



**CARACTERIZAÇÃO
MAGNETOTELÚRICA DA
ESTRUTURA DE IMPACTO DE
SANTA MARTA - PIAUÍ**

ELIENARA FAGUNDES FERREIRA

SALVADOR – BAHIA
JUNHO – 2020

Caracterização Magnetotelúrica da Estrutura de Impacto de Santa Marta - Piauí

por

ELIENARA FAGUNDES FERREIRA

Geofísica (Universidade de Brasília – 2015)

Mestranda em Geofísica (Universidade Federal da Bahia)

Orientador: Prof. Dr. Marcos Alberto Rodrigues Vasconcelos

Co-orientador: Prof. Dr. Joelson da Conceição Batista

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Submetida em satisfação parcial dos requisitos ao grau de

MESTRE EM CIÊNCIAS

EM

GEOFÍSICA


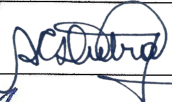

ao

Conselho Acadêmico de Ensino

da

Universidade Federal da Bahia

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Marcos Alberto Rodrigues Vasconcelos

Profa. Dra. Allana Costa Dutra

Dra. Patricia Pastana de Lugão

Aprovada em 25 de junho de 2020

A presente pesquisa foi desenvolvida no Centro de Pesquisa em Geofísica e Geologia da UFBA, com recursos próprios, da CNPq, FAPESB, The Barringer Family Fund.

Fagundes Ferreira, Elenara,

Caracterização Magnetotelúrica da Estrutura de Impacto de Santa Marta - Piauí / Elenara Fagundes Ferreira. — Salvador, 2020.

82 f.: il., mapas, fotos.

Orientador: Prof. Dr. Marcos Alberto Rodrigues Vasconcelos

Co-orientador: Prof. Dr. Joelson da Conceição Batista

Dissertação (Mestrado) - Pós-Graduação em Geofísica. Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia, 2020.

1. Método Magnetotelúrico 2. Inversão 3D 3. Estrutura de impacto I. Título.

Para meus amados avós, Ana e
Saulo.

Resumo

O Brasil possui em seu território 7 estruturas de impacto comprovadas até o momento. A estrutura de impacto de Santa Marta se localiza a sudoeste do Estado do Piauí, no município de Corrente. Trata-se de uma estrutura de impacto do tipo complexa, com cerca de 10 km de diâmetro e núcleo soerguido estimado em 3,5 km. A estrutura tem idade estimada entre 93 e 100 Ma, sendo formada em um cenário geológico complexo, onde as rochas mesozóicas da Bacia Sanfranciscana se sobrepõem às sequências da Bacia Paleozóica do Parnaíba. Nesse contexto, entender sua estratigrafia e seu processo de formação é um grande desafio. O presente trabalho visou a caracterização das unidades geológicas de Santa Marta a partir da utilização de dados magnetotelúricos. Dados magnetotelúricos de banda larga foram coletados e analisados por meio de inversões 1D e 3D objetivando a caracterização das unidades geológicas da estrutura de impacto de Santa Marta - Piauí. As análises de dimensionalidade mostram que a resistividade em subsuperfície apresenta comportamento tridimensional para a maior parte das estações localizadas dentro da estrutura e comportamento unidimensional para duas das estações localizadas na porção externa. Os resultados das inversões mostram que a bacia anular oeste é caracterizada por rochas identificadas como rochas da Bacia Sanfranciscana ($\rho > 50 \Omega.m$) e brechas ($\rho > 800 \Omega.m$) resultantes do evento de impacto. Sob essa camada, são observadas unidades com resistividade ligeiramente menores na faixa de 100 - 800 $\Omega.m$ provavelmente relacionadas ao embasamento da Bacia do Parnaíba. Sua região central é caracterizada pela descontinuidade do embasamento e um pico de anomalia Bouguer. Tais características estão possivelmente relacionadas com falhas resultantes do soerguimento da elevação central, e podem indicar a localização e o diâmetro da elevação central, estimado cerca de 4 km. Por fim, a bacia anular a leste é caracterizada por baixos valores de resistividade na faixa de 5 a 100 $\Omega.m$, que são identificados com as rochas da Bacia do Parnaíba e pela presença de um corpo condutor de origem desconhecida, mas muito provavelmente não associado ao impacto. Os resultados demonstram a grande complexidade da estrutura de Santa Marta em função do mapeamento proposto, e a distribuição das anomalias mostra que, apesar da estrutura ser circular, a geologia não se distribui simetricamente como esperado. Pelo contrário, as anomalias mostram que Santa Marta é uma estrutura de

impacto assimétrica, o que a grosso modo pode ter relação com o ângulo de impacto.

Abstract

Brazil has currently 7 documented impact structures in its territory. The Santa Marta impact structure is located in the southwestern state of Piauí, in the Corrente County. It is a complex impact structure, about 10 km in diameter with a central uplift 3,5 km-wide. It has an estimated age between 93 and 100 Ma and was formed in a complex geological context, where the Mesozoic rocks of the Sanfranciscana Basin are overlying the sequences of the Paleozoic Basin of Parnaíba. Therefore, understanding its stratigraphy and formation process is a big challenge. This thesis aims to characterize the units of the Santa Marta using magnetotelluric data. Broadband magnetotelluric data were collected along two profiles, which were analyzed using 1D and 3D inversions. Dimensionality analyzes show that subsurface resistivity has three-dimensional behavior for most stations located within the structure and one-dimensional behavior for two of the stations located in the outer portion. The models show that the western annular basin is characterized by Sanfranciscan Basin rocks ($\rho > 50 \Omega.m$) and breccias ($\rho > 800 .m$) resulting from the impact event. Under this layer, slightly lower resistivity units are observed in the range of 100 - 800 $\Omega.m$ probably related to the basement of the Parnaíba Basin. Its central region is characterized by the discontinuity of the basement and a peak in the Bouguer anomaly. These characteristics are possibly related to faults resulting from the central uplift formation, and may indicate the location and diameter of the central elevation, estimated at about 4 km. Finally, the eastern annular basin is characterized by low resistivity values in the range of 5 to 100 $\Omega.m$, which are identified as rocks of the Parnaíba Basin and by the presence of a conductor body of unknown origin, but possibly not related to the impact event. The models demonstrate the great complexity of the Santa Marta structure due to the proposed mapping, and the distribution of anomalies shows that, the geological units are not distributed as expected, although it has a circular shape. On the contrary, the pattern of the anomalies shows that Santa Marta is an asymmetric structure, which can be roughly related to the impact angle.

Índice

Resumo	4
Abstract	6
Índice	7
Índice de Tabelas	9
Índice de Figuras	10
Introdução	15
1 A ESTRUTURA DE IMPACTO DE SANTA MARTA	18
1.1 Morfologia e Geofísica de Estruturas de Impacto	18
1.1.1 Morfologia de Crateras Meteoríticas	18
1.1.2 Geofísica de Crateras Meteoríticas	21
1.2 Localização da Área de Estudo	22
1.3 Geologia e Geomorfologia da Área de Estudo	23
1.4 Aspectos Geofísicos da Área de Estudo	26
2 O MÉTODO MAGNETOTELÚRICO	29
2.1 Princípios Físicos do Método Magnetotelúrico	30
2.2 Impedância e Resistividade Aparente	33
2.3 <i>Skin Depth</i>	34
2.4 Dimensionalidade das Estruturas em Subsuperfície	37
2.4.1 A Terra 1-D	37
2.4.2 A Terra 2-D	38
2.4.3 A Terra 3-D	39
2.5 Distorções	39
2.6 As Funções de Transferência do Campo Magnético Vertical e o <i>Tipper</i>	40

3	METODOLOGIA APLICADA	41
3.1	Aquisição de Dados Magnetotelúricos	41
3.2	Processamento de Dados	43
3.3	Análise de Dimensionalidade	44
3.3.1	Tensor de Fase	44
3.3.2	WALDIM	46
3.4	Inversão MT	49
3.4.1	Inversão MT 1D	50
3.4.2	Inversão MT 3D	50
4	RESULTADOS E DISCUSSÕES	53
4.1	Curvas de Resistividade Aparente e Fase	53
4.2	Avaliação da Dimensionalidade dos Dados	56
4.3	Inversão MT Unidimensional	57
4.4	Modelo Geométrico Tridimensional	59
4.5	Discussão dos Resultados	68
5	CONCLUSÕES	71
	Agradecimentos	73
	Apêndice A Curvas de Resistividade e fase	74
	Referências Bibliográficas	95

Índice de Tabelas

3.1 Critérios de dimensionalidade de acordo com os valores dos invariantes rotacionais do Tensor MT	49
---	----

Índice de Figuras

1.1	(a) Figura esquemática de uma cratera simples. Os triângulos representam material ejetado nas bordas da cratera e os triângulos maiores, brechas alóctones que preenchem a cratera. (b) Figura esquemática de uma cratera complexa. A estrutura apresenta falhas de colapso de bordas e um soerguimento estratigráfico ao centro (SE). D indica o diâmetro das estruturas, P_v representa a profundidade verdadeira das crateras e P_a , a profundidade aparente resultante do preenchimento com ejecta e material fundido nas estruturas. Figura adaptada de Grieve e Pilkington (1996).	19
1.2	Estágios da formação de crateras simples (figuras à esquerda) e complexas (figuras à direita). Figura adaptada de French (1998).	21
1.3	Localização da estrutura de impacto de Santa Marta em meio à superposição das duas bacias sedimentares.	23
1.4	Caracterização geológica da estrutura de impacto Santa Marta e localização das estações MT. Os estratos da Bacia do Parnaíba são representados por tons lilás, enquanto os estratos da Bacia Sanfranciscana são representados por tons verdes. Adaptado de Oliveira et al. (2014).	25
1.5	Domínios morfo-estruturais da estrutura de impacto Santa Marta. Vista em perspectiva usando imagem satelital de alta resolução WorldView-2 e um modelo de elevação digital (ASTER / GDEM - modelo de elevação digital global).	26
1.6	Mapa de anomalia Bouguer da estrutura de impacto Santa Marta sobreposto a Modelo Digital do Terreno (resolução 30x30 metros). Os pontos vermelhos indicam a localização das estações MT adquiridas. Os perfis C-C' e D-D' são ilustrados no capítulo dos resultados a título de comparação com os perfis gerados com a inversão MT. Adaptado de Oliveira et al. (2014).	27
1.7	Anomalia magnética da estrutura de Santa Marta. (A) - Os círculos brancos tracejados representam os limites externos e o limite da elevação central da estrutura. A linha preta representa a seção leste-oeste apresentada em (B). (C) - Espectro de potência gerado a partir da seção em b. Adaptado de Vasconcelos et al. (2010).	28

2.1	Propagação do sinal MT na Terra. A linha azul representa a onda incidente e a linha vermelha é a onda refletida no ar. A linha preta é o sinal que é transmitido ao solo. É possível observar que a maior parte da onda incidente é refletida e apenas uma pequena fração da amplitude original é transmitida ao solo. Os lados esquerdo e direito representam sinais com diferentes frequências. O sinal de frequência mais baixa de 10 Hz penetra mais fundo que o sinal de 40 Hz, conforme a equação do <i>skin depth</i> . Modificado de Unsworth (2019).	36
2.2	<i>Skin depth</i> em função da frequência do sinal. Cada curva representa um semi-espaço homogêneo com uma resistividade elétrica diferente. Como exemplo, podemos ver que a uma frequência de 1 Hz, o sinal é capaz de penetrar cerca de três vezes mais profundamente em um meio espaço de 10000 Ωm que em um espaço de 1000 Ωm . Modificado de Unsworth et al. (2002).	37
2.3	Ilustração esquemática da Terra 2-D com $\rho_1 > \rho_2$. Suponha que o prisma condutor se estenda infinitamente na direção x e o <i>strike</i> geoeletrico esteja alinhado com a direção x. Enquanto no modo TE a corrente elétrica flui paralelamente ao <i>strike</i> , no modo TM a corrente flui perpendicularmente ao <i>strike</i> .	38
3.1	Em uma típica estação de aquisição MT de banda larga, o campo elétrico é medido em dipolos elétricos de 100 m nas direções x e y e o campo magnético é medido em três bobinas de indução enterradas nas direções x, y e z. A direção x é geralmente alinhada com o norte magnético.	42
3.2	Fluxograma de processamento.	43
3.3	Elipse representando o tensor de fase.	46
4.1	Curvas de resistividade e fase em função da frequência de estações externas à estrutura de impacto Santa Marta.	54
4.2	Curvas de resistividade e fase em função da frequência de estações (7, 9 e 12) localizadas na porção leste da bacia anular da estrutura de impacto de Santa Marta.	54
4.3	Curvas de resistividade e fase em função da frequência da estação 16 localizada na porção oeste da bacia anular da estrutura de impacto de Santa Marta.	55
4.4	Curvas de resistividade e fase em função da frequência de estação 15 localizada na elevação central da estrutura de impacto Santa de Marta.	55

- 4.5 Mapa de elipses do tensor de fase de Santa Marta em três frequências. As rosetas no canto superior esquerdo das figuras fornecem informação da direção do *strike* nas faixas de frequências. Frequências acima de 1 Hz correspondem à penetração do sinal no máximo de 6 a 8 km na crosta superior. 56
- 4.6 Gráfico de dimensionalidade por estação com base no Waldim em função do período. 57
- 4.7 Distribuição das estações MT ao longo da estrutura Santa Marta 58
- 4.8 Inversão 1D dos dados das estações externas 10 e 13. Para a estação 10, o modelo gerado apresentou r.m.s igual a 0,49989 após 9 iterações. Para a estação 13, o modelo gerado apresentou r.m.s. igual a 0,49881 após 6 iterações. 59
- 4.9 O desajuste da inversão para cada frequência é mostrado pela linha vermelha e o desajuste geral do modelo da inversão é mostrado na linha preta tracejada. 60
- 4.10 Resultado da inversão tridimensional dividida em fatias ao longo da direção Leste-Oeste. A circunferência tracejada externa mostra o limite da estrutura e a circunferência tracejada interna corresponde ao limite da elevação central. A localização das estações MT são representadas por pontos pretos. Os resistores e condutores são identificados por letras e representam as seguintes unidades geológicas - R2: Embasamento da Bacia do Parnaíba, C1: formações da Bacia do Parnaíba, C2: condutor profundo não identificado. 61
- 4.11 Resultado da inversão tridimensional dividida em fatias ao longo da direção Norte-Sul. A circunferência tracejada externa mostra o limite da estrutura e a circunferência interna corresponde ao limite de elevação central. A localização das estações MT são representadas por pontos pretos. Os resistores e condutores são identificados por letras e representam as seguintes unidades geológicas - R2: Embasamento da Bacia do Parnaíba, C1: formações da Bacia do Parnaíba, C2: condutor profundo não identificado. 62
- 4.12 Fatias horizontais dos resultados da inversão tridimensional da estrutura de impacto de Santa Marta. **a** - A uma profundidade de 500 m, é possível distinguir uma camada condutora relacionada à Bacia do Parnaíba (C1) principalmente sob as estações MT. A falta de mais estações MT impede a identificação desta camada na extensão da porção oeste. Entre 1 e 2 km de profundidade (**b** e **c**) a camada resistiva identificada como o embasamento (R2) está presente em quase toda a extensão da estrutura. **d** - A partir dos 2 km de profundidade, um corpo condutor ($8 - 25 \Omega.m$) (C2) é identificado na porção nordeste da estrutura. O condutor se estende até a profundidade de 5 km aproximadamente, e é associado a um evento geológico ocorrido posteriormente ao evento de impacto. 63

4.13	(a) O modelo de resistividade derivado da inversão 3-D dos dados de MT ao longo da seção C-C' e (b) a anomalia de Bouguer para esse perfil. A linha branca tracejada indica o limite entre a camada constituída pelos estratos da Bacia Sanfranciscana e brechas silicificadas altamente resistivas (R1) e a camada condutora constituída pelos estratos da Bacia do Parnaíba (C1). A camada condutora apresenta um mergulho da direita para a esquerda, estando presente também na região da elevação central. A continuidade dessa camada na porção oeste da estrutura não é observada devido ao número insuficiente de estações nessa região. Em sequência, a linha preta tracejada indica o limite da camada condutora e a camada resistiva correspondente ao embasamento (R2). Traços pretos indicam falhas que delimitam a elevação central e que correspondem às inflexões positivas da anomalia Bouguer indicada pelas linhas tracejadas vermelhas. A linha marrom tracejada identifica o domínio do corpo condutor de origem não identificada (C2). (b) O contraste negativo da anomalia Bouguer é aproximadamente coincidente com C2.	65
4.14	Perfil da bacia anular oriental D-D'. Seguindo a tendência observada no perfil C-C', em (a) a linha branca tracejada indica o limite entre a camada constituída por estratos da Bacia Sanfranciscana e brechas silicificadas (R1) e a camada condutora constituída pelos estratos da Bacia do Parnaíba (C1). Em sequência, a linha preta tracejada indica o limite da camada condutora e a camada resistiva identificada como o embasamento (R2). A camada resistiva R2 não está presente em toda extensão da estrutura. A linha marrom tracejada identifica o domínio do corpo condutor de origem não identificada (C2). (b) O contraste negativo da anomalia Bouguer de ~ 4 mGal é aproximadamente coincidente com C2.	67
A.1	Curvas de resistividade e fase das estações 1, 3, 4 e 5.	75
A.2	Curvas de resistividade e fase das estações 6, 8 11 e 14.	76
A.3	Curvas de resistividade e fase da estação 17.	77
A.4	Curvas de resistividade e fase da Estação 1.	78
A.5	Curvas de resistividade e fase da Estação 2.	79
A.6	Curvas de resistividade e fase da Estação 3.	80
A.7	Curvas de resistividade e fase da Estação 4.	81
A.8	Curvas de resistividade e fase da Estação 5.	82
A.9	Curvas de resistividade e fase da Estação 6.	83
A.10	Curvas de resistividade e fase da Estação 7.	84
A.11	Curvas de resistividade e fase da Estação 8.	85

A.12	Curvas de resistividade e fase da Estação 9.	86
A.13	Curvas de resistividade e fase da Estação 10.	87
A.14	Curvas de resistividade e fase da Estação 11.	88
A.15	Curvas de resistividade e fase da Estação 12.	89
A.16	Curvas de resistividade e fase da Estação 13.	90
A.17	Curvas de resistividade e fase da Estação 14.	91
A.18	Curvas de resistividade e fase da Estação 15.	92
A.19	Curvas de resistividade e fase da Estação 16.	93
A.20	Curvas de resistividade e fase da Estação 17.	94

Introdução

O estudo de crateras de impacto é fundamental para o entendimento do processo da formação do Sistema Solar, onde o grande número de crateras meteoríticas nas superfícies de todos os corpos planetários sólidos evidenciam essa importância. Na Terra, eventos de impacto atuaram significativamente na evolução climática e biológica do planeta, sendo as estruturas meteoríticas os registros diretamente relacionados à eventos de grandes perturbações da crosta e à pelo menos uma grande extinção biológica (French, 1998). As crateras de impacto são basicamente classificadas em dois tipos de acordo com sua morfologia: simples e complexas. As crateras simples são estruturas menores em formato aproximado de bacia, enquanto as crateras complexas apresentam maiores diâmetros e uma região central elevada, denominada núcleo soerguido. Até o presente momento, 7 estruturas de impacto confirmadas em território brasileiro estão listadas no Earth Impact Database (Maio 2020): Araguainha, Domo de Vargeão, Serra da Cangalha, Vista Alegre, Riachão, Cerro do Jarau e Santa Marta (Crósta et al., 2018). Todas se localizam dentro dos limites das bacias do Paraná e do Parnaíba, ambas fanerozóicas. Santa Marta é uma estrutura de impacto do tipo complexa localizada no estado do Piauí, em um contexto geológico aonde a Bacia do Sanfranciscana se sobrepõe à Bacia do Parnaíba. A estrutura Santa Marta foi mencionada pela primeira vez como uma possível cratera de impacto por Master e Heymann (2000) baseados na sua geomorfologia circular observada por imagens satelitais de sensoriamento remoto. Vasconcelos et al. (2010) através de dados aerogeofísicos de baixa resolução, encontraram assinaturas gravimétricas e magnetométricas parcialmente coincidentes com a morfologia de Santa Marta, concluindo que a estrutura era possivelmente resultado de um evento de impacto. Entretanto, somente no trabalho de Oliveira et al. (2014) foram publicadas as feições inequívocas de choque, tais como *shatter cones* e *Planar Deformation Features* (PDF's), comprovando assim sua origem.

Crateras de impacto complexas normalmente exibem uma elevação central de formato aproximadamente circular e de tamanho proporcional ao diâmetro da estrutura (ex: Serra da Cangalha em Kenkmann et al. (2011) e Jebel Waqf as Suwwan em Salameh et al. (2008)). No entanto, Santa Marta apresenta um platô atípico de formato irregular com um expressivo

deslocamento à sudoeste do centro da estrutura. Além disso, as assinaturas gravimétricas de estruturas de impacto complexas comumente apresentam uma anomalia circular na região da elevação central como, por exemplo, as crateras de Bosumtwi (Danuor et al., 2013), Jebel Waqf as Suwwan (Kenkmann et al., 2009) e Vargeão (Ferreira et al., 2015). Entretanto, a assinatura de Santa Marta é irregular com uma tendência NE-SW (Oliveira et al., 2014). Tais características podem estar relacionadas à coberturas sedimentares cenozóicas na elevação central inicialmente regular, ou, à variações na elevação do embasamento da estrutura em relação à cratera.

Além das deformações estruturais em subsuperfície, os impactos meteoríticos causam mudanças nas propriedades físicas das rochas dentro e fora da cratera, que incluem variações no campo magnético e mudanças na condutividade elétrica do subsolo. Assim, o método magnetotélúrico (MT) pode ser uma importante ferramenta no estudo de estruturas geoeletrônicas profundas, ajudando a delinear a morfologia e a profundidade do embasamento e a identificar estratos sedimentares de crateras de impacto baseado nos contrastes de resistividade elétrica na crosta granítica (Masero et al., 1994; Masero et al., 1997; Rodríguez et al., 2001; Campos-Enriquez et al., 2004; Adepelumi et al., 2005)). Não obstante, existe uma carência de trabalhos recentes onde o método MT é usado como auxílio no estudo de crateras de impacto, mais especificamente no que diz respeito a modelagem tridimensional MT. O método MT é uma técnica de exploração geofísica não invasiva, que permite a caracterização da resistividade da subsuperfície terrestre usando a propagação de campos eletromagnéticos naturais de origem externa como fontes de sinal.

Este trabalho tem por objetivo utilizar o método MT para mapear os contrastes de resistividade da geologia da estrutura de impacto Santa Marta, caracterizando sua extensão e domínios estruturais. Para isto, foram coletadas 17 estações MT localizadas dentro e fora da estrutura. As curvas de resistividade aparente e fase geradas com os dados MT foram analisadas de maneira que os outliers e pontos inconsistentes foram removidos. Em seguida, a dimensionalidade dos dados foi investigada para determinar a melhor abordagem a ser empregada. As análises do tensor de fase e WALDIM mostram que existe uma predominância de comportamento 3D nos dados coletados dentro da estrutura e uma predominância de comportamento 1D nos dados providos das estações localizadas na porção externa da estrutura. A partir dessa etapa, foram realizadas inversões 1D e 3D. Os modelos 3D de resistividade foram comparados com perfis de anomalia Bouguer gerados a partir dos dados gravimétricos coletados no trabalho de Oliveira et al. (2014). Os resultados permitem estimar a profundidade das camadas sedimentares a partir da distinção das unidades geológicas de acordo com seus valores de condutividade. Tal interpretação conduz à caracterização dos domínios de Santa Marta de maneira mais quantitativa, especialmente ao delimitar a região

do seu núcleo soerguido. Além disso, e não menos importante, este trabalho também tem por finalidade, ampliar o leque de estudos eletromagnéticos em estruturas de impacto, ainda carente de exemplos na literatura científica.

1

A ESTRUTURA DE IMPACTO DE SANTA MARTA

1.1 Morfologia e Geofísica de Estruturas de Impacto

A formação de crateras de impacto é um processo altamente dinâmico e complexo que sujeita as rochas-alvo impactadas a vários tipos de mecanismos de deformação. Crateras de impacto formam-se quando projéteis entram na atmosfera terrestre com hipervelocidade e atingem a superfície gerando ondas de forte compressão. Esse processo caracteriza-se pela relação entre as pressões e temperaturas de choque, além de altas taxas de deformações não associadas a nenhum outro cenário geológico (Crósta et al., 2018).

1.1.1 Morfologia de Crateras Meteoríticas

Uma cratera de impacto é classificada de acordo com a sua morfologia, podendo ser denominada como simples ou complexa. A morfologia de uma cratera de impacto é determinada pela dimensão, velocidade e ângulo de incidência do projétil, composição da rocha-alvo e da aceleração gravitacional do planeta (Pilkington e Grieve, 1992). As crateras simples são aquelas com uma depressão em formato de bacia e bordas estruturalmente elevadas, ao passo que as crateras complexas apresentam um soerguimento de rochas na porção central cercado por uma depressão anular e bordas estruturais normalmente com falhas de colapso. Ambas estruturas são parcialmente preenchidas por material alóctone, como brechas, resultantes do processo de fraturamento, e rochas fundidas pelas altíssimas temperaturas de impacto (Figura 1.1).

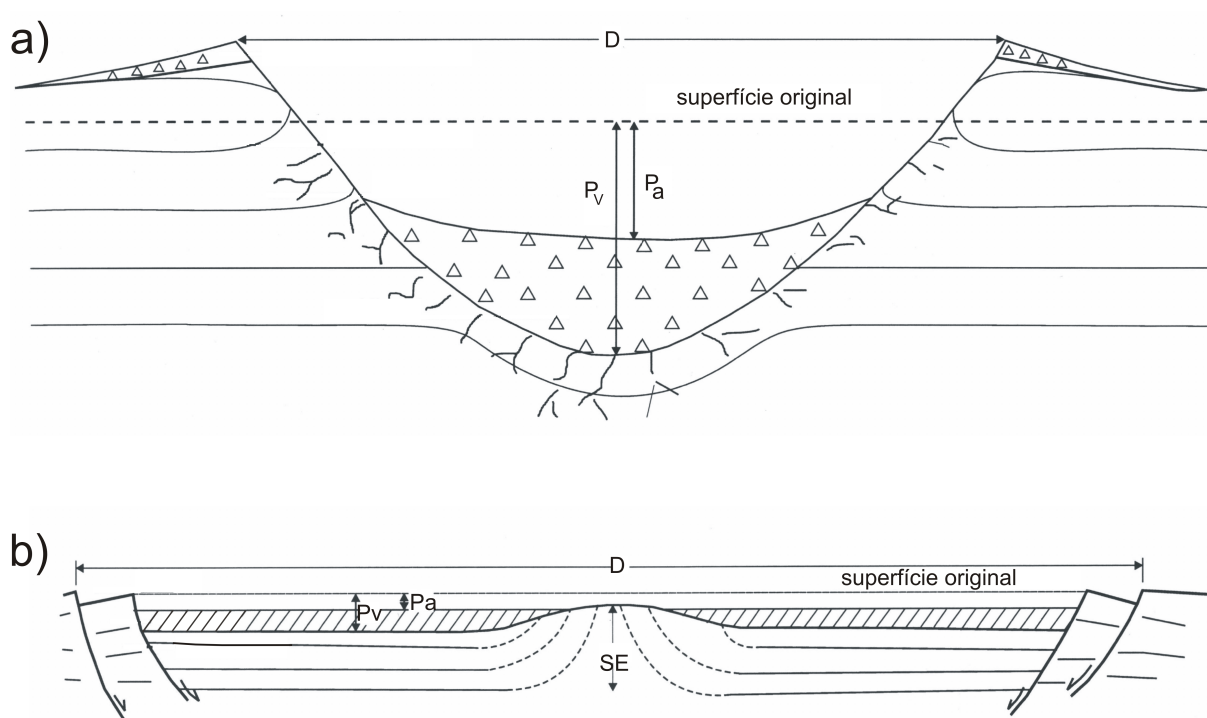


Figura 1.1: (a) Figura esquemática de uma cratera simples. Os triângulos representam material ejetado nas bordas da cratera e os triângulos maiores, brechas alóctones que preenchem a cratera. (b) Figura esquemática de uma cratera complexa. A estrutura apresenta falhas de colapso de bordas e um soerguimento estratigráfico ao centro (SE). D indica o diâmetro das estruturas, P_v representa a profundidade verdadeira das crateras e P_a , a profundidade aparente resultante do preenchimento com ejecta e material fundido nas estruturas. Figura adaptada de Grieve e Pilkington (1996).

Na Terra, crateras simples ocorrem com diâmetros máximos de 2 *km*, se as rochas alvo forem sedimentares, e até 4 *km* se as rochas alvo forem ígneas ou metamórficas. Acima desses valores, as crateras de impacto têm estrutura complexa (Grieve e Pesonen, 1992).

A formação de uma cratera ocorre em um curto espaço de tempo e é convencionalmente dividida em três fases: fase de compressão e contato, fase de escavação e fase modificação e colapso (Figura 1.2). As etapas de formação de crateras são descritas como casos simplificados de impacto vertical, desconsiderando casos de heterogeneidade do alvo, camada superficial de água e atmosfera do corpo planetário (Melosh, 1989).

(a) **Contato e compressão:**

Esta fase se inicia no instante em que o meteorito entra em contato com a superfície do alvo, desacelerando, comprimindo e empurrando o material (Figura 1.2a). A energia cinética do projétil, que alcança hipervelocidades na ordem das dezenas de quilômetros por segundo, é transferida para o alvo/superfície através de ondas de choque que se propagam hemisféricamente. A compressão repentina

e irreversível atinge pico de pressões na ordem de algumas centenas de gigapascal (GPa), acompanhada a temperaturas superiores a 9000 °C.

(b) **Escavação:**

A fase de escavação começa imediatamente depois da fase de contato e compressão (Figura 1.2b). A medida que ondas de choque se propagam através do alvo, estas se expandem, enfraquecem o material e iniciam uma escavação que culmina na abertura de uma cratera “transitória” em forma de bacia. Conforme a cavidade cresce, um grande volume de detritos de rocha é ejetado balisticamente na superfície ao redor da cratera. Essa etapa é encerrada quando a onda de choque e a onda de rarefação dissipam-se e o diâmetro máximo da cavidade é atingido.

(c) **Modificação e colapso:**

A etapa de modificação e colapso é a última fase do processo de formação de uma cratera (Figuras 1.2c e 1.2d). Logo após a total escavação, a cratera passa a sofrer colapso sob efeito da gravidade. Em crateras simples, a parte mais íngreme da borda entra em colapso, deslizando e produzindo lentes de brechas na base da cratera compostas principalmente por detritos de rochas e material derretido. Em crateras maiores, uma elevação central começa a se desenvolver entre as fases de escavação e modificação a partir de uma combinação de efeitos que envolvem o colapso das paredes e o rebote elástico do assoalho da cratera. Esse processo leva eventualmente a formação de crateras de geometrias complexas.

As atmosferas de corpos planetários podem desacelerar e vaporizar os projéteis antes que estes atinjam a superfície. Na Terra, os efeitos atmosféricos são insignificantes para projéteis rochosos com diâmetros maiores que 60 m e projéteis ferríferos maiores que 20 m de diâmetro (Bland e Artemieva, 2003). Em ambiente marinho, o processo de crateramento é significativamente diferente daqueles em ambientes não marinhos. Os movimentos da água, além de gerarem ondas gigantes, inibem ou até mesmo suprime a formação de crateras no fundo do mar (Ormö e Lindström, 2000).

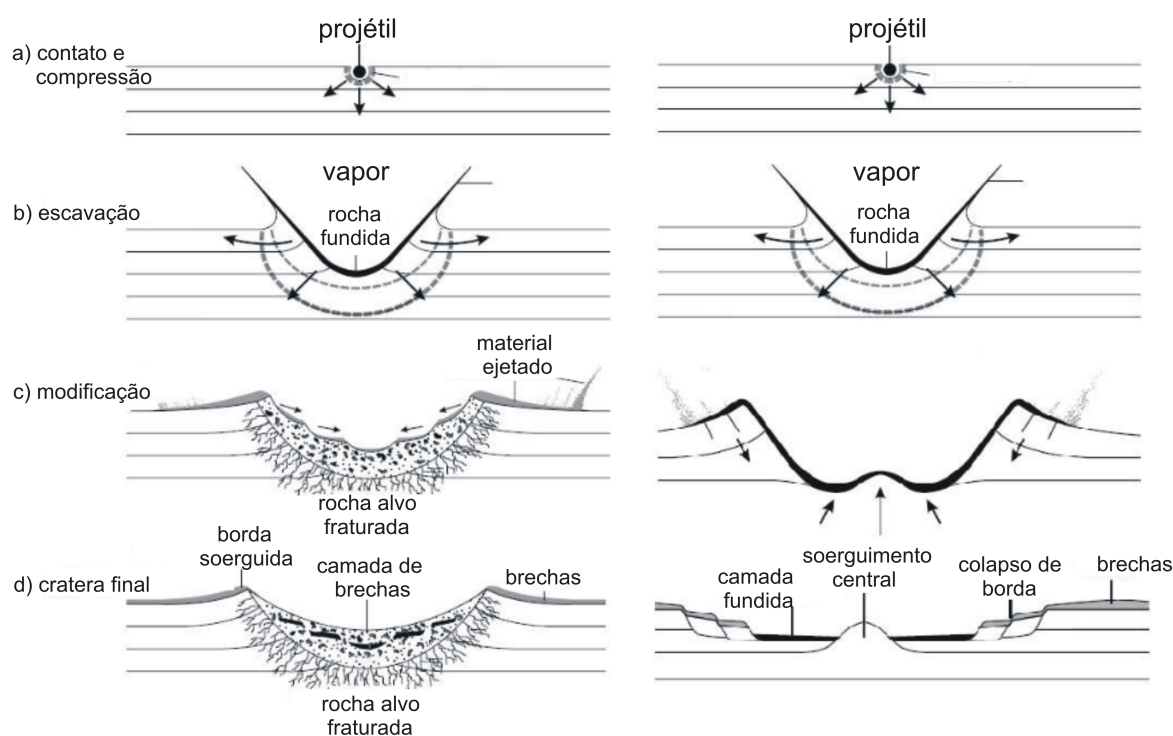


Figura 1.2: Estágios da formação de crateras simples (figuras à esquerda) e complexas (figuras à direita). Figura adaptada de French (1998).

1.1.2 Geofísica de Crateras Meteoríticas

Os mais diversos métodos geofísicos têm sido utilizados para estudos de identificação e detalhamento de crateras meteoríticas, principalmente quando estas estruturas se encontram em estágio elevado de erosão, e então são denominadas “estruturas de impacto meteorítico”. A geofísica, no uso do estudo das propriedades físicas, permite a elaboração de modelos da subsuperfície para mapear a distribuição de uma dada propriedade favorecendo sua interpretação geológico-geofísica.

O método gravimétrico por sua praticidade e bons resultados, costuma ser o método mais utilizado nos estudos de estrutura de impacto, seguido dos métodos magnético, radiométrico e eletromagnético. De acordo com Pilkington e Grieve (1992), a assinatura gravimétrica mais provável em estruturas de impacto simples é um baixo gravimétrico circular, que geralmente está associado com a formação de brechas de impacto. Em crateras complexas maiores, o baixo gravimétrico pode ser modificado pela presença de um alto gravimétrico central. Em algumas crateras erodidas, por vezes, somente a elevação central é destacada com a presença de uma anomalia positiva, a exemplo, Upheaval Dome, em Utah - Estados Unidos (Pilkington e Grieve, 1992).

A assinatura magnética mais comum em estruturas de impacto é um baixo magnético

(Crowan e Cooper, 2003). Em geral, estruturas com diâmetro ≤ 10 km apresentam baixos magnéticos, enquanto que ≥ 40 km tendem a exibir anomalias de alta amplitude (Pilkington e Grive, 1992). Crateras de impacto normalmente exibem um padrão resistivo em função do grau de fraturamento das rochas, assim existe uma distinção de resistividade entre a rocha alvo e as brechas resultantes do processo de brechação.

O método magnetotelúrico é geralmente usado em investigações mais profundas em estruturas de impacto, embora também possa ser usado no estudo de estratos mais rasos. Masero et al. (1994) estimou a profundidade do embasamento do Domo de Araguainha com o método MT, concluindo que o deslocamento vertical na região central da estrutura atingiu 1 km e o diâmetro, 9 km. Campos-Enriquez et al. (1997) estimaram o diâmetro da cratera de Chicxulub em 180 km baseados nos resultados MT de resistividade do solo. Mais tarde, Campos-Enriquez et al. (2004) usaram novamente o método MT para estimar o diâmetro da elevação central de Chicxulub (40 km) bem como a profundidade do pico (4 km). Adepelumi et al. (2005) aplicaram o método MT integrado com outros métodos geofísicos na estrutura Serra da Gangalha. Os resultados de resistividade permitiram identificar os estratos sedimentares e concluíram que a diminuição de valores de resistividade no centro da estrutura foi resultado de processos de fraturamento durante o impacto.

1.2 Localização da Área de Estudo

A estrutura de impacto Santa Marta (SM) se encontra na porção sudoeste do estado do Piauí - região nordeste do Brasil - a 35 km ao norte da cidade de Corrente e a 16 km ao sul da cidade de São Gonçalo do Gurguéia, estando centrada a $10^{\circ}10'S$, $45^{\circ}14'W$. A estrutura se formou em uma região sedimentar complexa onde os estratos Paleozóicos da Bacia Sanfranciscana sobrepõem parcialmente os estratos Mesozóicos da Bacia do Parnaíba (Figura 1.3). SM é uma estrutura de impacto do tipo complexo razoavelmente bem preservada, com aproximadamente 10 km de diâmetro. Santa Marta compreende bordas elevadas parcialmente expostas e elevação central com um diâmetro de $\sim 3,2$ km. A estrutura foi inicialmente batizada como “Gilbués” por Master e Heymann (2000) em referência à uma cidade localizada nas proximidades. Posteriormente, Vasconcelos et al. (2010) a renomearam como “Santa Marta” em referência ao povoado localizado na sua borda leste.

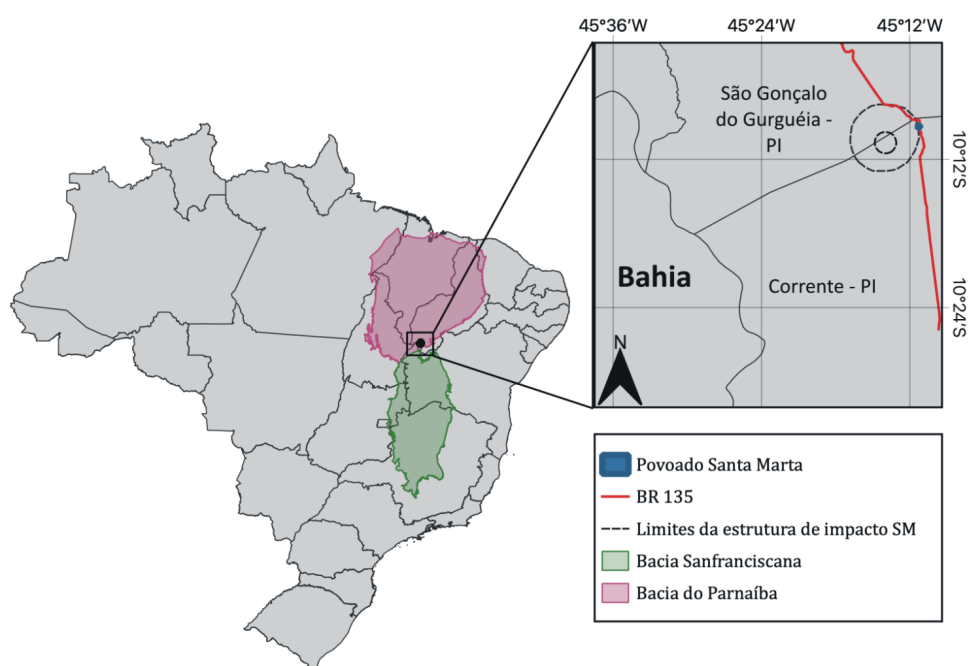


Figura 1.3: Localização da estrutura de impacto de Santa Marta em meio à superposição das duas bacias sedimentares.

1.3 Geologia e Geomorfologia da Área de Estudo

Geologicamente, a estrutura de Santa Marta está localizada na região sudeste da Bacia do Parnaíba e na parte norte da Bacia Sanfranciscana (Figura 1.3).

Os estratos proterozóicos da Bacia do Parnaíba ocupam uma área no centro-norte brasileiro de aproximadamente 600.000 km^2 e uma espessura de $\sim 3.500 \text{ m}$, estando presentes nos estados do Piauí, Maranhão, Tocantins, Pará, Ceará e Bahia. A bacia desenvolveu-se durante o estágio de estabilização da Plataforma Sul-Americana sobre um substrato composto por unidades sedimentares que incluem a Formação Neoproterozóica Riachão (grauvacas, arcósios, siltitos, folhelhos vermelhos e ignimbritos) e o Grupo Cambro-Ordoviciano Jaibaras (depósitos fluviais, aluviais, lacustres) (Góes e Feijó, 1994; Vaz et al., 2007).

A sequência sedimentar da Bacia do Parnaíba é subdividida em três grupos depositados entre o Siluriano e o Cretáceo que correspondem, do mais antigo ao mais recente, aos grupos Serra Grande, Canindé e Balsas. As unidades que ocorrem na região da estrutura de Santa Marta restringem-se ao Grupo Serra Grande e ao Grupo Canindé. O Grupo Serra Grande ocorre na estrutura de forma indivisa e está assentado discordantemente sobre o

embasamento. As unidades estratigráficas pertencentes a esta supersequência é constituída principalmente por conglomerados, arenitos de origem fluvial e folhelhos e siltitos de ambiente nerítico. O Grupo Canindé, dentro da estrutura, é representado pelas Formações Pimenteiras e Cabeças (Oliveira et al., 2014). A Formação Pimenteiras é composta por espessas camadas de folhelhos escuros de ambiente nerítico e a Formação Cabeças consiste em arenitos finos bem selecionados (Góes e Feijó, 1994).

A cobertura sedimentar da Bacia Sanfranciscana reúne essencialmente rochas depositadas em ambientes continentais entre o Permo-Carbonífero e o Neocretáceo. A bacia apresenta uma área de aproximadamente 150.000 km^2 e uma fina espessura inferior a 500 m, estando localizada no centro do Brasil e compreendendo áreas dos estados de Minas Gerais, Bahia, Goiás e Distrito Federal. Os aspectos tectônicos da bacia, como a pequena subsidência para uma bacia intracontinental afetada levemente por processos tafrogênicos primários, sugerem que esta seja uma bacia do tipo *sag* (Campos e Dardenne, 1997b).

Os estratos da Bacia Sanfranciscana assentam-se sobre um embasamento constituído por rochas do Grupo Bambuí (gnaisses, granitos e rochas metamórficas de alto grau). Seu registro sedimentar engloba as unidades Mesozóicas dos Grupos Santa Fé, Areado, Mata da Corda e Urucuia. Na região da estrutura de Santa Marta, foram identificados unidades relacionadas à Bacia Sanfranciscana pertencentes somente aos grupos Areado e Urucuia. O Grupo Areado é representado pelos conglomerados da Formação Abaeté, os folhelhos e siltitos da Formação Quiricó e os arenitos da Formação Três Barras. O Grupo Urucuia tem como representante somente a Formação Posse, que possui em sua estratigrafia, predominantemente, de arenitos muito finos à médios e pelitos. Sobrepondo os estratos da Bacia Sanfranciscana, estão as coberturas cenozóicas de arenitos e lateritas não consolidadas relacionadas à da Formação Chapadão (Campos e Dardenne, 1997b; Oliveira et al., 2014).

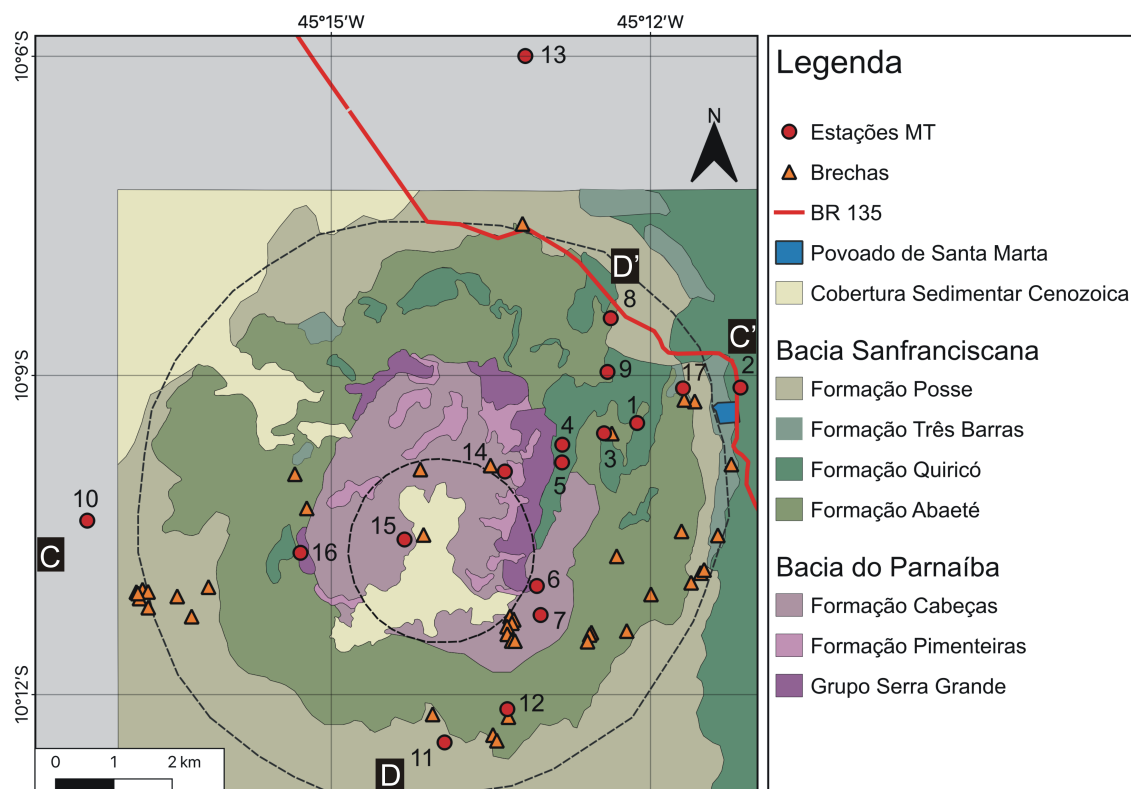


Figura 1.4: Caracterização geológica da estrutura de impacto Santa Marta e localização das estações MT. Os estratos da Bacia do Parnaíba são representados por tons lilás, enquanto os estratos da Bacia Sanfranciscana são representados por tons verdes. Adaptado de Oliveira et al. (2014).

São identificados 3 domínios morfo-estruturais na estrutura: elevação central, bacia anular intermediária e zona de bordas (Figura 1.5). A elevação central é constituída principalmente pelos estratos Paleozóicos da Bacia do Parnaíba fortemente deformados e uma cobertura Cenozóica detrítica. Os estratos Mesozóicos, menos deformados, da Bacia Sanfranciscana são encontrados na bacia anular da estrutura em justaposição com as rochas da elevação central. Os arenitos deformados das Formações Três Barras e Posse ocorrem preferencialmente nas zonas de bordas da estrutura. A estrutura exhibe expressivos gradientes topográficos entre os diferentes domínios, principalmente entre as bordas superior ocidental e as seções mais baixas da borda leste, chegando à diferenças de quase 200 m (Oliveira et al., 2017).

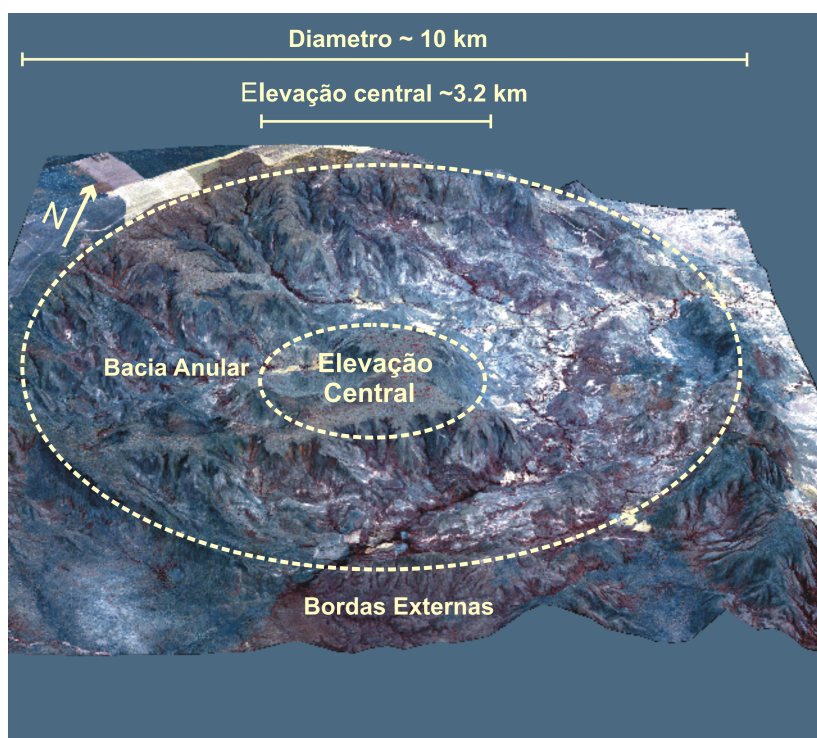


Figura 1.5: Domínios morfo-estruturais da estrutura de impacto Santa Marta. Vista em perspectiva usando imagem satelital de alta resolução WorldView-2 e um modelo de elevação digital (ASTER / GDEM - modelo de elevação digital global).

1.4 Aspectos Geofísicos da Área de Estudo

Oliveira et al. (2014) mostram que a anomalia de Bouguer da estrutura de impacto Santa Marta não exhibe uma assinatura típica de estruturas complexas formadas em alvos sedimentares. A assinatura gravimétrica mais comum de estruturas de impacto é uma anomalia negativa residual aproximadamente circular. Essas anomalias estão relacionadas ao material de baixa densidade resultante de alterações litológicas e físicas das rochas-alvo, bem como à fragmentação relacionada ao processo de impacto (Pilkington e Grieve, 1992). Além disso, crateras complexas geralmente exibem assinaturas gravimétricas características na elevação central, onde um alto gravimétrico pode ser devido ao material crustal mais denso trazido à superfície devido ao impacto, e um baixo gravimétrico pode ser a resposta da intensa deformação (cataclose e brechamento) em porções centrais das crateras de impacto (Grieve e Pilkington, 1996). Os resultados de Santa Marta exibem uma anomalia de gravidade negativa que não coincide com a elevação central (Figura 1.6). Tal anomalia estende-se da região leste em direção à borda sudoeste da estrutura, coincidindo com áreas de ocorrência de brechas polimíticas. Oliveira et al. (2014) sugerem que tal característica gravimétrica pode refletir contrastes distintos de densidade das rochas resultantes da deformação

estrutural sofrida pelo alvo devido ao impacto.

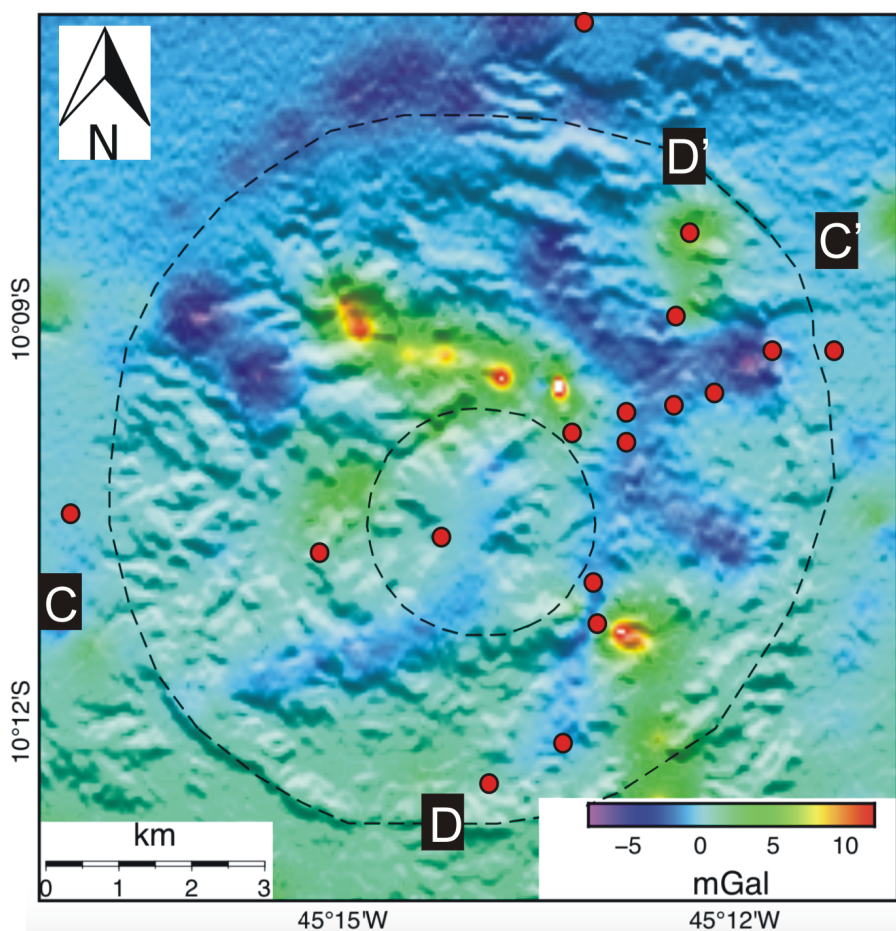


Figura 1.6: Mapa de anomalia Bouguer da estrutura de impacto Santa Marta sobreposto a Modelo Digital do Terreno (resolução 30x30 metros). Os pontos vermelhos indicam a localização das estações MT adquiridas. Os perfis C-C' e D-D' são ilustrados no capítulo dos resultados a título de comparação com os perfis gerados com a inversão MT. Adaptado de Oliveira et al. (2014).

Vasconcelos et al. (2010) analisaram dados aerogeofísicos de Santa Marta. Os resultados mostram que o centro da estrutura coincide parcialmente com uma anomalia magnética circular negativa de -10 nT, cujo centro é ligeiramente deslocado em direção ao nordeste em relação ao central da estrutura (Figura 1.7a). A estimativa da profundidade das fontes magnéticas feitas a partir do cálculo do espectro de potência ao longo da seção leste-oeste, permite a identificação de duas fontes (Figura 1.7b e 1.7c). A primeira fonte apresenta profundidade média em torno de 1 km, podendo estar relacionada ao embasamento da Bacia do Parnaíba. A segunda fonte, em maiores frequências, pode estar relacionada à ruídos.

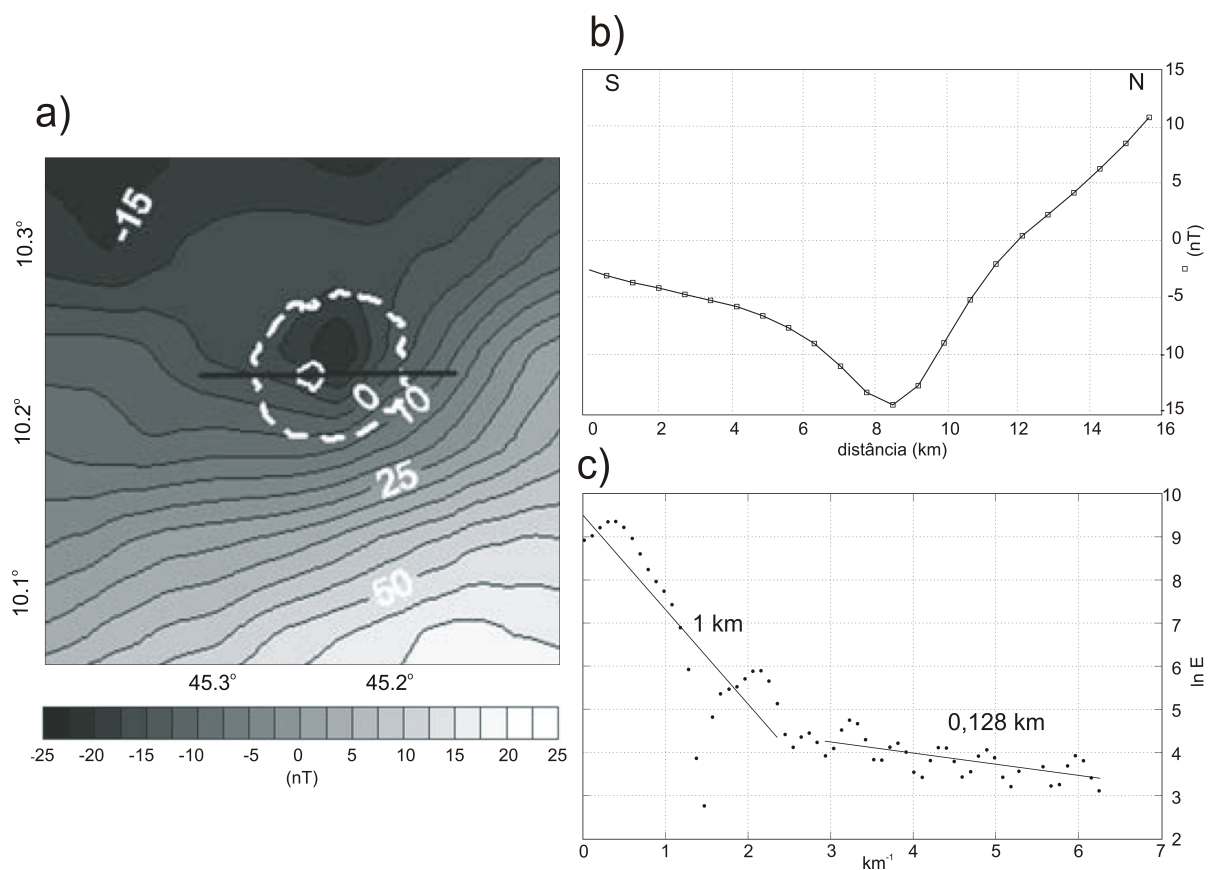


Figura 1.7: Anomalia magnética da estrutura de Santa Marta. (A) - Os círculos brancos tracejados representam os limites externos e o limite da elevação central da estrutura. A linha preta representa a seção leste-oeste apresentada em (B). (C) - Espectro de potência gerado a partir da seção em b. Adaptado de Vasconcelos et al. (2010).

2

O MÉTODO MAGNETOTELÚRICO

O Método Magnetotelúrico (MT) é uma técnica de exploração geofísica não-invasiva, inicialmente proposta por Tikhonov (1950) e Cagniard (1953), que mapeia a distribuição da condutividade elétrica no interior da Terra a partir de medições simultâneas das variações temporais do campo geoeletromagnético natural. Tais variações temporais são devidas à incidência de ondas eletromagnéticas planas que penetram verticalmente no interior da Terra. Tipicamente, a faixa de frequência utilizada pelo método para exploração varia entre 10^{-3} Hz a 10^4 Hz. Enquanto sinais eletromagnéticos naturais abaixo de 1 Hz são produzidos em razão das interações entre ventos solares e a magnetosfera, a maior parte dos sinais com frequências acima de 1 Hz são resultantes de raios em tempestades elétricas na baixa atmosfera (Vozoff, 1991).

Quando esses campos eletromagnéticos primários atingem a superfície terrestre, acabam interagindo com Terra que se comporta como um bom condutor. Dessa forma, as correntes telúricas são induzidas, e conseqüentemente, geram campos magnético e elétrico secundários (Naidu, 2012). Os sinais EM perdem intensidade conforme se propagam no interior da Terra, e essa taxa de decaimento é determinada pela condutividade do meio e pela frequência de propagação do sinal. O primeiro uso comercial do MT foi em exploração geotérmica nos EUA no final dos anos 1950. Hoje, o método apresenta uma ampla gama de aplicações, desde investigações superficiais (geotecnia, águas subterrâneas) até alvos moderados e profundos na exploração de recursos naturais (minerais, petróleo e gás) (Chave e Jones, 2012).

2.1 Princípios Físicos do Método Magnetotelúrico

O Método Magnetotelúrico baseia-se na medida dos campos eletromagnéticos, ou seja, na medida da relação e variação temporal das componentes perpendiculares dos campos magnético e elétrico induzidos (Cagniard, 1953; Tikhonov, 1950). As Equações de Maxwell tomadas em conjunto com as equações constitutivas, que vinculam o comportamento do campo eletromagnético às características físicas do meio, formam uma completa descrição eletromagnética do mesmo. Considerando um meio homogêneo e isotrópico, estas equações no Sistema Internacional de Unidades (SI), são descritas por:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t}, \quad (\text{Lei de Faraday}) \quad (2.1)$$

$$\nabla \times \mathbf{B} = \mu\sigma\mathbf{E} + \mu\varepsilon\frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t}, \quad (\text{Lei de Ampère}) \quad (2.2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = \frac{Q}{\varepsilon}, \quad (\text{Lei de Gauss}) \quad (2.3)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0, \quad (\text{Lei de Gauss para o magnetismo}) \quad (2.4)$$

onde \mathbf{B} é a densidade do fluxo magnético, \mathbf{E} campo elétrico e Q é a densidade de carga total. A permeabilidade magnética, a permissividade dielétrica e a condutividade são representadas por μ , ε e σ , respectivamente (Unsworth, 2019).

Em resumo, a Lei de Faraday nos diz que a variação temporal de um campo magnético, resulta em um campo elétrico induzido. O efeito oposto é observado na Lei de Ampère, onde a variação temporal de um campo elétrico ou a corrente elétrica, gera um campo magnético induzido. A Lei de Gauss relaciona a intensidade do fluxo do campo elétrico à quantidade de carga envolvida por uma superfície fechada. A Lei de Gauss para o magnetismo nos mostra que não existem monopolos magnéticos, isso significa que as linhas de um campo magnético são sempre circuitos fechados e o fluxo magnético através de qualquer superfície fechada é sempre zero.

As relações que descrevem o comportamento dos campos eletromagnéticos vinculados às características físicas de um meio são denominadas relações constitutivas e determinadas como:

$$\mathbf{D} = \varepsilon\mathbf{E}, \quad (2.5)$$

$$\mathbf{B} = \mu\mathbf{H}, \quad (2.6)$$

$$\mathbf{J} = \sigma\mathbf{E} \quad (2.7)$$

onde \mathbf{D} é a corrente de deslocamento e \mathbf{J} é a densidade de corrente (Unsworth, 2019).

Os parâmetros característicos do meio são definidos como:

- Condutividade elétrica σ : propriedade que define a capacidade de um material em transportar corrente elétrica medida em Siemens por metro (S/m). A condutividade é recíproca à resistividade, ou seja, são inversamente proporcionais.
- Permeabilidade magnética μ : característica do material que determina o quanto ele é capaz de suportar um campo magnético interno, medida em Henries por metro ($\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{ H/m}$).
- Permissividade elétrica ε : medida do quanto o material se opõe à formação de um campo elétrico interno dado em Faraday por metro ($\varepsilon_0 = 8,85 \cdot 10^{-12} \text{ F/m}$).

Esses parâmetros descrevem propriedades intrínsecas dos materiais como porosidade, permeabilidade, salinidade, pressão e temperatura.

Para entender como um sinal eletromagnético se propaga no interior da Terra, seguimos os seguintes passos matemáticos. Tomando a identidade vetorial $\nabla \times (\nabla \times \mathbf{A}) = \nabla(\nabla \cdot \mathbf{A}) - \nabla^2 \mathbf{A}$, o operador rotacional da Lei de Faraday (Eq. 2.1) e substituindo na Lei de Ampère (Eq. 2.2), obtemos uma equação diferencial de segunda ordem para o campo elétrico em função do tempo. Assumindo que as propriedades da Terra (μ, σ, ε) não variam com o tempo e não existem cargas elétricas livres abaixo do solo ($\nabla \cdot \vec{E} = 0$), o campo elétrico satisfaz a equação:

$$\nabla^2 \mathbf{E} = \mu\sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} + \mu\varepsilon \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2}. \quad (2.8)$$

Assumindo que a variação temporal do sinal eletromagnético seja harmônica com uma frequência angular ω , simplificamos a equação transformando-a em domínio da frequência:

$$\mathbf{E}(x, y, z, t) = \mathbf{E}_0(x, y, z)e^{-i\omega t}, \quad (2.9)$$

onde $i = \sqrt{-1}$.

Assim, podemos reescrever a equação 2.8 como:

$$\nabla^2 \mathbf{E}_0 = -i\omega\mu\sigma \mathbf{E}_0 + \omega^2\mu\varepsilon \mathbf{E}_0. \quad (2.10)$$

No lado direito da equação 2.10, o primeiro termo se refere à densidade de corrente, que depende da condutividade do meio e ocorre devido ao movimento dos portadores de carga do meio. O segundo termo é a corrente de deslocamento, que depende da permissividade elétrica e cuja fonte é a variação temporal de campo elétrico. No limite em que a corrente de deslocamento é muito maior que a densidade de corrente, a solução é uma equação de onda que se propaga com a velocidade da luz $c = 1/\sqrt{\mu\varepsilon}$. Já no limite em que a corrente de deslocamento é desprezível a solução é de difusão. Em aplicações práticas, na Terra, a corrente de condução é sempre dominante em relação à corrente de deslocamento. Assim, ignorando o termo referente à corrente de deslocamento:

$$\nabla^2 \mathbf{E}_0 = -i\omega\mu\sigma \mathbf{E}_0 \quad (2.11)$$

A equação 2.11 deixa claro que a permissividade elétrica não afeta a propagação do sinal no caso de difusão. Se adotarmos as premissas de que este é um sinal de onda plana e linearmente polarizada na direção x , podemos reescrever a equação acima de maneira simplificada para um meio unidimensional como:

$$\frac{d^2 E_x}{dz^2} + i\omega\mu\sigma E_x = 0. \quad (2.12)$$

A solução da equação ordinária acima será do tipo:

$$E_x(z) = Ae^{kz}, \quad (2.13)$$

que se substituída na eq. 2.12, teremos:

$$k^2 A + i\omega\mu\sigma A = 0. \quad (2.14)$$

que nos dá:

$$k = \sqrt{-i\omega\mu\sigma} \quad (2.15)$$

Assim, existem duas soluções possíveis, $k = \pm(1-i)\sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}$, onde o primeiro termo descreve o campo com amplitude decrescente com a profundidade (ondas que se propagam para baixo) e o segundo termo descreve os campos cuja amplitude aumenta com a profundidade (ondas que se propagam para cima, i.e, ondas refletidas). As soluções resultam na equação:

$$E_x(z) = A_1 e^{(1-i)\sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}z} + A_2 e^{-(1-i)\sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}z}, \quad (2.16)$$

ou ainda

$$E_x(z) = A_1 e^{\sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}z} e^{-i\sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}z} + A_2 e^{-\sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}z} e^{i\sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}z}. \quad (2.17)$$

Cada termo da equação acima representa uma função exponencial e uma função oscilatória (Unsworth, 2019). Para $z \rightarrow \infty$, tem-se necessariamente que $A_1 = 0$. Para $z = 0$, temos que $E_x(0) = E_x^s = A_2$. Assim, temos então a solução da equação completa da difusão, dada por:

$$E_x(z) = E_x^s e^{-\sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}z} e^{i\sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}z}. \quad (2.18)$$

2.2 Impedância e Resistividade Aparente

A razão entre as intensidades dos campos ortogonais \vec{E} e \vec{H} na superfície resulta em uma grandeza denominada impedância \mathbf{Z} que permite determinar a condutividade do meio.

Os dados magnetotelúricos são adquiridos na forma de séries temporais das componentes do campo magnético (H_x, H_y, H_z) e do campo elétrico (E_x, E_y). Consideramos que as séries temporais variam com uma dependência temporal harmônica $e^{i\omega t}$, aonde ω é a frequência angular relacionada com a frequência f por $\omega = 2\pi f$. Assim, os campos elétrico e magnético são transformados no domínio da frequência e usados para calcular o tensor de impedância \mathbf{Z} , definido como:

$$\vec{E} = \mathbf{Z}\vec{H}, \quad (2.19)$$

ou na sua forma matrcial dada por:

$$\begin{bmatrix} E_X(\omega) \\ E_Y(\omega) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} H_X(\omega) \\ H_Y(\omega) \end{bmatrix}, \quad (2.20)$$

ou ainda:

$$E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y, \quad (2.21)$$

$$E_y = Z_{xy}H_x + Z_{yy}H_y. \quad (2.22)$$

aonde o \vec{E} , \vec{H} e a impedância Z são funções complexas da frequência angular ω .

A resistividade aparente é calculada a partir da relação:

$$\rho_{ij} = \frac{1}{\omega\mu_0} \left| \frac{E_i(\omega)}{H_j(\omega)} \right|^2, \quad (2.23)$$

aonde a resistividade aparente ρ_{ij} é calculada a partir do campo elétrico orientado na direção i e o campo magnético é orientado na direção ortogonal j .

O ângulo entre os componentes elétrico e magnético horizontais, polarizado ortogonalmente (ex: E_x e H_y), é denominado ângulo de fase (ϕ). O ângulo de fase é outro parâmetro usado para descrever o comportamento do sinal EM em subsuperfície, fornecendo informações adicionais sobre a condutividade das estruturas.

$$\phi_{ij} = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im}\{Z_{ij}(\omega)\}}{\text{Re}\{Z_{ij}(\omega)\}} \right), \quad (2.24)$$

As equações acima nos mostra que quando a resistividade aparente não varia com o período (i.e. o semiespaço é isotrópico e homogêneo), a fase de impedância é constante e igual a 45° . Se a resistividade aparente diminui com o período, a fase apresenta valores superiores a 45° , enquanto valores de fase inferiores a 45° estão relacionados ao aumento da resistividade com o período. Assim, a fase de impedância está inversamente relacionada com a resistividade aparente (Unsworth, 2019).

2.3 *Skin Depth*

A propagação de sinais eletromagnéticos depende da condutividade e da permeabilidade magnética da subsuperfície, bem como da frequência do sinal ω . A profundidade de penetração do sinal EM é determinada pela profundidade pelicular δ (em inglês *skin depth*). Considerando o caso em que o campo elétrico seja horizontal, polarizado na direção x e comoporta-se como uma onda plana, o comportamento desse sinal quando penetra no solo é dado por:

$$|E_x(z)| = |E_x^s| e^{-\sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}z}, \quad (2.25)$$

onde o campo elétrico decresce exponencialmente com a profundidade z , e E_x^s é o campo elétrico na superfície (Simpson e Bahr, 2005). O *skin depth* é definido como a profundidade em que o módulo do campo elétrico tem um decaimento de $\frac{1}{e}$. Assim, quando z for igual a profundidade pelicular, temos que:

$$\frac{|E_x(z = \delta)|}{|E_x^s|} = \frac{1}{e} = e^{-\sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}\delta}, \quad (2.26)$$

$$\sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}\delta = 1, \quad (2.27)$$

que pode ser rearranjado como:

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}}, \quad (2.28)$$

ou ainda, assumindo que $\mu = \mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ H/m, temos

$$\delta = \frac{503}{\sqrt{\sigma f}} \rightarrow \delta \approx 503\sqrt{\rho T}. \quad (2.29)$$

Isso mostra que a profundidade de penetração do sinal EM é controlada pela sua frequência e pela condutividade da Terra. Como o sinal viaja de maneira difusa, em uma determinada frequência, o valor de σ é a condutividade média de um hemisfério com raio δ , medido em metros. Assim, quanto menor a frequência da onda eletromagnética e menor for a condutividade das rochas, maior será a profundidade atingida por esse sinal (Unsworth, 2019). A Figura 2.1 mostra o caso simples em que o campo elétrico tem uma variação harmônica e é polarizado na direção x . A Figura 2.2 mostra o *skin depth* em função da frequência em quatro semiespaços homogêneos com resistividades diferentes.

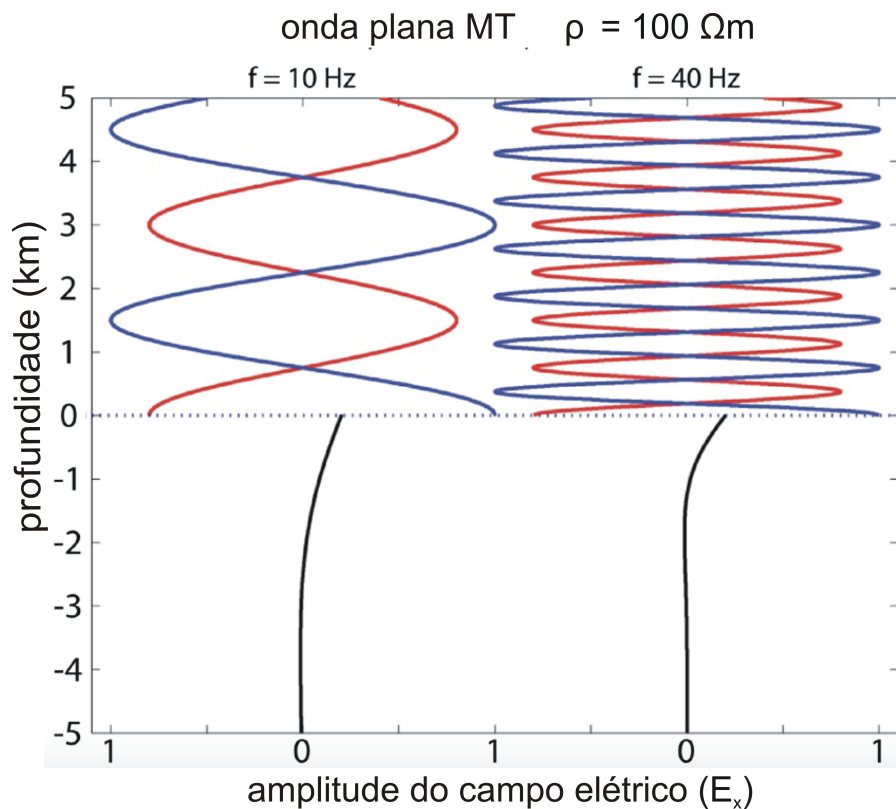


Figura 2.1: Propagação do sinal MT na Terra. A linha azul representa a onda incidente e a linha vermelha é a onda refletida no ar. A linha preta é o sinal que é transmitido ao solo. É possível observar que a maior parte da onda incidente é refletida e apenas uma pequena fração da amplitude original é transmitida ao solo. Os lados esquerdo e direito representam sinais com diferentes frequências. O sinal de frequência mais baixa de 10 Hz penetra mais fundo que o sinal de 40 Hz, conforme a equação do *skin depth*. Modificado de Unsworth (2019).

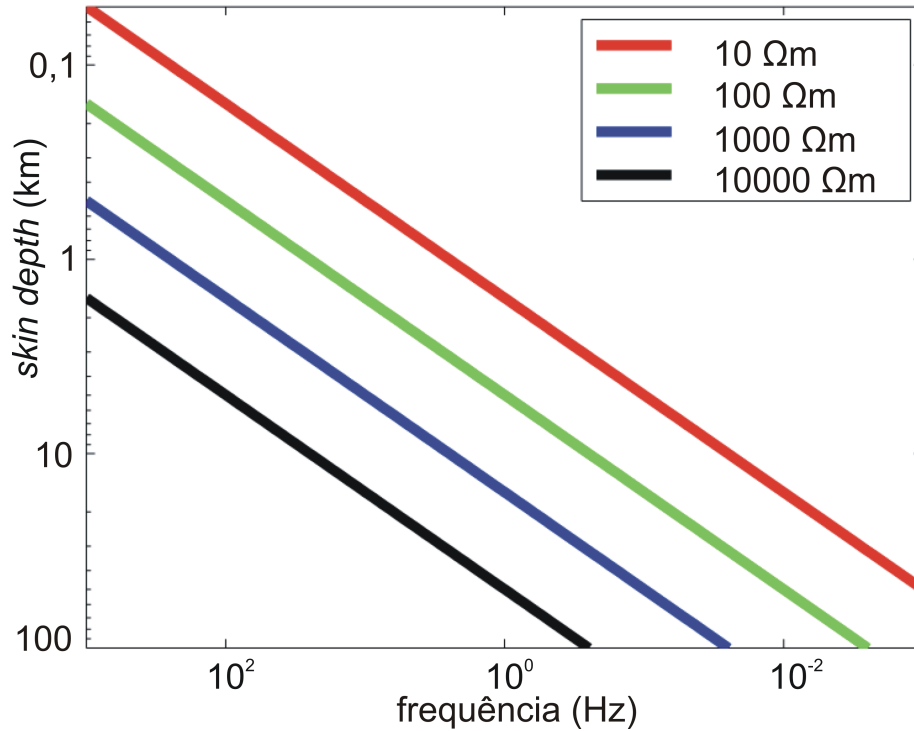


Figura 2.2: *Skin depth* em função da frequência do sinal. Cada curva representa um semiespaço homogêneo com uma resistividade elétrica diferente. Como exemplo, podemos ver que a uma frequência de 1 Hz, o sinal é capaz de penetrar cerca de três vezes mais profundamente em um meio espaço de 10000 Ωm que em um espaço de 1000 Ωm . Modificado de Unsworth et al. (2002).

2.4 Dimensionalidade das Estruturas em Subsuperfície

2.4.1 A Terra 1-D

O modelo mais simples possível a ser considerado é o da Terra formada por camadas planas homogêneas, horizontais e isotrópicas (Terra 1-D). Nesse caso, o tensor de impedância tem elementos diagonais nulos ($Z_{xx} = Z_{yy} = 0$) e os elementos não-diagonais serão iguais ($Z_{xy} = -Z_{yx}$):

$$\mathbf{Z}(\omega) = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ -Z_{yx} & 0 \end{bmatrix}, \quad (2.30)$$

assim, para o cálculo de impedância consideramos:

$$E_x = Z_{xy}H_y, \quad (2.31)$$

$$E_y = Z_{xy}H_x = -Z_{yx}H_x. \quad (2.32)$$

Na Terra 1-D, a resistividade varia somente com a profundidade. O campos elétrico e magnético são mutuamente ortogonais e não variam com a orientação do referencial de aquisição.

2.4.2 A Terra 2-D

Para a Terra 2-D a resistividade varia somente em relação à uma das direções horizontais com a profundidade, desta forma, os elementos diagonais da impedância são diferentes entre si e não nulos (Figura 2.3). No caso 2-D, o *strike* geolétrico é definido como a direção no qual os componentes diagonais são minimizados. Caso a aquisição de dados seja realizada em um alinhamento fora do eixo correspondente à estrutura geolétrica, é possível rotacionar o tensor medido em um ângulo θ de forma que os elementos tensoriais XX e YY se tornem nulos. Assim, a relação de bidimensionalidade do modelo geolétrico é satisfeita e simplifica-se os cálculos:

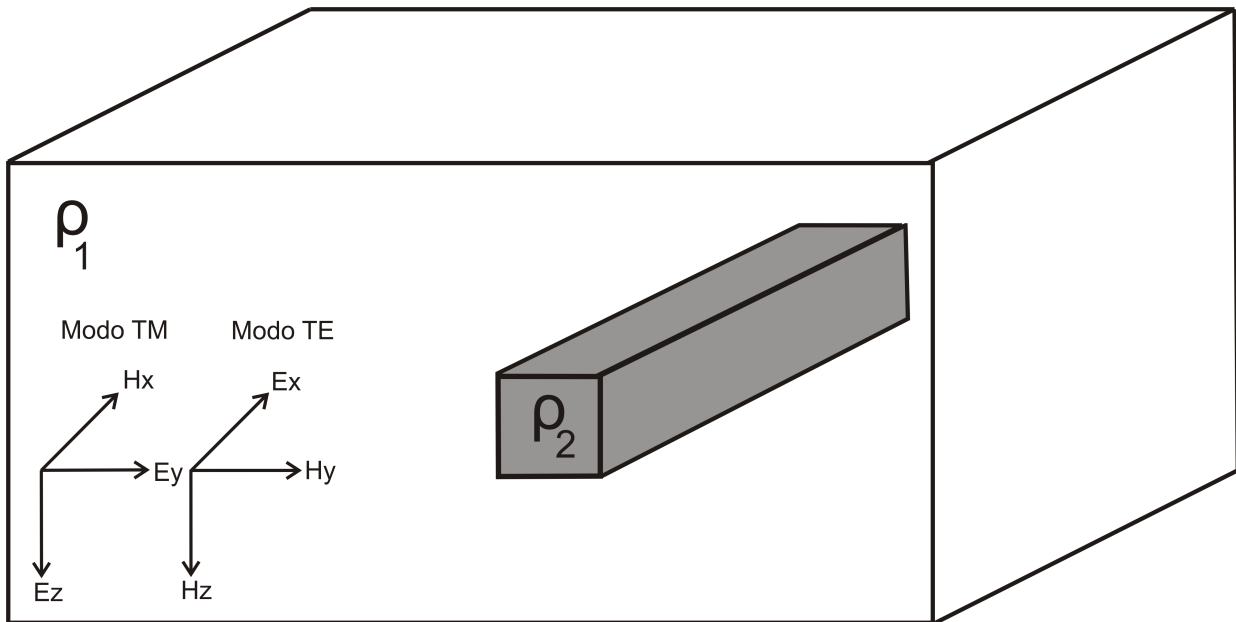


Figura 2.3: Ilustração esquemática da Terra 2-D com $\rho_1 > \rho_2$. Suponha que o prisma condutor se estenda infinitamente na direção x e o *strike* geolétrico esteja alinhado com a direção x. Enquanto no modo TE a corrente elétrica flui paralelamente ao *strike*, no modo TM a corrente flui perpendicularmente ao *strike*.

$$\mathbf{Z}(\omega) = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & 0 \end{bmatrix}. \quad (2.33)$$

No caso de uma estrutura com resistividade 2-D variando na direção y e na profundidade z , o campo EM polarizado pode ser decomposto em dois modos distintos (Figura 2.3):

- *Transversal Electric* (TE) - o campo elétrico é polarizado paralelamente ao strike geoeletrico e o campo magnético tem componentes H_y e H_z . A impedância é definida pelos componentes E_x e H_y .
- *Transversal Magnetic* (TM) - o campo magnético é polarizado paralelamente ao strike geoeletrico e a corrente elétrica flui através dos contrastes de resistividade. Nesse caso, a impedância é calculada com os componentes E_y e H_x .

2.4.3 A Terra 3-D

No caso da Terra tridimensional, o tensor de impedância geralmente tem todos os componentes não nulos e diferentes entre si. Isso ocorre porque a resistividade varia nas três direções e a direção do strike geoeletrico não é bem definida. Como as equações de Maxwell não podem ser dissociadas nas duas polarizações independentes, os modos TE e TM não estão definidos nesse caso:

$$\mathbf{Z}(\omega) = \begin{bmatrix} Z_{xx}(\omega) & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & Z_{yy}(\omega) \end{bmatrix}. \quad (2.34)$$

2.5 Distorções

Variações nas características topográficas e acúmulo de carga elétrica nos limites de estruturas próximas à superfície podem causar distorções galvânicas. A direção e a magnitude dos campos elétrico e magnético podem ser alterados significativamente à medida que as correntes elétricas induzidas fluem através dessas estruturas. Essas distorções galvânicas podem fazer com que um tensor de impedância 1-D ou 2-D apareça como 3-D, complicando a análise dos dados. *Static shifts*, distorções estáticas, são um tipo de distorção galvânica que altera a amplitude do campo elétrico medido e resulta em curvas de resistividades aparente deslocadas ao longo de toda a banda de frequências. Vários métodos para a correção da distorção estática foram publicados (Pellerin e Hohmann, 1990; Jones, 1988; Watts et al., 2013).

2.6 As Funções de Transferência do Campo Magnético Vertical e o *Tipper*

Quando campos magnéticos verticais são diferentes de zero, isso pode ser um indicativo de distribuição de resistividade 2-D ou 3-D. No entanto, em latitudes geográficas mais próximas do eletrojato auroral, alguns casos podem apresentar ondas não-planas resultando em um campo magnético vertical diferente de zero, mesmo para estruturas 1-D (Jones e Spratt, 2002).

O *tipper* é uma função de transferência que relaciona o campo vertical magnético medido aos campos magnéticos horizontais, e é definido como:

$$H_z(\omega) = [T_{zx}(\omega) \quad T_{zy}(\omega)] \begin{bmatrix} H_x(\omega) \\ H_y(\omega) \end{bmatrix}, \quad (2.35)$$

onde T_{zx} e T_{zy} são os componentes do *tipper* derivados de cada polarização do campo magnético horizontal. Esses componentes são funções complexas da frequência. Os vetores de indução são representações gráficas do *tipper* em um determinado ponto de observação, e são plotadas em suas componentes x e y na forma (Vozoff, 1991):

$$I_x = \frac{H_z}{H_x}, \quad I_y = \frac{H_z}{H_y}. \quad (2.36)$$

Esses vetores, quando plotados na convenção de Parkinson, podem apontar para as zonas condutoras (Parkinson, 1959). A magnitude do vetor de indução está relacionada com a intensidade do fluxo de corrente elétrica nos condutores que produzem o campo magnético vertical. Os dados de campos magnéticos vertical na forma de vetores de indução podem complementar a análise de dimensionalidade, ajudando a determinar a direção do strike geoeletrico.

3

METODOLOGIA APLICADA

3.1 Aquisição de Dados Magnetotelúricos

Os levantamentos magnetotelúricos envolvem a medida simultânea de cinco componentes do campo eletromagnético: dois componentes ortogonais do campo elétrico (x , y) e três componentes ortogonais do campo magnético (x , y e z). Um levantamento MT requer contato direto com o solo, o que pode tornar a aquisição lenta e relativamente complicada em terrenos muito acidentados. Os componentes do campo elétrico, E_x e E_y , são medidos entre dois eletrodos não-polarizáveis, geralmente à base de $Pb - PbCl_2$, em uma configuração cruzada, separados por uma distância de aproximadamente 100 m e enterrados a uma profundidade em torno de 50 cm (Figura 3.1). É comum acrescentar água nos furos para facilitar o contato entre o terreno e os eletrodos mas, além disso, devido a aridez da área estudada, acrescentou-se bentonita afim de manter a umidade por mais tempo e garantir a qualidade da aquisição. A variação do campo elétrico é determinada através da medida da variação na diferença de potencial entre os pares ortogonais de eletrodos.

Para o registro do campo geomagnético, os magnetômetros são escolhidos de acordo com intervalo de frequência (profundidade alvo) de interesse. O magnetômetro do tipo fluxgate faz registro em frequências mais baixas ($< 10^1$ Hz). Já para registro em banda larga, de frequências geralmente de 100 Hz a 10^{-2} Hz, os magnetômetros empregados são os do tipo bobinas de indução. As bobinas são enterradas para evitar incidências solares e movimentação devido à fatores externos. Por praticidade, a direção x é usualmente alinhada com o norte magnético. Neste levantamento, as três componentes do campo magnético, H_x , H_y e H_z , foram medidas com bobinas de indução.

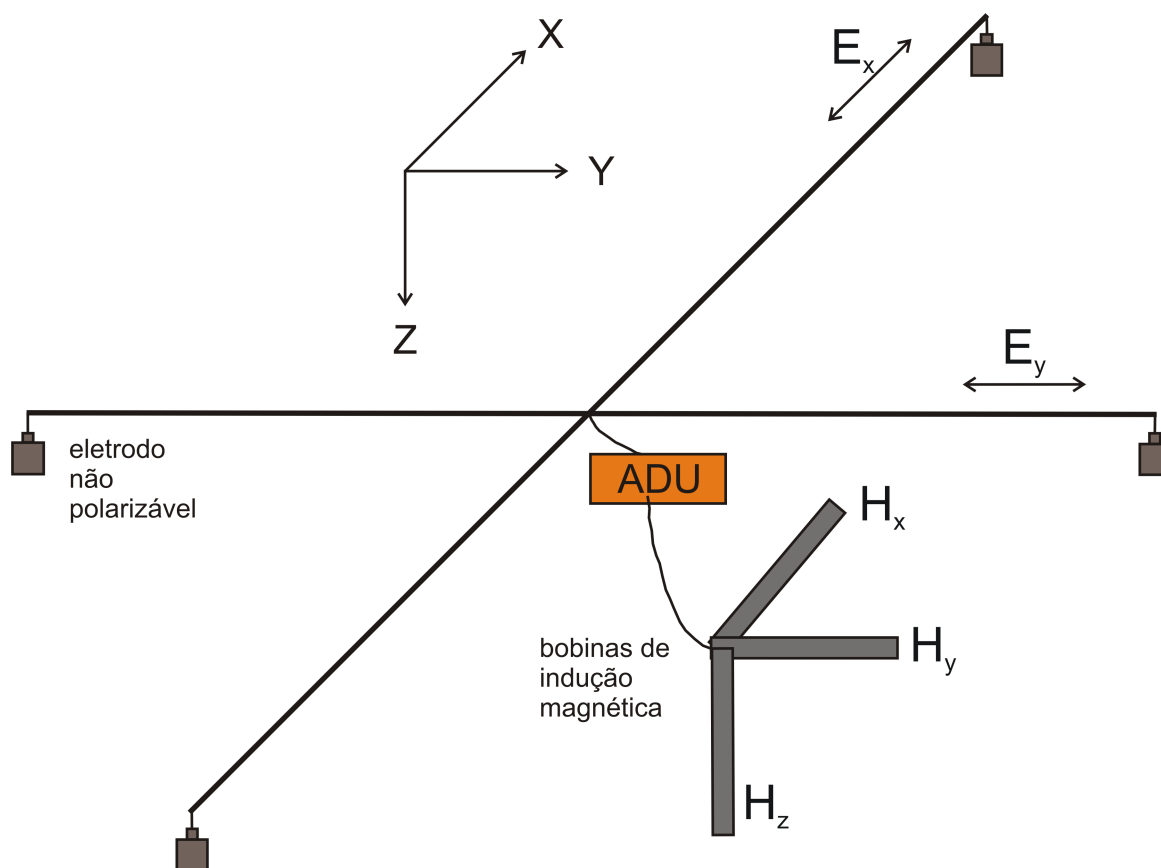


Figura 3.1: Em uma típica estação de aquisição MT de banda larga, o campo elétrico é medido em dipolos elétricos de 100 m nas direções x e y e o campo magnético é medido em três bobinas de indução enterradas nas direções x, y e z. A direção x é geralmente alinhada com o norte magnético.

O levantamento MT para aquisição de dados em Santa Marta foi realizado em Outubro/2019 com o auxílio dos técnicos do Grupo Geoma do INPE. Neste estudo, foram adquiridas 17 estações, sendo 14 dispostas dentro da estrutura e 3 na região externa da estrutura. O espaçamento entre os pontos de aquisição foi irregular, variando entre 300 m e 4700 m. A aquisição MT foi limitada à estradas de terra e trilhas disponíveis na região, visto que a topografia irregular dificultou o acesso à todas as áreas da estrutura. Em particular, implantamos poucas estações nas porções norte e leste de Santa Marta.

O equipamento utilizado na aquisição de dados MT foi o receptor ADU-07 da Metronix e para aquisição das componentes do campo magnético foram utilizadas bobinas de indução do tipo MFS-06, também da Metronix. Durante a aquisição, foram determinadas taxas de amostragem em 512 Hz, 256 Hz e 128 Hz e tempo de aquisição em cada ponto entre 5 e 16h.

3.2 Processamento de Dados

Na etapa do processamento dos dados, obtemos o tensor de impedância através das séries temporais das componentes dos campos elétricos e magnéticos. Nesse processo, os espectros dos sinais eletromagnéticos são calculados para obter, em seguida, por regressão linear uma estimativa para o tensor.

Os dados das séries temporais medidas foram pré-processados seguindo parte do fluxograma de processamento utilizado pelo grupo GEOMA da Divisão de Geofísica Espacial do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) (Figura 3.2). Aqui, foi adotado o código de Egbert (1997) que faz uso de uma técnica robusta. Os métodos robustos se mostram mais insensíveis à presença de ruídos nos dados em relação às outras técnicas como mínimos quadrados. A técnica faz uso do processo iterativo de mínimos quadrados ponderados e estima os pesos a partir da análise de resíduos entre os valores medidos e esperados do campo. O processo envolve repetidas interações até a convergência da função.

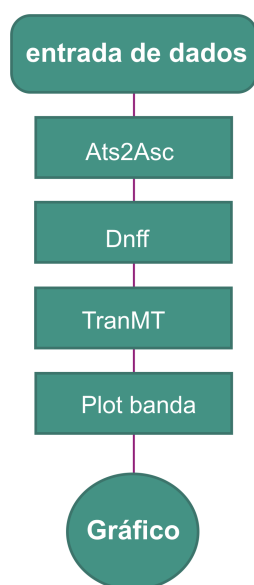


Figura 3.2: Fluxograma de processamento.

Antes do início desse processamento, é necessário realizar a conversão dos dados de entrada (séries temporais dos campos) de formato binário .ats do fabricante para o formato .asc. Isso é importante, pois o código de processamento adotado requisita que os dados estejam em formato de arquivo de texto. As séries temporais são processadas no domínio da frequência, mas são adquiridos no domínio do tempo. Isso faz necessário o uso de mecanismos de conversão como a Transformada de Fourier.

O pacote de processamento inclui as subrotinas Dnff e TranMT (Egbert, 1997). A su-

brotrina Dnff faz a análise espectral dos dados para obter os coeficientes de Fourier das séries temporais dos componentes eletromagnéticos. Aqui, a série temporal é segmentada em janelas cujos tamanhos são definidos de acordo com o maior período que se deseja extrair e a resolução das estimativas. A qualidade do processamento pode variar de uma janela para outra, assim, aplica-se valores de janelas diferentes para uma mesma banda de frequência. Tipicamente, cada banda possui uma ou duas janelas específicas, mas eventualmente é possível aplicar outras janelas para obter resultados mais eficientes quando há presença de ruídos. A subrotina TranMT usa os coeficientes de Fourier gerados na etapa anterior para estimar os elementos do tensor de impedância. As curvas de resistividade aparente e fase são construídas com as respostas mais consistentes de cada banda que resultam em curvas contínuas e suaves com a variação do período do sinal. Durante a aquisição de dados, os níveis de ruído eram geralmente baixos resultando em dados de boa qualidade na maioria das estações.

Após a etapa de processamento com algoritmo de Egbert, a consistência física das estimativas de resistividade e fase de cada estação foi verificada e as curvas geradas foram suavizadas usando o algoritmo D^+ (Parker, 1983; Parker e Whaler, 1981; Beamish e Travassos, 1992) dentro do pacote de software WinGlink. O D^+ gera modelos de condutividade que minimizam os desajustes das curvas e são consistidos por funções delta aonde considera-se um semi-espaco perfeitamente isolante contendo um número finito de camadas idealmente finas, cada uma com uma condutância finita. Os *outliers* e pontos inconsistentes foram removidos do conjunto de dados antes da análise e do processo de inversão.

3.3 Análise de Dimensionalidade

O tensor de impedância varia com a dimensionalidade das estruturas em subsuperfície. Existem algumas variedades de métodos para determinar a dimensionalidade e a direção do strike geolelétricos dos dados MT. Entre eles, podemos citar:

3.3.1 Tensor de Fase

O tensor de fase foi proposto por Caldwell et al. (2004) e é útil como uma ferramenta na determinação da dimensionalidade e do *strike* dos dados magnetotelúricos. O tensor de fase é definido como a razão entre os componentes reais e componentes imaginários do tensor de impedância elétrica complexo:

$$\Phi = \begin{pmatrix} Re(\mathbf{Z}) \\ Im(\mathbf{Z}) \end{pmatrix} = \begin{bmatrix} \varphi_{11} & \varphi_{12} \\ \varphi_{21} & \varphi_{22} \end{bmatrix}. \quad (3.1)$$

Se a Terra tem uma estrutura de resistividade 1-D ou 2-D, então os componentes reais e imaginários do tensor de impedância são anti-diagonais. Os elementos anti-diagonais do tensor de impedância são usados para calcular os componentes diagonais do tensor de fase, assim os principais elementos da matriz são φ_{11} e φ_{22} . A impedância calculada é um número complexo, podendo ser representada da forma $\mathbf{Z} = X + iY$, ou ainda, para impedância regional $\mathbf{Z}_R = X_R + iY_R$. O tensor de fase não é afetado por distorções galvânicas e representa a relação de fase inalterada entre os campos elétrico e magnético.

Groom e Bailey (1989) sugerem que o campo elétrico pode ser representado por uma combinação do campo elétrico regional E_R e por um fator de distorção \mathbf{D} . Na forma de matrix isso é expresso como:

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \mathbf{D} \begin{bmatrix} E_{xR} \\ E_{yR} \end{bmatrix}. \quad (3.2)$$

Se o fator de distorção \mathbf{D} é aplicado em Z_R , nós teremos:

$$\varphi = X^{-1}Y = (\mathbf{D}X_R)^{-1}(\mathbf{D}Y_R) = X_R\mathbf{D}^{-1}Y_RX_R^{-1}Y_R = \varphi_R. \quad (3.3)$$

Assim, os tensores de fase regionais e tensores de fase distorcidos são iguais, mostrando que distorções como a distorção galvânica não afeta o tensor de fase. Perto da superfície, heterogeneidades condutivas locais podem afetar os dados de magnetotélúricos distorcendo a onda EM medida, mas sendo o campo elétrico regional amplamente constante ao longo da extensão da heterogeneidade, então a relação de fase é preservada (Caldwell et al., 2004). Essa é a base do uso das informações de fase dos campos EM medidos.

Existem três variáveis que definem o tensor de fase, elas podem ser usadas para exibi-lo graficamente como uma elipse. As magnitudes de φ_{max} e φ_{min} representam o valores máximo e mínimo dos elementos diagonais do tensor de fase, e o ângulo de inclinação β mede a assimetria do tensor de fase. O ângulo de inclinação (*angle skew*) é definido como:

$$\beta = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{\varphi_{12} - \varphi_{21}}{\varphi_{11} + \varphi_{22}} \right). \quad (3.4)$$

Um tensor de impedância anti-diagonal 1-D ou 2-D resultará em um tensor de fase puramente diagonal, resultando em um ângulo de inclinação igual zero. A inclinação sozinha não é capaz de distinguir estruturas de resistividade 1-D e 2-D. Valores baixos de inclinação são

características comuns, mas não diagnósticas, de estruturas resistivas com dimensionalidade baixa.

A visualização gráfica do tensor de fase de Caldwell et al. (2004) é apresentada na Figura 3.3. Os eixos principais e secundários do tensor de fase são os valores da matriz diagonal encontrados a partir da decomposição da matriz do tensor de fase. Para dados 1-D, a elipse será um círculo. Se a estrutura apresentar uma resistividade diferente em duas direções ortogonais, o tensor de fase será plotado como uma elipse com elipsidade em função entre φ_{max} e φ_{min} . A orientação da elipse será definida por α , que é dependente ângulo do tensor de fase.

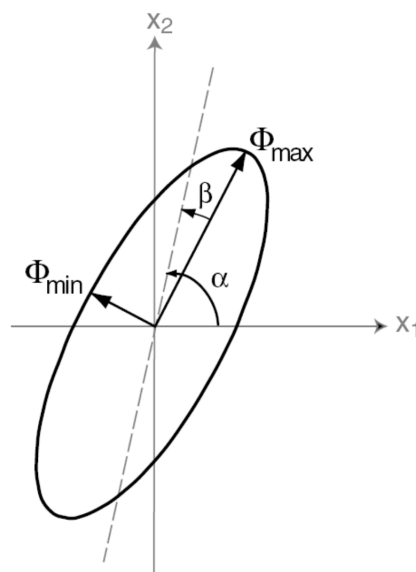


Figura 3.3: Elipse representando o tensor de fase.

3.3.2 WALDIM

O WALDIM (Marti et al., 2009) é um código escrito em linguagem FORTRAN usado na descrição da dimensionalidade para cada estação individualmente e em diferentes faixas de frequências, ajudando também a determinar a variação do *strike* geoeletrico e parâmetros de distorção para a correção dos dados antes da modelagem.

A dimensionalidade das estruturas é baseada nos invariantes rotacionais do Tensor Magnetotelúrico $M(\omega)$, que é definido em função do Tensor de Impedância $\mathbf{Z}(\omega)$. Assim:

$$\mathbf{M}(\omega) = \frac{1}{\mu} \mathbf{Z}(\omega). \quad (3.5)$$

Analogamente à equação 2.20, temos que:

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} M_{xx} & M_{xy} \\ M_{yx} & M_{yy} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} B_x \\ B_y \end{bmatrix}. \quad (3.6)$$

O conjunto de escalares calculados a partir do Tensor MT que não variam se ocorrer uma rotação neste tensor são denominados invariantes rotacionais. Ao aplicar uma rotação (R_θ) dos eixos x e y no sentido da mão direita na equação 3.6, ao redor do eixo Z (vertical), representada por:

$$\mathbf{R}_\theta = \begin{bmatrix} \cos(\theta) & \sin(\theta) \\ -\sin(\theta) & \cos(\theta) \end{bmatrix}, \quad (3.7)$$

onde o tensor MT rotacionado é dado por:

$$\mathbf{M}(\omega) = \begin{bmatrix} \xi_1 + \xi_3 & \xi_2 + \xi_4 \\ \xi_2 - \xi_4 & \xi_1 - \xi_3 \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \eta_1 + \eta_3 & \eta_2 + \eta_1 \\ \eta_2 - \eta_1 & \eta_1 - \eta_3 \end{bmatrix}, \quad (3.8)$$

em que:

$$\xi_1 + i\eta_1 = \frac{1}{2}(M_{11} + M_{22}), \quad (3.9)$$

$$\xi_2 + i\eta_2 = \frac{1}{2}(M_{22} + M_{21}), \quad (3.10)$$

$$\xi_3 + i\eta_3 = \frac{1}{2}(M_{11} + M_{22})e \quad (3.11)$$

$$\xi_4 + i\eta_4 = \frac{1}{2}(M_{12} + M_{21}). \quad (3.12)$$

As componentes de ξ_i e η_i , são as componentes reais e imaginárias, respectivamente, do tensor magnetotelúrico. Além desses componentes, os invariantes rotacionais também estão em função das constantes adimensionais d_{ij} e s_{ij} , onde $i, j = 1, 2, 3, \dots$:

$$d_{ij} = \frac{\xi_i \eta_j - \xi_j \eta_i}{(\xi_4^2 + \xi_1^2)^{\frac{1}{2}} (\eta_4^2 + \eta_1^2)^{\frac{1}{2}}}, \quad (3.13)$$

$$s_{ij} = \frac{\xi_i \eta_j + \xi_j \eta_i}{(\xi_4^2 + \xi_1^2)^{\frac{1}{2}} (\eta_4^2 + \eta_1^2)^{\frac{1}{2}}}. \quad (3.14)$$

Assim, os invariantes são determinados por Weaver et al. (2000) como:

$$I_1 = (\xi_2^2 + \xi_3^2)^{\frac{1}{2}}, \quad (3.15)$$

$$I_2 = (\eta_2^2 + \eta_3^2)^{\frac{1}{2}}, \quad (3.16)$$

$$I_3 = \frac{(\xi_2^2 + \xi_3^2)^{\frac{1}{2}}}{I_1}, \quad (3.17)$$

$$I_4 = \frac{(\eta_2^2 + \eta_3^2)^{\frac{1}{2}}}{I_2}, \quad (3.18)$$

$$I_5 = s_{41}, \quad (3.19)$$

$$I_6 = d_{41}, \quad (3.20)$$

$$I_7 = \frac{d_{41} - d_{23}}{[(d_{12} - d_{34})^2 + (d_{13} + d_{24})^2]^{\frac{1}{2}}}, e \quad (3.21)$$

$$Q = [(d_{12} - d_{34})^2 + (d_{13} + d_{24})^2]^{\frac{1}{2}}. \quad (3.22)$$

A tabela 3.1 mostra os valores dos invariantes relacionados à cada dimensionalidade de estrutura. Modificado de Caldwell et al. (2004).

Tabela 3.1: Critérios de dimensionalidade de acordo com os valor dos invariantes rotacionas do Tensor MT

Invariante	Dimensionalidade geolétrica
$I_3 = I_4 = I_5 = I_6 = 0$	1D
$I_3 \neq 0$ ou $I_4 \neq 0$; $I_5 = I_6 = D$; $I_7 = 0$ ou $Q = 0$ ($\xi_4 \neq 0$ e $\eta_4 \neq 0$)	2D
$I_3 \neq 0$ ou $I_4 \neq 0$; $I_5 \neq 0$; $I_6 = 0$; $I_7 = 0$	3D/2D twist (2D afetado por distorção Galvânica)
$I_3 \neq 0$ ou $I_4 \neq 0$; $I_5 \neq 0$; $I_6 = 0$; $Q = 0$	3D/1D 2D (Distorção Galvânica sobre uma estrutura 1D ou 2D)
$I_3 \neq 0$ ou $I_4 \neq 0$; $I_5 = I_6 = D$; $I_7 = 0$ ou $Q = 0$ ($\xi_4 = 0$ e $\eta_4 = 0$)	3D/1D 2D diag (Distorção Galvânica sobre uma estrutura 1D ou 2D resultando em um tensor MT diagonal)
$I_3 \neq 0$ ou $I_4 \neq 0$; $I_5 \neq 0$; $I_6 \neq 0$; $I_7 = 0$	3D/2D (Caso geral de uma distorção Galvânica sobre uma estrutura 2D)
$I_7 \neq 0$	3D Com ou sem distorção Galvânica

3.4 Inversão MT

Os dados geofísicos são modelados e interpretados de duas maneiras, pela modelagem direta e pela modelagem inversa. No método direto, os parâmetros do modelo geofísico que descreve a geologia em subsuperfície, são estimados com base em informações pré-existentes sobre sua geometria e propriedades físicas. A avaliação desse modelo é realizada em função da mínima discrepância entre os dados geofísicos calculados a partir desse modelo e os observados. Já no método inverso, assume-se um modelo da subsuperfície gerado automaticamente a partir dos dados observados. Trata-se de um processo totalmente automático, que as vezes permite a inserção de um modelo inicial simplificado do meio e cuja avaliação também passa pela minimização dos desvios entre as respostas calculadas e observadas.

Em um levantamento magnetotelúrico, as curvas de resistividade aparente e fase em função da frequência, são posteriormente invertidas para fornecer modelos da variação de resistividade em função da profundidade. Assim, os parâmetros do modelo teórico são modificados até que haja uma boa convergência entre dos dados calculados e observados, esperando que o modelo resultante represente uma boa estimativa das estruturas verdadeiras que compõe o meio real. Nesse trabalho nós efetuamos análises de dimensionalidade após a etapa de processamento de dados, seguidas de uma abordagem unidimensional e tridimensional na inversão dos dados MT de Santa Marta. Os resultados foram usados para a identificação dos domínios resistivos dentro da estrutura, bem como a suas respectivas extensões.

3.4.1 Inversão MT 1D

A inversão 1D foi realizada com o código denominado *OCCAM* nos dados MT das estações localizadas na área externa à Santa Marta. O *OCCAM* é um método de inversão suave, inicialmente proposto por Constable et al. (1987), onde o processo procura o modelo mais simples possível que se ajuste aos dados medidos dentro de uma margem de erro determinada pelo usuário. Para isso, o algoritmo implementa um vínculo na minimização dos erros quadráticos em termos da rugosidade do modelo, que é descrito por:

$$R_1 = \int \left(\frac{dm}{dz} \right)^2 dz \quad (3.23)$$

ou ainda:

$$R_2 = \int \left(\frac{d^2m}{dz^2} \right)^2 dz \quad (3.24)$$

Assim, o modelo suave calculado é descrito pela equação:

$$\mathbf{m}^{k+1} = [(\mathbf{WA}^T)(\mathbf{WA}) + \Gamma(\mathbf{D}^T)(\mathbf{D})]^{-1}(\mathbf{WA}^T)[(\mathbf{Wy})(\mathbf{WA})\mathbf{m}^k] \quad (3.25)$$

onde \mathbf{m} é a resistividade, \mathbf{m}_{k+1} é a correção do parâmetro do modelo \mathbf{m} na k-ésima iteração, \mathbf{D} é a matriz suavidade, \mathbf{A} é a matriz sensibilidade, \mathbf{W} é a matriz pesos e Γ é o parâmetro de regularização (Constable et al., 1987).

Os resultados da inversão 1D são úteis na determinação de espessuras de camadas em profundidade, bem como para presumir composições sedimentares tendo como base a resistividade dos estratos.

3.4.2 Inversão MT 3D

O processo de inversão 3D dos dados MT foi realizado durante o período na Universidade de Alberta, Canadá, com o grupo de MT daquela instituição. Para a modelagem inversa tridimensional da distribuição de resistividade da estrutura de Santa Marta, foi utilizado o pacote de inversão ModEM 3-D (*modular system for inversion of electromagnetic geophysical data*) desenvolvido por Egbert e Kelbert (2012) e Kelbert et al. (2014). O ModEM foi escrito em linguagem Fortran 95 e seu código aborda utilização do método numérico de diferenças finitas em malhas alternadas para a modelagem direta, a generalização dos cálculos de sensibilidade, o que permite a implementação de uma vasta gama de algoritmos de

inversão por métodos de gradiente, e a viabilização dos cálculos em múltiplas frequências, em função da paralelização dos algoritmos.

A solução do problema inverso MT 3D abrange uma abordagem baseada em gradiente pela minimização da penalidade funcional dada por:

$$\Phi(\mathbf{m}, \mathbf{d}) = [(\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m}))^T \mathbf{C}_d^{-1} (\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m}))] + \gamma [(\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)^T \mathbf{C}_m^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)] \quad (3.26)$$

onde Φ é a função de penalidade, \mathbf{m} é o vetor de parâmetro do modelo, \mathbf{d} é o vetor de dados, \mathbf{C}_d é a covariância do erro dos dados, $\mathbf{f}(\mathbf{m})$ é o mapeamento direto, \mathbf{m}_0 é o vetor de parâmetro do modelo anterior, γ é o parâmetro trade-off e \mathbf{C}_m é a covariância do modelo. Se desconsiderarmos as matrizes de covariância de dados e do modelo, a equação é reduzida para:

$$\Phi(\mathbf{m}, \mathbf{d}) = \mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m})^2 + \gamma(\mathbf{m}^2) \quad (3.27)$$

O ModEM 3-D usa um algoritmo de inversão de Gradiente Conjugado Não Linear (NLCG) (Egbert e Kelbert, 2012; Kelbert et al., 2014) que funciona de forma iterativa e apresenta vantagens em relação a outros métodos no que se refere a termos de memória computacional e tempo de processamento na busca de boas soluções para problemas de tamanho realístico. Este algoritmo busca a minimização da função objetivo $\bar{\Psi}$:

$$\bar{\Psi} = \bar{\Psi}_d + \gamma \bar{\Psi}_m. \quad (3.28)$$

onde $\bar{\Psi}_d$ é um funcional relacionado aos dados, $\bar{\Psi}_m$ é um funcional relacionado aos parâmetros do modelo e γ um parâmetro *trade-off* de balanceamento.

O funcional dos dados $\bar{\Psi}_d$ é definido como:

$$\bar{\Psi}_d = (\bar{d} - \bar{f}(\bar{m}))^T \bar{C}_d^{-1} (\bar{d} - \bar{f}(\bar{m})). \quad (3.29)$$

sendo \bar{d} o vetor de dados medidos, $\bar{f}(\bar{m})$ o vetor de dados calculados como resposta do modelo direto \bar{m} e \bar{C}_d é a matriz de covariância dos dados.

\bar{C} é uma matriz diagonal que contém o inverso do quadrado dos erros estimados dos dados medidos (e_i):

$$\bar{C}_d = \text{diag} \left(\frac{1}{e_i} \right) \quad (3.30)$$

Já o funcional dos parâmetros $\bar{\Psi}_m$ é definido por:

$$\bar{\Psi}_m = (\bar{m} - \bar{m}_p)^T \bar{C}_m^{-1} (\bar{m} - \bar{m}_p) \quad (3.31)$$

sendo \bar{m} o vetor do modelo de condutividade, p o vetor do modelo de condutividade a priori e \bar{C}_m a matriz de covariância dos parâmetros. Tal matriz de covariância funciona como um operador de suavidade que é aplicado entre os vetores \bar{m} e \bar{m}_p (Siripunvaraporn et al., 2005).

O parâmetro *trade-off* γ está vinculado ao operador de suavidade que trata dos desvios suavizados do modelo a priori \bar{m}_p na execução do mecanismo de busca do algoritmo. No trabalho de Egbert e Kelbert (2012), o cálculo do parâmetro γ e seu vínculo ao mecanismo de busca é baseado no algoritmo apresentado por Constable et al. (1987) para algoritmos do tipo Gauss-Newton, sendo posteriormente incorporado ao algoritmo de NLCG em Kelbert et al. (2014). No início do processo de inversão, o parâmetro de trade-off γ é usado na determinação do tamanho do passo de busca e na minimização do funcional dos dados. Conforme a inversão converge, γ é utilizado na minimização o funcional dos parâmetros enquanto mantém o valor de desajuste de dados quase constante. Assim, a inversão converge contendo pelo menos um mínimo local para o funcional dos parâmetros (norma do modelo) com γ sendo parte do processo de busca (Parker, 1983; Egbert e Kelbert, 2012).

Assim, o termo de regularização é definido como $\gamma^{-1} \bar{C}_m$ aonde a matriz de covariância do modelo de condutividade e o parâmetro γ são considerados. Reescrevendo a função objetivo (Equação 3.23):

$$\bar{\Phi} = [(\bar{d} - \bar{f}(\bar{m}))^T \bar{C}_m^{-1}] + \gamma [(\bar{m} - \bar{m}_p)^T \bar{C}_m^{-1} (\bar{m} - \bar{m}_p)] \quad (3.32)$$

Na inversão MT 3D, o problema das distorções galvânicas são resolvíveis pelo próprio processo em si, desde que tais distorções sejam consideradas pequenas de maneira que o refinamento do *grid* nas camadas mais superficiais não cause a criação de um número de parâmetros superiores a capacidade de processamento real.

4

RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 Curvas de Resistividade Aparente e Fase

As curvas de resistividade aparente e fase geradas na etapa de processamento descrita na seção 3.2 refletem a estrutura geológica das rochas dentro e fora de Santa Marta. As estações 10 e 13, que estão localizadas na região externa da estrutura (ver Figura 1.4), apresentam padrão semelhante nas curvas de resistividade e fase. Na Figura 4.1 as curvas de resistividade aparente apresentam decréscimo até a frequência de 10 Hz, apresentam um leve aumento até 1 Hz, passando novamente a exibir um novo padrão de decréscimo em sua extremidade final. Esse padrão pode indicar uma sequência formada por uma camada transicional, entre uma mais resistiva no topo e mais condutora em profundidade, que podem refletir a estrutura geológica das rochas pré-impacto. Essa zona de transição, entre 1 e 10 Hz, foi percebida também pela curva de fase que mostra um decréscimo de 45° até essa zona, e um crescimento até 70° após a mesma.

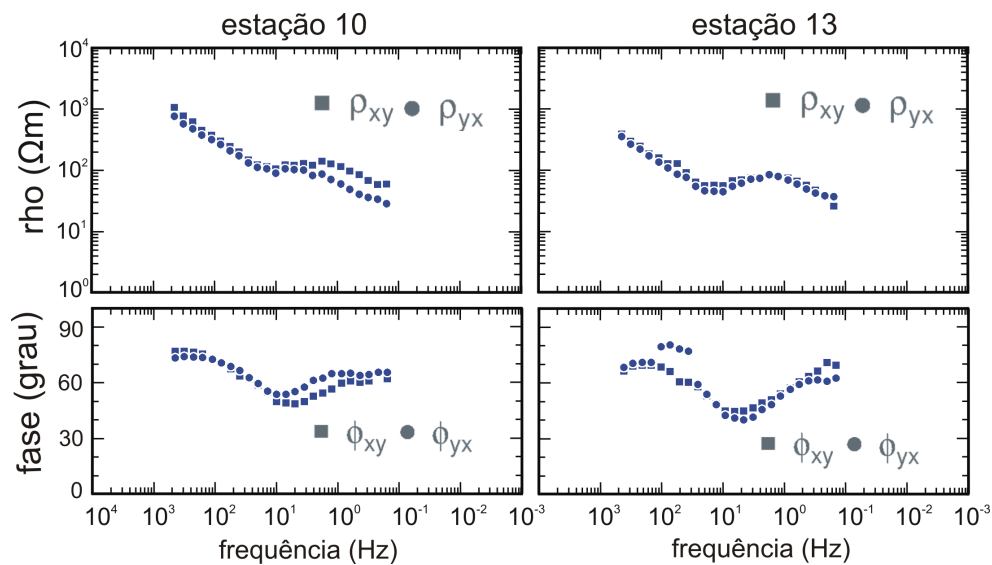


Figura 4.1: Curvas de resistividade e fase em função da frequência de estações externas à estrutura de impacto Santa Marta.

Os dados MT na bacia anular leste são representados pelas estações 7, 9 e 12. As curvas de resistividade aparente e fase destas das estações mostram um padrão bem variável, com pouca correspondência entre si (Figura 4.2)(Ver Apêndice). Isso é um indício de que este domínio estrutural é geologicamente complexo, no sentido de apresentar grandes variações na resistividade das camadas. A bacia anular oeste é representada pela estação 16 (Figura 4.3). Aqui a curva de resistividade aparente mostra uma relativa constância até ~ 80 Hz seguida de um suave crescimento até ~ 10 Hz, indicando camadas superficiais resistivamente mais homogêneas em relação à bacia anular leste, sem variações bruscas de uma camada para outra.

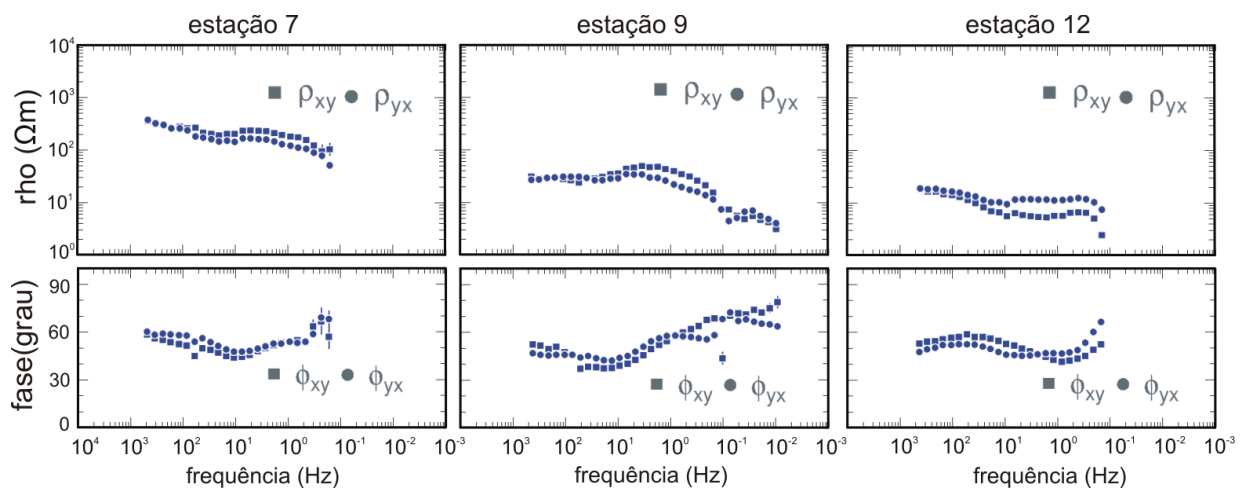


Figura 4.2: Curvas de resistividade e fase em função da frequência de estações (7, 9 e 12) localizadas na porção leste da bacia anular da estrutura de impacto de Santa Marta.

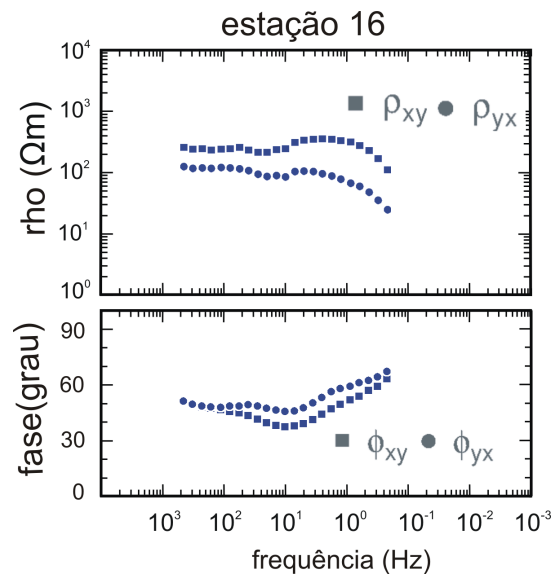


Figura 4.3: Curvas de resistividade e fase em função da frequência da estação 16 localizada na porção oeste da bacia anular da estrutura de impacto de Santa Marta.

Na elevação central, representada pela estação 15, a resistividade aparente diminui bruscamente até a frequência de 100 Hz (Figura 4.4). A partir desse ponto, a curva mostra um patamar aproximadamente constante, seguindo novamente de um brusco decrescimento. Esse padrão também é indicativo de uma gradual diminuição da resistividade com o aumento da profundidade.

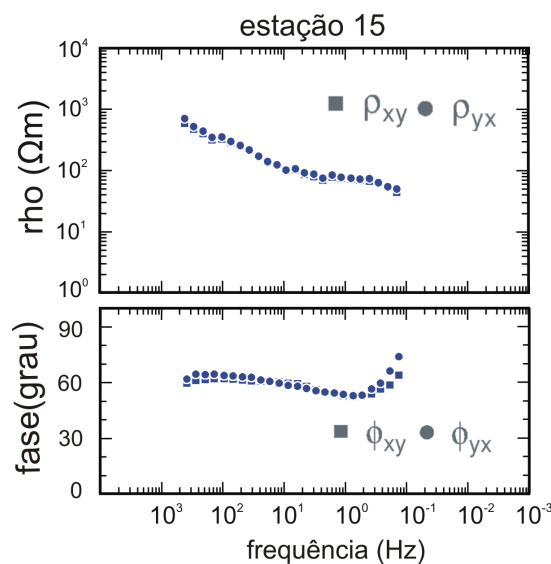


Figura 4.4: Curvas de resistividade e fase em função da frequência de estação 15 localizada na elevação central da estrutura de impacto Santa de Marta.

4.2 Avaliação da Dimensionalidade dos Dados

A análise da dimensionalidade dos dados foi realizada de duas formas: analisando o tensor de fase (Caldwell et al., 2004) e utilizando o código *WALDIM* (Marti et al., 2009).

Na análise do tensor de fase, os invariantes do tensor (valor mínimo, máximo e ângulo de inclinação β) são representados por eixos e cores de elipses em uma dada faixa de frequência. O alongamento das elipses alinhadas em concordância com a direção do fluxo preferencial da corrente elétrica pode ser útil para a definição da direção predominante do *strike* geoeletrico. Ângulos de inclinação β maiores que 3° sugerem estruturas complexas e tridimensionais. A aplicação dessa análise nos nossos dados mostram que em frequências muito altas (50 Hz) a distribuição de resistividade tem comportamento 3D, e para frequência menores, 10 Hz e 1 Hz, em estruturas mais profundas, a dimensionalidade é indefinida (Figura 4.5).

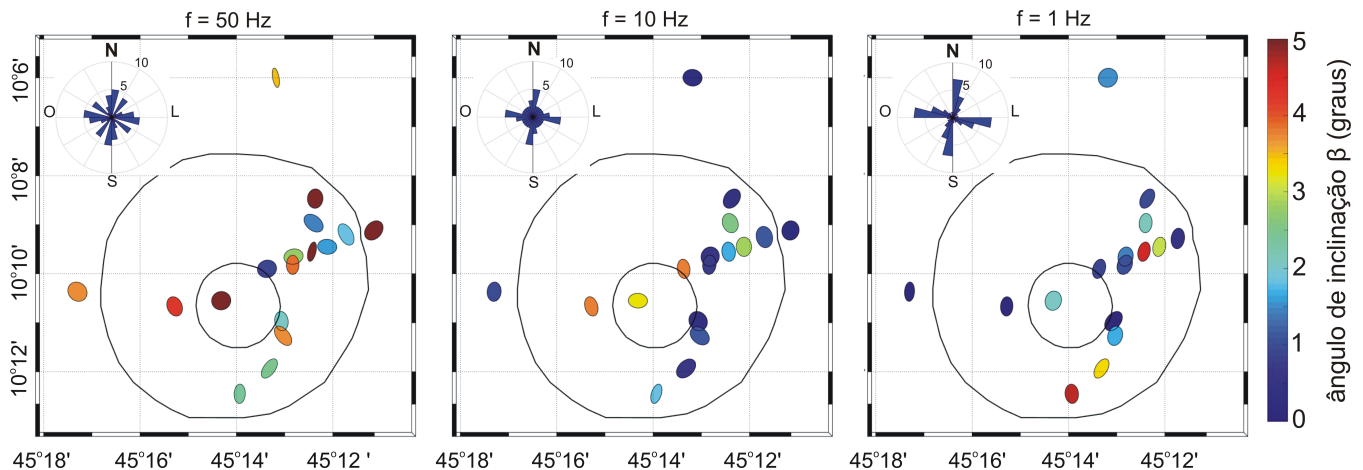


Figura 4.5: Mapa de elipses do tensor de fase de Santa Marta em três frequências. As rosetas no canto superior esquerdo das figuras fornecem informação da direção do *strike* nas faixas de frequências. Frequências acima de 1 Hz correspondem à penetração do sinal no máximo de 6 a 8 km na crosta superior.

O código *WALDIM* é baseado no estudo dos invariantes rotacionais do tensor magnetotélurico de Weaver et al. (2000). Essa técnica permite determinar a dimensionalidade dos dados por faixa de frequência em cada estação individualmente. A Figura 4.6 mostra que a maioria dos nossos dados foram classificados em 1D, 2D e 3D, com predominância do comportamento 3D em grande parte das estações. Os resultados mostram que para nossos dados existe uma predominância de 31,8% de estruturas 3D (cor vermelha), enquanto que o comportamento 2D apresentou 19,8% (cor azul claro) e 11,5% dos resultados são indeterminados (cor branca), que possivelmente indicam dados com ruído (Figura 4.6).

A análise com o código *WALDIM* corrobora com os resultados obtidos com a análise

do tensor de fase, o que reforça e justifica a necessidade de uma abordagem 3D para essa situação.

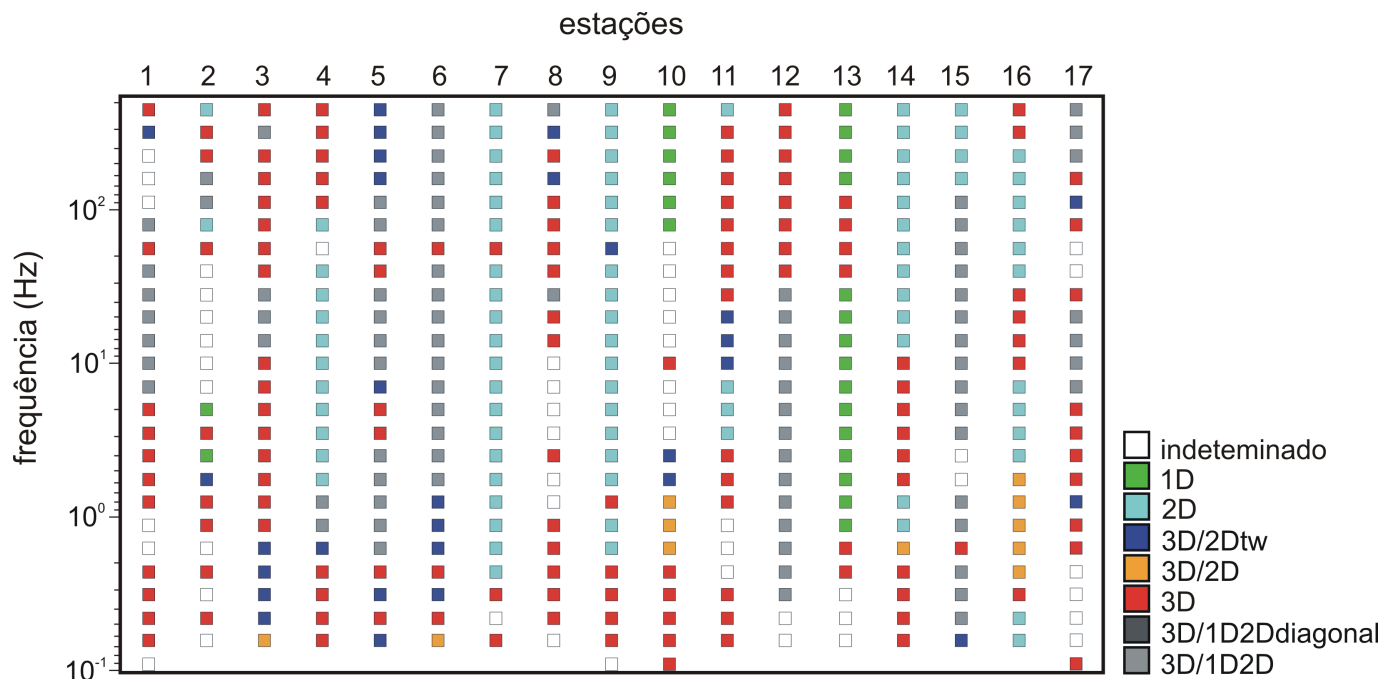


Figura 4.6: Gráfico de dimensionalidade por estação com base no Waldim em função do período.

4.3 Inversão MT Unidimensional

A análise de dimensionalidade mostra que as estações externas 10 e 13 (Figura 4.7), apresentam comportamento unidimensional para frequências mais altas (Figura 4.6). Esse comportamento é comumente relacionado à pacotes sedimentares em bacias. A Figura 4.8 mostra o resultado da inversão 1D realizada nesses dois pontos com o código *OCCAM* de Constable et al. (1987).

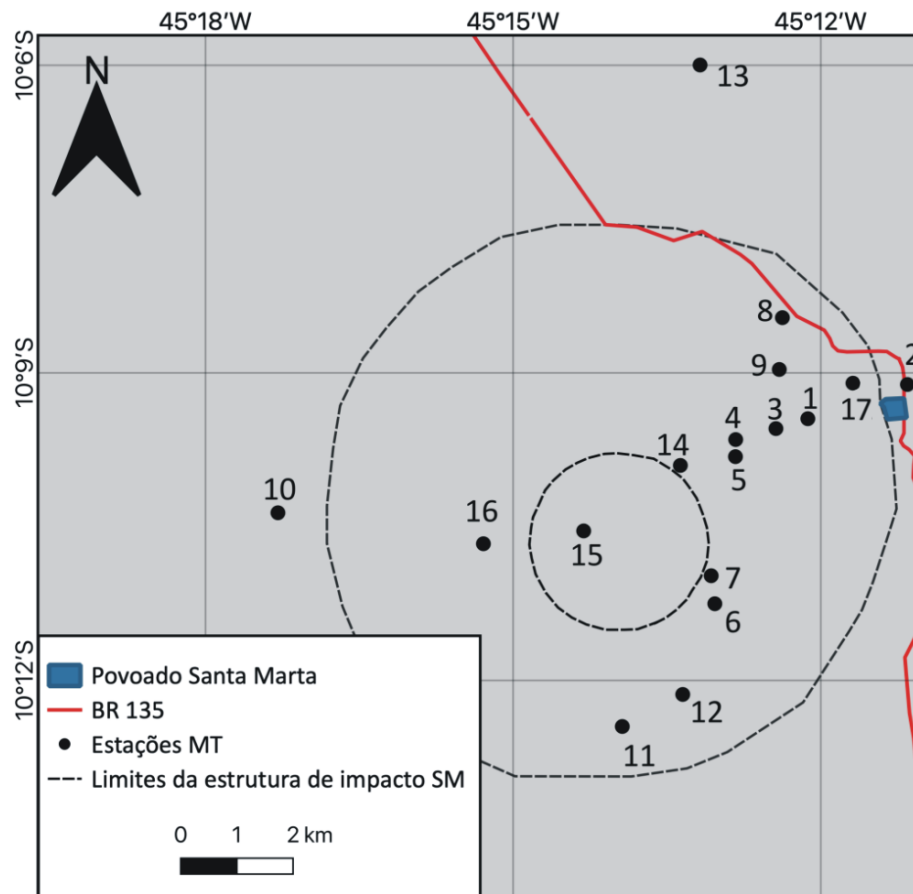


Figura 4.7: Distribuição das estações MT ao longo da estrutura Santa Marta

O *OCCAM* é um algoritmo de inversão 1D que procura o modelo mais suave e simples possível que se ajuste aos dados medidos dentro de uma margem de erro. Os resultados nas duas estações mostram padrões semelhantes no comportamento de resistividade. A camada mais superficial apresenta uma espessura de aproximadamente 100 m, seguida de uma outra camada mais espessa e consideravelmente menos resistiva ($\sim 20 \Omega.m$). Logo, a resistividade aumenta bruscamente novamente indicando a presença de uma camada com resistividade na faixa de 800 - 2500 $\Omega.m$. Estes resultados podem indicar como era a estrutura dos estratos sedimentares da região antes da ocorrência do impacto, evidenciando que a complexidade geológica dentro dos limites de Santa Marta está diretamente relacionada com a deformação provada pelo choque meteorítico.

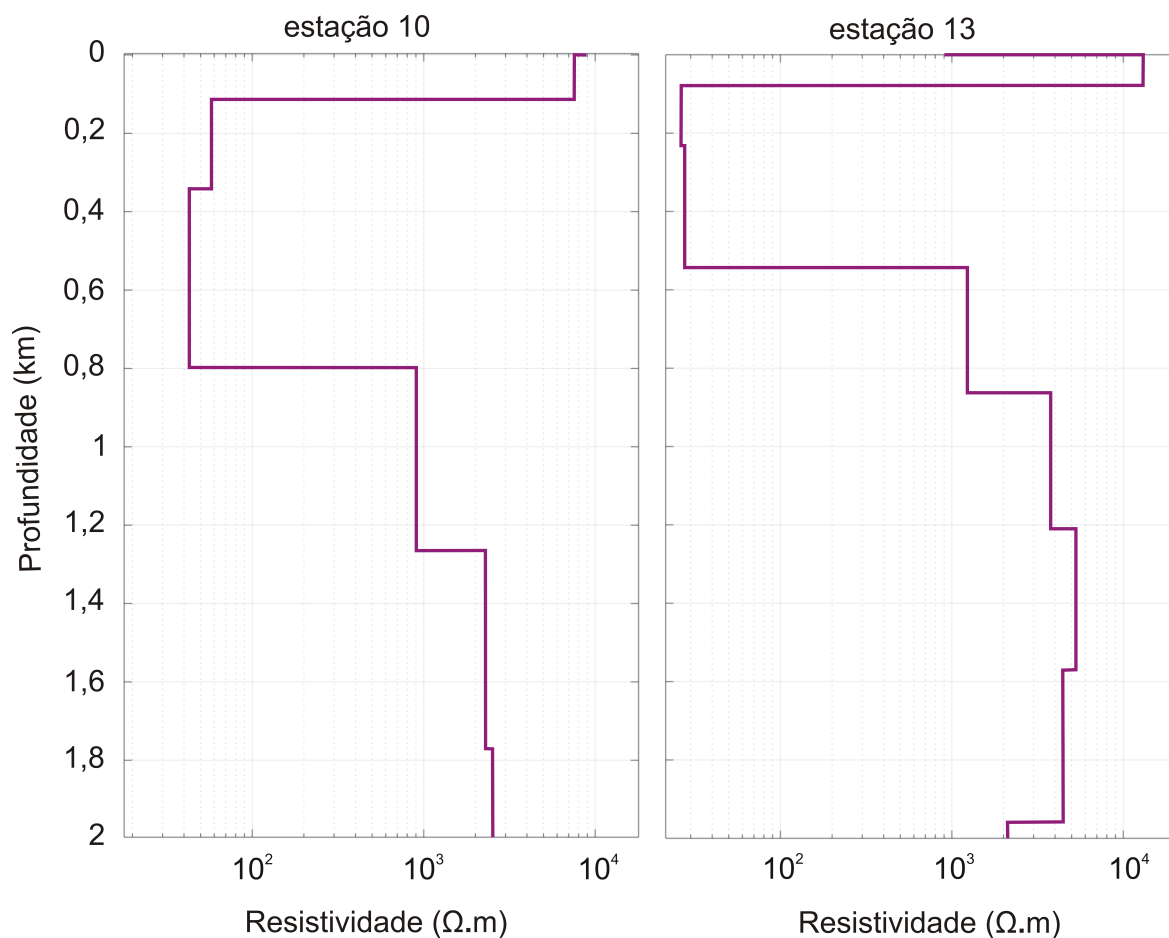


Figura 4.8: Inversão 1D dos dados das estações externas 10 e 13. Para a estação 10, o modelo gerado apresentou r.m.s igual a 0,49989 após 9 iterações. Para a estação 13, o modelo gerado apresentou r.m.s. igual a 0,49881 após 6 iterações.

4.4 Modelo Geométrico Tridimensional

Nesta etapa, mais de 20 inversões foram executadas aonde foram testados valores de parâmetros como covariância do modelo, erro mínimo da impedância e modelo de resistividade inicial. Em alguns modelos também foi incluída a topografia. Dentre os modelos mais consistentes foi possível observar uma semelhança e um mesmo padrão geral de resistividade.

Para o modelo apresentado, a inversão do ModEM utilizou um modelo de discretização com células 150 x 150 m. Nas bordas do *gridding*, as células foram aumentadas em largura e comprimento por um fator geométrico de 1,2. Na direção vertical z , determinou-se uma espessura de 10 m para a primeira camada, e um fator geométrico de 1,2 para a espessura das camadas subsequentes, tendo o modelo uma profundidade máxima de 7 km. Os 4 componentes do tensor de impedância na faixa de frequência 0,1 - 1000 Hz foram selecionados para a inversão com uma faixa de erro de 10% (diag) e 5% (off-diag). Os dados do *tipper*

não foram usados na inversão. O modelo de resistividade inicial foi determinado em um semiespaço de $100 \Omega.m$.

O desajuste inicial era de 9,10 e foi reduzido para 0,998 após 94 iterações. O parâmetro de covariância controla a suavidade do modelo e, neste caso, um valor de 0,4 foi usado.

A Figura 4.9 mostra os valores de erro r.m.s (Root Mean Square Error) dos dados MT medidos e calculados a partir da inversão 3D para estações individuais e por frequência. As curvas mostram um desajuste razoável e uniforme nas altas frequências e confirmam que a abordagem de inversão 3D foi apropriada para esses dados.

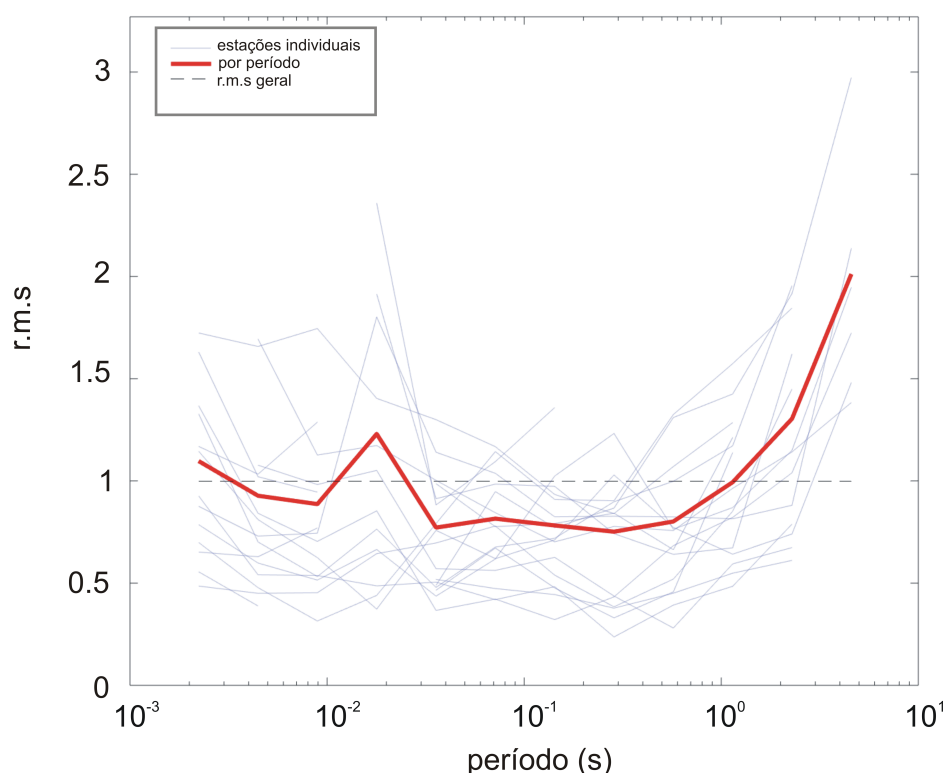


Figura 4.9: O desajuste da inversão para cada frequência é mostrado pela linha vermelha e o desajuste geral do modelo da inversão é mostrado na linha preta tracejada.

O modelo tridimensional gerado pela inversão é apresentado através de seções verticais, ao longo das direções N-S e E-O, e fatias horizontais, conforme as Figuras 4.10, 4.11 e 4.12. A partir da distribuição da condutividade, identificou-se estruturas resistivas, representadas pela letra “R”, e os corpos condutores, representados pela letra “C”. O modelo de inversão 3D mostra que os domínios condutivos apresentam valores entre 1 e $50 \Omega.m$, enquanto os domínios resistivos se encontram entre os valores 100 e $1000 \Omega.m$. Os primeiros 200 m do modelo são predominantemente resistivos. Sequentemente, sob as estações MT, é detectada uma camada condutiva entre 500 e 1000 m de profundidade nas porções leste e centro-sul da estrutura. Entre os 1000 e 2000 m de profundidade, uma camada resistiva está presente em

toda a extensão de Santa Marta. Um condutor de geometria irregular presente na porção sudeste da estrutura se estende entre 2 km e 5 km de profundidade. Baseado no estudo da estratigrafia das bacias na área de Santa Marta, sugere-se que as anomalias referem-se a: R1 - brechas de impacto e formações da Bacia Sanfranciscana; R2 - Embasamento da Bacia; C1 - formações da Bacia do Parnaíba; C2 - corpo condutor não identificado. Embora as Figuras 4.10, 4.11 e 4.12 sugiram que as áreas norte e oeste de Santa Marta sejam mais resistivamente homogêneas que as porções leste e sul, reconhece-se o que pequeno número de estações MT adquiridas e seu espaçamento irregular impediu a visualização da continuidade das camadas entre uma porção e outra. Fato que pode ser possivelmente averiguado a partir do aumento da distribuição de estações em futuras campanhas.

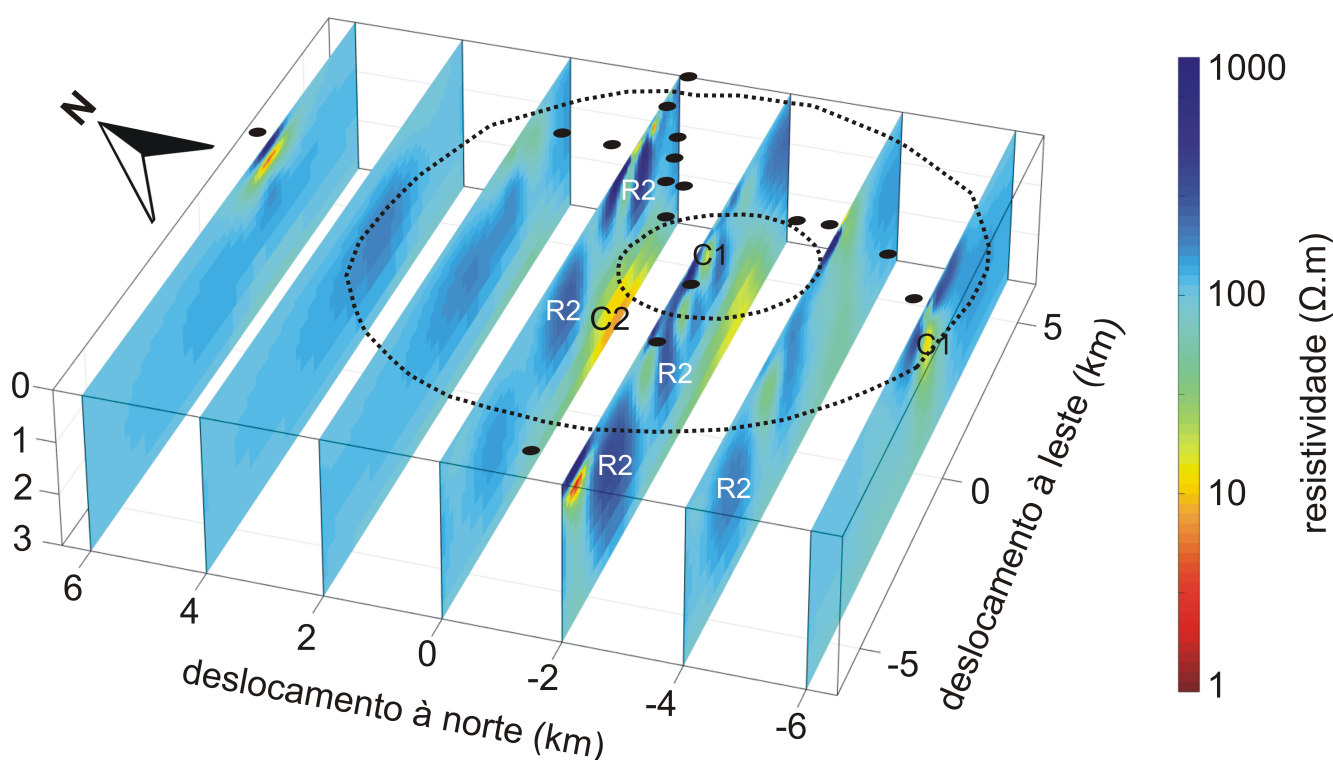


Figura 4.10: Resultado da inversão tridimensional dividida em fatias ao longo da direção Leste-Oeste. A circunferência tracejada externa mostra o limite da estrutura e a circunferência tracejada interna corresponde ao limite da elevação central. A localização das estações MT são representadas por pontos pretos. Os resistores e condutores são identificados por letras e representam as seguintes unidades geológicas - R2: Embasamento da Bacia do Parnaíba, C1: formações da Bacia do Parnaíba, C2: condutor profundo não identificado.

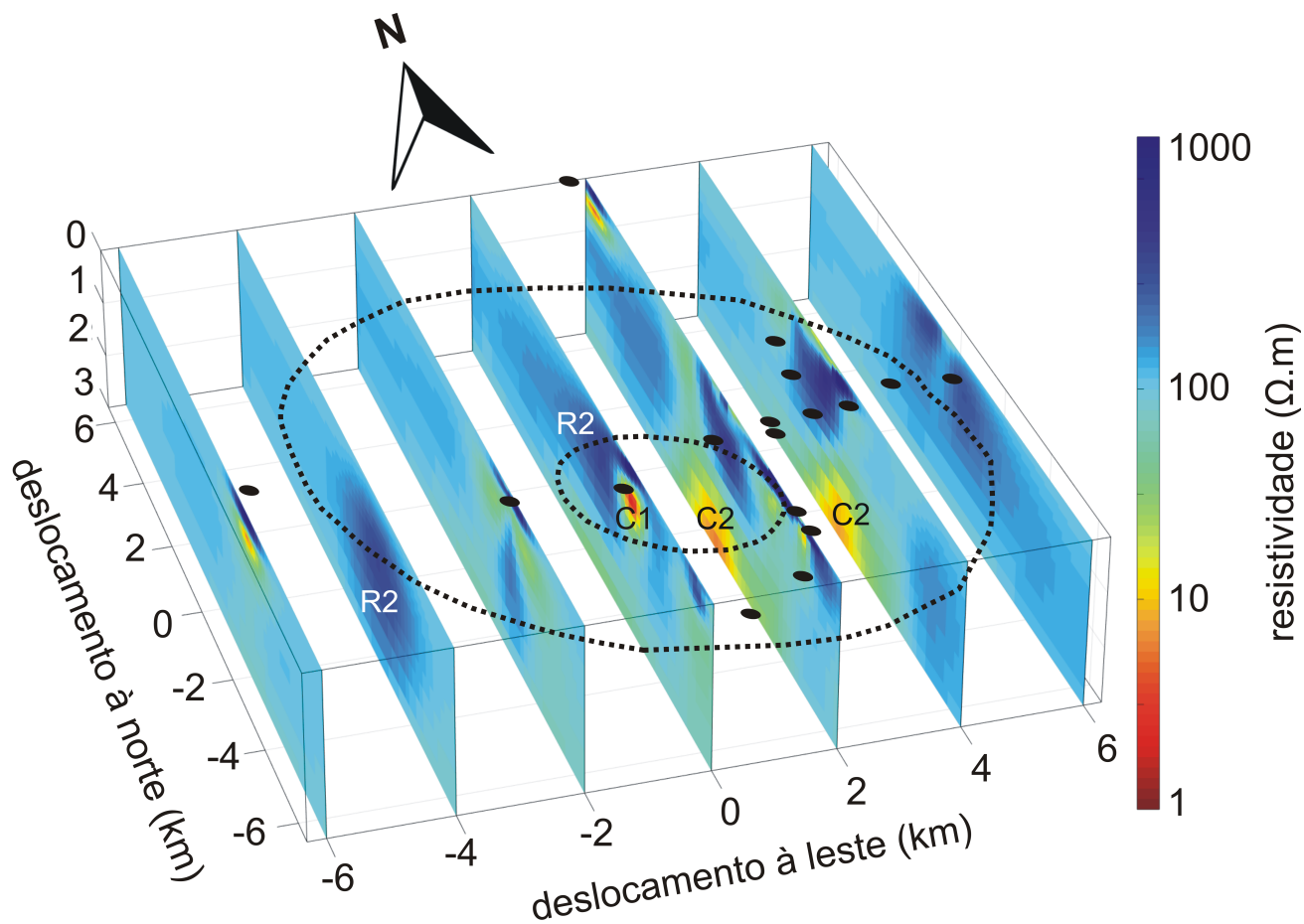


Figura 4.11: Resultado da inversão tridimensional dividida em fatias ao longo da direção Norte-Sul. A circunferência tracejada externa mostra o limite da estrutura e a circunferência interna corresponde ao limite de elevação central. A localização das estações MT são representadas por pontos pretos. Os resistores e condutores são identificados por letras e representam as seguintes unidades geológicas - R2: Embasamento da Bacia do Parnaíba, C1: formações da Bacia do Parnaíba, C2: condutor profundo não identificado.

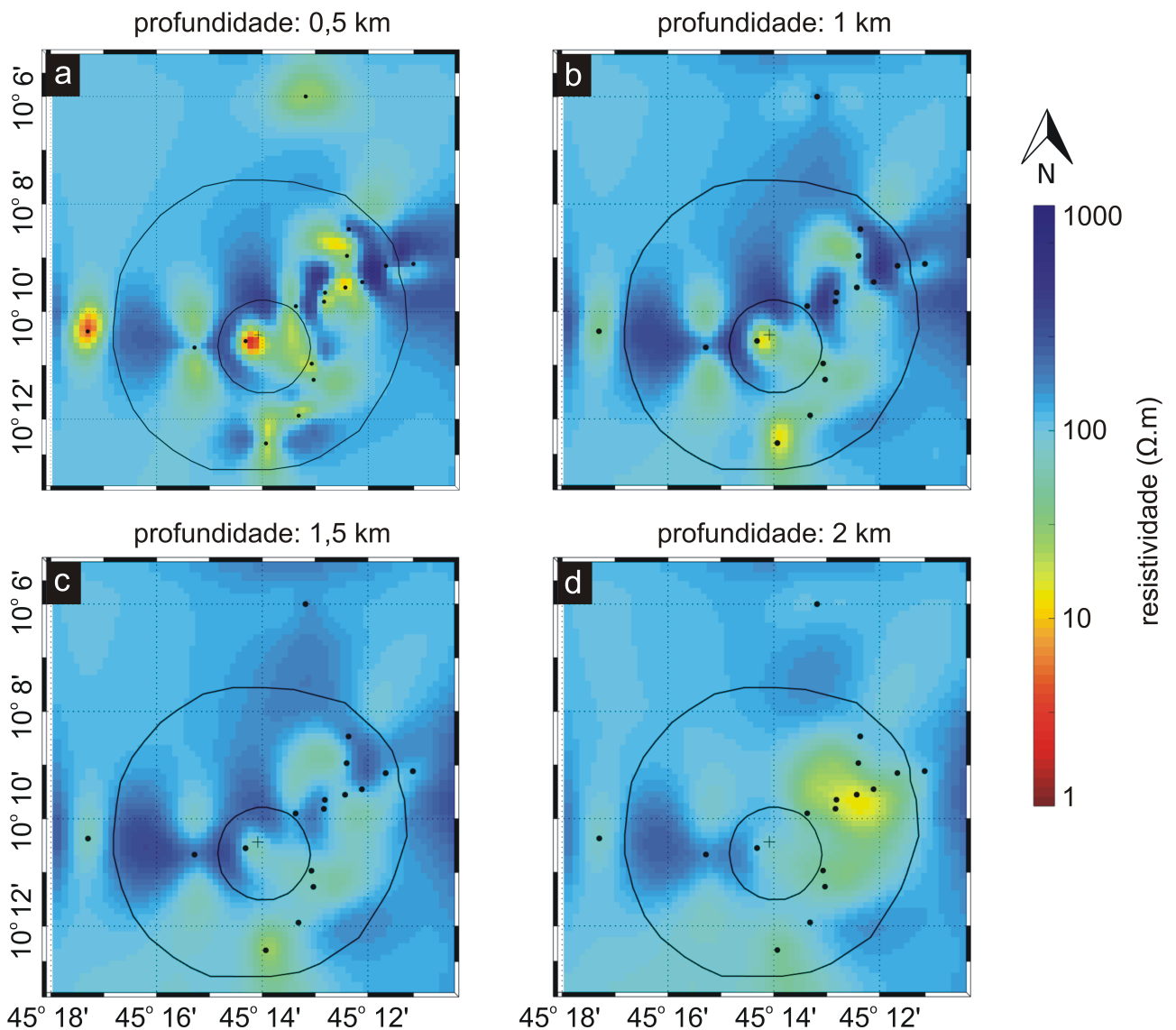


Figura 4.12: Fatias horizontais dos resultados da inversão tridimensional da estrutura de impacto de Santa Marta. **a** - A uma profundidade de 500 m, é possível distinguir uma camada condutora relacionada à Bacia do Parnaíba (C1) principalmente sob as estações MT. A falta de mais estações MT impede a identificação desta camada na extensão da porção oeste. Entre 1 e 2 km de profundidade (**b** e **c**) a camada resistiva identificada como o embasamento (R2) está presente em quase toda a extensão da estrutura. **d** - A partir dos 2 km de profundidade, um corpo condutor (8 - 25 $\Omega.m$) (C2) é identificado na porção nordeste da estrutura. O condutor se estende até a profundidade de 5 km aproximadamente, e é associado a um evento geológico ocorrido posteriormente ao evento de impacto.

Também foram gerados dois perfis ao longo das seções C-C' e D-D' (Figuras 4.13 e 4.14). Os resultados da inversão MT foram comparados com os dados de gravimetria adquiridos por Oliveira et al. (2017). Os dados gravimétricos foram coletados em 160 estações adquiridas com um gravímetro CG-5 AUTOGRAV que possui uma precisão de cerca de 0,01 mGal. Todas as medidas gravimétricas passaram por correções *free-air*, Bouguer e efeito de maré.

O valor de densidade utilizado foi de $2,67 \text{ g.cm}^{-3}$.

Os dados mostram uma camada superficial predominantemente resistiva nos primeiros 200 m identificada como R1. Entende-se que esta camada pode estar refletindo o comportamento dos estratos da Bacia Sanfranciscana ($\rho > 50 \Omega.m$), brechas de impacto ($\rho > 800 \Omega.m$), e de uma cobertura detrítica pós impacto. Os estratos resistivos da Bacia Sanfranciscana na região de Santa Marta incluem conglomerados e principalmente arenitos de idades cretácica (Campos e Dardenne, 1997a). As brechas foram produzidas pelo processo de compressão durante o impacto que resultou em rochas altamente fraturadas espalhadas pela estrutura. A alta resistividade e distribuição dessas brechas estão de acordo com o mapeamento geológico relatado por Oliveira et al. (2014) e Oliveira et al. (2017). Casos de brechas altamente resistivas em crateras de impacto também são observados de maneira semelhante em outras estruturas, a exemplo de Araguainha (Tong et al., 2010). A cobertura detrítica pós-impacto é associada à cobertura sedimentar quaternária da Formação Chapadão, descrita por Oliveira et al. (2014). Esses depósitos do Cenozóico consistem em sedimentos eluviais não consolidados envolvendo cascalho, areias e argilas e provavelmente foram depositados após o evento de impacto. Abaixo da camada resistiva superficial na porção oeste da estrutura, há uma camada ligeiramente menos resistiva com resistividades entre 100 - 800 $\Omega.m$, que é rotulada como R2. Essa camada tem comportamento similar ao que se espera dos xistos, granitos e gnaisses, que compõem o embasamento da Bacia do Parnaíba, e tem profundidade média estimada em cerca de 1 km. Os valores encontrados para resistividade das rochas da Bacia Sanfranciscana neste trabalho estão similares aos valores encontrados em Gaspar et al. (2012), que estimam resistividade para esses estratos entre 15 - 60 $\Omega.m$. Para o embasamento da Bacia do Parnaíba, Arora et al. (1997) encontraram valores próximos a 700 $\Omega.m$ enquanto Mohamed et al. (2002) encontram valores $\rho > 200 \Omega.m$, o que relativamente condiz com os valores encontrados neste trabalho.

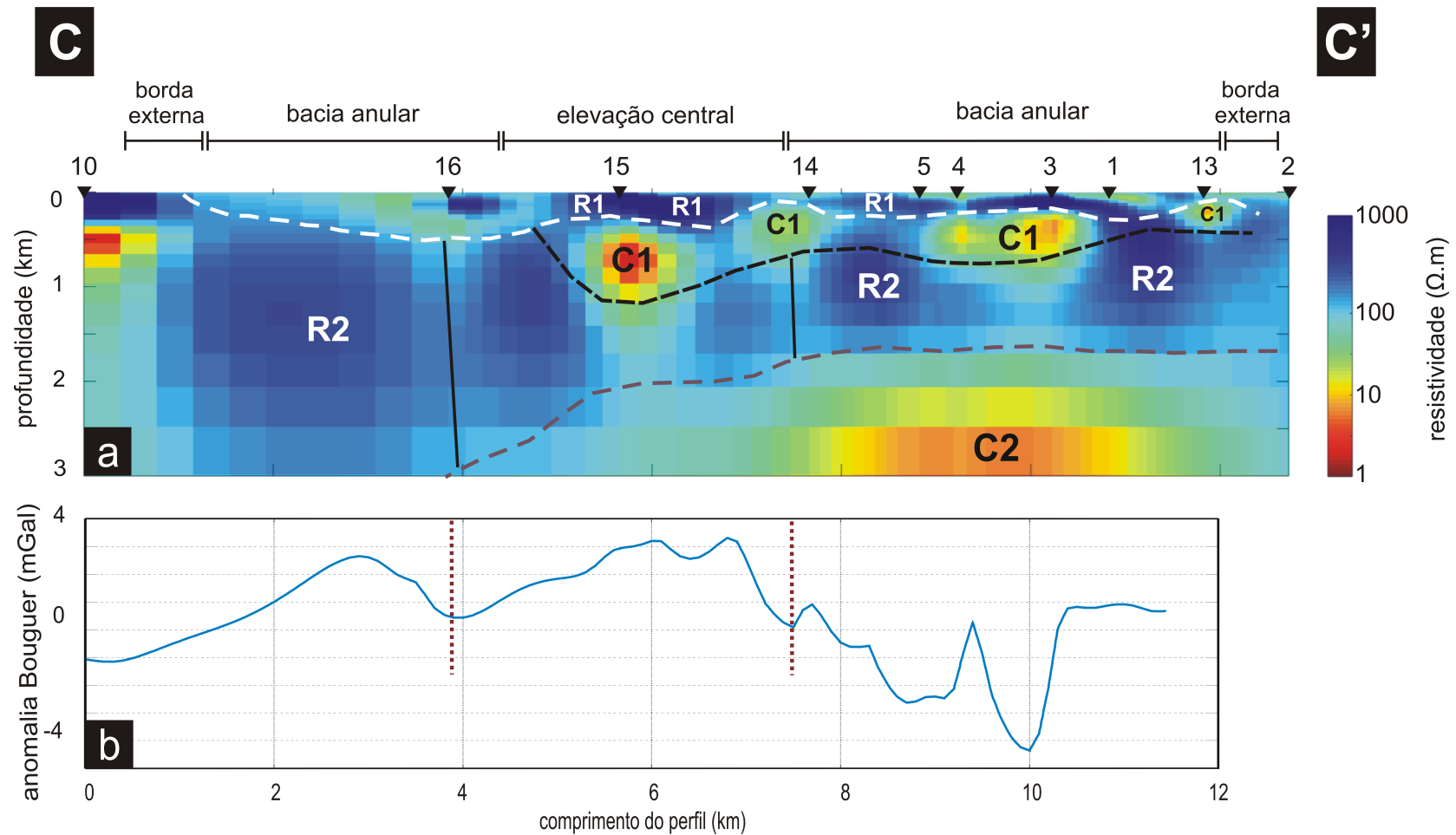


Figura 4.13: (a) O modelo de resistividade derivado da inversão 3-D dos dados de MT ao longo da seção C-C' e (b) a anomalia de Bouguer para esse perfil. A linha branca tracejada indica o limite entre a camada constituída pelos estratos da Bacia Sanfranciscana e brechas silicificadas altamente resistivas (R1) e a camada condutora constituída pelos estratos da Bacia do Parnaíba (C1). A camada condutora apresenta um mergulho da direita para a esquerda, estando presente também na região da elevação central. A continuidade dessa camada na porção oeste da estrutura não é observada devido ao número insuficiente de estações nessa região. Em sequência, a linha preta tracejada indica o limite da camada condutora e a camada resistiva correspondente ao embasamento (R2). Traços pretos indicam falhas que delimitam a elevação central e que correspondem às inflexões positivas da anomalia Bouguer indicada pelas linhas tracejadas vermelhas. A linha marrom tracejada identifica o domínio do corpo condutor de origem não identificada (C2). (b) O contraste negativo da anomalia Bouguer é aproximadamente coincidente com C2.

A transição entre a bacia anular e a elevação central é marcada por uma inflexão positiva da anomalia Bouguer (Figura 4.13b). No centro da estrutura, o modelo de resistividade 3D mostra descontinuidades da camada R2 correspondentes com as inflexões positivas da anomalia Bouguer com extensão aproximada de 4 km. Entende-se que pelo posicionamento destas descontinuidades, os resultados apontam para a delimitação do diâmetro da elevação central, e tais anomalias podem estar associadas com falhas resultantes do processo de formação do núcleo soerguido. Tais falhas são feições geológicas comuns na transição bacia anular/elevação central, e também foram identificadas na estrutura de impacto de Serra da Cangalha (Adepelumi et al., 2005), e na estrutura de impacto de Chicxulub (Unsworth et al., 2002). O contraste positivo de anomalia Bouguer ≥ 3 mGal (Figura 4.13b) pode ser reflexo de redução da porosidade dos estratos devido ao evento de impacto que resultou em brechas e outros sedimentos encontrados na estrutura, tal redução de porosidade foi registrada em outras estrutura de impacto complexas, como por exemplo a estrutura de impacto de *Mjølnir* - (Tsikalas et al., 1998).

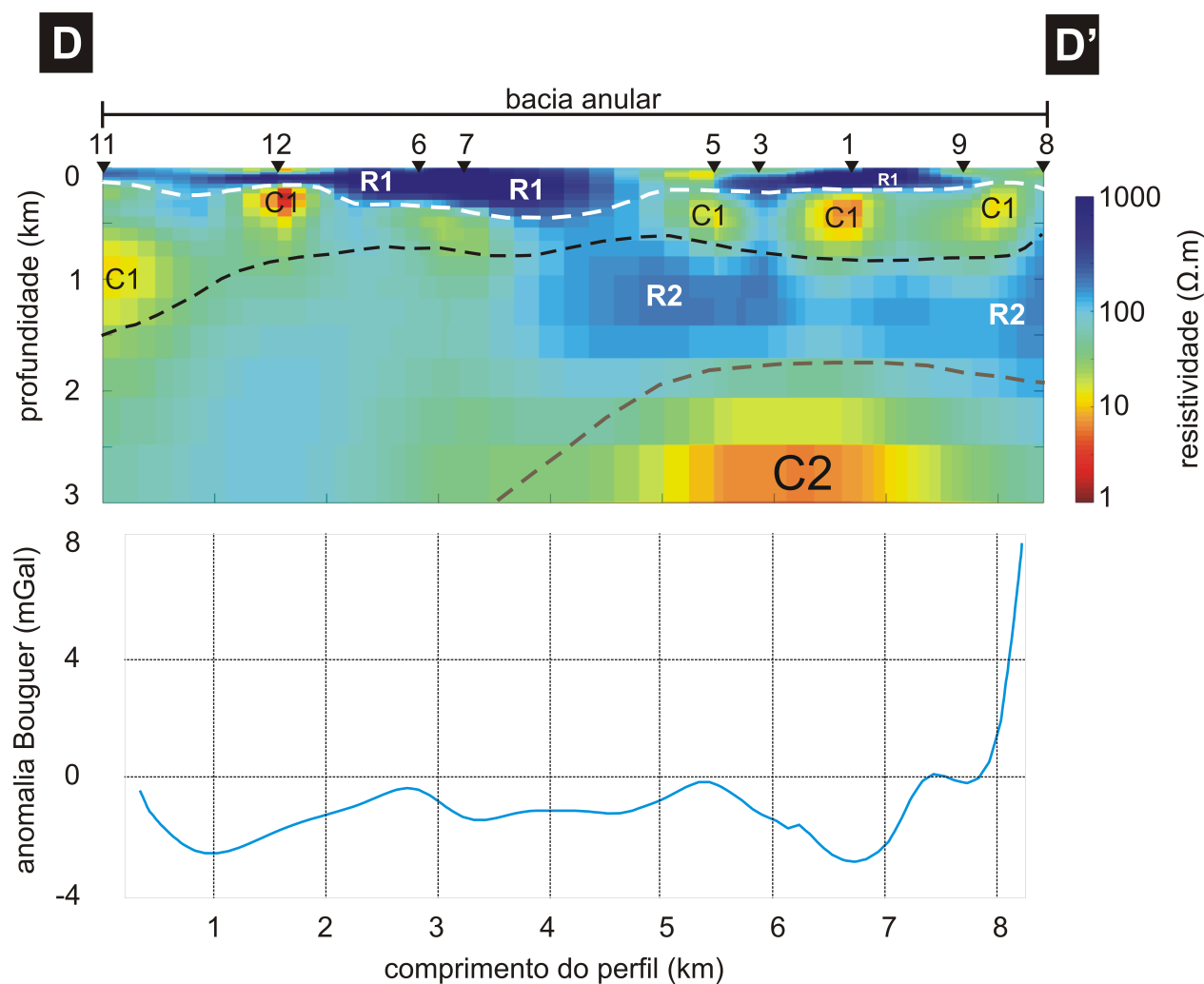


Figura 4.14: Perfil da bacia anular oriental D-D'. Seguindo a tendência observada no perfil C-C', em (a) a linha branca tracejada indica o limite entre a camada constituída por estratos da Bacia Sanfranciscana e brechas silicíficas (R1) e a camada condutora constituída pelos estratos da Bacia do Parnaíba (C1). Em sequência, a linha preta tracejada indica o limite da camada condutora e a camada resistiva identificada como o embasamento (R2). A camada resistiva R2 não está presente em toda extensão da estrutura. A linha marrom tracejada identifica o domínio do corpo condutor de origem não identificada (C2). (b) O contraste negativo da anomalia Bouguer de ~ 4 mGal é aproximadamente coincidente com C2.

Na bacia anular leste de Santa Marta, a geologia apresenta uma estrutura mais complexa (Figura 4.13). A camada resistiva mais próxima à superfície, composta por brechas e sedimentos da Bacia Sanfranciscana, se estende ao longo de todo perfil. A Figura 4.13 também mostra uma camada condutiva com resistividades entre 5 - 100 $\Omega.m$ associada aos estratos menos resistivos da Bacia do Parnaíba (C1), que incluem os folhelhos escuros da Formação Pimenteiras, os arenitos finos da Formação Cabeças e conglomerados do Grupo Serra Grande (Góes e Feijó, 1994). Essa camada se apresenta de forma descontínua mergulhando de leste para oeste dentro da estrutura, englobando também a região central. Essa camada entretanto, não se mostra presente na porção oeste da estrutura, conforme pode ser visto na Figura 4.13. Os valores de resistividade estimados para os estratos pertencentes à Bacia do Parnaíba estão de acordo com os valores encontrados no trabalho de Gaspar et al. (2012) (8 - 24 $\Omega.m$) e Romero et al. (2019), que estimou valores de $\rho \sim 10\Omega.m$ para as rochas do Grupo Canindé e $\rho \sim 100\Omega.m$ para rochas do Grupo Serra Grande. Ainda na região leste de Santa Marta, a presença de brechas é mais expressiva, sendo provavelmente responsáveis pela anomalia Bouguer negativa em quase toda bacia anular oriental apresentada no mapa de resposta gravimétrica de Oliveira et al. (2014) (Figura 1.6). A Figura 4.14 mostra que a camada resistiva R2 trata-se de um pacote de cerca de 1 km de espessura, e não está presente em todas as partes da estrutura. Por fim, o condutor identificado a partir dos 2 km de profundidade com resistividades entre 8 - 25 $\Omega.m$ em ambos os perfis C-C- e D-D', não tem origem identificada, mas está presente apenas na porção sudeste de Santa Marta. A análise mais profunda dos dados e o conhecimento do processo de formação de estruturas de impacto deste porte nos levam entender que este condutor está muito provavelmente relacionado a estruturas geológicas pré ou pós impacto.

4.5 Discussão dos Resultados

Os resultados dessa pesquisa demonstram a diferenciação entre as Bacias do Parnaíba e Sanfranciscana, e possivelmente de rochas relacionadas ao embasamento da Bacia do Parnaíba. Entretanto, alguns resultados se destacam no cenário de estruturas de impacto, e aqui, os quais pode-se destacar:

- i. A delimitação de uma zona superficial de Santa Marta com altos valores de resistividade (R1 na Figura 4.13 e 4.14). Estas são as resistividades mais altas encontradas com a inversão 3D. O nítido contraste de resistividade mostra uma camada de até ~ 200 metros de espessura sobrepondo resistividades ligeiramente menores na porção oeste e uma camada mais condutiva na porção leste. Essa anomalia está relacionada com o padrão atípico do

formato do soerguimento central e borda oeste, o que indica que a topografia desses domínios morfológicos foram modificados por depósitos sedimentares sem relação com as rochas de impacto, corroborando a afirmativa de Oliveira et al. (2017). Além disso, de fato, brechação e faturamento das rochas-alvo indiretamente causam grandes mudanças em suas propriedades elétricas (Pilkington e Grieve, 1992). Brechas de impacto foram mapeadas com valores de resistividade similares na estrutura de impacto de Chicxulub, configurando a zona de mega brechas (Unsworth et al., 2002). Em Araguainha, Masero et al. (1997) associou as baixas resistividades relativas (20 - 500 $\Omega.m$) como os corpos brechados que estão nas proximidades do embasamento granítico central. Apesar disso, os valores absolutos de tais anomalias estão dentro do intervalo das brechas descrito neste trabalho (100 - 1000 $\Omega.m$);

- ii. A delimitação de uma zona resistiva (R2 na Figura 4.13 e 4.14). Estas altas resistividades estão provavelmente associadas ao embasamento da Bacia do Parnaíba e tem topo estimado em cerca de 1 km de profundidade na porção leste da estrutura, o que está de acordo com as estimativas feitas por Vasconcelos et al. (2010), feitas a partir de dados aeromagnéticos;
- iii. A delimitação da região da elevação central. Sem dúvida alguma, a região central de uma estrutura de impacto é a área mais intrigante, já que é esperado que as maiores deformações estejam ali concentradas, a julgar pelas pressões de até 100 GPa que as rochas dessas áreas podem ter recebido (Melosh, 1989). Somado a isso, como foi inicialmente apresentado, a morfologia de Santa Marta em sua porção central não apresenta formato típico de estruturas de impacto complexas. Estruturas com diâmetros similares, como Serra da Cangalha (Kenkmann et al., 2011) Sierra Madera (Goldin et al., 2006), dentre outras, apresentam a topografia da elevação central circular de forma mais marcante. Desta maneira, os resultados aqui apresentados se mostram fundamentais ao delimitar a elevação central como um corpo de largura de ~ 4 km. No trabalho de Masero et al. (1997), a porção mais central da estrutura de Araguainha foi delimitada através das resistividades mais baixas encontradas. Resistividades mais baixas, da ordem de 100 $\Omega.m$ também foram associadas à elevação central de Serra da Cangalha, e também na estrutura de Siljan, a partir de modelos inversos bidimensionais (Zhang et al., 1988). Os resultados encontrados associados com a análise comparativa de outras estruturas de impacto e a coincidência entre o limite de resistividade e contraste de gravidade positivo confirmam a interpretação apresentada neste

trabalho;

- iv. Os valores de resistividade para as camadas identificadas como pertencentes à Bacia do Parnaíba são ($5 - 100 \Omega.m$) correspondentes com as estimativas encontradas em outros trabalhos como Mohamed et al. (2002), Romero et al. (2019), Arora et al. (1997) e Gaspar et al. (2012);
- v. O condutor ($8 - 25 \Omega.m$) localizado na porção nordeste da estrutura à uma profundidade de 2 km com origem desconhecida, mas certamente resultante de um evento geológico não associado ao impacto formador de Santa Marta. Visto que perturba a continuidade da camada R4 identificada como embasamento e possui contrastes de resistividade significativos com esta camada.

5

CONCLUSÕES

A estrutura de impacto de Santa Marta possui geologia complexa, o que exige que vários métodos geofísicos sejam empregados para entender melhor sua estrutura de subsuperfície. Quanto aos dados magnetotelúricos aqui empregados, a análise da dimensionalidade dos dados demonstrou que a estrutura de resistividade é tridimensional, o que exigiu uma abordagem também tridimensional para os dados utilizados.

A inversão magnetotelúrica 3D mostra que a bacia anular leste tem uma estrutura geológica mais complexa do que a bacia anular oeste. A parte oriental possui estruturas com resistividade que indicam a presença de estratos de duas bacias sedimentares e um condutor extenso não identificado, enquanto a parte ocidental indica uma estrutura de resistividade mais homogênea sem variações bruscas. Este resultado também é refletido no mapa de anomalia Bouguer de Oliveira et al. (2014), que mostra uma diferença significativa entre as anomalias gravimétricas das porções leste e oeste. Enquanto o lado oriental mostra uma anomalia Bouguer mais baixa, as áreas central e oeste apresentam mais anomalias contrastantes. A camada mais resistiva próxima à superfície foi interpretada como a presença de brechas de impacto altamente silicificadas relatadas por estudos geológicos anteriores e rochas da Bacia Sanfranciscana. A camada de baixa resistividade na bacia anular oriental e elevação central está relacionada às rochas condutivas da Bacia do Parnaíba. As características resistivas mais profundas em quase toda a estrutura estão muito provavelmente relacionadas com o embasamento da Bacia do Parnaíba. No centro da estrutura, falhas relacionadas ao evento de impacto no embasamento indicam um diâmetro de 4 km de largura com limites coincidentes com as inflexões positivas da anomalia bouguer. Esses resultados de mapeamento de resistividade e o perfil de anomalia Bouguer apontam a localização da elevação central bem como a sua extensão um pouco mais ampla do que a descrita por Oliveira et al. (2017).

A inversão 1D mostra um padrão das respostas das estações localizadas nas porções externa da estrutura Santa Marta. Tais resultados indicam como era a estrutura geológica da área de estudo antes do evento de impacto. As respostas geofísicas obtidas reforçam os aspectos que caracterizam Santa Marta como uma estrutura geologicamente assimétrica em relação à distribuição das rochas-alvo.

O número reduzido de estações deste trabalho dificultou a identificação da completa extensão de unidades dentro da estrutura de impacto de Santa Marta. Desta maneira, entende-se que em trabalhos futuros mais estações devam ser coletadas principalmente nas porções norte e oeste da estrutura. Considerando a escassez de pesquisas científicas recentes que faz uso do método MT no estudo de estruturas de impacto, esse trabalho apresenta-se como uma importante contribuição na literatura sobre o assunto.

Agradecimentos

Ao meu orientador Dr. Marcos Vasconcelos por compartilhar seu conhecimento sobre ciência e sobre a vida.

Ao meu coorientador Dr. Joelson Batista pelas instruções e por revisar o meu trabalho.

Ao professor Dr. Martyn Unsworth e ao *MT Group* da Universidade de Alberta por toda assistência que recebi.

Ao grupo GEOMA (INPE) pela gentileza em me receber e me ensinar pacientemente as técnicas de processamento de dados.

Ao CNPq pela concessão de bolsa de mestrado junto ao PPGEOF/UFBA.

À FAPESB por financiar este projeto de pesquisa.

Ao Observatório Nacional por ceder o equipamento necessário para este trabalho.

À *Barriger Family Fund* pelo prêmio em reconhecimento à minha pesquisa.

Aos meus caros amigos por nunca me deixarem desamparada apesar da distância.

Por fim, à minha família por sempre ser meu apoio em todos os projetos que engajei e por entenderem minha ausência.

Apêndice **A**

Curvas de Resistividade e fase

A seguir, curvas de resistividade e fase em função da frequência dos dados coletados em Santa Marta para as estações 1, 2, 3, 4, 5, 6, 8, 11, 14 e 17.

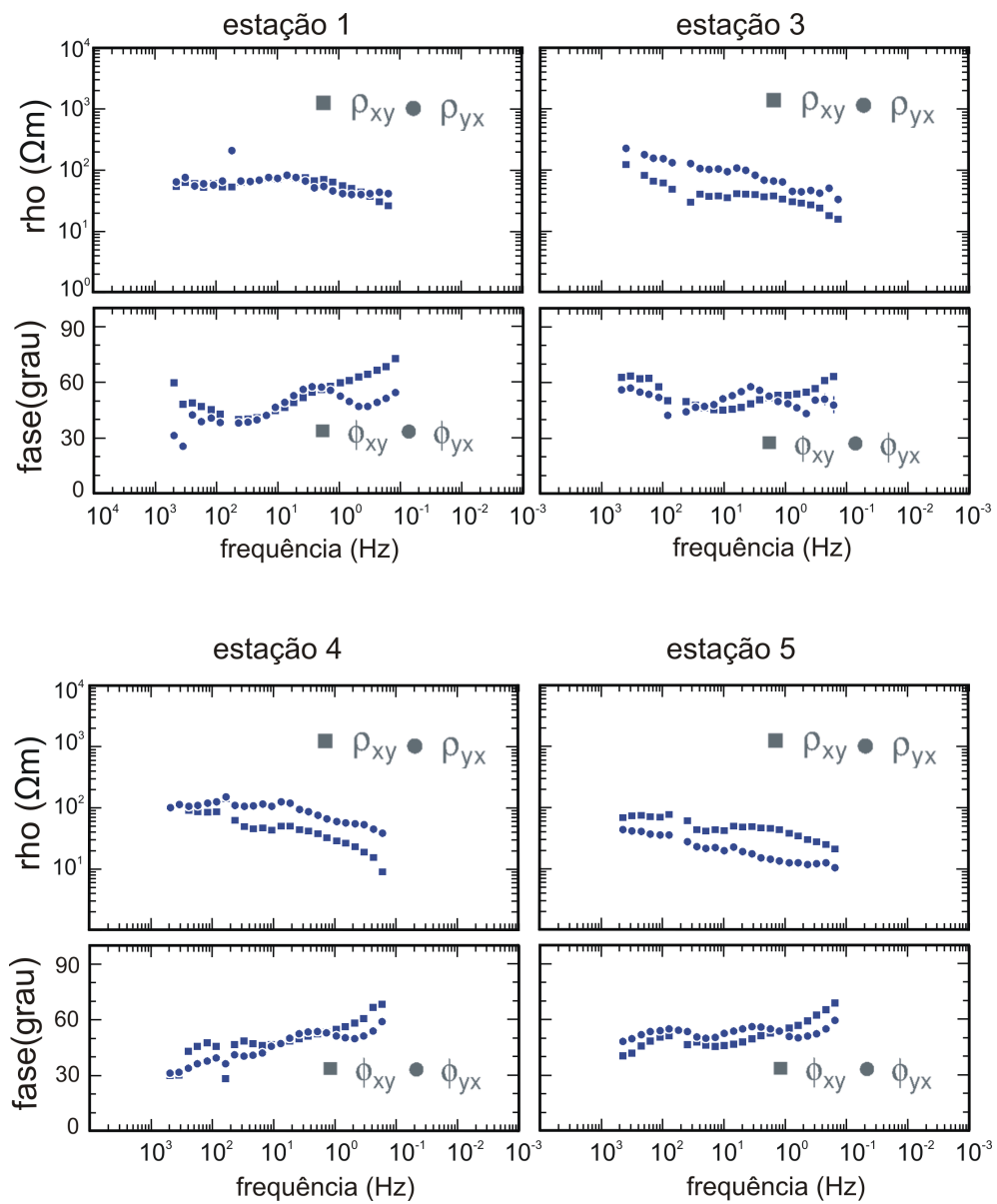


Figura A.1: Curvas de resistividade e fase das estações 1, 3, 4 e 5.

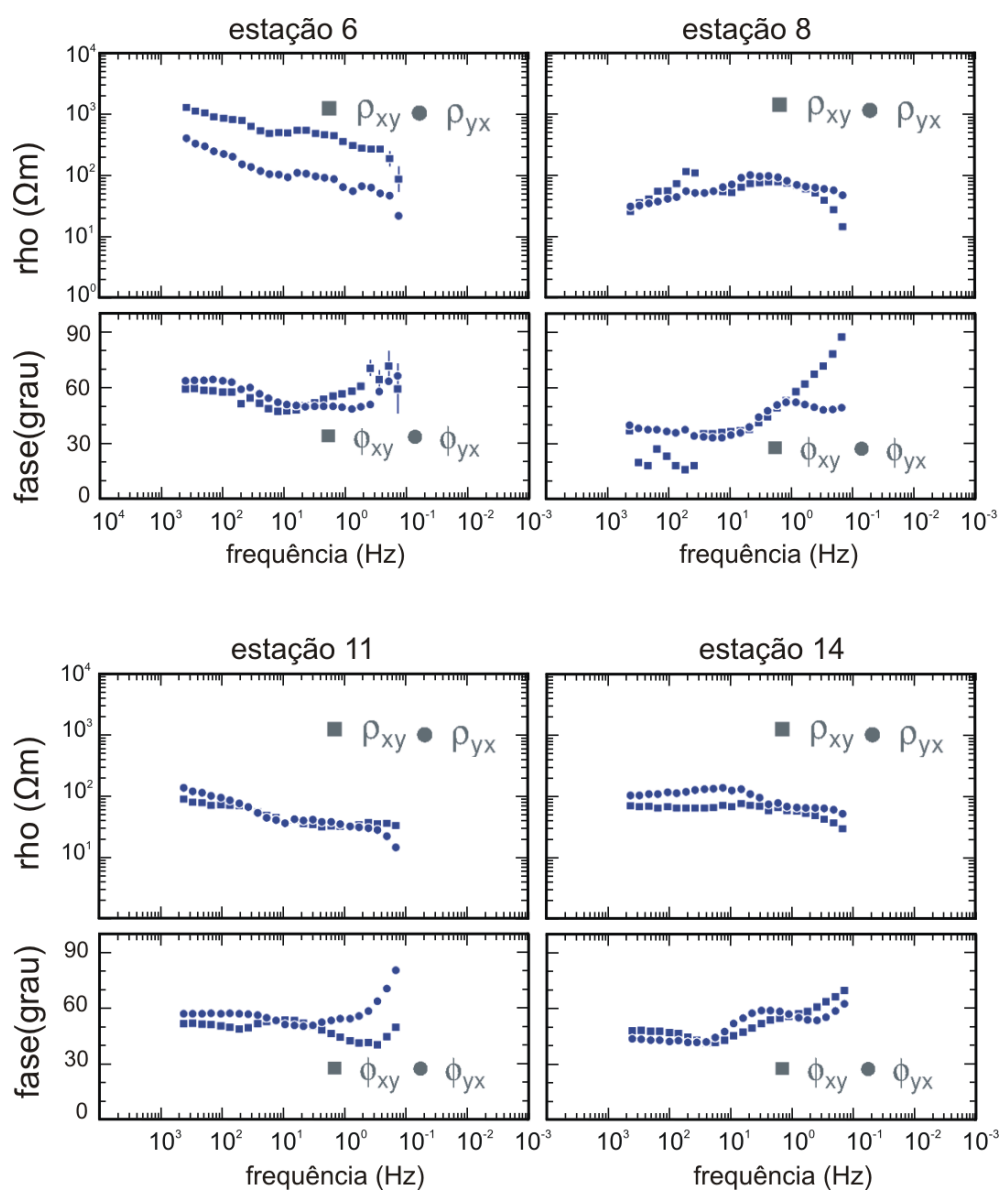


Figura A.2: Curvas de resistividade e fase das estações 6, 8 11 e 14.

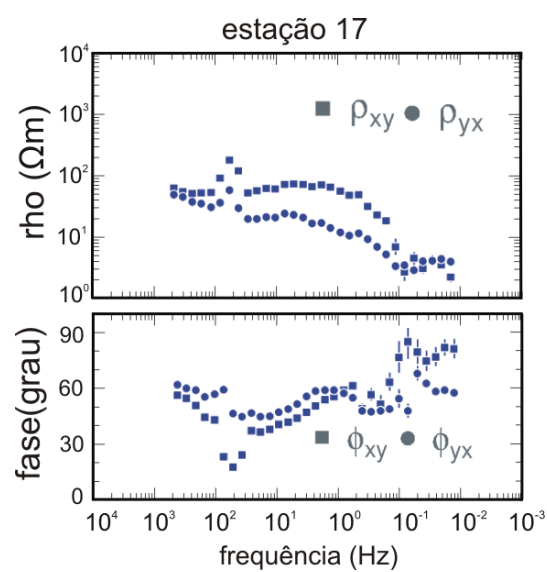


Figura A.3: Curvas de resistividade e fase da estação 17.

A seguir, curvas de resistividade aparente e fase em função do período dos dados reais coletados em Santa Marta e dados calculados no processo de inversão 3D para cada estação:

estação 1

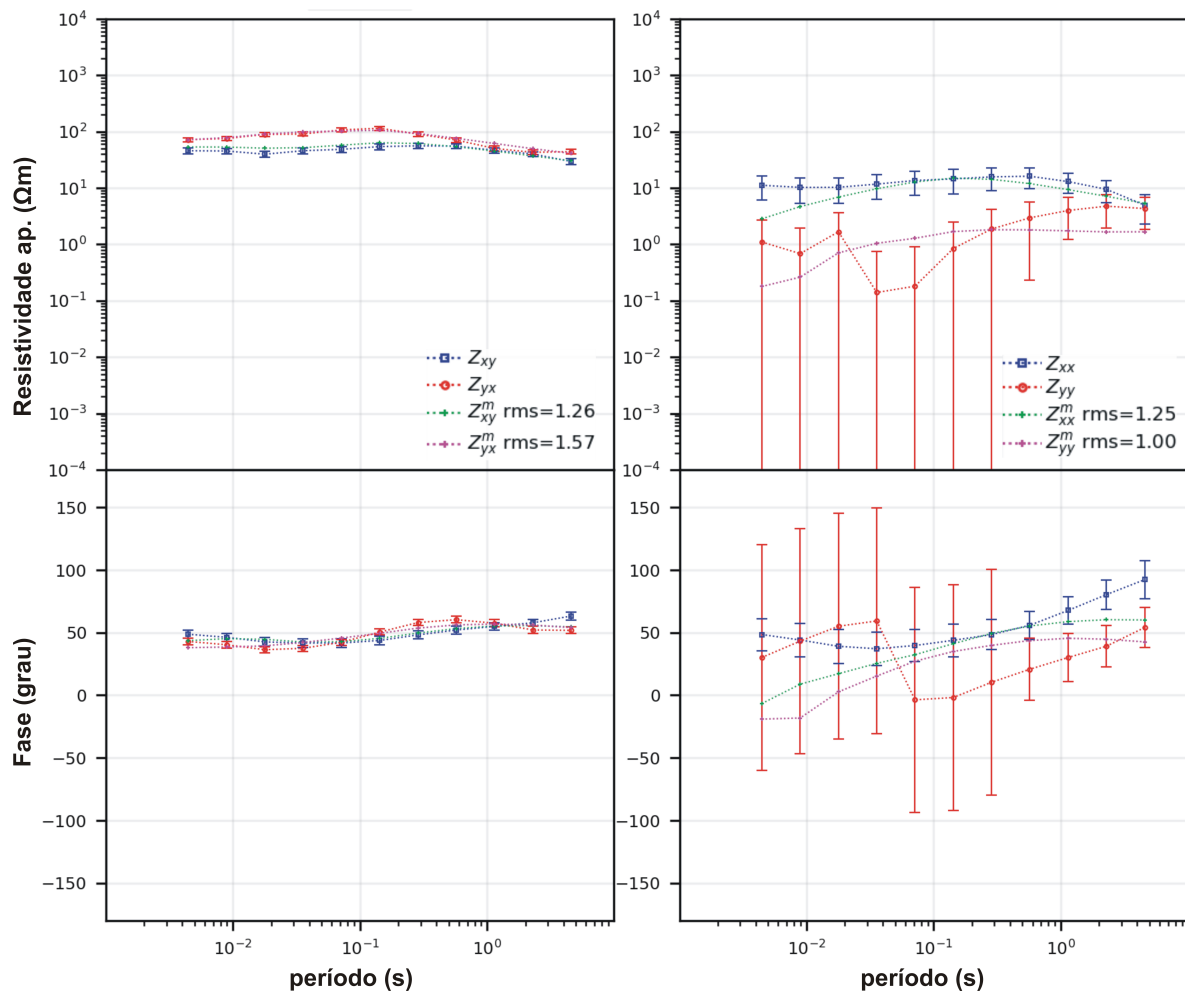


Figura A.4: Curvas de resistividade e fase da Estação 1.

estação 2

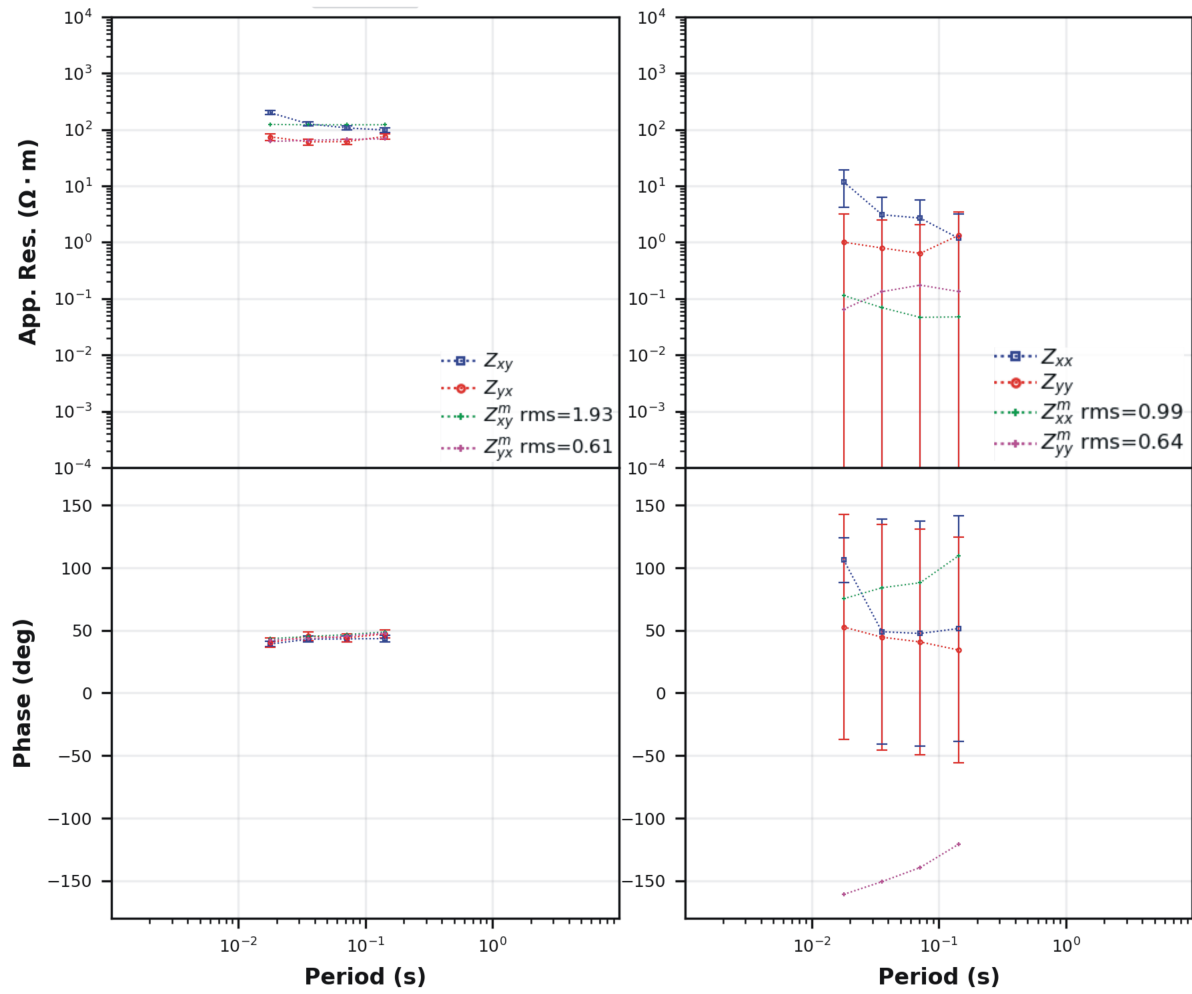


Figura A.5: Curvas de resistividade e fase da Estação 2.

estação 3

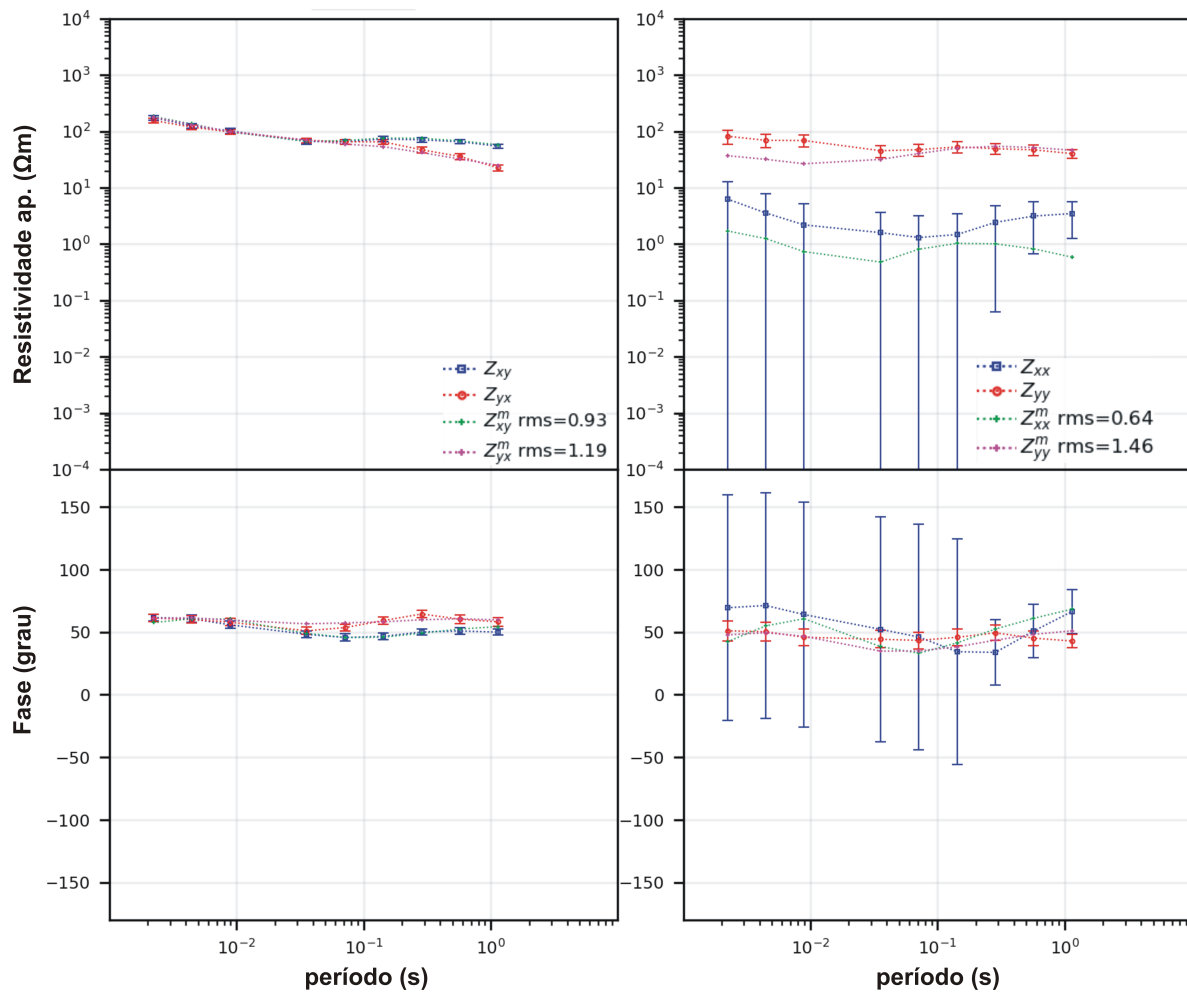


Figura A.6: Curvas de resistividade e fase da Estação 3.

estação 4

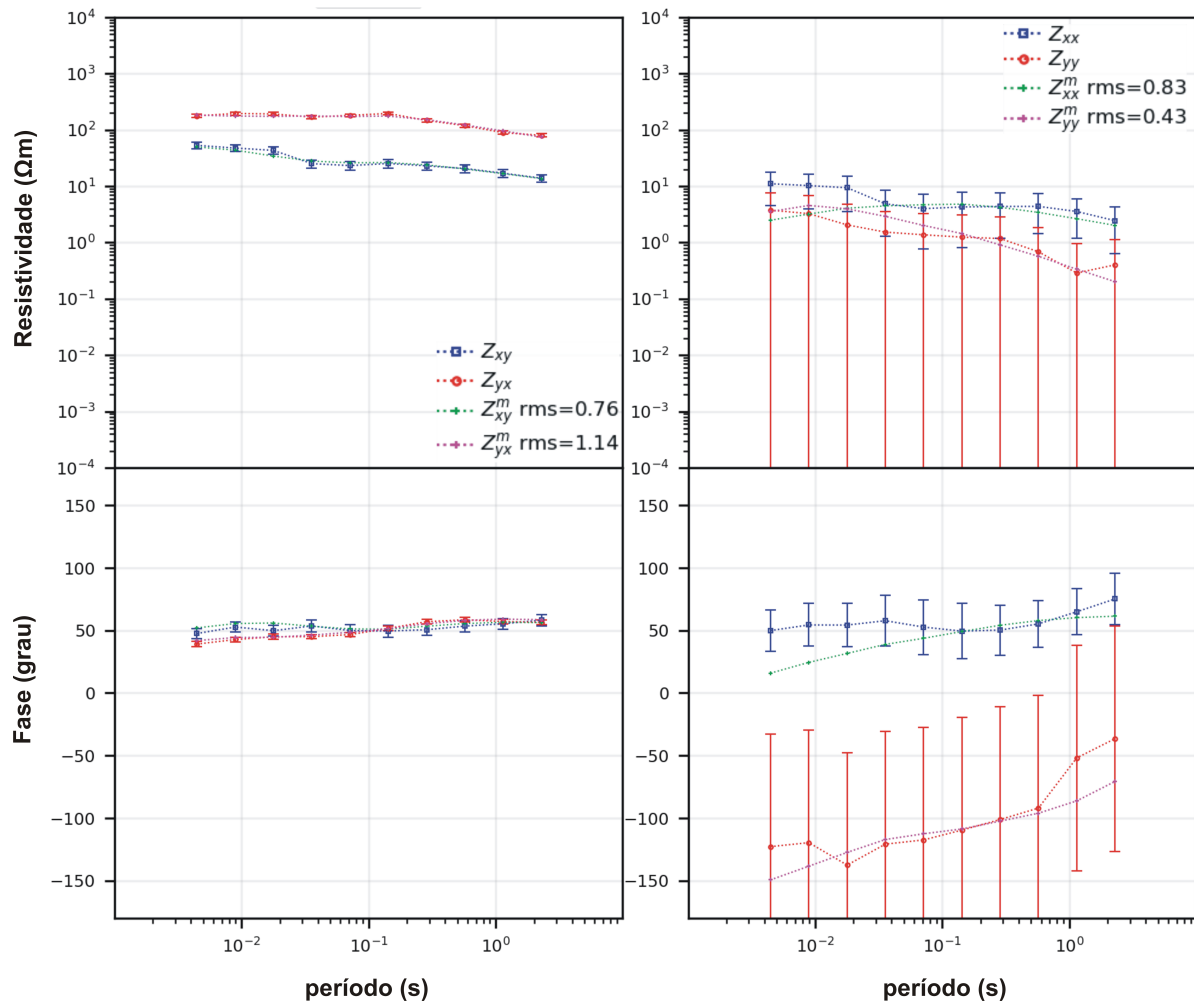


Figura A.7: Curvas de resistividade e fase da Estação 4.

estação 5

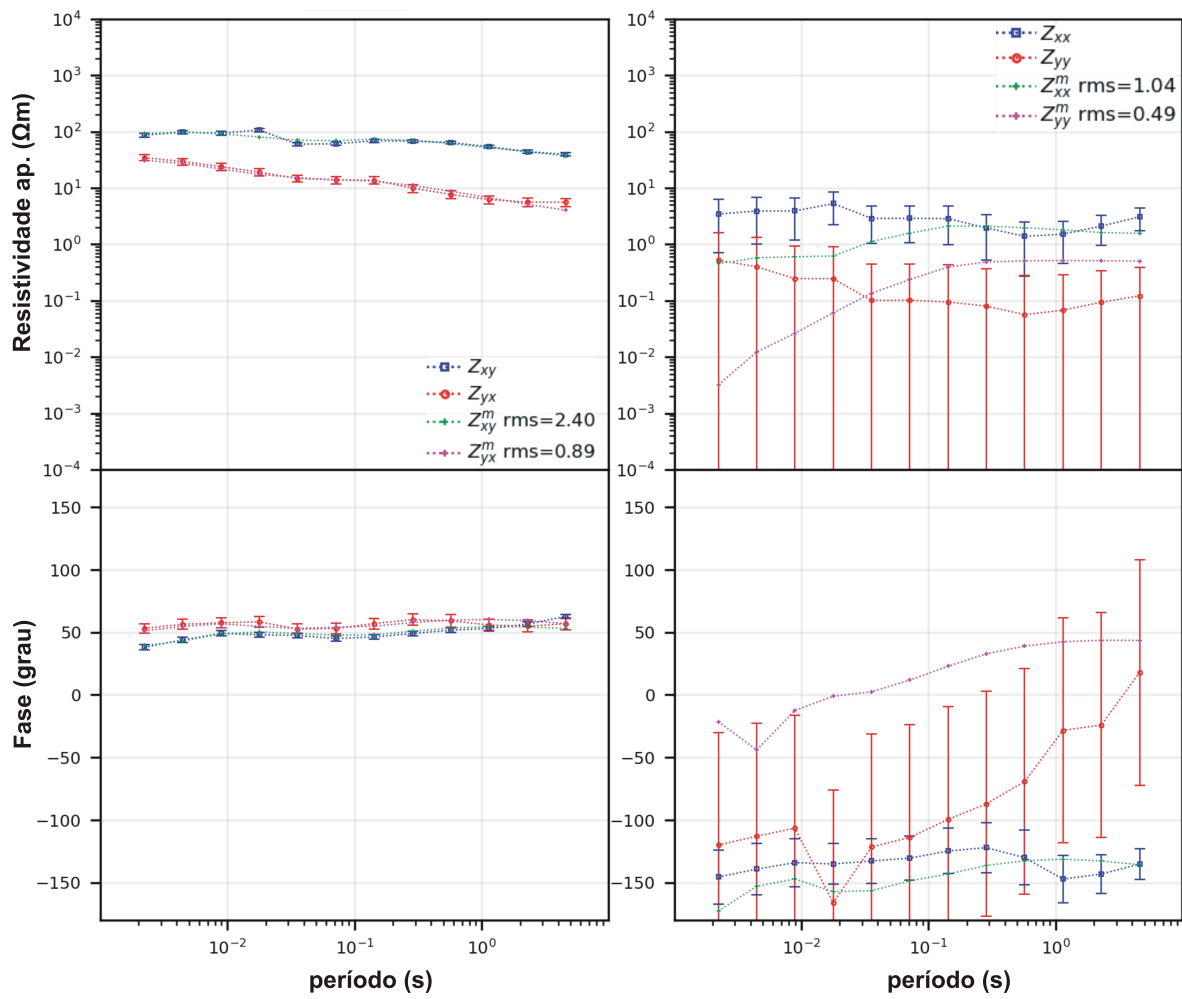


Figura A.8: Curvas de resistividade e fase da Estação 5.

estação 6

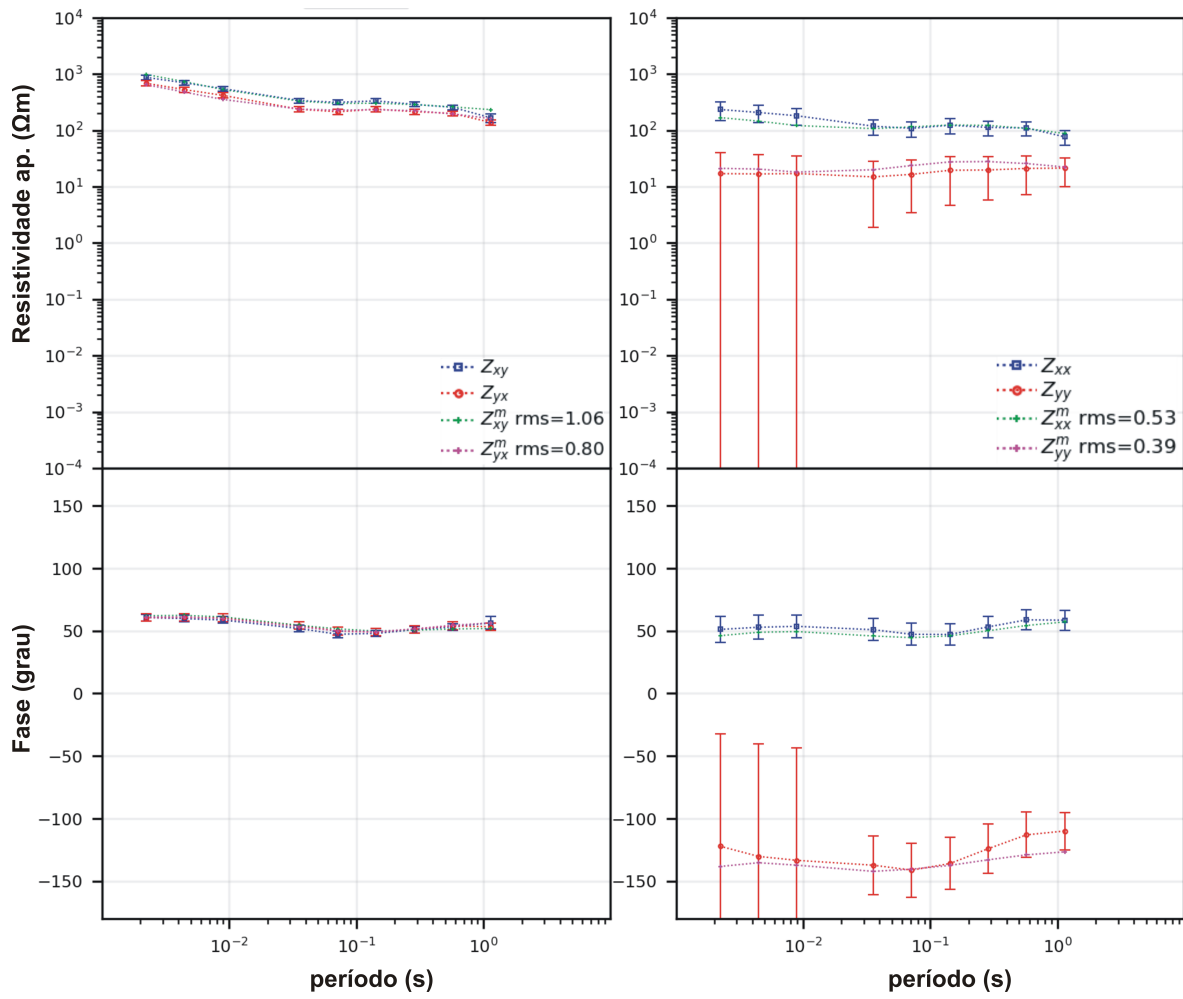


Figura A.9: Curvas de resistividade e fase da Estação 6.

estação 7

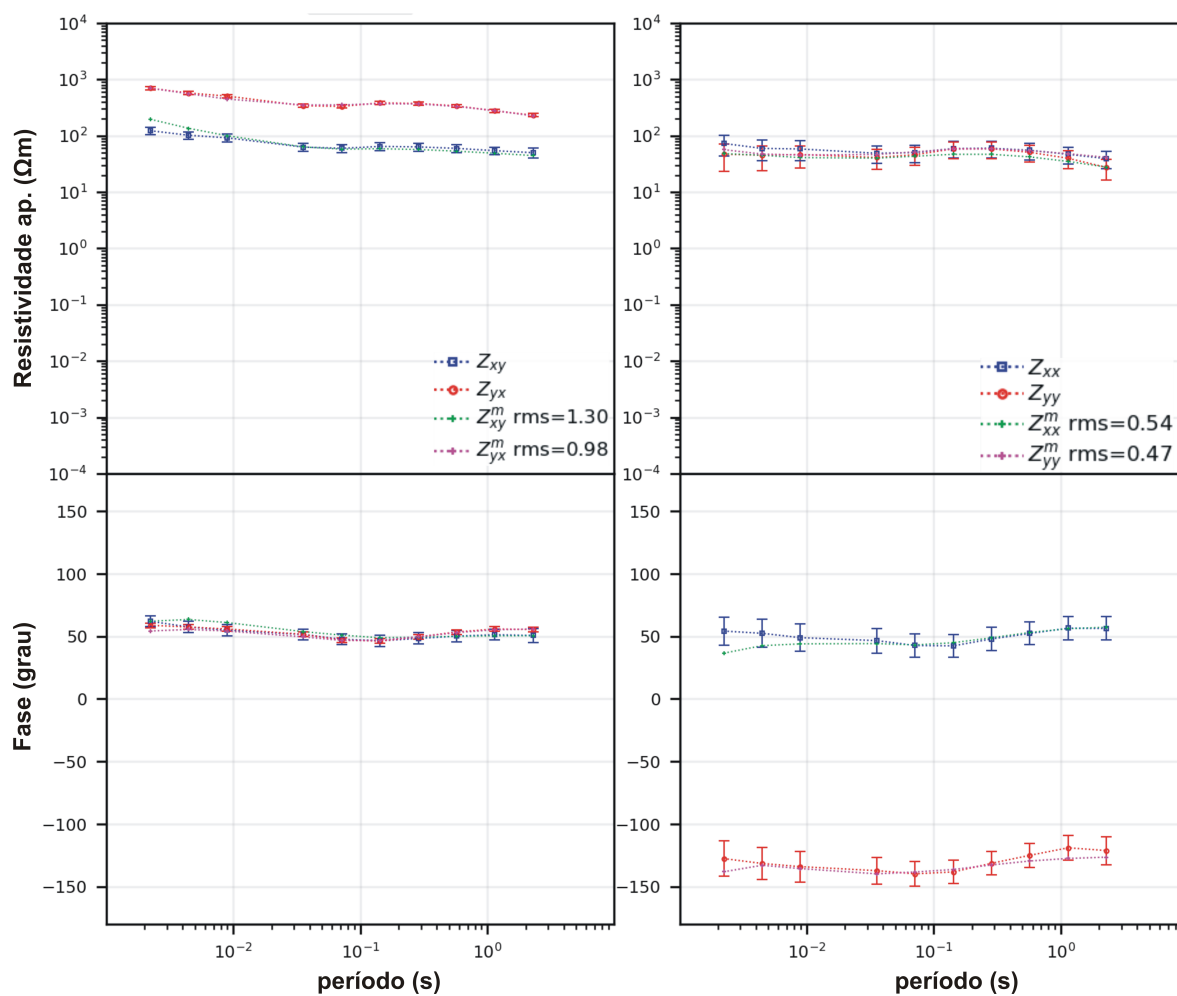


Figura A.10: Curvas de resistividade e fase da Estação 7.

estação 8

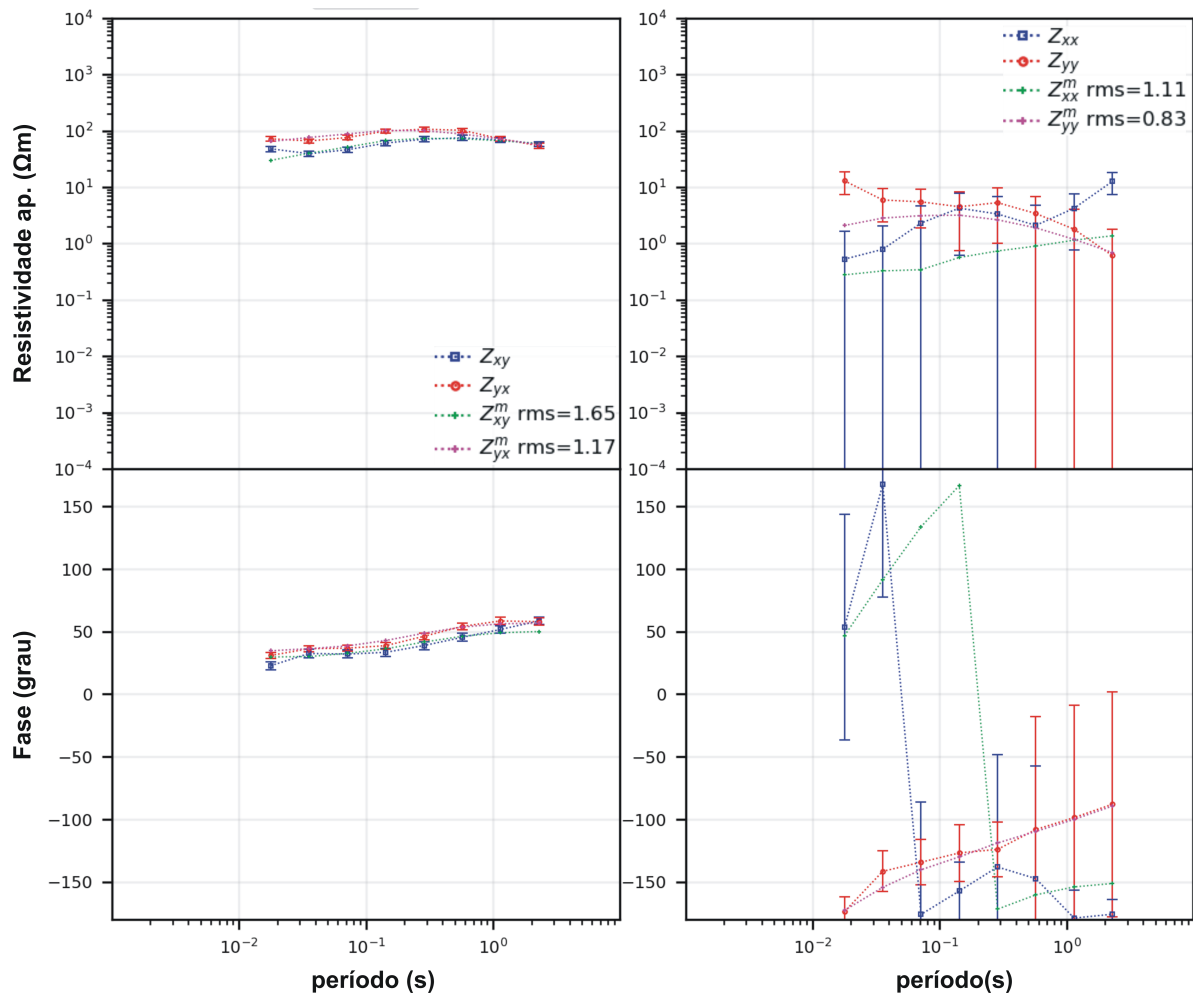


Figura A.11: Curvas de resistividade e fase da Estação 8.

estação 9

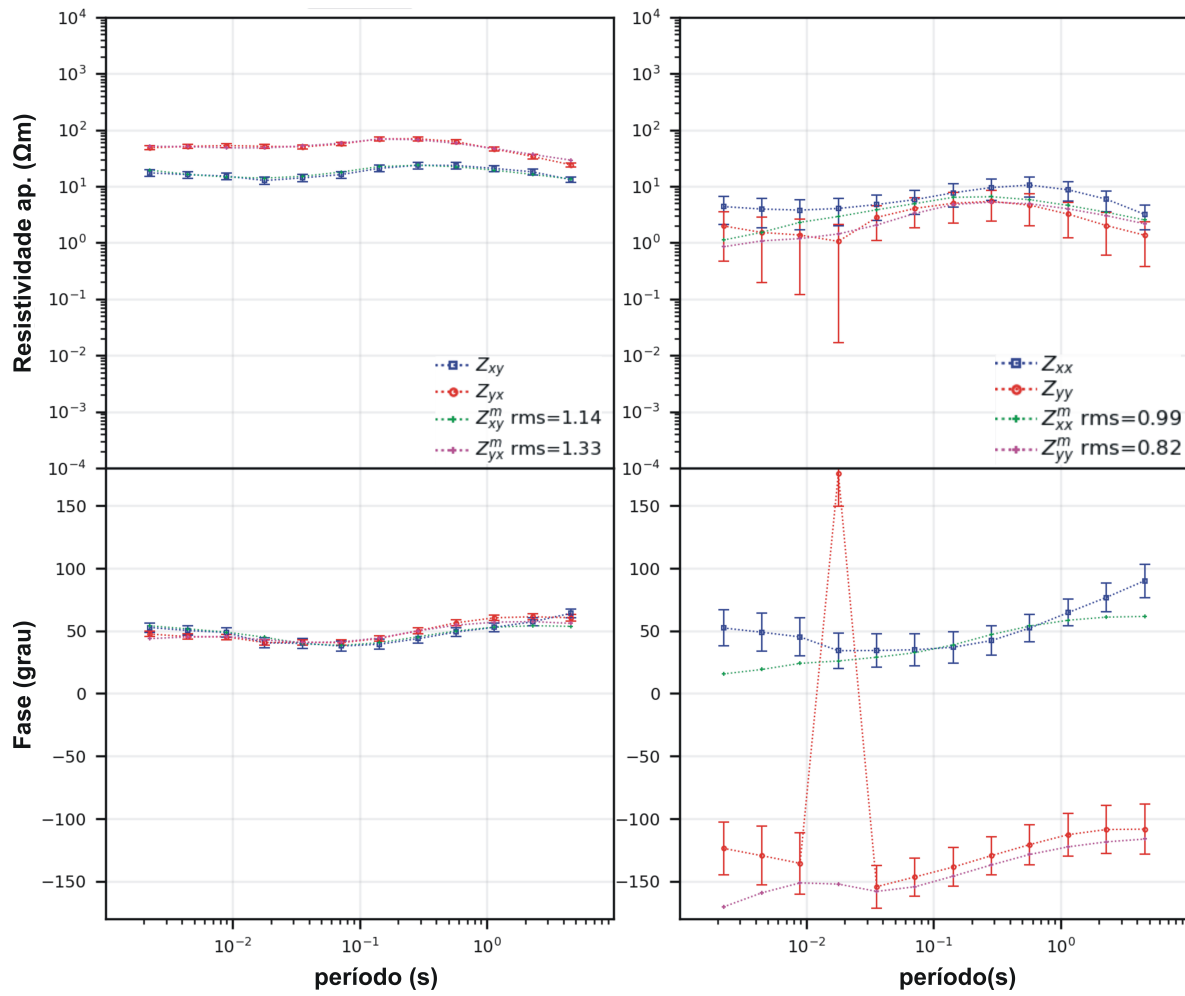


Figura A.12: Curvas de resistividade e fase da Estação 9.

estação 10

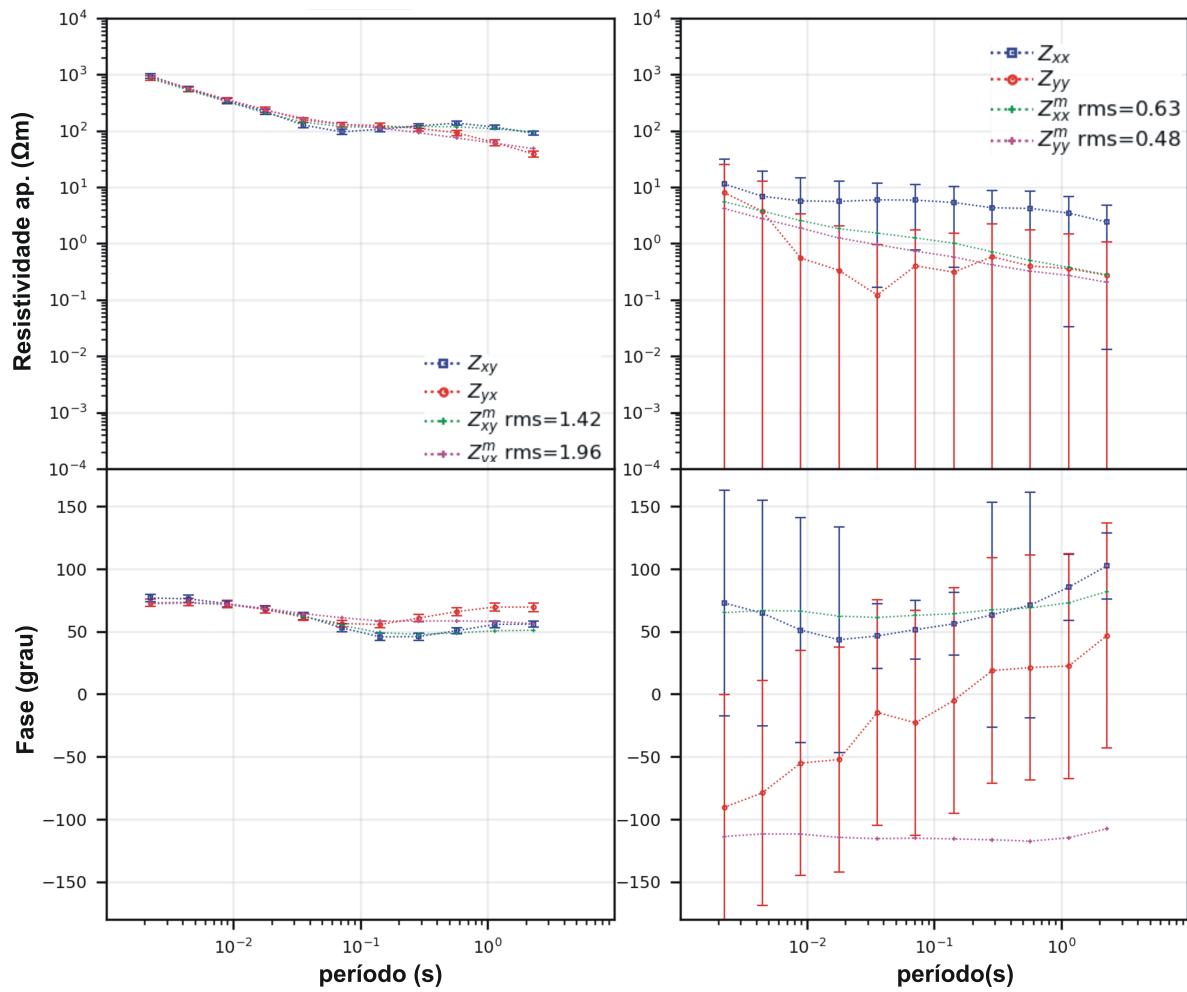


Figura A.13: Curvas de resistividade e fase da Estação 10.

estação 11

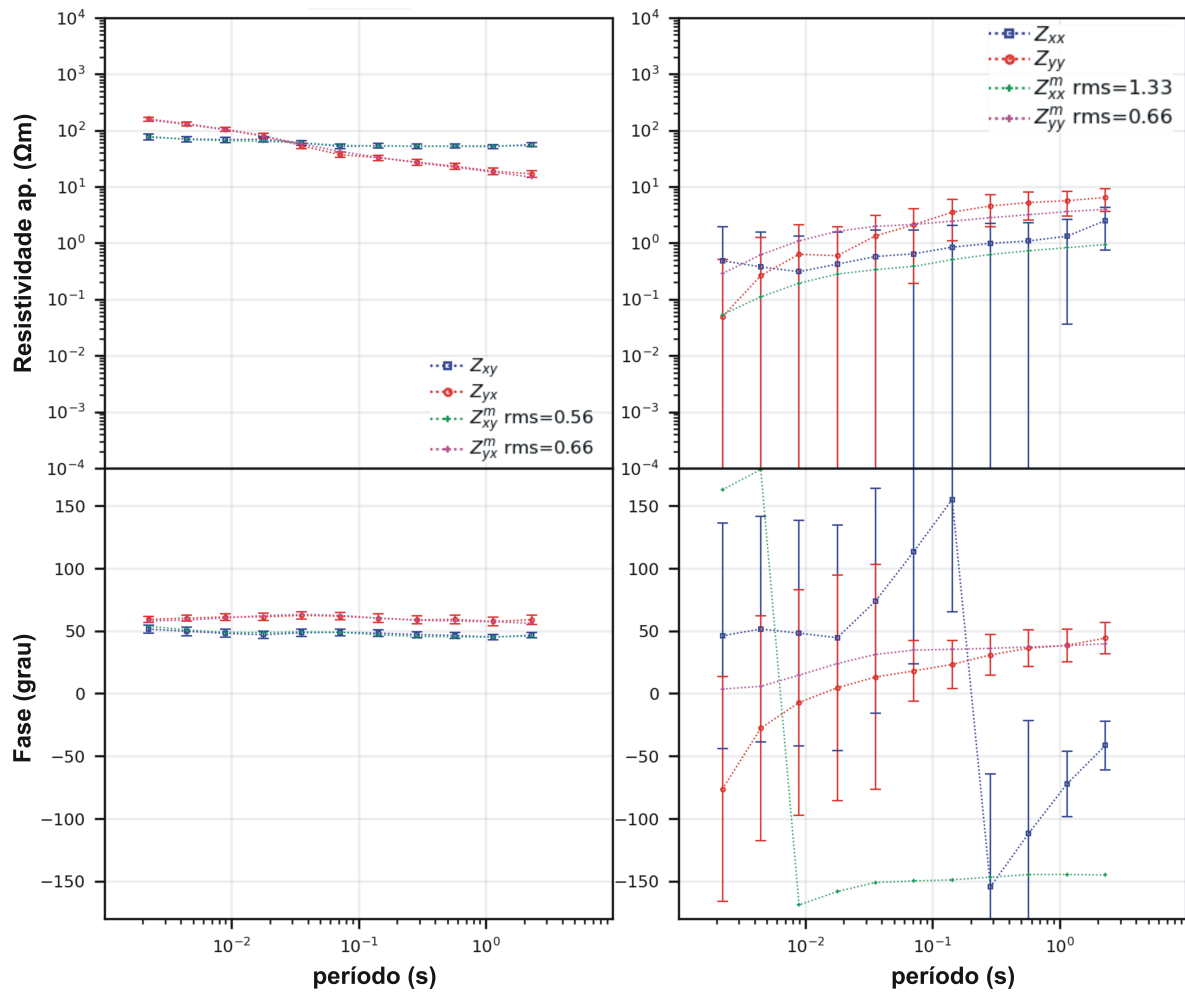


Figura A.14: Curvas de resistividade e fase da Estação 11.

estação 12

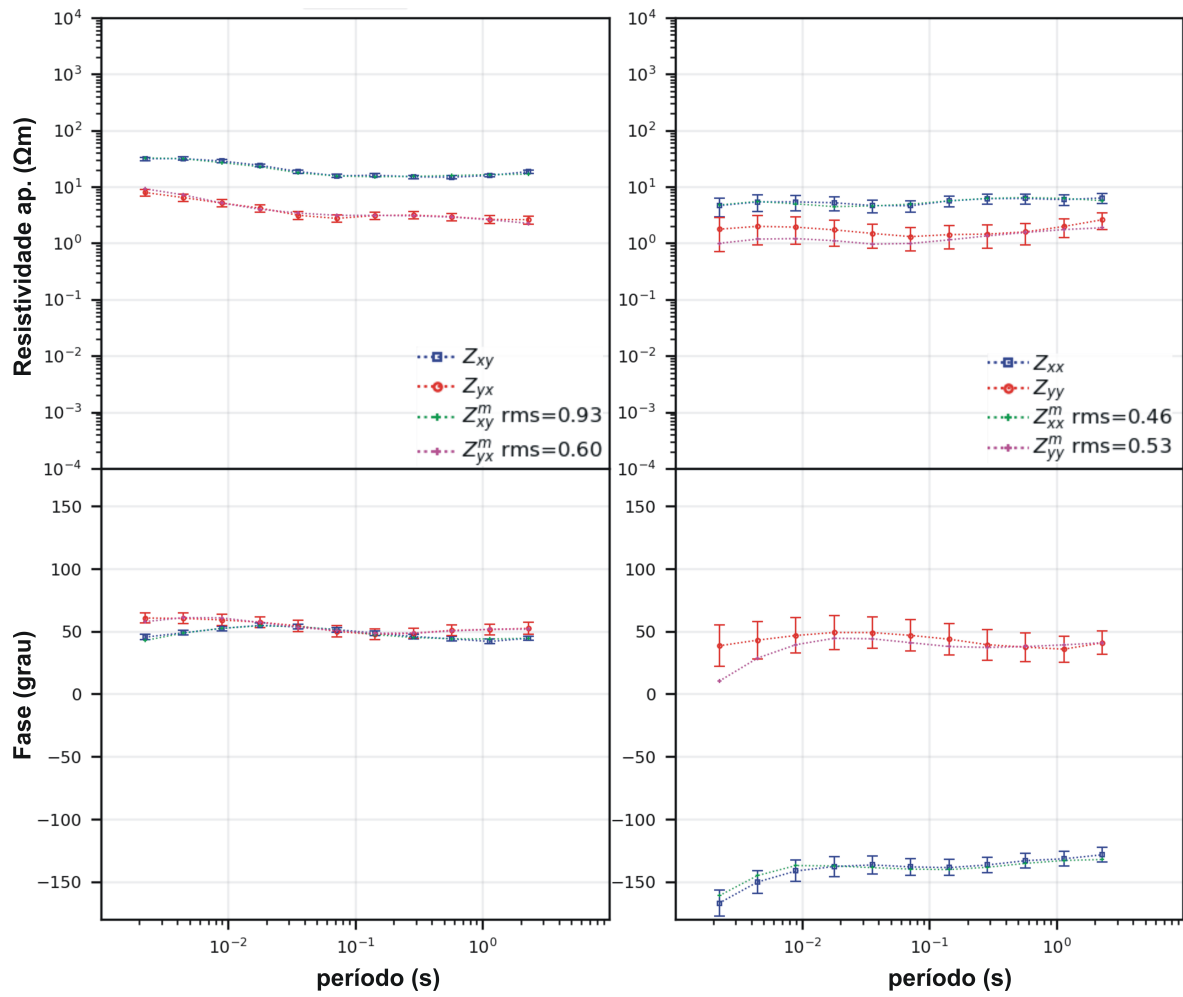


Figura A.15: Curvas de resistividade e fase da Estação 12.

estação 13

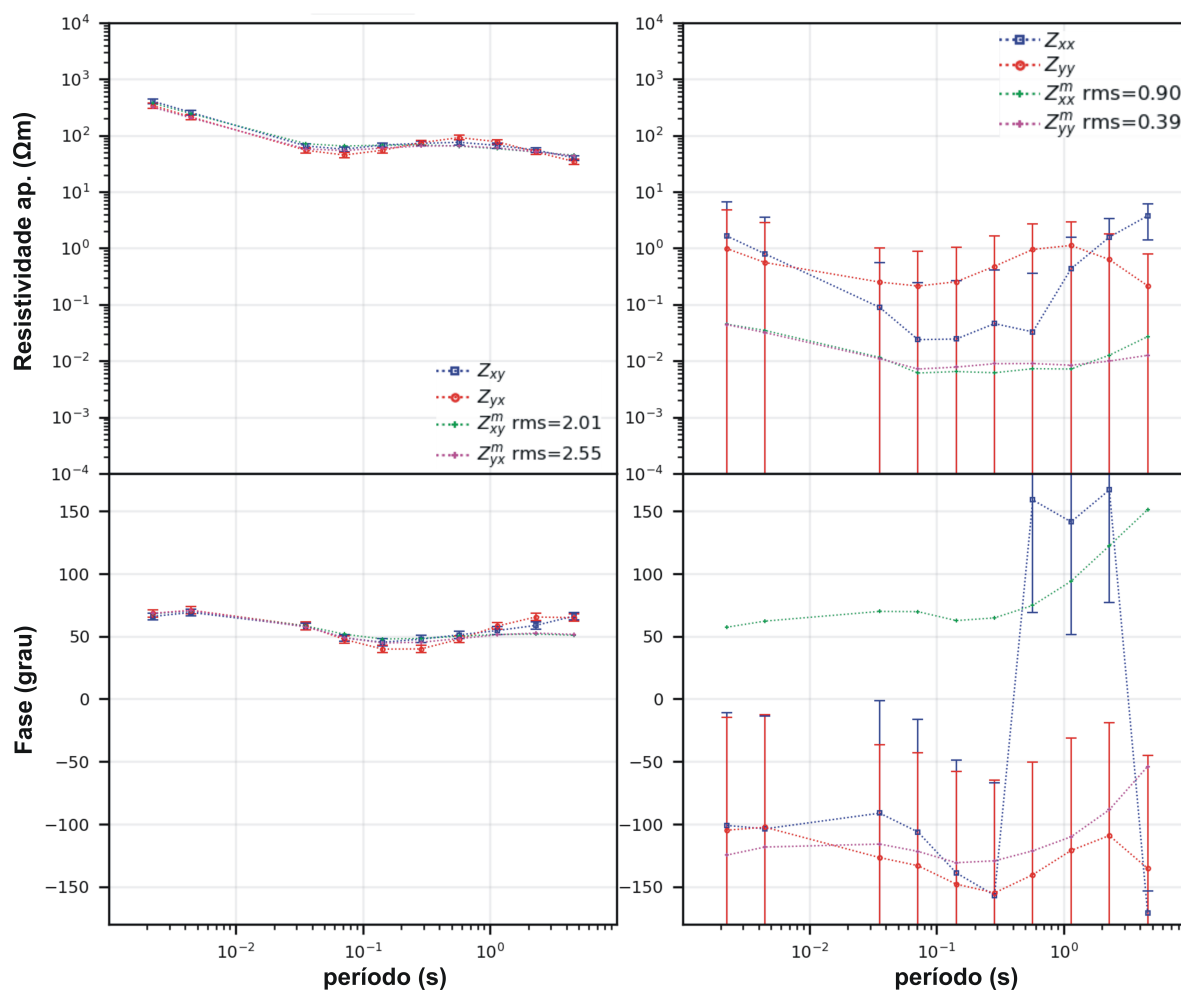


Figura A.16: Curvas de resistividade e fase da Estação 13.

estação 14

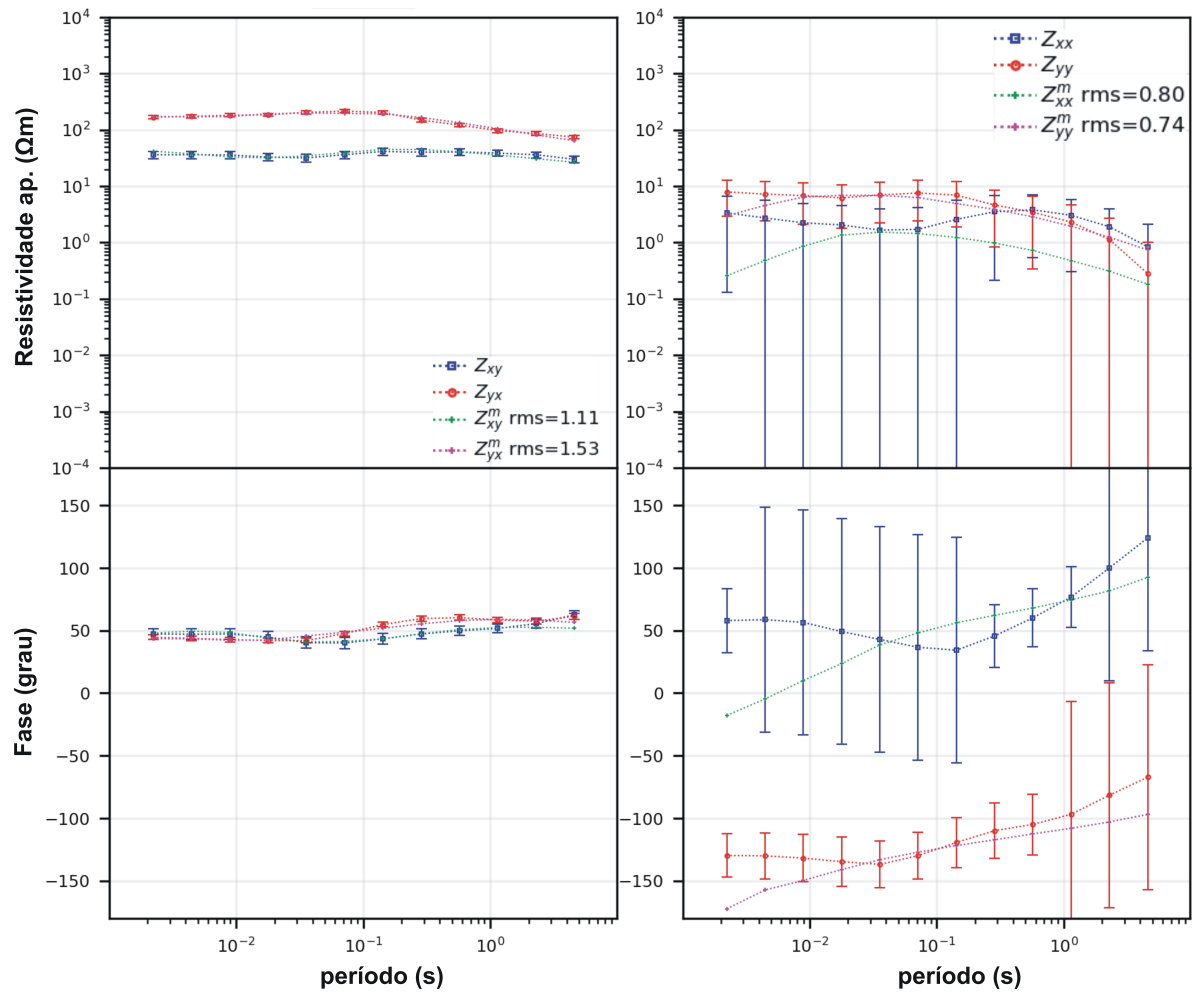


Figura A.17: Curvas de resistividade e fase da Estação 14.

estação 15

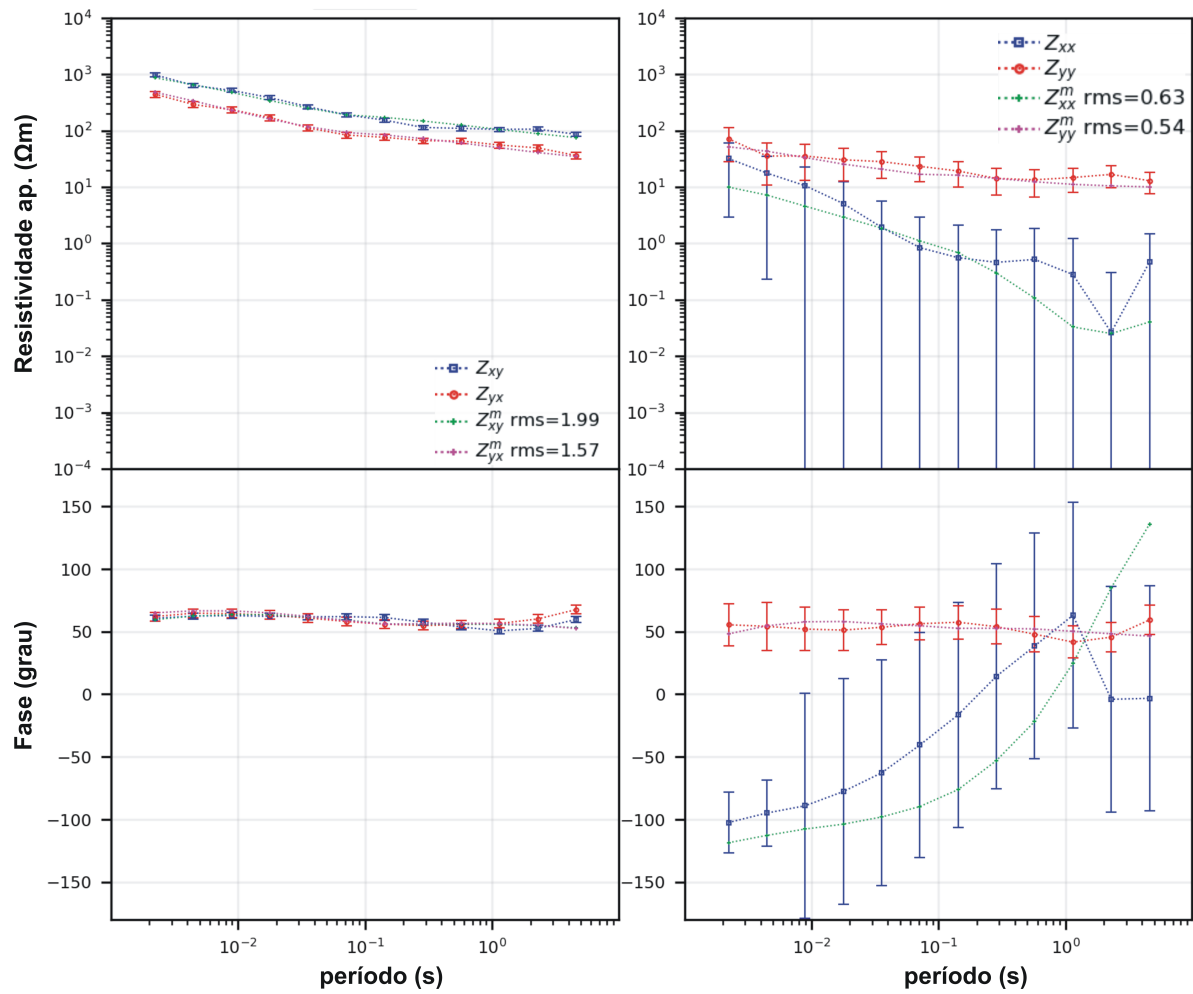


Figura A.18: Curvas de resistividade e fase da Estação 15.

estação 16

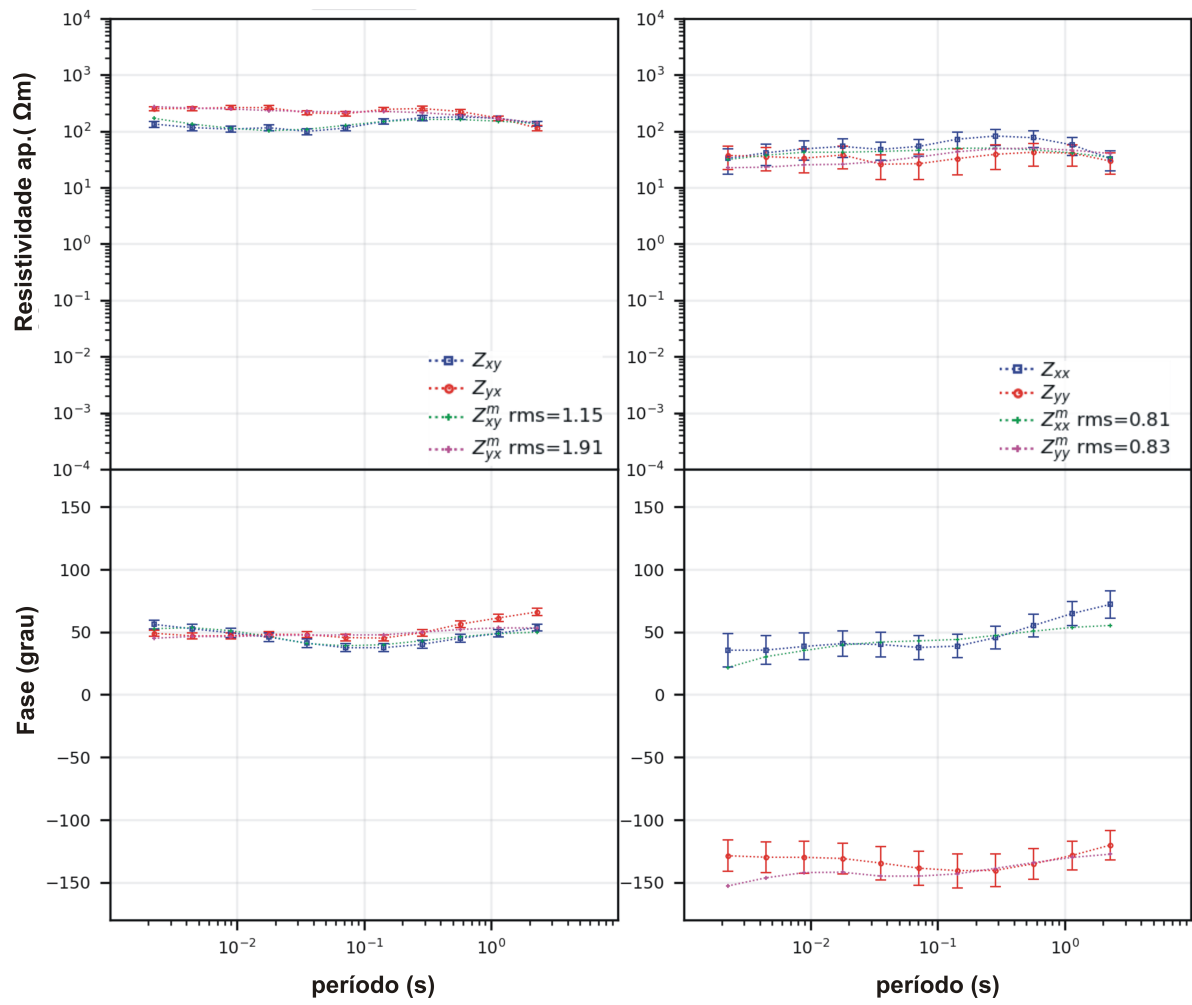


Figura A.19: Curvas de resistividade e fase da Estação 16.

estação 17

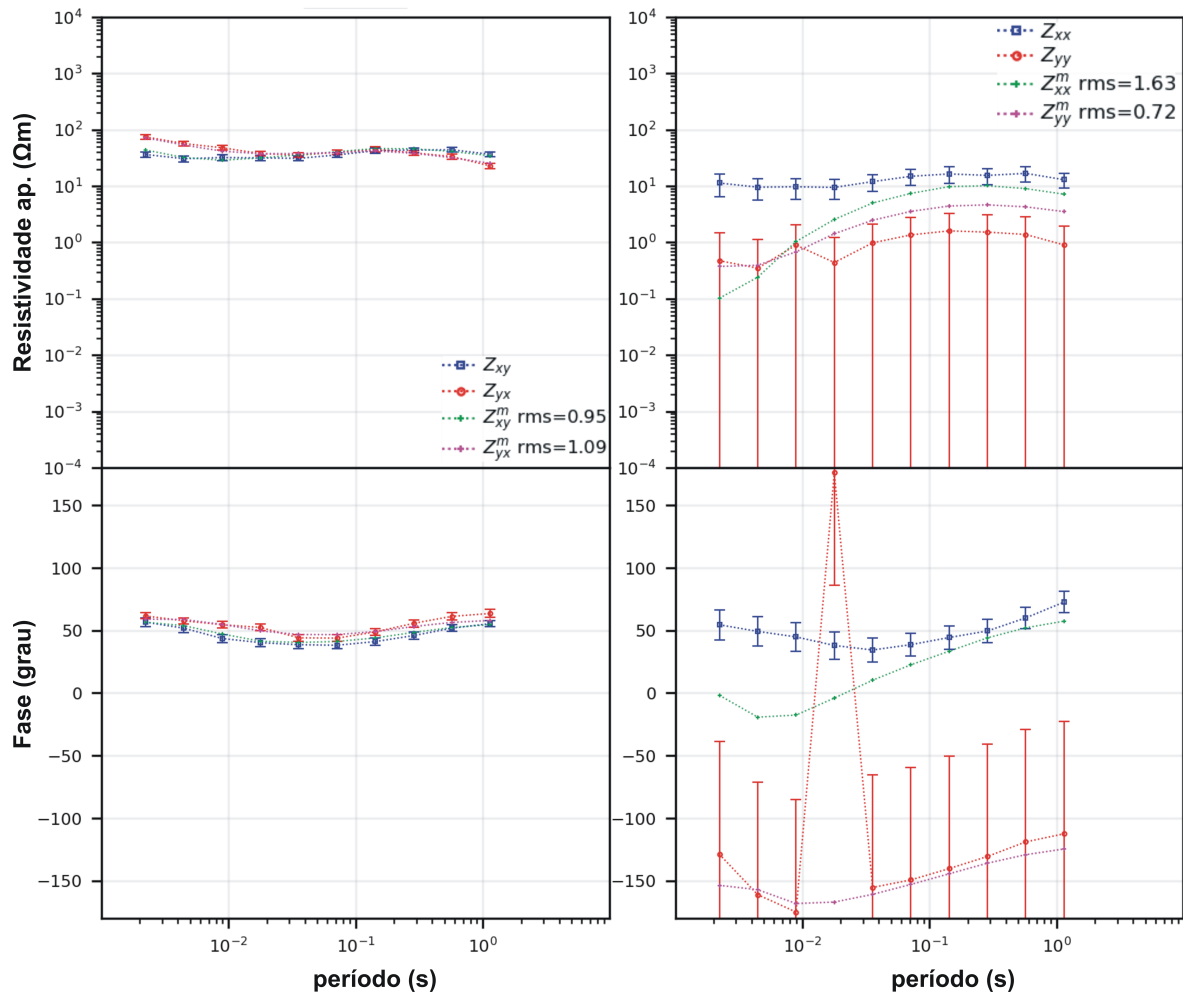


Figura A.20: Curvas de resistividade e fase da Estação 17.

Referências Bibliográficas

- Adepelumi, A.; Fontes, S.; Schnegg, P. e Flexor, J. (2005) An integrated magnetotelluric and aeromagnetic investigation of the Serra da Cangalha impact crater, Brazil, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **150**(1-3):159–181.
- Arora, B.; Trivedi, N.; Padilha, A.; Vitorello, I.; Rigoti, A.; Chamalaun, F. e Fontes, S. L. (1997) Electrical conductivity distribution in the Parnaíba Basin and its tectonic significance, In: *5th International Congress of the Brazilian Geophysical Society*, pp. cp–299, European Association of Geoscientists & Engineers.
- Beamish, D. e Travassos, J. (1992) The use of the D+ solution in magnetotelluric interpretation, *Journal of applied geophysics*, **29**(1):1–19.
- Bland, P. e Artemieva, N. (2003) Efficient disruption of small asteroids by Earth's atmosphere, *Nature*, **424**(6946):288–291.
- Cagniard, L. (1953) Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting, *Geophysics*, **18**(3):605–635.
- Caldwell, T. G.; Bibby, H. M. e Brown, C. (2004) The magnetotelluric phase tensor, *Geophysical Journal International*, **158**(2):457–469.
- Campos, J. E. G. e Dardenne, M. A. (1997a) Estratigrafia e sedimentação da Bacia Sanfranciscana: uma revisão, *Revista Brasileira de Geociências*, **27**(3):269–282.
- Campos, J. E. G. e Dardenne, M. A. (1997b) Origem e evolução tectônica da Bacia Sanfranciscana, *Revista Brasileira de Geociências*, **27**(3):283–294.
- Campos-Enriquez, J.; Arzate, J.; Urrutia-Fucugauchi, J. e Delgado-Rodriguez, O. (1997) The subsurface structure of the Chicxulub crater (Yucatan, Mexico): Preliminary results of a magnetotelluric study, *The Leading Edge*, **16**(12):1774–1778.
- Campos-Enriquez, J.; Chavez-Garcia, F.; Cruz, H.; Acosta-Chang, J.; Matsui, T.; Arzate, J.; Unsworth, M. e Ramos-López, J. (2004) Shallow crustal structure of Chicxulub impact crater imaged with seismic, gravity and magnetotelluric data: inferences about the central uplift, *Geophysical Journal International*, **157**(2):515–525.

- Chave, A. D. e Jones, A. G. (2012) *The magnetotelluric method: theory and practice*, Cambridge University Press.
- Constable, S. C.; Parker, R. L. e Constable, C. G. (1987) Occams inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data, *Geophysics*, **52**(3):289–300.
- Crósta, A.; Reimold, W.; Vasconcelos, M.; Hauser, N.; Oliveira, G.; Maziviero, M. e Góes, A. (2018) Impact cratering: The South American record—part 1, *Chemie der Erde*.
- Crowan, D. e Cooper, G. R. (2003) Enhancement of magnetic signatures of impact structures, In: *8th SAGA Bienal Technical Meeting an Exhibition*.
- Danuor, S.; Aning, A.; Pohl, J.; Karp, T. e Berckhemer, H. (2013) Geophysical characteristics of the Bosumtwi impact crater from seismic, gravity and magnetic measurements, *European Scientific Journal*, **9**(15).
- Egbert, G. D. (1997) Robust multiple-station magnetotelluric data processing, *Geophysical Journal International*, **130**(2):475–496.
- Egbert, G. D. e Kelbert, A. (2012) Computational recipes for electromagnetic inverse problems, *Geophysical Journal International*, **189**(1):251–267.
- Ferreira, J. C.; Leite, E. P.; Vasconcelos, M. A. R. e Crósta, A. P. (2015) 3D gravity modeling of impact structures in basaltic formations in Brazil: Part I—Vargeão, Santa Catarina, *Brazilian Journal of Geophysics*, **33**(2):319–332.
- French, B. M. (1998) *Traces of catastrophe: A handbook of shock-metamorphic effects in terrestrial meteorite impact structures*, Technical Report.
- Gaspar, M. T. P.; Campos, J. E. G. e de Moraes, R. A. V. (2012) Determinação das espessuras do Sistema aquífero Urucuia a partir de estudo geofísico, *Revista Brasileira de Geociências*, **42**(suppl. 1):154–166.
- Góes, A. M. e Feijó, F. J. (1994) Bacia do Parnaíba, *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **8**:57–67.
- Goldin, T. J.; Wünnemann, K.; Melosh, H. J. e Collins, G. S. (2006) Hydrocode modeling of the Sierra Madera impact structure, *Meteoritics & Planetary Science*, **41**(12):1947–1958.
- Grieve, R. A. F. e Pesonen, L. J. (1992) The terrestrial impact cratering record, *Tectonophysics*, **216**(1-2):1–30.
- Grieve, R. A. F. e Pilkington, M. (1996) The signature of terrestrial impacts, *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, **16**(4):399–420.

- Groom, R. W. e Bailey, R. C. (1989) Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distortion, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **94**(B2):1913–1925.
- Jones, A. G. (1988) Static shift of magnetotelluric data and its removal in a sedimentary basin environment, *Geophysics*, **53**(7):967–978.
- Jones, A. G. e Spratt, J. (2002) A simple method for deriving the uniform field MT responses in auroral zones, *Earth, Planets and Space*, **54**(5):443–450.
- Kelbert, A.; Meqbel, N.; Egbert, G. D. e Tandon, K. (2014) ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data, *Computers & Geosciences*, **66**:40–53.
- Kenkmann, T.; Reimold, W.; Khirfan, M.; Salameh, E.; Konsul, K.; Lehmann, T. e Khoury, H. (2009) The impact crater Jebel Waqf as Suwwan in Jordan: Effects of target heterogeneity and impact obliquity on central uplift formation, In: *Lunar and Planetary Science Conference*, vol. 40.
- Kenkmann, T.; Vasconcelos, M. A.; Crosta, A. P. e Reimold, W. U. (2011) The complex impact structure Serra da Cangalha, Tocantins state, Brazil, *Meteoritics & Planetary Science*, **46**(6):875–889.
- Marti, A.; Queralt, P. e Ledo, J. (2009) WALDIM: A code for the dimensionality analysis of magnetotelluric data using the rotational invariants of the magnetotelluric tensor, *Computers & Geosciences*, **35**(12):2295–2303.
- Masero, W.; Schnegg, P.-A. e Fontes, S. (1994) A magnetotelluric investigation of the Araguinha impact structure in Mato Grosso - Goiás, central Brazil, *Geophysical Journal International*, **116**(2):366–376.
- Masero, W.; Fischer, G. e Schnegg, P.-A. (1997) Electrical conductivity and crustal deformation from magnetotelluric results in the region of the Araguinha impact, Brazil, *Physics of the earth and planetary interiors*, **101**(3-4):271–289.
- Master, S. e Heymann, J. (2000) A possible new impact structure near Gilbués in Piauí Province, northeastern Brazil, *Meteoritics and Planetary Science Supplement*, **35**(35):A105.
- Melosh, H. J. (1989) *Impact cratering: A geologic process*, Research supported by NASA. New York, Oxford University Press (Oxford Monographs on Geology and Geophysics, No. 11), 1989, 253 p., **11**.
- Mohamed, A. K.; Meju, M. A. e Fontes, S. L. (2002) Deep structure of the northeastern margin of the Parnaíba Basin, Brazil, from magnetotelluric imaging, *Geophysical Prospecting*, **50**(6):589–602.

- Naidu, G. D. (2012) Magnetotellurics: Basic theoretical concepts, In: *Deep Crustal Structure of the Son-Narmada-Tapti Lineament, Central India*, pp. 13–35, Springer.
- Oliveira, G. J. G. d.; Vasconcelos, M. A. R.; Crósta, Á. P.; Reimold, W. U.; Góes, A. M. e Kowitz, A. (2014) Shatter cones and planar deformation features confirm Santa Marta in Piauí State, Brazil, as an impact structure, *Meteoritics & Planetary Science*, **49**(10):1915–1928.
- Oliveira, G. J. G. d.; Chamani, M. A. C.; Góes, A. M.; Crósta, A. P.; Vasconcelos, M. A. R. e Reimold, W. U. (2017) Geological investigation of the central portion of the Santa Marta impact structure, Piauí State, Brazil, *Brazilian Journal of Geology*, **47**(4):673–692.
- Ormö, J. e Lindström, M. (2000) When a cosmic impact strikes the sea bed, *Geological Magazine*, **137**(1):67–80.
- Parker, R. L. (1983) The magnetotelluric inverse problem, *Geophysical surveys*, **6**(1-2):5–25.
- Parker, R. L. e Whaler, K. A. (1981) Numerical methods for establishing solutions to the inverse problem of electromagnetic induction, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **86**(B10):9574–9584.
- Parkinson, W. (1959) Directions of rapid geomagnetic fluctuations, *Geophysical Journal International*, **2**(1):1–14.
- Pellerin, L. D. e Hohmann, G. W. (1990) Transient electromagnetic inversion; a remedy for magnetotelluric static shifts, *geophysics*, **55**(9):1242–1250.
- Pilkington, M. e Grieve, R. (1992) The geophysical signature of terrestrial impact craters, *Reviews of Geophysics*, **30**(2):161–181.
- Rodríguez, O. D.; Enríquez, O. C.; Fucugauchi, J. U. e Arzate, J. A. (2001) Occam and Bostick 1-d inversion of magnetotelluric soundings in the Chicxulub impact crater, Yucatán, Mexico, *Geofísica Internacional*, **40**(4):271–283.
- Romero, G.; La Terra, E. F.; Panetto, L. P. e Fontes, S. L. (2019) Upper crustal structures of the southeast edge of Parnaíba Basin using 3D magnetotelluric data imaging, *Journal of South American Earth Sciences*, **96**:102392.
- Salameh, E.; Khoury, H.; Reimold, W. U. e Schneider, W. (2008) The first large meteorite impact structure discovered in the Middle East: Jebel Waqf as Suwwan, Jordan, *Meteoritics & Planetary Science*, **43**(10):1681–1690.
- Simpson, F. e Bahr, K. (2005) *Practical magnetotellurics*, Cambridge University Press.
- Siripunvaraporn, W.; Egbert, G.; Lenbury, Y. e Uyeshima, M. (2005) Three-dimensional magnetotelluric inversion: data-space method, *Physics of the Earth and planetary interiors*, **150**(1-3):3–14.

- Tikhonov, A. (1950) On determining electrical characteristics of the deep layers of the Earth's crust, In: *Dokl. Akad. Nauk. SSSR*, vol. 73, pp. 295–297.
- Tong, C.; Lana, C.; Marangoni, Y. e Elis, V. (2010) Geoelectric evidence for centripetal resurgence of impact melt and breccias over central uplift of Araguainha impact structure, *Geology*, **38**(1):91–94.
- Tsikalas, F.; Gudlaugsson, S. T. e Eldholm, Olav an Faleid, J. I. (1998) Integrated geophysical analysis supporting the impact origin of the Mjøltnir structure, Barents Sea, *Tectonophysics*, **289**(4):257–280.
- Unsworth, M. (2019) Theory of eletromagnetic (EM) field propagation in the Earth, Rel. Téc., University of Alberta.
- Unsworth, M.; Enriquez, O. C.; Belmonte, S.; Arzate, J. e Bedrosian, P. (2002) Crustal structure of the Chicxulub impact crater imaged with magnetotelluric exploration, *Geophysical research letters*, **29**(16):35–1.
- Vasconcelos, M. A. R.; Crósta, A. P. e Molina, E. C. (2010) Geophysical characteristics of four possible structures in the Parnaíba Basin: Comparison and implications, *Geological Society of America Special Papers*, **465**:201–217.
- Vaz, P.; Rezende, N.; Wanderley Filho, J. e Travassos, W. S. (2007) Bacia do Parnaíba, *Boletim de Geociencias da PETROBRAS*, **15**(2):253–263.
- Vozoff, K. (1991) The magnetotelluric method, In: *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics: Volume 2, Application, Parts A and B*, pp. 641–712, Society of Exploration Geophysicists.
- Watts, M.; Mackie, R.; Scholl, C. e Hallinan, S. (2013) Limitations of mt static shift corrections using time-domain em data, In: *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2013*, pp. 681–684, Society of Exploration Geophysicists.
- Weaver, J. T.; Agarwal, A. K. e Lilley, F. (2000) Characterization of the magnetotelluric tensor in terms of its invariants, *Geophysical Journal International*, **141**(2):321–336.
- Zhang, P.; Rasmussen, T. M. e Pedersen, L. B. (1988) Electric resistivity structure of the Siljan impact region, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **93**(B6):6485–6501.