



UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA



GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO

INTERPRETAÇÃO DA GEOLOGIA E DAS  
ESTRUTURAS DO EMBASAMENTO E DO GRUPO  
BARREIRAS NO SSE DO ESTADO DA BAHIA  
EMPREGANDO DADOS DE CAMPO, IMAGENS  
SRTM E DADOS AEROMAGNÉTICOS

THAÍS GOMES SANTANA

SALVADOR – BAHIA

Abril – 2010

**Interpretação da Geologia e das Estruturas do Embasamento e do Grupo  
Barreiras no SSE do Estado da Bahia Empregando Dados de Campo, Imagens  
SRTM e Dados Aeromagnéticos**

por

THAÍS GOMES SANTANA

GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA APLICADA

DO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DA

UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA

Comissão Examinadora



Prof. Dr. Luiz César Corrêa-Gomes - Orientador

Prof. Dr. Edson Emanuel Starteri Sampaio - Co - orientador

Dr. Osmar Almeida da Silva - DNPM

Data da aprovação: 05/04/2010

Dedicatória

Dedico primeiramente este trabalho  
à minha família,  
João, Juralice, Deirne, Patricia e  
Anderson.

Além de dedicar aos meus amigos,  
em especial, Jandson, Daniel,  
Alana, Vidal, Thiago, Luara,  
Franciane e Vinicius.

# RESUMO

Este trabalho mostrou as relações existentes no SSE do Estado da Bahia entre as estruturas rúpteis (falhas e fraturas) do Grupo Cenozoico Barreiras (GB) e do embasamento representado pelos Orógenos Itabuna-Salvador-Curaçá pertencente ao Cráton de São Francisco (CSF) arqueano-paleoproterozoico e Araçuaí meso-neoproterozóico obtidas no campo, e os sistemas de falhas do embasamento e da plataforma continental adjacente mapeados através da interpretação de mapas aeromagnéticos. Essas relações foram comprovadas através do estudo combinado dos lineamentos estruturais obtidos nos mapas de modelo de terreno (SRTM) e geológicos, dos dados de campo e dos domínios e lineamentos magnéticos obtidos a partir de mapas magnéticos. Os mapas de modelo de terreno e geológico evidenciaram estruturas com as mesmas orientações da Zona de cisalhamento neoproterozóica de Potiraguá (ZCP/N120°-150°), do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (N000°-010°) e da Faixa Araçuaí (N090°-100°), a partir do contorno de vales e cristas e das discontinuidades lineares do relevo. Os dados de campo evidenciaram as orientações encontradas nos mapas de modelo de relevo, geológico e magnéticos. Desse modo, as estruturas presentes no Grupo Barreiras foram influenciadas por eventos tectônicos mais recentes - Neotectônica- que atingiram desde o embasamento até a superfície, tendo assim estruturas mais novas orientadas segundo as zonas de fraquezas preexistentes. Para tal, ocorreu a evolução dos tensores principais regionais correspondentes às orientações N030°-N040° e N130°-N140° para as orientações N000°-N010° e N090°-N100° na interface crosta oceânica/crosta continental. O método magnético foi utilizado visando auxiliar o mapeamento geológico da região e evidenciar as principais orientações magnéticas das estruturas regionais e locais. A disposição dessas estruturas quanto a sua orientação na região serviu de suporte para a idéia de que boa parte das estruturas encontradas no GB são oriundas da reativação de estruturas da Zona de Cisalhamento Itabuna-Itaju do Colônia (ZCIIC/N040°-060°) no norte, e do controle exercido pela compartimentação tectônica quanto à deposição dos sedimentos na Bacia de Cumuruxatiba. Portanto, foi possível identificar 4 padrões de lineamentos estruturais e magnéticos na área que correspondem às orientações NE-SW, E-W, NW-SE e N-S, 4 campos de tensão que atuaram na região referentes às orientações próximas de N130°-N140°, N030°-N040°, N000°-N010° e N090°-N100°, e 4 domínios magnéticos.

# ABSTRACT

In this work was possible to examine in the SSE of Bahia State, the relations between brittle structures (faults and fractures) of the Barreiras Group (BG) and the basement represented by the Itabuna-Salvador-Curaça Orogens, which belongs to the southeast of the San Francisco Craton (SFC), of archean-paleoproterozoic age (4600-2500 Ma) at north, and Araçuaí Orogens with age of the meso-neoproterozoic (1600-542 Ma) on south in the field, and the fault systems of the basement and continental shelf mapped thru the interpretation of contour maps obtained from aeromagnetic surveys. These relations were proven by agreed study of the structural lineaments obtained on maps of SRTM and geological maps, field data and the domains and structural lineaments from the magnetic maps. The SRTM's and the geological maps showed structures with the same orientation of the shear zone of Potiraguá (ZCP/N120°-150°), Orogen Itabuna-Salvador-Curaça (N000°-010°) and Araçuaí Belt (N090°-100°), as of the contours of valleys and mountains and linear discontinuities of the relief. The field data show orientations found on maps of SRTM, magnetic and geological maps. Thus, the present structures in the Barreiras Group was influenced by tectonic events more recent-Neotectonic- that affect since the basement until the surface, this form, it has structure youngest oriented conform the preexist weakness zones. In this context, it happened the evolution of the main tensors of N000°-N010° e N090°-N100° for N130°-N140° e N030°-N040° in the interface oceanic crust/continental crust. The magnetic method was used to assist in the geological mapping of the region and to highlight the main orientation of the structures of the basement. The arrangement of these structures and their orientation in the region served as a support for the idea that most of the structures found in BG are provenient from the reactivation of structures of the Shear Zone-Itabuna Itaju de Colônia (SZIIC/N040°-060°) in the north of area. Therefore, it was possible to identify 4 patterns of structural and magnetic lineaments in the area corresponding to NE-SW, E-W, NW-SE and N-S, 4 tension backgrounds in the area corresponding to next orientations of N130°-N140°, N030°-N040°, N000°-N010° e N090°-N100° and 4 magnetic domains.

# ÍNDICE

RESUMO . . . . .	iii
ABSTRACT . . . . .	iv
ÍNDICE . . . . .	v
ÍNDICE DE TABELAS . . . . .	vii
ÍNDICE DE FIGURAS . . . . .	viii
INTRODUÇÃO . . . . .	1
<b>CAPÍTULO 1 Método Magnético . . . . .</b>	<b>4</b>
1.1 Conceitos Fundamentais . . . . .	4
1.2 Fontes do Campo Magnético . . . . .	8
1.2.1 O Campo Principal da Terra . . . . .	8
1.2.2 Fontes Externas . . . . .	10
1.2.3 Anomalias Magnéticas . . . . .	11
1.3 Instrumentação . . . . .	14
1.3.1 Magnetômetro <i>Fluxgate</i> . . . . .	15
1.3.2 Magnetômetro de Precessão Nuclear . . . . .	16
1.3.3 Magnetômetro de Bombeamento Ótico . . . . .	17
1.3.4 Testes e Calibração . . . . .	17
1.3.5 Aquisição . . . . .	19
1.3.6 Correções e Processamento de Dados . . . . .	22
1.3.7 Interpretação das Anomalias Magnéticas . . . . .	26
<b>CAPÍTULO 2 Conjunto de Dados Utilizados . . . . .</b>	<b>29</b>
2.1 Geologia . . . . .	29
2.1.1 Geologia Regional . . . . .	29
2.1.2 Geologia Local . . . . .	32
2.2 Dados Geofísicos Aéreos . . . . .	37
2.2.1 Características dos Detectores . . . . .	38
2.2.2 Correções e Pre-processamento . . . . .	39

<b>CAPÍTULO 3</b>	<b>Materiais e Métodos</b>	40
3.1	Procedimentos de Interpretação	40
3.1.1	Dados de Campo	40
3.1.2	Imagens de Satélite de Relevô (ISR) da SRTM	41
3.1.3	Geofísica	41
<b>CAPÍTULO 4</b>	<b>Interpretação Qualitativa dos Dados Magnéticos</b>	49
4.1	Zonas Magnéticas (ZM)	49
4.1.1	ZM-1A	51
4.1.2	ZM-1B	51
4.1.3	ZM-1C	52
4.1.4	ZM-2	52
4.1.5	ZM-3	54
4.1.6	ZM-4	55
<b>CAPÍTULO 5</b>	<b>Apresentação Parcial Dos Dados</b>	57
5.1	Dados de Campo	57
5.1.1	Sistema de Falhas e Fraturas	57
5.1.2	Campos de Tensão	58
5.2	Imagem de Satélite do Modelo de Relevô	63
5.3	Mapa Geológico	65
5.4	Mapas Magnéticos	65
5.5	Discussão	66
5.5.1	Dados de Campo	68
5.5.2	Imagem de Satélite do Modelo de Relevô	68
5.5.3	Dados do Mapa Geológico	69
5.5.4	Dados Magnéticos	69
<b>CAPÍTULO 6</b>	<b>Conclusões</b>	71
	<b>Agradecimentos</b>	73
	<b>Referências Bibliográficas</b>	74

# ÍNDICE DE TABELAS

1.1	Susceptibilidade Magnética das Rochas e Minerais. (Kearey et al., 2002) . . .	7
1.2	Remoção do IGRF. Fonte: LASA (2008). . . . .	24
2.1	Características dos levantamentos aerogeofísicos para magnetometria realizados na região das bacias sedimentares de Mucuri, Cumuruxatiba e Espírito Santo. Fonte: (LASA, 2009). . . . .	38

# ÍNDICE DE FIGURAS

1	Localização da área estudada no Estado da Bahia indicada por linhas verdes no <i>inset</i> superior esquerdo (A) e no mapa de localização da área ampliado (B).	3
1.1	Definição dos elementos geomagnéticos. O campo geomagnético pode ser descrito pelos componentes cartesianos: Norte (X), leste (Y) e verticalmente para baixo (Z), ou por ângulos de declinação D e inclinação I, juntos com a intensidade do campo total F. Fonte: Modificado de Lowrie (2006).	9
1.2	Tempestade magnética e ventos solares interagindo com o campo magnético terrestre. Fonte: (ESA) (2005).	11
1.3	Anomalias Gravimétricas e magnéticas sobre um mesmo corpo em duas dimensões. Fonte: Kearey et al. (2002).	12
1.4	Representação esquemática dos alinhamentos dos momentos magnéticos atômicos no ferromagnetismo, antiferromagnetismo e ferrimagnetismo. Fonte: Lowrie (2006).	14
1.5	Relação das manobras realizadas no teste realizado pelas aeronaves nos levantamentos aeromagnéticos. Fonte: Sordi (2007).	19
1.6	Em levantamentos aeromagnéticos, os sensores devem ser montados rigidamente sobre a aeronave no fim de um <i>boom</i> (A) ou rebocado em uma caixa conhecida como <i>bird</i> embaixo do avião (B) presa por um cabo que varia em comprimento de 30 - 150 metros ao avião. Ainda tem um magnetômetro transportado no interior do avião (C). Fonte: Modificado de Lowrie (2006).	20
1.7	Em levantamentos magnéticos aéreos as linhas de voo podem ser voadas a (a) altitude constante sobre o nível do mar, ou (b) altura constante sobre o nível do terreno. Fonte: Modificado de Lowrie (2006).	21
1.8	Voos padrões incluem linhas de medidas paralelas (linhas de produção) e linhas ortogonais às linhas de produção (linhas de controle). Fonte: Modificado de Lowrie (2006).	21

2.1	Principais unidades geotectônicas da área estudada (retângulo no <i>inset</i> superior), tais como, o Cráton de São Francisco e a Faixa Araçuaí. O Orógeno Araçuaí na região central do Paleocontinente Gondwana modificado de Alkmim et al. (2006). FA, traços estruturais da Faixa de Dobramentos Araçuaí (Almeida, 1977); ZI, zona de interferência do Orógeno Araçuaí com o Aulacógeno do Paramirim. Crátons: A, Amazônico; K, Kalahari; PP-RP, Paraná-Paranapanema-Rio de la Plata; SF-C, São Francisco-Congo; SL-OA, São Luís-Oeste Africano. . . . .	30
2.2	A localização da área estudada sobre as bacias presentes na região: Bacias de Jequitinhonha, Cumuruxatiba e Mucuri. Ela está indicada pelo retângulo no <i>inset</i> superior esquerdo (a), e no mapa com os principais componentes tectono - estruturais continentais e oceânicos do sul do Estado da Bahia com a indicação da área de estudo também em linha verde (b). Fonte: Modificado de Rodovalho et al. (2003). . . . .	31
2.3	A localização da área estudada sobre as unidades geotectônicas mais importantes na região: O Cráton de São Francisco e o Orógeno Araçuaí. Ela está indicada pelo retângulo no <i>inset</i> superior esquerdo e no mapa geológico ampliado. . . . .	36
2.4	Distribuição dos Projetos Bahia - Sul, BMES - 3 e Espírito Santo na área de trabalho. Além disso, a figura mostra a área adquirida que corresponde a partes das áreas dos Projetos Bahia - Sul e BMES - 3. Fonte: (LASA, 2009). . . . .	37
2.5	Fluxograma de processamento mostrando as diferentes etapas desenvolvidas durante e após a obtenção dos dados magnéticos nos levantamentos aerogeofísicos para magnetometria nas bacias supracitadas. Fonte: (LASA, 2009). . . . .	39
3.1	Localização da área estudada no Estado da Bahia indicada pelo retângulo no inset superior esquerdo (A) e na Imagem de Satélite do Relevo (B) obtida pelo projeto SRTM (Shuttle Radar Topography Mission - <a href="http://srtm.usgs.gov/">http://srtm.usgs.gov/</a> - NASA, NIMA, DLR e ASI), tirada com o satélite Landsat 7 no período de 2000 - 2001 e disponível gratuitamente pelo Site “ <a href="http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br/ba/index.htm/">http://www. relevobr.cnpm.embrapa.br/ba/index.htm/</a> ”. As imagens pertencem a EMBRAPA Monitoramento por Satélite (Miranda, 2005). . . . .	43
3.2	Mapa com os principais lineamentos estruturais dúcteis e rupteis da área estudada. . . . .	44
3.3	Localização da área de estudo no Estado da Bahia indicada pelo retângulo no <i>inset</i> superior esquerdo (A) e no mapa da anomalia magnética de campo total (B), com o contorno continental delimitado e as localidades das principais cidades da área estudada. . . . .	45

3.4	Localização da área de estudo no Estado da Bahia indicada pelo retângulo no <i>inset</i> superior esquerdo (A) e no mapa da primeira derivada vertical da anomalia magnética de campo total (B), com o contorno continental delimitado e as localidades das principais cidades da área estudada.. . . . .	46
3.5	Localização da área de estudo no Estado da Bahia indicada pelo retângulo no <i>inset</i> superior esquerdo (A) e no mapa da segunda derivada vertical da anomalia magnética de campo total (B), com o contorno continental delimitado e as localidades das principais cidades da área estudada. . . . .	47
3.6	Localização da área de estudo no Estado da Bahia indicada pelo retângulo no <i>inset</i> superior esquerdo (A) e no mapa da amplitude do sinal analítico da anomalia magnética de campo total (B), com o contorno continental delimitado e as localidades das principais cidades da área estudada.. . . . .	48
4.1	Localização da área de estudo no Estado da Bahia indicada pelo retângulo no <i>inset</i> superior esquerdo (A) e domínios magnéticos da área de estudo sobre o mapa de contorno do campo magnético total, separados em zonas magnética (ZM) com base nos padrões das anomalias observadas (B). Além da interpretação magnética da área em termos de estruturas presentes, tais como, lineamentos magnéticos, dipolos magnéticos e regiões com alto sinal analítico. . . . .	50
4.2	Ampliação de parte da área de estudo situada nos domínios magnéticos ZM-1A, ZM-1B, ZM-1C. . . . .	53
4.3	Ampliação de parte da área de estudo situada nos domínios magnéticos ZM-2 e ZM-3. . . . .	54
4.4	Ampliação de parte da área de estudo situada nos domínios magnéticos ZM-3 e ZM-4. . . . .	55
5.1	Rosácea com frequência de direção dos planos de falhas e fratura (a), e estereogramas de densidade polar (b), obtidos a partir dos dados de campo. Fonte: (Corrêa-Gomes et al., 2010) . . . . .	57
5.2	Rosácea com frequência de direção (a) e caimento (b) das linhas dos tensores máximos e mínimos, e estereogramas de densidade polar (c), obtidos a partir do tratamento dos dados de campo através do programa freeware FaultKinWinFull122 version 1.1 (Allmendiger, 2001). Fonte: (Corrêa-Gomes et al., 2010) . . . . .	58
5.3	Disposição espacial das falhas na área de estudo. Fonte: (Corrêa-Gomes et al., 2010). . . . .	60
5.4	Disposição espacial dos tensores máximos na área de estudo. Fonte: (Corrêa-Gomes et al., 2010). . . . .	61
5.5	Disposição espacial dos tensores mínimos na área de estudo. Fonte: (Corrêa-Gomes et al., 2010). . . . .	62

5.6	Diagramas em rosetas com frequência direcional dos lineamentos estruturais obtidos a partir da Imagem de Satélite do modelo de Relevo (SRTM) com iluminação à 45°, em (a) por quantidade de medidas e em (b) por comprimento acumulado em km. . . . .	63
5.7	Localização da área de estudo no Estado da Bahia indicada pelo retângulo no <i>inset</i> superior esquerdo (A) e nos lineamentos estruturais traçados a partir da Imagem de Satélite do modelo de Relevo (SRTM). . . . .	64
5.8	Diagramas em rosetas com frequência direcional dos lineamentos estruturais obtidos a partir do mapa de estruturas, em (a) por quantidade de medidas e em (b) por comprimento acumulado em km. . . . .	65
5.9	Diagramas em rosetas com frequência direcional dos lineamentos magnéticos obtidos a partir dos mapas magnéticos, em (a) por quantidade de medidas e em (b) por comprimento acumulado em km. . . . .	66
5.10	A figura mostra em (1), estereogramas de grandes círculos e densidade polar e rosácea com frequência de direção dos planos de falhas e fratura, obtidos a partir dos dados de campo; Diagramas em rosetas com frequência direcional dos lineamentos estruturais e magnéticos obtidos a partir dos mapas da SRTM (2), mapa estrutural (3) e mapas magnéticos (4) por quantidade de medidas (a) e por comprimento acumulado em km (b). Fonte: (Corrêa-Gomes et al., 2010). . . . .	67

# INTRODUÇÃO

O presente trabalho envolveu estudos geológicos e geofísicos. O geológico correspondeu ao estudo do Grupo Barreiras através dos dados de campo, da imagem de modelo de relevo (SRTM) e do mapa geológico. Assim, foi possível observar a estrutura, a composição e a história geológica deste Grupo pela análise de tais observações e por trabalhos anteriores desenvolvidos na região. Por outro lado, na Geofísica, aplicou-se os princípios da Física no estudo da terra e as medições foram indiretas na, ou muito próximo de sua superfície. Portanto, elas foram influenciadas pela distribuição interna (de aspectos tais) como profundidade, tamanho, litologia, estratigrafia, contexto estrutural, dentre outros. A análise dessas medições revelou como os aspectos supracitadas, na área em estudo, variaram vertical e lateralmente.

O trabalho geológico envolveu as fases de planejamento, aquisição, processamento e interpretação dos dados de estruturas rúpteis. As duas primeiras fases foram realizadas através do Projeto Neotectônica Litorânea do SSE do Estado da Bahia (Corrêa Gomes, 2003) na parte do Grupo Barreiras (GB) que está situada no extremo sul do Estado da Bahia (Figura 1), variando em largura de 20 Km a norte até 200 Km a sul. Tal área se estende por cerca de 300 km de comprimento desde a cidade de Santa Cruz de Cabrália, até as proximidades da fronteira dos estados da Bahia e Espírito Santo. Dessa maneira, ela compreende parte dos Municípios de Santa Cruz de Cabrália, Porto Seguro, Itamaraju, Itaquema, Cumuruxatiba, Prado, Alcobaça, Teixeira de Freitas, Caravela, Nova Viçosa e Mucuri. As outras etapas desenvolvidas tiveram a intenção de obter as principais orientações das estruturas rúpteis e dos campos de tensão que as geraram. Com esse mesmo objetivo, foi feito também o processamento de Imagem de Satélite de modelo de Relevo (SRTM) e de mapas magnéticos.

O trabalho completo de Geofísica compreendeu as etapas de planejamento, aquisição, processamento e interpretação. Nas três primeiras etapas foram realizadas medidas oriundas do método magnético pela Empresa Fugro em 3 levantamentos regionais de reconhecimento realizados nas Bacias de Mucuri, Cumuruxatiba e Espírito Santo entre as latitudes  $16^{\circ}14'$  e  $18^{\circ}24'$  e numa área de  $16.565\text{km}^2$  ao longo do litoral, avançando cerca de 40km mar adentro. Desta forma, foi possível localizar corpos e estruturas geológicas em subsuperfície através da medição de seus campos magnéticos anômalos. Posteriormente, foi desenvolvida uma abordagem qualitativa após os dados passarem pelo devido processamento. Os dados processados produziram imagens de anomalias magnéticas que levaram a algumas interpretações, tais como: as províncias magnéticas distintas na área correspondentes ao Cráton de São Francisco e à Faixa Araçuai, ambas separadas pela Falha Poçoões-Tororó e Falha Planalto- Potiraguá;

as intrusões, falhas e lineamentos equivalentes aos diques máficos e félsicos de caráter alcalino pertencente à Zona de cisalhamento de Itabuna - Itaju do Colônia (ZCIIC), aos traços do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá e às estruturas que exercem controle tectônico dentro da Bacia de Cumuruxatiba; a profundidade das fontes anômalas indicando altos estruturais nos limites norte e sul da Bacia de Cumuruxatiba, já que esta bacia corresponde a um baixo estrutural.

Em termos de estrutura de monografia, no Capítulo 1 são descritos os conceitos teóricos fundamentais, fontes geradoras, equipamentos, formas de aquisição, processamento de dados e aplicações do método magnético, respectivamente, enfatizando os procedimentos de aquisição e processamentos de dados em aerogeofísica. No Capítulo 2, são mostrados os trabalhos realizados na região de estudo, com a geologia regional, com as especificações dos levantamentos aéreos e processamento de dados realizados pela Fugro durante e após a aquisição dos dados aeromagnéticos. No Capítulo 3, são vistos os arquivos utilizados, tais como: Imagem de Satélite do Relevo (ISR), mapa Geológico e mapas magnéticos, além dos procedimentos realizados com os dados extraídos neles, tais como: lineamentos estruturais nos dois primeiros mapas e lineamentos magnéticos no último. No Capítulo 4, é desenvolvida a interpretação qualitativa dos dados magnéticos, separados os domínios magnético e marcados tanto os lineamentos magnéticos mais fortes como os pares dipolares e as regiões com alto sinal analítico. No Capítulo 5, são mostrados resultados provenientes do estudo dos lineamentos estruturais e magnéticos obtidos nos mapas supracitados e no trabalho de campo. Posteriormente, os resultados foram discutidos.

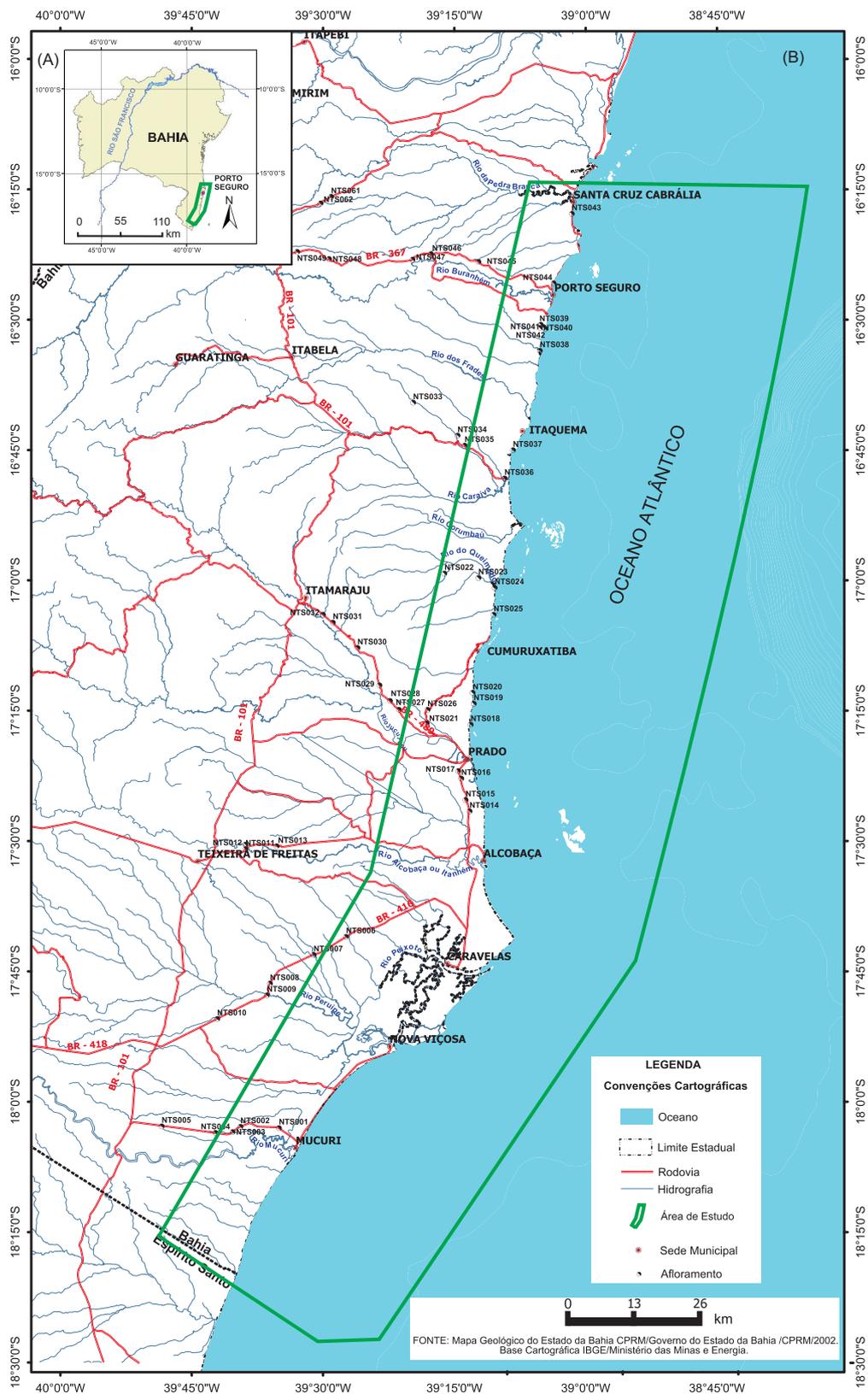


Figura 1: Localização da área estudada no Estado da Bahia indicada por linhas verdes no *inset* superior esquerdo (A) e no mapa de localização da área ampliado (B).

# CAPÍTULO 1

## Método Magnético

Em 1600, o físico William Gilbert publicou o livro *De Magnete* (título abreviado) que conceitua a existência do campo magnético da Terra com uma orientação definida a cada ponto da superfície, além de considerar a Terra como um ímã permanente. Desta forma, observações de anomalias locais na orientação do campo magnético foram usadas na Suécia para prospecção de minério de ferro pela primeira vez em 1640 com a utilização de bússolas montadas sobre o eixo horizontal para medir campos verticais (Parasnis, 1979). Esse acontecimento torna o método magnético o mais antigo de todas as técnicas geofísicas aplicadas. Além disso, é até hoje é um dos mais usados apesar dos efeitos magnéticos significantes serem produzidos por um número muito pequeno de minerais, normalmente pertencente ao grupo das substâncias ferro e ferrimagnéticas (Lowrie, 2006).

“Em 1873, Robert Thalén construiu um magnetômetro que determinava medidas mais rápidas e acuradas das forças horizontal e vertical e de declinação por métodos familiares de seno e tangente usados em cursos de física elementar. Essa invenção e suas modificações, devido a Enoch Tiberg, foram usadas amplamente, principalmente na Suécia na mesma aplicação anterior” (Parasnis, 1979).

O uso em larga escala de medidas magnéticas para investigação de estruturas geológicas e associadas com minérios magnéticos tornou-se mais consistente em 1915 após a invenção da balança do campo vertical de precisão de Adolf Schmidt. Desde então, as observações magnéticas têm sido empregadas com sucesso também em outras finalidades como localizar corpos enterrados, falhas geológicas, intrusões de rochas ígneas, domos de sal associados a campos de óleo, meteoritos e objetos magnéticos enterrados como tubos e peças antigas arqueológicas (Parasnis, 1979).

### 1.1 Conceitos Fundamentais

A intensidade do campo magnético  $H$  aumenta com o fluxo magnético. A densidade do fluxo magnético  $B$  corresponde ao fluxo por unidade de área e pode ser chamado também de indução magnética ou campo magnético. A permeabilidade magnética absoluta do meio  $\mu$  é a constante de proporcionalidade da relação entre  $B$  e  $H$  conforme a equação a seguir.

$$B = \mu H \quad (1.1)$$

No sistema internacional de unidades (SI), H é medido em ampères por metro ( $\text{Am}^{-1}$ ). Essa unidade baseia-se num experimento em que a intensidade do campo magnético de  $1 \text{ Am}^{-1}$  existe no centro de um fio circular de 1 volta e 1 m de diâmetro que foi colocado no ar e conduz uma corrente de 1 A.

A unidade do fluxo magnético no SI é volt segundo (Vs) que pode ser chamado também de weber (Wb). Logo, a densidade do fluxo magnético corresponde a ( $\text{Vsm}^{-2}$ ) ou ( $\text{Wm}^{-2}$ ), que é também chamado de tesla (T). Na maioria dos propósitos geofísicos, a unidade tesla é muito grande já que a maioria das anomalias magnéticas tem pequena magnitude, e por isso as densidades de fluxo são expressas de forma mais conveniente em nanotesla ( $1 \text{ nT} = 10^{-9} \text{ T}$ ). Essa unidade pode ser expressa ainda segundo a unidade mais antiga de B no sistema centímetro grama segundo (c.g.s.), o gamma ( $\gamma$ ).

A permeabilidade absoluta é dada por  $B/H$  e tem dimensão ohm segundo por metro ( $\Omega\text{sm}^{-1}$ ). Essa constante no vácuo é denotada por  $\mu_0$  e corresponde uma quantidade muito importante, pois as permeabilidades absolutas no ar e na maioria das rochas podem ser consideradas como  $\mu_0$  ( $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \Omega\text{sm}^{-1}$  ou henry/m (H/m) no sistema SI) na maioria dos propósitos da Geofísica. Assim, a intensidade do campo irá criar no vácuo uma densidade de fluxo (Equação 1.2).

$$B_0 = \mu_0 H \quad (1.2)$$

Caso um corpo magnetizável entre em contato com um campo magnético externo, ele irá adquirir uma magnetização na direção do campo que é perdida quando esse corpo é removido do campo. Esse fenômeno se deve à reorientação dos átomos e moléculas que têm seus spins alinhados. Além de ser denominado por diversos nomes, tais como: magnetização induzida; intensidade de magnetização; polarização magnética ou momento de dipolo por unidade de volume (Equação 1.3).

$$M = \frac{m}{LA} \quad (1.3)$$

Onde  $m$  é o momento magnético da amostra de comprimento L e área da seção transversal A. M é expresso em  $\text{Am}^{-1}$ . Outra forma de representar matematicamente M obtém-se reescrevendo a equação 1.1 para um meio diferente do vácuo. Neste caso, consideramos  $\mu = \mu_r \mu_0$ ,

$$B = \mu H \quad (1.4)$$

$$B = \mu_r \mu_0 H \quad (1.5)$$

$$B = \mu_0 H + \mu_0 (\mu_r - 1) H \quad (1.6)$$

$$B = \mu_0 H + \mu_0 \chi H \quad (1.7)$$

$$\chi = \mu_r - 1 \leftrightarrow \mu_r = 1 + \chi \quad (1.8)$$

$\mu_r$  é a razão de duas permeabilidades e por conta disso é adimensional, sendo chamado de permeabilidade relativa do meio e  $\chi$ , a susceptibilidade magnética. Obviamente, no vácuo,  $\mu_r = 1$  e  $\chi = 0$ . Segundo a equação 1.7, para se obter, no vácuo, um fluxo de densidade igual a densidade  $\mu H$  no meio acima considerado, é necessária uma intensidade adicional do campo magnético  $\chi H$  que corresponde a intensidade de magnetização  $M$ . Logo, a equação mais geral corresponde a Equação 1.10,

$$B = \mu_0 H + \mu_0 \chi H \quad (1.9)$$

$$B = \mu_0 H + \mu_0 M = \mu_0 (1 + \chi) H \quad (1.10)$$

A intensidade de magnetização induzida é proporcional à intensidade e direção da força de magnetização  $H$  do campo induzido para campos magnéticos de pequena magnitude. A constante que define a magnetização do corpo é a susceptibilidade magnética  $\chi$  (equação 1.11). Contudo, como  $M$  e  $H$  são medidos em  $\text{Am}^{-1}$ , a susceptibilidade é adimensional e no sistema SI é maior que no sistema c.g.s. num fator de  $4\pi$ .

$$M = \chi H \quad (1.11)$$

A susceptibilidade magnética das rochas é quase completamente controlada por uma quantidade de minerais ferrimagnéticos contida nelas, o tamanho de seus grãos, seu modo de distribuição, entre outros, e é extremamente variável. Esse parâmetro é muito pequeno para a maior parte dos materiais naturais e depende da temperatura, e para os materiais ferromagnéticos e os ferrites também dependem da intensidade do campo  $H$ . Logo, essa constante é um parâmetro essencial na prospecção magnética por determinar a resposta magnética das rochas. Assim, rochas e minerais que possuem grande susceptibilidade quando expostos a um campo magnético externo, tendem a magnetizar-se mais fortemente do que em materiais com baixa susceptibilidade. Os valores da Tabela 1.1 podem dar uma boa idéia das susceptibilidades dos materiais da Terra.

A magnetização remanente, diferentemente da induzida que é diretamente proporcional à susceptibilidade magnética, é adquirida na época de formação da rocha, podendo ter a mesma direção da induzida ou oposta, dificultando a interpretação dos dados magnéticos. A remanência adquirida tem caráter primário e secundário. Ambos estão relacionadas ao

tempo de formação da rocha ou após esse tempo, respectivamente. Como exemplo da remanência primária temos as magnetizações termoremanente, detrítica ou deposicional adquiridas por uma rocha ígnea durante seu resfriamento abaixo da temperatura de Curie e por uma rocha sedimentar durante ou logo após uma lenta deposição de suas partículas finas. Esses dois eventos ocorrem na presença de um campo magnético externo. As remanências secundárias podem ser causadas pelas magnetizações isotérmica e química durante o tempo ou pela diagênese. No caso da isotérmica, com a aplicação do campo magnético a um material e, depois, sua retirada, aparece uma magnetização residual como acontece em pequenas áreas em que ocorre relâmpago. A magnetização química corresponde às transformações químicas ou crescimentos de grãos ferromagnéticos durante a formação de rochas metamórficas e sedimentares, mesmo abaixo da temperatura de *Curie*.

Rocha ou mineral	Susceptibilidade magnética
Magnetita	1 – 14
Pirrotita	0.001 – 6
Ilmenita	0.3 – 3
Formação Ferrífera	0.07 – 4
Peridotito	0.16
Piroxenito	0.15
Granulito	0.0001 – 0.05
Gabro	0.004 – 0.09
Basalto	0.002 – 0.02
Pegmatito	0.003 – 0.07
Granito sem Magnetita	0.00005
Granito com Magnetita	0.03
Argilito, Arenito, Quartzito e Calcário Puro	$\approx 0$

Tabela 1.1: Susceptibilidade Magnética das Rochas e Minerais. (Kearey et al., 2002)

Por fim, para as componentes x, y e z de B no sistema de coordenadas ortogonal correspondem as equações 1.12, 1.13 e 1.14, respectivamente,

$$B_x = \mu_0(H_x + M_x) \quad (1.12)$$

$$B_y = \mu_0(H_y + M_y) \quad (1.13)$$

$$B_z = \mu_0(H_z + M_z) \quad (1.14)$$

## 1.2 Fontes do Campo Magnético

As fontes magnéticas da Terra são classificadas de acordo com suas origens em, campo principal, campo externo e anomalias magnéticas. Estas fontes diferem principalmente em termos de variações com o tempo. Logo, enquanto o campo principal varia de direção e magnitude lentamente, o campo externo varia rapidamente e as anomalias magnéticas são constantes.

A variação das direção e inclinação ao longo da superfície devido ao caráter dipolar do campo magnético terrestre influencia no padrão da anomalia gerada em diferentes localizações. Logo, as anomalias causadas por fontes localizadas em subsuperfície são efeitos localizados superimpostos sobre o campo magnético normal da Terra ou campo geomagnético. Por conta dessa relação, saber como este campo se comporta é muito importante nos levantamentos aeromagnéticos, tanto na redução dos dados magnéticos para um “datum apropriado” como na interpretação das anomalias resultantes.

### 1.2.1 O Campo Principal da Terra

O campo magnético principal da Terra tem origem interna e está sujeito às variações seculares que, embora desconhecidas, estão relacionadas às correntes elétricas circulando no núcleo externo líquido ao redor do interno em forma de correntes de convecção, no contato manto - núcleo (2800 a 5000 km) e na velocidade de rotação da Terra. Após quatro séculos de observações contínuas deste campo pelos cientistas, concluiu-se que o campo magnético não é permanente devido a essas variações (Kearey et al., 2002).

A maior parte do atual campo magnético da Terra pode ser representado por um campo de um dipolo magnético teórico no centro da Terra inclinado  $11,5^\circ$  em relação ao eixo de rotação terrestre e deslocado cerca de 300 km do centro na direção da Indonésia. Assim, os pólos e o equador magnético não coincidem com seus equivalentes geográficos. Os pólos norte e sul magnético cruzam o globo nas coordenadas  $75^\circ\text{N}$ ,  $101^\circ\text{W}$  e  $69^\circ\text{S}$ ,  $145^\circ\text{E}$ , respectivamente. A magnitude do campo é de 60.000 nT no pólo positivo (próximo ao sul geográfico) e 70.000 nT no pólo negativo (próximo ao norte geográfico) (Kearey et al., 2002).

Dessa forma, a intensidade do campo magnético  $F$  pode ser expresso pelas componentes ortogonais cartesianas  $X$ ,  $Y$  e  $Z$  paralelas às direções correspondentes ao norte e leste geográfico, e à direção vertical para o centro da Terra, onde ambos os vetores apontam positivamente nas suas respectivas direções e são expressos em nT. Além destas ainda podem ser representadas a declinação  $D$ , a inclinação magnética  $I$  referente ao mergulho do campo magnético  $B$  e a magnitude do vetor magnético que é dado pela intensidade do campo total  $F$ . Portanto, a direção do campo magnético é especificada pelos ângulos  $D$  e  $I$ , onde o primeiro é o ângulo entre a intensidade horizontal  $H$  resultante das componentes  $F_x$  e  $F_y$ , e o

norte geográfico. Segundo Whitham (1960), esses são os elementos do campo geomagnético, e estão ilustrados na Figura 1.1.

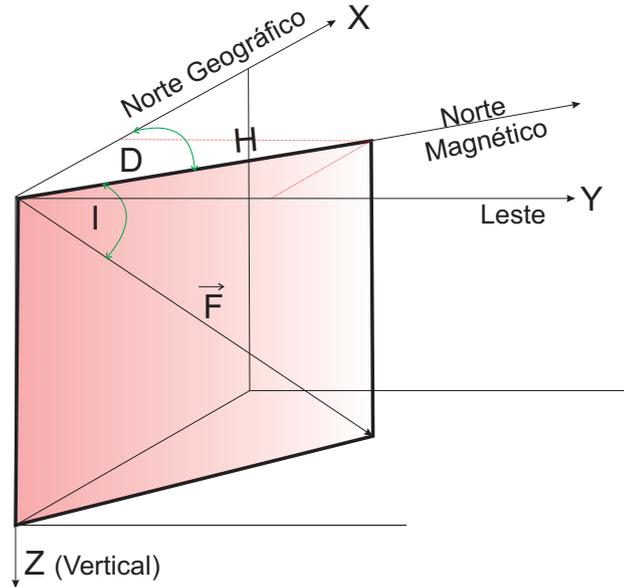


Figura 1.1: Definição dos elementos geomagnéticos. O campo geomagnético pode ser descrito pelos componentes cartesianos: Norte (X), leste (Y) e verticalmente para baixo (Z), ou por ângulos de declinação  $D$  e inclinação  $I$ , juntos com a intensidade do campo total  $F$ . Fonte: Modificado de Lowrie (2006).

A relação entre esses elementos são explicitadas nas equações 1.15, 1.16, 1.17, 1.18, 1.19, 1.20, 1.21, 1.22:

$$F^2 = (H^2 + F_z^2) \quad (1.15)$$

$$H^2 = (F_x^2) + (F_y^2) \quad (1.16)$$

$$F_x = H \cos D \quad (1.17)$$

$$F_y = H \sin D \quad (1.18)$$

$$F_z = F \sin I \quad (1.19)$$

$$H = F \cos I \quad (1.20)$$

$$D = \arctan \frac{F_y}{F_x} \quad (1.21)$$

$$I = \arctan \frac{F_z}{H} \quad (1.22)$$

Dessa maneira, podemos escrever o vetor Intensidade Magnética (Equação 1.24) nas três direções como,

$$\begin{aligned}\vec{F} &= F_x \vec{i} + F_y \vec{j} + F_z \vec{k} \\ \vec{F} &= (H \cos D) \vec{i} + (H \sin D) \vec{j} + (F \sin I) \vec{k}\end{aligned}\tag{1.23}$$

Substituindo H por  $F \cdot \cos I$ , temos então:

$$\vec{F} = F[(\cos D \cdot \cos I) \vec{i} + (\sin D \cdot \cos I) \vec{j} + (\sin I) \vec{k}]\tag{1.24}$$

Sejam  $L = \cos D \cdot \cos I$ ,  $M = \sin D \cdot \cos I$  e  $N = \sin I$  os cossenos diretores, então:

$$\vec{F} = F[L \vec{i} + M \vec{j} + N \vec{k}]\tag{1.25}$$

### 1.2.2 Fontes Externas

A origem das fontes externas se deve a correntes elétricas em camadas ionizadas na atmosfera superior através de duas formas. Na primeira, as moléculas ionizadas na ionosfera liberam um enxame de elétrons na forma de correntes elétricas circulares, horizontais e poderosas que agem como fonte dos campos magnéticos externos detectados na superfície da Terra. Sendo mais intenso no lado do dia na Terra, onde camadas extras são desenvolvidas. Na segunda, o Sol também causa fluxos atmosféricos na ionosfera, parcialmente devido à atração gravitacional e principalmente por causa do lado do dia na Terra que está sendo aquecido. Então, os movimentos das partículas carregadas através do campo magnético da Terra produzem um campo elétrico de acordo com a lei de Lorentz (Equação 1.26), que conduz as correntes elétricas na ionosfera. Em particular, a componente horizontal da velocidade das partículas interage com o componente vertical do campo geomagnético para produzir circuitos de corrente elétrica horizontal na ionosfera (Lowrie, 2006).

$$\vec{F} = q(\vec{v} \times \vec{B})\tag{1.26}$$

As variações do campo magnético externo são muito rápidas em termos de tempo e espaço em relação ao campo principal permanente, sendo possível ou não fazer correções em dados aeromagnéticos a depender das fontes externas que podem ser:

- Variações periódicas nas atividades solares durante o ciclo de 11 anos, tais como manchas e explosões solares. A emissão acentuada de radiação associada com esse fenômeno aumenta as correntes ionosféricas e, conseqüentemente, a amplitude do campo pode aumentar rapidamente na superfície da Terra.

- Variações diurnas solares num período de 24 horas da ordem de 50 nT que variam com a latitude e as estações do ano. Elas são controladas por ventos solares e correntes ionosféricas, já que dependem do grau de ionização da ionosfera e são determinadas pelo estado de atividade solar. Durante os levantamentos magnéticos, essas variações podem ser corrigidas com o uso de estações magnetométricas base.
- Variações lunares no período de 25 horas com amplitudes de até 2 nT variam ciclicamente durante o mês, e parecem associados à interação gravitacional ionosfera-Lua.
- Tempestades magnéticas (Figura 1.2) são fenômenos aleatórios que duram de horas a dias dependendo da duração da atividade solar. Estas tempestades geram distúrbios transientes com amplitude acima de 1000 nT em baixas latitudes e maiores em regiões polares, onde estão associadas às auroras. Caso este fenômeno ocorra em uma região, quaisquer levantamentos magnéticos devem ser suspensos até que ele acabe.

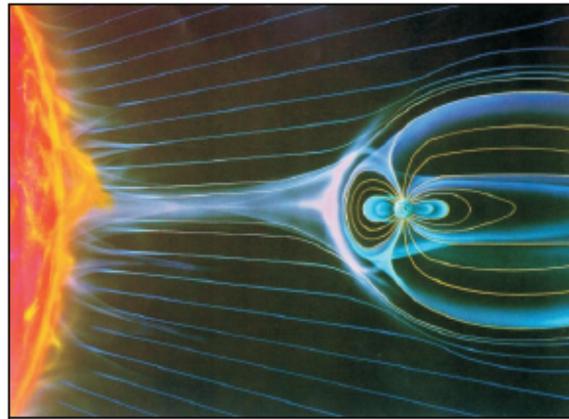


Figura 1.2: Tempestade magnética e ventos solares interagindo com o campo magnético terrestre. Fonte: (ESA) (2005).

### 1.2.3 Anomalias Magnéticas

As anomalias magnéticas terrestres são variações locais produzidas pela magnetização dos minerais magnéticos que formam as rochas próximas à superfície. Essa magnetização é, em parte, devida à indução provocada pelo campo atual da Terra, chamada de “Magnetização Induzida” ou adquirida ao longo da história geológica da rocha, chamada de “Magnetização Remanente”. A intensidade induzida depende primariamente da susceptibilidade magnética e da intensidade de magnetização, enquanto que a intensidade remanente depende da história física da rocha (Parasnis, 1979; Gonçalves, 2008). A intensidade de magnetização é um vetor e a direção de magnetização no corpo controla a forma da anomalia magnética. Assim, corpos de forma idêntica podem dar origem a anomalias magnéticas muito diferentes.

As anomalias locais não persistem a grandes distâncias, nem excedem o dobro da intensidade do campo magnético principal. As fontes das anomalias não podem ser muito profundas porque as temperaturas abaixo de  $\sim 20 \text{ Km}$  de profundidade ultrapassam o ponto de *Curie* (cerca de  $580^\circ\text{C}$ ) da magnetita, ponto onde esse mineral ferrimagnético passa a ser paramagnético e as rochas perdem suas propriedades magnéticas. Dessa forma, as anomalias locais encontram-se na crosta terrestre possuindo elementos positivos e negativos por conta da natureza dipolar do magnetismo, isso caso elas resultem de um corpo invariavelmente finito (Figura 1.3). Essa anomalia difere da gravimétrica já que a última é inteiramente positiva ou negativa, além de depender da relação de densidade entre um corpo e o seu redor (Gonçalves, 2008).

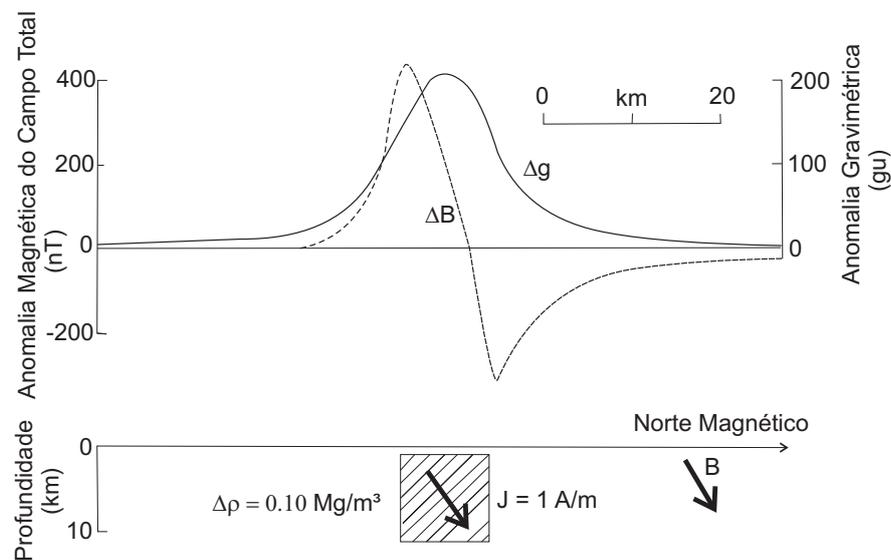


Figura 1.3: Anomalias Gravimétricas e magnéticas sobre um mesmo corpo em duas dimensões. Fonte: Kearey et al. (2002).

## Magnetização Induzida

Segundo Nagata (1961), os materiais magnéticos se dividem em três grupos com base em diferentes propriedades magnéticas:

- Diamagnetismo

Na presença de um campo magnético, o orbital dos elétrons opõe-se ao campo externo e a intensidade de magnetização induzida na substância por um campo externo  $H$  tem direção oposta ao campo indutor. Logo, essa substância adquire uma fraca intensidade de magnetização e sua susceptibilidade magnética  $\chi$  é reversível, fraca e negativa, valendo  $\sim (-10^{-6})$  em unidades SI. Além disso, ela independe da temperatura, e muitos minerais formadores de rocha pertencem à esta classe, tais como, calcita, quartzo, grafita e gipsita.

Todos os minerais magnéticos têm propriedades diamagnéticas. Porém, o diamagnetismo corresponde ao tipo mais fraco da resposta magnética e pode eventualmente ser escondido caso o material possua as propriedades paramagnéticas e ferromagnéticas mais fortes.

- Paramagnetismo

O paramagnetismo ocorre quando os átomos ou moléculas das substâncias têm momentos magnéticos orientados aleatoriamente devido à energia termal na ausência do campo magnético, além da interação entre os átomos ser fraca. Quando o campo magnético é aplicado, o alinhamento caótico dos momentos magnéticos é inclinado na direção do campo. A magnetização é induzida proporcional à força do campo aplicado e paralela à sua direção, resultando numa susceptibilidade reversível, pequena e positiva que varia inversamente com a temperatura segundo a *Lei de Curie* (Equação 1.27), constituindo uma importante característica paramagnética.

$$\chi = \frac{C}{T} \quad (1.27)$$

Onde a constante C é a característica do material. Neste caso, os minerais argilosos e outros minerais formadores de rocha, tais como, olivinas, piroxênios, anfibólios e clorita são responsáveis por esse fenômeno, possuindo susceptibilidades comumente em torno de  $10^{-5}$  -  $10^{-4}$  em unidades SI.

- Ferromagnetismo

As substâncias ferromagnéticas possuem uma elevada susceptibilidade e são divididas em Ferromagnetismo verdadeiro, antiferromagnetismo e substâncias ferrimagnéticas (Figura 1.4).

Em materiais classificados como ferromagnéticos verdadeiros, os átomos tem momentos magnéticos e a interação entre os átomos vizinhos é tão forte que os momentos magnéticos de todos os átomos dentro de uma região definida como domínio alinham-se paralelamente uns aos outros na mesma direção, mesmo na ausência de um campo externo. Os elementos ferro, níquel e cobalto são exemplos desse tipo de materiais.

Em campos fortes, a magnetização alcança o valor de saturação igual a  $M_s$ , em que os momentos magnéticos individuais são alinhados com o campo aplicado. Se o campo de magnetização é reduzido a 0, o material ferromagnético retém parte da magnetização induzida.

Os materiais antiferromagnéticos tem a susceptibilidade na ordem de magnitude característica de um paramagnético ( $10^{-5}$ ), embora a susceptibilidade não varie inversamente com a temperatura. Assim, os momentos magnéticos atômicos vizinhos com direções antiparalelas resultantes de um processo de troca indireta cancelam-se uns

aos outros. Logo, a susceptibilidade resultante é pequena e positiva, e a magnetização remanente não é possível. A hematita ( $Fe_2O_3$ ), entre todos os minerais formadores de rochas é o antiferromagnético mais importante com a temperatura no ponto de Curie igual a  $675^\circ C$ . Mesmo assim, o exemplo mais comum é a ilmenita ( $FeTiO_3$ ) com uma temperatura de Néel de 50 K que corresponde à temperatura acima da qual desaparece o efeito antiferromagnético dos materiais, passando estes a comportarem-se como materiais paramagnéticos. Sendo esta temperatura uma propriedade específica de cada material (Lowrie, 2006).

No ferrimagnetismo, os momentos de dipolo são antiparalelos, mas existe uma certa resultante em alguma direção dando origem a uma magnetização espontânea. Isto ocorre devido a um forte alinhamento de um subdomínio em relação aos outros, ou simplesmente existem mais subdomínios com um certo alinhamento predominante em relação aos outros. Onde a magnetita ( $Fe_3O_4$ ) é um importante representante, mas a titanomagnetita ( $FeO(Fe, Ti)_2O_3$ ), óxidos de ferro, pirrotita e ilmenita ( $FeTiO_3$ ) também contribuem para as propriedades magnéticas das rochas. Praticamente todos os minerais magnéticos são ferrimagnéticos possuindo a habilidade de adquirir remanência, e por isso é o grupo mais importante em prospecção magnética.

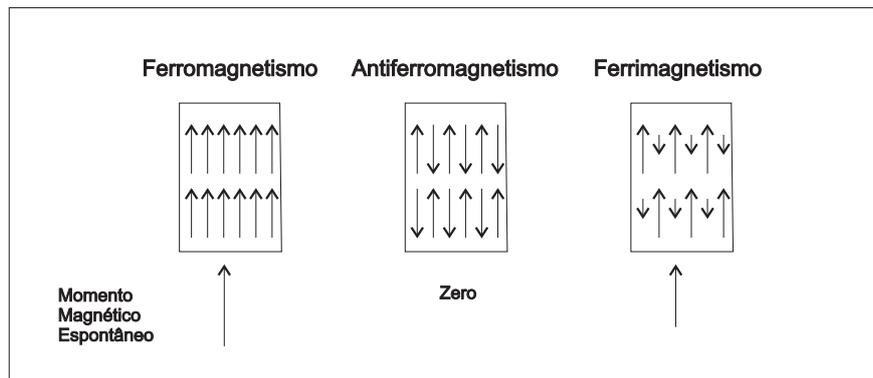


Figura 1.4: Representação esquemática dos alinhamentos dos momentos magnéticos atômicos no ferromagnetismo, antiferromagnetismo e ferrimagnetismo. Fonte: Lowrie (2006).

### 1.3 Instrumentação

Os magnetômetros são equipamentos usados para medir os campos magnéticos. Eles são habitualmente classificados em instrumentos absolutos, relativos e variógrafos. Os aparelhos absolutos efetuam a medida da declinação e inclinação ou medem o campo magnético  $B$  a partir das medidas de massa, comprimento, tempo, intensidade de corrente elétrica ou que recorrem a fenômenos como a ressonância magnética nuclear (Magnetômetro de Bombeamento ótico e de precessão nuclear, por exemplo). Já os instrumentos relativos precisam ser

regularmente calibrados por comparação com instrumentos absolutos para se obter valores absolutos do CMT (Campo Magnético Total). Um exemplo deste é o QHM (*Quartz Horizontal Magnetometer*) que equipou durante décadas os observatórios magnéticos medindo a componente horizontal do campo magnético. Por outro lado os variógrafos medem a variação temporal do campo magnético, onde o magnetômetro *fluxgate* é o exemplo mais conhecido.

Esses instrumentos vem sendo utilizados desde levantamentos anteriores a 1900 e têm a capacidade de medir os elementos magnéticos Z, H e B diferentemente dos atuais que medem somente o campo magnético total B. A precisão requerida para os instrumentos supracitados é  $\pm 0,01 nT$  a  $\pm 1 nT$  que é, aproximadamente uma parte do campo total da Terra que corresponde a 50000 nT (Kearey et al., 2002).

### 1.3.1 Magnetômetro *Fluxgate*

Os magnetômetros de torção foram usados até 1960 quando foram trocados pelos magnetômetros *Fluxgate*, de precessão de prótons e de bombeamento ótico, que também pode ser chamado de *alkali* - vapor ou célula de absorção. Essa mudança se deveu à maior sensibilidade e resistência dos novos instrumentos eletrônicos. Logo, os últimos são os mais importantes e após um tempo passaram a ter uma máquina de dados embutida, podendo algumas vezes gravar medidas a intervalos de tempo fixo em estações base.

O Magnetômetro de vetor *fluxgate* fornece uma gravação contínua da intensidade do campo magnético em uma direção particular, exatamente ao longo do eixo do sensor. Então, esse procedimento exige que o sensor seja precisamente orientado ao longo da direção do componente do campo magnético terrestre a ser medido, seja vertical ou horizontal.

Seu funcionamento consiste de duas tiras de liga de níquel-ferro (*Permalloy* e *Mumetal*) com elevada susceptibilidade magnética e coercividade muito baixa (a magnetização pode ser mudada por um campo muito fraco), orientadas de tal forma que, distante da influência de um campo magnético, as curvas de magnetização das duas tiras são iguais e opostas. Na presença de um campo magnético externo, as curvas de magnetização nas duas tiras são diferentes e essa diferença pode ser medida como uma voltagem na bobina secundária.

Ele foi desenvolvido durante a Segunda Guerra Mundial com o objetivo de detectar submarinos, apesar de ter uma sensibilidade de  $\pm 0.1 nT$  que o torna capaz também de detectar a maioria das anomalias magnéticas de interesse geofísico. Tanto que depois da guerra este aparelho foi usado extensivamente em levantamentos magnéticos aéreos aproveitando o fato de ser adaptável, e assim poder ser montado em um avião ou acoplado atrás do mesmo.

### 1.3.2 Magnetômetro de Precessão Nuclear

O funcionamento desse aparelho ocorre segundo o fenômeno que foi descoberto nos anos 40, durante uma ressonância magnética nuclear. Neste fenômeno, alguns núcleos que possuem um momento magnético associado a seus spins, causam uma precessão ao redor do eixo do campo magnético. Os magnetômetros de precessão de prótons dependem da frequência de precessão livre dos prótons (núcleos de hidrogênio que agem como pequenos dipolos e normalmente alinham-se ao campo magnético ambiente). Sendo assim, um fluido contendo muitos prótons (tais como água, metanol, querosene) é exposto a um campo magnético artificial perpendicular 50 - 100 vezes maior e em uma direção diferente ao campo magnético. Logo os prótons são polarizados e após isso, o campo artificial é desligado, expondo o líquido ao campo magnético natural. Por consequência, os prótons polarizados precessionam a uma frequência exatamente proporcional a intensidade do campo total (Equação 1.28). A frequência de precessão é modulada, transformada em onda quadrada e, através de um amplificador e detector de amplitude, permite a medição da intensidade do sinal de precessão.

$$f = \frac{\gamma_p B_e}{2\pi} \quad (1.28)$$

Onde  $\gamma_p$  é a razão giromagnética do próton que corresponde a razão do momento magnético pelo momento angular do *spin*. Essa constante fundamental conhecida acuradamente vale  $2,067513 \times 10^8 \text{ s}^{-1}T^{-1}$ .

A intensidade do campo magnético da Terra com a variação de  $30,000 - 60,000nT$  tem a frequência precessional correspondente aproximada igual a  $1250 - 2500Hz$  que está na variação da audio-frequência. As medidas precisas da frequência do sinal garantem uma sensibilidade do instrumento de  $\pm 0,01 a \pm 1 nT$ , mas exige poucos segundos de observação. Contrariamente ao *Fluxgate*: este instrumento não pode medir os componentes do campo, mas apenas do campo total  $B_t$  e não fornece leituras contínuas devido a um período de ciclo finito (Lowrie, 2006; Kearey, Brooks e Hill, 2002).

O campo total é a soma do vetor do campo magnético da Terra  $B_E$  e o desvio do campo magnético  $\Delta B$  (Equação 1.29) devido a um corpo contendo minério. Como  $\Delta B \ll B_t$ , a direção do campo total não desvia muito do campo da Terra. Por isto é adequado algumas vezes considerar a anomalia do campo total medido como uma projeção de  $\Delta B$  ao longo da direção do campo da Terra.

$$B_t = B_E + \Delta B \quad (1.29)$$

As desvantagens desses magnetômetros ocorrem normalmente em regiões em que o gradiente do campo é forte e onde há interferências de linhas de força, emissoras de rádio e *eddy*

*currents* induzidas em condutores próximos pela terminação da corrente de polarização. Outra desvantagem reside no fato de medir os campos totais e não sua direção, o que causa problemas na interpretação de anomalias intensas quando a direção do campo muda rapidamente de um lugar em relação ao outro.

Uma grande vantagem do magnetômetro de próton é a desnecessidade do nivelamento. Além dessa, as leituras são obtidas como valores absolutos de direção livre em nT diferente do magnetômetro Fluxgate. Consequentemente, leituras podem ser feitas por sensores rebocados através de aviões ou navios sem a necessidade de mecanismos de orientação. Mesmo assim, as medidas devem ter correção diurna.

### 1.3.3 Magnetômetro de Bombeamento Ótico

Esses instrumentos, assim como os magnetômetros de prótons, exploram o fenômeno da ressonância magnética, medindo também apenas a magnitude do campo ambiente. Apesar disso, eles usam elétrons isolados dados por vapor de metais alcalinos com momentos magnéticos 2000 vezes maior que nos prótons, tornando maior a sensibilidade desse instrumento em relação ao outro e melhorando consideravelmente sua razão sinal - ruído. Sua sensibilidade é muito alta variando de  $\pm 0,005$  a  $\pm 0,01$  nT (Kearey, Brooks e Hill, 2002).

O processo que ocorre nesse magnetômetro usa a energia de transferência dos elétrons nas camadas eletrônicas do átomo. Entretanto, se um feixe de luz polarizada de Hélio excitar os átomos de Hélio dentro de um tubo, a intensidade do feixe de luz polarizada recebida é proporcional à quantidade de luz extraída para as frequências de precessão atômica pelos átomos de Hélio dentro do tubo. Logo, as correntes medidas são dependentes do campo geomagnético  $B_t$  que é proporcional à frequência de *Larmor* (Equação 1.30).

$$B_t = \frac{2\pi f}{\gamma_e} \quad (1.30)$$

Onde,  $\gamma_e$  é a razão giromagnética do elétron que tem uma acurácia de  $\pm 1$  parte em  $10^7$ . Esse é mais ou menos 1800 vezes maior que  $\gamma_p$ , a razão giromagnética do próton. Sendo a corrente precessional mais alta e fácil para medir precisamente.

### 1.3.4 Testes e Calibração

Antes do deslocamento das aeronaves para a região do levantamento, é necessário calibrar os equipamentos em diferentes testes, tais como: a calibração do radar altímetro e a compensação magnética dinâmica.

- Calibração do Radar Altímetro

Na região do aerolevante, ainda anterior a produção das linhas, é necessário calibrar o radar altímetro da aeronave com um teste que consiste em passagens com diferentes alturas entre 60 a 244 m, variando a cada 30 m sobre uma base de altitude conhecida, comparando com as leituras do barômetro.

- Compensação Magnética Dinâmica

No local do aerolevante faz-se ainda a compensação magnética dinâmica (FOM-*Figure of Merit*) que consiste em eliminar os ruídos no campo magnético induzido pelo movimento da aeronave. Esse ruído é proveniente da complexa assinatura magnética tridimensional da plataforma (aeronave) que, com a mudança de atitude em relação ao vetor campo magnético terrestre, altera a intensidade deste (LASA, 2004). Logo, o ruído é proveniente das magnetizações permanentes, induzidas e dos efeitos de *eddy currents* da plataforma, acrescidos dos efeitos de orientação do sensor propriamente.

Os efeitos produzidos em cada uma das direções de voo são medidos pelo *Fluxgate*, instalado no *stringer* da aeronave, e mede a junção dos três eixos com o background do campo magnético local. O sensor *Fluxgate* é muito sensível às mudanças de atitude, sendo então usado para monitorar acuradamente os efeitos decorrentes de tais mudanças nas medições dos componentes do campo magnético.

A compensação é feita realizando três tipos de manobras denominadas de *Roll* (rotação da aeronave em torno do eixo longitudinal), *Pitch* (nariz da nave para cima e para baixo) e *Yaw* (movimento da aeronave para a esquerda e para a direita no plano horizontal)(Figura 1.5) nas direções de voo do levantamento com o objetivo de variar o acoplamento *Fluxgate*/vetor campo, e acumular medições ao longo das diferentes manobras e direções. O sistema FASDAS realiza a compensação direta, armazenando os valores coletados nas manobras e corrigindo automaticamente, o que livra o campo magnético de interferências causadas por essas manobras. Estes dados são processados com técnicas de regressão para determinar um conjunto de coeficientes de compensação do sistema. Logo, o compensador é inicializado com os novos coeficientes, fornecendo assim os dados magnéticos compensados.

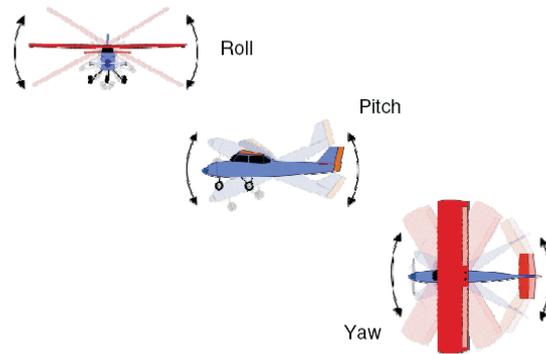


Figura 1.5: Relação das manobras realizadas no teste realizado pelas aeronaves nos levantamentos aeromagnéticos. Fonte: Sordi (2007).

### 1.3.5 Aquisição

A exploração magnética é feita em Terra, água ou mar, embora a maioria dos levantamentos magnéticos seja feito no ar. Neste caso, o sensor pode ser rebocado em uma caixa conhecida como *bird* que voa atrás ou abaixo da aeronave (Figura 1.6). A caixa abaixo da aeronave está presa na ponta oposta do cabo ligado à aeronave com comprimento de 30 - 150 m com o objetivo de remover o instrumento dos efeitos magnéticos da aeronave. Ele também pode ser fixado atrás da aeronave a alguns metros longe da cauda com instalações que compensam para o ambiente magnético da aeronave.

Os levantamentos aéreos são mais rápidos e têm um custo menor que os levantamentos terrestres, além de cobrir grandes, desconhecidas ou inacessíveis áreas em pouco tempo. Dessa forma, eles tornaram-se uma rotina das fases iniciais de explorações geofísicas em territórios não mapeados. Por outro lado, apesar de ter uma sensibilidade maior com cerca de 0,001 a 0,01 nT, ocorre uma perda de resolução com a atenuação das fontes anômalas próximas à superfície devido ao aumento da distância entre o magnetômetro e a fonte da anomalia. Isso se deve ao fato de o campo magnético decrescer com o inverso do cubo da distância da fonte magnética.

A altura de voo vai variar de acordo com o relevo topográfico. Em áreas cristalinas do Estado da Bahia é necessária uma altura mais elevada de voo em contrapartida às regiões levantadas em bacias sedimentares, onde a topografia do relevo é mais baixa (Figura 1.7).

Nos levantamentos aéreos tradicionais, são feitas as linhas de produção e de controle (Figura 1.8). Assim, os levantamentos são realizados ao longo de uma série de linhas de produção paralelas e igualmente espaçadas que dão a cobertura primária para o levantamento. Posteriormente, as linhas de controle perpendiculares às primeiras, com o espaçamento na ordem de 10 vezes o espaçamento das linhas de produção são utilizadas para amarrar os dados. As interseções entre essas linhas servem para a correção por nivelamento. Como o mapeamento

da área de estudo foi de reconhecimento geral, a direção das linhas de produção foram orientadas norte - sul ou leste - oeste ( $N45^{\circ}W$ ,  $N60^{\circ}W$  e  $N30^{\circ}W$ ) nos projetos Bahia-Sul, Espírito Santos e BMES-3, respectivamente. As escolhas das orientações das linhas de produção foram baseadas na direção geológica predominante e na declinação magnética. As linhas de voo que seguem a trajetória da declinação magnética característica da região, coletam sinais mais fortes e captam mais anomalias magnéticas. Para levantamentos específicos, caso de definição de alvos em exploração mineral, a direção da linha de voo deve ser orientada cruzando a direção geológica para maximizar a assinatura magnética.

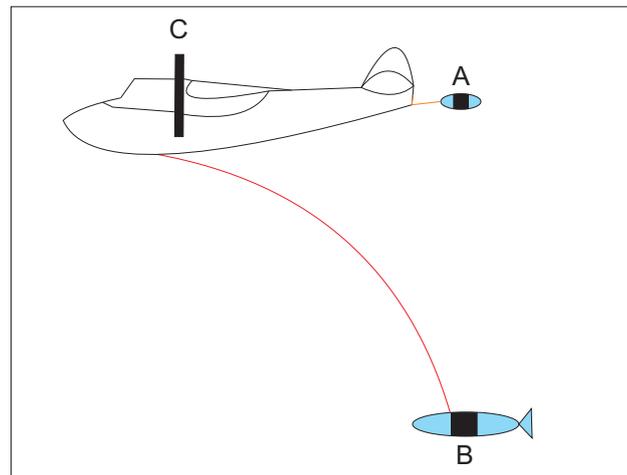


Figura 1.6: Em levantamentos aeromagnéticos, os sensores devem ser montados rigidamente sobre a aeronave no fim de um *boom* (A) ou rebocado em uma caixa conhecida como *bird* embaixo do avião (B) presa por um cabo que varia em comprimento de 30 - 150 metros ao avião. Ainda tem um magnetômetro transportado no interior do avião (C). Fonte: Modificado de Lowrie (2006).

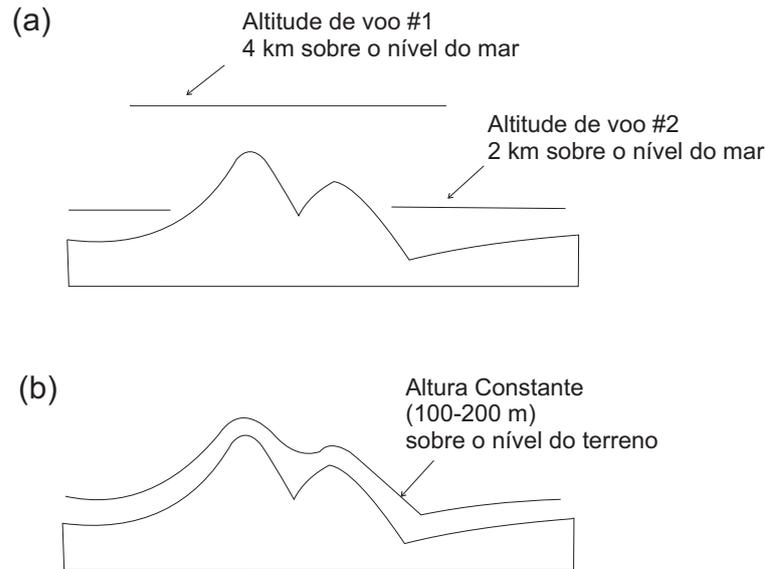


Figura 1.7: Em levantamentos magnéticos aéreos as linhas de voo podem ser voadas a (a) altitude constante sobre o nível do mar, ou (b) altura constante sobre o nível do terreno. Fonte: Modificado de Lowrie (2006).

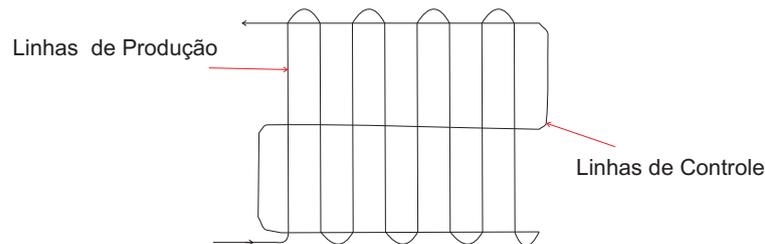


Figura 1.8: Voos padrões incluem linhas de medidas paralelas (linhas de produção) e linhas ortogonais às linhas de produção (linhas de controle). Fonte: Modificado de Lowrie (2006).

O espaçamento das linhas de produção que varia de 100 metros até alguns quilômetros é determinado pela altura de voo, pela intensidade da cobertura e pelo nível de detalhamento requerido no mapeamento final ou o tamanho do alvo de exploração. No passado, 3000 m era considerado para levantamentos feitos acima de bacias sedimentares, o que geralmente definia um extenso embasamento magnético e formava uma base adicional para a sísmica. Atualmente, com o uso de magnetômetros mais sensíveis, as feições magnéticas mais discretas contidas na seção sedimentar acima do embasamento podem ser estudadas melhor. Além disso, as linhas de produção sobre essas bacias têm um espaçamento da ordem de 500 m (Horsfall, 1997) diferente do espaçamento em torno de 200 m empregado quando se trata de uma área de exploração mineral. Finalmente, o afastamento entre as linhas maiores que 3 km é mais adequada para a descoberta de anomalias regionais ou para traçar um mapa geológico preliminar. Já os espaçamentos pequenos são normalmente usados para detectar anomalias locais e fornecer ajuda ao mapeamento geológico de detalhe. No presente trabalho,

os espaçamentos entre as linhas de voo variaram 1000 *m* em toda área. Enquanto que os referentes às linhas de controle variaram 4000 *m* nos levantamentos feitos no Projetos Bahia-Sul e BMES-3, e 5000 *m* no levantamento feito no Projeto Espírito Santo.

### 1.3.6 Correções e Processamento de Dados

O relatório final de aquisição e processamento de dados (LASA, 2008), além de Gonçalves (2008) baseado nos trabalhos de Minty (1997), Minty et al. (1997) e IEAE (1991) descrevem melhor as correções feitas na área de levantamento, tais como: remoção da variação magnética diurna, correção do erro de *Parallax*, correção do *heading*, nivelamento e micronivelamento dos perfis, remoção do IGRF. Os dados coletados corrigidos foram transformados em produtos derivados - derivadas direcionais e sinal analítico, auxiliando na melhor interpretação das anomalias.

#### 1. Remoção da Variação Magnética Diurna

Essas variações temporais do campo geomagnético são causadas por pulsações geomagnéticas ou micropulsações e ocorrem randômicamente, possuindo períodos que variam de 1 segundo até um pouco mais de 2 minutos, com amplitudes de 0.1 nT. Em condições normais (dias calmos) a variação diurna é suave e regular e tem uma amplitude diária de aproximadamente de 20 - 80 nT, com o máximo nas regiões polares. Em alguns dias (dias perturbados) as variações são muito rápidas e de grande amplitude (aproximadamente 1000 nT). De acordo com (Luyendyk, 1997), a remoção da variação magnética diurna serve para monitorar as pequenas taxas de mudança do campo geomagnético e levantamentos aéreos podem ser cancelados caso essa taxa de mudança exceda 2 nT por minuto, caracterizando o fenômeno de tempestade magnética. Além de sincronizar os dados da estação base em tempo com o magnetômetro móvel.

Neste procedimento, os valores obtidos pelo magnetômetro monitor foram inicialmente subtraídos do nível médio de base para cada bloco. As diferenças encontradas, positivas ou negativas foram, então, somadas algebricamente às leituras do campo magnético realizadas a bordo da aeronave, tendo como variável comum o horário de amostragem.

#### 2. Correção do Erro de *Parallax*

O erro *Parallax* corresponde a defasagem nos tempos de medição do magnetômetro e altímetros com o sistema de posicionamento global. Isto se deve ao fato de o sensor se encontrar no stringer e o sistema que armazena os dados estar no interior da aeronave, o que gera um atraso muito pequeno. Este erro é usado apenas em levantamentos aéreos e é determinado a partir de duas linhas voadas em sentidos opostos sobre uma mesma feição magnética reconhecida no terreno. A correção a ser aplicada corresponde

ao valor somado ou subtraído do tempo de amostragem de modo que as duas feições se tornem coincidentes. A fórmula utilizada (Equação 1.31) é a seguinte:

$$F_c = F_r - I_p \quad (1.31)$$

Onde,  $F_c$  = Fiducial Corrigida do *Parallax*,  $F_r$  = Fiducial para a leitura registrada e  $I_p$  = Fiducial *Parallax* instrumental.

A correção aplicada a todas as amostras do levantamento correspondeu a 0,2 segundo para a aeronave PT - WOU e 0,4 segundos para as aeronaves PT - LMK, PT - FZN e PT - WQT e 1,2 segundos para a aeronave PT - WOT.

### 3. Nivelamento e Micronivelamento dos Perfis

Os levantamentos aeromagnéticos são realizados em forma de *grid* (uma espécie de malha regular) de forma a duplicar as medições nos *crossover points* (pontos de cruzamentos das linhas de produção e das linhas de controle). As discrepâncias que podem ocorrer em um ponto de cruzamento representam um erro que pode ser corrigido através do nivelamento e micronivelamento dos dados magnéticos em tempo invariante. Neste trabalho, quando o gradiente magnético excedeu 0,3 nT/fiducial nos cruzamentos, eles foram descartados pelo próprio programa.

O processo de nivelamento pelo sistema Oasis Montaj dá a discrepância entre as leituras das linhas de controle niveladas e as linhas de voo em cada ponto de cruzamento, estes valores serão armazenados no banco de dados e utilizados no cálculo de correções a serem aplicadas às linhas de voo. Assim, ajustam-se as linhas de controle com base na média das diferenças com as linhas de medida, e removem-se os ruídos excedentes que causam lineações ou corrugações artificiais entre as linhas de voo claramente vistas nos mapas de contorno.

Os erros residuais aparentes nos dados geofísicos de “desnivelamento” têm semi-comprimento de onda menor do que o espaçamento entre as linhas de controle. Logo, estes não puderam ser corrigidos pelo processamento padrão e aplicação de técnicas rigorosas de nivelamento (Luyendyk, 1997). Foi necessário aplicar o procedimento de micronivelamento para remover essas irregularidades.

### 4. Remoção do IGRF

A correção geomagnética é o equivalente magnético da correção da latitude em levantamentos da gravidade, onde o campo magnético anômalo para cada um dos pontos amostrados foi obtido pela subtração, ao campo total nivelado, do valor do IGRF calculado para cada ponto. Modelos padrões do campo terrestre regional são baseados em observações terrestres e de satélites. Eles fornecem uma estimativa do campo como uma função da posição, incluindo altura acima da elipsóide terrestre e do tempo. Neste

caso, uma data média do levantamento é usada para calcular o IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*) já que a variação secular é muito lenta (Tabela 1.2)

Projeto	Data	Ano Referência	Altitude (m)
Bahia - Sul	(2002, 17)	2000	150
Espírito Santo	(2005, 17)	2005	150
BMES 3	(1999, 22)	2000	300

Tabela 1.2: Remoção do IGRF. Fonte: LASA (2008).

O IGRF expressa o campo geomagnético não perturbado em termo de um grande número de harmônicos e inclui termos temporais para corrigir a variação secular. Além disso, este é calculado para cada par latitude / longitude do banco de dados relacionado à altitude média da altura do avião acima do nível do mar para um determinado levantamento com base nos coeficientes de NOAA - *National Oceanic and Atmospheric Administration* e atualizados para a data média de cada levantamento. Os erros introduzidos nesta aproximação são pequenos, com desvios da ordem de 0,025 nT/m.

O gradiente vertical do campo magnético da Terra varia aproximadamente de 0,03 nT/m nos pólos até -0,015 nT/m no equador magnético. A variação da latitude raramente excede 6 nT/m (Telford et al., 1990). Portanto, enquanto a remoção do IGRF é desnecessária em levantamentos terrestres de pequenas escala, ela é obrigatória em levantamentos aerogeofísicos.

## 5. Derivadas Direcionais

O cálculo das primeira e segunda derivadas do campo magnético é um procedimento muito importante já que assinalou feições não detectadas no mapa do campo magnético total através do realce das bordas das anomalias e do reforço das características superficiais. Tais feições correspondem às características estruturais, aos contatos, às direções, aos mergulhos e à estimativa das profundidades dos corpos geológicos próximos à superfície. Mas, vale ressaltar que a primeira derivada realça feições mais regionais, enquanto a segunda corresponde à medida da curvatura, e grandes curvaturas estão associadas com anomalias rasas (Telford et al., 1993).

As derivadas verticais são derivadas direcionais que funcionam como um filtro gradiente, realçando as altas frequências (filtro passa alta) e medindo a taxa de variação do campo magnético anômalo à medida que esse se distancia ou se aproxima verticalmente da fonte causativa (Blakely, 1996). Apesar disso, as derivadas de alta ordem devem ser usadas com cautela, pois amplificam ainda mais os comprimentos de onda curto e os ruídos estarão sendo realçados (Davis, 1986).

Considere o eixo vertical  $z$  positivo para baixo e que  $\Delta z > 0$ . A derivada vertical de

primeira ordem de um campo potencial  $\vec{T}(x, y, z)$  que satisfaz a Equação de Laplace (Equação 1.32) é dada por  $\left[\frac{\partial \vec{T}}{\partial z}\right]$ :

$$\begin{aligned} \nabla^2 \vec{T} = 0 &\implies \left[\frac{\partial^2 \vec{T}}{\partial x^2}\right] + \left[\frac{\partial^2 \vec{T}}{\partial y^2}\right] + \left[\frac{\partial^2 \vec{T}}{\partial z^2}\right] = 0 \\ \left[\frac{\partial^2 \vec{T}}{\partial z^2}\right] &= - \left[\frac{\partial^2 \vec{T}}{\partial x^2}\right] - \left[\frac{\partial^2 \vec{T}}{\partial y^2}\right] \end{aligned} \quad (1.32)$$

assim chegamos ao Teorema de Green (Equação 1.33),

$$\left[\frac{\partial \vec{T}}{\partial z}\right] = - \int \left( \left[\frac{\partial^2 \vec{T}}{\partial x^2}\right] + \left[\frac{\partial^2 \vec{T}}{\partial y^2}\right] \right) dz \quad (1.33)$$

Essa expressão é válida no prisma elementar de seção unitária, ou seja, a seção é representada por um ponto no espaço. Neste caso,  $\vec{T}$  é campo magnético total, x e y são as variáveis nos eixos horizontais, e z é a variável no eixo vertical.

Como a propriedade da transformada de Fourier mostra que  $F\left[\frac{\partial^n \vec{T}}{\partial z^n}\right] = (u)^n F[\vec{T}]$ , então para a segunda derivada (n = 2) temos a Equação 1.34.

$$F\left[\frac{\partial^2 \vec{T}}{\partial z^2}\right] = u^2 F[\vec{T}] \quad (1.34)$$

O valor de u pode ser obtido aplicando a propriedade na Equação 1.32 e sabendo que  $T(x, y, z) = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} T[k_x, k_y] e^{i(k_x x + k_y y + u z)} dk_x dk_y$ , temos que,

$$\begin{aligned} \left[\frac{\partial^2 \vec{T}}{\partial x^2}\right] + \left[\frac{\partial^2 \vec{T}}{\partial y^2}\right] + \left[\frac{\partial^2 \vec{T}}{\partial z^2}\right] &= 0 \\ \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} (-k_x^2 - k_y^2 + u^2) F[f(x, y)] e^{i(k_x x + k_y y + u z)} dk_x dk_y &= 0 \end{aligned} \quad (1.35)$$

Sendo assim, a condição para que a Equação 1.35 seja 0 é,

$$\begin{aligned} u^2 - k_x^2 - k_y^2 &= 0 \\ u^2 &= (k_x^2 + k_y^2) \\ \sqrt{u^2} &= \sqrt{(k_x^2 + k_y^2)} \\ u &= \sqrt{(k_x^2 + k_y^2)} \end{aligned} \quad (1.36)$$

## 6. Sinal Analítico

O sinal analítico localiza as bordas dos corpos magnéticos dependendo de sua localização, porém não de suas direções de magnetização. Dessa forma, este sinal independe da geometria ou efeitos remanentes, sendo um indicador de rochas magnéticas.

Nabighian (1972) e Nabighian (1974) desenvolveu inicialmente o sinal analítico para dados 2D com a noção de um envelope de energia das anomalias magnéticas segundo Roest e Pilkington (1992). Posteriormente, esse sinal foi estendido para os dados 3D Nabighian (1984). Além destes, Roest e Pilkington (1992) mostrou que a amplitude ou valor absoluto do sinal analítico 3D localizado numa posição em subsuperfície (x,y) pode ser facilmente derivado do campo magnético total em três gradientes ortogonais. Logo, o sinal analítico é a amplitude dos gradientes verticais e horizontais do campo, ou seja, uma combinação das derivadas horizontais e vertical de uma anomalia magnética (Equação 1.37).

$$|A(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)^2} \quad (1.37)$$

Onde  $|A(x, y)|$  é a amplitude do sinal analítico (ASA) em (x,y) e T é o campo magnético observado em (x,y).

### 1.3.7 Interpretação das Anomalias Magnéticas

Interpretações de dados aeromagnéticos envolvem fases iniciais onde os aspectos geométricos são inferidos baseados na geologia da área. Nos mapas, dois tipos principais de feições podem ser identificados: as unidades magnéticas e as descontinuidades lineares (Carvalho, 2006). A unidade magnética compreende corpos geológicos com magnetismo característico ou uniforme. Elas não coincidem necessariamente com unidades geológicas, embora sejam consideradas como unidades magnéticas. Já as descontinuidades lineares, geralmente são evidentes e representam falhas, fraturas ou tendências litológicas.

Estas feições podem ainda ser classificadas mais detalhadamente em alguns padrões das anomalias geofísicas, tais como: intrusões profundas, maciços, anomalias dipolares e feições lineares. Esses padrões podem ocorrer isolados ou superimpostos.

- **Intrusões Profundas**

As intrusões profundas no embasamento ou elevações do embasamento, que se acham sob uma espessa camada de água ou sedimentos (da ordem de milhares de metros), produzem anomalias magnéticas intensas (da ordem de 1000 nT), cujos dois pólos são nitidamente delineados por curvas suaves, cobrindo áreas de mais de 100 km de diâmetro.

- Maciços

Os maciços produzem anomalias ovaladas ou elípticas, com 2km a 20 km de diâmetro podendo, às vezes, mostrar alinhamentos, que são frequentemente relacionados à intrusões básicas de granitos, dioritos, gabros e sienitos, ou com corpos de minérios. Além desses, os maciços também são representado pelos granitos e granito-gnaisses que podem ter extensões ainda maiores Modificado de (Vieira, 1983) e (Parasnis, 1979).

A intensidade de uma anomalia magnética é proporcional ao contraste de susceptibilidade entre a intrusão e a encaixante. Assim, quanto mais básica for a intrusão, mais intensa será a anomalia correspondente. Intrusões graníticas podem ser mais ou menos magnéticas (Ogorodnikov, 1975) conforme o potencial de oxidação na camara magmática tenha favorecido ou inibido o predomínio do íon férrico sobre o íon ferroso, favorecendo ou inibindo a formação de magnetita. Ishihara (1981) distingue duas séries de granitos: uma magnetítica de origem sempre ígnea e uma ilmenítica de origem ígnea ou sedimentar. A série magnetítica seria associada a mineralizações sulfetadas e Au, enquanto que a série ilmenítica estaria relacionada a cassiterita, wolframita, berilo e fluorita. Os Gabros e os dioritos são fortemente magnéticos e os granitos metamorfizados produzem também anomalias intensas. Caso o metamorfismo seja de contato, as partes superiores da intrusão podem estar revestidas por uma calota de magnetita e pirrotita, produzindo anomalias magnéticas planares.

- Anomalias dipolares

As anomalias dipolares tem contornos circulares ou ovalados e são constituídos por um par máximo-mínimo. A área de estudo está no hemisfério sul magnético. Assim, os corpos que não tem magnetização remanente tem mínimos mais intensos que os máximos, e os últimos podem até ser imperceptíveis em alguns mapas magnéticos. As anomalias dipolares tem só alguns km de diâmetro mas se destacam nitidamente da encaixante, quando relacionadas a corpos básicos ou ultra-básicos.

Anomalias dipolares são produzidas por chaminés de rochas básicas e ultra-básicas e, dependendo das associações existentes, chaminés básico-alcalinas. Segundo Koldaev (1976), intrusões magmáticas tubulares, qualquer que seja a composição, são confinadas a áreas do embasamento caracterizadas por alto grau de rigidez e fraturamento (zonas axiais de sinclínórios e anticlínórios, domos, etc.).

- Anomalias Planares

Essas anomalias são intensas, com grande alternância de polaridade, distribuídas amplamente em superfície, sem qualquer direção preferencial. Referem-se a camadas magnéticas horizontais como derrames de lava, soleiras, formações ferríferas, entre outros.

- Feições Lineares

As feições lineares são estruturas associadas a zonas de fraqueza, preenchidas ou não por material magnético. Elas são caracterizadas por:

1. Paralelismo de isodinâmicas;
2. Alinhamentos de anomalias circulares, como contas de rosário;
3. Quebras na direção de anomalias;
4. Mudança na intensidade de anomalias, a indicar realçamento de blocos. Entre blocos desnivelados de uma mesma rocha há sempre um gradiente, caracterizado por um adensamento das isodinâmicas;
5. Alternância da faixas positivas e negativas;

Isodinâmicas paralelas e muito próximas, separando uma zona mais ruidosa de outra mais calma caracterizam falhamento, a zona mais ruidosa corresponde ao bloco alto da falha. As anomalias circulares ou mesmo faixas alongadas são indicativas de diques. Tais alinhamentos, sejam eles falhas, diques ou estratos dobrados isoclinalmente, podem sofrer deflexões, sugerindo falhas transversais ou mudança de encaixante.

As alternâncias de faixas positivas e negativas são feições lineares de grande tamanho, com dezenas de km de largura por centenas de km de comprimento, provavelmente associadas a crosta oceânica.

## CAPÍTULO 2

# Conjunto de Dados Utilizados

### 2.1 Geologia

#### 2.1.1 Geologia Regional

No contexto geológico das áreas de abrangências dos dados aeromagnéticos na parte continental, estão inseridos o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (OISC), Província Alcalina neoproterozóica do Sul da Bahia (PASEBA), as Zonas de Cisalhamento neoproterozóicas de Itabuna-Itaju do Colônia e Potiraguá (ZCIIC e ZCP), a Bacia do Rio Pardo neoproterozóica, Grupo Barreiras de idade Terciária e coberturas costeiras terciário-quadernárias. O Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá está localizado na parte leste do Cráton de São Francisco (CSF) que foi delimitado primeiramente por Almeida (1977). Esse limite é marcado pelas Falhas Poções-Tororó e Planalto-Potitaguá que passam pelas cidades de Porto Seguro e Itaquema, respectivamente (Figura 2.1).

Na parte marinha da área de estudo que é equivalente à Plataforma continental, o embasamento imprime forte condicionamento na compartimentação das Bacias mesozóicas sedimentares presentes na Figura 2.2 e são reconhecidas três fases tectono-sedimentares principais: Rife, Transicional e Marinha de Margem Passiva (Rodvalho et al., 2003). Na fase Rife desenvolveram-se as falhas de gravidade, de direção N20°-N30° e os lineamentos transversais de direção N135°-N145°. No início da fase marinha, instalou-se uma plataforma rasa. Posteriormente, com progressiva subsidência térmica e o influxo sedimentar siliciclástico do Grupo Barreiras (GB), formaram-se falhas lítricas e roll-overs. Já o Paleoceno e o Eoceno foram marcadas por intenso tectonismo e vulcanismo, responsáveis pela reativação de falhas tanto normais quanto reversas, pela geração de falhas de empurrão e pela criação de um grande baixo na parte central da bacia. As rochas vulcânicas desse período (diabásios, basaltos e hialoclastitos) pertencem à Formação Abrolhos. Por fim, na porção emersa da Bacia de Cumuruxatiba são conhecidos apenas os sedimentos siliciclásticos do Grupo Barreiras. Desse modo ficam explicitados os principais traços estruturais da região de abrangência da área de estudo.

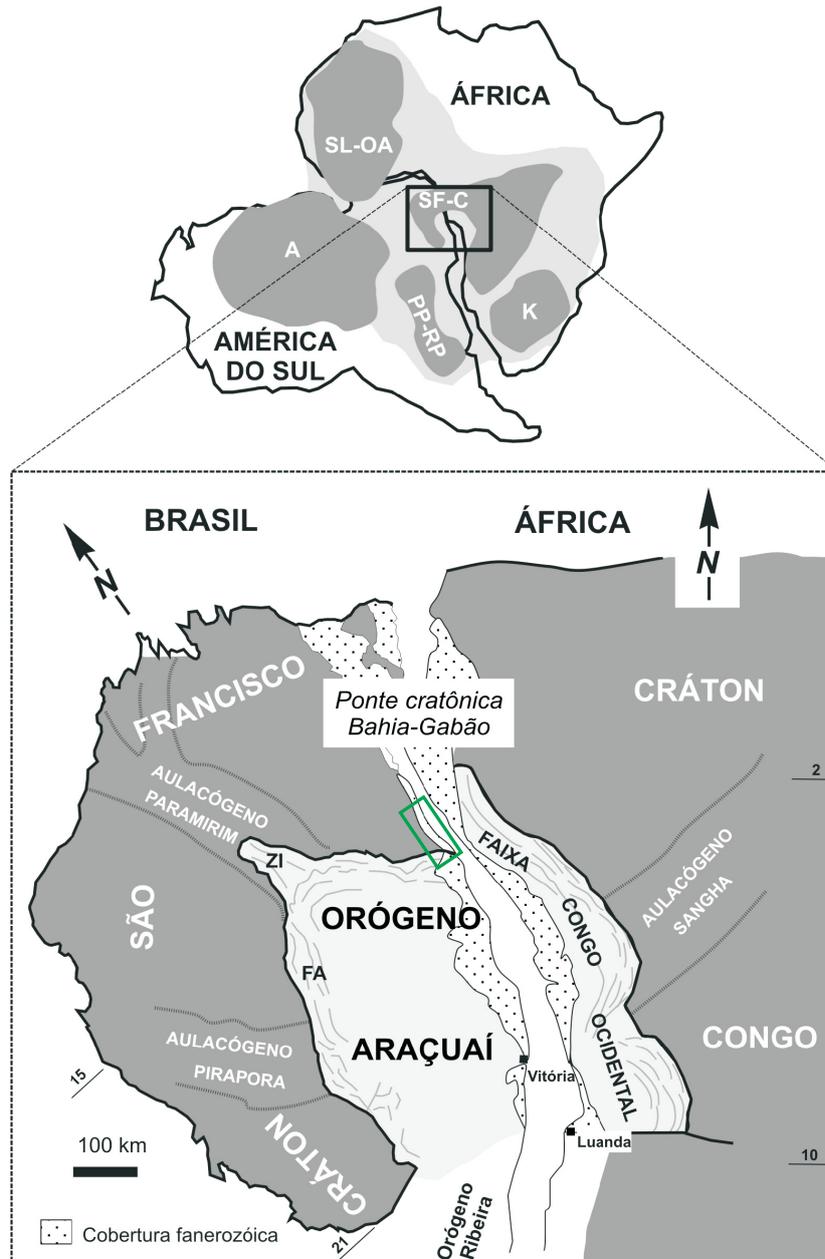


Figura 2.1: Principais unidades geotectônicas da área estudada (retângulo no *inset* superior), tais como, o Cráton de São Francisco e a Faixa Araçuaí. O Orógeno Araçuaí na região central do Paleocontinente Gondwana modificado de Alkmim et al. (2006). FA, traços estruturais da Faixa de Dobramentos Araçuaí (Almeida, 1977); ZI, zona de interferência do Orógeno Araçuaí com o Aulacógeno do Paramirim. Crátons: A, Amazônico; K, Kalahari; PP-RP, Paraná- Paranapanema-Rio de la Plata; SF-C, São Francisco-Congo; SL-OA, São Luís-Oeste Africano.

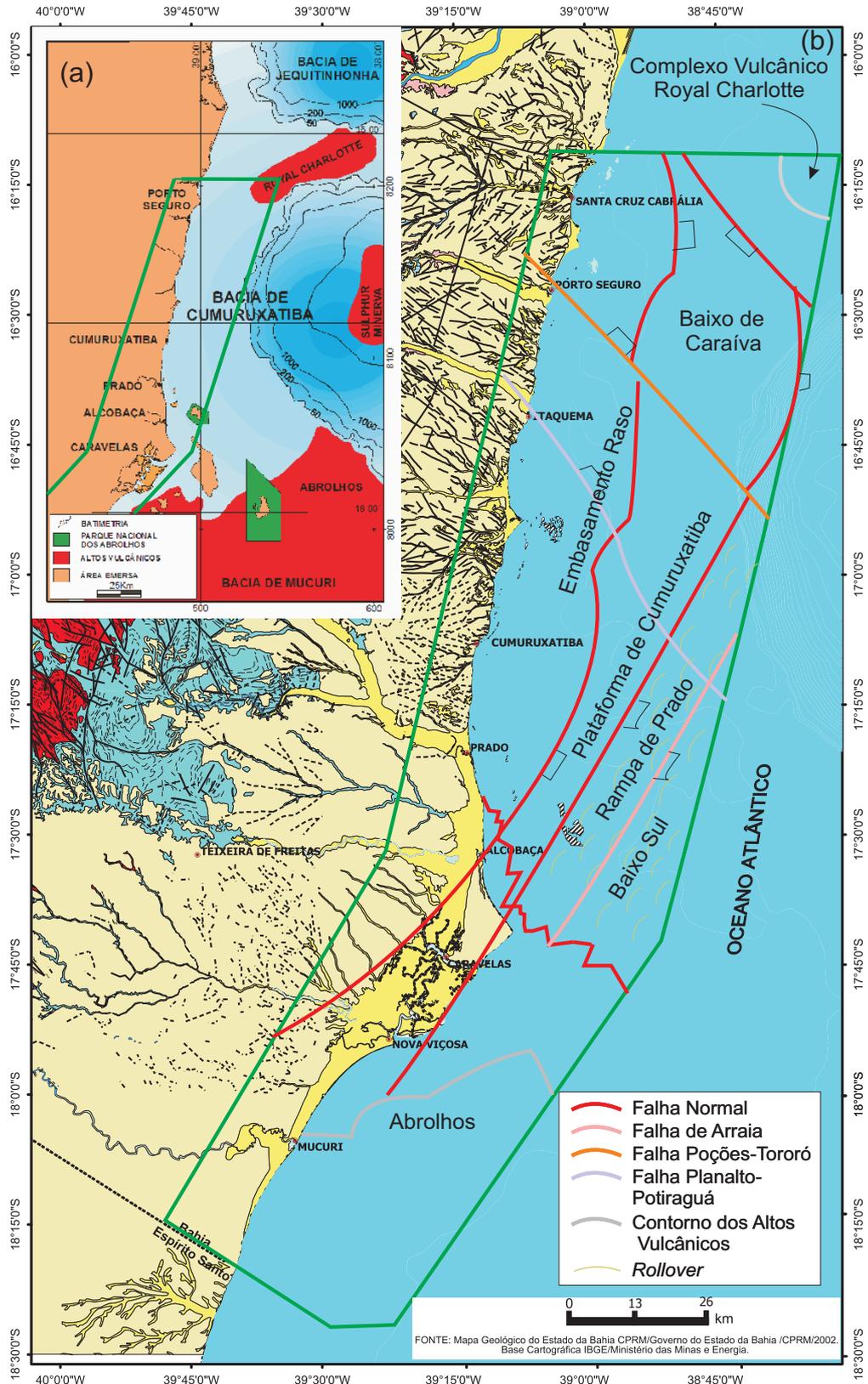


Figura 2.2: A localização da área estudada sobre as bacias presentes na região: Bacias de Jequitinhonha, Cumuruxatiba e Mucuri. Ela está indicada pelo retângulo no *inset* superior esquerdo (a), e no mapa com os principais componentes tectono - estruturais continentais e oceânicos do sul do Estado da Bahia com a indicação da área de estudo também em linha verde (b). Fonte: Modificado de Rodovalho et al. (2003).

### 2.1.2 Geologia Local

O Orógeno Araçuaí, com orientação variando entre N90° e N120° evoluiu a partir da aglutinação de blocos crustais arqueanos durante um processo orogênico paleoproterozóico que se estendeu aproximadamente entre 2,2 e 2,0 Ga (Noce et al., 2007). Neste evento, ocorreu a consolidação do bloco continental São Francisco - Congo que, provavelmente, fazia parte de um extenso continente paleoproterozóico chamado Atlântica (Rogers e Santosh, 2004). Os núcleos antigos, arqueanos, dos blocos São Francisco e Congo foram amalgamados ao longo de um cinturão orogênico denominado Itabuna-Salvador-Curaçá (OISC) no Brasil (Barbosa, 2004), e Eburneano na África (Ledru et al., 1994). Esta ponte cratônica foi poupada dos eventos orogênicos neoproterozóicos e sobreviveu até o Mesozóico (Porada, 1989; Ledru et al., 1994; Trompette, 1994; Brito Neves et al., 1999; Barbosa, 2004; Alkmim et al., 2006). No domínio do Orógeno Araçuaí, e da sua contraparte africana representada pelo Orógeno Congo Ocidental, o sistema orogênico paleoproterozóico, com seus núcleos arqueanos, foi profundamente retrabalhado e desmembrado, constituindo hoje as unidades do orógeno (Noce et al., 2007).

No OISC Paleoproterozóico, durante o ciclo Transamazônico houve a geração e deformação de rochas de alto grau metamórfico compatíveis com a fácies granulito em pelo menos duas fases de deformacionais que modelaram esses litotipos (Barbosa, 1996; Sabaté, 1996). Consequentemente, fatias do embasamento foram jogadas de E para W, lineações penetrativas sub-horizontais obliteraram quase totalmente as lineações da fase anterior, e como resultado dessa intensa deformação praticamente todo o Cinturão Itabuna (parte sul do OISC) apresenta foliações orientadas próximas a N10° e com mergulho variável para E e para W (Corrêa-Gomes et al., 1998).

Após a evolução paleoproterozóica, estes terrenos granulíticos passaram por um período de tranquilidade durante o Mesoproterozóico, só voltando a ser perturbados tectonicamente durante a transição Meso-Neoproterozóico, pela atuação de uma pluma mantélica que teve como principal consequência um domeamento litosférico de eixo maior N-S com, no mínimo, 1200 km de comprimento (Corrêa-Gomes et al., 1988; Corrêa Gomes, 1992). Os granulitos máficos a intermediários do Cinturão Itabuna constituem as rochas encaixantes dos diques máficos tholeiíticos da Província Mesoproterozóica Filoniana Litorânea, com orientações principais N90° e N120° os quais são normalmente mais cisalhados do que os diques alcalinos da Província Itabuna-Itaju do Colônia, mais novos. Esses diques podem ser notados, principalmente, nas regiões de Ilhéus e Olivença, cujas idades ficam em torno de 1,1-1,0 Ga (Renné et al., 1990).

Três eventos importantes aconteceram do Neoproterozóico ao Fanerozóico:

- A formação e reativação das Zonas de Cisalhamentos de Potiraguá - ZCP, com cisalhamentos reversos-dextrais seguidos de transcorrentes sinistrais, e de Itabuna-Itaju

do Colônia - ZCIIC, iniciada com uma transcorrência sinistral e finalizada por outra dextral (Corrêa Gomes et al., 1996). Sienitos e os diques máficos e félsicos de tendência alcalina da PASEBA são resultantes desse processo e estão orientados segundo o controle da zona de cisalhamento de Itabuna-Itaju do Colônia (ZCIIC), principalmente nos planos rupturais produzidos pela mesma com orientações N45°, N65°, N20° e N00° (Corrêa-Gomes et al., 1998).

- A intrusão de vários plútons alcalinos da Província Alcalina do Sul da Bahia (PASEBA) (Silva Filho et al., 1974).
- A colisão da Faixa Marginal de dobramentos brasileiros Araçuaí com o Cráton de São Francisco (Brito Neves e Cordani, 1980).

### **Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá**

O Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá consiste de, no mínimo, quatro grupos de tonalitos/trondhjemitos, três dos quais são arqueanos com idades próximas a 2,6 Ga e um é paleoproterozóico com idade em torno de 2,1 Ga (Barbosa, 2003) com orientação N10°. Estes grupos são interpretados, principalmente com base em ETR, como resultado da fusão de crosta oceânica toleítica (Barbosa, 2003) devido a colisão dos blocos Arqueanos Gavião, Jéqueie, Serrinha e Itabuna-Salvador-Curaçá durante o Paleoproterozóico, segundo evidência geológicas. O segmento Itabuna-Salvador-Curaçá também inclui corpos de charnockitos de 2,6 Ga (ex: Charnockito Caraíba) e faixas de rochas metassedimentares intercaladas (quartzitos com granada, gnaisses alumino-magnesianos com safirina, grafititos e formações manganêsíferas) além de gabros/ basaltos de fundo oceânico e/ou bacias back-arc de fonte mantélica (Teixeira et al., 1997). Todas estas rochas foram reequilibradas na fácies granulito, no Paleoproterozóico. Este segmento também contém importantes intrusões de monzonito com afinidade shoshonítica (Barbosa, 1990) e idade em torno de 2,4 Ga (Monzonito Ipiaú) (Ledru et al., 1993). Além disso, durante a construção deste orógeno, outros corpos de tonalito foram formados sintectonicamente fora os supracitados (Barbosa e Sabaté, 2003).

### **Zonas de Cisalhamento Itabuna - Itaju de Colônia/Potiraguá**

A Zona de Cisalhamento de Itabuna-Itaju de Colônia - ZCIIC - está dentro do Cinturão Granulítico de Itabuna e têm características deformacionais frágeis a frágil-dúcteis comum de zonas crustais rasas, com último movimento registrado transcorrente dextral (Arcanjo, 1993), afetando uma área em torno de 4500 km<sup>2</sup>, cujo eixo maior com 150 km se prolonga segundo uma direção bem marcada e orientada N45° (Corrêa-Gomes et al., 1998). Enquanto que a Zona de Cisalhamento de Potiraguá - ZCP - tem orientação N140°.

A Província de diques de Itabuna-Itaju do Colônia, tem uma das maiores concentrações conhecidas de rochas filonianas félsicas e máficas alcalinas no Estado da Bahia que se encontra praticamente toda confinada nesta zona de cisalhamento. Tanto a ZCIIC quanto a PIIC possuem íntimas relações genético-temporais com as suítes alcalinas de Itabuna, Itaju do Colônia e Potiraguá, pertencentes à Província Alcalina do Sul da Bahia (Corrêa-Gomes et al., 1998).

### **Orógeno Araçuaí**

No Orógeno Araçuaí, as unidades do embasamento orogênico atual encontram-se expostas no domínio externo (oeste) e interno (leste) do orógeno. O domínio externo compreende o cinturão de dobramento-cavalgamento, de baixo grau metamórfico, que bordejia o Craton do São Francisco. No domínio interno estão expostos os volumosos corpos granitóides relacionados às diversas etapas evolutivas do orógeno, o metamorfismo atinge o fácies granulito e ocorre extensa anatexia. Este posicionamento em setores distintos do orógeno Araçuaí faz com que seja variável a intensidade do retrabalhamento tectônico e isotópico dos complexos do embasamento, durante a Orogênese Brasileira. Diversos complexos majoritariamente constituídos por ortognaisses formam o embasamento deste orógeno sendo que a área de interesse neste trabalho situa-se ao norte do Complexo Mantiqueira. Tal designação se deve a Brandalise (1991)(Noce et al., 2007).

### **Grupo Barreiras e Outras Coberturas Tércio-Quaternárias**

O Grupo Barreiras de idade terciária (20-12 Ma)- GB (Arai, 2006), ocorre ao longo da faixa litorânea do Brasil, desde o Vale Amazônico, no estado do Amapá, por toda a região costeira norte e nordeste, até o estado do Rio de Janeiro (Baptista et al., 1984). Entretanto, na área sul e sudeste da Bahia, a ocorrência deste grupo tem uma das maiores continuidades e melhores regularidades geomorfológicas do Brasil. Apesar disso o GB tem sido muito pouco estudado em termos de estruturas e campos de tensão, a exceção de Lima (2002).

A hierarquia litoestatigráfica do Barreiras que considera esta unidade como um Grupo, já que essa discordância de idade Tortoniana à separa em pelo menos duas sequências bem distintas Ferraz e Valadão (2005). A sedimentação do GB relaciona-se a fatores geomorfológicos, climáticos e tectônicos, e ocorreu através da coalescência de leques aluviais e, principalmente sistemas fluviais entrelaçados no litoral sul da Bahia segundo informações de campo (Lima et al., 2006), em clima quente e seco (Mabesoone et al., 1972; Bigarella, 1975). Neste cenário semi-árido, sujeito a chuvas esporádicas torrenciais e violentas, formaram-se amplas faixas de leques aluviais no sopé das encostas mais ou menos íngremes constituídas pelas rochas do embasamento (Ghignone, 1979), (Dios e Cunha, 2001).

Em sua constituição, predominam camadas de sedimentos arenosos, finos e seixosos, mal selecionados, de baixa maturidade textural e mineralógica (presença de feldspatos nos sedimentos) devido a ocorrência de rios pequenos e temporários nas fases iniciais de deposição, com interestratificações de argilas e quase completa ausência de estruturas sedimentares hidrodinâmicas como resultado de fluxos gravitacionais (Lima et al., 2006; Gonçalves, 2008). Em algumas áreas ainda tem um nível argiloso de coloração amarelada cobrindo o topo do Barreiras devido à precipitação de alumínio nessa área. Esse manto laterítico intempérico recobre o topo do Barreiras em algumas regiões e nele encontram-se sistemas de fraturas conjugadas e de ressecamento.

Após a deposição do “Barreiras Superior”, durante o Quaternário (Pleistoceno - 1.806 à 0.0117 Ma) assim como aconteceu no Tortoniano, processos erosivos passaram a ser dominantes em relação a sedimentação, mas neste caso, isto se deveu à queda eustática pós-zancleana (após 3.600 Ma), ao soerguimento epirogenético pós-pliocênico (após 2.588 Ma) e as alterações paleoclimáticas. Esses processos resultaram na dissecação da superfície pós-Barreiras correspondente às coberturas terciário-quaternárias em modelados residuais de topos planos e encostas íngremes, dos quais os denominados Tabuleiros Costeiros são os representantes mais importantes e corresponde a atual morfologia da plataforma continental. Mas também, no Pleistoceno, a transgressão ao erodir a porção mais externa do Grupo Barreiras com a ação abrasiva do mar e dos ventos formou as falésias de vários metros de altura que ocorrem entre as cidades de Porto Seguro e Prado, no Nordeste do Brasil, por exemplo.

As orientações das ZCIIC e da ZCP, ambos orientados N45° e N140°, localizadas no Cráton de São Francisco . Além das referentes ao Orogéno Araçuaí e à Bacia do Rio Pardo que são N90° - N120° e N90°, respectivamente, foram às principais observadas nos dados de campo em afloramentos relacionados ao Grupo Barreiras (Figura 5.10).

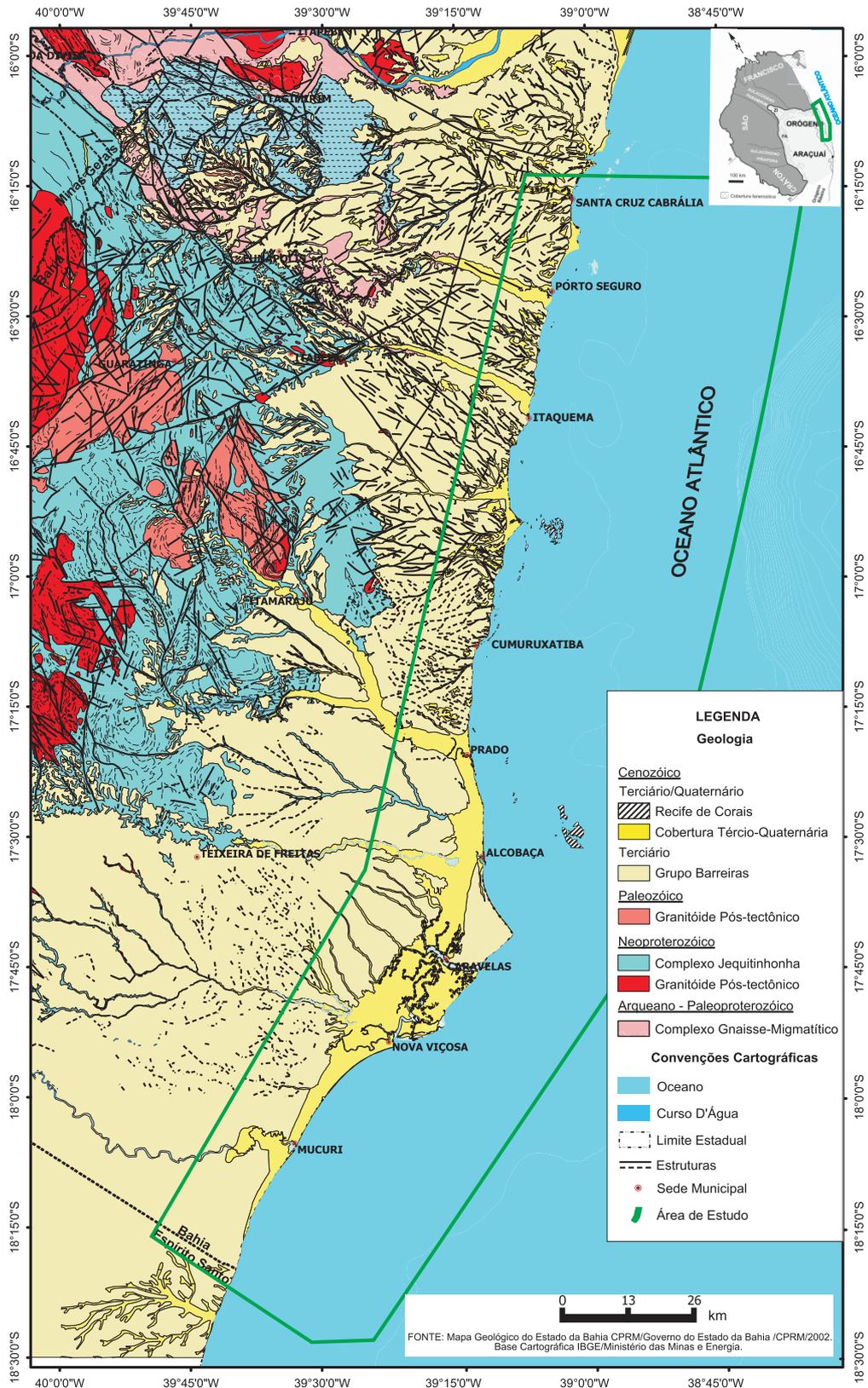


Figura 2.3: A localização da área estudada sobre as unidades geotectônicas mais importantes na região: O Cráton de São Francisco e o Orógeno Araçuaí. Ela está indicada pelo retângulo no *inset* superior esquerdo e no mapa geológico ampliado.

## 2.2 Dados Geofísicos Aéreos

Os dados utilizados no presente trabalho pertencem ao Projeto Rifte - Bahia e foram obtidos por levantamento aeromagnético na região das bacias sedimentares de Mucuri, Cumuruxatiba e Espírito Santo, correspondente aos Projetos Bahia - Sul, Espírito Santo e BMES - 3 entre as cidades de Santa Cruz de Cabrália ( $16^{\circ}14'30.42''$ ) e após a cidade de Mucuri em direção ao sul na latitude ( $18^{\circ}24'03.70''$ ) (Figura 2.4). Os levantamentos foram executados pela Lasa Engenharia e Prospecções S/A., que preparou um arquivo digital de dados geofísicos, incluindo um banco de dados, grids dos perfis magnéticos, e um relatório técnico (LASA, 2009).



Figura 2.4: Distribuição dos Projetos Bahia - Sul, BMES - 3 e Espírito Santo na área de trabalho. Além disso, a figura mostra a área adquirida que corresponde a partes das áreas dos Projetos Bahia - Sul e BMES - 3. Fonte: (LASA, 2009).

Os levantamentos foram realizados em três períodos distintos ao longo de linhas de vôo de produção e linhas de vôo de controle com espaçamento constante. Além destas, outras características dos levantamentos como o intervalo médio de amostragem e a altura nominal

dos levantamentos podem ser vistas na Tabela a seguir.

Informações	Bahia - Sul	Espírito Santos	BMES - 3
Máxima altitude do terreno (m)	150	150	300
Altura de voo (m)	150	150	300
Espaço entre linhas de voo (m)	1.000	1.000	1.000
Espaço entre linhas de controle (m)	4.000	5.000	4.000
Direção das linhas de voo	<i>N45W</i>	<i>N60W</i>	<i>N30W</i>
Direção das linhas de controle	<i>N45E</i>	<i>N30E</i>	<i>N60E</i>
Intervalo de amostragem (m)	8,0	8,2	7,7
Período do levantamento	Jan-Mar/2002	Fev-Mar/2005	Mar-Abr/1999

Tabela 2.1: Características dos levantamentos aerogeofísicos para magnetometria realizados na região das bacias sedimentares de Mucuri, Cumuruxatiba e Espírito Santo. Fonte: (LASA, 2009).

As quatro aeronaves utilizadas nos supracitados levantamentos foram: duas a pistão (PT-WOU e PTWQT/PT-FZN) e dois bimotores (PT-LMK e PT-WOT), ambos com asas alta e baixa. Elas são equipadas com um sistema de aquisição de dados, responsável por armazenar em disco rígido todos os dados registrados; um sistema de vídeo para gravar o terreno sobrevoado; um radar altímetro e um altímetro barométrico para a determinação da altura da aeronave em relação ao solo e ao nível do mar, respectivamente; um sistema de navegação GPS, para o georeferenciamento das linhas e um magnetômetro (LASA, 2009).

Correções padrões foram aplicadas para os dados magnéticos, tais como, os dados de navegação que foram coletados usando o GPS (X, Y e Z) e radar altímetro, ambos responsáveis por gerar o Modelo Digital do Terreno através da redução da altitude do GPS (Z) e da altura registrada pelo radar altímetro instalados na aeronave. As coordenadas dos valores amostrados a bordo foram convertidos do sistema WGS84 para o esferóide SAD-69.

### 2.2.1 Características dos Detectores

Os magnetômetros utilizados foram compostos por um sensor de bombeamento ótico do tipo Vapor de Césio com resolução de 0,001 nT, montado no prolongamento da cauda da aeronave (tipo *stinger*). O sinal é recebido através de um pré-amplificador, localizado na base do cone da cauda, e enviado ao sistema de compensação aeromagnética e ao sistema de aquisição de dados.

Para controle diário das variações do campo magnético utilizaram-se dois magnetômetros de precessão de prótons Scintrex CS-2 e GEM Systems GSM-19, com resoluções de 0,001 nT e 0,01 nT respectivamente, e envoltória de ruídos de 0.1 nT ou inferior. As leituras do

campo magnético total foram realizadas a intervalos de 1 (CS-2) ou 3 (GSM-19) segundos e armazenadas em microcomputador acoplado (CS-2) ou na memória do próprio equipamento (GSM-19). Para tal, os magnetômetros terrestres foram instalados e operaram nos aeroportos de Teixeira de Freitas (BA), Porto Seguro (BA), Ilhéus (BA) e Valença (BA), já que são locais de gradiente magnético suave, livres de objetos móveis e interferência cultural.

### 2.2.2 Correções e Pre-processamento

Ao término de cada jornada de vôo, num processo preliminar foi feita uma série de correções padrões nos dados brutos com o intuito de obter o campo magnético anômalo relativo aos corpos geológicos na crosta. Sendo assim, para remover as fontes magnéticas indesejáveis, a LASA empregou o software Oasis Montaj v4.3 da Geosoft, mas também utilizou algumas rotinas proprietárias do sistema Gmaps transferido à LASA pela *Fugro Airborne Surveys*. Portanto, os arquivos contendo os dados da variação diurna eram transferidos ao computador instalado na base de campo para uso no pré-processamento. Para o cálculo da correção diurna foi utilizado o magnetômetro de maior precisão, e as leituras do outro modelo estavam à disposição para qualquer acontecimento eventual.

Cada uma das correções pode ser vista no Fluxograma do processamento (Figura 2.5), onde estão indicadas as diferentes etapas envolvidas no processo, desde a transferência de dados dos Zip Disks contendo as gravações originais de vôo até a preparação dos produtos finais. Estas, além dos procedimentos de calibração e características de um levantamento aeromagnético, estão descritas no capítulo referente ao Método Magnético.

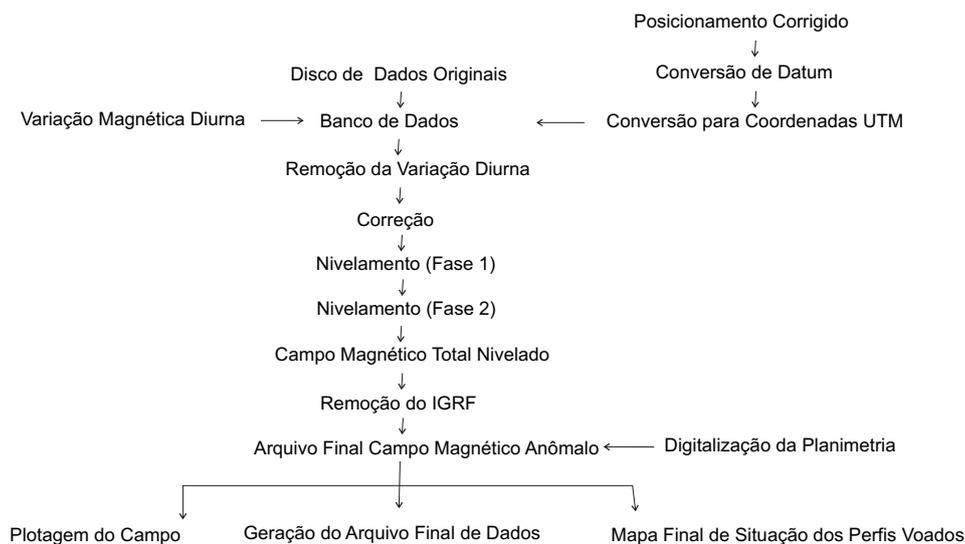


Figura 2.5: Fluxograma de processamento mostrando as diferentes etapas desenvolvidas durante e após a obtenção dos dados magnéticos nos levantamentos aerogeofísicos para magnetometria nas bacias supracitadas. Fonte: (LASA, 2009).

## CAPÍTULO 3

# Materiais e Métodos

As atividades foram desenvolvidas no campo e no laboratório com a aquisição e tratamento dos dados geológicos obtidos na área, assim como interpretações geofísicas, respectivamente. Em termos geológicos, os dados de campo foram processadas computacionalmente. Na Geofísica, o método magnético usou como base o campo natural da terra - campo geomagnético - para localizar e compreender os padrões das estruturas em subsuperfície. Além destes foram utilizados as imagens de satélite de modelo de relevo (ISR) da SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) e o mapa geológico para traçar lineamentos estruturais em superfície e, a partir do mapa magnético, traçamos os lineamentos magnéticos em subsuperfície. Sendo assim, com a conclusão desses estudos e suas interpretações individuais, foi possível correlacionar os resultados e interpretá-los conjuntamente.

### 3.1 Procedimentos de Interpretação

#### 3.1.1 Dados de Campo

As etapas desenvolvidas no âmbito geológico foram descritas em ordem cronológica para o melhor entendimento dos métodos empregados no estudo da região:

1. Um levantamento bibliográfico foi realizado sobre o estado da arte do Grupo Barreiras na região SSE do Estado da Bahia com o intuito de conhecer a área de estudo.
2. Coleta no campo das orientações de direção e mergulho de planos de falhas e fraturas, assim como de direção e caimento de estruturas lineares “slickenlines” contidas nesses planos, tais como estrias e degraus, e deduzidas às cinemáticas associadas. No Grupo Barreiras, no domínio da área de pesquisa, foram estudados 51 afloramentos nos quais foram medidos 4.815 planos de fraturas e falhas, a maioria desses planos apresentou mergulho subvertical e em 1.220 desses foram observados marcadores cinemáticos (estrias e degraus) confiáveis que permitiram a dedução das cinemáticas associadas e o campo de tensão atuante que influenciou na geração e na transformação dessas estruturas ao longo do tempo geológico.

### 3. Tratamento dos dados geológicos:

- (a) Posteriormente, com uso de métodos de inversão, obtiveram-se 162 orientações dos tensores principais ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  e  $\sigma_3$ ) utilizando o programa freeware FaultKinWin-Full122 version 1.1 (Allmendiger, 2001).
- (b) As orientações das falhas e dos tensores principais foram plotadas no programa Stereonett version 2.46 (Duyster, 2000) para obter rosáceas de direção para as estruturas planas e de direção de mergulho, de direção de caimento para as estruturas lineares e de isodensidade de frequência para ambas.
- (c) Confeção de mapas das estruturas e dos tensores no ArcGIS 9.2 para visualizar os principais padrões de orientação desses na área estudada.

#### 3.1.2 Imagens de Satélite de Relevo (ISR) da SRTM

Foram utilizadas imagens de satélite de modelo de relevo da área (SRTM -EMBRAPA), obtidas do portal da EMBRAPA na *Internet* (<http://www.relevobr.cnpem.embrapa.br>) (Figura 3.1). Ao todo, foram utilizadas 4 folhas referentes à área de estudo na escala 1:250.000. Depois, foram traçados os lineamentos estruturais a partir do contorno de vales e montanhas e das discontinuidades lineares do relevo, que são potenciais indicadores de traços estruturais rúpteis.

Num momento posterior, no processamento de dados foi contada a quantidade de lineamentos e medido o somatório do comprimento para cada intervalo de medida. Foram produzidas duas rosáceas, uma de quantidade e outra de comprimento. Esse procedimento também foi realizado com os lineamentos estruturais e magnéticos dos mapas de estruturas (Figura 3.2) e magnéticos (Figuras 3.3, 3.4, 3.5, 3.6), respectivamente.

#### 3.1.3 Geofísica

A análise, processamento e interpretação dos dados aeromagnéticos originais ou processados (derivado de alguma transformação de fase) foi feita qualitativamente.

- **Análise Qualitativa**

De acordo com Telford et al. (1976) e Sampaio (2002), a interpretação qualitativa é feita separando primeiramente o mapa magnético em regiões ou zonas, cada uma tendo um comportamento distinto. A semelhança ou diferença do comportamento é julgada com base na disposição das curvas de contorno, na intensidade absoluta e relativa dos valores, nas derivadas, nos gradientes, amplitude do sinal analítico, continuações, etc.

Em seguida, procuramos caracterizar cada zona em termos de aspectos estruturais e litológicos, se possível com o emprego de informações geológicas.

Logo, essa análise caracterizou as diferentes configurações dos sinais geofísicos e assim forneceu possíveis modelos geológicos regionais e locais, possibilitando inferir a distribuição dos minerais magnéticos nas rochas através da susceptibilidade magnética. Para tal, o mapa de CMT foi utilizado para contornar os principais domínios magnéticos, o mapa de Primeira Derivada Vertical (PVD) para traçar os lineamentos magnéticos e o mapa de sinal analítico para delinear as formas dos corpos.

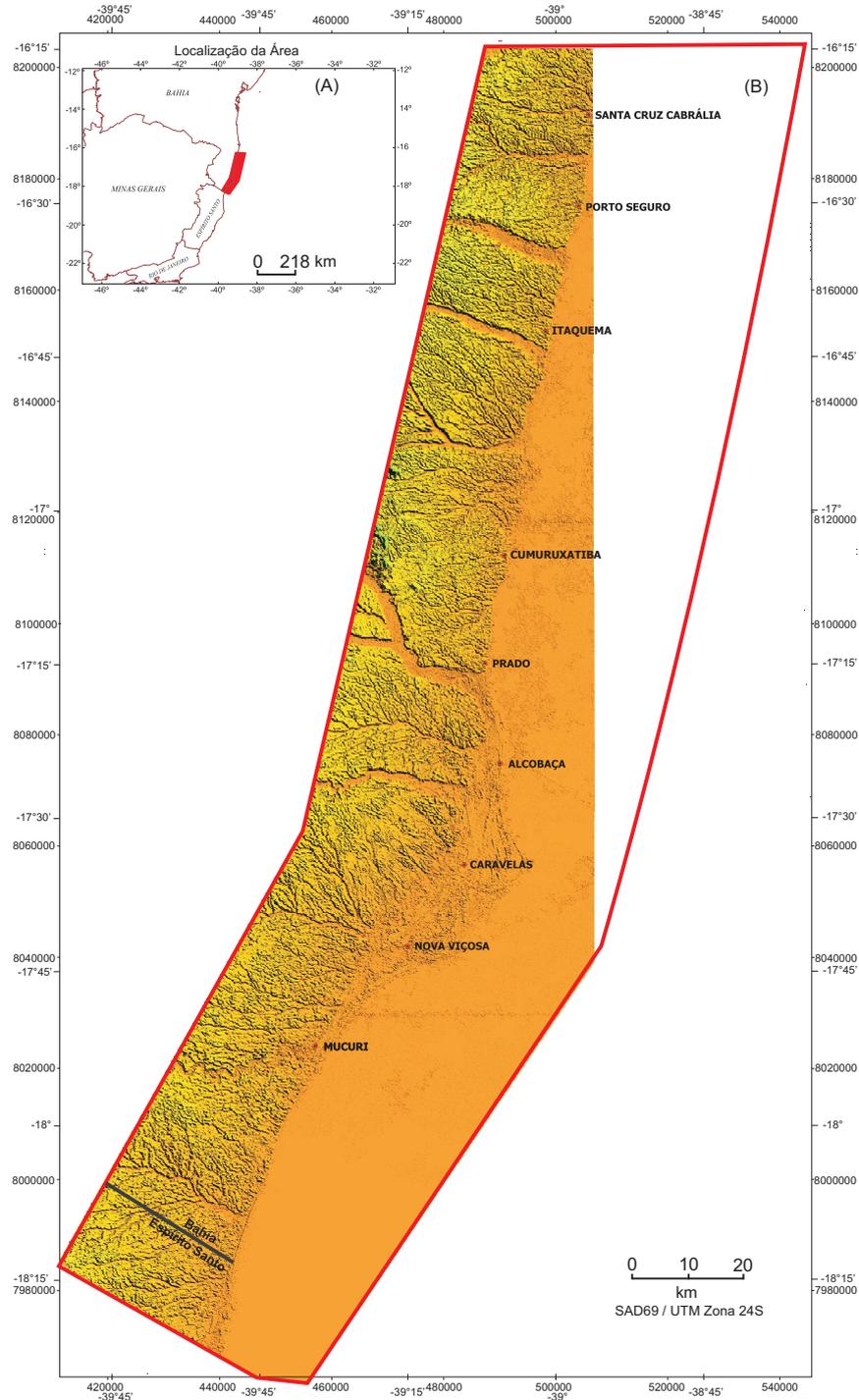


Figura 3.1: Localização da área estudada no Estado da Bahia indicada pelo retângulo no inset superior esquerdo (A) e na Imagem de Satélite do Relevo (B) obtida pelo projeto SRTM (Shuttle Radar Topography Mission - <http://srtm.usgs.gov/> - NASA, NIMA, DLR e ASI), tirada com o satélite Landsat 7 no período de 2000 - 2001 e disponível gratuitamente pelo Site “<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br/ba/index.htm/>”. As imagens pertencem a EMBRAPA Monitoramento por Satélite (Miranda, 2005).

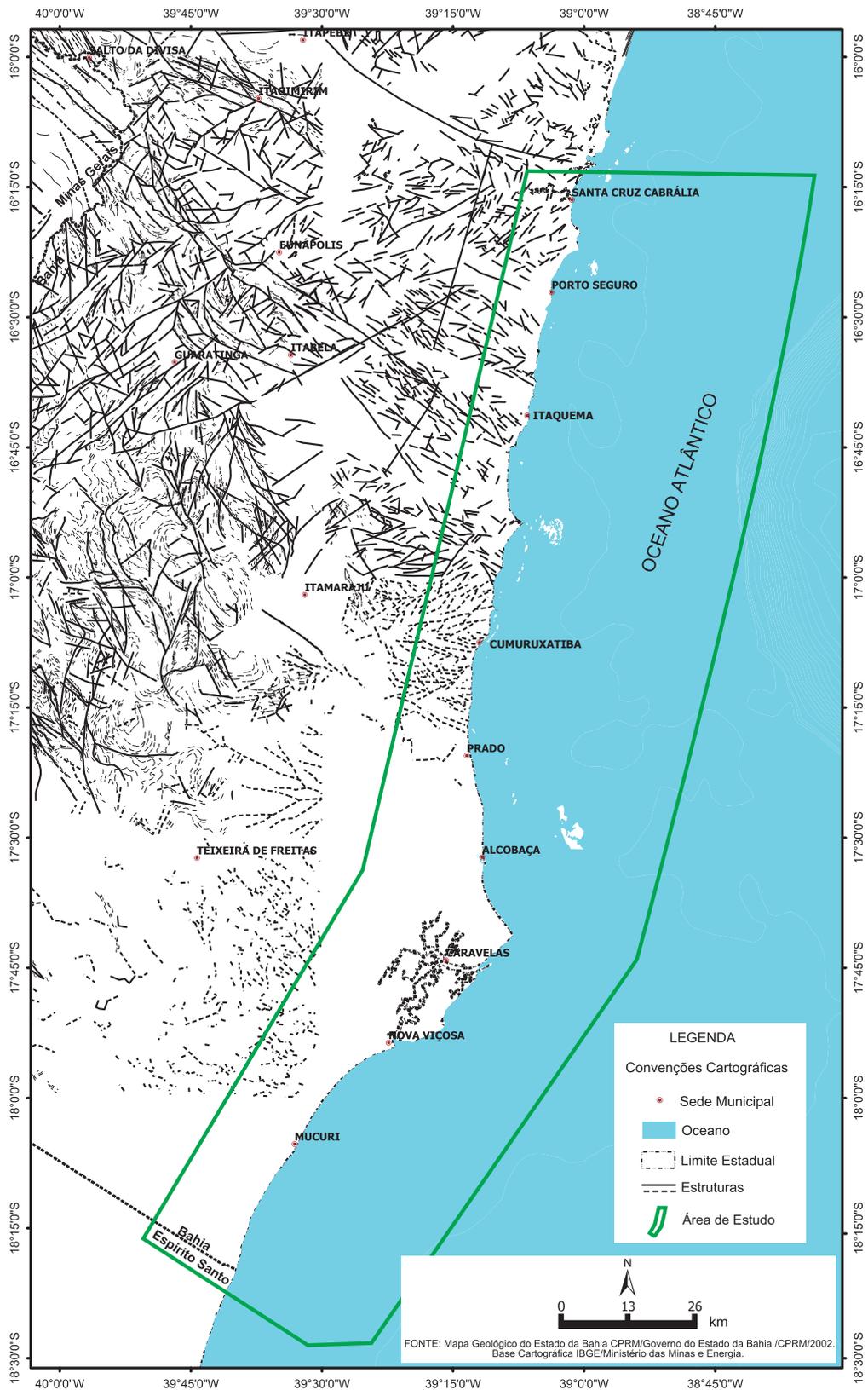


Figura 3.2: Mapa com os principais lineamentos estruturais dúcteis e rupteis da área estudada.

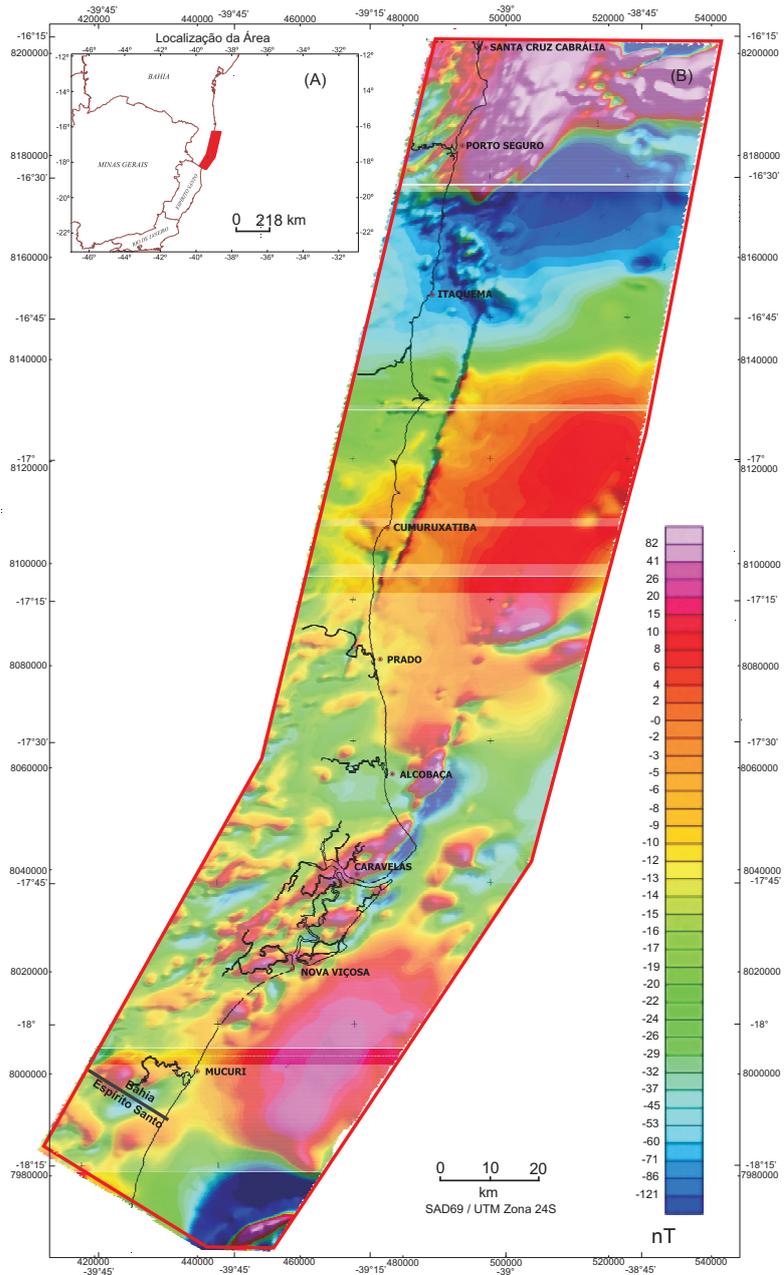


Figura 3.3: Localização da área de estudo no Estado da Bahia indicada pelo retângulo no *inset* superior esquerdo (A) e no mapa da anomalia magnética de campo total (B), com o contorno continental delimitado e as localidades das principais cidades da área estudada.

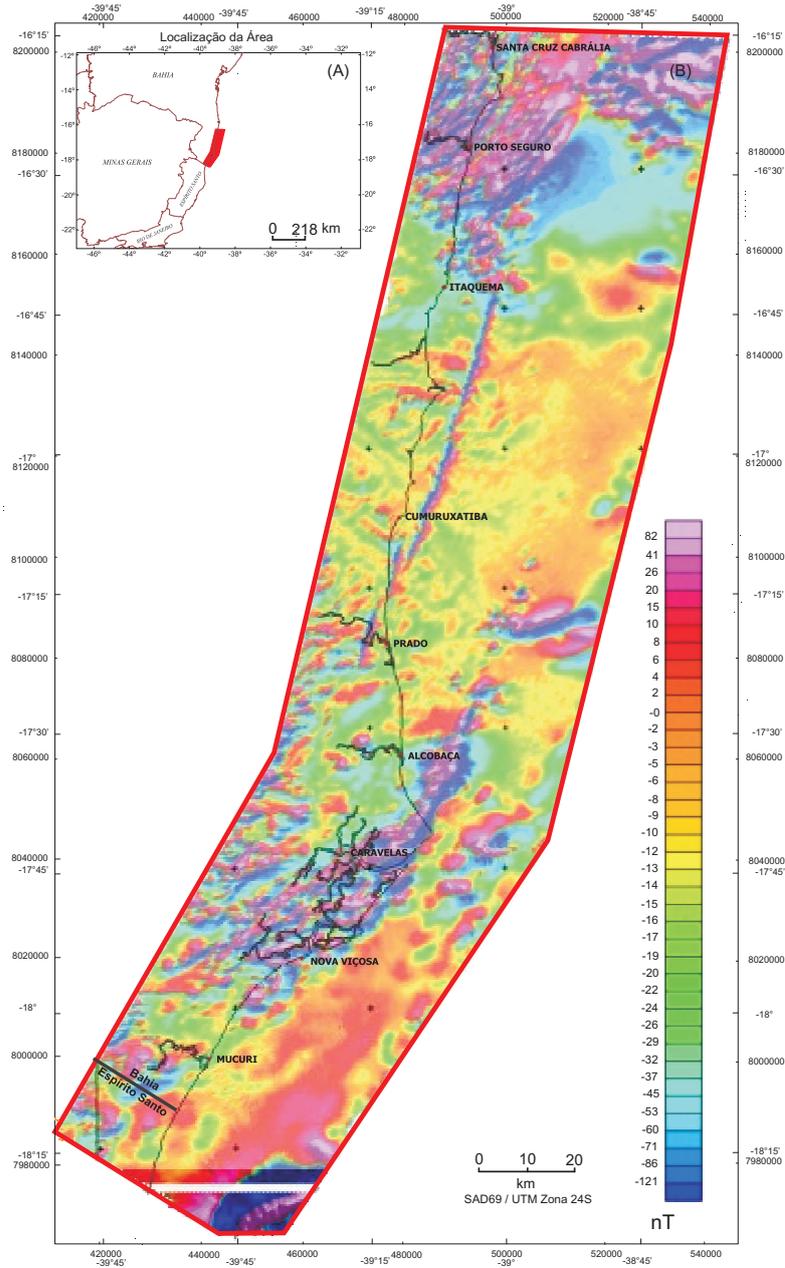


Figura 3.4: Localização da área de estudo no Estado da Bahia indicada pelo retângulo no *inset* superior esquerdo (A) e no mapa da primeira derivada vertical da anomalia magnética de campo total (B), com o contorno continental delimitado e as localidades das principais cidades da área estudada..

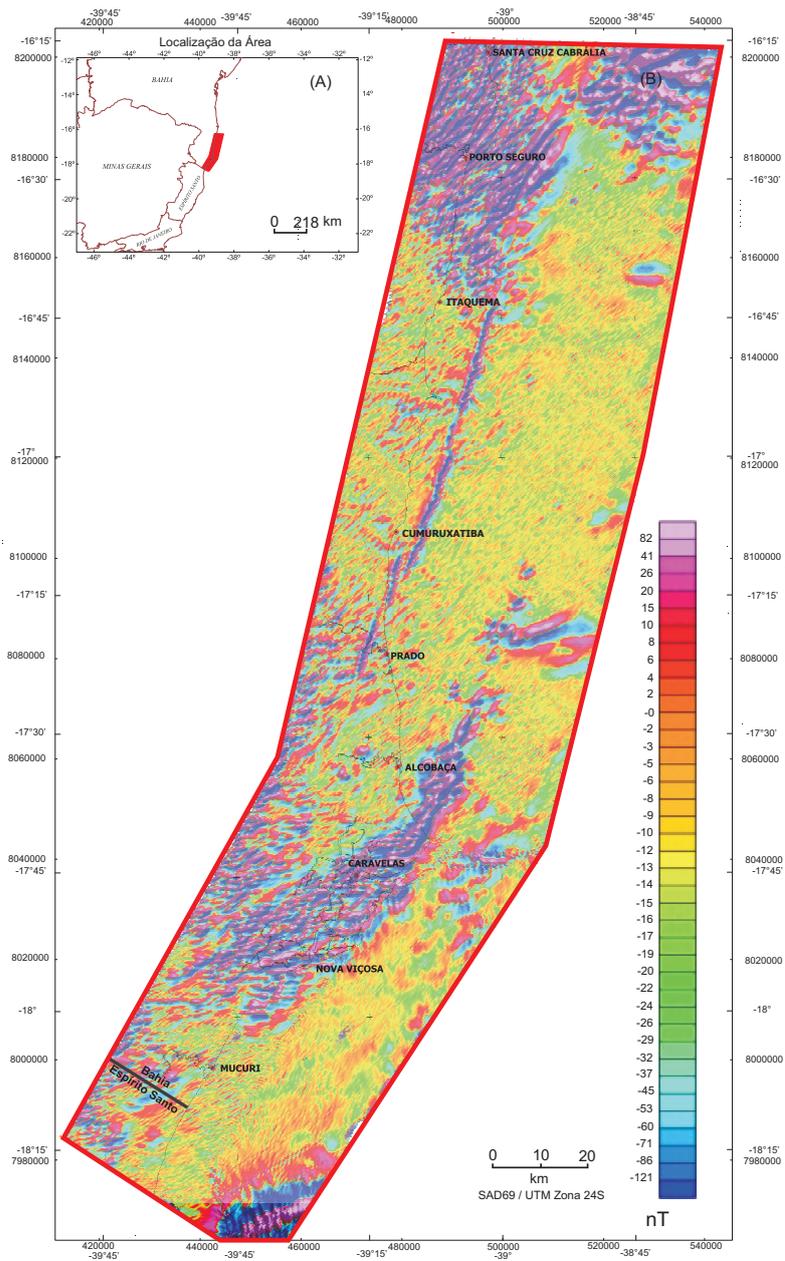


Figura 3.5: Localização da área de estudo no Estado da Bahia indicada pelo retângulo no *inset* superior esquerdo (A) e no mapa da segunda derivada vertical da anomalia magnética de campo total (B), com o contorno continental delimitado e as localidades das principais cidades da área estudada.

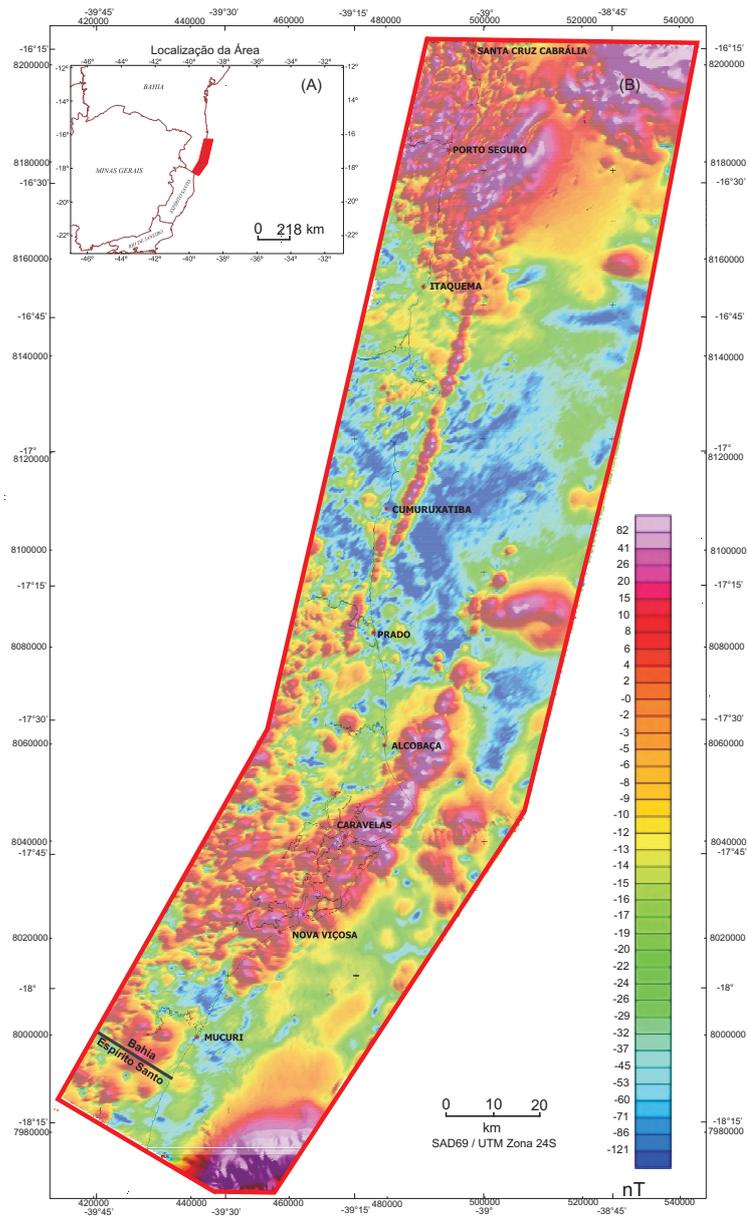


Figura 3.6: Localização da área de estudo no Estado da Bahia indicada pelo retângulo no *inset* superior esquerdo (A) e no mapa da amplitude do sinal analítico da anomalia magnética de campo total (B), com o contorno continental delimitado e as localidades das principais cidades da área estudada..

## CAPÍTULO 4

# Interpretação Qualitativa dos Dados Magnéticos

Realizamos a interpretação e modelagem qualitativa dos mapas magnéticos aéreos em 4 folhas na escala 1:250.000, todas pertencentes aos Projetos Bahia -Sul, BMES-3 e Espírito Santo. Os levantamentos foram executados pela Lasa Engenharia e Prospecções S/A. As folhas utilizadas na escala 1:250.000 são as de Santo André, Guaratinga, Nanuque e São Mateus nos seguintes temas:

- Mapa de Contorno do Campo Magnético Total (CMT) em nT
- Mapa de Contorno do Sinal Analítico (SA) em nT/m
- Mapa de Contorno da Primeira Derivada (PDV) em nT/m
- Mapa de Contorno da Segunda Derivada (SDV) em nT/m

### 4.1 Zonas Magnéticas (ZM)

Inicialmente dividimos o mapa de anomalia de campo total em 4 Zonas Magnéticas (ZM) por linhas contínuas brancas, separadas conforme suas assinaturas magnéticas, contornos das anomalias (as zonas circundam os pólos negativos do campo magnético) e valores do background magnético no mapa CMT como mostra a Figura 4.1. Indicamos com linhas contínuas de cor rosa e preta, os lineamentos magnéticos comprovados e inferidos, ambos mais acentuados. Eles se aproximam de linhas de dipolos magnéticos ou faixas verticais de dipolos. Em seguida indicamos com uma seta apontando do pólo positivo para o negativo que se aproximam de dipolos isolados e linhas verticais de dipolos.

Posteriormente, com os mapas PDV e SDV, assinalamos mais lineamentos. Neste caso, tomando o cuidado para sempre traçar os lineamentos mais fortes, pois, assim como todo processo matemático, a primeira e segunda derivadas podem conter erros de coerência geológica.

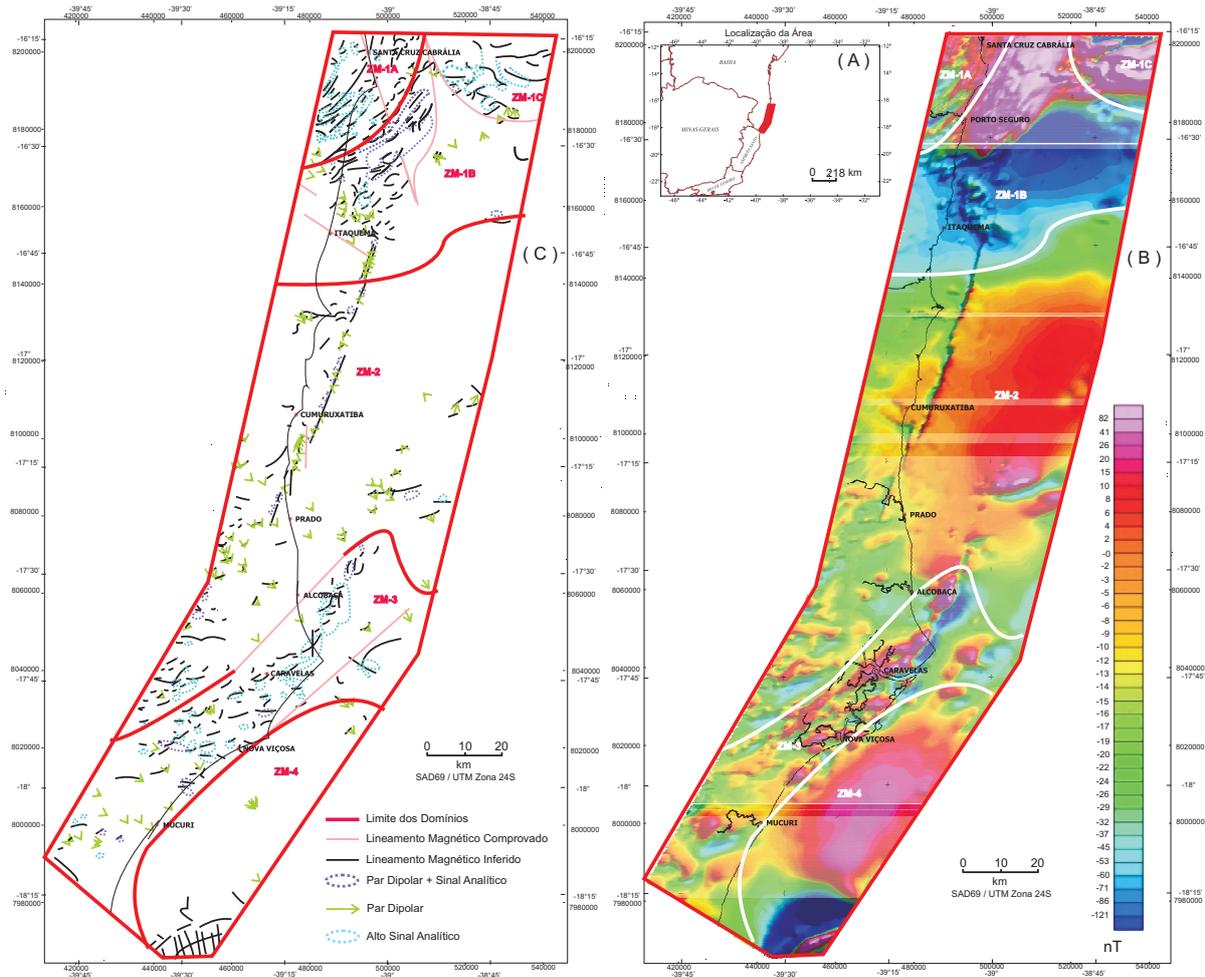


Figura 4.1: Localização da área de estudo no Estado da Bahia indicada pelo retângulo no *inset* superior esquerdo (A) e domínios magnéticos da área de estudo sobre o mapa de contorno do campo magnético total, separados em zonas magnética (ZM) com base nos padrões das anomalias observadas (B). Além da interpretação magnética da área em termos de estruturas presentes, tais como, lineamentos magnéticos, dipolos magnéticos e regiões com alto sinal analítico.

Com o mapa SA, marcamos alguns lineamentos magnéticos e separamos regiões com valores altos do sinal analítico, indicando áreas com rochas e minerais mais magnéticos do que a encaixante. Essas áreas não devem coincidir com os pares dipolares anteriormente marcados com uma seta, pois o sinal analítico marca os limites de um corpo magnético, seja por magnetização induzida ou remanente.

#### 4.1.1 ZM-1A

Em toda área foram marcados lineamentos SW-NE, E-W e NW-SE, bem assinalados pelo mapa de 1° derivada vertical. Eles estão sendo acompanhados por regiões com forte sinal analítico que estão concentradas, principalmente, na parte sul dessa zona. Além disso, esses lineamentos estão levemente curvados para W em relação à borda leste dessa zona (limite entre ZM-1A e ZM-1B). Os mapas PDV e SA mostram claramente que as partes norte e sul são fortemente e fracamente magnéticas, respectivamente, indicando que essa zona pode estar sendo dividida em duas litologias diferentes através de um contato estrutural, orientado NE-SW.

O mapa geológico mostra que, essa zona corresponde ao limite entre duas grandes unidades de idades arqueano-paleoproterozóicas divididas pela Falha Poções Tororó que passa pela cidade de Porto Seguro. Essa falha separa a porção sul do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, localizado na porção norte e pertencente ao Cráton de São Francisco (CSF) do norte do Complexo da Mantiqueira, à sul, integrante do Orógeno Araçuaí. Aí, o embasamento encontra-se suavemente dobrado de E para W devido ao processo de aglutinação de blocos arqueanos durante um processo orogênico paleoproterozóico. As orientações SW-NE aproximadamente N45° e N20°, como as N-S aproximadamente N00° encontradas nesta zona correspondem aos intrusões preenchidos por materiais máficos e félsicos de tendência alcalina que estão orientados segundo o controle da Zona de Cisalhamento de Itabuna-Itaju de Colônia (ZCIIC). A ZCIIC está dentro do Cinturão Granulítico de Itabuna e tem características deformacionais frágeis a frágil-dúcteis comum de zonas crustais rasas. Assim, essas estruturas estão dobradas e realçadas nos mapas PDV e SDV.

#### 4.1.2 ZM-1B

Esta zona imprime uma forte característica dipolar do mapa CMT que representa uma importante expressão regional na área. A zona ZM-1B foi marcada por lineamentos NE-SW e E-W levemente sinuosos. Além disso, regiões de forte sinal analítico acompanham esses lineamentos que tem orientações N45°, N00° e N65°. Esses lineamentos são realçados nos mapas PDV e SDV. Nessa região, as prováveis intrusões citadas anteriormente podem estar aflorando ou estão em uma profundidade mais rasa em relação ao embasamento, além de duas anomalias menores, lineares e alongadas com orientação E-W e caráter dipolar segundo o mapa CMT. Elas estão nos extremos NE e SE com 4 pares dipolares: 3 (NE) e 1 (SE) com direções SE-NW e SE-NE, respectivamente.

Segundo a geologia da região, os lineamentos E-W encontrados nas zonas ZM-1B, ZM-1C estão suavemente dobrados e tanto podem ser parte do Banco Vulcânico Royal Charlotte que está em profundidade sob o embasamento raso, separando as Bacias de Jequitinhonha

e Cumuruxatiba (Santos, Gontijo, Araújo e Feijó, 1994), como a orientação das intrusões citadas anteriormente. O contato entre essas zonas se dá através de uma falha gravitacional com orientação NW-SE segundo os mapas CMT, PDV e SDV.

A geologia ainda mostra que as anomalias dipolares referem-se a contato de falhas gravitacionais que provavelmente estão preenchidas por materiais diferentes para gerar uma anomalia. O primeiro contato ocorre entre as falhas NW-SE e N-S, enquanto o segundo ocorre entre uma falha SW-NE e a supracitada N-S. A falha N-S pode ser evidenciada no mapa SDV devido ao contato no centro de duas regiões com diferentes características magnéticas.

As Falha Poções Tororó e Planalto-Potiraguá se propagam do continente para o embasamento raso, delimitando-o na parte SW desse domínio. A Falha Planalto-Potiraguá é interceptada por uma estrutura orientada NE-SW. Ambas podem ser observada nos mapas PDV e SDV, enquanto que a Falha Poções-Tororó pode ser evidenciada em partes nos mapas PDV, SDV e SA, sendo camuflada na região mais forte dessa zona. Provavelmente a intensidade dos lineamentos magnéticos presentes nessa região esteja camuflando o sinal gerado pela falha.

#### 4.1.3 ZM-1C

As anomalias encontradas nessa região tem direção E-W e são acompanhadas por altos sinais analíticos. Elas são realçadas nos mapas PDV e SDV.

Segundo a geologia, Essa zona corresponde a parte oeste dos Bancos Vulcânicos de Royal Charlotte. Eles e Abrolhos foram criados a partir da atividade da grande cadeia vulcânica “Cordilheira Vitória-Trindade” durante o Terciário Superior (há cerca de 20 milhões de anos) até possivelmente o Pleistoceno (2 milhões de anos) (Rezende, Ferradaes, Castro e Porto, 1977), e subseqüentemente foram soterrados por sedimentos (Fainstein e Summerhayes, 1982). Esses bancos são formados por rochas intrusivas ígneas-básicas (diabásios, basaltos e hialoclastitos) e as cadeias que o geraram têm lineamentos leste-oeste, justificando assim os lineamentos E-W no mapa magnético.

#### 4.1.4 ZM-2

Zona uniforme e fracamente magnética com lineamentos magnéticos com orientações NW-SE, E-W e, principalmente, NE-SW. Esses lineamentos são acompanhados por inúmeros pares de dipolos magnéticos. Os pares dipolares que ocorrem na parte oeste do mapa tem direção NW-SE. Embora os que ocorram na parte leste tenham um comportamento diferente: orientações SW-NE à leste, SE-NW ao centro e NW-SE à sul. A parte oeste é separada da parte leste da zona ZM-2 por um contato estrutural, linear com orientação NE-SW e

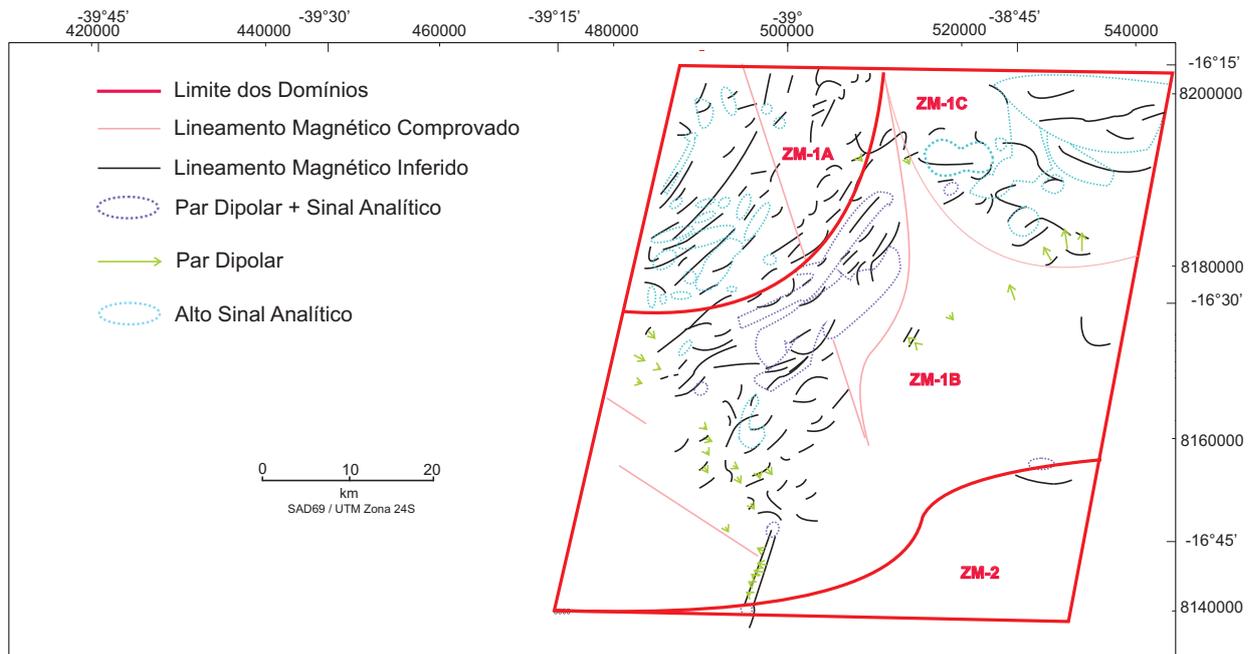


Figura 4.2: Ampliação de parte da área de estudo situada nos domínios magnéticos ZM-1A, ZM-1B, ZM-1C.

acompanhado por dipolos orientados SE-NW em sua extensão. Nos limites desse domínio com os que estão à sua volta e no contato estrutural que separa as partes leste e oeste ocorrem zonas com alto sinal analítico, sendo os mais forte de toda a região.

Analisando o mapa magnético em conjunto com a geologia, as anomalias E-W, NW-SE e NE-SW da parte oeste se deve ao controle das estruturas rúpteis, tais como falhas e fraturas, sobre alguns braços de rios da região. Os mapas PDV e SDV sugerem que elas são estruturas rasas.

A anomalia na parte leste da região se deve a um trecho do contato entre a plataforma de Cumuruxatiba e a Rampa de Prado através de uma falha normal, e a Falha Poções-Tororó. Inclusive a orientação da falha assemelha-se à orientação NE-SW do lineamento que tem 2 pares dipolares orientados SW-NE acompanhando-o.

Conforme a geologia, a estrutura que separa as partes oeste e leste da ZM-3B pode ser uma intrusão orientada N20° preenchido por material pouco magnético. Essa anomalia é ressaltada nos mapas PDV e SDV, ao passo que a intensidade dela é semelhante à da ZM-3. Duas estruturas lineares na parte sul com orientação NW-SE corta esse limite. A descontinuidade superior refere-se à falha de Cumuruxatiba e a segunda refere-se a uma falha controlando o rio segundo o mapa geológico da região.

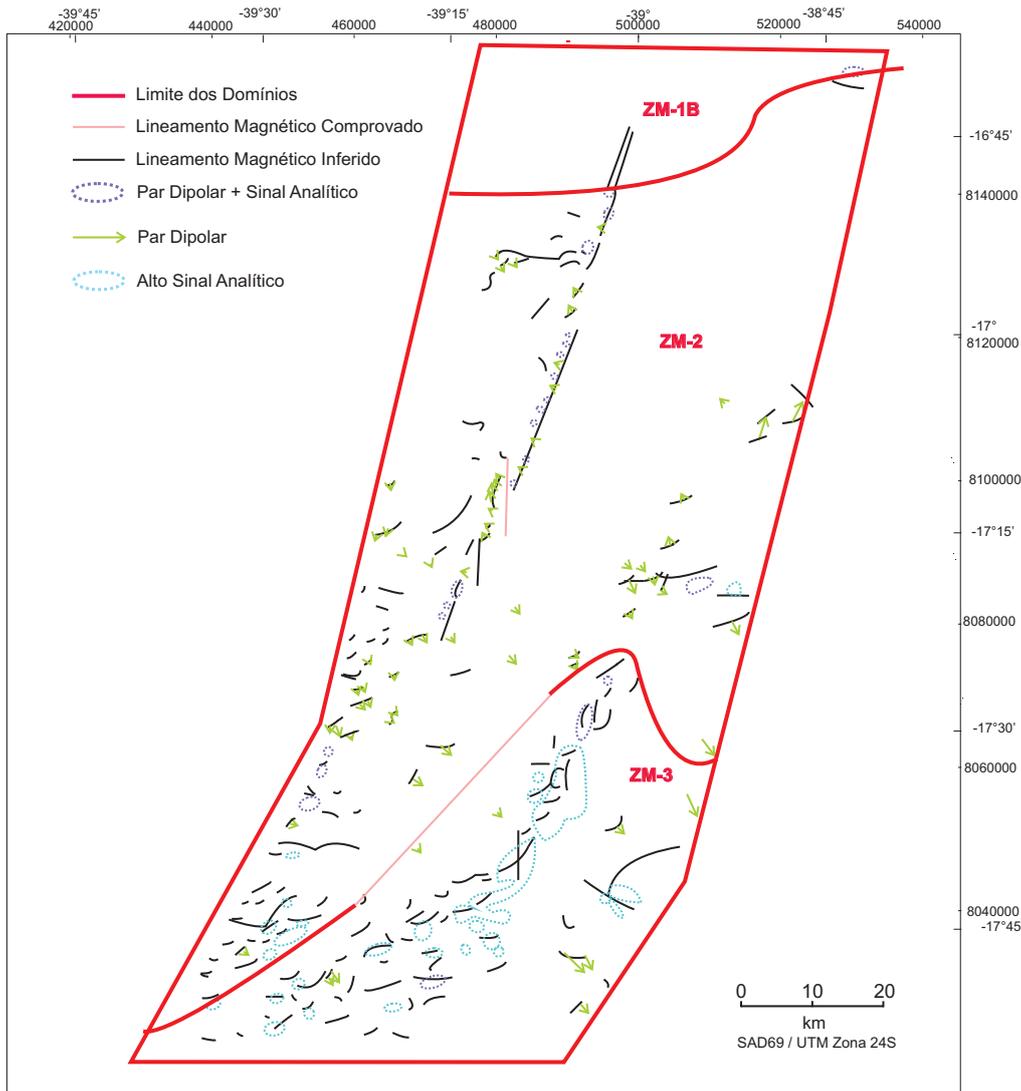


Figura 4.3: Ampliação de parte da área de estudo situada nos domínios magnéticos ZM-2 e ZM-3.

#### 4.1.5 ZM-3

Zona fracamente magnética e com anomalias alongadas e suavemente dobradas orientadas NE-SW em toda área especialmente no centro. Inúmeros pares dipolares orientados NW-SE e/ou alguns núcleos analíticos  $S^+$  acompanham essas anomalias. Eles ocorrem na maior parte da área estudada e são oriundos da magnetização induzida. Essas anomalias encontram-se em zonas mais rasas segundo os mapas PDV e SDV. Esses mapas também mostram dois contatos estruturais, separando o embasamento raso (parte SW da zona ZM-2) da Plataforma de Cumuruxatiba e a última da Rampa de prado (ZM-3) devido aos contatos de regiões magnéticas caracteristicamente diferentes que são perceptíveis nos mapas magnéticos. No mapa CMT é possível observar que a parte central da ZM-4 tem anomalias mais intensas do que nos extremos leste e oeste. Os contatos entre ZM-2, ZM-3 e ZM-4 são bastante evidenciados no mapa PDV, SDV e SA.

Segundo a geologia, as estruturas que separam o embasamento raso da Plataforma de Cumuruxatiba e a última da Rampa de Prado são fahas normais orientadas NE-SW. As estruturas referentes às anomalias seguem o padrão das falhas quanto a sua disposição na área, estando orientadas também NE-SW. Como se essas falhas exercessem um controle estrutural durante a formação e/ou desenvolvimento dessas estruturas.

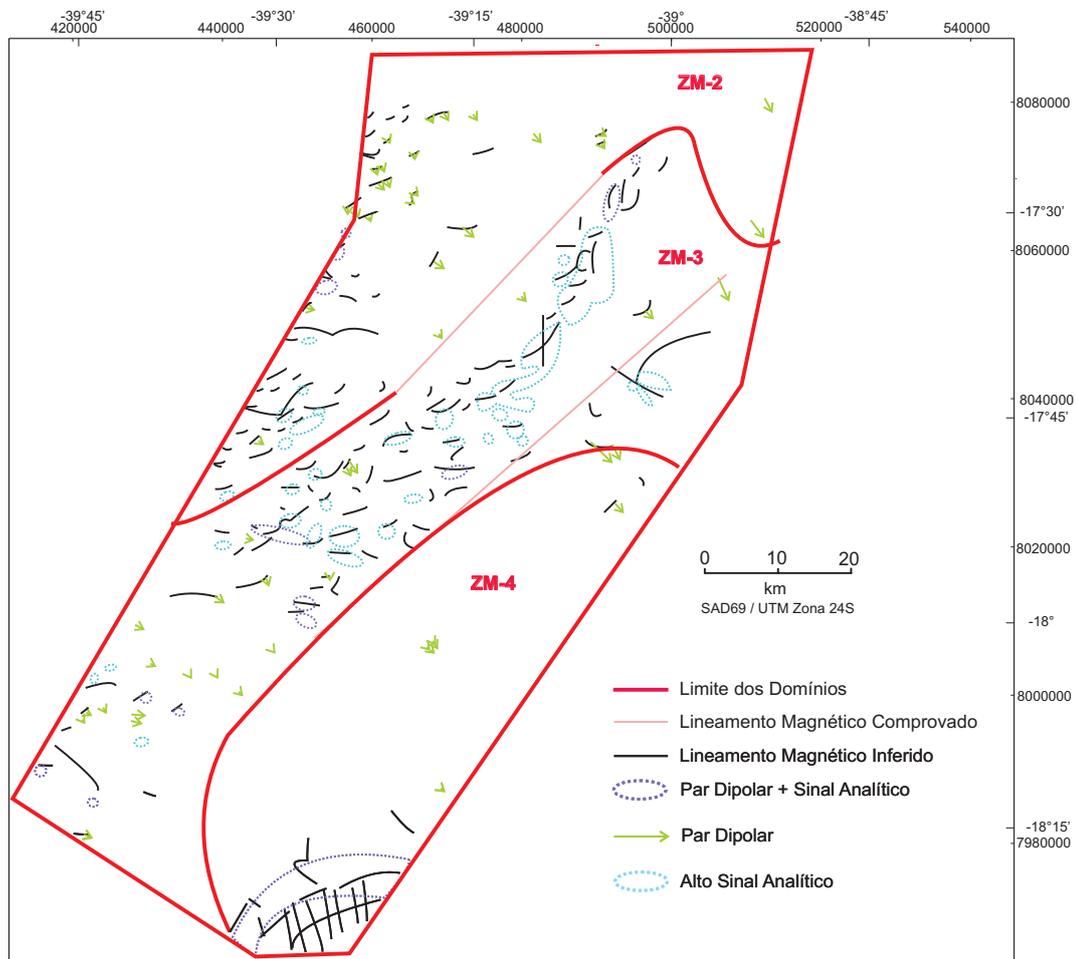


Figura 4.4: Ampliação de parte da área de estudo situada nos domínios magnéticos ZM-3 e ZM-4.

#### 4.1.6 ZM-4

A anomalia tem característica dipolar. O mapa CMT mostra o pólo positivo em forma oval ou elipsoidal fortemente magnético no centro e orientado SW-NE. Anomalias menores também orientadas SW-NE existem dentro desse pólo. Elas estão acompanhadas por pequenos pares dipolares orientados NW-SE. O pólo magnético negativo tem a mesma orientação do positivo, mas com lineamentos orientados NW-SE e pares dipolares orientados igualmente aos anteriores.

Segundo a geologia, os lineamentos na parte negativa desse grande par dipolar corresponde a um grupo de montes submarinos associados à zona de fratura da Cadeia dos Abrolhos (França 1979) que apresentam nos seus topos os bancos submersos, posicionados, aproximadamente, a 60 km do talude continental. Como Abrolhos é uma corpo extremamente grande que está em profundidade rasa, o mapa CMT mostra a intensidade da anomalia muito forte e larga, coincidindo em termos de intensidade positiva com outras anomalias estruturalmente menores situadas nas zonas proximais.

# CAPÍTULO 5

## Apresentação Parcial Dos Dados

### 5.1 Dados de Campo

#### 5.1.1 Sistema de Falhas e Fraturas

No geral, foram tratadas 3.546 medidas de planos de falhas e fraturas, sendo que os dados foram coletados em 51 afloramentos distribuídos próximos e ao longo da área de estudo (Ver Figura 1-Introdução). A maioria desses planos apresenta mergulhos subverticais como mostra o estereograma de densidade polar (Figura 5.1(b)). Além disso, os padrões de direção predominantes na área, segundo a rosácea com frequência de direção dos planos de falhas e fraturas (Figura 5.1(a)), foram: N140° - N150°, com 374 medidas (9,5%); N150° - N160°, com 285 medidas (9,4%); N170° - N180°, com 278 medidas (8,7%); N90° - N100°, com 249 medidas (7,2%) e N40° - N50°, com 244 medidas (6,9%).

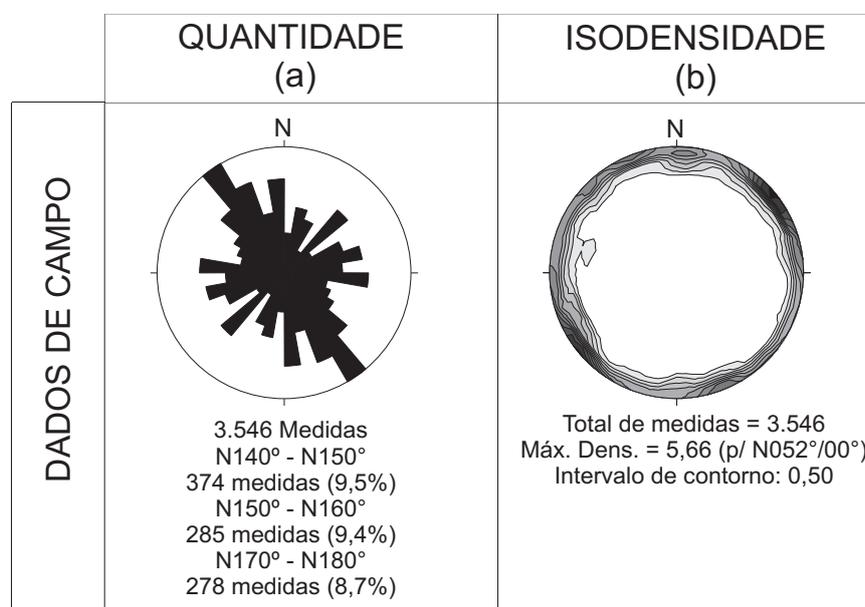


Figura 5.1: Rosácea com frequência de direção dos planos de falhas e fratura (a), e estereogramas de densidade polar (b), obtidos a partir dos dados de campo. Fonte: (Corrêa-Gomes et al., 2010)

### 5.1.2 Campos de Tensão

As principais orientações dos tensores máximos  $\sigma_1$  foram: N160° - N170° e N30° - N40°, com 12 medidas (7,4%); N120° - N130°, com 11 medidas (6,8%); N60° - N80°, N110° - N120° e N130° - N150°, com 10 medidas (6,2%). Enquanto que para os tensores mínimos  $\sigma_3$ , elas foram: N160° - N170°, com 13 medidas (8,0%); N20° - N30°, N40° - N50° e N70° - N80°, com 12 medidas (7,4%); N90° - N100°, com 11 medidas (6,8%), ambos subhorizontais. Essas informações podem ser observadas na Figura 5.2.

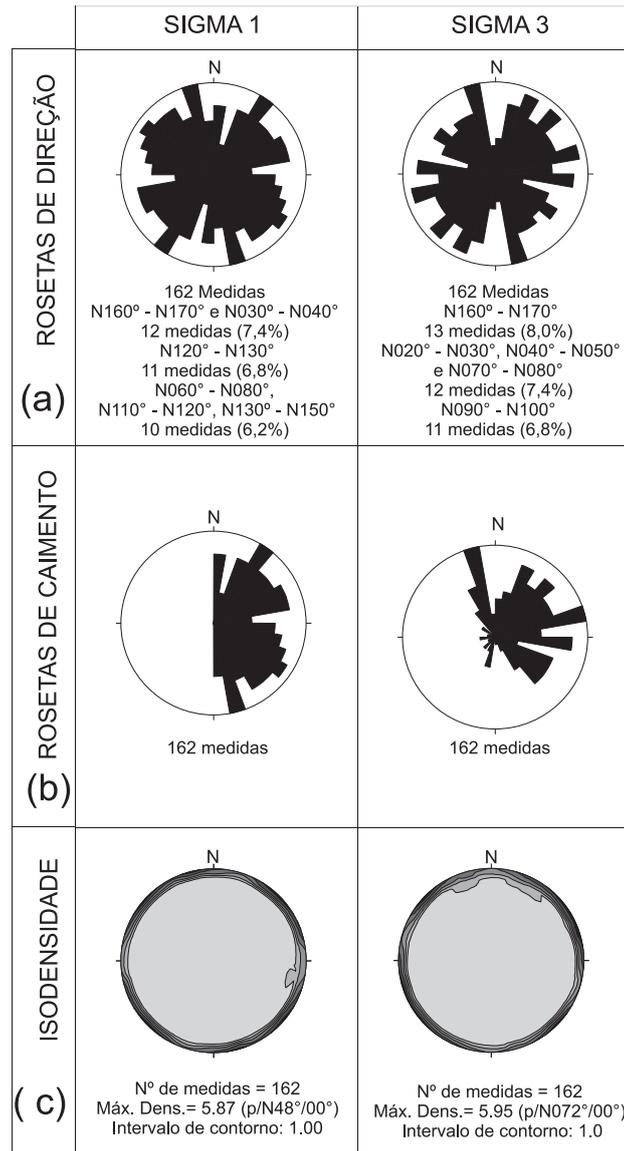


Figura 5.2: Rosácea com frequência de direção (a) e caimento (b) das linhas dos tensores máximos e mínimos, e estereogramas de densidade polar (c), obtidos a partir do tratamento dos dados de campo através do programa freeware FaultKinWinFull122 version 1.1 (Allmendiger, 2001). Fonte: (Corrêa-Gomes et al., 2010)

A disposição espacial das falhas e dos tensores máximo e mínimo pode ser vista nos Mapas 5.3, 5.4 e 5.5.

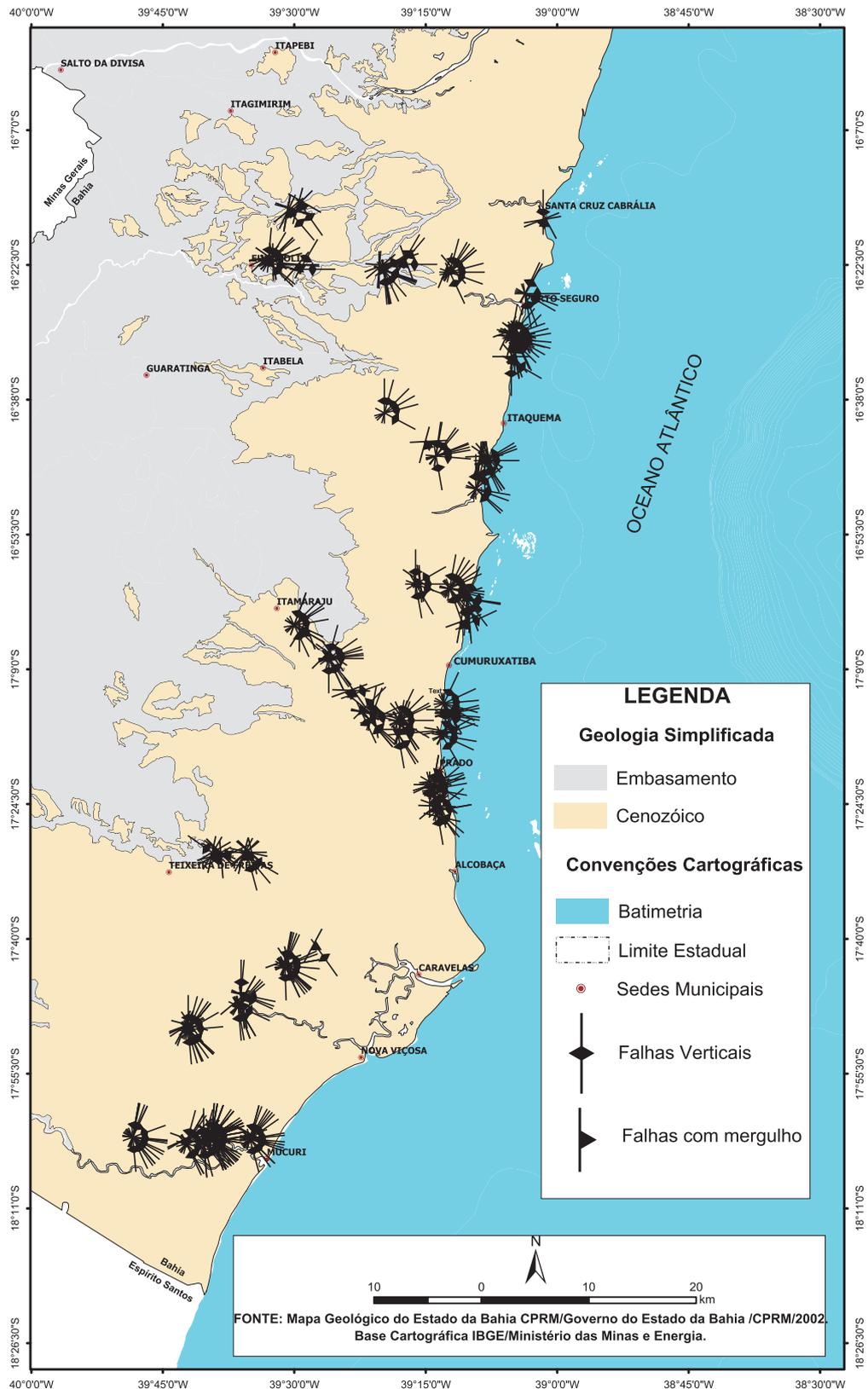


Figura 5.3: Disposição espacial das falhas na área de estudo. Fonte: (Corrêa-Gomes et al., 2010).

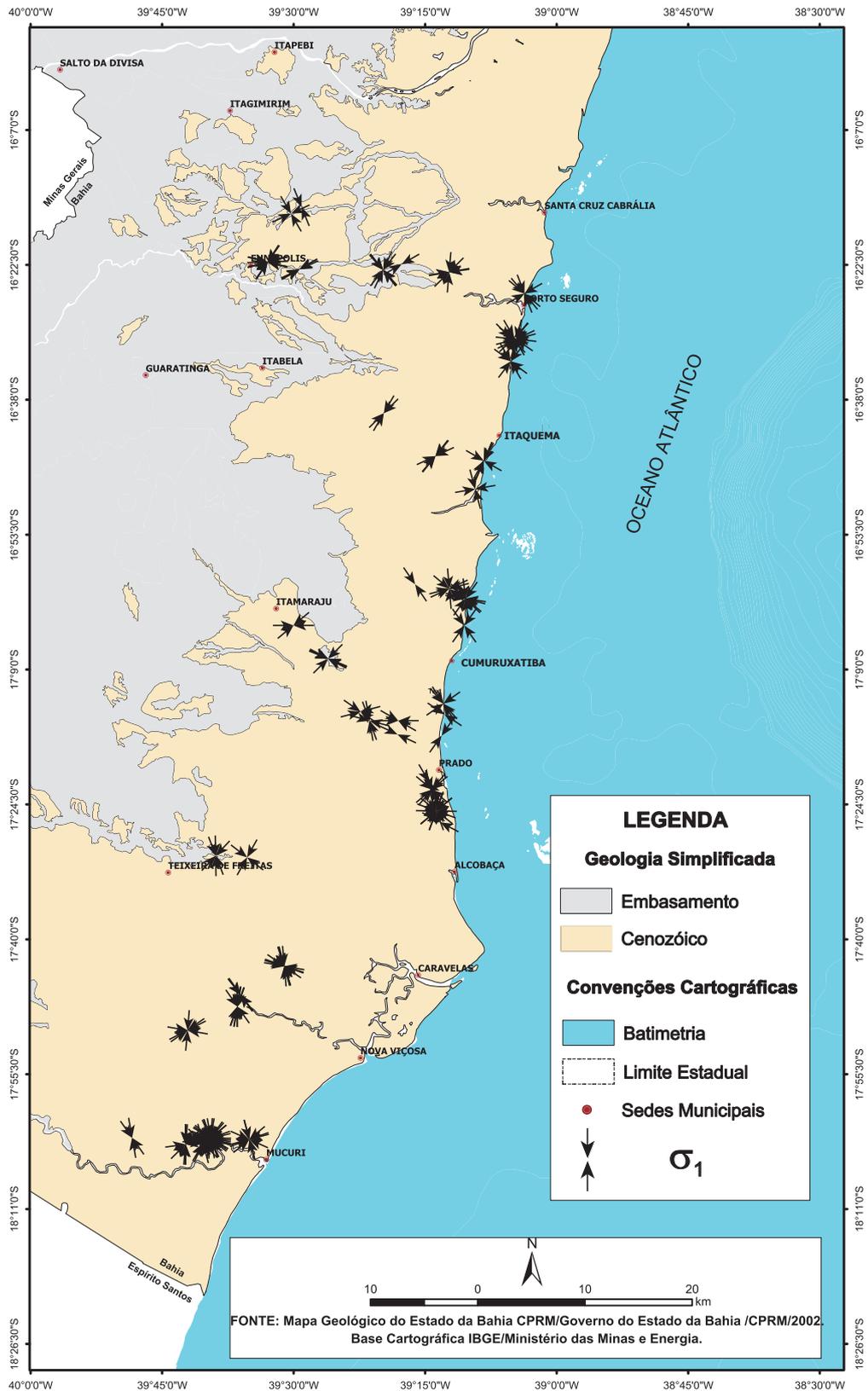


Figura 5.4: Disposição espacial dos tensores máximos na área de estudo. Fonte: (Corrêa-Gomes et al., 2010).

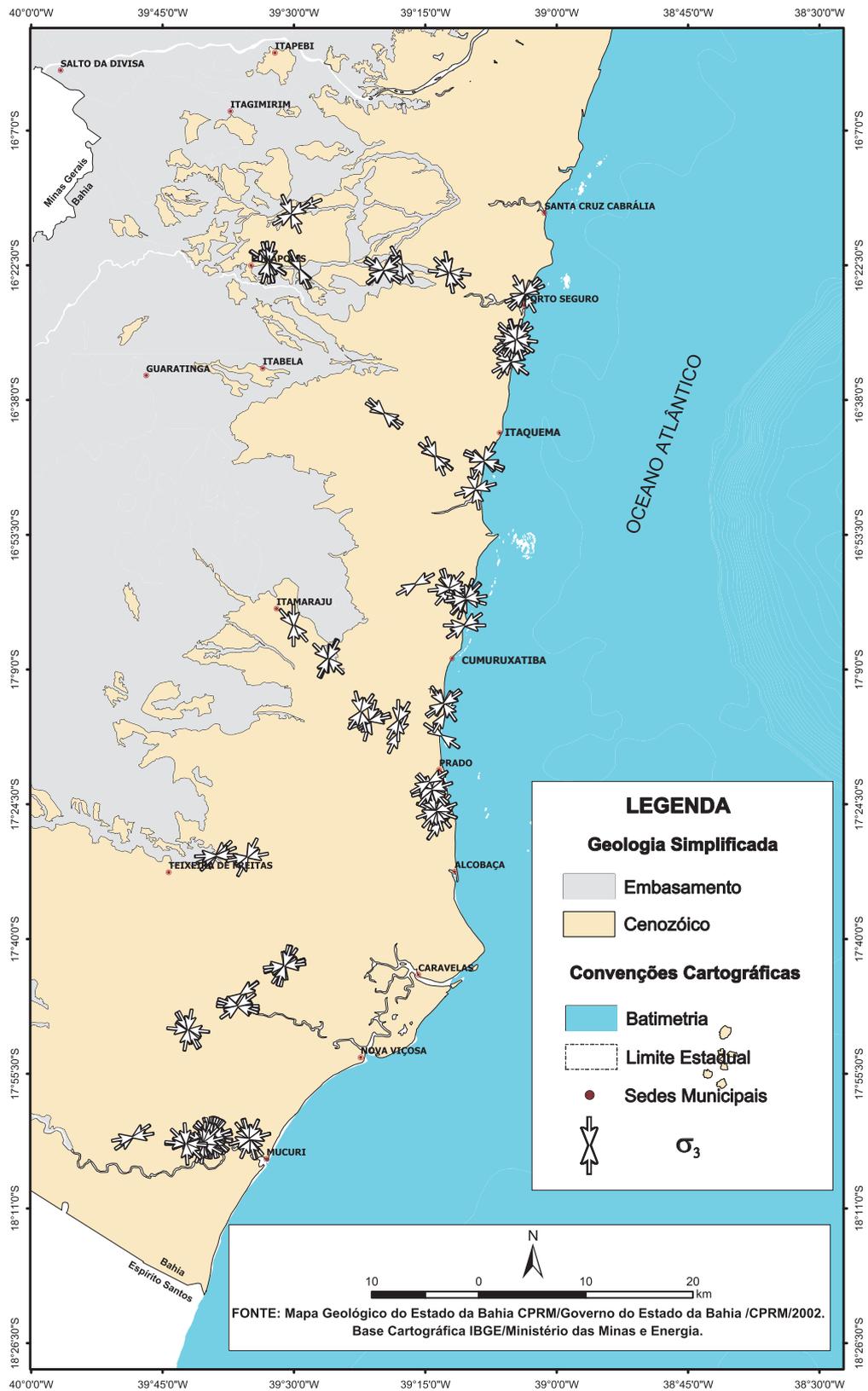


Figura 5.5: Disposição espacial dos tensores mínimos na área de estudo. Fonte: (Corrêa-Gomes et al., 2010).

## 5.2 Imagem de Satélite do Modelo de Relevo

A distribuição espacial dos 729 lineamentos traçados na Imagem de Satélite do modelo de Relevo (SRTM) vista no mapa interpretativo (Figura 5.7(a)) mostrou que os padrões de direção predominante mostrados na Figura 5.6(a) foram: N130° -140°, com 98 medidas cada (13,4%); N120° -130°, com 97 medidas (13,3%) e N140° -150°, com 80 medidas (11,0%).

O mesmo tratamento foi feito levando em consideração ao comprimento acumulado dos lineamentos estruturais que totalizou 401 km. Sendo assim, os padrões de direção predominantes Figura 5.6(b) foram N120° -130°, com 49 km (12,2%); N130° -140°, com 46 km (11,5%) e N140° -150°, com 40 km (10,0%).

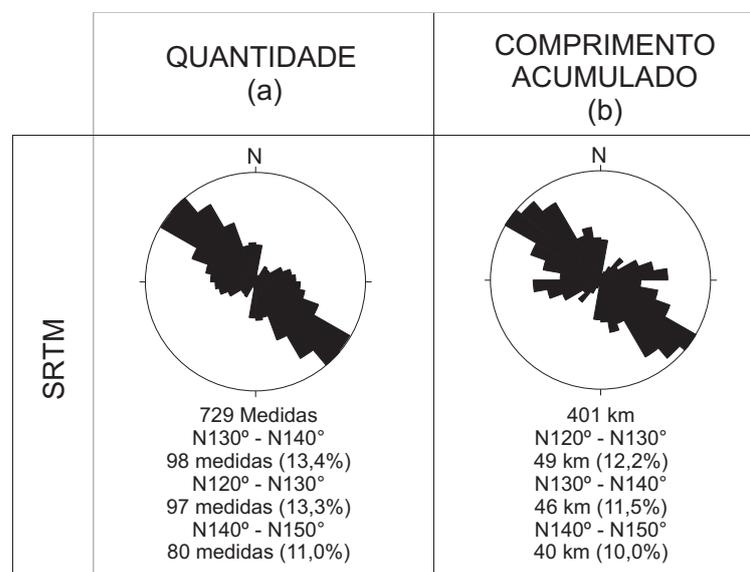


Figura 5.6: Diagramas em rosetas com frequência direcional dos lineamentos estruturais obtidos a partir da Imagem de Satélite do modelo de Relevo (SRTM) com iluminação à 45°, em (a) por quantidade de medidas e em (b) por comprimento acumulado em km.

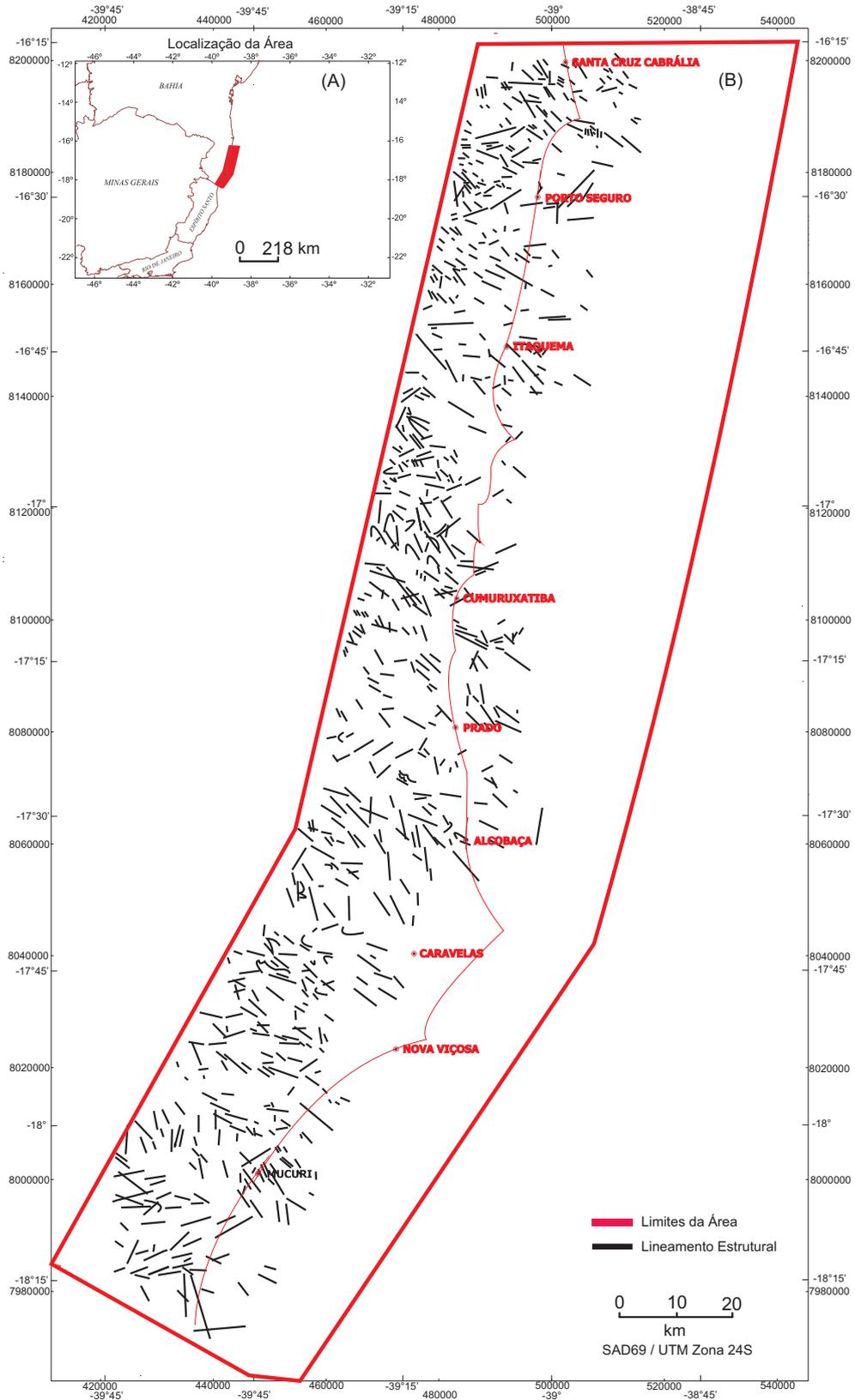


Figura 5.7: Localização da área de estudo no Estado da Bahia indicada pelo retângulo no *inset* superior esquerdo (A) e nos lineamentos estruturais traçados a partir da Imagem de Satélite do modelo de Relevo (SRTM).

### 5.3 Mapa Geológico

Os lineamentos traçados no mapa de estruturas (Figura 3.2) foram contabilizados em 1.130 e apresentaram padrões bastante dispersos no que diz respeito a direção dos lineamentos estruturais. Os padrões de direção predominantes (Figura 5.8(a)) são: N110° -120°, com 108 medidas (9,5%); N140° -150°, com 107 medidas cada (9,4%) e N120°-130°, com 98 medidas cada (8,7%).

O mesmo tratamento foi feito levando em consideração o comprimento acumulado dos lineamentos estruturais, cujo somatório totalizou 615 km. Na Figura 5.8(b), é perceptível que os padrões de direção predominantes são: N110° -120°, com 72 km (11,7%); N120° -130°, com 69 km (11,2%) e N140° -150°, com 57 km (9,2%).

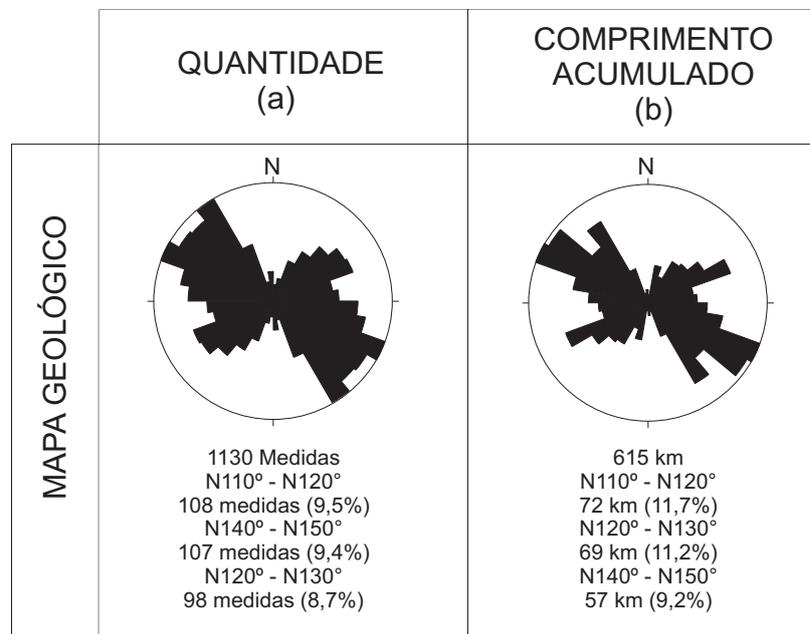


Figura 5.8: Diagramas em rosetas com frequência direcional dos lineamentos estruturais obtidos a partir do mapa de estruturas, em (a) por quantidade de medidas e em (b) por comprimento acumulado em km.

### 5.4 Mapas Magnéticos

Foram contabilizados 360 lineamentos pelos alinhamentos dos baixos valores magnéticos e das discontinuidades destes. Esses lineamentos se apresentam na forma de linhas retas e curvas que podem sugerir geometria dobrada, como pode ser visto no mapa interpretativo 4.1. Dessa forma, os padrões de direção predominantes (Figura 5.9(a)) foram: N50° -60°, com 63 medidas (17,0%); N60° -70°, com 49 medidas (13%) e N40°-50°, com 42 medidas (12%).

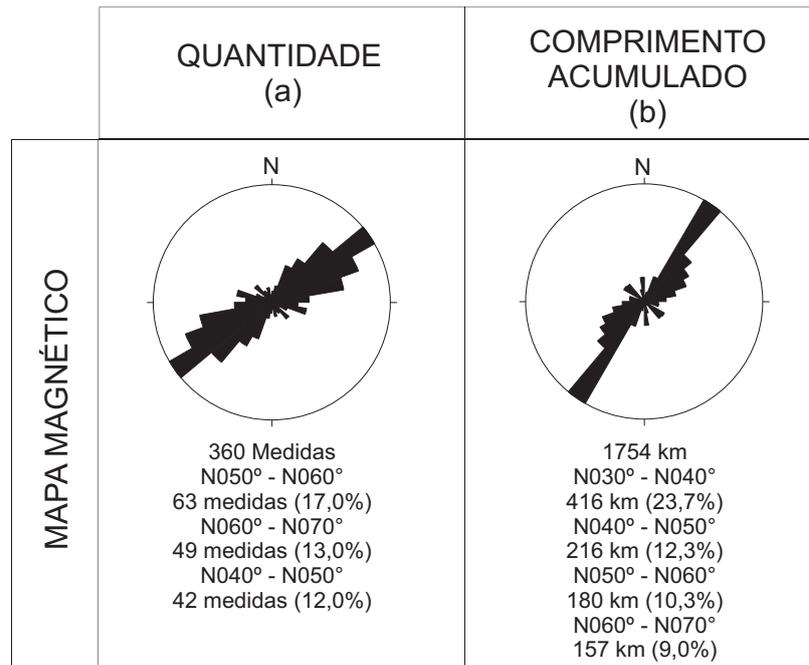


Figura 5.9: Diagramas em rosetas com frequência direcional dos lineamentos magnéticos obtidos a partir dos mapas magnéticos, em (a) por quantidade de medidas e em (b) por comprimento acumulado em km.

O comprimento acumulado dos lineamentos magnéticos contabilizou 1.754 km com os padrões de direção predominantes (Figura 5.9(b)) iguais a N30° -40°, com 416 km (23,7%); N40° -50°, com 216 km (12,3%); N50° -60°, com 180 km (10,3%) e N60° -70°, com 157 km (9,0%);.

## 5.5 Discussão

No geral o tratamento estatístico apresentou em todos os dados resultados semelhantes entre os tratamentos de quantidade de medidas e comprimento acumulado segundo a Figura 5.10. Ela também mostra que o padrão estrutural da área se mostrou bastante diversificado, tanto no que diz respeito às direções dos lineamentos, quanto em relação aos padrões de deformacionais rúpteis e dúcteis com significativa presença de estruturas dobradas. A maioria dessas e das direções dos lineamentos identificadas na interpretação magnética são próximas às descritas em outros trabalhos referentes a região (Corrêa-Gomes, 2003), (Sampaio et al., 2004) e áreas relativamente próximas como o litoral sul (Lima, 2002) e as zonas de cisalhamento de Itabuna-Itaju do Colônia e de Potiraguá (Corrêa-Gomes et al., 2005).

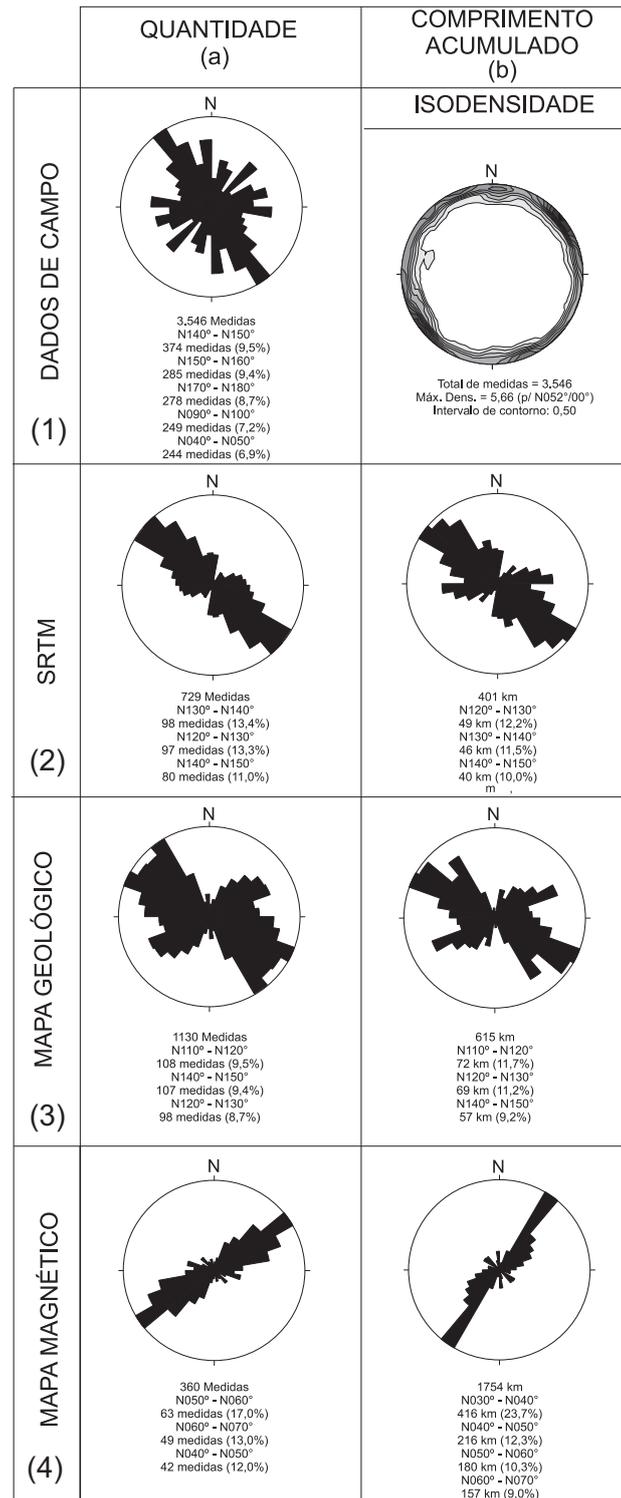


Figura 5.10: A figura mostra em (1), estereogramas de grandes círculos e densidade polar e rosácea com frequência de direção dos planos de falhas e fratura, obtidos a partir dos dados de campo; Diagramas em rosetas com frequência direcional dos lineamentos estruturais e magnéticos obtidos a partir dos mapas da SRTM (2), mapa estrutural (3) e mapas magnéticos (4) por quantidade de medidas (a) e por comprimento acumulado em km (b). Fonte: (Corrêa-Gomes et al., 2010).

### 5.5.1 Dados de Campo

#### Sistema de Falhas e Fraturas

As principais orientações das falhas e fraturas do Grupo Barreiras tiveram direções próximas à  $N140^\circ$ ,  $N90^\circ$ ,  $N40^\circ$  e  $N180^\circ$ , todas com mergulhos subverticais. Essas orientações correspondem respectivamente às da Zona de Cisalhamento de Potiraguá (ZCP), à Faixa Araçuaí, aos traços da Zona de Cisalhamento de Itabuna-Itajú do Colônia (ZCIIC) e ao Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. Considerando que a maior parte dos planos das falhas apresentam mergulho vertical, ou seja, estruturas típicas de domínios tectônicos transcorrentes. Esses resultados indicam que essas estruturas foram reativadas do terciário ao recente segundo as principais orientações dos lineamentos magnéticos da região.

#### Campos de Tensão

Os dados de campo indicam que as orientações próximas de  $N130^\circ$ - $N140^\circ$  e  $N30^\circ$ - $N40^\circ$  são as mais novas dentre os campos de tensão apresentados, aflorando nos montes arenosos de solos na desembocadura do Rio Jequitinhonha e agindo como pulsos. Vale ressaltar que  $N130^\circ$  é a direção paralela à trajetória da crosta oceânica no SSE do Estado da Bahia (Corrêa-Gomes, Santana, Silva e Pereira, 2010). As orientações próximas de  $N000^\circ$ - $N10^\circ$  e  $N90^\circ$ - $N100^\circ$  são resultados da canalização da tensão causada pelos tensores mais próximos de  $N140^\circ$  e  $N30^\circ$  na interface crosta continental/crosta oceânica.

### 5.5.2 Imagem de Satélite do Modelo de Relevo

Na interpretação da imagem de satélite do relevo (ISR), os padrões que mais se destacaram foram  $N120^\circ$  - $150^\circ$  como pode ser visto na Figura 5.6, essas direções aparecem em destaque tanto na rosácea que trata da quantidade de medida, quanto na que trata do comprimento acumulado. No geral, padrões estruturais interpretados a partir da ISR estão relacionados principalmente com os contornos das montanhas e o próprio padrão de drenagem da região. Os padrões  $N120^\circ$  e  $n140^\circ$  tem direção próxima à do padrão de drenagem que corta a região. Ambos os padrões podem estar relacionados com a zona de cisalhamento de Potiraguá, devido a presença marcante da quantidade e do comprimento acumulado das medidas.

Os padrões  $N40^\circ$  - $50^\circ$  não foram tão bem evidenciados nas rosáceas resultantes dos lineamentos estruturais obtidos a partir dos mapas da SRTM quando comparados aos resultados dos mapas geológicos e dos dados de campo. Isso se deve à direção da iluminação que foi de  $N45^\circ$ , evidenciando mais as estruturas com orientação ortogonal a esta.

### 5.5.3 Dados do Mapa Geológico

Os dados estruturais presentes no mapa geológico apresentaram importantes padrões de direções próximas a  $N90^\circ$ ,  $N140^\circ$  e  $N40^\circ$ . Elas correspondem à Faixa Araçuaí, à zona de cisalhamento de Potiraguá e à zona de cisalhamento Itabuna-Itaju de Colônia.

### 5.5.4 Dados Magnéticos

#### Análise Qualitativa dos Dados

Os mapas CMT, PDV, SDV e ASA serviram para identificar 4 domínios magnéticos que podem estar relacionados com a profundidade do embasamento ou com as diferentes propriedades magnéticas das principais unidades da região, tais como, os granitos e gnaisses. A zona ZM-2 e ZM-3 têm uma espessura maior de sedimentos que as zonas ZM-1 e ZM-4 por se tratar da Bacia de Cumuruxatiba que está delimitada por dois altos estruturais nos extremos norte e sul. No norte tem o limite entre ela e a Bacia Jequitinhonha, e no sul tem o limite dela com a Bacia de Mucuri. Esses limites correspondem a altos estruturais, tais como: as orientações das possíveis intrusões máficas e félsicas da ZCIIC com orientação NE-SW e parte do Banco Vulcânico Royal Charlotte com orientação E-W, ambos ao norte, e Abrolhos ao sul. Vale ressaltar que essas grandes unidades vulcânicas são formadas por rochas intrusivas ígneas-básicas (diabásios, basaltos e hialoclastitos), além de estarem intercaladas com o Grupo Barreiras, já que a medida que se formaram foram sendo soterradas pelos sedimentos do GB. As estruturas supracitadas são bastante realçadas em todos os mapas magnéticos ao passo que a rocha encaixante que corresponde ao embasamento sob a Bacia de Cumuruxatiba na zona ZM-2 e ZM-3 tem intensidade intermediária a mínima. Portanto, a espessura dos sedimentos pode estar influenciando mais ainda na atenuação do sinal gerado pelo embasamento que já tem um sinal mais fraco em relação aos extremos por se tratar de um baixo estrutural.

Marcamos uma descontinuidade com direção SW-NE na região central separando longitudinalmente as partes leste e oeste da zona ZM-2 de intensidades diferentes por se tratarem da parte continental representada pelo GB na sua parte mais superficial, e do embasamento raso que está associado aos ortognaisses localizados ao norte do Complexo Mantiqueira sob a Plataforma de Cumuruxatiba. Dessa forma, a resposta magnética na zona ZM-2 é homogênea, embora a parte leste tenha um sinal mais forte que na parte oeste. Outra consideração a ser feita é que essa descontinuidade pode ter se originada pela reativação tectônica das estruturas do embasamento, e posteriormente ter sido preenchida por material pouco magnético correspondente aos sedimentos siliciclásticos do GB. Também, devido a disposição dos recifes de corais que acompanham o delineamento da costa, suspeita-se que sob esses recifes, ocorreu a deposição de sedimentos terciário-quadernários evidenciados por uma anomalia fraca

segundo os mapas CMT, e superficial segundo os mapas PDV, SDV e SA.

As anomalias evidenciadas na zona ZM-3 corresponde aos cordões litorâneos que ocorrem na zona costeira do extremo sul da Bahia a partir do limite das Bacias de Cumuruxatiba e Mucuri. Assim, os sedimentos correspondentes às coberturas nessa região podem ter derivado diretamente do embasamento ou do banco vulcânico de Abrolhos, sendo depositados segundo o controle tectônico da bacia. Esses sedimentos provavelmente são areias monazíticas e é constituído por minerais com alta susceptibilidade magnética, tais como - titânio, ilmenita e magnetita - segundo a Tabela 1.1) que mostra os valores numéricos das susceptibilidades magnéticas das rochas e minerais. Outra sugestão a respeito dessa anomalia é que partes do embasamento pode estar num nível mais raso sob a plataforma de Cumuruxatiba ou até mesmo aflorando, com orientação também seguindo esse controle tectônico. Enquanto que os sedimentos encontrados nas zonas ZM-2 são oriundos principalmente do retrabalhamento da própria cobertura sedimentar já que essa zona trata-se de um baixo estrutural. Sendo ressaltadas nos mapas PDV e SDV, além de ter um forte sinal analítico. Logo, as falhas normais que separam o embasamento raso da Plataforma de Cumuruxatiba e a última da Rampa de Prado controlaram a disposição da deposição desses sedimentos.

### **Lineamentos magnéticos**

A análise qualitativa e o tratamento estatístico dos lineamentos magnéticos identificaram padrões que tem menor importância nos resultados obtidos com os recursos ISR e levantamentos geológicos. Esses padrões podem ter relação com as orientações e o espaçamento das linhas de voo. As linhas de voo na região foram orientadas N45°W, N60°W e N30°W e o espaçamento entre elas foi de 1 km. Então, os lineamentos magnéticos observados nos mapas têm orientações principais próximas de N40°E-N70°E, coincidentemente ortogonais à orientação das linhas de controle como prediz a teoria do método magnético. Por esta teoria, ainda pode-se afirmar que o grande espaçamento entre as linhas de produção podem ter auxiliado a minimizar mais ainda à aparição das estruturas magnéticas que foram pouco observadas e tem direções próximas das linhas de produção. Como as orientações dos lineamentos magnéticos mais destacadas podem ter sido beneficiadas pela configuração da aquisição dos dados aeromagnéticos, os resultados, se processados de outro modo, podem apresentar outra configuração. Os padrões mais salientados compreendem os traços da Zona de Cisalhamento de Itabuna-Itajú do Colônia (ZCIIC), ao norte, e as falhas relacionadas a compartimentação tectônica da Bacia de Cumuruxatiba.

## CAPÍTULO 6

### Conclusões

Os estudos geológicos e geofísicos desenvolvidos na região mostram que importantes estruturas regionais foram herdadas do embasamento e reaproveitadas na estruturação rúptil das coberturas terció-quaternárias, onde o GB cobre praticamente toda a área de estudo. Na aeromagnetometria, essas feições correspondem, principalmente, às intrusões de corpos máficos e félsicos com tendência alcalina situados no Segmento Sul do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, associados à possível Zona de Cisalhamento de Itabuna-Itaju de Colônia (ZCIIC) que tem orientação N040°-060°. Elas se encontram nas zonas magnéticas ZM-1A, ZM-1B e ZM-1C. Além da compartimentação tectônica presente na Bacia de Cumuruxatiba presentes nas zonas magnéticas ZM-2 e ZM-3. Apesar de os mapas geológicos e da SRTM assinalaram essas feições geológicas, outras estruturas referentes ao embasamento foram mais realçadas que estas. Elas são os traços das Zonas de Cisalhamento de Potiraguá, do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaça e da Faixa Araçuaí que tem orientações N120°-150°, N000°-010° e N090°-100°.

A interpretação qualitativa dos dados aeromagnéticos permitiu identificar unidades geológicas a partir dos grandes contrastes magnéticos observados na área, tais como, os altos vulcânicos Royal Charlotte e Abrolhos que estão localizados nas zonas ZM-1 e ZM-4, limitando a Bacia de Cumuruxatiba nos extremos norte e sul da área de estudo, respectivamente. Vale ressaltar, que os domínios magnéticos encontrados podem servir também ao auxílio do conhecimento geológico sobre a espessura do Grupo Barreiras e o tipo de rocha que constitui o embasamento subjacente. Por sua vez, os lineamentos magnéticos predominantes na área podem ter sido mais ressaltados devido à direção das linhas de produção usada nos levantamentos aeromagnéticos dos projetos Bahia-Sul, Espírito Santo e BMES-3. Sendo necessário para ambos os casos, estudos quantitativos em escala mais detalhada.

Inúmeras anomalias locais foram marcadas na região, como dipolos magnéticos e núcleos de sinal analítico. Elas podem representar contato de falhas caso as anomalias sejam lineares. Assim como podem estar associadas às chaminés de rochas básicas e ultramáficas e, dependendo das associações existentes, chaminés básico-alcalinas. Neste caso, as anomalias são pontuais e podem ser encontradas no limite das zonas magnéticas ZM-1B e ZM-2, e na parte NE e SW da zona magnética ZM-3. Essas anomalias pontuais podem ser pequenos

corpos oriundos da cadeia vulcânica que originou Royal Charlotte e Abrolhos. Além disso, inúmeras descontinuidades controlam os canais de drenagens dos rios e, conseqüentemente, a disposição dos sedimentos ao longo dessas drenagens na zonas ZM-2.

Quanto aos campos de tensão, obtivemos as seguintes conclusões:(i) a ambiência tectônica do Terciário ao recente tem sido dominado por transextensões, (ii) houve uma mudança crucial no regime tectônico puramente extensional associado, no Mesozóico, à geração de bacias sedimentares tipo rifte e à margem sul atlântica brasileira e (iii) atualmente duas orientações ortogonais de tensores máximos, ambas subhorizontais, atuam na margem atlântica SSE do estado da Bahia.

# Agradecimentos

Primeiramente eu agradeço a Deus por ter me cedido todos os alicerces para que eu ultrapassasse os obstáculos e, conseqüentemente, ganha-se o nível de maturidade que eu tenho hoje.

Eu agradeço aos meus pais por todo carinho, amor e paciência que tiveram comigo. Sentimentos cedidos sem pedir nada em troca.

Eu agradeço aos profissionais que atuaram na faculdade de forma a auxiliar tanto na minha formação acadêmica como pessoal. Em especial aos meus orientador Luíz César Corrêa-Gomes, ao co-orientador Edson Emanuel Starteri Sampaio, ao coordenador do curso da pós-graduação de Geofísica Amin Bassrei e a coordenadora do curso de graduação de Geofísica Jacira, ao professor Osmar Almeida da Silva, além dos professores que ministraram as matérias específicas do curso de Geofísica.

Eu agradeço a Petrobras pelo apoio financeiro e pela formação científica oferecidos através da bolsa de iniciação científica e do grupo de pesquisa "Projeto Rife".

Eu agradeço a Fugro por ter disponibilizado as informações necessárias para este trabalho.

Eu agradeço aos meus amigos Jandson, Alana, Thiago, Vidal, Daniel, Fernanda, Michele, Elane, Vinícius, Luciana, Leila, Marcy, Franciane, Luara, Robson, Tatiane, Gillis, Leila, Emerson e Cisa. Muito obrigado por compartilhar comigo todos os momentos bons e difíceis das nossas vidas, gozando juntos as alegrias e ajudando-nos uns aos outros quando necessário.

## Referências Bibliográficas

- Alkmim, F. F.; Marshak, S.; Pedrosa-Soares, A. C.; Peres, G. G.; Cruz, S. C. P. e Whittington, A. (2006) Kinematic evolution of the Araçuaí-west Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of west gondwana, *Precambrian Res.*, **149**:43–64.
- Allmendiger, R. (2001) In: *www.geo.coenell.edu/pub/rwa/windows*.
- Almeida, F. F. M. (1977) O Cráton do São Francisco, *Revista Brasileira de Geociências*, **7**:349–364.
- Arai, M. (2006) A grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras., *Geologia USP: Série Científica*, n. 2, **6**:1–6.
- Arcanjo, J. (1993) Folha de Itabuna. SD.24.Y.B.V1, Estado da Bahia, 1:100.000, DNPM/CPRM, Bahia.
- Baptista, M. B.; Braun, O. P. G.; Campos, D. A.; Price, L. I.; Ramalho, R. e Santos, N. G. (1984) *Léxico estratigráfico brasileiro*, Brasília: Departamento Nacional da Produção Mineral, **1**:541.
- Barbosa, J. F. S. (1990) The granulites of the Jequié Complex and Atlantic Mobile Belt, Southern Bahia, Brazil - An expression of Archean Paleoproterozoic Plate Convergence, D Vielzeuf, PH Vidal (eds.), *Granulites and Crustal Evolution*. Springer-Verlag, Clermont Ferrand, France, pp. 195-221, New York.
- Barbosa, J. F. S. (1996) O embasamento arqueano e proterozóico inferior do Estado da Bahia, *Mapa Geológico do Estado da Bahia. Texto Explicativo*, **3**:63–86.
- Barbosa, J. S. F. Peucat, J. J. (2003) In: *Idades Pb/Pb dos grupos de tonalitos/trondhjemitos do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá (em preparação)*.
- Barbosa, J. S. F. e Sabaté, P. (2003) Colagem paleoproterozóica de placas arqueanas do Cráton do São Francisco na Bahia, *Revista Brasileira de Geociências*, **33**:7–14.
- Barbosa, J. S. F. & Sabaté, P. (2004) Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features, *Precambrian Res.*, **133**:1–27.
- Bigarella, J. J. (1975) The Barreiras Group in northeastern Brazil, *An Acad Bras Ci*, **47**:366–392.
- Blakely, R. J. (1996) *Gravity & Magnetic Applications*, Cambridge University Press, Cambridge.

- Brandalise, L. (1991) Folha ponte nova, sf.23-x-b-ii. escala 1:100.000, In: *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*, DNPM/ CPRM, Brasília.
- Brito Neves, B. B. e Cordani, U. C. Torquato, J. R. F. (1980) Evolução geocronológica do precambriano do Estado da Bahia, Inda, H. A. V. Duarte, F. B. (eds) *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*. Sec. Minas do Estado da Bahia. Textos Básicos, **1**:1–101.
- Brito Neves, B. B.; Campos Neto, M. C. e Fuck, R. (1999) From rodinia to western gondwana: An approach to the brasiliano-pan african cycle and orogenic collage, *Episodes*, **22**:155–199.
- Carvalho, L. M. M. (2006) Integração de dados de Geofísica aérea aplicada a geologia e à prospecção mineral no Distrito Esmeraldífero de Itabira-ferros, Quadrilátero Ferrífero, MG, Tese de doutorado, Universidade de Brasília, Brasília, Brasil.
- Corrêa Gomes, L. C. (1992) Diques Máficos: Uma Reflexão Teórica sobre o Tema e o seu Uso no Entendimento Prático da Geodinâmica Fissural. Exemplos de Salvador e Ilhéus-Olivença, Zona Costeira Atlântica do Estado da Bahia - Brasil transition layers, Dissert. de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Brasil.
- Corrêa-Gomes, L. C. (2003) In: *Projeto Neotectônica do SSE do Estado da Bahia. Relatório anual. Relatório Final. Pág. 60. Processo número: 478248/01-6 NV. CNPq.*
- Corrêa-Gomes, L. C.; Tanner de Oliveira, M. A. F. e Bastos Leal, L. R. (1988) Exact and earth sciences / Área: Geociências / subarea: Geologia / specialty: Reologia / activities sectors: Recursos minerais, SBG, Congr. Bras. Geol. 35., Bélem, Anais, **5**:2217–2226.
- Corrêa Gomes, L. C.; Tanner de Oliveira, M. A. F. e Motta, A. C. & Cruz, M. J. M. (1996) Províncias dos diques máficos do Estado da Bahia. mapa, evolução temporal e estágio atual do conhecimento, Convênio SICM/SGM/PPPG/FAPEX/UFBA, p. 144.
- Corrêa-Gomes, L. C.; Oliveira, E. P.; Barbosa, J. F. S. e Oliveira, M. A. F. (1998) Circulação magmática em zonas de cisalhamento: Os diques alcalinos neoproterozóicos da zona de cisalhamento de Itabuna-Itaju do Colônia, sse do Estado da Bahia, Brasil, *Revista Brasileira de Geociências*, **28**:459–466.
- Corrêa-Gomes, L. C.; Dominguez, J. M. L.; Barbosa, J. F. S.; Silva, I. C. d. e Pinto, M. V. (2005) Relações entre orógenos, zonas de cisalhamento, quebra continental e deformações 3-d. a história tectônica da bacia sedimentar de Almada, Bahia, *Revista Brasileira de Geociências*, **35**:105–115.
- Corrêa-Gomes, L. C.; Santana, T. G.; Silva, I. C. e Pereira, L. R. (2010) In: *Padrões de falhas e campos de tensão do terciário ao recente. O Grupo Barreiras no SSE do Estado da Bahia (em preparação).*
- Davis, J. C. (1986) *Statistics and data analysis in geology*, John Wiley & Sons, U.S.A.

- Dios, F. R. B. e Cunha, H. C. S. (2001) Cenozóico/ terciário, In: *Geologia do Estado do Rio de Janeiro: Texto explicativo do mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro, RJ*, cap. 8, Ministério de Minas e Energia, Brasília.
- Duyster, J. P. (2000) Stereographic Projections and Stereonets, Earth Sciences, USC.
- (ESA), E. S. A. (2005) In: *Solar Wind. Disponível em: <http://sci.esa.int/science-e/www/object/index.cfm?fobjectid=2569>. Acesso em: 7 ago. 2004.*
- Ferraz, C. M. L. e Valadão, R. C. (2005) Barreiras: formação ou grupo? (contribuições da análise geomorfológica do litoral sul da Bahia e das chapadas do Jequitinhonha), In: *Resumos Expandidos, 10o. Congresso Abequa Nacional da SBG*, pp. 174–177, Guarapari, SBG.
- Ghignone, J. I. (1979) Geologia dos sedimentos fanerozóicos do estado da bahia, In: *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia; Textos Básicos.*, vol. 1, Secretaria de Minas e Energia, Salvador, Bahia.
- Gonçalves, B. F. (2008) Modelagem de dados geofísicos magnéticos e radiométricos aéreos e terrestres aplicados à Interpretação geológica, Dissert. de mestrado, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Brasil.
- Horsfall, K. R. (1997) Airborne magnetic and gamma ray data acquisition, *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, **17**:23–30.
- IEAE (1991) Airbone gama ray spectrometer surveying, International Atomic Energy Agency, p. 323.
- Ishihara, S. (1981) The granitoid series and mineralization, In: *The Economic Geology*, vol. 75, Publishing Co., El Passo.
- Kearey, P.; Brooks, M. e Hill, I. (2002) Magnetic surveying, In: *An Introduction to Geophysical Exploration*, vol. 3, Blackwell Science, Austrália.
- Koldaev, S. M. (1976) On the distribution of kimbetlite bodies, *Soviet Geology and Geophysics*, número 12, **17**.
- LASA (2009) In: *Relatório Final de Aquisição e Processamento de Dados. Bacias Mucuri / Cumuruxatiba / Espírito Santo. Texto Técnico.*
- Ledru, P.; Cocherie, A.; Barbosa, J. S. F.; Johan, V. e Onstott, T. (1993) Âge du métamorphisme granulitique dans le Craton du São Francisco (Brésil). implications sur la nature de l'orogène transamazonien, *C. R. Acad Sci Paris.*, **211**:120–125.
- Ledru, P.; Johan, V.; Milési, J. P. e Tegye, M. (1994) Markers of the last stages of the palaeoproterozoic collision: Evidence for a 2 ga continent involving circum-south atlantic provinces, *Precambrian Res.*, **69**:169–191.

- Lima, C. C. U. (2002) Caracterização sedimentológica e aspectos neotectônicos do Grupo Barreiras no litoral sul do Estado da Bahia, Tese de doutorado, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Brasil.
- Lima, C. C. U.; Vilas Boas, G. S. e Bezerra, F. H. R. (2006) Faciologia e análise tectônica preliminar da Formação Barreiras no litoral sul do Estado da Bahia, Brasil, *Revista do Instituto de Geociências - USP*, **6**:71–80.
- Lowrie, w. (2006) *Fundamentals of Geophysics*, Cambridge, Zurich.
- Luyendyk, A. P. J. (1997) Processing of airborne magnetic data, *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, **17**:31–38.
- Mabesoone, J.; Silva, A. e Beurlen, K. (1972) Estratigrafia e origem do Grupo Barreiras em Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte, *Revista Brasileira de Geociências*. São Paulo, **2**:173–190.
- Minty, B. R. S. (1997) Fundamentals of airborne gamma-ray spectrometry, *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, **17**:39–50.
- Minty, B. R. S.; Luyendyk, A. P. J. e Brodie, R. C. (1997) Calibration and data processing for airborne gamma-ray spectrometry, *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, **17**:51–62.
- Miranda, E. E. d. (2005) Embrapa monitoramento por satélite-Campinas. v.1. escala:1:250.000), In: *Brasil em relevo. Disponível em <http://www.relevobr>. Disponível em <http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br>*, p. 2, Guarapari, Coord.
- Nabighian, M. N. (1972) The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation, *Geophysics*, **37**:507–517.
- Nabighian, M. N. (1974) Additional comments on the analytic signal of two dimensional magnetic bodies with polygonal cross section, *Geophysics*, **39**:85–92.
- Nabighian, M. N. (1984) Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential-field data via generalized hilbert transform: fundamental relations, *Geophysics*, **49**:780–786.
- Nagata, T. (1961) Rocks; magnetic properties, In: *Rock magnetism*, vol. Revised Edition, MARUZEN COMPANY LTD., Tokyo.
- Noce, C. M.; Pedrosa-Soares, A. C. e Silva, L. C. & Alkmim, F. F. (2007) O embasamento arqueano e paleoproterozóico do orógeno araçuai, *Geonomos*, **15**:17–23.
- Ogorodnikov, V. D. (1975) Some characteristics of the physical properties of the kukul' bei granites in connection with their ore content, *Soviet Geology and Geophysics*, número 4, **16**.

- Parasnis, D. S. (1979) Principles of Applied Geophysics, Chapman & Hall, London SEI SHN, UK.
- Porada, H. (1989) Pan-african rifting and orogenesis in southern to equatorial africa and eastern brazil, *Precambrian Res.*, **44**:103–136.
- Renné, P. R.; Onstott, T. C.; Da Agrella Filho, M. S.; Pacca, I. G. e Teixeira, W. (1990) 40Ar/39Ar dating of 1.0 - 1.1 ga magnetizations from the são francisco and kalahari cratons: Tectonic implications for pan-african and brasiliano mobile belts, *Earth and Plan. Scien. Letters*, **101**:349–366.
- Rezende, W. M.; Ferradaes, J. O.; Castro, P. J. M. e Porto, R. (1977) The south atlantic ocean transform fault sistem and related features at the brazilian continental margins, In: *Anais, V.3, 9o. Offshore Technology Conference Proceedins*, pp. 85–92, SBG.
- Rodvalho, N.; Gontijo, R. C.; Milhomem, P. d. S.; Lima, C. C. U. d. e Manso, C. L. d. C. (2003) Bacias sedimentares brasileiras, *Phoenix*, **60**.
- Roest, W. R. V. J. e Pilkington, M. (1992) Magnetic interpretation using the 3-d analytic signal, *Geophysics*, **57**:116–125.
- Rogers, J. W. e Santosh, M. (2004) *Continents and Supercontinents*, Oxford University Press, 289 p., New York.
- Sabaté, P. (1996) Estrutura e tectônica do embasamento arqueano e proterozóico inferior do estado da bahia, In: *Mapa Geológico do Estado da Bahia. Texto Explicativo*, cap. 10, Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, Salvador, Bahia, Brasil.
- Sampaio, A. R.; Martins, A. M.; Loureiro, H. C.; Arcanjo, J. B.; Moraes Filho, J. C.; Souza, J. D. d.; Pereira, L. H.; Couto, P. A.; Santos, R. A. dos, M. R. C. d.; Bento, R. V. e Borges, V. P. (2004) *Extremo Sul da Bahia: Geologia e Recursos Minerais*. Arquivos abertos, CBPM e CPRM, Bahia.
- Sampaio, E. E. S. (2002) Métodos gravimétrico e magnético, In: *Notas de aula*, Guarapari, Universidade federal da Bahia.
- Santos, C. F.; Gontijo, R. C.; Araújo, M. B. e Feijó, F. J. (1994) Bacias de cumuruxatiba e jequitinhonha, *Boletim de Geociências da Petrobras*, **8**:185–190.
- Silva Filho, M. A.; Mascarenhas, J. F.; Moraes Filho, O. e et al (1974) Projeto sul da bahia, Relatório Final. Convênio DNPM/CPRM, Salvador, **15**:750–758.
- Sordi, D. A. d. (2007) *Aerogeofísica Aplicada à Compreensão do Sistema de Empurrões da Sequência Santa Teresinha de Goiás*, Brasil Central, Dissert. de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Brasil.
- Teixeira, W.; Kamo, S. L. e Arcanjo, J. B. A. (1997) U-pb zircon and baddeleyite age and tectonic interpretation of itabuna alkaline suite, são francisco craton, brazil, *Jour. of South Amer. Earth Sciences*, **10**:91–98.

- Telford, W. M.; Geldart, L. P.; Sheriff, R. E. e Keys, D. A. (1976) *Applied Geophysics*, Cambridge University Press, New York.
- Telford, W. M.; Geldart, L. P. e Sheriff, R. E. (1990) *Applied Geophysics*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Telford, W. M.; Geldart, L. P. e Sheriff, R. E. (1993) *Applied Geophysics*, Cambridge University Press, New York.
- Trompette, R. (1994) Geology of western gondwana (2000-500 ma). pan-african-brasiliano aggregation of south america and africa, A. A. Balkema, p. 350.
- Vieira, A. B. (1983) Notas sobre a interpretação qualitativa de mapas aerogeofísicos, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, Brasil.
- Whitham, K. (1960) Measurement of the geomagnetic elements, In: *Methods and Techniques in Geophysics*, vol. 1, Interscience Publishers, a division of John Wiley Sons, New York.