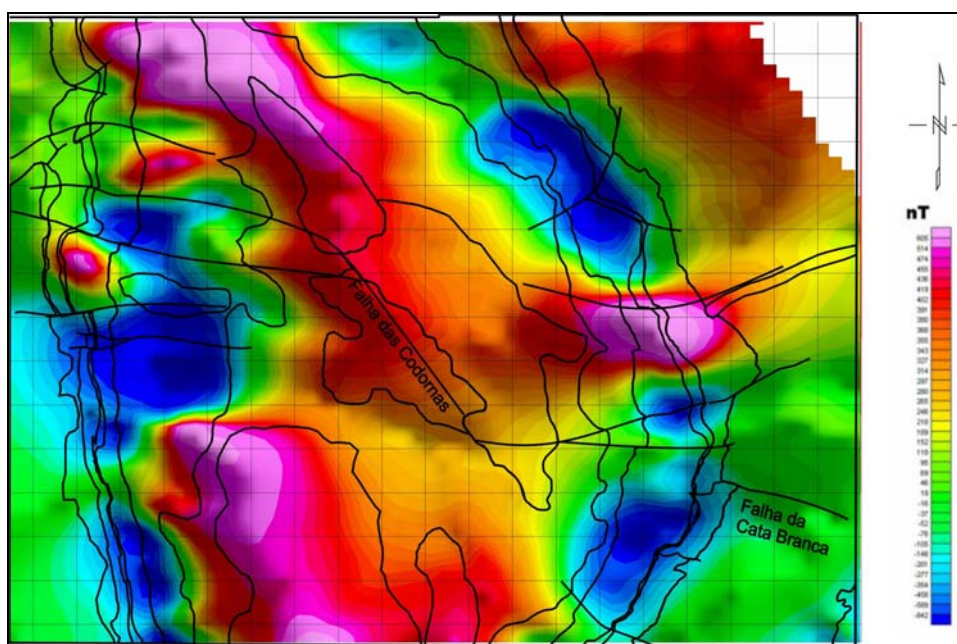


Figura 5.1: mapa magnetométrico corrigido IGRF, com sobreposição das principais estruturas da porção centro-norte do Sinclinal Moeda.

A figura 5.1, acima, apresenta o mapa magnetométrico corrigido do IGRF com sobreposição das principais estruturas do Sinclinal Moeda. Esse mapa mostrou, através dos dipolos, anomalias que correspondem ao contraste magnético causado pelas rochas do Grupo Itabira. Ressalta-se que as anomalias não se posicionam exatamente nos locais dos afloramentos das rochas, devido ao fato de não ter sido feita a correção ao pólo dos dados magnetométricos.

O mapa auxiliou na identificação de estruturas anteriormente observadas no sinclinal, com direções EW e NW-SE. Após efetuar a análise comparativa do mapa magnetométrico com o mapa geológico, pode-se concluir que essas estruturas correspondem a falhas que são cartografadas nos flancos do sinclinal, como por exemplo, as falhas da Cata Branca, do Bonga, do Pau Branco, e outras

não nomeadas. Observou-se que existe uma continuidade dessas falhas no interior do sinclinal, sendo este um fato novo, pois essas falhas não foram, até então, identificadas na porção central do sinclinal. O posicionamento correto da Falha das Codornas foi efetuado com base nas informações geomorfológicas e também gamaespectrométricas.

5.4- DADOS RADIOMÉTRICOS

Título: MAPEAMENTO GEOLÓGICO-GEOFÍSICO DA PORÇÃO CENTRO-NORTE DO SINCLINAL MOEDA, QUADRILÁTERO FERRÍFERO (MG)

Autores:

Sílvia Carolina Martins Braga, Caroline Janette Souza Gomes, Maria Sílvia Carvalho Barbosa

Resumo

A gamaespectrometria, que mede a radiação emitida pelo processo de decaimento dos elementos urânio, tório e potássio, constitui uma importante ferramenta de mapeamento geológico. Como diferentes litologias apresentam respostas radiométricas distintas, a gamaespectrometria permite definir, com um elevado grau de acerto, contatos litológicos ocultos por processos intempéricos, problema comum em território brasileiro. O presente estudo apresenta um mapa geológico-estrutural, na escala 1:10.000, da região centro-norte do Sinclinal Moeda, Quadrilátero Ferrífero, que foi elaborado com base nos mapas geológicos preexistentes (na escala 1:25.000) e na interpretação de sete mapas temáticos de gamaespectrometria. Destes, quatro mostram a distribuição espacial dos elementos (U, Th, K e contagem total dos três elementos) e três as relações U/Th, U/K e Th/K. A integração dos dados permitiu delimitar com precisão as rochas de composição ácida (o Complexo Metamórfico Bonfim e intrusões nas supracrustais), separar unidades máficas e félsicas do Supergrupo Rio das Velhas e demarcar as unidades químicas e metaclásticas do Supergrupo Minas. Entre as rochas químicas do Grupo Itabira, com a ajuda das informações topográficas e geomorfológicas, foi possível distinguir entre as litologias de composição predominantemente itabirítica, da Formação Cauê, e as essencialmente dolomíticas da Formação Gandarela.

PALAVRAS CHAVE: mapeamento geológico, gamaespectrometria, Sinclinal Moeda, Quadrilátero Ferrífero

Abstract

The gamaespectrometry is a geophysical method that measures radiation emitted for the elements U, Th and K, and constitutes an important tool in geological mapping. In cases where different lithologies show different radiometric responses, the gamaespectrometry can define with great precision the lithologic contacts occluded by the intemperic processes. This study shows a new geologic-structural map of the center-north portion of the Moeda Syncline,

Quadrilátero Ferrífero, in scale 1:10.000 based on the interpretation of seven radiometry thematic maps. Four maps show the spatial distribution of the elements U, Th, K and their total content; and the other three maps the relations U/Th, U/K and Th/K. The integration of the data allowed to accurately outline the rocks of acid composition (the Bonfim complex and intrusions in the supracrustal sequences), as well as to distinguish mafic and felsic units in the Rio das Velhas Supergroup; and chemical and metaclastic units in the Minas Supergroup. For chemical rocks of the Itabira Group, with the aid of the topographical and geomorphologic information, it was also possible to distinguish lithologies of predominantly itabiritic composition of the Formation Cauê, from those of more dolomitic composition of the Gandarela Formation.

KEY WORDS: geological mapping, gammaspectrometry, Sinclinal Moeda, Quadrilátero Ferrífero

5.4.1 - Introdução

Ferramentas para investigação indireta de propriedades geológicas, que fogem do domínio dos instrumentos usuais de rotina do geólogo têm sido cada vez mais utilizadas em pesquisas científicas. São empregadas para aumentar as informações de áreas pouco compreendidas ou cujo acesso é difícil. Uma destas ferramentas é a geofísica, que trabalha com sensores capazes de captar propriedades diversas das rochas e transformá-las em informações visuais qualitativas ou quantitativas.

A aplicação dos métodos geofísicos gamaespectrométricos para o mapeamento é apresentada em diversos livros, dentre eles Parasnis (1997), Telford *et al.* (1990) e Musset & Khan (2001). A utilização da gamaespectrometria aplicada à geologia é ampla, como por exemplo, para o mapeamento de grandes áreas, a pesquisa de bens minerais e também para explorações arqueológicas (p. ex. Tourlière *et al.* 2003, Ranjbar *et al.* 2001, Moussa 2001 e Chiozzi *et al.* 1998). No Brasil, diversos trabalhos que utilizaram o método obtiveram êxito, dentre eles, Silva *et al.* (2003), Metelo *et al.* (1989) e Duarte *et al.* (1997).

No presente trabalho empregou-se a gamaespectrometria, para estudar a radioatividade natural emitida pelos elementos químicos U, Th e K, na forma de radiação eletromagnética (raios γ). O objetivo do estudo era gerar um mapa geológico-estrutural da porção centro-norte do Sinclinal Moeda, na escala 1:10.000, com auxílio de mapas temáticos de radiometria. A técnica revelou-se de grande utilidade para a confirmação e o ajuste dos contatos litológicos, que, em decorrência do avançado estado de alteração das rochas, eram inferidos nos mapas preexistentes.

5.4.2 - Método

O estudo desenvolvido consistiu de duas etapas. A primeira etapa teve por objetivo construir um mapa geológico preliminar. Esta etapa foi de compilação das informações geológicas disponíveis e da transferência destas para uma base digital, georreferenciada (*Autocad 2000*). Para tal, utilizaram-se ortofotocartas, na escala 1:10.000 e o mapa geológico de Dorr (1969) (1:150.000). Além disto, realizou-se, nesta etapa, uma fotointerpretação (1:30.000) e um levantamento de campo, suplementar, com intuito de enriquecer o inventário geológico-estrutural, de superfície, já existente. Este mapa geológico preliminar serviu como base para efetuar as comparações com as informações geofísicas produzidas na segunda etapa.

Na segunda etapa, trataram-se os dados geofísicos da porção centro-norte do Sinclinal Moeda. Estes foram gridados no programa *Oásis Montaj (Geosoft S.A.)* obtendo-se os mapas temáticos de U, Th, K, de contagem total, razão U/Th, U/K e Th/K e a imagem ternária, em escala 1: 25.000. Estes foram analisados qualitativamente, e confrontados às informações geológicas, para o detalhamento de contatos e estruturas geológicas.

Os dados geofísicos utilizados foram cedidos ao Departamento de Geologia da UFOP, para finalidades acadêmicas, pela Companhia Mineradora de Minas Gerais, COMIG. O levantamento aeroradiométrico foi realizado para a SEME – Secretaria de Estado de Minas e Energia do Governo de Minas Gerais, pela empresa Lasa Engenharia e Prospecções S.A., no ano de 2003. O levantamento foi realizado na direção N30E, com linhas de controle, transversais, em N60W. O espaçamento entre as linhas de aquisição de dados foi de 250 m e o espaçamento das linhas de controle de 2.500 m. A altura de vôo foi de 100 metros, a velocidade média de vôo de 200 km/h e o intervalo de medições de 1 s. O espaçamento entre medidas foi de aproximadamente 80 m.

Esses dados foram pré-processados pela própria empresa, que efetuou a correção do tempo morto e da altura de vôo, a remoção do *background* da aeronave e cósmico e a remoção do efeito Compton.

Foram produzidos sete mapas temáticos. Nestes, se assinalaram as diversas anomalias radiométricas e analisou-se a sua possível relação com as ocorrências litológicas do mapa geológico resultante da primeira etapa do trabalho. Os mapas radiométricos temáticos são apresentados abaixo (Figs. 5.4 a 5.10), juntamente com uma tabela que apresenta a correlação entre as anomalias e as unidades rochosas já descritas para a área (Tabs. 5.1 a 5.7).

Os mapas temáticos dos elementos U, Th e K apresentam diferentes valores de concentração dos elementos distribuídos pela área amostrada, para cada elemento respectivamente. Em geral, concentrações elevadas são representadas com as cores rosa e vermelho escuro, concentrações intermediárias variam do vermelho claro ao amarelo e baixas concentrações nas cores verde e azul. Esta relação das concentrações com as cores também é válida para o mapa temático de contagem total,

sendo que a concentração por ponto amostrado compreende à somatória da radiação emitida pelos três elementos. Para os mapas das relações entre os elementos, as cores rosa, vermelho e laranja representam predomínio do elemento do denominador, a cor amarela representa que as proporções dos dois elementos são próximas e as cores verde e azul indicam o predomínio do elemento do denominador.

Após a discussão das anomalia em cada mapa, apresenta-se o novo mapa geológico (Fig. 5.11).

5.4.3 - Contexto Geológico

O Sinclinal Moeda insere-se na região oeste do Quadrilátero Ferrífero (Fig. 5.2 A) e foi descrito por diversos autores, dentre eles Dorr (1969), Pires (1979), Chemale Jr. *et al.* (1994), Silva (1999), Alkmim & Marshak (1998) e Hippertt & Davis (2000). Consiste em uma estrutura sinformal inversa, que se estende por 40 km, da Serra do Curral, a norte, até o Sinclinal Dom Bosco, a sul.

A envoltória do Sinclinal Moeda é desenhada pelas rochas da Formação Moeda, do Grupo Caraça, superpostas pelas demais formações, mais jovens, do Supergrupo Minas. Nos locais onde é possível observar a relação entre o acamamento original e a foliação s_1 , nota-se a inversão do flanco leste, com mergulhos variando de 50° a 80° nos sentidos NE, E, e SE. O flanco oeste apresenta atitude mais constante, com direção N-S e mergulhos da ordem de 50° para E. Na porção norte, o sinclinal apresenta eixo com direção NW-SE, que muda para NE-SW, na área do presente estudo.

Em ambos os flancos do sinclinal, observam-se traços de falhas direcionais (Fig. 5.2). No flanco W, apresentam rejeito de pequeno porte, enquanto, no flanco E, os deslocamentos são de até 800 metros (por exemplo, a Falha do Bonga).

Segundo Silva (1999), o domínio sul do Sinclinal Moeda foi intensamente afetado pelo translado para oeste do Complexo Metamórfico do Bação, durante a Compressão Brasileira. O complexo teria causado o estrangulamento do sinclinal e um escape de material no sentido horizontal, assim como um sistema de braquissinclinais no seu interior.

Litoestratigrafia

Segundo o mapeamento realizado, na área de trabalho afloram todas as seqüências rochosas do Quadrilátero Ferrífero (Fig. 5.2 B). Têm-se rochas do embasamento cristalino e as supracrustais, Rio das Velhas e Minas, que foram submetidos ao metamorfismo de xisto verde. As unidades supracrustais do Supergrupo Minas predominam na região e ocupam a maior parte da área de trabalho. São circundadas pelas rochas metavulcanossedimentares do Supergrupo Rio das Velhas, que ocorrem com grande extensão na região leste e, de maneira subordinada, a oeste. Estas rochas ocorrem em contato tectônico com os complexos metamórficos, Bação, no extremo sudeste, e Bonfim, em quase toda a faixa oeste. Intrusivas máficas/ultramáficas cortam as rochas do Supergrupos Rio das Velhas, na

região nordeste, e, rochas sedimentares detríticas, cenozóicas, podem ser observadas sobre a seqüência Minas, no interior do Sinclinal Moeda.

Os complexos metamórficos são constituídos por gnaisses e migmatitos, de composição trondhjêmica a granodiorítica, com idades mínimas de 2,9 G.a. (Machado & Carneiro 1992, Noce 1995, Carneiro *et al.* 1995). São comumente cortadas por intrusões máficas (em geral, anfibolitos) e graníticas, e, em conjunto com as rochas do Supergrupo Rio das Velhas, formam um típico terreno *granito greenstone*, arqueano.

O Supergrupo Rio das Velhas é representado, na área de trabalho, apenas pelo Grupo Nova Lima. Este é formado por rochas vulcânicas do tipo komatiitos, basaltos toleíticos e félsicas (Ladeira, 1981), na base, rochas metassedimentares químicas (carbonatos e formações ferríferas, do tipo Algoma), na posição intermediária, e, clásticas, tais como quartzitos, metaconglomerados e filitos cloríticos, no topo.

O Supergrupo Minas é uma seqüência metassedimentar química e clástica, paleoproterozóica. É constituído pelo Grupo Caraça, basal, composto por quartzitos e filitos, cujas estruturas sedimentares preservadas indicam ambiente deposicional fluvio-deltaico, gradando para uma plataforma estável. Em contato gradacional sobrepõem-se os metassedimentos químicos do Grupo Itabira. Esse grupo é composto majoritariamente por mármore e itabiritos, sendo que estes últimos constituem importante fonte de minério de ferro explorado na região. O Grupo Piracicaba é formado por rochas sedimentares clásticas e químicas, metamorfisadas para quartzitos puros e ferruginosos, metasiltitos, filitos grafitosos, dolomíticos e ferruginosos e lentes de dolomito. O Grupo Sabará sobrepõe o Grupo Piracicaba, em discordância erosiva, e é constituído por clorita xistos, metagrauvas, metaconglomerados, quartzitos e filitos. O Grupo Itacolomi é uma seqüência de metassedimentos clásticos do mesoproterozóico, composta principalmente por quartzitos e metaconglomerados. Dispõe-se em discordância angular sobre as demais rochas do Supergrupo Minas (Fig. 5.3).

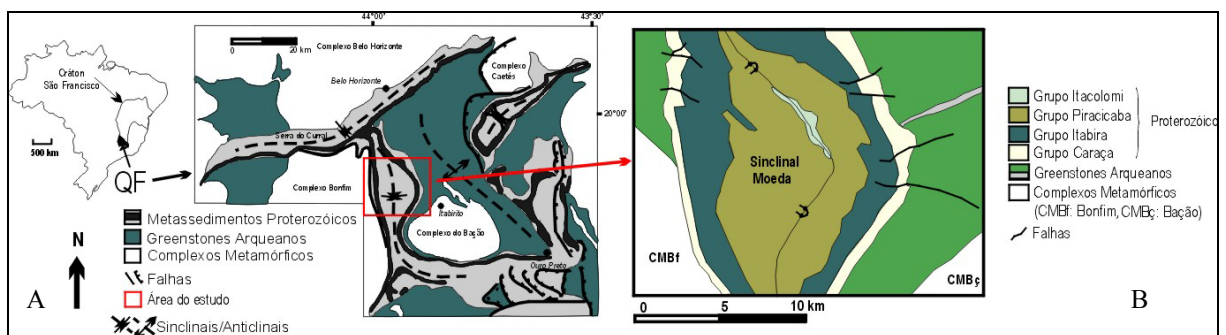


Figura 5.2: (A) Mapa geológico simplificado do Quadrilátero Ferrífero; (B) área do trabalho (modificado de Dorr 1969)

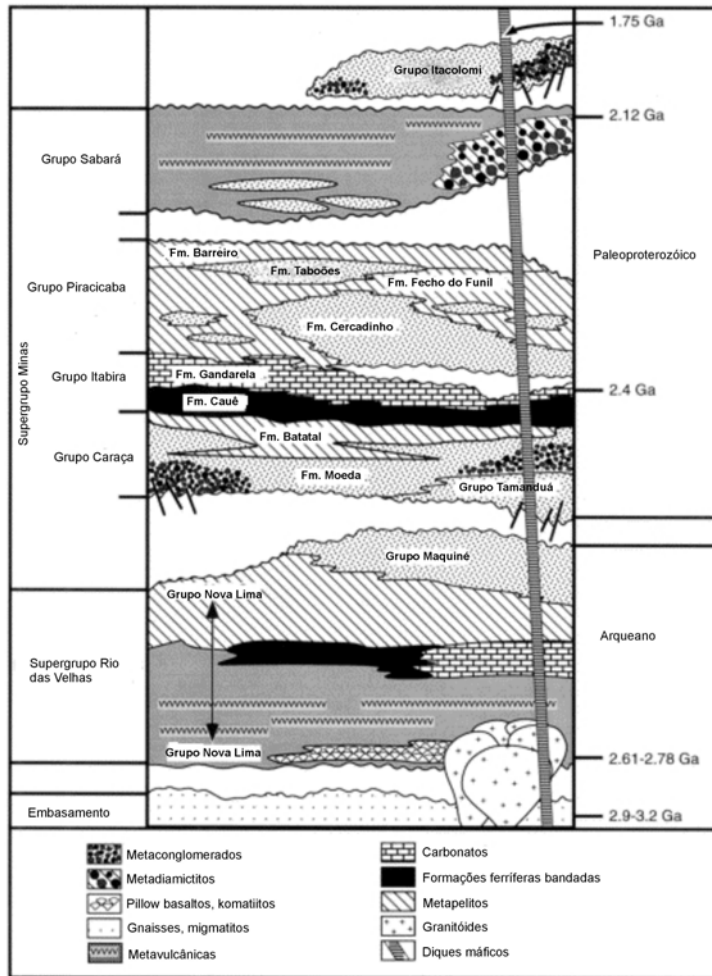


Figura 5.3: Coluna litoestratigráfica do Quadrilátero Ferrífero, segundo Dorr (1969) e Alkmim & Marshak (1998).

5.4.4 - Apresentação e Discussão dos Mapas Temáticos

Introdução

Os elementos U, Th e K são litófilos, e se distribuem de forma proporcional ao teor de acidez das rochas magmáticas (Telford *et al.* 1990). Isso significa que, quanto maior foi o processo de diferenciação do magma, maior será o teor de U, Th e K das rochas. Entre os elementos radioativos em questão, o U e o Th se concentram nos minerais acessórios, do tipo apatita, monazita, zircão e espinélio, e o K, que é um elemento mais comum na crosta terrestre, nos minerais aluminosilicatados tais como K-feldspatos e micas. Os elementos U e Th podem também ocorrer nos espaços intergranulares das rochas, mantendo a mesma característica de afinidade com rochas ácidas.

As rochas sedimentares clásticas apresentam teores de U, Th e K com valores proporcionais aos das rochas magmáticas ácidas. O tório e o potássio tendem a se concentrar em sedimentos clásticos, ou seja, em partículas insolúveis, enquanto o urânio se associa preferencialmente a

ambientes sedimentares químicos, com condições redutoras. O potássio pode ser encontrado também em depósitos salinos, nos minerais silvita e carnalita.

Em relação às rochas metamórficas em geral, a literatura pesquisada não mostrou quais seriam os processos que alterariam as proporções dos elementos radioativos. No entanto, Vasconcellos *et al.* (1994) afirmam que as proporções dos elementos radioativos não se alteram com a atuação de processos metamórficos de baixo grau, que é o processo predominante na área do estudo. Desta forma, assumiu-se que a confecção dos mapas temáticos nas rochas metamórficas do Quadrilátero Ferrífero não envolve restrições neste sentido.

Mapa do canal potássio

O mapa do canal potássio é apresentado na figura 5.4. Mostra várias anomalias (An1, 2, 3 etc) constituídas por contrastes nos valores da concentração de K, cuja correlação, com as respectivas unidades litológicas do mapa geológico da figura 5.11, é apresentada na tabela 5.1.

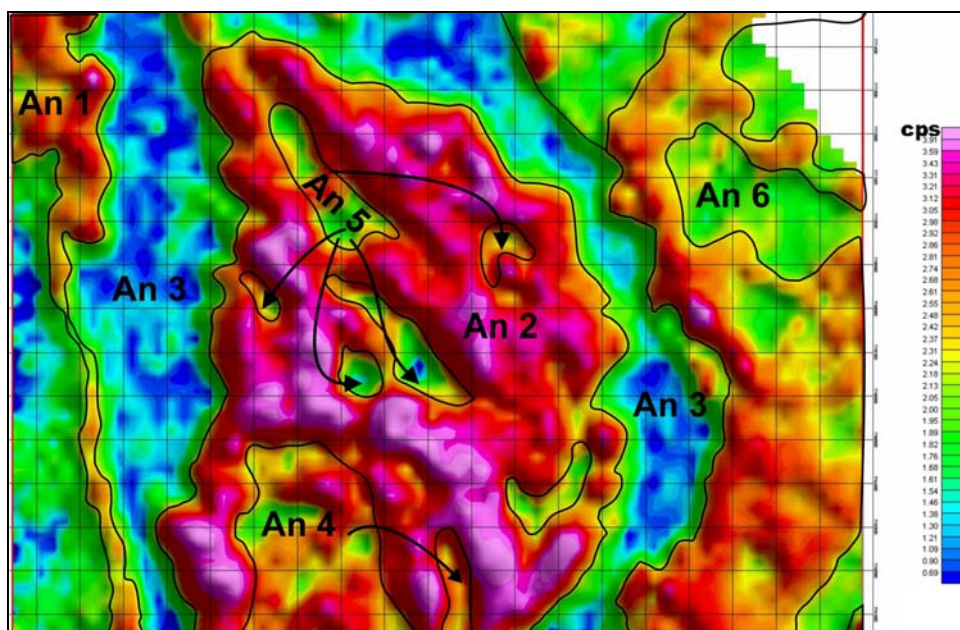


Figura 5.4: Mapa do canal potássio (An = anomalia)

Os altos valores de K (anomalia An2) das rochas metassedimentares clásticas dos grupos Piracicaba e Sabará permitem, no mapa do canal K, delimitar com segurança os contatos entre os grupos Itabira (metassedimentar química) e Piracicaba. Na porção centro-sul do Sinclinal Moeda, as anomalias An4, de baixos valores de K, sugerem a ocorrência de outras rochas metassedimentares químicas. Trata-se, possivelmente, das rochas carbonáticas da Formação Fecho do Funil do Grupo Piracicaba.

O mapa ressalta também a diferença composicional das rochas do Supergupo Rio das Velhas, na parte leste do mapa. A anomalia An6 mostra rochas metamórficas.

Tabela 5.1: Correlação entre as anomalias apresentadas pelo mapa temático do canal potássio, e as litologias do mapa preliminar.

ANOMALIA	TEOR DE K	LITOLOGIA
An2	Elevado	rochas metassedimentares clásticas dos grupos Piracicaba e Sabará
An1	Intermediário	quartzitos do Grupo Caraça e quartzo sericita-xistos do Supergrupo Rio das Velhas
An5	Intermediários a baixos	rochas sedimentares clásticas cenozóicas
An6	Intermediários a baixos	Rochas máficas do Supergrupo Rio das Velhas
An3	Baixos	seqüência metassedimentar química do Grupo Itabira
An4	Baixos	rochas metassedimentares químicas do Grupo Piracicaba (Formação Fecho do Funil)

Mapa do Canal Urânio

A anomalia que mais se destaca no mapa do canal U (Fig. 5.5) é a An1, de elevados valores de U, na porção centro-sul do Sinclinal Moeda. A sua forma discordante sugere tratar-se de um dique de composição ácida. A literatura sobre o Quadrilátero Ferrífero não faz menção sobre granitóides cortando a seqüência Minas. Uma visita ao campo revelou, no entanto, feições sugestivas de um corpo magmático em profundidade. Na região ocorre um grande número de veios de quartzo, portando hematita, além de zonas de brechas de falhas e fraturas de tensão. Estas possuem um material alterado, argiloso, de coloração ocre preenchendo os espaços entre os fragmentos. Na região da exposição das rochas do Supergrupo Rio das Velhas, ocorrem mais duas anomalias: An2 e An3, que correspondem, respectivamente, à xistos máficos e rochas metaultramáficas.

Além das regiões anômalas assinaladas, o mapa do canal U mostra ainda um grande número de lineamentos na direção NW-SE. Estes lineamentos coincidem com os principais fotolineamentos mapeados no Sinclinal Moeda.

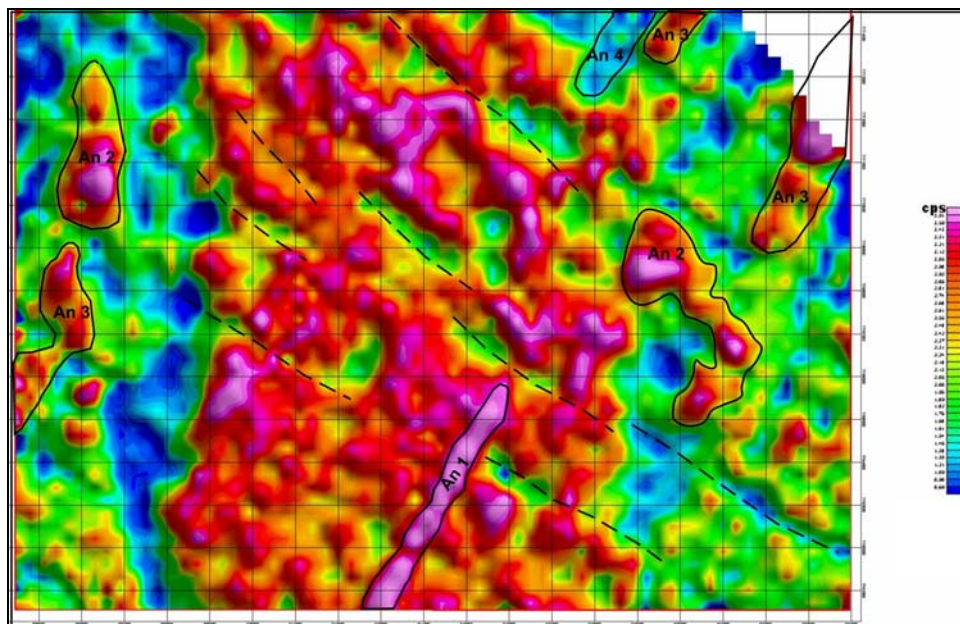


Figura 5.5: Mapa temático do canal U (An = anomalia)

Tabela 5.2: Correlação entre as anomalias apresentadas pelo mapa temático do canal urânio, e as litologias do mapa preliminar

ANOMALIA	TEOR DE U	LITOLOGIA
An1	Elevado	Não existe relato de processos intrusivos ácidos em trabalhos anteriores.
An2	Elevado	Quartzo biotita-xistos do Supergrupo Rio das Velhas
An3	Baixos	Rochas metaltramáficas do Supergrupo Rio das Velhas

Mapa do Canal Tório

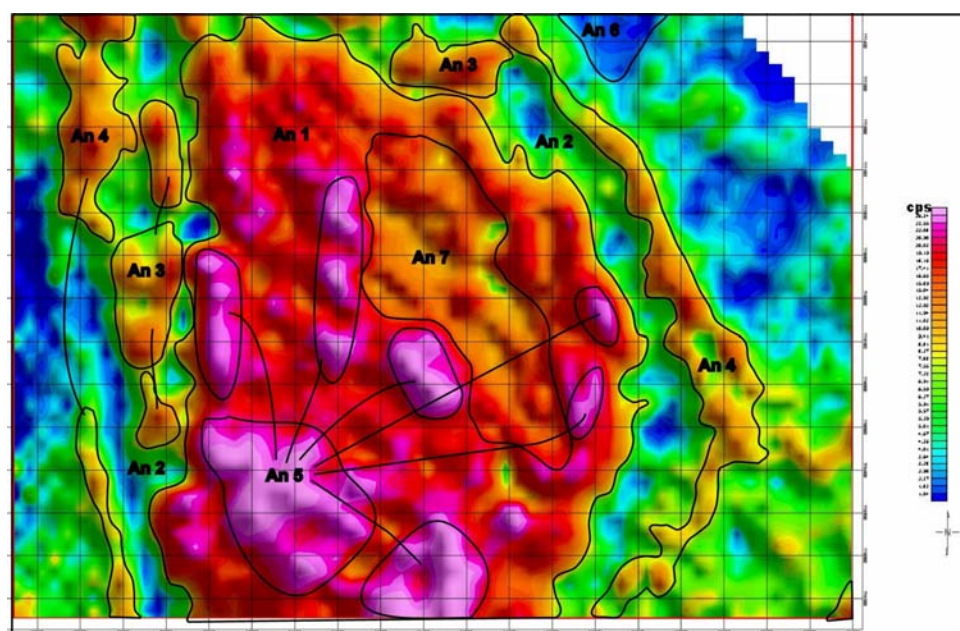


Figura 5.6: Mapa temático do canal Th (An = anomalia)

Tabela 5.3: Correlação entre as anomalias apresentadas pelo mapa temático do canal tório, e as litologias do mapa preliminar.

ANOMALIA	TEOR DE TH	LITOLOGIA
An2	Elevado	Seqüência metassedimentar química do Grupo Itabira
An5	Elevado	Solos bem desenvolvidos, sobre a Formação Fecho do Funil e afloramentos de rochas sedimentares clásticas cenozóicas.
An1	Intermediário a elevado	Rochas metassedimentares clásticas do Grupo Piracicaba.
An3	Intermediários	Coberturas lateríticas (cangas)
An4	Intermediário	Rochas metassedimentares clásticas do Grupo Caraça.
An7	Intermediário	Rochas metassedimentares clásticas do Grupo Sabará.
An6	Baixos	Rochas metaultramáficas do Supergrupo Rio das Velhas

No mapa do canal tório, (Fig. 5.6), chamam atenção as anomalias An7 e An5 posicionadas sobre as rochas do Grupo Piracicaba que caracterizam a anomalia An1.

A anomalia An7, intermediária, que mostra valores de concentração de Th menores do que o Grupo Piracicaba, pode ser correlacionada aos afloramentos do Grupo Sabará. Como os dois grupos constituem rochas metassedimentares clásticas, atribui-se a diferença nos valores de Th a processos distintos de formação ou a rochas fontes desiguais. As áreas com elevados teores de Tório (anomalia An5) podem estar relacionadas com o manto de intemperismo, muito desenvolvido sobre os filitos dolomíticos da Formação Fecho do Funil do Grupo Piracicaba, ou com processos de acumulação detrítica, cenozóica.

Neste mapa, as rochas metassedimentares clásticas do Grupo Caraça, representadas pelas anomalias An4, intermediárias, aparecem de forma irregular e incompleta. As áreas anômalas An3, intermediárias, sugerem a presença de canga.

Mapa de Contagem Total

No mapa de contagem total destacam-se várias feições já descritas nos mapas anteriores: os lineamentos na direção NW-SE e as rochas metassedimentares clásticas do Grupo Piracicaba (An1) e do Grupo Caraça (An3); além disso, observam-se coberturas de canga representadas pelas anomalias An4.

O mapa mostra também a diferença composicional das rochas do Supergrupo Rio das Velhas na parte leste do mapa, na anomalia An6, que corresponde à rochas máficas.

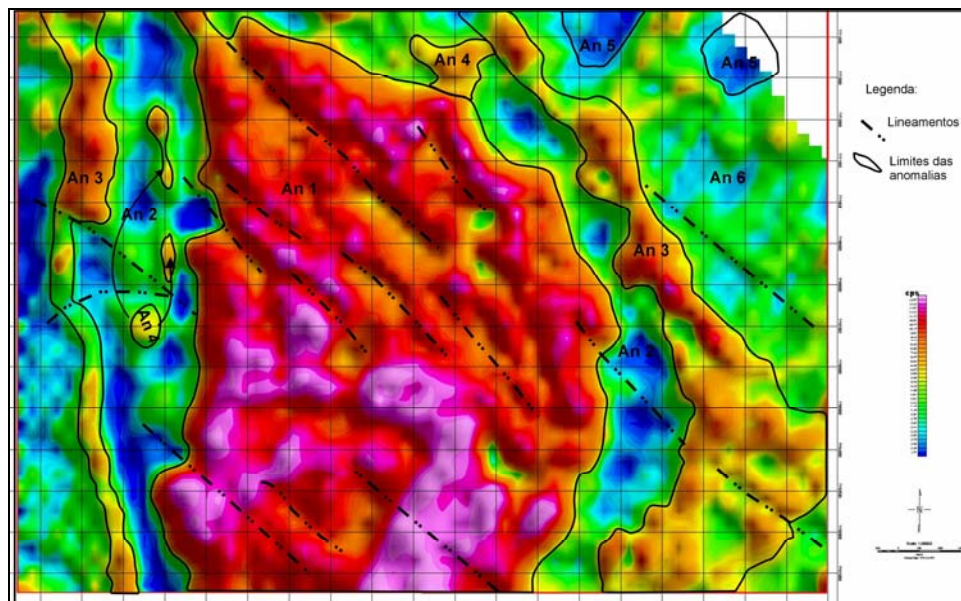


Figura 5.7: Mapa de contagem da radiação total (An = anomalia)

Tabela 5.4: Correlação entre as anomalias apresentadas pelo mapa temático de contagem total, e as litologias do mapa preliminar

ANOMALIA	TEOR DA RADIAÇÃO TOTAL	LITOLOGIA
An1	Elevado	Rochas metassedimentares clásticas do Grupo Piracicaba
An3	Intermediários	Rochas metassedimentares clásticas (Grupo Caraça) e quartzo sericita-xistos do Supergrupo Rio das Velhas
An4	Intermediários	Cangas sobre as rochas do Grupo Itabira
An6	Baixos a intermediários	Rochas máficas do Supergrupo Rio das Velhas
An2	Baixos	Rochas metassedimentares químicas (Grupo Itabira) Quartzo biotita-xistos e filitos máficos do Supergrupo Rio das Velhas
An5	Baixos	Rochas metaultramáficas do Supergrupo Rio das Velhas

Mapa de Razão U/Th

Como o elemento químico U é mais móvel do que o Th, o mapa de razão U/Th pode evidenciar áreas que sofreram processo de lixiviação das rochas, exibindo baixos valores. A razão U/Th também pode diferenciar rochas de origem químicas das clásticas, sendo que a razão tende a ser elevada nas rochas químicas (Musset & Khan 2002).

No mapa da figura 5.8 observaram-se sete anomalias. Entre estas, a informação mais relevante extrai-se das anomalias An3 e An4 que permitem diferenciar as rochas do Supergrupo Rio das Velhas (An3) daquelas do Complexo Metamórfico Bonfim (An4).

As anomalias permitem também individualizar as rochas do Grupo Itabira (An2) das do Grupo Piracicaba (An1). Dentro da área correspondente ao grupo Piracicaba, encontram-se dois grupos de anomalias com valores intermediários. A análise destas, em conjunto com o mapa 5.11, permitiram individualizar as rochas da Formação Fecho do Funil (An6) e também as ocorrências de depósitos clásticos cenozóicos (An7).

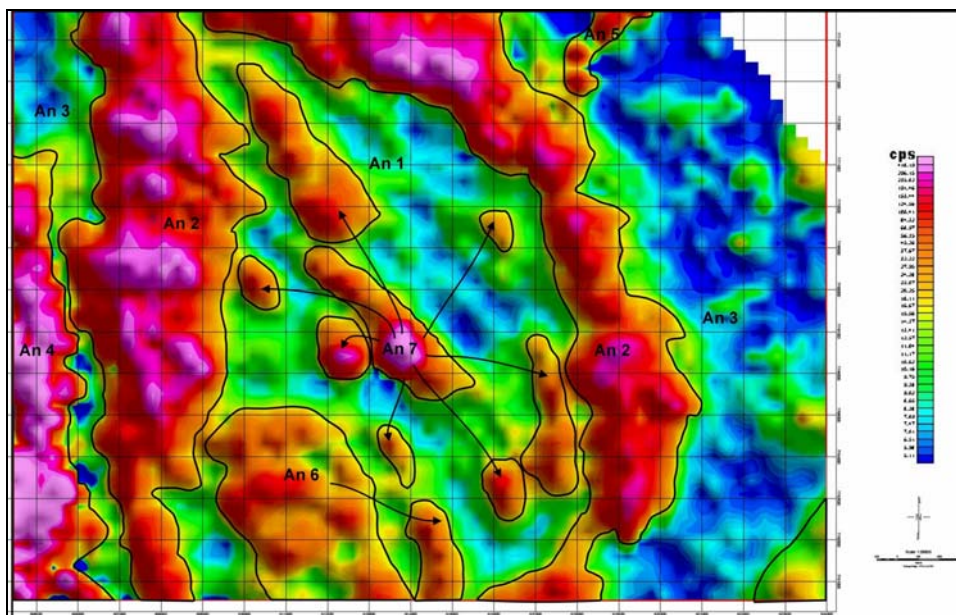


Figura 5.8: Mapa exibindo as relações entre os teores dos elementos urânio e tório. (An = anomalia)

Tabela 5.5: Descrição das anomalias geradas pela relação entre os teores dos elementos urânio e tório, e suas correlações com as litologias do mapa preliminar

ANOMALIA	RELAÇÃO ENTRE OS TEORES DOS ELEMENTOS U / TH	LITOLOGIA
An2	elevados	Rochas metassedimentares químicas do Grupo Itabira
An4	elevados	Complexo Metamórfico Bonfim
An5	elevados	Rochas metaultramáficas do Supergrupo Rio das Velhas
An7	Elevado a intermediário	Rochas sedimentares clásticas cenozóicas
An6	intermediários	Rochas metassedimentares químicas do Grupo Piracicaba
An1	Baixos	Rochas metassedimentares clásticas dos grupos Piracicaba e Sabará
An3	Baixos	Quartzo sericita-xistos do Supergrupo Rio das Velhas

Mapa Razão Th/K

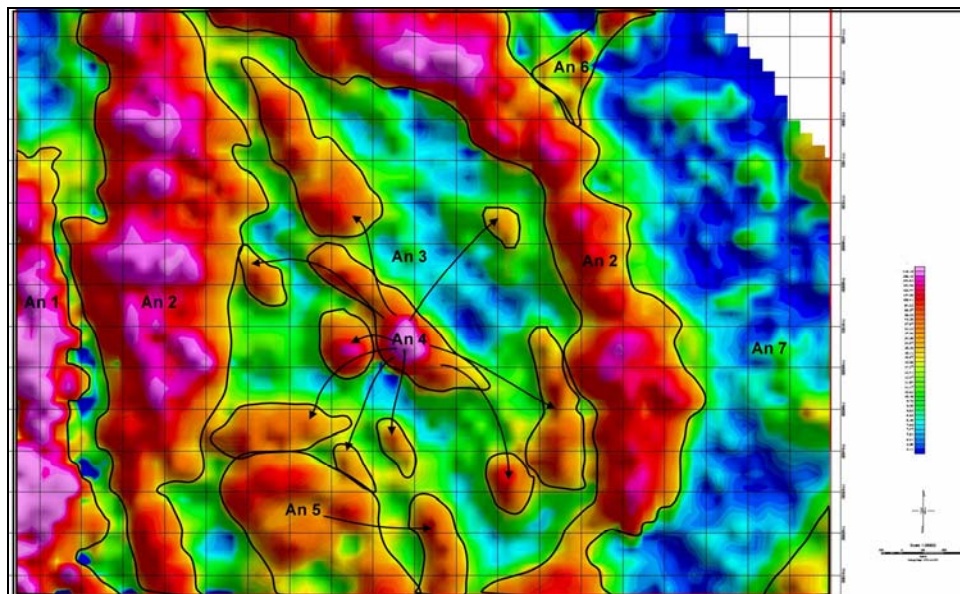


Figura 5.9: Mapa exibindo as relações entre os teores dos elementos tório e potássio (An = anomalia)

Tabela 5.6: Descrição das anomalias geradas pela relação entre os teores dos elementos tório e potássio, e suas correlações com as litologias do mapa preliminar

ANOMALIA	RELAÇÃO ENTRE TEORES DOS ELEMENTOS TH / K	LITOLOGIA
An1	Elevados	Complexo metamórfico Bonfim
An2	Elevados	Rochas metassedimentares químicas (Grupo Itabira)
An4	Elevados	Rochas sedimentares clásticas cenozóicas
An6	Elevados	Rochas metaultramáficas dentro do Supergrupo Rio das Velhas
An5	intermediários	Rochas metassedimentares químicas do Grupo Piracicaba
An3	Baixos	Rochas metassedimentares clásticas dos grupos Piracicaba e Sabará
An7	Baixos	Rochas do Supergrupo Rio das Velhas

O mapa da razão entre os elementos Th e K mostrou comportamento semelhante ao mapa anterior (razão U/Th). Neste é possível individualizar as rochas do Supergrupo Rio das Velhas (An7) das do Complexo Metamórfico Bonfim (An1), os grupos Itabira e Piracicaba, a Formação Fecho do Funil e também os depósitos clásticos cenozóicos.

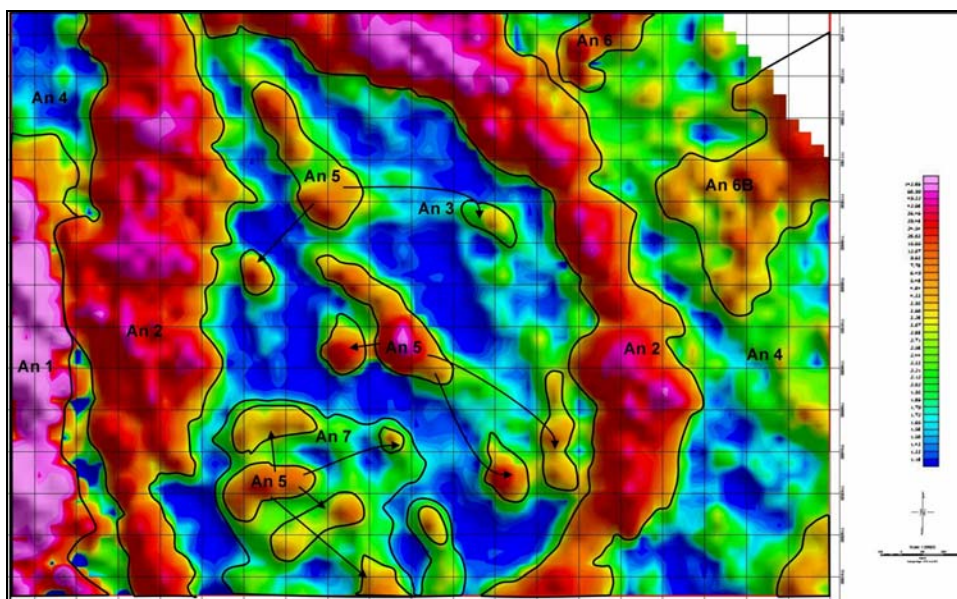
Mapa Razão U/K

Figura 5.10: Mapa exibindo as relações entre os teores dos elementos urânio e potássio (An = anomalia)

Tabela 5.7: Descrição das anomalias geradas pela relação entre os teores dos elementos urânio e potássio, e suas correlações com as litologias do mapa preliminar

ANOMALIA	RELAÇÃO ENTRE TEORES DOS ELEMENTOS U/K	LITOLOGIA
An1	elevado	Complexo metamórfico Bonfim
An2	elevados a intermediários	Rochas metassedimentares químicas (Grupo Itabira)
An4	intermediários a baixos	Rochas do tipo quartzo sericita-xistos do Supergrupo Rio das Velhas
An5	intermediários	Rochas sedimentares clásticas cenozóicas
An6	Intermediários	Rochas metaltramáficas do Supergrupo Rio das Velhas
An8	Intermediários	Xistos e filitos máficos do Supergrupo Rio das Velhas
An3	Baixos	Rochas metassedimentares clásticas dos grupos Piracicaba e Sabará
An7	Baixos	Rochas metassedimentares químicas do Grupo Piracicaba

O mapa temático da razão U/K foi o que melhor se correlacionou ao mapa geológico, para a ocorrência da Formação Fecho do Funil (An7) e também para os depósitos clásticos cenozóicos (An5). O mapa evidencia a ocorrência de rocha metaltramáfica no Supergrupo Rio das Velhas (An6). Além

disso, observa-se a anomalia An8 que corresponde à ocorrência de rochas máficas naquela área. Como não efetuou-se mapeamento de detalhe na região, optou-se por não transferir tal informação para o mapa final.

5.4.5 - Discussão E Conclusão

A integração dos dados geológicos aos dados geofísicos de radiometria possibilitou cartografar as posições dos contatos entre litologias que apresentam diferenças composicionais, conforme se pode observar no mapa da Figura 5.11. A partir desse trabalho, algumas alterações no mapa geológico da porção centro-norte do Sinclinal Moeda são apresentadas, conforme argumentação geofísica:

- As rochas do Complexo Metamórfico Bonfim foram delimitadas pelos mapas das razões U/Th e Th/K, assim, com as novas informações, a localização dos limites do Complexo Metamórfico Bonfim deixam de ser inferidos.
- As rochas do Supergrupo Rio das Velhas puderam ser separadas das do Complexo Metamórfico Bonfim nos mapas U/Th e Th/K. O Supergrupo Rio das Velhas foi estendido para sul, entre o Complexo Metamórfico Bonfim e o Grupo Caraça.
- As rochas metaultramáficas do Supergrupo Rio das Velhas foram evidenciadas pelos mapas U, contagem total, U/Th, Th/K e U/K, e apresentam área maior de afloramento do que era apresentado nos mapeamentos anteriores.
- Os mapas U/K e contagem total mostraram diferença composicional dentro do Supergrupo Rio das Velhas, que conhecidamente apresenta variação composicional de rochas mais máficas, como por exemplo, quartzo biotita xistos e rochas mais félsicas, como quartzitos e quartzo sericita xistos. A parte sul apresenta rochas mais félsicas, e as rochas mais máficas afloram na parte norte. Como não se realizou levantamento de campo mais detalhado nessa área e nem análises petrográficas dessas rochas, essas informações não foram incluídas no mapa final.
- As rochas do Grupo Caraça foram evidenciadas no mapa do Th e são concordantes com os mapeamentos anteriores.
- O mapa de contagem total ressaltou a localização do Grupo Itabira e permitiu delimitar os contatos com o Grupo Piracicaba e com o Grupo Caraça. Os mapeamentos anteriores mostravam os contatos com o Grupo Piracicaba apenas inferidos. Com as novas informações do presente trabalho, pode-se localizar com maior precisão os contatos.
- Os mapas das razões entre os elementos mostrou a distribuição do Grupo Piracicaba na área. Esses mapas permitiram individualizar a Formação Fecho do Funil e também áreas onde ocorrem os depósitos sedimentares clásticos Cenozóicos.

- O mapa do canal tório exibiu, dentro da área ocupada pelo Grupo Itabira, as localizações mais extensas de cangas.
- Por meio da comparação feita entre o conjunto de mapas temáticos gamaespectrométricos, os dados de campo e dos dados morfológicos obtidos pela análise do mapa topográfico e das aerofotografias, foi possível delimitar os contatos entre as formações Gandarela e Cauê. No mapa topográfico, a área ocupada pela Formação Gandarela apresenta relevo de morros suaves, com elevações topográficas medianas (900 a 1100 metros), enquanto que as regiões ocupadas pela Formação Cauê o relevo mostra-se mais acidentado e com as maiores elevações da área, atingindo até 1500m. Em adição a esta informação, os mapas gamaespectrométricos mostraram contraste de composição química entre as duas formações, permitindo a sua separação no mapa geológico final.

5.3.6 - Agradecimentos

Os autores agradecem à Companhia Mineradora de Minas Gerais, COMIG, pela liberação dos dados geofísicos referentes ao presente trabalho e também a MBR, Minerações Brasileiras Reunidas, por permitir o acesso às suas áreas de concessão de lavra.

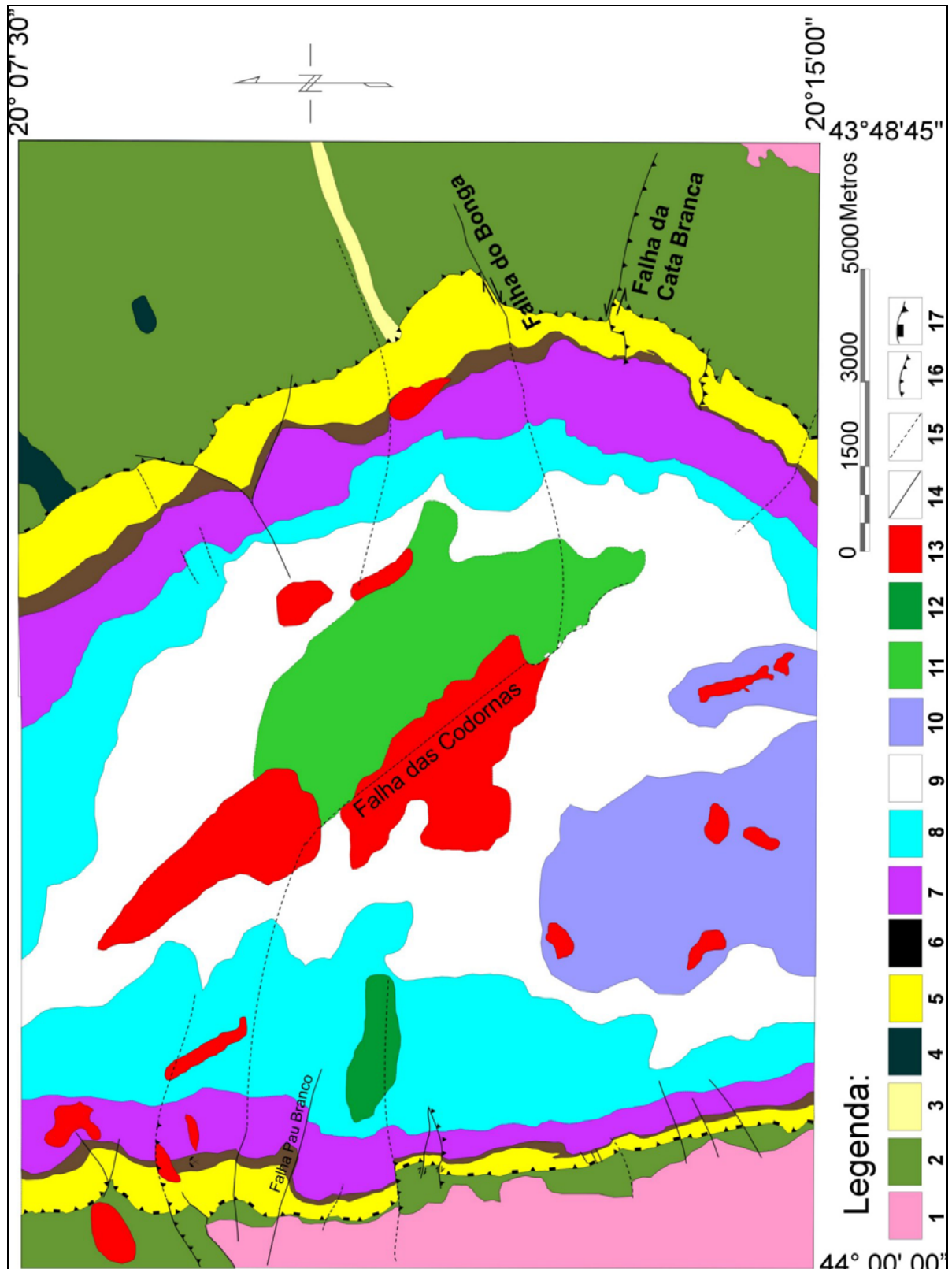


Figura 5.11: Mapa geológico da região centro-norte do Sinclinal Moeda (mod. de Braga *et al.* 2005). 1: Complexos metamórficos; 2: Supergrupo Rio das Velhas (xistos máficos); 3: Supergrupo Rio das Velhas (quartzitos); 4: Supergrupo Rio das Velhas (metaultramáficas); 5: Formação Moeda; 6: Formação Batatal; 7: Formação Cauê; 8: Formação Gandarela; 9: Grupo Piracicaba indiviso; 10: Formação Fecho do Funil; 11: Grupo Sabará; 12: Dique máfico metamorfsado; 13: Depósitos Cenozóicos; 14: Traço de falhamentos e contatos cartografados; 15: Traço de falhamentos e contatos identificados a partir dos dados geofísicos; 16: Falhas reversas cartografadas; 17: Falhas normais reativadas identificadas em mapeamentos.

CAPÍTULO 6

MODELAGEM ESTRUTURAL

6.1- INTRODUÇÃO

Este capítulo tem por objetivo apresentar, na forma de um artigo, os resultados da modelagem dos perfis geológicos da região centro-norte do Sinclinal Moeda, incluindo os procedimentos de balanceamento e restauração. Com o título: 'Modelagem Geológica de dois perfis geológicos no Sinclinal Moeda, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais', o artigo foi submetido à Revista Brasileira de Geociências, como requisito para a defesa da dissertação.

6.2 MODELAGEM GEOLÓGICA DE DOIS PERFIS NO SINCLINAL MOEDA, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS

6.2.1 - RESUMO

A maioria das seções geológicas balanceadas publicadas são de terrenos extensionais ou de cinturões compressivos. Nesta contribuição, entretanto, apresenta-se uma retrodeformação bidimensional de uma área polideformada do Quadrilátero Ferrífero, no sul do craton do São Francisco. A fim compreender a estrutura central do sinclinal Moeda, no noroeste do Complexo Metamórfico do Bação, os dados subsuperficiais geofísicos e estruturais (da superfície) foram combinados em duas seções com direção NW – SE, balanceadas e restauradas. Estas seções mostram um encurtamento horizontal para o topo da formação quartzítica Moeda, nas seções norte e sul, de 684,4 m (4,55%) e de 1194,32 m (7,1%) respectivamente. O valor mais elevado do encurtamento, na seção sul, pode ser atribuído ao confinamento da deformação brasileira entre os dois complexos metamórficos, considerados como blocos rígidos para essa deformação.

6.2.2 - ABSTRACT

In this contribution we present two-dimensional retrodeformation of the severely overprinted Quadrilátero Ferrífero terrain, in the southern São Francisco craton. In order to understand the structural framework of the central Moeda Syncline, at northwest of the Bação metamorphic complex, structural and geophysical data were combined into two NW-SE balanced and restored sections which were subsequently submitted to magnetometric modelling. These sections show significantly different horizontal shortenings in the top of the quartzitic Moeda formation: 684,4 m (4,55%) in the northern cross-section; and 1194,32 m (7,1%) in the southern cross-section. The larger shortening in the southern domain is due to the fact this domain is confined between two relatively rigid metamorphic complexes.

6.2.3 - INTRODUÇÃO

A construção de perfis geológicos constitui uma ferramenta de trabalho rotineira do geólogo. Permite representar as estruturas geológicas em profundidade contribuindo para a compreensão do arcabouço tectônico de uma área. De forma indireta permite avaliar o potencial econômico da área. Na maioria das vezes, no entanto, a construção da seção geológica é interpretativa e gerada de forma esquemática. Este fato pode acarretar problemas geométricos e/ou incompatibilidades geológicas no modelo.

Para minimizar os possíveis erros diferentes métodos de construção e de validação de perfis têm sido apresentados na literatura. Uma das técnicas é a 'restauração de seções', método descrito em um trabalho clássico por Dahlstrom (1969), e, posteriormente, por Woodward & Boyer (1985), Tearpock & Bischke (1990) e Groshong (1999), entre outros. Consiste em testar a viabilidade geométrica das estruturas geológicas por meio da reconstrução palinspática de seções, permitindo a visualização de um possível estado pré-deformação. O método de restauração de seções tem sido empregado, quase exclusivamente, em terrenos fanerozóicos, compressivos e distensivos, e, em geral, para auxiliar na pesquisa de petróleo.

Este método é empregado no presente trabalho para o estudo do domínio centro-norte do Sinclinal Moeda, Quadrilátero Ferrífero, região sudeste do Craton São Francisco (Fig. 6.1). O objetivo é buscar uma melhor interpretação para a evolução estrutural dessa área, que apresenta as complexidades inerentes a uma bacia pré-cambriana polideformada. A área é caracterizada pela mudança traço do eixo do sinclinal, de NW-SE para NE-SW. A finalidade do trabalho é contribuir para as discussões sobre o papel do Complexo Metamórfico Bação (bloco do embasamento) na evolução tectônica da região e, a partir dos perfis balanceados e restaurados, aperfeiçoar o modelo estrutural do sinclinal Moeda.

O processo de restauração teve como foco a reconstituição das estruturas superpostas ao Sinclinal Moeda, que se formaram durante o Evento Brasileiro. Como pouco se conhece sobre os eventos mais antigos, que geraram a calha hospedeira dos sedimentos Minas e o Sinclinal Moeda, procedeu-se à restauração completa das camadas, à sua posição horizontal, apenas para avaliar a viabilidade geométrica do sistema de falhas extensionais presentes.

Para a construção das estruturas em profundidade utilizaram-se dados de aeromagnetometria, disponibilizados pela Companhia Mineradora de Minas Gerais, (COMIG). O tratamento desses dados permitiu a construção de perfis de contraste de valores de susceptibilidade magnética das rochas, fornecendo estimativas de profundidades das anomalias. Como ferramenta adicional de validação geométrica das seções, utilizou-se uma modelagem magnetométrica tal como descrito na literatura por Martelet *et al.* (2003) e Direen *et al.* (2005), que a empregaram com sucesso em terrenos pré-cambrianos.

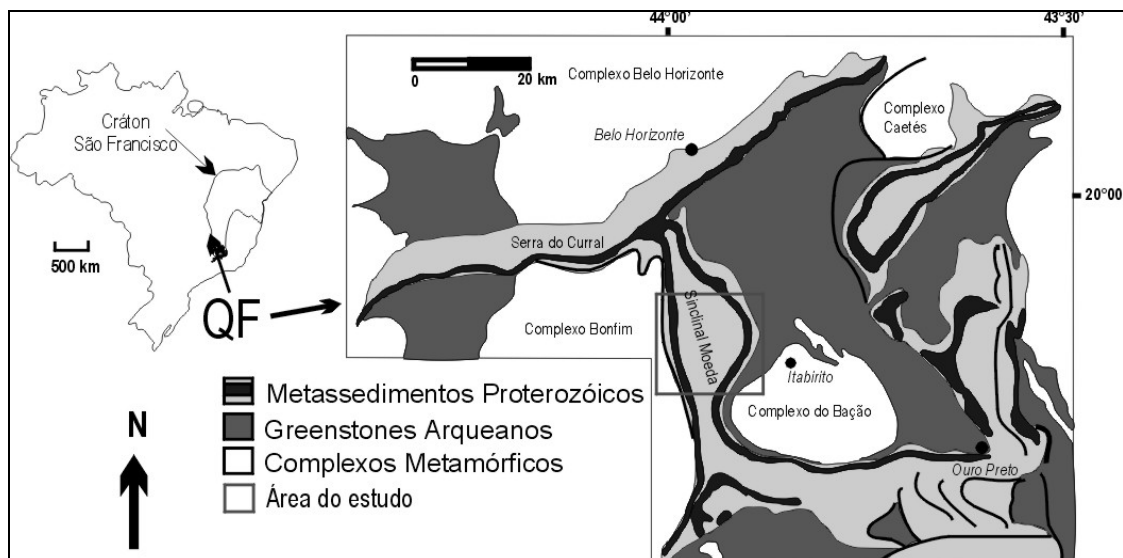


Figura 6.1: Mapa regional do Quadrilátero Ferrífero e sua localização no Cráton do São Francisco (mod. de Dorr 1969 e Almeida 1977)

6.2.4 - CONTEXTO TECTÔNICO

A evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero ainda constitui assunto controverso. No entanto, a maioria dos autores reconhece que as rochas do Supergrupo Minas se depositaram em antigas bacias, arqueanas, que posteriormente foram dobradas em estruturas megascópicas, durante o evento Transamazônico. No Brasiliano as megadobras foram alvo de um segundo processo tectônico compressivo que afetou, especialmente, o domínio leste do Quadrilátero Ferrífero (Chemale Jr. *et al.* 1994, Renger *et al.* 1994, Endo 1997, Alkmim & Marshak 1998 entre outros).

Para Chemale Jr. *et al.* (1994) a evolução tectônica proterozóica no Quadrilátero Ferrífero, constituiu-se de um evento de natureza extensional, transamazônico, e, outro, compressivo, brasileiro. O evento extensional, com vetor tectônico de W para E, é comparado a um processo do tipo “*metamorphic core complex*”. É descrito no domínio oeste do Quadrilátero Ferrífero, na Zona de Cisalhamento Bonfim-Moeda. Com vergência para oeste, a compressão brasileira gerou um expressivo sistema de cavalgamento no setor leste, o Sistema Fundão-Cambotas, mas é pouco significativo no domínio ocidental.

Alkmim & Marshak (1998) propõe para a formação das estruturas que se apresentam nas rochas do Supergrupo Minas, um evento extensional entre 2.6 e 2.4 Ga com características de uma bacia ensialica ou do tipo margem passiva. A separação dessa estrutura em sub-bacias teria ocorrido durante a Orogênese Transamazônica, após uma tectônica de colisão e durante uma deformação de província em domos e quilhas. No Brasiliano teria ocorrido a inversão tectônica, como também descrita por Chemale Jr. *et al.* (1994).

O Sinclinal Moeda

O Sinclinal Moeda se insere na região centro-oeste do Quadrilátero Ferrífero e foi descrito em inúmeros trabalhos, dentre eles, Dorr (1969), Pires (1979), Endo & Nalini (1992), Chemale Jr. *et al.* (1994), Silva (1999), Hippertt & Davis (2000), Silva & Gomes (2001) e Gomes *et al.* (2003). Trata-se de um terreno pré-cambriano, arqueano a proterozóico, caracterizado pela ocorrência de complexos metamórficos, seqüências supracrustais metavulcanossedimentares e metassedimentares clásticas a químicas (Fig. 6.2) além de corpos ultramáficos, máficos e félsicos, intrudindo especialmente as litologias arqueanas. Além disto, registram-se ocorrências restritas de depósitos cenozóicos (Lipski 2002).

A estrutura sinformal é materializada por todas as unidades do Supergrupo Minas. Sua envoltória é definida pelo acamamento, (s_0) que, no flanco oeste, é paralelo a uma foliação (s_1). Ainda no flanco oeste, na base do Supergrupo Minas, ocorre a zona de cisalhamento Moeda-Bonfim, de natureza dúctil-rúptil, extensional e com lineações E-W. No flanco leste observa-se a sobreposição da compressão brasileira, com transporte tectônico de E para W, gerando uma relação estrutural entre s_0 e s_1 de flanco inverso (Endo & Nalini 1992 e Hippertt *et al.* 1992).

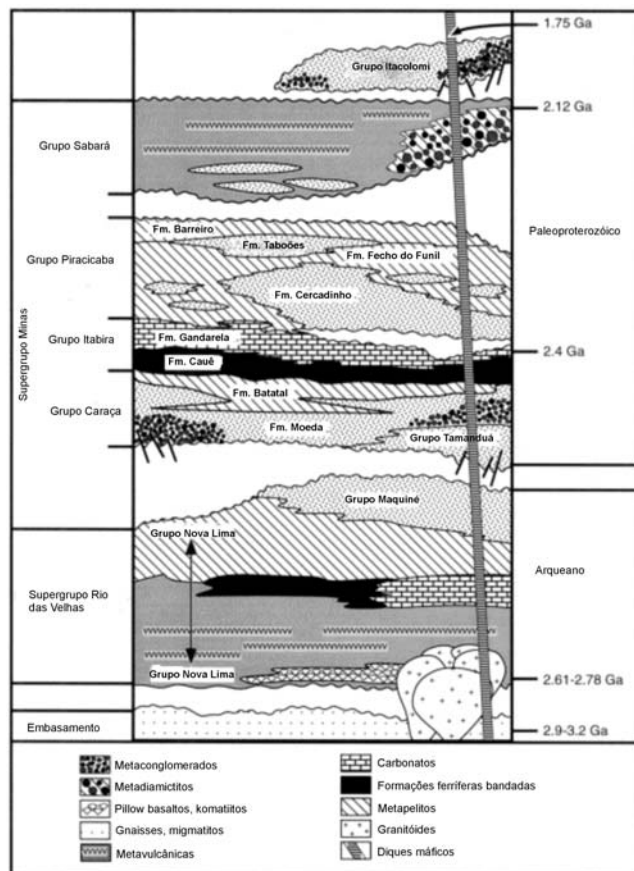


Figura 6.2: Coluna litoestratigráfica do Quadrilátero Ferrífero, segundo Dorr (1969) e Alkmim & Marshak (1998).

No domínio sul do flanco leste do Sinclinal Moeda, nas vizinhanças do Complexo Metamórfico Bação, o sinclinal mostra em planta uma notável curvatura com convexidade voltada para oeste. Silva & Gomes (2001) efetuaram na região um estudo de análise quantitativa da deformação, em metaconglomerados da Formação Moeda, no qual mostram que os flancos do Sinclinal Moeda foram submetidos a deformações distintas, maior a leste do que a oeste. Além disso sugerem uma deformação por transpressão, com escape lateral de massas rochosas no domínio leste e uma compressão pura no interior e no flanco oeste do sinclinal. Nesse estudo os autores confirmam a tese do cavalgamento do Complexo Metamórfico Bação sobre o sinclinal.

Com base em um levantamento geológico-estrutural na escala 1:10.000, Gomes *et al.* (2003) efetuaram uma análise estrutural nas rochas dos supergrupos Rio das Velhas e Minas, na região centro-norte do Sinclinal Moeda. O tratamento estatístico das superfícies s_0 e s_0/s_1 permitiu caracterizar duas fases de dobramento: uma com eixo na direção NW-SE, e, a outra, NE-SW. Tais fases foram reconhecidas concomitantemente, apenas no domínio NW. Na região central ocorre uma forte dispersão das estruturas e na região sudeste, os autores descrevem apenas o dobramento NE-SW. Esta situação sugere que o redobramento do Sinclinal Moeda tenha ocorrido por esforços vindos de SE para NW, com obliteração da fase mais antiga na região sudeste. O domínio noroeste, na qual existem evidências para as duas fases de dobramento representaria a posição original do Sinclinal Moeda.

Braga *et al.* (2005) produziram mapas temáticos a partir dos dados de aerogamaespectrometria da região centro-norte do Sinclinal Moeda. Com base em um levantamento de campo apresentam também um novo mapa geológico, na escala 1:10.0000 (Fig. 6.3). Nele, efetuaram o ajuste dos contatos litológicos que eram inferidos nos mapas mais antigos, em função do alto grau de intemperismo das rochas. Além disso, reconhecem uma falha regional, de direção NW-SE, que corta o sinclinal obliquamente. Esta falha, denominada Falha das Codornas, termina, a leste, nas falhas do Bonga e Cata Branca, e, a oeste, em outras falhas transcorrentes, a sul da Mina Pau-Branco.

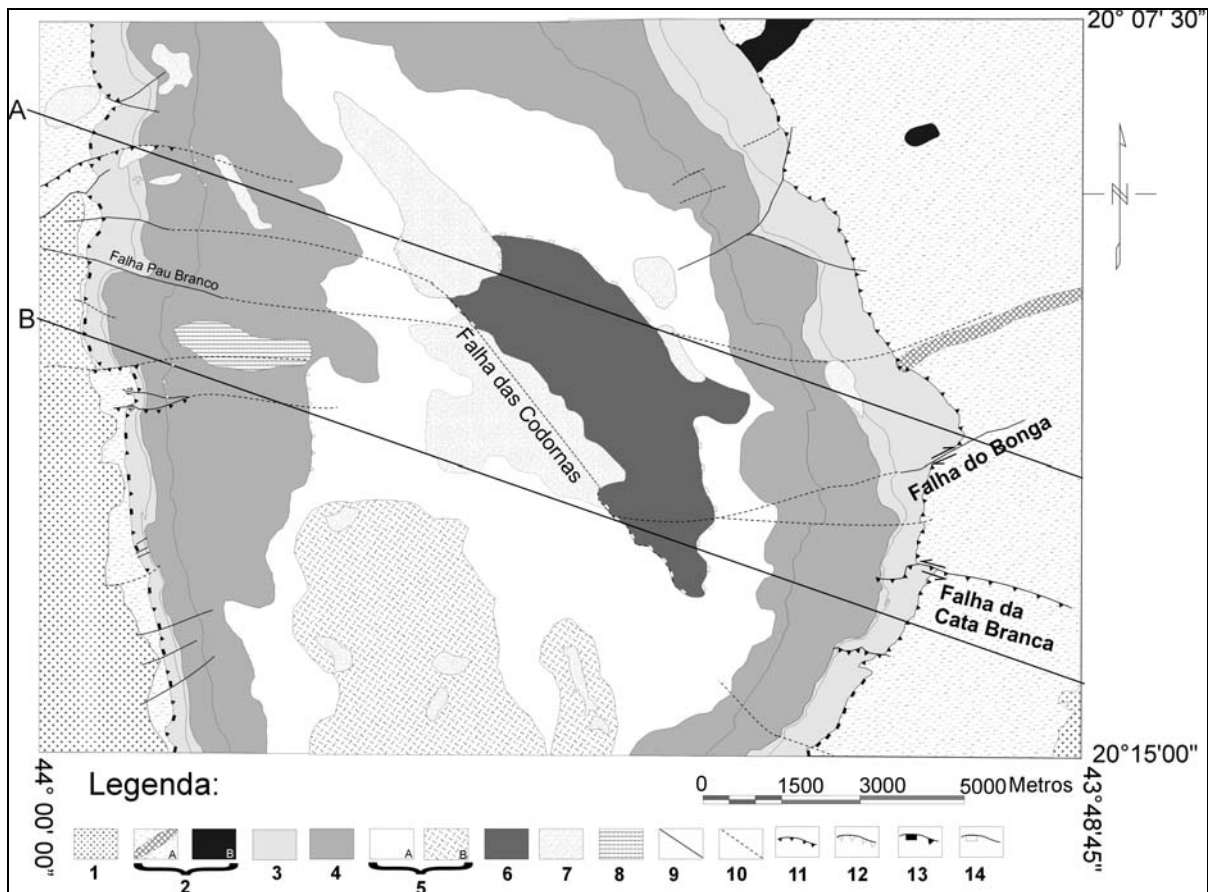


Figura 6.3: Mapa geológico da região centro-norte do Sinclinal Moeda (mod. de Braga *et al.* 2005). 1: Complexos metamórficos; 2: Supergrupo Rio das Velhas (A, xistos, B, metaultramáficas), 3: Grupo Caraça 4: Grupo Itabira; 5: Grupo Piracicaba (A, indiviso, B, Formação Fecho do Funil); 6: Grupo Sabará; 7: Depósitos Cenozóicos; 8: dique máfico metamorfsado; 9: Traço de falhamentos e contatos cartografados; 10: Traço de falhamentos e contatos identificados a partir dos dados geofísicos; 11: Falhas reversas cartografadas; 12: Falhas reversas identificadas a partir dos dados geofísicos; 13: Falhas normais reativadas identificadas em mapeamentos; 14: falhas normais reativadas inferidas a partir dos dados geofísicos.

6.2.5 - Metodologia de trabalho

O presente trabalho foi realizado em quatro etapas. A primeira consistiu da compilação dos dados geológicos-estruturais de superfície, e a segunda, da interpretação das anomalias magnetométricas (de subsuperfície). A modelagem foi efetuada por meio do método da deconvolução de Euler a partir de mapas de contraste de valores de susceptibilidade magnética das rochas. O método forneceu o posicionamento e o mergulho das falhas assim como uma estimativa da profundidade das falhas.

A terceira etapa de trabalho constituiu a modelagem estrutural dos perfis. O primeiro passo foi a construção dos perfis geológico-estruturais balanceados na escala 1: 10.000, a partir do método *kink* e com todos os dados disponíveis. Seguiu-se o processo da restauração das camadas, baseado no princípio do deslocamento por flexura (*flexural-slip*, Marshak & Woodward 1988, Tearpock & Bischke 1990). Nesse processo o comprimento das camadas deve ser igual na seção deformada e na seção restaurada, ou variar de forma congruente. Todos os trabalhos envolvendo a construção, a

restauração e o cálculo do encurtamento dos perfis foram efetuados com o auxílio do *software Autocad 2000*.

Ao final, na quarta e última etapa de trabalho, os perfis geológicos balanceados foram avaliados por meio de uma modelagem magnetométrica. O procedimento confirmou mais uma vez a viabilidade geométrica e geológica dos perfis elaborados.

6.2.6 - Descrição das atividades e resultados

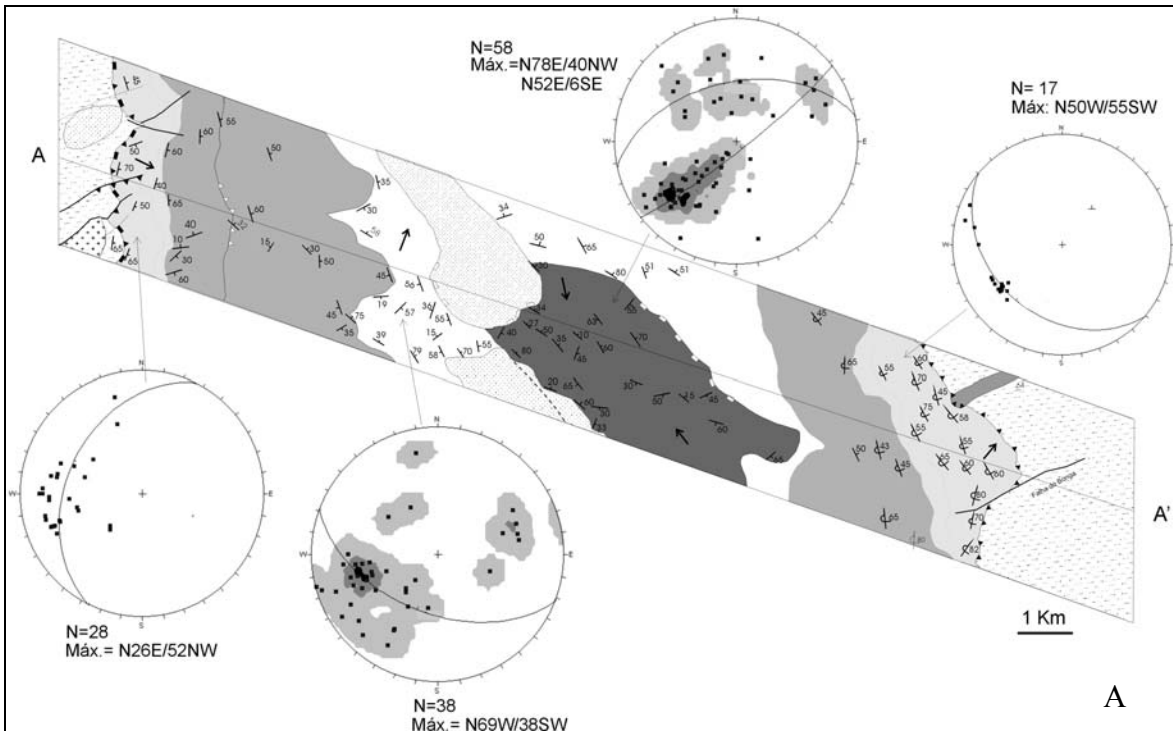
Análise geológico-estrutural

A compilação dos dados geológicos-estruturais de superfície foi feita a partir dos dados coletados no campo, das informações de Dorr (1969) e Gomes *et al.* (2003) e com base no mapa de Braga *et al.* (2005). A análise criteriosa deste mapa (Fig. 6.3) sugere que a Falha das Codornas, que corta o Sinclinal Moeda na direção SE-NW (descrita por Braga *et al.* 2004), divide a área de trabalho em dois domínios estruturais, doravante denominados domínios sul e norte. Observa-se também que os grupos Caraça e Itabira, base do Supergrupo Minas, possuem em ambos os flancos do domínio sul uma espessura aparente menor do que no compartimento norte. Considerando-se que todo o Sinclinal Moeda foi afetado pela inversão brasileira (Hippertt *et al.* 1992, Alkmim & Marshak 1998), sugere-se, como hipótese de trabalho que o domínio sul tenha sofrido processos de encurtamento e ejeção mais intensos do que o domínio norte.

Para testar a hipótese acima, escolheu-se para a construção dos perfis geológico-estruturais em profundidade uma linha para cada domínio estrutural: o perfil sul (domínio sul) e o perfil norte (domínio norte) (Fig. 6.3). Segundo Woodward & Boyer (1985) e Marshak & Woodward (1988), uma das premissas básicas para o balanceamento estrutural de seções é a escolha da linha da seção, que deve ser perpendicular à direção regional das estruturas. Segundo Gomes *et al.* (2003), que defendem a influência do Bloco do Bação na estruturação da área de trabalho, a direção NW-SE representa a direção do transporte tectônico do último evento deformativo. Assim os perfis do presente estudo foram traçados na direção NW-SE, que, no entanto, por se tratar de um terreno polideformado não constituem linhas ortogonais ao *trend* estrutural.

Na área de trabalho, o arcabouço estrutural do Sinclinal Moeda é relativamente simples. As estruturas mesoscópicas mais importantes são o acamamento original, uma xistosidade s_1 , paralela ou sub-paralela a s_0 e dobras abertas a fechadas de dimensões métricas a decamétricas, que deformam a superfície s_0 , da dobra sinformal. Em adição observa-se uma clivagem espaçada (s_2) localmente e uma clivagem de crenulação (s_3), assim como lineações mineral, de interseção e de crenulação. A atitude do acamamento s_0 é apresentada em mapas geológico-estruturais ao longo de faixas com 4 km de largura, que contém os perfis e na forma de diagramas estruturais sinópticos (Fig. 6.4).

A análise estrutural desses diagramas revela uma distribuição dos pólos ao longo de guirlandas cujos eixos tem direção NW-SE e NE-SW e mergulhos baixos a médios. Nos compartimentos da zona de charneira os pólos do acamamento s_0 apresentam forte dispersão, enquanto, no flanco leste, as unidades basais do Supergrupo Minas caracterizam exclusivamente o dobramento em torno de um eixo NE-SW. Os dados confirmam a análise de Gomes *et al.* (2003) que descrevem duas fases de dobramento deformando o Sinclinal Moeda e as relacionam à compressão brasileira bem como à progressiva influência do Bloco do Baçõ, sobre o sinclinal.



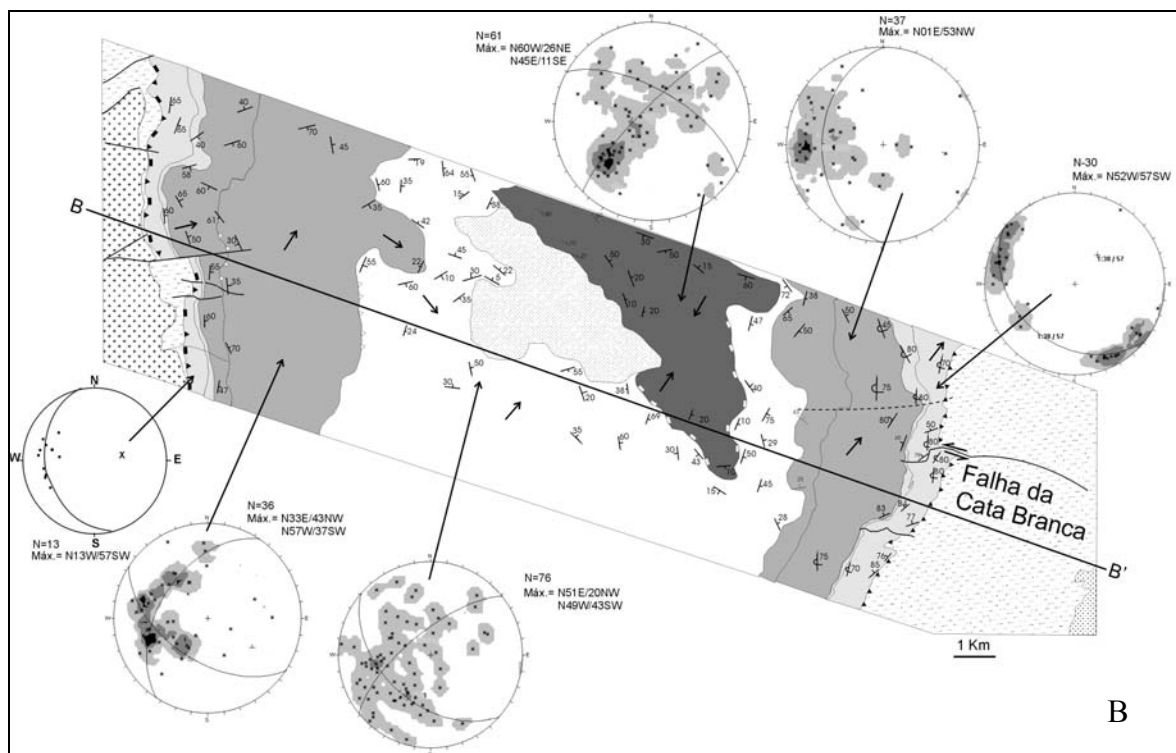


Figura 6.4: Mapa geológico-estrutural de uma faixa ao longo do perfil norte (A) e do perfil sul (B), da região centro-norte do Sinclinal Moeda. A legenda é a mesma adotada no mapa da figura 6.3. (N): número de pólos; (Máx.): projeção polar da guirlanda.

Anomalias magnetométricas

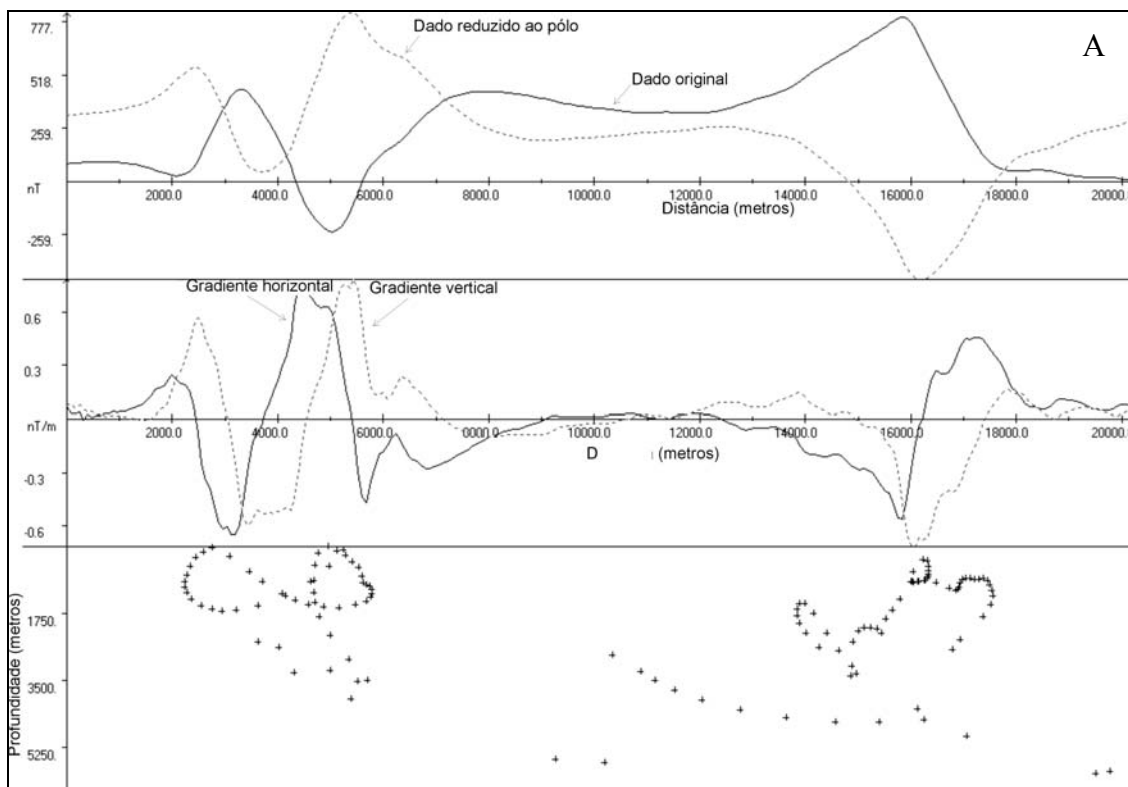
O tratamento e a interpretação das anomalias magnetométricas pelo método da deconvolução de Euler baseia-se, entre outros, nos estudos de Durrheim & Cooper (1998), Barbosa (2004), Thompson (1982), Hood (1965) e Mushayandebvu (2001). Trata-se de um método matemático que visa a homogeneização de um sistema de equações com múltiplas soluções. Dessa forma a deconvolução avalia as informações magnetométricas de um determinado ponto do perfil e estipula a profundidade de estruturas geológicas que geram contraste magnético.

A figura 6.5 mostra os resultados da deconvolução de Euler dos perfis norte (A) e sul (B), executados no programa *Euldep*. Esse programa mostra na solução três conjuntos de dados, sendo que os primeiros são os dados magnéticos captados ao longo do perfil, apresentados em linha contínua e a sua conversão ao pólo, representado com a linha tracejada. No segundo conjunto de informações são exibidas as variações dos valores magnéticos de acordo com a sua transformação em gradientes horizontais (linha contínua) e verticais (linha tracejada). O último conjunto de dados corresponde à estimativa da profundidade do contraste das anomalias ao longo das seções norte e sul respectivamente. Para obter o resultado, utilizou-se tamanho da janela igual a 9 e índice estrutural de 1,0 que corresponde ao modelo de contatos.

O exame das anomalias magnéticas do perfil norte sugere a presença de 5 falhas. Estas são definidas por segmentos cujos ângulos de mergulho diminuem com a profundidade, sugerindo uma geometria lítrica para estas falhas (Fig. 6.6 A). A profundidade máxima das falhas se encontra a aproximadamente 5.500m. Além disso foi possível identificar no flanco leste o contato entre as formações Cauê e Gandarela (Supergrupo Minas), sugerido pelo contraste magnético observado no resultado da deconvolução de Euler.

No perfil sul as anomalias também mostram cinco falhas com aproximadamente 5.500m de profundidade (Fig. 6.6 B). Porém o padrão lítrico não se apresenta bem definido, tal como foi observado no perfil norte (comparar a interpretação nas figuras 6.5 A e B). Neste perfil magnético foi novamente possível identificar o topo da Formação Cauê, no flanco leste, assim como uma falha de baixo ângulo na base do Grupo Caraça. Essa feição foi interpretada de acordo com os dados de campo como uma falha de empurrão correlacionada ao evento Brasileiro.

A configuração das falhas interpretadas a partir das anomalias magnéticas sugere uma geometria de hemigraben, para a calha do Sinclinal Moeda e com vergência para leste. Esta interpretação confirma a proposta de Chemale Jr. *et al.* (1994) que sugerem tratar-se de um hemigraben com falha de borda a oeste, constituída pela zona de cisalhamento Bonfim-Moeda.



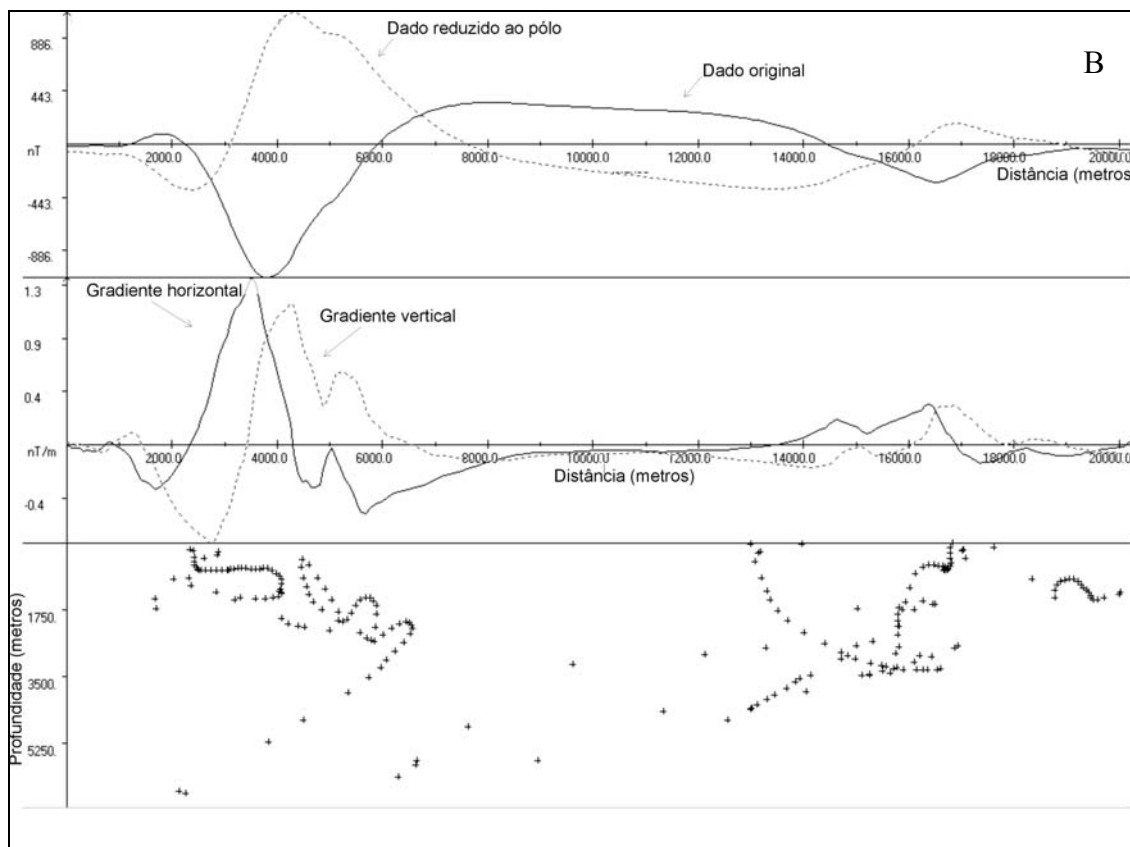


Figura 6.5: Perfis magnetométricos de deconvolução de Euler. (A) Perfil Norte e (B) Perfil Sul.

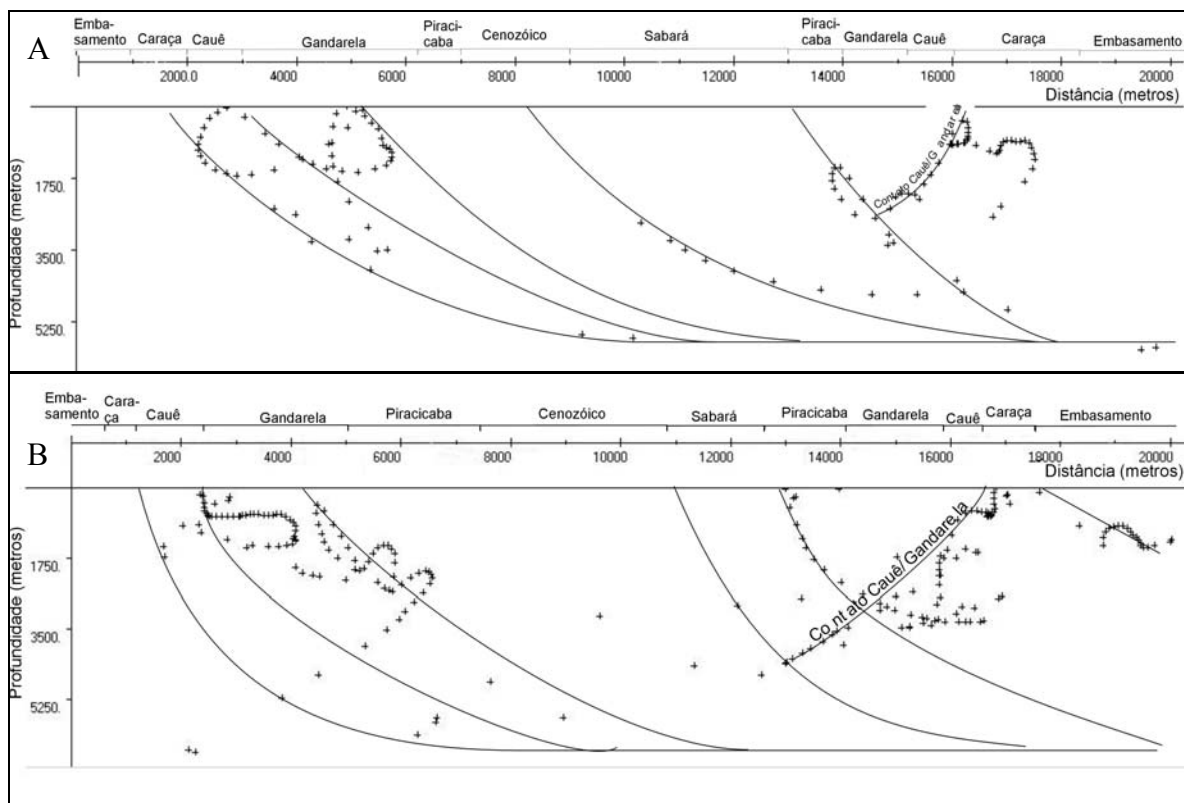


Figura 6.6: Interpretação geológica dos perfis magnetométricos de deconvolução de Euler. (A) Perfil Norte e (B) Perfil Sul.

Modelagem geométrica dos perfis geológico-estruturais

O método *kink* constitui a técnica mais simples para a construção de perfis quando se pretende restaurar as seções pelo comprimento de linhas (Suppe 1985, Woodward & Boyer 1985, De Paor 1988). O método assume dobras angulares e camadas de espessura constante, e requer a compartimentação do perfil em domínios de mergulhos homogêneos.

A construção dos perfis foi realizada com atenção especial para os grupos Caraça e Itabira, unidades basais do Supergrupo Minas, que mostram as superfícies de contato de topo e de base. Em escala regional essas unidades satisfazem a premissa da constância da espessura das camadas. Nos perfis o Supergrupo Rio das Velhas foi incluído no embasamento, por falta de maiores detalhes geológicos e geofísicos.

A figura 6.7 apresenta as seções norte e sul, elaboradas com as informações geológicas de superfície (atitude do acamamento e geometria das dobras) e os dados geofísicos de subsuperfície (número e profundidade de falhas). A condição da conservação do comprimento das camadas conduziu a várias correções até se obter seções viáveis, isto é, com geometria pré-deformação das falhas admissível, e o comprimento das camadas, consistente.

As seções mostram o Sinclinal Moeda com geometria de dobra inversa (como já proposto por Dorr 1969), cortado por um sistema de falhas normais conectadas entre si e a um descolamento basal. O descolamento aflora a oeste e constitui a zona de cisalhamento Bonfim-Moeda. No flanco leste, ambos os perfis mostram uma falha de empurrão, que, da mesma forma que o descolamento, a oeste, corta o Grupo Caraça. A principal diferença entre as seções encontra-se na magnitude do rejeito das diversas falhas e no local de emergência das falhas de borda. Além disto, observa-se um abatimento de blocos diferenciado nos dois perfis e a presença de falhas antitéticas apenas na seção norte.

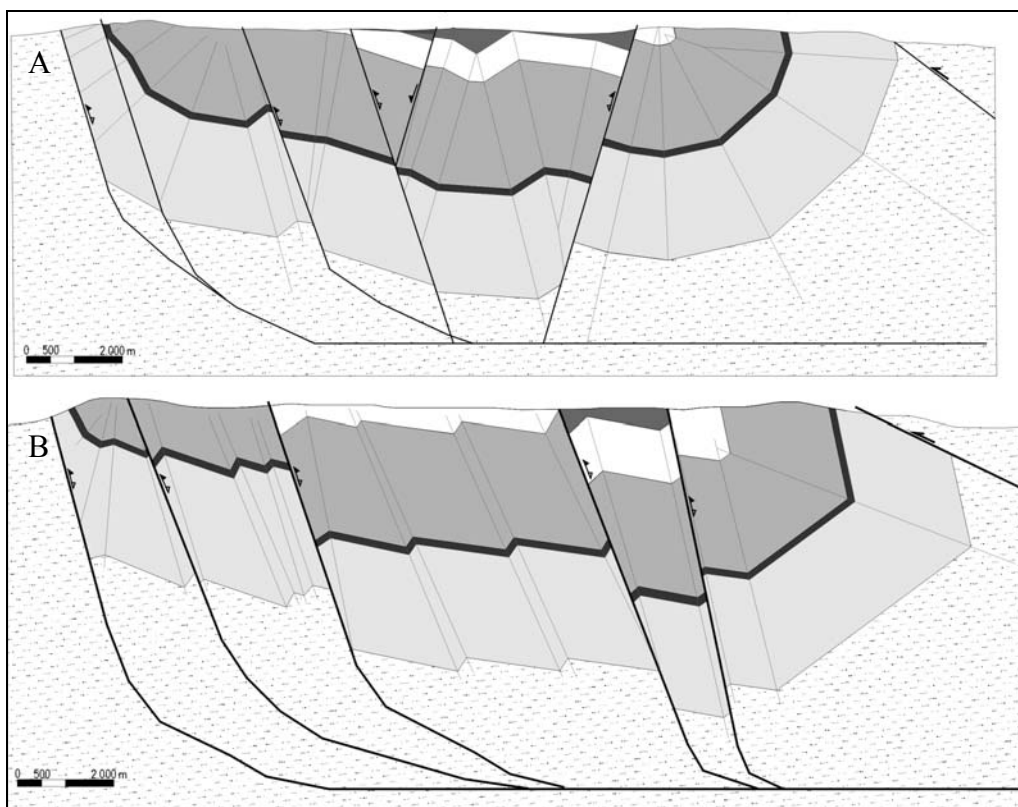


Figura 6.7: Os perfis geológicos balanceados da região centro-norte do Sinclinal Moeda. (A) Perfil Norte e (B) Perfil Sul. A legenda é a mesma da figura 6.3.

A restauração de perfis inicia-se com a escolha de uma linha de referência, o *pin-line*, que deve ser perpendicular ao acamamento e permanecer fixa durante a restauração (Groshong 1999). No presente trabalho optou-se por posicionar o *pin-line* na zona da charneira do Sinclinal Moeda que representa o local menos deformado dos perfis em estudo. Desta forma, o processo de restauração se efetuou a partir do *pin-line*, nos dois sentidos, para leste e para oeste. Além disso, a reconstituição foi executada das unidades mais velhas para as mais novas, isto é iniciou-se com a base do Grupo Caraça que constitui a unidade supracrustal mais antiga nos perfis.

A remoção dos efeitos do evento compressivo mais novo constituiu a primeira etapa da restauração. Retrodeformaram-se as dobras secundárias que deformam a megaestrutura assim como o rejeito da única falha de empurrão presente, que ocorre no flanco leste. A figura 6.8 apresenta os perfis norte (A) e sul (B) após a restauração do evento compressivo.

A avaliação da viabilidade geométrica do perfil foi realizada de duas formas, pelo cálculo do encurtamento e a partir de mais duas etapas de restauração, auxiliares. Para o cálculo do encurtamento dos perfis, consideraram-se como comprimentos iniciais e finais as distâncias entre os afloramentos de uma mesma superfície, nos perfis deformados e retrodeformados, respectivamente (Figs. 6.8 a e b). Os resultados constam na tabela 6.1 e constituem valores mínimos, uma vez que se retrodeformaram apenas as dobras que deformam o megassinclinal. Não se considerou a eventual reativação das falhas

normais por falta de parâmetros seguros. Todos os cálculos revelam que o perfil sul sofreu encurtamento maior do que a seção norte.

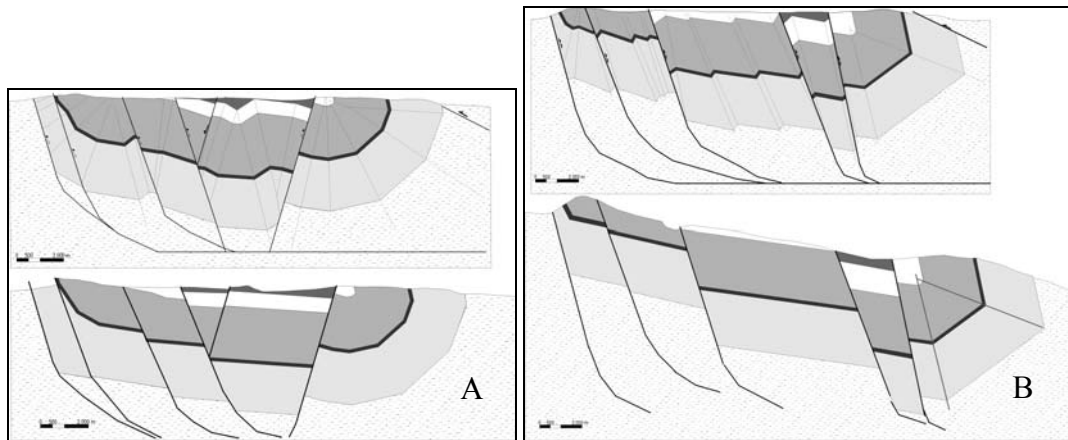


Figura 6.8: Os perfis geológicos retrodeformados para a Inversão Brasileira. (A) Perfil Norte e (B) Perfil Sul.

Tabela 6.1: Resultados do cálculo da magnitude da deformação compressiva (brasileira) da área de trabalho. L_0 = comprimento inicial; L_f = comprimento final.

Superfície de referência da Formação Moeda	L_0 (m)	L_f (m)	$\frac{L_f - L_0}{L_0}$	
Perfil Norte	Topo	15050,04	14365,64	4,55%
	Base	18117,27	17498,68	3,41%
Perfil Sul	Topo	16853,72	15659,40	7,1%
	Base	18880,50	16719,51	11,44%

Na etapa de restauração auxiliar removeu-se, primeiro, o rejeito das falhas normais e, em seguida, retrodeformaram-se todas as camadas à posição horizontal. Os perfis resultantes (Figs. 6.9 A e B) representam situações geológicas teóricas, pois muito pouco se conhece sobre a configuração estrutural pré-inversão do Sinclinal Moeda. Do ponto de vista geométrico, observa-se que as seções são viáveis uma vez que o comprimento das camadas variou de forma consistente, o *pin-line* posiciona-se normal às camadas e as falhas apresentam uma geometria pré-deformação admissível. O procedimento revela também que o ângulo de mergulho e o rejeito das falhas são consistentes.

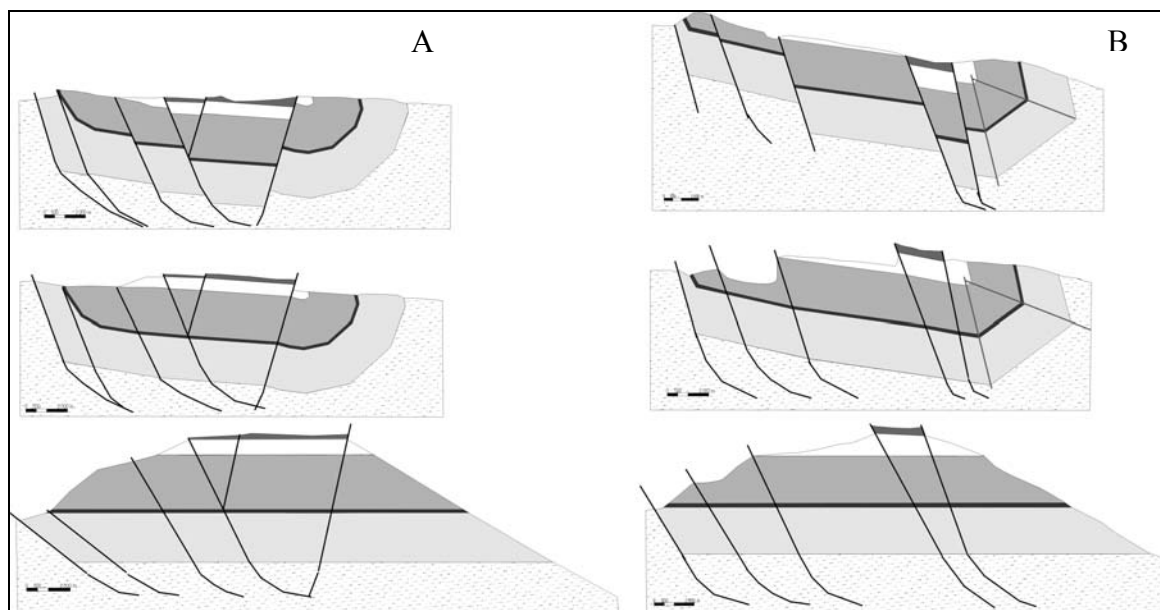


Figura 6.9: Os perfis geológicos retrodeformados para a extensão. (A) Perfil Norte e (B) Perfil Sul. A legenda é a mesma da figura 6.3.

Modelagem magnetométrica

O procedimento adotado para a presente modelagem foi aquele descrito por Martelet *et al.* (2003) e Direen *et al.* (2005). Consiste em gerar o perfil magnetométrico coincidente com a seção geológica e realizar um ajuste da seção geológica, em subsuperfície.

Para a comparação entre o perfil geológico balanceado e o perfil magnetométrico, real, utilizou-se a ferramenta *Gmsys*, do conjunto de programas *Geosoft*. Este programa utiliza os algoritmos descritos por Won & Bevis (1987), onde as anomalias teóricas são calculadas a partir de um modelo poligonal.

Para realizar a modelagem, as seções balanceadas foram re-digitalizadas no programa *Gmsys*. Geraram-se polígonos, que correspondem às camadas das rochas, e, aos quais se atribuíram valores de susceptibilidade magnética, da literatura (Sharma 1986, Telford *et al.* 1990, Luiz & Silva 1995).

Para o ajuste adequado entre o modelo (perfil balanceado) e o perfil real, o programa permite alterações no modelo: pode-se modificar a geometria das camadas da rocha ou os valores de susceptibilidade magnética de cada camada, ou, ainda, variar ambas alternativas conjuntamente. Como o objetivo do presente trabalho foi testar a geometria dos perfis, optou-se por manter a geometria adotada e variar somente os valores de susceptibilidade magnética das rochas.

Com esse procedimento, obtiveram-se os modelos apresentados na figura 6.10. O ajuste com erro menor que 0,1%, para os dois perfis, com valores de susceptibilidade magnética dentro da faixa

permitida para cada tipo de rocha, mostram que as geometrias adotadas para a construção das seções geológicas representam soluções válidas.

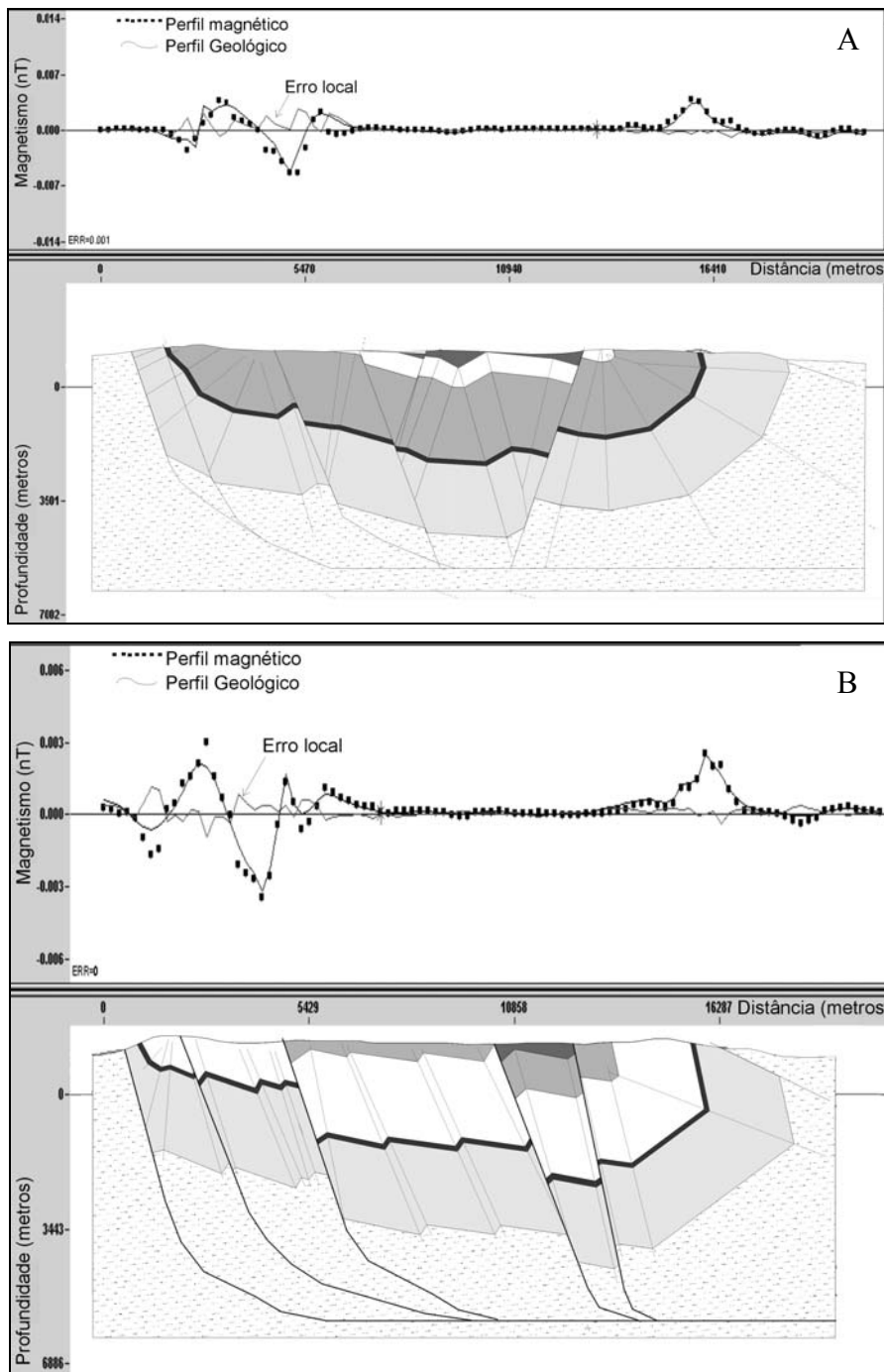


Figura 6.10: Perfis de susceptibilidade magnética. (A) Perfil Norte e (B) Perfil Sul.

6.2.7 – Discussão e conclusão

Conhecimentos precários sobre o inventário estrutural e a vergência tectônica dos eventos deformacionais muito antigos desestimulam o emprego do balanceamento estrutural em terrenos polideformados. De fato, a restauração das camadas à sua posição original é complexa mas o trabalho

aqui desenvolvido, mostra que o balanceamento das estruturas é possível, desde que aplicada à última deformação. Ainda assim é necessário que se leve em consideração restrições que envolvam as estruturas preexistentes, que podem interferir tanto no posicionamento quanto na reativação das feições mais novas.

O presente estudo, no qual as seções foram avaliadas pela modelagem magnetométrica, sugere que, apesar das limitações, o método constitui uma forma viável de se gerar interpretações mais seguras.

A interpretação das anomalias magnetométricas pelo método da deconvolução de Euler, que precedeu o balanceamento estrutural, teve papel importante na fundamentação científica das seções geológico-estruturais. Gerou novas informações e confirmou outras, já descritas. Assim, balizou a interpretação da Zona de Cisalhamento Bonfim-Moeda na borda oeste do Sinclinal Moeda, e de uma falha de empurrão no flanco leste. Além disto, sugere a ocorrência de um sistema de falhas normais no interior do sinclinal, nucleado no embasamento.

Nesse contexto a construção de dois perfis balanceados e retrodeformados permitiu demonstrar, para a região centro-norte do Sinclinal Moeda que:

- 1) na área de trabalho existem dois compartimentos estruturais;
- 2) o compartimento sul apresenta-se mais deformado do que o norte;
- 3) em ambos os compartimentos a deformação é de baixa magnitude;
- 4) independente do cálculo do encurtamento, a análise visual da arquitetura das falhas, no perfil sul (Fig. 6.7 B) (sentido de mergulho das falhas normais, e, rejeito do cavalgamento, a leste), mostra uma maior compressão neste compartimento;
- 5) os dois perfis apresentam pequenas diferenças na arquitetura geral das falhas normais;
- 6) as características comuns às falhas de ambos os perfis são:
 - alto ângulo de mergulho e cinemática normal,
 - vergência para leste,
 - as estruturas se estendem até o embasamento e se conectam à Zona de Cisalhamento Bonfim-Moeda, formando assim, um sistema de falhas (o Sistema de Falhas Bonfim-Moeda);
- 7) a espessura aparente do Grupo Caraça, no flanco oeste, varia em planta, do compartimento norte para o sul, em consequência do local de emergência da zona de cisalhamento Bonfim-Moeda;
- 8) no flanco leste ocorre o mesmo efeito, em função da atuação de uma zona de cisalhamento de cavalgamento com vergência para oeste; e
- 9) na região de trabalho falhas de baixo ângulo constituem exceção.

Os fatos acima listados sugerem que:

- 1) a maior magnitude de deformação no compartimento sul confirma a hipótese de trabalho de que este domínio tenha sofrido processos de encurtamento e ejeção mais intensos do que o domínio norte;
- 2) a falha direcional reconhecida em recente estudo por Braga *et al.* (2005) (a Falha das Codornas), que corta o Sinclinal Moeda transversalmente, dando continuidade ao sistema de falhas Cata Branca e do Bonga, no flanco leste, tenha dado origem à compartimentação da área de estudo;
- 3)) trata-se possivelmente de uma antiga falha de rasgamento, uma vez que separa domínios com características distintas.

Com base nas considerações acima, a modelagem geológica permite propor para a evolução tectônica do Sinclinal Moeda, na área de trabalho, que:

- 1) após a constituição do megassinclinal Moeda (desconhecida), um sistema de falhas distensivo tenha se formado, em conexão com a Zona de Cisalhamento Bonfim-Moeda;
- 2) o último evento compressivo, a inversão tectônica brasileira, foi de baixa magnitude;
- 3) além do redobramento do Sinclinal Moeda a inversão brasileira tenha causado a reativação das falhas normais, preexistentes, assim como de uma antiga falha transversal (de rasgamento); e
- 4) a maior deformação no domínio sul da área de trabalho tenha resultado do translado para oeste do Bloco do Bação, e, de seu conseqüente aprisionamento entre dois complexos.

CAPÍTULO 7

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS E CONCLUSÕES

O presente capítulo tem por objetivo apresentar uma síntese dos resultados alcançados, discuti-los à luz do conhecimento geológico da área, e também discutir a relevância das novas informações apresentadas.

7.1. - O MAPEAMENTO GEOLÓGICO-GEOFÍSICO

7.1.1 - O Levantamento Geológico-Estrutural

O levantamento geológico-estrutural na escala 1:10.000 permitiu acrescentar ao conhecimento da área, as seguintes informações:

a) A análise estatística do acamamento sedimentar permitiu caracterizar a estruturação da área, dividindo-a em quatro compartimentos: flanco leste, zona de charneira porção leste (Grupo Piracicaba), zona de charneira porção oeste (Grupo Piracicaba) e flanco oeste. Os diagramas estereográficos revelam uma distribuição dos pólos ao longo de guirlandas cujos eixos tem direção NW, SE, NE e SW, e mergulhos baixos a médios. Nos dois compartimentos da zona de charneira, os pólos do acamamento s_0 apresentam forte dispersão, enquanto, no flanco leste, as unidades basais do Supergrupo Minas caracterizam exclusivamente o dobramento com eixo na direção NE-SW.

b) Os dados confirmam a análise de Gomes *et al.* (2003) que relacionam as duas fases que redobram o Sinclinal Moeda à compressão brasileira, leste-oeste. A progressiva influência do bloco do Bação sobre o sinclinal sugere uma partição da deformação. Neste processo, o complexo seria responsável tanto pela inflexão da megaestrutura quanto pelo redobramento de eixo NE-SW, ambos resultantes de um transporte tectônico para NW.

c) o mapeamento do flanco leste do Sinclinal Moeda confirmou a existência de uma zona de cisalhamento compressiva, em sua base, apresentada em mapas geológicos anteriores. O mapeamento mostrou também, que em algumas porções desta zona de cisalhamento existem indicadores cinemáticos extensionais, reconhecidos principalmente nos extremos sul e norte, na base da Formação Moeda. Interpreta-se que tais indicadores cinemáticos correspondam a uma fase de deformação anterior à compressão brasileira.

d) A análise de elementos morfológicos e de indicadores cinemáticos revelam a existência de diversas pequenas falhas direcionais, que cortam os flancos leste e oeste do sinclinal. Essas falhas apresentam componente compressiva com vergência para norte, revelada por indicadores cinemáticos tais como estruturas S/C. Além disso, localmente foram encontradas lineações de estiramento mineral subhorizontais (na Falha do Bonga, por exemplo), que em análise conjunta com os lineamentos morfológicos, sugerem a movimentação direcional. Aparentemente as falhas dos flancos se conectam a um único segmento no interior do sinclinal, a Falha das Codornas.

e) Durante a etapa do mapeamento, observou-se que os sedimentos recentes, possivelmente cenozóicos, cobrem extensas áreas, principalmente no interior do sinclinal. Tais sedimentos puderam ser delimitados a partir dos dados do mapeamento gamaespectrométrico.

O levantamento geológico foi importante, mostrando-se adequado para a caracterização dos elementos estruturais necessários para a construção dos perfis. Com base nesses levantamentos identificou-se as posições do acamamento original das rochas, os dobramentos e também os falhamentos. Essas informações foram complementadas e confirmadas com as informações provenientes da geofísica.

7.1.2 - O Levantamento Geofísico de Gamaespectrometria

A integração dos dados geológicos aos dados geofísicos de radiometria possibilitou cartografar as posições dos contatos entre litologias que apresentam diferenças composicionais. A partir desse trabalho, algumas alterações no mapa geológico da porção centro-norte do Sinclinal Moeda são apresentadas, conforme argumentação geofísica:

a) As rochas do Complexo Metamórfico Bonfim foram delimitadas pelos mapas das razões U/Th e Th/K, assim, com as novas informações, a localização dos limites do Complexo Metamórfico Bonfim deixou de ser inferida.

b) As rochas do Supergrupo Rio das Velhas puderam ser separadas das do Complexo Metamórfico Bonfim nos mapas U/Th e Th/K. O Supergrupo Rio das Velhas foi estendido para sul, entre o Complexo Metamórfico Bonfim e o Grupo Caraça, na região mapeada. As rochas metaultramáficas do Supergrupo Rio das Velhas foram evidenciadas pelos mapas U, contagem total, U/Th, Th/K e U/K, e apresentam área maior de afloramento do que era apresentado nos mapeamentos anteriores. Os mapas U/K e contagem total mostraram diferença composicional dentro do Supergrupo Rio das Velhas, que conhecidamente apresenta variação composicional de rochas mais máficas, como por exemplo, quartzo biotita xistos e rochas mais félsicas, como quartzitos e quartzo sericita xistos. A parte sul apresenta rochas mais félsicas, e as rochas mais

máficas afloram na parte norte. Como não se realizou levantamento de campo mais detalhado nessa área e nem análises petrográficas dessas rochas, essas informações não foram incluídas no mapa final.

c) Os mapas gamaespectrométricos permitiram individualizar as formações do Grupo Itabira, além de permitir delimitar os seus contatos com o Grupo Piracicaba e com o Grupo Caraça. Os mapeamentos anteriores mostravam os contatos entre as formações e com o Grupo Piracicaba apenas como inferidos.

d) Os mapas das razões entre os elementos mostrou a distribuição do Grupo Piracicaba na área. Esses mapas permitiram individualizar a Formação Fecho do Funil.

e) Os mapas geofísicos permitiram demarcar com maior precisão os limites em superfície de corpos de rochas sedimentares clásticas cenozóicas, em conformidade com o levantamento geológico. Esses corpos já haviam sido mencionados em literaturas anteriores, porém, a sua distribuição espacial ainda não havia sido apresentada.

Além das informações sobre as posições das litologias, a gamaespectrometria também contribuiu para a identificação da Falha das Codornas. Essa ferramenta foi muito útil ao trabalho, pois permitiu o refinamento das posições dos contatos entre as rochas.

7.1.3 - O Levantamento Geofísico de Magnetometria (em Mapa)

O mapa magnetométrico corrigido do IGRF mostrou, através dos dipolos, anomalias que correspondem ao contraste magnético causado pelas rochas do Grupo Itabira. O mapa mostrou também que o sinclinal apresenta-se intersectado por estruturas com direção EW e NW-SE, aparentemente cortando todas as litologias, exceto o Grupo Sabará. Essas estruturas correspondem a falhas que foram cartografadas nos flancos do sinclinal, como por exemplo, as falhas da Cata Branca, do Bonga, do Pau Branco, e outras não nomeadas. Observou-se que existe uma continuidade dessas falhas no interior do sinclinal, sendo este um fato novo, pois essas falhas não foram, até então, identificadas na porção central do sinclinal. Uma grande estrutura NW-SE que corta o interior do sinclinal foi denominada Falha das Codornas. Essa falha foi identificada pelo mapa magnetométrico corrigido do IGRF, e corresponde a lineamentos morfológicos (alinhamento de vales e de drenagens).

Essa informação chamou a atenção pelo fato de ser recorrente em todos os mapas geofísicos elaborados, mas que ainda não havia sido representada nos mapas geológicos conhecidos da área. Essa estrutura foi interpretada como sendo anterior à deformações brasileira, e que teria sido reativada posteriormente. Esse fato explicaria a escassez de informações geológicas relativas à estrutura. Apenas

nos flancos do sinclinal foi possível observar lineações minerais, sugerindo movimento transcorrente dextral, com componente compressiva.

7.1.4 - Deconvolução de Euler das Anomalias Magnetométricas (Seções Verticais)

A interpretação das anomalias magnetométricas pelo método da deconvolução de Euler, teve papel importante na fundamentação científica das seções geológico-estruturais. Gerou novas informações, em subsuperfície e confirmou outras, já descritas. Assim, balizou a interpretação da Zona de Cisalhamento Bonfim-Moeda na borda oeste do Sinclinal Moeda e de uma falha de empurrão no flanco leste. Além disto, sugere a ocorrência de um sistema de falhas normais no interior do sinclinal, nucleado no embasamento, e a sua provável profundidade.

7.2 - A MODELAGEM GEOLÓGICA E GEOFÍSICA

7.2.1 - A Modelagem Estrutural

A construção de duas seções balanceadas, efetuada com base nos dados de superfície e nas anomalias magnetométricas, mostra as seguintes características para o arcabouço estrutural do Sinclinal Moeda:

- a megaestrutura sinformal foi redobrada por pelo menos um evento, com vergência para NW;
- existe um sistema de falhas normais (o Sistema de Falhas Bonfim-Moeda), que se conecta à Zona de Cisalhamento Bonfim-Moeda;
- o local de emergência da Zona de Cisalhamento Bonfim-Moeda, na borda oeste, varia nos perfis norte e sul;
- no perfil norte, o rejeito da Zona de Cisalhamento Bonfim-Moeda é maior do que no perfil sul;
- no flanco leste, o rejeito da falha de empurrão que corta o Grupo Caraça, é maior no perfil sul do que norte;
- os perfis possuem geometria discretamente diferente.

As variações ao longo do *trend* N-S do Sistema de Falhas Bonfim-Moeda sugerem a presença de domínios estruturais distensivos distintos, separados pela Falha das Codornas, detectada no levantamento geofísico de magnetometria. Esta interpretação foi corroborada pelos efeitos da inversão tectônica que afetou os dois domínios de forma distinta:

a) em ambos os compartimentos ocorreu ejeção das rochas supercrustais (ao longo da zona de Cisalhamento Bonfim-Moeda, a oeste, e sobre uma falha de empurrão, a leste), no entanto, esta foi mais intensa no compartimento sul que, em planta, mostra uma espessura aparente das rochas da base do Supergrupo Minas, menor do que a norte;

b) pelo cálculo da deformação brasiliana: determinou-se, para as rochas dos grupos Caraça e Itabira, valores de encurtamento (mínimos) maiores no perfil sul do que norte.

A maior magnitude de encurtamento do compartimento sul da área de trabalho, confirma a interpretação de Chemale Jr. *et al.* (1994) e Silva (1999) do translado para oeste do Complexo Metamórfico Bação e conseqüente aprisionamento da região sul do Sinclinal Moeda.

Os fatos acima permitem propor para a Falha das Codornas um caráter de falha de rasgamento durante a atuação do Sistema de Falhas Bonfim-Moeda, e, uma reativação, como falha de transferência, durante a inversão brasiliana.

7.2.2 - A Modelagem Magnetométrica

A modelagem magnetométrica consistiu em gerar o perfil magnetométrico coincidente com a seção geológica e realizar um ajuste da seção geológica, em subsuperfície. Esse procedimento mostrou que o ajuste da seção geológica (interpretada) com a seção magnetométrica exibe erro menor que 0,1%, para os dois perfis. Isso significa que as geometrias adotadas para a construção das seções geológicas representam soluções válidas.

Com base nas considerações dos tópicos 7.2.1 e 7.2.2, acima, a modelagem geológica e geofísica permitiram propor para a evolução tectônica do Sinclinal Moeda, na área de trabalho:

- 1) após a constituição do megassinclinal Moeda (desconhecida), um sistema de falhas, distensivo, tenha se formado, em conexão com a Zona de Cisalhamento Bonfim-Moeda;
- 2) o último evento compressivo, a inversão tectônica brasiliana, foi de baixa magnitude;
- 3) além do redobramento do Sinclinal Moeda, a inversão brasiliana tenha causado a reativação das falhas normais, preexistentes, assim como de uma antiga falha transversal (de rasgamento); e
- 4) a maior deformação no domínio sul da área de trabalho tenha resultado do translado para oeste do Complexo Metamórfico Bação, e, de seu conseqüente aprisionamento entre dois complexos.

Referências

- Alkmim F.F. & Marshak 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 Research*, **90**: 29-58.
- Almeida, F. F. M., 1977. O Craton do São Francisco. *Revista Brasileira de geociências*, **7**(4): 349-364.
- Alvarez, B. A.; Luz, A. M. R. 1981. *Curso de física.vol. único*. Ed. Harbra, São Paulo, 930p.
- Barbosa, V. C. F., Silva, J. B. C. 2004. Deconvolução de Euler: passado, presente e futuro. **I** Simpósio Regional da Sociedade Brasileira de Geofísica.
- Blakely, R.J. 1996. *Potential Theory in Gravity & Magnetic applications*. Cambridge University Press – USA. 441p.
- Braga, S. C. M., Barbosa, M. S. C., Gomes, C. J. S. 2004. Aplicação do método geofísico de Magnetometria na investigação geológica estrutural da porção centro-norte do Sinclinal Moeda. Congresso Brasileiro de Geologia, Araxá, Anais **42** (meio digital).
- Braga, S. C. M., Barbosa, M. S. C., Gomes, C. J. S. 2005. Utilização de dados radiométricos para o detalhamento dos contatos geológicos da porção centro-norte do Sinclinal Moeda. IX Congresso da Sociedade Brasileira de Geofísica, 2005, Salvador-BA. Anais **9** (meio digital).
- Carneiro M. A., Noce C. M., Teixeira W. 1995. Evolução Policíclica do Quadrilátero Ferrífero: Uma análise fundamentada no conhecimento atual da Geocronologia U-Pb e Geoquímica Isotópica Sm-Nb. *Revista da Escola de Minas*, **48**(4):264-273.
- Chemale, F. Jr., Rosiere, C. A., Endo, I. 1992. A model for the tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **29º** International Geological Congress- Kyoto, Japan. Resumes pag. 275.
- Chemale Jr., F.; Rosière C. A.; Endo, I., 1994. The tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research*, **65**: 25-54.
- Chiozzi, P., Pasquale, V., Verdoya, M. 1998. Ground radiometric survey of U, Th and K on the Lipari Island, Italy. *Journal of applied geophysics* **38**(3):209-217.
- Dahlstrom, C.D.A., 1969. Balanced cross-sections. *Can. Journal Earth Science*, **6**: 743-757.
- De Paor, D. G. 1988. Balanced section in thrust belts Part 1: Construction. *AAPG Bulletin*, **72** (1):73-90.
- Direen N. G., Brock, D., Hand, M. 2005 Geophysical testing of balanced cross-sections of fold–thrust belts with potential field data: an example from the Fleurieu Arc of the Delamerian Orogen, South Australia. *Journal of Structural Geology* **27**: 964–984
- 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.
- Duarte, M.I.M., Amaral, G., Pascholati, E.M. 1997. Aplicação de técnicas de processamento digital de imagens na interpretação de dados aerogeofísicos da Folha Santa Bárbara, Minas Gerais-Brasil. Anais **5º** Congresso SBGF p591-593.
- Durrheim, R. J., Cooper, G. R. J. 1998. Euler: a program for the euler deconvolution of magnetic and gravity data. *Computers & geosciences*. **24** (6): 545 – 550.
- 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 ares adjacentes, Minas Gerais*. Inst. Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de doutorado, 243 p.
- 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, 2003. Anais do **XII** Simpósio de Geologia de Minas Gerais, meio digital.

- Groshong, R.H.Jr. 1999. *3-D structural geology: a practical guide to surface and subsurface map interpretation*. Springer-Verlag Berlin. 324p.
- Hippertt, J., Davis, B., 2000. Dome emplacement and formation of kilometre-scale synclines in a granite-greenstone terrain (Quadrilátero Ferrífero, southeastern Brazil). *Precambrian Research*. **102**: 99-121.
- 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.
- Hood, P. 1965. Gradient Measurements in aeromagnetic surveying. *Geophysics*, **30**: 891-902.
- http://www.der.mg.gov.br/html/mapa_rodoviario/call/14.htm
- <http://www.cnen.gov.br/ensino/apostilas/radio.pdf>
- <http://www.uwgb.edu/dutchs/STRUCTGE/SL162KinkMethod.HTM>
- Ladeira, E. A. 1981. Primeiras lavas com almofadas ("pillows") encontradas no Supergrupo Rio das Velhas, de idade arqueana, no Quadrilátero Ferrífero e no Distrito de Pitangui, Minas Gerais. *Ciências da Terra*, **1**(1): 12-14.
- Jordt, H. E., Alkmim, F. F., Marshak, S. 1992. Metamorfismo progressivo e a ocorrência dos três polimorfos de Al₂SiO₅ (cianita, andaluzita e silimanita) na Formação Sabará em Ibirité, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Anais do 6º Simpósio de geologia de Minas Gerais: Sociedade Brasileira de Geologia e da XXX Semana de Estudos Geológicos da Siceg. Rev. Escola de Minas **45** (1 e 2): 157-160.
- Lipski, M. 2002. *Tectonismo Cenozóico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto. Dissertação de mestrado. 171p.
- Luiz, J.G., Silva, L.M.C., 1995. *Geofísica de Prospecção*. Belém, Pará. Ed. CEJUP. 311p.
- 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**: 2341-2346.
- Marshak, S., Thinkham, D., Alkmim, F.F., Brueckner, H., Bonhorst, T. Jr. 1997. Dome-and-keel provinces formed during Paleoproterozoic orogenic collapse-core complexes, diapirs, or neither? Examples from the Quadrilátero Ferrífero and the Penokean Orogen. *Geology* **25**(5): 415-418.
- Marshak, S., Alkmim, F. F., Jordt, E.H. 1992. Influence of extensional tectonics on the geometry of Proterozoic mobile belts, southern Sao Francisco Craton region of Brazil. 29th international geological congress. Kyoto, Japan. Resumes. **29**; p. 274.
- Marshak, S., Mitra, G. 1988. *Basic Methods of Structural Geology*. Prentice Hall; 446 p.
- Marshak, S., Woodward, N., 1988. Introduction to cross-section balancing. In *Basic Methods of Structural Geology*, eds. S. Marshak and G. Mitra. Prentice Hall, Englewood Cliffs. 303-332
- Martelet, G., Calcagno, P., Gumiaux, C., Truffert, C., Bitri, A., Gapais, D., Brunb, J. P. 2003. Integrated 3D geophysical and geological modelling of the Hercynian Suture Zone in the Champtoceaux area (south Brittany, France) *Tectonophysics* **382**: 117-128
- McClellan, J.H., Nawab, H. 1979. Complex General-N Winograd Fourier Transform Algorithm (WFTA). Programs for digital signal processing. **1**(7): 1-10.
- Metelo, M.J., Pinheiro, S.S., Reis, N.J. 1989. Interpretação aeromagnética e aerogamaespectrométrica da borda sul da Bacia de Roraima. Anais 1º Congresso SBGF. p. 1284-1290.
- Moussa, M. 2001. Gamma-ray spectrometry: a new tool for exploring archaeological sites; a case study from East Sinai, Egypt. *Journal of applied geophysics* **48**(3): 137-142.
- Mushyandebvu, M. F., van Driel, P., Reid, A. B., Fairhead, J. D. 2001. Magnetic source parameters of 2-D structures using extended Euler deconvolution. *Geophysics*, **66**: 814-823.
- Mussett, A. E., Khan, M.A. 2001. *Looking into the Earth: An introduction to geological geophysics*. Cambridge University Press. 470p.
- Noce C. M. 1995. *Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 128p.

- Parasnis, D.S. 1997. *Principles of Applied Geophysics*. Chapman & Hall London. 437p.
- Pires, F.R.M., 1979. *Structural geology and stratigraphy at the junction of the Serra do Curral anticline and the Moeda Syncline, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil*. Ph.D. Thesis, University of Michigan, Ann Arbor, USA. 220p.
- Ranjbar, H., Hassanzadeh, H., Torabi, M., Ilaghi, O. 2001. Integration and analysis of airborne geophysical data of the Darrehzar area, Kerman province, Iran, using principal component analysis. *Journal of applied geophysics* **48**(1): 33-41.
- Renger F. E., N.C.M., R.A.W., M.N. 1994. Evolução Sedimentar do Supergrupo Minas: 500 Ma de registro geológico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. *Geonomos*, **2**(1): 1-11.
- Schorscher H. D. 1979. Evolução geotectônica e petrogenética do embasamento arqueano do Quadrilátero Ferrífero. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **51** p. 766-768.
- Sharma, P.V. 1986, *Geophysical Methods in Geology*. 2nd. Ed. Elsevier Science Publishing Co., Inc New York. 428p.
- Silva A. M.; Kuyumjian R. A. & Chemale Jr. F. 1992. Rochas básicas do Quadrilátero Ferrífero e Espinhaço Meridional – Estudos preliminares. In: SBG/SICEG, Simpósio de Geologia de Minas Gerais. 30^a Semana de Estudos da SICEG. Ouro Preto. *Anais* **6**.p. 60-62.
- Silva, A. M., Pires, A. C. B., McCafferty, A., Moraes, R. A. V., Xia, H. 2003. application of airborne geophysical data to mineral exploration in the uneven exposed terrains of the rio das velhas greenstone belt. *Revista Brasileira de Geociências*. **33**(2). p. 17-28.
- 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>
- Silva R. G. 1999. *Análise Estrutural e modelagem tectônica da região centro-sul do Sinclinal da Moeda, Quadrilátero Ferrífero*. DEGEO/EM/UFOP, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 154 p.
- Suppe, J., 1985. *Principals of Structural Geology*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N. J., 537 p.
- Tearpock, D. J. & Bischke, R. E. 1990. *Applied subsurface geological mapping*. New York, Prentice Hall. 648p.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E. 1990. *Applied geophysics*. Cambridge University Press. 770p.
- Thompson, D. T., 1982, EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics* **47**: 31-37.
- Tourliere, B., Perrin, J., Le Berre, P., Pasquet, J.F. 2003. Use of airborne gamma-ray spectrometry for kaolin exploration. *Journal of applied geophysics* **53**: 91-102.
- Vasconcellos, R.M., Metelo, M.J., Motta, A.C., Gomes, R.D. 1994. *Geofísica em levantamentos geológicos do Brasil*. CPRM. 204p.
- Winograd, S. 1978. On computing the discrete Fourier Transform. *Mathematics of computation*. **141** (32):175-199.
- Won, I.J., Bevis, M. 1987. Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: Algorithms and Fortran subroutines. *Geophysics* **52** (2): 232-238
- Woodward, N. B. & Boyer, S. E. 1985. An outline of balanced cross-sections. Notes for a short course. University of Tennessee, Department of Geological Sciences. *Studies in geology II*. 123p.

Anexos

Ficha de Aprovação

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

TÍTULO: Modelagem Estrutural e Geofísica da Porção Centro-Norte do Sinclinal Moeda,
Quadrilátero Ferrífero, Mg

AUTORA: SÍLVIA CAROLINA MARTINS BRAGA

ORIENTADORA: Dra. Caroline Janette de Souza Gomes

CO-ORIENTADORES: Dra. Maria Sílvia Carvalho Barbosa

Dr. André Danderfer Filho

Aprovada em: __ / ____ / 2006

PRESIDENTE: Dra. Caroline Janette de Souza Gomes

BANCA EXAMINADORA

Prof^a Dr^a Caroline Janette S. Gomes _____ DEGEO/UFOP

Prof. Dr. Carlos Alberto Rosiere _____ IGC/UFMG

Prof Dr Issamu Endo _____ DEGEO/UFOP

Ouro Preto, 27 / Março / 2006