Observatório Nacional

Divisão de Programas
de Pós-Graduação

ARQUITETURA DE UM SISTEMA VULCÂNICO KAMAFUGÍTICO NA PROVÍNCIA ÍGNEA DO ALTO PARANAÍBA A PARTIR DE DADOS AUDIOMAGNETOTELÚRICOS E ANÁLISES COMPLEMENTARES

Lucca Martins Franco

Tese apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geofísica do Observatório Nacional, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Doutor em Geofísica.

Orientador: Dr. Emanuele Francesco La Terra

Coorientadores: Dr. Miguel Tupinambá
Dr. Emin Ugur Ulugergerli
Dra. Liliane Paiva Panetto

Rio de Janeiro

Abril de 2026

"ARQUITETURA DE UM SISTEMA VULCÂNICO KAMAFUGÍTICO NA PROVÍNCIA ÍGNEA DO ALTO PARANAÍBA A PARTIR DE DADOS AUDIOMAGNETOTELÚRICOS E ANÁLISES COMPLEMENTARES"

Lucca Martins Franco

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA DO OBSERVATÓRIO NACIONAL COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR EM GEOFÍSICA.

Aprovada por:

Dr. Emanuele Francesco La Terra - (Orientador) – (ON)

Dr. Juarez Lourenço - (ON)

Dr. Artur Santos Benevides - (ON)

Dr. Sergio Castro Valente – (UFRRJ)

Dr. Paulo de Tarso Luiz Menezes – (UERJ)

RIO DE JANEIRO – BRASIL

30 DE ABRIL DE 2026

Franco, Lucca Martins

Arquitetura de um Sistema Vulcânico Kamafugítico na Província Ígnea do Alto Paranaíba a partir de Dados Audiomagnetotelúricos e Análises Complementares / Lucca Martins Franco. – Rio de Janeiro: ON, 2026.

194 p.: il..; 29,7 cm.

Orientador: Emanuele Francesco La Terra

Coorientadores: Miguel Tupinanmbá,
Emin Ugur Ulugergerli,
Liliane Paiva Panetto

Tese (Doutorado) -- ON/Programa de Pós-graduação, 2026.

Referências Bibliográficas: p. 139 – 161.

1. Geofísica aplicada. 2. Audiomagnetotelúrico. 3. Kamafugito. 4. Província Ígnea do Alto Paranaíba. 5. Grupo Mata da Corda. 6. Desgaseificação magmática. I. Tupinambá, Miguel. II. Observatório Nacional, Programa de Pós-Graduação em Geofísica. III. Título.

“Well, I was on the free, just me and me

And just about to sail,

When I heard the voice, said you got a choice

The hammer or the nail”

Ronnie James Dio

In: Holy Diver. Dio, 1983

Agradecimentos

Agradeço imensamente aos meus pais pelo suporte, pela paciência e por estarem presentes em mais esta etapa da minha vida. Pelos mesmos motivos, agradeço à minha namorada, Plícida por estar ao meu lado, construindo a vida comigo. Agradeço também à minha avó Myriam, à minha tia Maria Fernanda, ao meu tio Guilherme e ao meu avô Demóstenes, bem como ao meu grande amigo Otávio. E também ao Gepeto e à Blue.

Agradeço especialmente ao meu orientador, Prof. Emanuele, por ter me dado a oportunidade de trabalhar em mais este projeto e por ter me guiado academicamente ao longo dos últimos sete anos, tanto no doutorado quanto, anteriormente, no mestrado.

Agradeço também aos professores Miguel Tupinambá (UERJ), pela orientação fundamental no desenvolvimento da parte geológica da tese, e Liliane Panetto (UFRRJ), que me ensinou, ainda no início da minha formação, a trabalhar com MT.

Ao Prof. Emin Ulugergerli (Çanakkale Onsekiz Mart University, ÇOMU), que supervisionou meu doutorado sanduíche, agradeço pela excelente recepção e pelo apoio tanto na parte acadêmica quanto na adaptação à vida na Turquia. Agradeço também a colaboração imprescindível dos professores Rogério Azzone (USP) e Sergio Fontes (ON).

Agradeço especialmente ao meu amigo Adevilson Alves, que me ensinou muito sobre MT e contribuiu significativamente para o aprimoramento deste trabalho. Agradeço também aos amigos Rodrigo Alberti, Jonatã Teixeira e Gabriel Nogueira, que estiveram sempre presentes para discutir novas ideias.

Estendo meus agradecimentos à Dona Graça, Giane, Alcides, José Antônio, Raphael Tiago e Dona Fátima, que, de alguma forma, auxiliaram no dia a dia. E também ao Dr. Lucas Mella, que muito me ajudou.

A todos os professores com quem tive aulas no Observatório Nacional (ON/MCTI) e no Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas (IG/UNICAMP).

Agradeço aos senhores Ricardo e Eduardo Duarte, da Terra Brasil S.A. e Sirius Ltda., pelo valioso apoio logístico, por concederem acesso à área de estudo, aos testemunhos de sondagem e relatórios técnicos.

Agradeço à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo apoio financeiro por meio da bolsa de doutorado sanduíche no exterior (PDSE) (processo nº 88881.982729/2024-01), bem como à Fundação Carlos Chagas Filho de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro (FAPERJ) pela concessão da Bolsa de Doutorado Nota 10 (processo nº E-26/201.734/2025).

Agradeço também à Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) pela disponibilização dos dados sísmicos e dos perfis de poços exploratórios (processo nº 48610.222821/2025-18).

Agradeço também ao Pool de Equipamentos Geofísicos do Brasil (PEGBr) pela disponibilização dos instrumentos necessários à realização das medições geofísicas, bem como ao Laboratório de Preparação de Amostras Geológicas da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (LGPA/UERJ) e ao centro analítico GeoAnalítica da Universidade de São Paulo (USP).

Por fim, agradeço ao Judas Priest por 50 anos de Heavy Metal.

Resumo da Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geofísica do Observatório Nacional como parte dos requisitos necessários para a obtenção do título de Doutor em Geofísica.

ARQUITETURA DE UM SISTEMA VULCÂNICO KAMAFUGÍTICO NA PROVÍNCIA ÍGNEA DO ALTO PARANAÍBA A PARTIR DE DADOS AUDIOMAGNETOTELÚRICOS E ANÁLISES COMPLEMENTARES

Lucca Martins Franco

Abril/2026

Este trabalho investiga a arquitetura geoelétrica e estrutural de um sistema vulcano-sedimentar associado a uma ocorrência de kamafugito na Província Ígnea do Alto Paranaíba, no sudeste do Brasil. Os kamafugitos são rochas vulcânicas alcalinas ultrapotássicas com potencial econômico relevante ao setor agrícola e com potencial para exploração de elementos terras raras. A caracterização desses corpos em subsuperfície, contudo, ainda representa um desafio, especialmente em sistemas vulcânicos antigos e estabilizados, nos quais as propriedades físicas não são controladas por processos térmicos ativos. Para abordar essa questão, foram integrados dados audiomagnetotelúricos a métodos geofísicos complementares, como sísmica de reflexão e magnetometria, além de descrições geológicas e petrográficas, e de dados químicos. O tratamento e análise dos dados eletromagnéticos foram conduzidos com base em metodologias consolidadas, incluindo análises de dimensionalidade, testes de sensibilidade, inversão tridimensional e modelagem direta para teste de condutores. Os modelos de resistividade obtidos foram interpretados em conjunto com dados estruturais e litológicos, o que permitiu restringir a geometria e as propriedades físicas das unidades em subsuperfície. Os resultados evidenciam um arcabouço geoelétrico complexo, controlado principalmente por processos de alteração mineralógica e pela circulação de fluidos ao longo de descontinuidades estruturais. Zonas condutivas são interpretadas como regiões de intensa alteração hidrotermal e de acúmulo de fluidos,

enquanto domínios resistivos estão associados a unidades vulcânicas mais preservadas e a sequências sedimentares. O modelo proposto indica que processos de percolação de fluidos ao longo de falhas e fraturas desempenham papel fundamental na modificação das propriedades físicas da sucessão vulcano-sedimentar estudada. Os resultados obtidos contribuem para o entendimento de sistemas vulcânicos antigos e demonstram a aplicabilidade do método audiomagnetotelúrico na caracterização de rochas vulcânicas em subsuperfície, além de fornecer subsídios para a avaliação de fontes alternativas de insumos agrícolas no Brasil.

Palavras-chave: Geofísica Aplicada; Audiomagnetotelúrico; Kamafugito; Província Ígnea do Alto Paranaíba; Grupo Mata da Corda; Desgaseificação magmática.

Abstract of the Thesis presented to the National Observatory's Graduate Program in Geophysics as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor in Geophysics.

ARCHITECTURE OF A KAMAFUGITIC VOLCANIC SYSTEM IN THE ALTO PARANAÍBA IGNEOUS PROVINCE FROM AUDIOMAGNETOTELLURIC DATA AND COMPLEMENTARY ANALYSES

Lucca Martins Franco

Abril/2026

This study investigates the geolectrical and structural architecture of a volcano-sedimentary system associated with a kamafugite occurrence in the Alto Paranaíba Igneous Province, southeastern Brazil. Kamafugites are ultrapotassic alkaline volcanic rocks with significant economic potential for the agricultural sector and for rare-earth element exploration. However, characterizing these bodies in the subsurface remains challenging, particularly in ancient and stabilized volcanic systems, where their physical properties are not controlled by active thermal processes. To address this issue, audiomagnetotelluric data were integrated with complementary geophysical methods, including seismic reflection and magnetometry, as well as geological and petrographic descriptions and geochemical data. The analysis of electromagnetic data was carried out using established methodologies, including dimensionality analysis, sensitivity tests, three-dimensional inversion, and forward modeling for conductor testing. The resulting resistivity models were interpreted alongside structural and lithological data, thereby constraining the geometry and physical properties of subsurface units. The results reveal a complex geolectrical framework, primarily controlled by mineralogical alteration processes and fluid circulation along structural discontinuities. Conductive zones are interpreted as regions of intense hydrothermal alteration and fluid accumulation, whereas resistive domains are associated with more preserved volcanic units and sedimentary sequences. The proposed model indicates

that fluid percolation along faults and fractures plays a fundamental role in modifying the physical properties of the studied volcano-sedimentary succession. The results contribute to understanding ancient volcanic systems, demonstrate the applicability of the audiomagnetotelluric method for characterizing volcanic rocks in the subsurface, and provide support for evaluating alternative agricultural inputs in Brazil.

Keywords: Applied Geophysics; Audiomagnetotellurics; Kamafugite; Alto Paranaíba Igneous Province; Mata da Corda Group; Magmatic Degassing.

Sumário

Lista de Figuras..... xiv

Lista de Tabelas..... xviii

1. Introdução 1

1.1 Localização da área de estudo 6

1.2 Objetivos 7

1.3 Estrutura da tese 9

2. Contexto Geológico 10

2.1 Série dos kamafugitos 11

2.2 Província Ígnea do Alto Paranaíba 13

2.3 Bacia Sanfranciscana 14

2.3.1 Embasamento da Bacia 16

2.3.2 Grupo Areado 17

2.3.2.1 Formação Três Barras 18

2.3.3 Grupo Mata da Corda 19

2.3.3.1 Formação Patos 19

2.3.3.2 Formação Capacete 20

3. Fundamentação Teórica 21

3.1 Método audiomagnetotelúrico 22

3.1.1 Indução eletromagnética na Terra 24

3.1.2 Skin depth 28

3.1.3 Tensor de impedância 29

3.1.4 Função de transferência magnética 32

3.1.5 Tensor de fase 33

3.1.6 Condutividade elétrica dos materiais terrestres..... 34

3.1.7 Inversão de dados AMT..... 39

3.2 Métodos geofísicos complementares..... 41
3.2.1 Magnetometria..... 41
3.2.2 Sísmica de reflexão..... 42
3.2.3 Perfilagem elétrica de poço – HRLA..... 43
3.3 Dados geológicos..... 44
4. Condutos Magmáticos, Paleotopografia e Estimativa Volumétrica de Rocha...... 47
4.1 Resultados AMT..... 48
4.1.1 Aquisição de dados AMT 48
4.1.2 Processamento de dados AMT 52
4.1.3 Análise do tensor de fase 55
4.1.4 Modelagem e inversão 3D 56
4.1.5 Testes de sensibilidade 65
4.2 Resultados geofísicos complementares 70
4.2.1 Aquisição e processamento de dados magnéticos 70
4.2.2 Dados sísmicos e de poço 73
4.2.2.1 Conversão tempo-profundidade..... 73
4.2.2.2 Resistividade Laterolog..... 75
4.3 Análise preliminar dos dados geofísicos..... 76
4.3.1 Análise AMT preliminar..... 76
4.3.2 Análise preliminar dos dados complementares..... 81
4.3.2.1 Mapa ASA..... 81
4.3.2.2 Sísmica e resistividade de poço..... 83
4.4 Interpretação dos dados geofísicos..... 86
4.4.1 Derrame de lavas e sistema de condutos vulcânicos pequenos..... 86
4.4.2 Conduto vulcânico primário..... 88
4.4.3 Fluxo de lava em paleovales..... 89

4.4.4 Anomalias condutivas associadas a percolação de água subterrânea.... 90

4.4.5 Estimativa volumétrica de kamafugito usando dados AMT..... 91

5. Deformação Induzida por Desgaseificação do Magma..... 95

5.1 Mapa geológico 96

5.2 Aspectos sedimentares e vulcânicos primários 98

5.2.1 Diques clásticos e injectitos 103

5.3 Estruturas em escala de afloramento 105

5.4 Testemunhos de sondagem 114

5.5 Alteração hidrotermal 117

5.6 Estruturas induzidas por fluidos 120

5.6.1 Estruturas de alto ângulo 121

5.6.2 Estruturas de baixo ângulo 124

5.7 Interpretação das análises geológicas 128

6. Integração Geofísica e Modelo Geológico do Sistema Kamafugítico..... 131

6.1 Integração dos dados geofísicos e assinatura geoelétrica..... 131

6.2 Controle estrutural e integração geológica-geofísica 134

6.3 Modelo evolutivo do sistema vulcano-sedimentar 135

7. Conclusões..... 138

Referências..... 139

Apêndice I..... 162

Apêndice II..... 171

Apêndice III..... 174

Apêndice IV..... 175

Lista de Figuras

Fig. 1.1 Contexto tectônico e localização das grandes províncias ígneas brasileiras, incluindo a APIP. As principais ocorrências..... 2

Fig. 1.2 Localização da área de estudo, situada no limite entre os municípios de Presidente Olegário e Patos de Minas, na porção..... 6

Fig. 2.1 Diagrama em pirâmide com feldspatóides modais (em vermelho) e as respectivas rochas (em preto) que compõem a..... 11

Fig. 2.2 Localização e coluna estratigráfica da Bacia Sanfranciscana, que se subdivide nas sub-bacias Abaeté (sul)..... 14

Fig. 2.3 Localização dos grupos Areado e Mata da Corda, posicionados entre o Cráton São Francisco e a Bacia do Paraná..... 15

Fig. 2.4 Arenito da FTB, Gr. Areado, intercalado à camada de argilito de coloração avermelhada, em afloramento localizado na..... 18

Fig. 2.5 Modelo evolucional simplificado que ilustra a sedimentação da Fm. Capacete, no contexto da Bacia Sanfranciscana..... 20

Fig. 3.1 Espectro de potência do campo magnético terrestre e suas fontes naturais para diferentes frequências. O AMT está situado ao final..... 23

Fig. 3.2 Valores de resistividade e de condutividade elétrica de diferentes tipos de rochas, solos e minerais de minério. Adaptado de Lowrie, 2007..... 35

Fig. 3.3 Relação entre a condutividade total (rocha + fluido) e a condutividade do fluido percolante. É possível identificar..... 38

Fig. 3.4 (a) Caixa de testemunhos de sondagem do furo BH-49; (b) arenito bimodal com laminação plano-paralela e falha..... 45

Fig. 4.1 Mapa geológico com a distribuição das 137 estações AMT adquiridas (triângulos pretos) e dos furos de sondagem..... 49

Fig. 4.2 Arranjo em cruz, com dois dipolos elétricos alinhados nas direções N-S e E-W, além de duas bobinas de indução..... 50

Fig. 4.3 (a) Estação AMT, com arranjo de bobinas alinhadas nas direções X (N-S), Y (E-W) e Z (vertical); (b) equipamentos e instrumentos de medida..... 51

Fig. 4.4 Séries temporal da estação AMT 108, para a frequência de amostragem de 1024 Hz. De cima para baixo são apresentadas as componentes do..... 52

Fig. 4.5 Curvas de resistividade aparente e de fase das estações..... 54

Fig. 4.6 Mapa do tensor de fase para dados AMT medidos em um intervalo de diferentes períodos, de 0,001 a 0,1 s. A forma..... 55

Fig. 4.7 (a) Modelo AMT de partida definido para inversão de dados. No caso, trata-se de um semiespaço homogêneo de 100 Ω·m..... 57

Fig. 4.8 Perfis verticais de inversão, utilizando modelos de partida com resistividades iniciais de 50, 100 e 500 Ω·m. As figuras..... 58

Fig. 4.9 Testes realizados para valores de coerência iguais a 0,2, 0,3..... 60

Fig. 4.10 Distribuição de nRMS na área de estudo. No caso, os valores totais e individuais de cada componente de impedância..... 61

Fig. 4.11 Curvas de ajuste dos dados observados e preditos para todas as componentes do tensor de impedância nas estações AMT..... 63

Fig. 4.12 Modelo AMT final, obtido após 127 iterações. No caso, estão ilustrados dois perfis (A e B), com a localização indicada no mapa..... 64

Fig. 4.13 Teste de sensibilidade do sinal EM em diferentes profundidades. Nesse caso, foram modelados condutores fortes..... 67

Fig. 4.14 Comparação entre as curvas de resistividade aparente e de fase observadas e preditas para o modelo original e para..... 69

Fig. 4.15 Modelo original gerado da inversão, com nRMS de 2.3 e modelo editado, com resistor de 1000 Ω·m, com nRMS de 6.1..... 69

Fig. 4.16 Distribuição das estações magnetométricas (quadrados pretos) e furos de sondagem (pontos vermelhos) sobre o mapa geológico detalhado..... 70

Fig. 4.17 (a) Mapa de campo magnético anômalo; (b) Mapa de anomalia do sinal analítico (equação 3.57), calculado a partir das derivadas..... 72

Fig. 4.18 Traçado da linha sísmica em mapa. O retangulo de cor laranja corresponde à região de aquisição dos dados AMT..... 74

Fig. 4.19 Curva HRLA de resistividade, que se aproxima dos valores reais da formação..... 75

Figura 4.20 Seções do modelo final de resistividade 3D ao longo dos perfis A–D, integradas às informações litológicas dos furos..... 77

Fig. 4.21 *Depth slices* do modelo final de resistividade 3D nas cotas de: (a) 1030 m; (b) 950 m; (c) 900 m; (d) 810 m; (e) 700 m; e (f) 570 m. 79

Fig. 4.22 (a) Seção de resistividade elétrica obtida por inversão 3D de AMT na cota de 840 m. O contorno vermelho representa as..... 82

Fig. 4.23 Linha sísmica interpretada e não interpretada, destacando as sequências S1, S2, S3, S4, falhas, fraturas.....,..... 84

Fig. 4.24 (a) Vesículas e veios carbonáticos em amostra de kamafugito no BH-26, profundidade de 68 m; (b) vesículas carbonáticas..... 88

Fig. 4.25 Recorte do modelo de resistividade para valores no intervalo de 1 a 100 Ω·m, especificamente na área onde as estações..... 93

Fig. 5.1 Mapa geológico integrado. Os locais (pontos) onde foram realizadas análises em campo estão representados por círculos..... 97

Fig. 5.2 Características macro e microscópicas dos arenitos da FTB e kamafugitos do GMC: (a) estratificação horizontal em arenito..... 99

Fig. 5.3 Diagramas composicionais de kamafugitos do GMC (triângulos) e de ailikitos de ocorrências carbonatíticas (círculos)..... 102

Fig. 5.4 Estruturas sedimentares sin-vulcânicas: (a) dique clástico intrudindo rocha vulcânica alterada; (b) material arenoso injetado..... 104

Fig. 5.5 (a) Perfil esquemático dos arenitos nos pontos 17 e 18, próximo à zona de contato; (b) lado SSE de um suposto domo, com..... 106

Fig. 5.6 (a) Perfil geológico entre os pontos 21 e 22; (b) falha normal separando domínio SSW não deformado do domínio NNE deformado..... 108

Fig. 5.7 Seção esquemática e detalhada dos pontos 11, 12 e 13; (a) metacalcário (estromatólito) com gashes de quartzo e calcita..... 110

Fig. 5.8 (a) Zona de contato entre arenito e rocha vulcânica no ponto 9, com cobertura detrítico laterítica; (b) arenito dobrado intrudido..... 112

Fig. 5.9 Sucessão estratigráfica vulcano-sedimentar do furo BH-49, com detalhe para o intervalo de transição entre arenito e vulcânica..... 116

Fig. 5.10 (a) Enxame de veios carbonáticos em calcário (estromatólito) do Grupo Bambuí, ponto 05; (b) fotomicrografia de arenito..... 119

Fig. 5.11 Amostra do poço BH-49 à profundidade de 90 m, juntamente com fotomicrografias exibindo uma região fortemente deformada..... 122

Fig. 5.12 (a) Amostra de sondagem no intervalo de 86,2 a 86,5 m no BH-49, exibindo a transição de uma estrutura planar relativamente..... 123

Fig. 5.13 (a) Amostra BH-49 (89 m) com falhas de baixo ângulo; (b) veios carbonáticos deformados; (c) grãos de quartzo orientados..... 126

Fig. 6.1 Fig. 6.1 Modelo evolutivo da área de estudo: (a) Arenito eólico da FTB com estratos horizontais, durante o Cretáceo inferior..... 137

Lista de Tabelas

Tabela 1. Identificação dos furos de sondagem e das profundidades em que as amostras foram coletadas para laminação..... 46

Tabela 2. Domínios hidrogeológicos interpretados a partir de perfis HRLA de resistividade do poço exploratório..... 85

Tabela 3. Resultados de FRX em amostras de arenito e de kamafugito..... 100

Tabela 4. Estruturas deformacionais em metacalcário..... 109

Tabela 5. Descrição estrutural do intervalo de 82,0–90,5 m (BH-49)..... 115

Capítulo 1

Introdução

O Brasil está entre os maiores consumidores de fertilizantes do mundo, com destaque para culturas como café, cana-de-açúcar e soja. Apesar da elevada demanda, o país apresenta forte dependência de importações, que correspondem à maior parte do abastecimento nacional, provenientes principalmente da Rússia (31%), da China (20%) e do Canadá (12%), enquanto a produção interna representa aproximadamente 10% do total, conforme divulgado na base de dados *Comex Stat* (MDIC/SECEX), em 2024. Esse cenário evidencia a vulnerabilidade da produção agrícola, sobretudo no que se refere ao fornecimento de nutrientes essenciais, como nitrogênio, fósforo e potássio (NPK), fundamentais à segurança alimentar (Russo e Figueira, 2023).

Além da dependência externa, o uso intensivo de fertilizantes convencionais está associado a impactos ambientais significativos, incluindo a emissão de gases de efeito estufa, a contaminação de solos e aquíferos e a eutrofização de corpos hídricos (Conley et al., 2009). Esses processos resultam, por exemplo, na redução do oxigênio dissolvido na água e na degradação de ecossistemas aquáticos, além de riscos potenciais à saúde humana decorrentes da presença de nitratos em sistemas naturais.

Diante desse contexto, torna-se estratégica a busca por alternativas sustentáveis para o fornecimento de nutrientes. Nesse cenário, destaca-se o uso de remineralizadores, insumos obtidos por meio da rochagem, ou seja, a moagem de rochas ricas em macronutrientes essenciais. Esses materiais apresentam potencial para promover a liberação gradual de nutrientes, contribuindo para a melhoria das propriedades químicas e físicas do solo. No entanto, sua eficiência está diretamente relacionada à composição mineralógica das rochas empregadas para esse fim.

Entre as rochas com potencial para aplicação agrícola, destacam-se os kamafugitos, um grupo raro de rochas vulcânicas alcalinas ultrapotássicas. As principais ocorrências mundiais estão restritas a Uganda, Itália e Brasil, sendo que, no território brasileiro, essas rochas ocorrem principalmente na Província Ígnea do

Alto Paranaíba (APIP; Gibson et al., 1995) e na Província Alcalina de Goiás (Sgarbi et al., 2004; Araujo et al., 2001). Acredita-se que as rochas do Alto Paranaíba (Fig. 1.1) estejam associadas a um intenso evento magmático do Cretáceo Superior na borda nordeste da Bacia do Paraná, possivelmente relacionado à interação manto-pluma, incluindo a ocorrência de kimberlitos, lamprófiros e grandes complexos ígneos (Brod et al., 2000; Guarino et al., 2013).

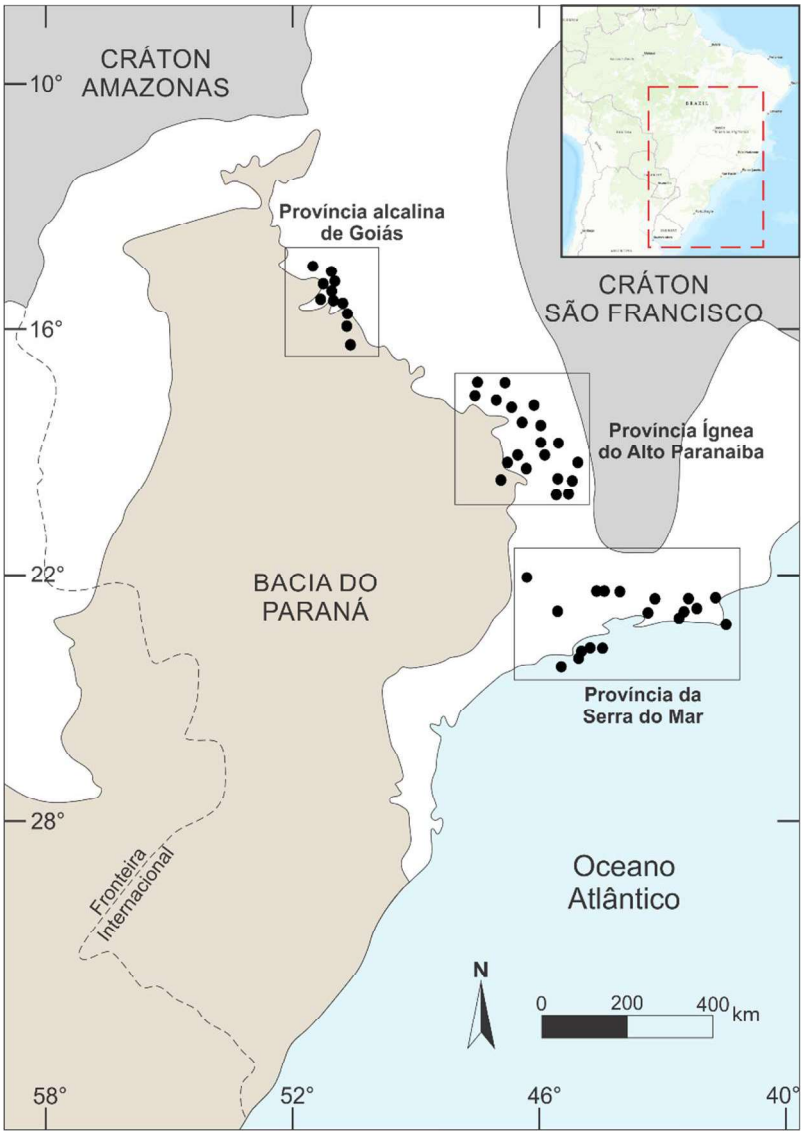


Fig. 1.1 Contexto tectônico e localização das grandes províncias ígneas brasileiras, incluindo a APIP. As principais ocorrências vulcânicas estão destacadas em círculos pretos. Modificado de Gibson et al. (1995).

O interesse pelos kamafugitos decorre tanto do seu potencial agronômico quanto de seu valor mineral. Do ponto de vista agrícola, o material passa a ter valor após a rochagem, onde o pó de rocha preservada ou intemperizada pode ser usado

como remineralizador (Swoboda et al., 2022; Medeiros et al., 2025). A alteração intempérica das rochas kamafugíticas tende a gerar argilominerais com elevada capacidade de troca catiônica e retenção de água, o que favorece ainda mais a liberação progressiva de nutrientes ao solo (Motta Junior et al., 2021). Os benefícios ao solo resultam principalmente do uso contínuo e cíclico deste tipo de insumo (Ferreira et al., 2024). Além disso, esses materiais podem ser combinados com outros tipos de pó de rocha, como gnaisses e piroxenitos, ampliando sua aplicabilidade agrícola (Araujo et al., 2024).

Adicionalmente, essas rochas apresentam potencial para a exploração de Elementos Terras Raras (ETRs), principalmente os mais leves, frequentemente concentrados em rochas alcalinas ultrapotássicas (Araujo et al., 2001; Ruiz et al., 2023).

Apesar de seu potencial, a caracterização de corpos de kamafugito em subsuperfície ainda representa um desafio, por tratar-se de um material raro e de difícil caracterização. Em especial, os derrames de lava kamafugítica e, mais raramente, depósitos piroclásticos, tendem a se associar espacialmente à outras rochas alcalinas de composição mineralógica similar, como kimberlitos, carbonatitos e lamproítos. Esta similaridade torna difícil diferenciar estes materiais em muitos casos (Read et al., 2004). Além disso, horizontes de solo e camadas detrito-lateríticas frquentemente recobrem o material vulcânico, dificultando a delimitação espacial destas ocorrências.

A forma, localização precisa e volume das ocorrências de kamafugitos em províncias como a APIP são aspectos ainda pouco compreendidos e que necessitam da aplicação de técnicas indiretas de estudo. Sendo assim, a integração de métodos geofísicos diversos à dados de geologia mostra-se uma opção viável para análise destes complexos alcalinos em diferentes escalas. Embora existam estudos regionais bem-sucedidos na caracterização geofísica de complexos alcalinos pertencentes à APIP (Cowan et al., 2000; Carvalho et al., 2015; Louro e Mantovani, 2012; Silva et al., 2016; Ruiz et al., 2023), a aplicação destes métodos para detalhamento subsuperficial de alvos específicos é bastante restrita, tendo como principal alvo *pipes* kimberlíticos (La Terra et al., 2010).

Na APIP, um estudo em escala de detalhe a ser citado envolve o uso do método *Controlled-Source Audiomagnetotellurics (*CSAMT) para caracterização geoelétrica do sistema alcalino pertencente ao kimberlito Régis (Menezes e La Terra, 2011; La Terra e Menezes, 2012), permitindo investigar contrastes de resistividade associados à mineralogia, à alteração hidrotermal e à estruturação dos corpos. E, no caso dos kamafugitos, ainda não existem estudos de detalhamento das ocorrências.

Apesar do sucesso do CSAMT na detecção de estruturas kimberlíticas, ainda não está bem definido como variações de resistividade elétrica podem ser utilizadas para distinguir kamafugitos de outras rochas em sistemas vulcânicos antigos e estabilizados, nos quais não há influência direta de processos térmicos ativos. Essa lacuna limita a aplicação de métodos eletromagnéticos na caracterização detalhada desses sistemas em subsuperfície e evidencia a necessidade de estudos que investiguem de forma específica a assinatura geoelétrica dos kamafugitos.

Nesse contexto, métodos eletromagnéticos, em especial o audiomagnetotelúrico (AMT), apresentam grande potencial para a investigação de estruturas em subsuperfície, por fornecerem informações indiretas sobre a resistividade elétrica dos materiais geológicos. Diferentemente de ambientes vulcânicos ativos, em que a resistividade é fortemente controlada pela temperatura, em sistemas antigos as variações geoelétricas refletem predominantemente a composição mineralógica e a presença de fluidos, sendo a formação de minerais secundários em ambientes saturados, um mecanismo de redução da resistividade elétrica (Gomo, 2023).

Parte-se, portanto, da hipótese central de que as variações de resistividade elétrica em sistemas vulcano-sedimentares associados a kamafugitos são controladas principalmente por processos de alteração mineralógica e pela circulação de fluidos em zonas estruturais, como falhas e fraturas. Destaca-se a influência da neoformação de argilominerais no processo de redução da resistividade elétrica, os quais tipicamente apresentam elevada capacidade de troca catiônica (Ussher et al., 2000). Além disso, sistemas afetados por alteração hidrotermal argílica, decorrente da ascensão e degaseificação magmática, podem gerar anomalias condutivas verticalizadas (Rizzello et al., 2021), similares às identificadas no presente estudo.

Dessa forma, a integração de dados AMT com informações geológicas e geofísicas complementares permite não apenas identificar corpos magmáticos em subsuperfície, mas também caracterizar zonas de fluxo de fluidos e sistemas hidrotermais associados.

A área de estudo encontra-se inserida em um sistema vulcano-sedimentar do Grupo Mata da Corda, no qual derrames de kamafugitos recobrem unidades sedimentares do Grupo Areado e, em maior profundidade, metassedimentos do Grupo Bambuí. Nesse contexto, estruturas tectônicas herdadas e zonas de fraqueza crustal desempenham papel fundamental na circulação de fluidos e na evolução hidrotermal do sistema, influenciando diretamente as propriedades geoelétricas observadas.

Dessa forma, o objetivo principal deste trabalho é caracterizar a arquitetura geoelétrica, estrutural e hidrotermal de um sistema vulcano-sedimentar associado a kamafugitos na APIP, por meio da integração de dados audiomagnetotelúricos, magnetométricos e sísmicos, aliados a informações geológicas e petrográficas. Busca-se compreender a relação entre processos magmáticos, circulação de fluidos e deformação crustal, contribuindo tanto para o avanço do conhecimento sobre sistemas vulcânicos antigos quanto para a avaliação do potencial econômico dessas rochas.

1.1 Localização da área de estudo

A área em que os levantamentos AMT e magnetométricos foram realizados está localizada na porção oeste do estado de Minas Gerais, próxima à divisa com o estado de Goiás, território que pertence ao Planalto Central Brasileiro, onde predominam feições de relevo chapadas, com topo aplainado, além de vales abertos e escarpas abrutas. Conforme ilustra o mapa da Figura 1.2, a região de interesse corresponde a uma área de aproximadamente 16 km², posicionada entre os municípios de Patos de Minas, a sul, e Presidente Olegário, a norte, não distante do Ribeirão Três Barras, afluente do Rio Paranaíba.

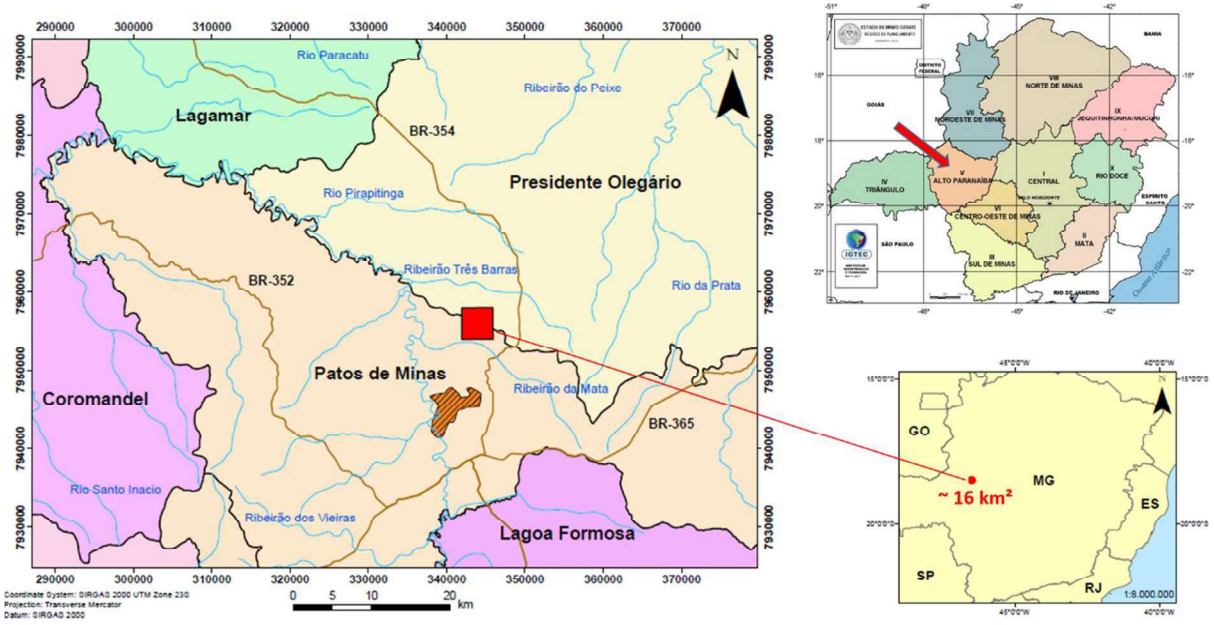


Fig. 1.2 Localização da área de estudo, situada no limite entre os municípios de Presidente Olegário e Patos de Minas, no Alto Paranaíba, oeste do estado de MG.

O acesso é feito pela rodovia BR-354, sentido sul, a 15 km do perímetro urbano de Presidente Olegário. A área está a cerca de 430 km da capital mineira, Belo Horizonte. Tal área pertence à Fazenda Capoeirão, que hoje concentra atividades essencialmente ligadas à agropecuária. A viabilidade da área para estudo e aquisição de informações complementares surgiu da parceria firmada entre o Observatório Nacional e a empresa Sirius Pesquisas Minerais Ltda., que atua em pesquisas nos setores mineral e agrícola no estado de MG.

1.2 Objetivos

Objetivo geral

O objetivo geral deste trabalho é investigar a arquitetura geológica, estrutural e hidrotermal de um sistema vulcano-sedimentar associado à ocorrência de kamafugitos do Grupo Mata da Corda, no contexto da Província Ígnea do Paraná (APIP), integrando informações geológicas de superfície e de subsuperfície com dados geofísicos, de modo a propor um modelo evolutivo consistente do sistema.

Objetivos específicos

- Caracterizar a estratigrafia e as relações de contato entre as unidades vulcânicas, subvulcânicas e sedimentares associadas ao sistema kamafugítico, com base em dados geológicos e de subsuperfície.
- Analisar os padrões estruturais e deformacionais em múltiplas escalas, avaliando o papel de falhas, fraturas e zonas de cisalhamento na organização espacial do sistema vulcano-sedimentar.
- Investigar a circulação de fluidos hidrotermais e sua relação com os processos magmáticos e estruturais, considerando evidências geológicas e contrastes físicos em subsuperfície.
- Identificar e caracterizar possíveis condutos magmáticos, zonas de alimentação e heterogeneidades estruturais, integrando interpretações geológicas e geoelétricas.
- Avaliar a arquitetura geoelétrica do sistema, por meio da interpretação de modelos tridimensionais de resistividade elétrica, e sua correlação com litologias, estruturas e zonas alteradas.
- Integrar dados magnetométricos, sísmicos e de perfilagem geofísica visando refinar a interpretação da geometria do sistema em subsuperfície e reduzir ambiguidades inerentes a cada método isolado.

- Avaliar as implicações hidrogeológicas das estruturas e unidades identificadas, considerando seu papel no controle da circulação de fluidos em sistemas vulcânicos antigos e estabilizados.

- Estimar, de forma indireta, a distribuição espacial e o volume aproximado de kamafugitos em subsuperfície, como resultado da integração entre modelo geológico e geofísico.

1.3 Estrutura da tese

Esta tese está organizada em capítulos que abrangem, de forma integrada, a contextualização geológica, os fundamentos teóricos, a metodologia aplicada e a interpretação dos resultados.

O Capítulo 1 apresenta a introdução do tema, incluindo a contextualização do problema, a justificativa do estudo, a hipótese científica e os objetivos da pesquisa.

O Capítulo 2 descreve o contexto geológico regional e local, com ênfase na Província Ígnea do Alto Paranaíba.

O Capítulo 3 aborda a fundamentação teórica, com foco no método AMT, incluindo seus princípios físicos, parâmetros de processamento e inversão, aspectos de aquisição, além de uma breve revisão dos métodos geofísicos complementares utilizados.

O Capítulo 4 baseia-se no principal artigo científico produzido a partir deste projeto de doutorado, submetido ao periódico indexado *Earth and Space Science* (AGU), que agora está em revisão. Nele, são apresentadas todas as etapas de tratamento dos dados AMT, os métodos geofísicos complementares, as análises, os resultados e a discussão.

O Capítulo 5 baseia-se na análise de dados geológicos coletados neste projeto, publicados no periódico *Journal of South American Earth Sciences*, em 2025. Neste, destaca-se a relação entre estruturas deformacionais, zonas de alteração e circulação de fluidos.

O Capítulo 6 discute, de forma integrada, as informações geológicas e geofísicas resultantes do estudo e propõe um modelo de evolução do sistema vulcano-sedimentar de interesse.

Por fim, o capítulo 7 apresenta brevemente as conclusões do estudo.

Capítulo 2

Contexto Geológico

A área de estudo está inserida em um platô do Grupo Mata da Corda, de idade Cretácea Superior, constituído predominantemente por rochas alcalinas ultrapotássicas de afinidade kamafugítica. Essa sucessão vulcânica integra a Província Ígnea do Alto Paranaíba (*Alto Paranaíba Igneous Province* - APIP), considerada uma *Large Igneous Province* (LIP) associada a episódios de magmatismo alcalino intenso, possivelmente relacionados à atuação de plumas mantélicas (Gibson et al., 1995; Guarino et al., 2013).

Na área investigada, os kamafugitos apresentam espessuras de até 100 m. Embora grande parte do material apresente elevado grau de alteração intempérica, porções basais da sequência permanecem relativamente preservadas, especialmente próximas ao contato com os arenitos da Formação Três Barras, pertencente ao Grupo Areado (Cretáceo Inferior). Esses arenitos integram a Sub-bacia Abaeté, correspondente ao compartimento sul da Bacia Sanfranciscana. O embasamento regional é constituído por metassedimentos neoproterozoicos do Grupo Bambuí, incluindo metasiltitos e metacalcários.

Os itens subsequentes apresentam, inicialmente, a definição e caracterização dos kamafugitos e, em seguida, uma descrição detalhada das principais unidades geológicas aflorantes na área, com base em dados estratigráficos, geoquímicos, geocronológicos e modelos tectônicos previamente publicados.

2.1 Série dos kamafugitos

A série dos kamafugitos foi proposta por Sahama (1974) para agrupar três tipos de rochas vulcânicas ultrapotássicas previamente descritas por Holmes (1950). Essas rochas são fortemente insaturadas em SiO_2 e caracterizam-se pela presença do feldspatóide kalsilita ($KAlSiO_4$) (Holmes, 1942). As paragêneses minerais permitem distinguir os principais litotipos da série com base nas proporções relativas de kalsilita, leucita ($KAlSi_2O_6$) e melilita [$(Ca,Na)_2(Mg,Fe^{2+},Al,Si)_3O_7$], além de minerais acessórios como clinopiroxênio, flogopita, olivina e vidro vulcânico (Innocenzi et al., 2025). Dessa forma, a série compreende os litotipos katungito, mafurito e ugandito, cujos minerais dominantes são, respectivamente, melilita, kalsilita e leucita (Fig. 2.1).

Mais recentemente, o estudo de Oliveira et al. (2022) propõe a inclusão da nefelina na classificação, o que permitiu a definição de um quarto litotipo, o kalsilita-nefelinito. De acordo com a classificação de rochas ultrapotássicas (Foley et al., 1987), os kamafugitos apresentam baixos teores de SiO_2 (<46 wt%), Al_2O_3 e Na_2O, e altos teores de CaO e MgO.

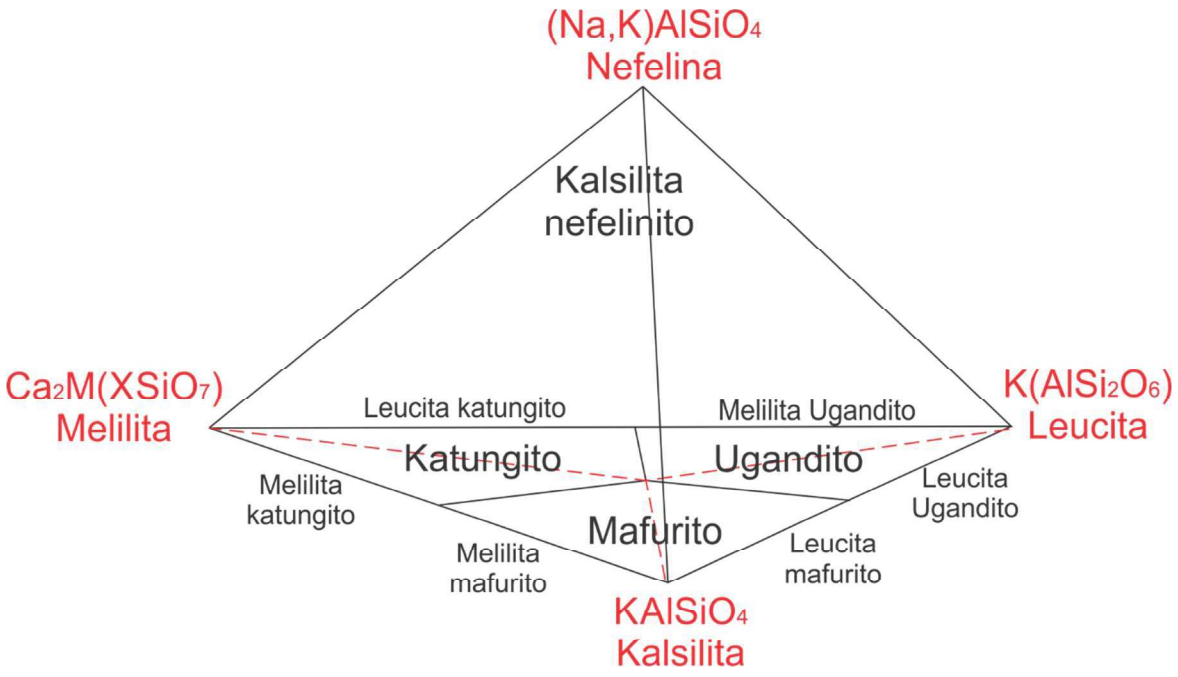


Fig. 2.1 Diagrama em pirâmide com feldspatóides modais (em vermelho) e as respectivas rochas (em preto) que compõem a série dos kamafugitos. No caso da fórmula da melilita, no vértice esquerdo do diagrama: (M = Mg, Al e, raramente, Fe, B, Zn, Be ou Si) e (X = Si, Al e, raramente, Be ou B). Modificado de Holmes (1950), Sahama (1974) e Oliveira et al. (2022).

Os kamafugitos foram inicialmente identificados na região do rifte do Leste Africano, na província vulcânica de Toro-Ankole (Uganda), e na República Democrática do Congo. Posteriormente, foram reconhecidos na Província Intra-Apenina (Itália) e nas províncias alcalinas de Goiás e Alto Paranaíba (Brasil). Ocorrências adicionais, ainda menos expressivas ou não confirmadas, foram descritas em países como o México, a Turquia, a China e a Alemanha (Innocenzi et al., 2025). Essas rochas podem ocorrer em diferentes contextos tectônicos, incluindo ambientes intraplaca, riftes e margens compressivas, não havendo, portanto, um único cenário geodinâmico associado à sua gênese.

Na APIP, os kamafugitos são predominantemente classificados como mafuritos e uganditos, ocorrendo sob a forma de derrames de lava, depósitos piroclásticos, diques e plugs vulcânicos. São frequentes xenocristais de granada e de clinopiroxênio, além de xenólitos mantélicos metassomatizados e acumulados ultramáficos ricos em flogopita (glimeritos) (Guarino et al., 2024).

2.2 Província Ígnea do Alto Paranaíba

O Cretáceo foi marcado pela formação de importantes províncias ígneas na porção centro-sul do Brasil, associadas à abertura do oceano Atlântico Sul e possivelmente influenciadas por plumas mantélicas (Gibson et al., 1995; Franke, 2013). No Cretáceo Inferior, o magmatismo basáltico das províncias Paraná-Etendeka e Serra do Mar recobriu a Bacia do Paraná (Zalán et al., 1987). Posteriormente, no Cretáceo Superior, a passagem da placa Sul-Americana sobre a pluma mantélica de Trindade teria originado o magmatismo alcalino das províncias de Goiás e Alto Paranaíba (Junqueira-Brod et al., 2002; 2005; Gibson et al., 1995; Guarino et al., 2013).

A APIP estende-se pelas porções sudeste de Minas Gerais e sudoeste de Goiás, cobrindo uma área de aproximadamente 20.000 km², entre o Cráton do São Francisco (Almeida et al., 1977) e a Bacia do Paraná (Araujo et al., 2001; Milani et al., 2007). O magmatismo ocorreu entre aproximadamente 91 e 70 Ma, conforme indicado por idades U–Pb em perovskita (Sgarbi et al., 2004; Guarino et al., 2013; Conceição et al., 2020).

Estruturalmente, a província é controlada por lineamentos de direção NW-SE e composta predominantemente por rochas alcalinas máficas a ultramáficas, que ocorrem como plugs, diques, pipes, diatremas, fluxos de lava e intrusões hipoabissais (Guarino et al., 2017). APIP, foram identificados kamafugitos, lamproítos, complexos carbonatíticos e kimberlitos, frequentemente associados a ocorrências diamantíferas (La Terra et al., 2012; Pereira et al., 2021; Carvalho et al., 2022).

2.3 Bacia Sanfranciscana

A Bacia Sanfranciscana é uma bacia sedimentar intracontinental orientada aproximadamente na direção N–S, abrangendo áreas dos estados de Minas Gerais, Goiás, Bahia e Tocantins, com extensão da ordem de 150.000 km² e espessura de até 500 m. Sua evolução abrange o intervalo do Permocarbonífero ao Neocretáceo.

Estratigraficamente, a bacia é composta, da base para o topo (Fig. 2.2), pelos grupos Santa Fé (Permocarbonífero), Areado (Cretáceo Inferior) e Mata da Corda e Urucuia (Cretáceo Superior), separados por importantes superfícies erosivas (Sgarbi et al., 1991). A bacia é subdividida em duas sub-bacias principais: Abaeté (sul) e Urucuia (centro-norte), separadas pelo Alto do Paracatu (Campos e Dardenne, 1997). O embasamento é composto por rochas do Grupo Bambuí, de idade neoproterozóica.

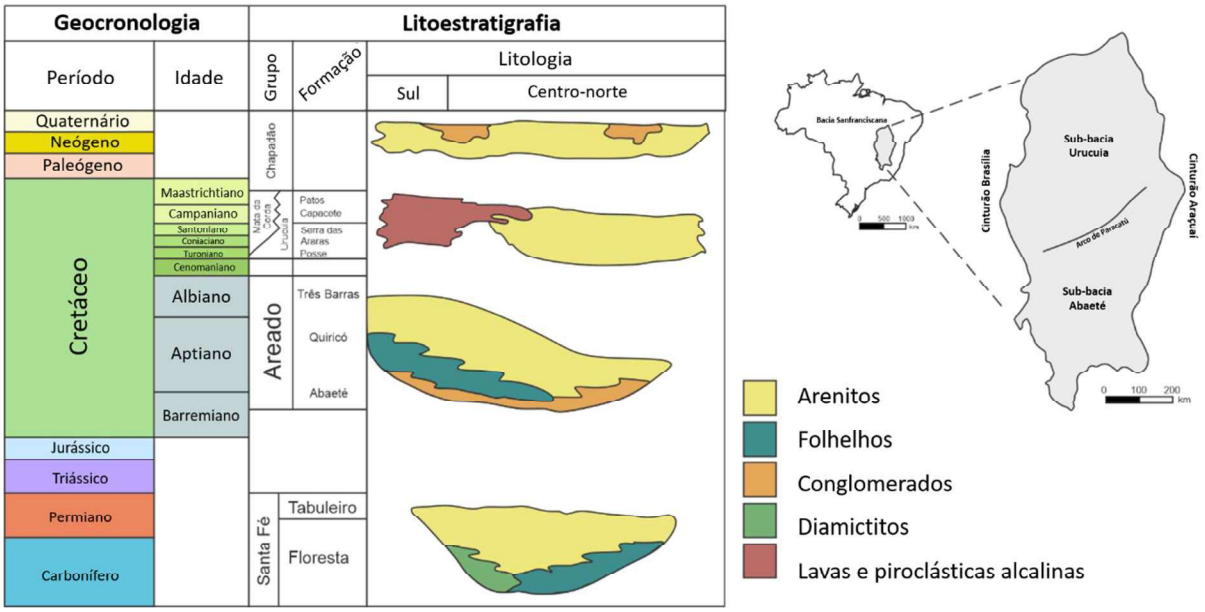


Fig. 2.2 Localização e coluna estratigráfica da Bacia Sanfranciscana, que se subdivide nas sub-bacias Abaeté (sul) e Urucuia (centro-norte). É possível observar na sucessão litológica que as manifestações vulcânicas, lavas e piroclásticas concentram-se na Sub-bacia Abaeté. Modificado de: do Carmo et al. (2004); Carvalho e Kattah (2024).

A Bacia é limitada a norte pela bacia intracratônica paleozóica do Parnaíba, por meio do Arco de São Francisco, e, a sul, pela Bacia do Paraná, pela Flexura de Goiânia. A oeste e a leste, o limite é demarcado pela borda externa dos cinturões orogênicos Brasília e Araçuaí, respectivamente. Em relação ao embasamento,

consideram-se as unidades que atuam como substrato para a deposição de sedimentos fanerozoicos. No segmento central e no sul da bacia, o embasamento é composto por rochas do Grupo Bambuí (Ediacarano – Cambriano). No segmento setentrional a norte, por sua vez, estão sotopostos os sedimentos da seção paleozóica da Bacia do Parnaíba.

Rochas pertencentes aos Grupos Areado e Mata da Corda (Fig. 2.3), juntamente com os metassedimentos do Grupo Bambuí, afloram consistentemente na área onde os levantamentos geofísicos foram realizados. Desta forma, apenas estas unidades serão detalhadas aqui.

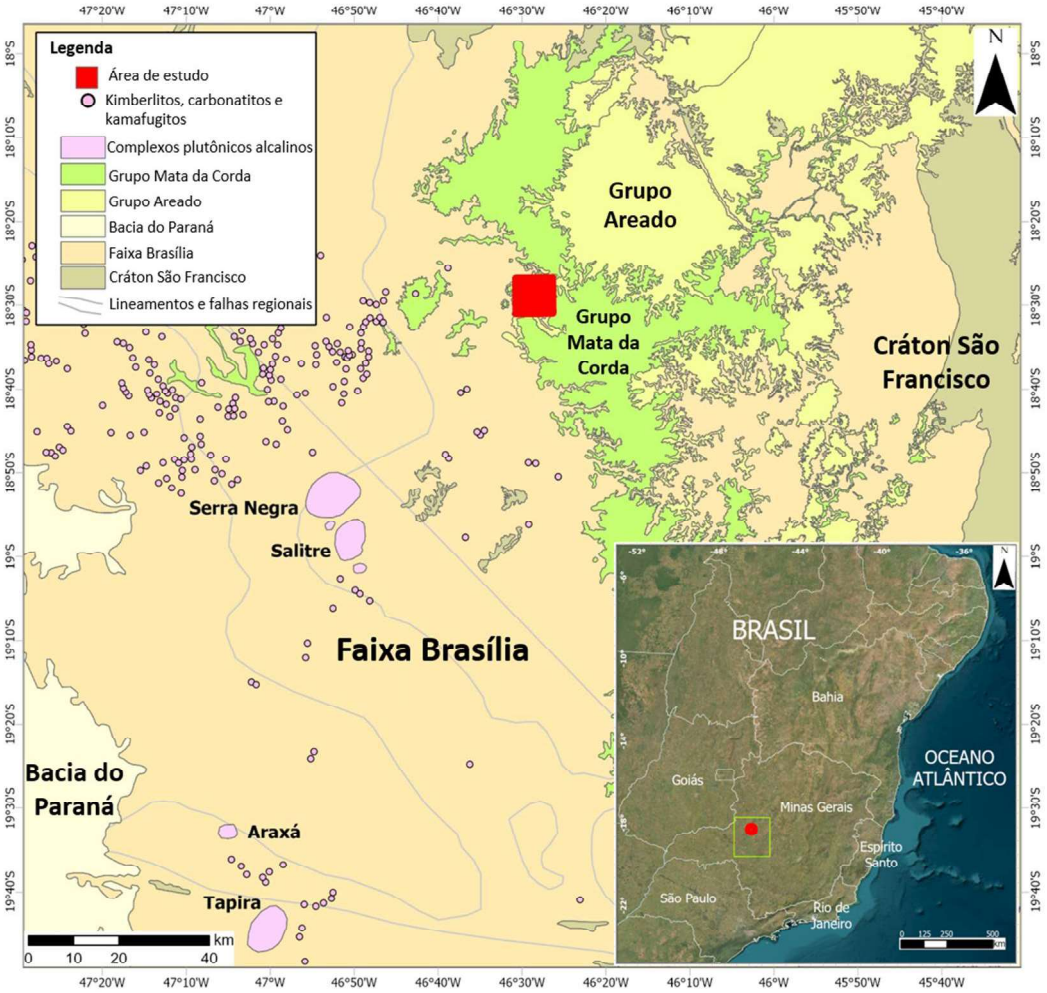


Fig. 2.3 Localização dos grupos Areado e Mata da Corda, posicionados entre o Cráton São Francisco e a Bacia do Paraná e consolidados sobre os metassedimentos da Faixa Brasília. Ocorrências isoladas de kimberlitos, kamafugitos e grandes complexos carbonatíticos da APIP estão representadas em rosa. O local onde os levantamentos geofísicos foram conduzidos está destacado na área em vermelho. Adaptado de Barbosa et al. (2012).

2.3.1 Embasamento da Bacia Sanfranciscana

O embasamento na área de estudo é constituído por rochas do Grupo Bambuí, uma sequência litoestratigráfica formada por sedimentos siliciclásticos e carbonáticos depositados em ambiente marinho epicontinental durante o Neoproterozoico. Essa unidade recobre porções do Cráton do São Francisco e da Faixa Brasília, estendendo-se por mais de 300.000 km² (Uhlein et al., 2016; Lima et al., 2007)

Segundo Dardenne (1981), o Grupo Bambuí pode ser subdividido nas formações Jequitaí, Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias. Atualmente, a classificação foi modificada, sendo a Fm. Jequitaí incorporada ao Supergrupo São Francisco e, em seu lugar, proposta a Fm. Carrancas (Alkmim e Martins Neto, 2012). Os metassedimentos do Grupo Bambuí aflorantes na área de interesse pertencem especificamente às formações Sete Lagoas e Lagoa do Jacaré.

A Formação Sete Lagoas Remete a um pacote de rochas carbonáticas e pelíticas, com aproximadamente 200 m de espessura, que recobre a Fm. Carrancas. A unidade apresenta ocorrências de dolomitos, estromatólitos, brechas intraformacionais, dolarenitos, calcários oolíticos, calcilutitos e margas, estando associada, possivelmente, a um ambiente marinho plataformal dominado por ondas e tempestades (Vieira et al., 2018).

A Formação Lagoa do Jacaré é composta por uma sequência predominantemente carbonática, bastante deformada. Compreende calcarenitos oolíticos e pisolíticos enriquecidos em matéria orgânica, calcissilutitos, biolititos, margas e siltitos esverdeados (Uhlein et al., 2011; Moreira et al., 2021).

2.3.2 Grupo Areado

O Grupo Areado (Sgarbi, 1991; Fragoso, 2011a), do Cretáceo Inferior (Barremiano-Aptiano), está situado na Sub-bacia Abaeté, na porção sudoeste da Bacia Sanfranciscana. É provável que a sedimentação do Grupo Areado seja um reflexo intracontinental do estiramento litosférico e da subsidência mecânica decorrentes da quebra do Gondwana e da abertura do Atlântico Sul (Fragoso et al., 2011a; Mescolotti et al., 2019). Falhas normais, com deslocamento subvertical, tendem a posicionar lateralmente pacotes depositados no Cretáceo aos sedimentos do embasamento de idade Ediacarana (Cardoso et al., 2024).

A sucessão estratigráfica indica intensificação das condições de aridez em direção ao topo da sequência (Cardoso et al., 2024). A imposição de um forte sistema eólico está ligada à desertificação que ocorreu na porção sudoeste do Gondwana durante o Cretáceo, também caracterizada por campos de dunas intercalados a depósitos aluviais e paleosolos (Batezelli e Ladeira, 2016). De forma análoga, durante o mesmo período, as condições de aridez também foram registradas na Bacia do Paraná, em arenitos da Formação Botucatu, da Supersequência Gondwana III (Milani e Ramos, 1998).

O grupo é subdividido, da base ao topo, nas formações Abaeté, Quiricó e Três Barras, que são intensamente interdigitadas (Campos e Dardenne, 1997).

A Fm. Abaeté é constituída por arenitos líticos, conglomeráticos e subarcosianos, que afloram de forma descontínua em toda a bacia (Fragoso, 2011a). A sedimentação remete a um ambiente desértico (Sgarbi, 2000). A Fm. Quiricó é constituída essencialmente por sedimentos pelíticos. A formação apresenta o conteúdo fossilífero mais significativo na Bacia Sanfranciscana (Leite et al., 2018; Cabral et al., 2021), incluindo fósseis de vertebrados, microfósseis e icnofósseis de invertebrados.

2.3.2.1 Formação Três Barras

A Fm. Três Barras (FTB) é aquela que, de fato, ocorre na área onde os levantamentos geofísicos foram realizados. Atinge uma espessura de até 150 m em certos locais e consiste em arenitos estratificados com *foresets* de grande porte, siltitos, conglomerados e, eventualmente, cherts. A sucessão de rochas descrita estaria associada aos ambientes eólicos, fluviais e deltaicos (Fig. 2.4). Camadas de arenito recobrem e interdigitam-se com as rochas pelíticas da Fm. Quiricó (Mescolotti et al., 2019).



Fig. 2.4 Arenito da FTB, Gr. Areado, intercalado à camada de argilito de coloração avermelhada, em afloramento localizado na margem do ribeirão Três Barras (Foto retirada de Fragoso et al., 2011b).

2.3.3 Grupo Mata da Corda

O Grupo Mata da Corda (GMC, Campos e Dardenne, 1997; Fragoso et al., 2011a) abrange o intervalo neocretáceo da Bacia Sanfranciscana. Ele é composto, em grande parte, por lavas kamafugíticas e rochas piroclásticas associadas, além de rochas alcalinas plutônicas e rochas sedimentares epiclásticas (Batezelli e Ladeira, 2016). De acordo com a classificação proposta por Woolley et al. (1996) e considerando análises geoquímicas e petrográficas anteriores (Araujo et al., 2001; Sgarbi et al., 2004; Guarino et al., 2013), os kamafugitos do GMC podem ser classificados como mafuritos e uganditos. O grupo foi subdividido por Campos e Dardenne (1997) em formações Patos e Capacete.

As idades de cristalização reportadas para os kamafugitos do GMC apresentam pequena variação. Datações K–Ar realizadas por Gibson et al. (1995) indicaram uma idade de 83,6 ± 1,4 Ma. Idades U–Pb obtidas em perovskita variam entre ~81 e 75 Ma (Sgarbi et al., 2004). Análises U–Pb mais recentes, realizadas por Guarino et al. (2013), indicam um intervalo entre ~81 e 78 Ma, confirmando uma idade Santoniano–Campaniano para o magmatismo kamafugítico.

2.3.3.1 Formação Patos

É constituída por rochas vulcânicas ultrabásicas, alcalinas, efusivas e piroclásticas. Composicionalmente, são classificadas como kamafugitos, mais especificamente mafuritos e uganditos (Sgarbi et al., 2004), com afinidade ultrapotássica. Quimicamente, exibem elevado teor de CaO, FeO_t e TiO_2, baixo teor de MgO e presença do feldspatoide modal kalsilita (Guarino et al., 2013). Texturalmente, as rochas podem ser classificadas em brechas vulcânicas, tufos, lapilitos, cineritos, lavas (derrames), *plugs* e *necks* (Ruiz et al., 2023). Neste contexto, ainda ocorrem associações intrusivas kimberlíticas, carbonatíticas e lamproíticas (Fernandes et al., 2014). O vulcanismo na Fm. Patos está fortemente associado a ocorrências diamantíferas, particularmente expressivas em depósitos fluviais recentes (Sgarbi, 2000).

A sequência piroclástica tende a ocorrer na base da unidade, enquanto os derrames predominam no topo. Sobre a Fm. Patos está consolidada uma canga laterítica brechóide, de considerável espessura e de cor ocre/amarelada (Fernandes et al., 2014).

2.3.3.2 Formação Capacete

A unidade consiste em arenitos, para- e ortoconglomerados vulcânicos, wackes líticos e rochas piroclásticas, interpretados por Campos e Dardenne (1997) e Fragoso et al. (2011a) como produto epiclástico erosional e de retrabalhamento das rochas vulcânicas da Fm. Patos durante o Neocretáceo. Este material apresenta cores esverdeadas nas porções mais preservadas da sequência e avermelhadas nas partes intemperizadas, que apresentam graus consideráveis de caulinização e oxidação. A deposição dos sedimentos teria ocorrido em um sistema de leques aluviais distais (Fig. 2.5), migrando para o fluvial entrelaçado sob a influência do soerguimento do Alto Paranaíba (Campos e Dardenne, 1997). Também se admite alguma contribuição eólica para a edificação desta sequência.

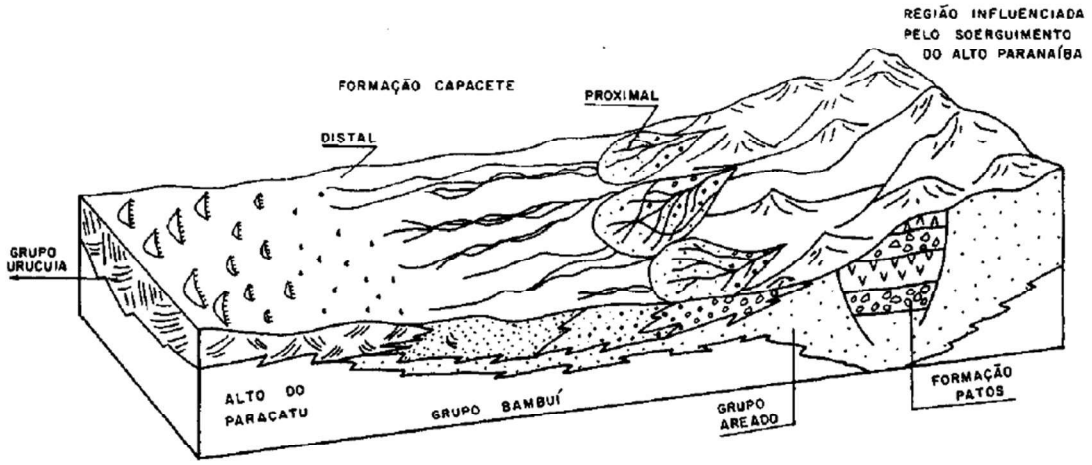


Fig. 2.5 Modelo evolucional simplificado que ilustra a sedimentação da Fm. Capacete, no contexto da Bacia Sanfranciscana, durante o Neocretáceo (Campos e Dardenne, 1997).

Capítulo 3

Fundamentação Teórica

O estudo envolveu o emprego de diferentes técnicas de aquisição, processamento e análise de dados geofísicos adquiridos por métodos eletromagnéticos e, complementarmente, magnéticos e sísmicos, além de procedimentos de mapeamento geológico, análise de testemunhos de sondagem e análises químicas específicas. Embora o projeto não envolva técnicas de processamento e inversão geofísica conjunta, a integração dos dados foi possível na etapa de análise dos resultados, os quais foram sistematicamente comparados e interpretados. Além disso, foram utilizados instrumentos de aquisição e técnicas computacionais já bem estabelecidas e amplamente empregadas em estudos atuais no domínio da geofísica aplicada. Sendo assim, é seguro afirmar que os resultados desta tese advêm do uso de técnicas independentes, empregadas sobre o mesmo alvo de estudo e que, posteriormente, foram integradas para análise e discussão.

No entanto, apesar do caráter multidisciplinar do estudo, maior enfoque científico foi dado ao método AMT, ou seja, o método magnetotelúrico (MT) que utiliza como fonte sinais naturais provenientes da atividade elétrica atmosférica. Sendo assim, o trabalho tem o intuito de explicar detalhadamente todas as etapas envolvidas no AMT, incluindo aspectos teóricos de funcionamento, planejamento e execução da aquisição de dados, processamento de séries temporais, tratamento de ruído, análise de dimensionalidade, parametrizações do modelo e inversão tridimensional. Os dados AMT e magnéticos foram adquiridos com instrumentos pertencentes ao Pool de Equipamentos Geofísicos do Brasil (PEGBr).

As demais técnicas são aqui abordadas de maneira complementar e, portanto, não se discorre em detalhes sobre os fundamentos teóricos, procedimentos de aquisição ou tratamento de dados. Estas informações são apresentadas brevemente e, para informações mais específicas, livros e artigos são citados. Também é importante mencionar que nem todos os dados foram coletados pela equipe de campo do Observatório Nacional. Assim, neste capítulo, um primeiro item é dedicado exclusivamente à revisão dos fundamentos teóricos de AMT, enquanto o segundo aborda rapidamente os demais métodos complementares.

3.1 Método audiomagnetotelúrico

O magnetotelúrico (MT) é um método eletromagnético (EM), passivo, não invasivo e que opera por meio de um amplo espectro de frequências naturais, provenientes da interação entre partículas ejetadas do Sol e a magnetosfera terrestre, em frequências inferiores a 1 Hz, e de descargas elétricas na atmosfera, em frequências superiores a 1 Hz (Garcia e Jones, 2002). Proposto independentemente por Tikhonov (1950) e Cagniard (1953), o método tem como principal parâmetro de interesse a resistividade elétrica, não havendo, nesse caso, necessidade de indução artificial de corrente elétrica em subsuperfície (Simpson e Bahr, 2005). Os princípios de funcionamento do MT estão bem estabelecidos em trabalhos prévios, amplamente referenciados na literatura (Vozoff, 1991; Berdichevsky, 1999; Berdichevsky e Dmitriev, 2002; Simpson e Bahr, 2005; Chave e Jones, 2012).

Em geral, o método envolve a medição simultânea da flutuação temporal dos campos elétricos e magnéticos naturais, em direções ortogonais, a fim de obter a estrutura condutiva do terreno em profundidade, em escala que varia de poucas dezenas de metros a centenas de quilômetros. A propagação destas ondas ocorre ao longo de regiões eletricamente carregadas, tanto na atmosfera quanto na ionosfera do planeta. Parte da energia transmitida ao longo dessas zonas consegue penetrar a superfície e, a partir de então, a resposta, em amplitude e fase, é controlada pela frequência e estrutura condutiva do meio.

A função de transferência, no domínio da frequência, que estabelece a relação entre as componentes horizontais dos campos elétrico e magnético, compõe um tensor complexo que pode ser associado a estruturas em subsuperfície, com escala de visualização subordinada à banda de frequências de aquisição. O método, portanto, viabiliza o estudo de estruturas geológicas em diferentes profundidades na crosta, com aplicação em estudos de evolução crustal, dinâmica do manto, geologia ambiental, exploração mineral, geotermia, dentre outros.

O método magnetotelúrico que opera nas mais altas frequências é usualmente denominado audiomagnetotelúrico (AMT). A faixa de frequência utilizada está compreendida entre 10 Hz e 100 kHz (Fig. 3.1), sendo útil para a caracterização de estruturas crustais mais rasas, em profundidades de até 3 km (Garcia e Jones, 2002).

O método em questão apresenta algumas características que o tornam atrativo, destacando-se o curto tempo de aquisição de dados em campo, além da ausência de necessidade de fontes artificiais de energia (Vozoff, 1991). Um problema frequente associado ao AMT decorre da existência de uma banda morta, no intervalo de 1 a 5 kHz (Garcia e Jones, 2008), onde o espectro de sinais naturais apresenta baixa amplitude, o que resulta na degradação da razão sinal-ruído e menor confiabilidade na estimativa das respostas eletromagnéticas nesse intervalo de frequências.

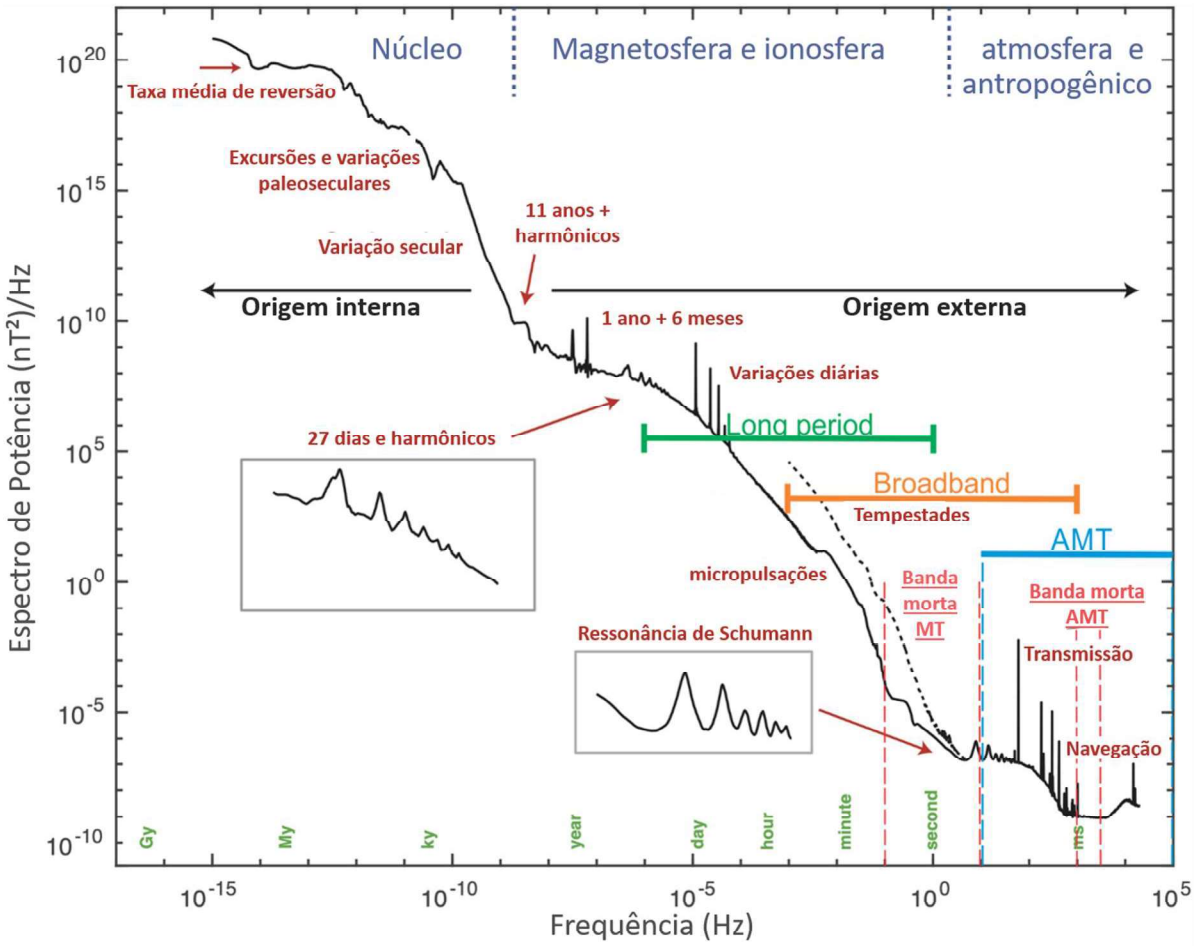


Fig. 3.1 Espectro de potência do campo magnético terrestre e suas fontes naturais para diferentes frequências. O AMT está situado ao final da figura (região em cor azul), nas mais altas frequências, logo após os intervalos de *broadband* e longo período, que também compreendem especrtos de frequência pertencentes ao método MT. Modificado de Constable and Constable, 2023.

Também vale ressaltar que o método está intrinsecamente ligado à dinâmica dos ciclos terrestres; ou seja, o input de energia varia conforme ciclos astronômicos (para MT) e climáticos (para AMT) específicos. Por exemplo, a composição iônica da

atmosfera é afetada pelo período de rotação do planeta, o que caracteriza um ciclo diurno que atenua as ondas eletromagnéticas (EM). A redução sazonal das descargas elétricas na atmosfera, durante o inverno e o verão, nos hemisférios norte e sul, respectivamente, tem o mesmo efeito. Denota-se, ademais, a dificuldade em obter dados AMT em regiões de relevo acidentado e nas cercanias de grandes cidades, devido à presença de ruído eletromagnético.

3.1.1 Indução eletromagnética na Terra

Ao considerar a indução eletromagnética no planeta, uma série de premissas é utilizada para reduzir a complexidade matemática na determinação da resistividade elétrica em profundidade. Os itens a seguir descrevem as principais condições, conforme descritas por Simpson e Bahr (2005):

- As equações de Maxwell são sempre obedecidas.
- A terra não gera energia eletromagnética; apenas a absorve ou a dissipa.
- Todos os campos são considerados conservativos e distantes de sua fonte.
- O campo eletromagnético natural, gerado por sistemas de corrente ionosférica, é considerado uniforme e as ondas EM são compreendidas como plano-polarizadas, incidentes verticalmente sobre a superfície terrestre.
- Não há acúmulo de cargas livres no interior do planeta. A única exceção envolve acúmulo de cargas em descontinuidades, gerando um fenômeno não indutivo, que afeta o campo elétrico e é denominado *static shift*.
- Há conservação de cargas elétricas e a terra comporta-se como um condutor ôhmico ideal.
- O campo de deslocamento elétrico é quase estático, ou seja, as correntes de deslocamento de variação temporal são ignoradas.
- São ignoradas as variações de permissividade elétrica e de permeabilidade magnética, inerentes aos materiais geológicos.

Para aplicações MT e AMT, assume-se que as correntes elétricas incidem sobre a superfície terrestre na forma de ondas planas, que se propagam verticalmente sobre o plano. Em decorrência, o tensor de impedância, calculado a partir dos campos elétricos e magnéticos ortogonais, é sempre o mesmo, não obstante o período

durante o qual tais campos foram registrados, desde que a estrutura condutiva do planeta seja sempre a mesma (Simpson e Bahr, 2005).

O comportamento de campos EM, em qualquer frequência, é bem descrito pelas equações de Maxwell, expressas na seguinte forma:

$$\nabla \times \boldsymbol{E} = -\frac{\partial \boldsymbol{B}}{\partial t} \tag{3.1}$$

$$\nabla \times \boldsymbol{H} = \boldsymbol{J} + \frac{\partial \boldsymbol{D}}{\partial t} \tag{3.2}$$

$$\nabla \cdot \boldsymbol{B} = 0 \tag{3.3}$$

$$\nabla \cdot \boldsymbol{D} = \rho \tag{3.4}$$

Onde **E** representa o campo elétrico (em V/m), **B** é a indução magnética (em T), **H** é a intensidade de campo magnético (em A/m), **D** é o campo de deslocamento elétrico (em C/m²), **J** é a densidade de corrente elétrica devida a cargas livres (em A/m) e ρ é a densidade de carga elétrica devida a cargas livres (em C/m³). A dimensionalidade das unidades é expressa no Sistema Internacional (SI). São expressões de cálculo vetorial o operador de divergência ($\nabla \cdot$) e operador rotacional ($\nabla \times$).

A primeira equação está associada à Lei de Faraday, que relaciona o campo elétrico induzido à taxa de variação do campo magnético. A segunda relação representa a Lei de Ampère, indicando que a variação da densidade de corrente elétrica ou de cargas elétricas no tempo gera um campo magnético induzido. A terceira equação relaciona-se à Lei de Gauss para o campo magnético, determinando que não existem monopólos magnéticos. Por fim, a quarta equação, representada pela Lei de Gauss para o campo elétrico, determina que a densidade de cargas, ou distribuição de cargas, pode gerar um campo elétrico estático.

Dentre as relações acima, duas são consideradas independentes e, portanto, as relações constitutivas do meio são empregadas na resolução do sistema. Tais relações associam as leis do eletromagnetismo, conforme proposto por Maxwell, às propriedades físicas do meio geológico, ou seja, a permissividade elétrica ε, em farads por metro (F/m), a permeabilidade magnética μ, em henries por metro (H/m), e a condutividade elétrica σ, em siemens por metro (S/m).

Pressupondo um meio linear e isotrópico, onde **ε** e **μ** são grandezas escalares constantes, valem as seguintes relações constitutivas:

$$\boldsymbol{B} = \mu \boldsymbol{H} \tag{3.5}$$

$$\boldsymbol{D} = \varepsilon \boldsymbol{E} \tag{3.6}$$

$$\boldsymbol{J} = \sigma \boldsymbol{E} \tag{3.7}$$

A permissividade elétrica no vácuo equivale a ε_0 = 8,85 × 10^{-12} F/m, enquanto a permeabilidade magnética, também no vácuo, equivale a $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ H/m. Estes valores são sempre aplicados, uma vez que a variação destes parâmetros é negligenciada, considerando-se apenas a variação da condutividade elétrica. Portanto, assume-se que $\mu = \mu_0$ e $\varepsilon = \varepsilon_0$.

Conforme a premissa de que as variações de permissividade elétrica e permeabilidade magnética podem ser ignoradas e com base nas equações 3.6 e 3.7, as equações de Maxwell podem ser reescritas da seguinte forma:

$$\nabla \times \boldsymbol{E} = -\frac{\partial \boldsymbol{B}}{\partial t} \tag{3.8}$$

$$\nabla \times \boldsymbol{B} = \mu_0 \sigma \boldsymbol{E} \tag{3.9}$$

$$\nabla \cdot \boldsymbol{B} = 0 \tag{3.10}$$

$$\nabla \cdot \boldsymbol{E} = \frac{\rho}{\varepsilon} \tag{3.11}$$

A partir destas equações, é possível extrair informações sobre a estrutura condutiva do meio geológico. Usando a identidade vetorial:

$$\nabla \times (\nabla \times \boldsymbol{F}) = \nabla(\nabla \boldsymbol{F}) - \nabla^2 \boldsymbol{F} \tag{3.12}$$

e aplicando-a à equação 3.8, tem-se que:

$$\nabla \times \nabla \times \boldsymbol{E} = \nabla(\nabla \boldsymbol{E}) - \nabla^2 \boldsymbol{E} = -\frac{\partial}{\partial t}(\nabla \times \boldsymbol{B}) \tag{3.13}$$

Substituindo a equação 3.13 em 3.9 e, considerando $\nabla \boldsymbol{E} = 0$, ou seja, o caso da ausência de cargas livres no meio:

$$\nabla^2 \boldsymbol{E} = \mu_0 \sigma \frac{\partial \boldsymbol{E}}{\partial t} \tag{3.14}$$

Esta é uma equação de difusão, na qual há um limite de profundidade para a propagação do sinal EM. No caso de uma onda com amplitude E_0 e dependência harmônica na forma $e^{i\omega t}$, a equação 3.14 pode ser reescrita da seguinte maneira:

$$\nabla^2 \boldsymbol{E} = iw\mu_0\sigma \boldsymbol{E} \tag{3.15}$$

e seguindo a mesma lógica:

$$\nabla^2 \boldsymbol{B} = iw\mu_0\sigma \boldsymbol{B} \tag{3.16}$$

Assumindo o número de onda $k = \sqrt{iw\mu_0\sigma}$ e substituindo nas equações 3.15 e 3.16, são obtidas as equações de Helmholtz:

$$\nabla^2 \boldsymbol{E} + k^2 \boldsymbol{E} = 0 \tag{3.17}$$

$$\nabla^2 \boldsymbol{B} + k^2 \boldsymbol{B} = 0 \tag{3.18}$$

Para os campos E_x ou B_x, linearmente polarizados em um meio homogêneo, as equações de Helmholtz têm a seguinte forma:

$$\nabla^2 \boldsymbol{E} = \frac{\partial^2 E_x}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 E_x}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 E_x}{\partial z^2} \tag{3.19}$$

$$\nabla^2 \boldsymbol{B} = \frac{\partial^2 B_x}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 B_x}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 B_x}{\partial z^2} \tag{3.20}$$

Em um modelo de Terra homogêneo com fonte no infinito, as ondas eletromagnéticas terão incidência vertical, ou seja, paralela ao eixo z. Desta forma, as soluções para a equação de difusão dos campos elétrico e magnético são:

$$\boldsymbol{E}_{(z,t)} = E_0 e^{-i(kz-wt)} \tag{3.21}$$

$$\boldsymbol{B}_{(z,t)} = B_0 e^{-i(kz-wt)} \tag{3.22}$$

onde k é o número de onda complexo, que determina a direção da propagação de onda. E_0 e B_0 seriam, então, as amplitudes iniciais dos campos elétricos e magnéticos na superfície, respectivamente.

O número de onda pode ser representado na forma $k = \alpha - i\beta$, sendo $\boldsymbol{\alpha}$ a parte real (constante de fase) e β a parte imaginária (constante de atenuação). Com base nisso, é possível reescrever as equações de difusão da seguinte maneira:

$$\boldsymbol{E}_{(z,t)} = E_0 e^{-i(\alpha z - wt)}\, e^{-\beta z} \tag{3.23}$$

$$\boldsymbol{B}_{(z,t)} = B_0 e^{-i(\alpha z - wt)}\, e^{-\beta z} \tag{3.24}$$

3.1.2 Skin depth

As soluções da equação de difusão para campos magnéticos e elétricos permitem obter uma expressão matemática que calcula a profundidade de investigação, também denominada *skin depth* (δ). Este parâmetro está associado ao fato de a amplitude do campo eletromagnético sofrer atenuação exponencial com o aumento da profundidade, sendo que esta amplitude é controlada pelo termo $e^{-\beta z}$.

A definição formal de *skin depth* remete à profundidade em que a amplitude do campo decai para $1/e$ do seu valor em superfície, ou seja:

$$E(\delta) = E_0 e^{-1} \tag{3.25}$$

No caso de decaimento com valor de $1/e$, tem-se que $\beta\delta = 1$. Logo:

$$\delta = \frac{1}{\beta} \tag{3.26}$$

Em MT, assume-se regime quase-estático, onde $\sigma \gg \varepsilon w$ e, portanto:

$$\frac{1}{\delta} = \alpha = \beta = \sqrt{\frac{w\mu_0\sigma}{2}} \tag{3.27}$$

Desta forma:

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{w\mu_\sigma\sigma}} \tag{3.28}$$

Sabendo que $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ H/m e que $\omega = 2\pi f$:

$$\delta \approx 503\sqrt{\frac{\rho}{f}} \tag{3.29}$$

onde δ é dado em metros, ρ (em Ω·m) é a resistividade elétrica do meio em que as ondas se difundem e, por fim, f (em Hz) é a frequência do sinal. É importante notar que a relação entre frequência e *skin depth* é inversamente proporcional, o que

implica que sinais de baixa frequência correspondem a maiores profundidades. Em contraste, a relação entre resistividade e profundidade é direta: quanto mais resistivo o meio em subsuperfície, maior é a capacidade de penetração da onda EM.

3.1.3 Tensor de impedância

O modelo geoelétrico que, de forma mais simplificada, representa o interior do planeta consiste em um meio semiesférico homogêneo, de condutividade elétrica constante, envolto por uma camada de ar de condutividade elétrica nula. A resposta deste modelo à presença de um campo eletromagnético oscilatório externo é necessária para explicar o conceito de função de transferência.

Sabendo que $B = \mu_0 H$, o rotacional do campo elétrico assume a forma:

$$\nabla \times \boldsymbol{E} = -iw\mu_0 \boldsymbol{H} \tag{3.30}$$

Com a incidência normal das ondas planas $\boldsymbol{E} = (E_x, E_y, 0)$ e $\boldsymbol{H} = (H_x, H_y, 0)$ na superfície da Terra e assumindo que as variações espaciais em x e y podem ser desprezadas ($\partial/\partial x = \partial/\partial y = 0$) é possível expandir o rotacional da equação 3.30 para obter:

$$\nabla \times \boldsymbol{E} = \left(-\frac{\partial E_y}{\partial z}, \frac{\partial E_x}{\partial z}, 0\right) \tag{3.31}$$

Igualando as relações das equações 3.30 e 3.31 e, assumindo decaimento exponencial do campo com a profundidade na forma e^{-kz}, obtém-se o sistema:

$$-\frac{\partial E_y}{\partial z} = -iw\mu_0 H_x \tag{3.32}$$

$$-\frac{\partial E_x}{\partial z} = -iw\mu_0 H_y \tag{3.33}$$

Reordenando os termos da equação acima e utilizando o número de onda **k**:

$$\frac{\partial E_x}{\partial z} = -kE_x = -iw\mu_0 H_y \tag{3.34}$$

E, portanto:

$$\frac{E_x}{H_y} = \frac{iw\mu_0}{k} \tag{3.35}$$

Analogamente:

$$\frac{E_y}{H_x} = -\frac{iw\mu_0}{k} \tag{3.36}$$

As duas relações anteriores mostram que há dependência entre as componentes horizontais perpendiculares dos campos elétrico e magnético. Sabendo que:

$$k = (1+i)\sqrt{\frac{w\mu_0\sigma}{2}} \tag{3.37}$$

e também que $\rho = 1/\sigma$, é possível reorganizar a equação 3.37, para que:

$$\frac{E_x}{H_y} = (1+i)\sqrt{\frac{w\mu_0\rho}{2}} \tag{3.38}$$

Calculando o módulo da equação anterior, temos que:

$$\left|\frac{E_x}{H_y}\right|^2 = w\mu_0\rho \tag{3.39}$$

A partir deste ponto, define-se a ideia do tensor de impedância Z_{xy} uma função complexa que associa os campos naturais em direções perpendiculares na superfície do planeta, em função da frequência:

$$E_x = Z_{xy}H_y \tag{3.40}$$

Com base na equação 3.39 e na definição de impedância (Eq. 3.40), percebe-se que $\left|Z_{xy}\right|^2 = w\mu_0\rho_{xy}$. Usando a relação $1 + i/\sqrt{2} = \sqrt{i}$, é realizada a simplificação:

$$Z_{xy} = \sqrt{iw\mu_0\rho} \tag{3.41}$$

O tensor de impedância pode ser reescrito em forma matricial:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \tag{3.42}$$

sendo x e y direções perpendiculares.

Cada elemento $\boldsymbol{Z}_{ij}$ é uma quantidade complexa do tensor de impedância, da qual podem ser extraídas uma parte real e outra imaginária, cuja representação polar é:

$$Z_{ij} = |Z_{ij}|e^{i\emptyset_{ij}} \tag{3.43}$$

onde $|\boldsymbol{Z_{ij}}|$ corresponde ao módulo e $\emptyset_{\boldsymbol{ij}}$ à fase da função.

Os parâmetros mais importantes para análise de dados MT são extraídos da impedância. São esses, a resistividade aparente (ρ_a) e a fase (**Φ**):

$$\rho_{a_{ij(w)}} = \frac{1}{w\mu_0}|\boldsymbol{Z}_{ij}|^2 \tag{3.44}$$

$$\emptyset_{ij} = arctg\left(\frac{Im\{Z_{ij}\}}{Re\{Z_{ij}\}}\right) \tag{3.45}$$

A resistividade aparente é obtida a partir da magnitude de $Z_{ij,}$ fornecendo uma estimativa aproximada da resistividade real em subsuperfície, em função da frequência de aquisição dos sinais. A fase, por sua vez, é obtida da razão entre as partes imaginária e real de Z_{ij}.

Exemplificando, no caso 1D, em que a variação de resistividade elétrica ocorre apenas na direção vertical z (em profundidade), são válidas as equações:

$$Z_{xy} = \frac{E_x}{H_y} \tag{3.46}$$

$$Z_{yx} = \frac{E_y}{H_x} \tag{3.47}$$

Em forma matricial, o tensor poderia ser reescrito na forma:

$$Z_{1D} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy} \\ -Z_{yx} & 0 \end{pmatrix} \tag{3.48}$$

Se a resistividade da subsuperfície varia tanto em profundidade quanto na direção horizontal, o modelo de Terra é considerado bidimensional (2D). Para isso, as equações são desacopladas em dois modos de propagação distintos. No modo transverso elétrico (TE), as correntes elétricas fluem paralelamente ao *strike* das estruturas. O modo transverso magnético (TM) descreve as correntes que atravessam ou cortam as estruturas. No caso, o tensor de impedância é definido por:

$$Z_{2D} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{pmatrix} \tag{3.49}$$

Finalmente, se a resistividade variar nas duas direções horizontais e na profundidade, o modelo de Terra é considerado tridimensional (3D). Aqui, todos os elementos do tensor de impedância são não nulos e diferentes entre si, ou seja:

$$Z_{3D} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \tag{3.50}$$

No caso 3D, nenhuma simetria é observada, não sendo possível encontrar uma direção em que os elementos diagonais se anulem; ou seja, $Z_{xx} \neq Z_{xy} \neq Z_{yx} \neq Z_{yy}$. Em situações reais, as estruturas geológicas sempre apresentam alguma variação tridimensional, por mais discreta que seja. Assim, alguns ambientes apresentam um comportamento tridimensional mais característico. A abordagem 3D foi inicialmente discutida por diversos autores (Jones e Vozoff, 1978; Mackie e Madden, 1993; Alumbaugh e Newman, 2000; Siripunvaraporn et al., 2005).

3.1.4 Função de transferência magnética

Além do tensor de impedância, outro parâmetro de interesse é a função de transferência magnética, também denominada *tipper*. Esta consiste na razão entre o campo magnético vertical e os campos magnéticos horizontais, ou seja:

$$H_z = T_{zx}H_x + T_{zy}H_y \tag{3.51}$$

onde T_{zi} são também termos complexos.

O *tipper* é útil na determinação de diferenças laterais de condutividade elétrica em meios geológicos, o que também contribui para a definição da dimensionalidade de estruturas elétricas. Na prática, é representado por vetores de indução magnética.

Nesta tese, contudo, as análises e inversões foram baseadas apenas na impedância, não sendo utilizado o tipper.

3.1.5 Tensor de fase

Para determinar a dimensionalidade dos dados, utilizamos o tensor de fase (Caldwell et al., 2004), que pode ser representado graficamente por uma elipse definida pelas fases mínima e máxima (Φ_{min} e Φ_{max}). O tensor de fase é obtido a partir do tensor de impedância complexo **Z**, sendo definido como:

$$\boldsymbol{\Phi} = \mathfrak{R}(\boldsymbol{Z})^{-1}\mathfrak{I}(\boldsymbol{Z}) \tag{3.52}$$

onde $\mathfrak{R}(\boldsymbol{Z})$ e $\mathfrak{I}$**(Z)** correspondem, respectivamente, às partes real e imaginária do tensor de impedância.

Geometricamente, o tensor de fase pode ser representado por uma elipse cujos eixos principais correspondem aos valores mínimo e máximo do tensor (Φ_{min} e Φ_{max}). A forma, a orientação e a excentricidade dessa elipse fornecem informações diretas sobre a dimensionalidade da estrutura geoelétrica investigada.

O ângulo *skew* (β) é um parâmetro invariante derivado do tensor de fase que quantifica o grau de assimetria da elipse e é amplamente utilizado como indicador da presença de efeitos tridimensionais. Em um modelo ideal de Terra 1D, os valores Φ_{min} e Φ_{max} são iguais, o que se traduz na representação do tensor por um círculo, indicando a ausência de direção preferencial de condutividade.

No caso 2D, o tensor é representado por uma elipse cujo eixo maior alinha-se à direção de *strike* geoelétrico, evidenciando variações laterais na condutividade. Nessa situação, o ângulo *skew* assume valores próximos de zero, tipicamente no intervalo $-3° < \beta < 3°$. Conforme sugerido por Booker (2014), estruturas 3D são caracterizadas por tensores de fase assimétricos e por valores elevados de β ($\beta < -3°$ ou $\beta > 3°$), bem como por mudanças abruptas na orientação do eixo maior das elipses ao longo da área investigada.

Desprezando variações importantes de resistividade e considerando que períodos curtos investigam porções mais rasas da crosta, enquanto períodos mais longos estão associados a maiores profundidades, a análise conjunta da forma das elipses, de sua orientação e da variação do ângulo β permitiu, no desenvolvimento

desta tese, caracterizar a dimensionalidade das estruturas em diferentes níveis de profundidade.

3.1.6 Condutividade elétrica dos materiais terrestres

A condutividade dos materiais terrestres está condicionada a uma série de fatores físicos e mecanismos de condução elétrica. O parâmetro que mais afeta a condutividade é a variação da temperatura, que reflete o grau de agitação das partículas em nível atômico e, consequentemente, seu estado de energia. A composição química ou mineralógica também tem grande importância na condução. Particularmente, alguns materiais são importantes condutores (10^3 a 10^5 S/m), em especial, metais nativos, óxidos (principalmente magnetita), sulfetos (bornita, pirrotita, galena e arsenopirita), grafita e certos argilominerais em condições ambientais específicas (Dentith e Mudge, 2014).

Apesar da influência destes grupos de minerais, os materiais geológicos são em sua maioria semicondutores (10^5 a 10^{-7} S/m). Os silicatos mais comuns e carbonatos têm comportamento isolante (< 10^{-7} S/m), com exceção da serpentina. Neste sentido, as rochas ígneas tendem a ser bastante resistivas, enquanto as metamórficas exibem comportamento variado, a depender da mineralogia e da porosidade. Com exceção dos evaporitos e de algumas carbonáticas, as rochas sedimentares, por fim, são geralmente mais condutivas (Fig. 3.2), comportamento condicionado à saturação em água, à porosidade, à cimentação, à tortuosidade dos poros interconectados, entre outros fatores.

Com relação aos mecanismos de condução, predominam processos de transporte de elétrons ou íons que, em geral, agrupam-se em quatro categorias: I) condução eletrônica em metais; II) condução pela rede cristalográfica; III) semicondução; e IV) condução em solução eletrolítica.

O primeiro grupo (I) remete à condução por meio da nuvem de elétrons livres inerente à estrutura metálica de alguns materiais. O fenômeno é bastante importante em regiões do núcleo externo líquido, além de depósitos metálicos na crosta, como ferro, cobre, níquel, ouro e prata.

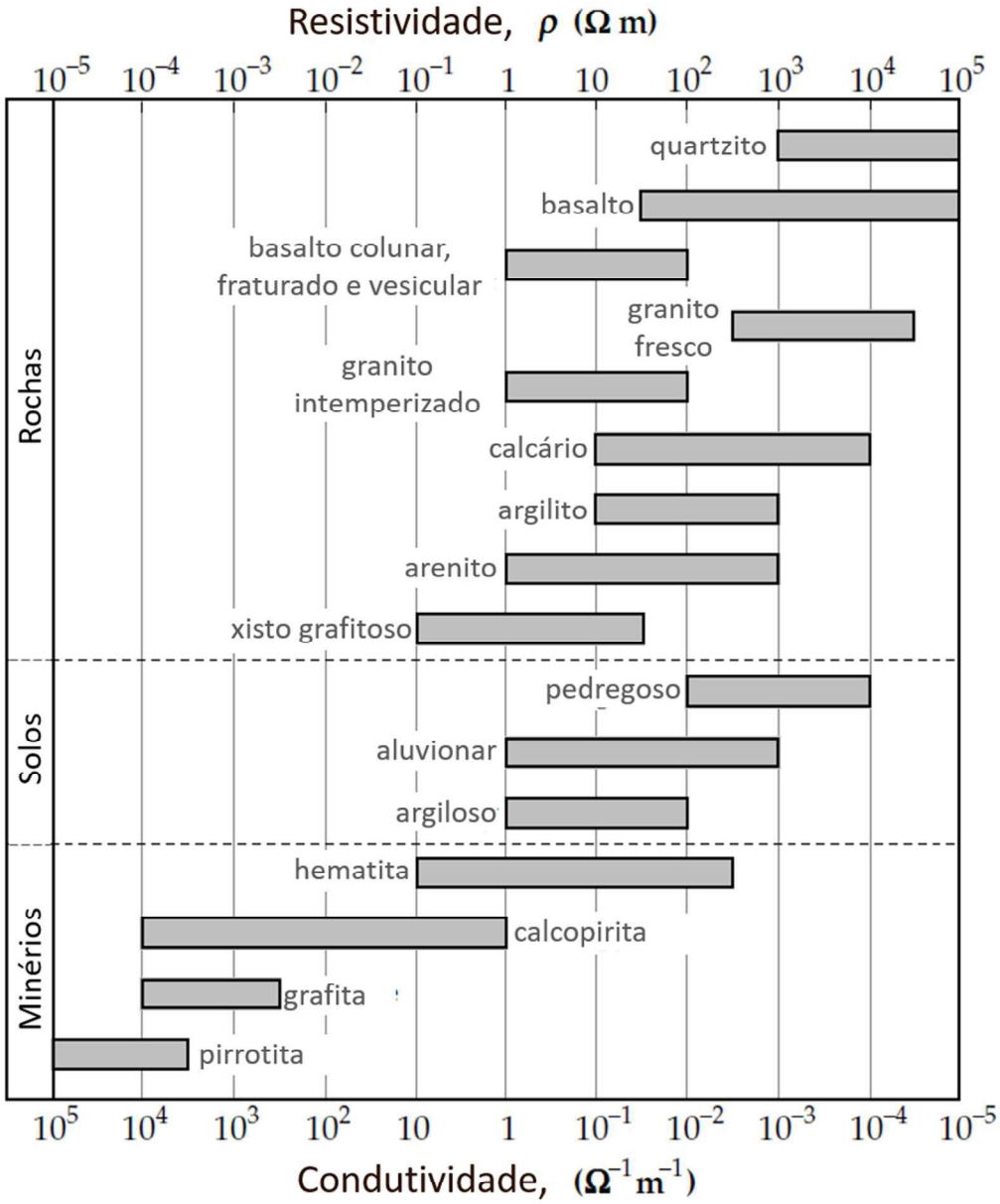


Fig. 3.2 Valores de resistividade e de condutividade elétrica para diferentes tipos de rochas, solos e minerais de minério (adaptado de Lowrie, 2007).

A existência destes elementos, concentrados em forma nativa ou incorporados à estrutura cristalina de sulfetos ou de óxidos, gera este tipo de condutividade (Chave e Jones, 2012). A grafita também é um mineral que exibe este tipo de condutividade, sendo comumente usada para explicar altos valores de condutividade em regiões da crosta e manto litosférico, como por exemplo nas zonas de cisalhamento, de falha, de subducção e regiões afetadas por metassomatismo ou por fluidos enriquecidos em CO_2 (Murphy et al., 2022).

No caso do grupo (II), os minerais não metálicos têm condução condicionada à movimentação de íons ou cargas elétricas residuais por entre imperfeições do retículo cristalino, ou seja, vacâncias em sítios desocupados, inserção de íons pequenos através de interstícios adjacentes e, também, substituição iônica. No último caso, a substituição de íons com raios ou cargas diferentes pode gerar vacâncias e defeitos, o que aumenta a mobilidade iônica. No caso de minerais hidratados, a condução protônica ainda ocorre por meio da migração de prótons H^+.

A semicondução (III), comum a silicatos, é condicionada ao aumento da temperatura, que tende a "ativar" o processo de condução elétrica nestas fases minerais. Geralmente, a condução em temperaturas crustais é mais discreta, observada apenas em grandes volumes de rocha. Regiões da crosta inferior e média, com temperaturas na ordem de 600 e 800 °C, apresentam valores médios de condutividade de ~10^{-2} S/m, associados à presença de feldspatos, anfibólios e epidotos (Hu et al., 2017).

Estes valores podem subir para 10^{-1} S/m, na presença de silicatos à base de elementos voláteis (Murphy et al., 2022). A diminuição da granulação dos minerais em zonas de cisalhamento tende a facilitar a condução, desde que a temperatura permita. Valores superiores a 10^{-1} S/m podem ser esperados, a temperaturas superiores a 800 °C, em grãos com diâmetro na ordem de 1 a 100 μm (Han et al., 2021). Em porções do manto, a semicondução também é condicionada por processos termicamente ativados, com importante influência da fugacidade de oxigênio ($\boldsymbol{fO_2}$), que controla o estado de oxidação e, consequentemente, a disponibilidade de cargas livres (Tyburczy, 2007).

O caso (IV), por fim, descreve o processo que controla a condutividade nas porções mais superficiais da crosta terrestre, sob a influência de fluidos que circulam no espaço poroso das rochas e dos sedimentos. A porosidade, no caso, não tem de ser primária; a existência de estruturas secundárias, como fraturas e juntas, também pode exercer influência. Por exemplo, rochas porosas saturadas em fluidos salinos constituem meios em que pode ocorrer eletrólise. Uma das equações petrofísicas envolvidas neste processo é a Lei de Archie (Archie, 1942), determinando que a resistividade elétrica da rocha saturada é diretamente proporcional à resistividade do

fluido. No caso, um parâmetro adimensional de referência denominado fator de formação (F) é calculado:

$$F = \frac{\rho_{rocha\ saturada}}{\rho_{fluido}} = \frac{a}{\Phi^m} \tag{3.53}$$

sendo a uma constante empírica, m o expoente de cimentação e Φ a porosidade. No caso, (a) e (m) têm relação apenas com a geometria dos poros da rocha, fatores que, por sua vez, são influenciados por processos deposicionais e diagenéticos.

Em rochas sedimentares finas e em sedimentos pelíticos inconsolidados, a presença simultânea de água intersticial e argilominerais tende a aumentar significativamente a condutividade elétrica do meio. Isso ocorre devido à elevada capacidade de troca catiônica inerente a estes minerais (Kriaa et al., 2014). Ou seja, há uma importante retenção de cátions nos interstícios entre as lâminas de Si e Al, o que acarreta o acúmulo de cargas negativas nas superfícies dos grãos minerais. Cargas livres no fluido aquoso podem, então, interagir eletricamente com as argilas. Este caso representa uma exceção à equação de Archie, na qual a composição da rocha afeta diretamente a condução da eletricidade (Fig. 3.3).

Em relação ao volume total de rocha/sedimento, grandes superfícies de contato e granulometria muito fina promovem um aumento ainda maior da condutividade. Estas reações de troca iônica ocorrem principalmente em solos e sedimentos com elevada concentração de argilominerais do tipo 2:1 (grupo das esmectitas) e, em menor escala, em materiais ricos em matéria orgânica e em zeólitas (Dentith e Mudge, 2014).

Vale ressaltar que neste estudo, conforme discutido nos capítulos seguintes, as anomalias de resistividade elétrica (zonas condutivas) estão condicionadas à condução de eletricidade através do mecanismo de eletrólise, no qual a transmissão ocorre em razão à presença de fluidos e materiais argilosos.

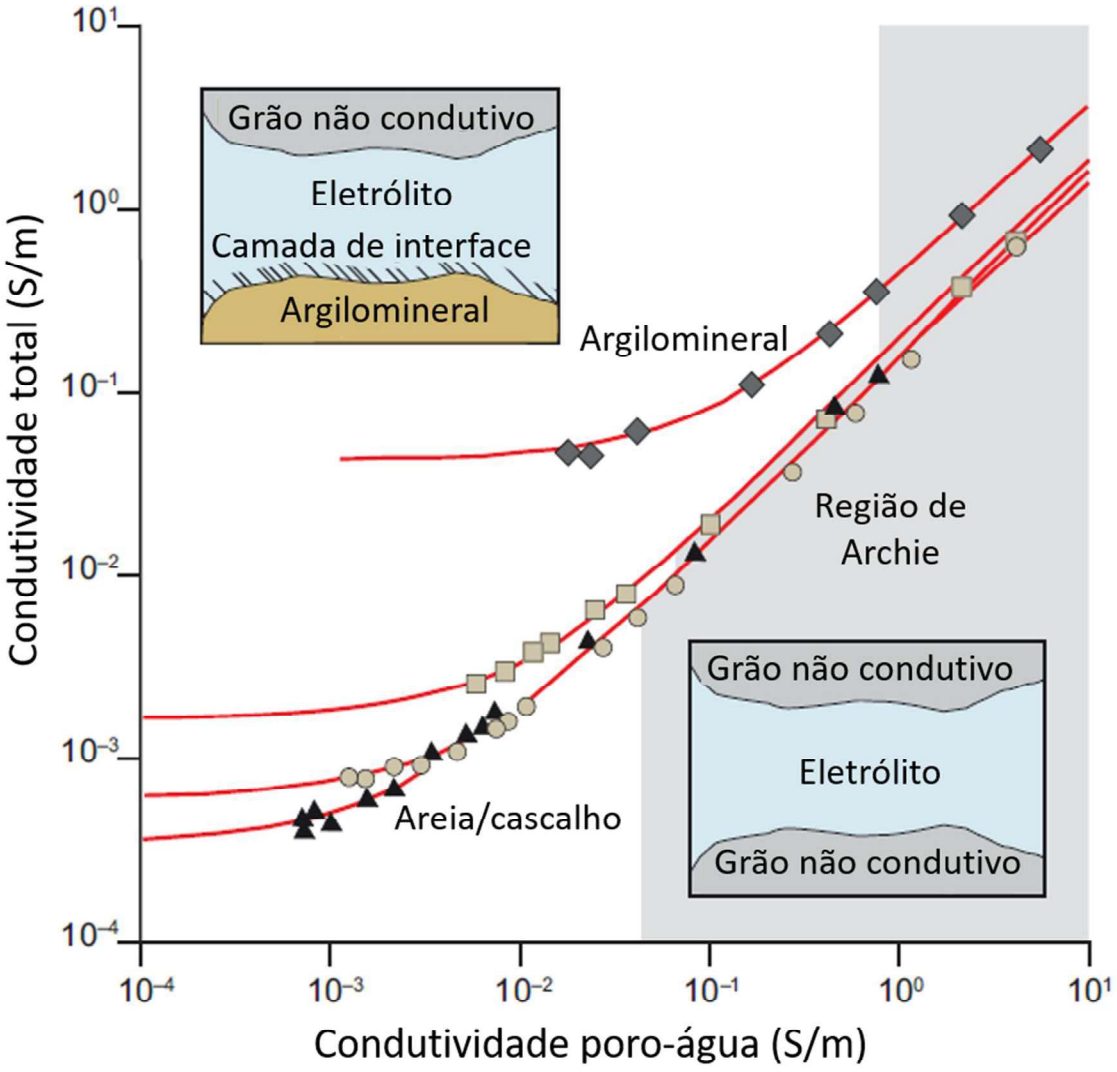


Fig. 3.3 Relação entre a condutividade total (rocha + fluido) e a condutividade do fluido percolante. É possível identificar proporcionalidade entre tais parâmetros na maior parte dos materiais porosos, com exceção dos argilominerais (Dentih e Mudge, 2014).

3.1.7 Inversão de dados AMT

A teoria geofísica de inversão, conforme elaborada por Parker (1977), torna possível a caracterização do meio físico em profundidade a partir de dados adquiridos indiretamente na superfície terrestre, por meio de relações matemáticas associadas ao fenômeno físico em questão, como a propagação de ondas eletromagnéticas em meios geológicos. Sendo assim, as técnicas de inversão permitem compreender a distribuição espacial de um parâmetro de interesse, mesmo quando a disponibilidade de informações geológicas prévias é limitada.

Contudo, diversas soluções equivalentes podem resultar da inversão do mesmo conjunto de dados, o que torna necessária a aplicação integrada de dois ou mais métodos geofísicos e, quando possível, de informações geológicas. Da mesma forma, a aplicação destas técnicas tende a tornar-se mais eficiente à medida que avança a capacidade computacional para o tratamento matemático de dados, possibilitando a rápida construção de modelos cada vez mais realistas, com geometrias complexas, heterogeneidades e topografia real.

No caso do AMT, o problema inverso é não linear, relacionando uma sequência de dados observados em superfície d_i, ou seja, coletados através de instrumentos, com os parâmetros do modelo m_j, através de um operador não linear, conforme a relação a seguir:

$$d_i = F_i m_j + e_i = F_i(m_1, m_2, \ldots, m_M) + e_i \tag{3.54}$$

sendo F_i a função que prediz d_i ; $i = 1,2, \ldots, N$; $j = 1,2, \ldots, M$; e e_i o erro associado ao cálculo.

Na prática, a inversão busca minimizar uma função objetivo, ou seja, uma relação matemática que quantifica o erro, ou desajuste, entre os dados observados e os calculados pela função **F**(**m**). A formulação geral da inversão tem como base dois termos principais, sendo o primeiro o desajuste (*misfit*) dos dados ϕ_d e o segundo a suavidade do modelo ϕ_m, na forma:

$$\phi(m) = \phi_d + \beta\phi_m \tag{3.55}$$

sendo β uma constante de regularização, que controla o balanço entre ajuste e suavidade do modelo.

Portanto, é necessário encontrar um modelo fisicamente plausível que minimize $\phi(m)$, de maneira que os dados se ajustem, sendo ϕ_d suficientemente pequeno, não comprometendo a estabilidade do modelo. Matematicamente, isso se traduz no ponto crítico da função, em que $\nabla\,\phi(m) = 0$.

Em inversões AMT, a função **F**(**m**) baseia-se nas leis de Maxwell e constitui um problema não linear, em que há dependência entre a frequência, a condutividade elétrica do meio e a propagação das ondas eletromagnéticas. Assim, a inversão requer atualizações sucessivas do modelo de referência, e a resposta direta é calculada a cada iteração até obter-se convergência para uma solução estável.

A técnica de inversão 3D, assume que a estrutura de resistividade elétrica da Terra é tridimensional, tornando a recuperação da forma das estruturas em subsuperfície mais realista (Robertson et al., 2020). A técnica fornece estruturas de resistividade mais detalhadas e permite o uso de recursos que seriam perdidos em qualquer inversão 2D (Tietze e Ritter, 2013; Patro e Egbert, 2011). Nesta tese, utilizou-se o algoritmo ModEM (Egbert e Kelbert, 2012; Kelbert et al., 2014), amplamente utilizado em estudos recentes de aplicação do método MT que exigem inversão 3D (Panetto et al., 2018; Singh et al., 2019; Benevides et al., 2024; Beltran et al., 2025; Alves et al., 2026). No caso, é aplicado o método não linear de gradientes conjugados (NLCG) para minimizar a seguinte função objetivo:

$$\phi(\boldsymbol{m}, \boldsymbol{d}) = \big(\boldsymbol{d} - \boldsymbol{f}(\boldsymbol{m})\big)^T \boldsymbol{C}_{\boldsymbol{d}}^{-1}\big(\boldsymbol{d} - \boldsymbol{f}(\boldsymbol{m})\big) + \lambda\,(\boldsymbol{m} - \boldsymbol{m_0})^T \boldsymbol{C}_{\boldsymbol{m}}^{-1}(\boldsymbol{m} - \boldsymbol{m_0}) \tag{3.56}$$

onde **F**(**m**) é a função de modelagem direta, $\boldsymbol{m}$ o parâmetro do modelo, $\boldsymbol{m_0}$ o modelo de referência ou inicial, λ o parâmetro de regularização (*trade-off*), $\boldsymbol{C_d}$ a covariância dos dados e $\boldsymbol{C_m}$ a covariância do modelo.

3.2 Métodos geofísicos complementares

3.2.1 Magnetometria

A magnetometria é um método geofísico indireto capaz de detectar anomalias no campo magnético terrestre, de modo a delimitar, espacialmente, a geometria e a área de ocorrência de corpos com propriedades magnéticas contrastantes em subsuperfície. Sua aplicação é ampla e adaptável a diferentes escalas de observação, sendo uma ferramenta útil para estudos geológicos acadêmicos, prospecção mineral, engenharia e arqueologia (Dentith e Mudge, 2014). Em geral, os levantamentos magnetométricos, buscam isolar e quantificar o campo magnético associado às anomalias geológicas locais, daquele de maior intensidade, denominado campo geomagnético.

Neste estudo, em particular, foi de especial importância a geração do mapa de anomalia do sinal analítico. Esta técnica consiste no cálculo das derivadas horizontais e verticais das anomalias magnéticas medidas (Roest et al., 1992), sendo particularmente útil em situações em que a direção da magnetização remanente do corpo é desconhecida (Milligan e Gun, 1997). Esse parâmetro, que também é independente da direção do campo magnético terrestre, é amplamente aplicado em cenários geológicos complexos, especialmente quando o objetivo é delimitar a estrutura, os contatos litológicos e a geometria dos alvos em profundidade. A amplitude do sinal analítico é definida pela seguinte expressão:

$$|AS(x,y,z)| = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial z}\right)^2} \qquad (3.57)$$

onde (M) representa a anomalia do campo magnético total e $\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right), \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right), \left(\frac{\partial M}{\partial z}\right)$ correspondem às derivas parciais do campo total em duas direções horizontais e em profundidade.

3.2.2 Sísmica de reflexão

A sísmica de reflexão é um método geofísico baseado na propagação e reflexão de ondas elásticas geradas por uma fonte ativa (Cox et al., 2020). As reflexões ocorrem em interfaces com contraste de impedância acústica (Z), definida por:

$$Z = \rho \cdot v \tag{3.58}$$

onde ρ é a densidade e v é a velocidade sísmica. O coeficiente de reflexão (R) em incidência normal é dado por:

$$R = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \tag{3.59}$$

indicando que reflexões mais intensas estão associadas a maiores contrastes de impedância.

O método consiste no registro dos tempos de chegada das ondas refletidas, em receptores na superfície. Após a aquisição, os dados passam por etapas de processamento, como a correção de normal *moveout* (NMO) e o empilhamento, que visam aumentar a razão sinal-ruído e realçar eventos coerentes. As seções sísmicas resultantes são geralmente representadas em tempo de percurso duplo (*two-way travel time*, TWT), na escala de milissegundos.

A conversão de tempo para profundidade (Cox et al., 2020) requer um modelo de velocidades e pode ser, em sua forma mais simples, aproximada por:

$$h = \frac{v \cdot t}{2} \tag{3.60}$$

onde h é a profundidade, v é a velocidade sísmica e t é o tempo duplo de percurso.

Na prática, essa conversão depende de variações laterais e verticais da velocidade, o que pode introduzir incertezas na estimativa da profundidade quando o modelo de velocidades não está bem determinado.

Neste estudo, os dados de sísmica de reflexão são utilizados como complemento à delimitação de feições estruturais, auxiliando na interpretação dos modelos de resistividade elétrica obtidos por inversão AMT. Enquanto a sísmica de reflexão fornece imagens estruturais de alta resolução, os dados magnetotelúricos são sensíveis às propriedades elétricas e à presença de fluidos em maiores profundidades, o que torna a combinação de ambos uma técnica interessante para os objetivos do estudo.

3.2.3 Perfilagem elétrica de poço - HRLA

O método *High Resolution Laterolog Array* (HRLA) baseia-se na injeção de corrente elétrica no meio (Doll, 1951), por meio de eletrodos, e na medição do potencial elétrico resultante por eletrodos receptores dispostos ao longo da ferramenta. A partir da razão entre a corrente e a diferença de potencial, estima-se a resistividade da formação.

Diferentemente de ferramentas convencionais, o HRLA utiliza um arranjo com múltiplos espaçamentos e eletrodos de focalização, permitindo a aquisição simultânea de medidas em diferentes profundidades de investigação. Isso permite distinguir a zona invadida pelo fluido de perfuração da formação não perturbada, aumentando a confiabilidade na estimativa da resistividade verdadeira.

Durante a aquisição, a ferramenta é deslocada ao longo do poço, registrando continuamente os valores de resistividade em função da profundidade. Os dados obtidos correspondem a diferentes curvas de resistividade, cada uma associada a um volume de investigação distinto, o que reflete variações nas propriedades elétricas do meio.

3.3 Dados geológicos

O mapa geológico de base abrange uma área de aproximadamente 170 km², com altitudes variando de 780 a 1065 m, e resulta da integração de informações estruturais e litológicas, tais como: (I) articulação de mapas geológicos na escala 1:100.000 realizados pelo Serviço Geológico Nacional – SGB e pela Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais – Codemig (Fragoso et al., 2011b; Uhlein et al., 2011; Féboli e Ribeiro, 2013; Signorelli et al., 2013); (II) um mapa geológico detalhado de parte da área de estudo, gentilmente fornecido pela Sirius Ltd., detentora dos direitos minerários na área; (III) dados geológicos adicionais obtidos por fotointerpretação; (IV) correlação com dados de furos de sondagem em colaboração com a equipe técnica da Sirius Ltd.

A análise cinemática e de deformação teve como principal ferramenta o estudo de diferentes estruturas identificadas e medidas em afloramentos: atitude do acamamento sedimentar, direção e mergulho de planos de falha normal e inversa, bandas de deformação, eixos e planos axiais de dobras, zonas de cisalhamento, estrias de falha, *tension gashes*, veios e diques.

Como os kamafugitos são difíceis de analisar e classificar, devido à sua composição mineral rara e à escassez de afloramentos preservados, utilizamos material proveniente de testemunhos de sondagem para selecionar amostras com baixo grau de alteração intempérica para análise petrográfica. Tivemos acesso a amostras de testemunhos provenientes de 55 furos de sondagem (Fig. 3.4) adquiridas pela Sirius Ltd. Os dados estruturais e petrográficos foram obtidos principalmente dos furos BH-27 e BH-49. Informações complementares foram obtidas, especialmente, a partir de análises litológicas nos furos BH-18, 21, 23, 26, 27, 47, 50 e 54. Embora não tenha sido realizada sondagem orientada, foi possível medir com precisão o ângulo de mergulho das estruturas nos testemunhos, caracterizando a geometria das zonas deformadas.

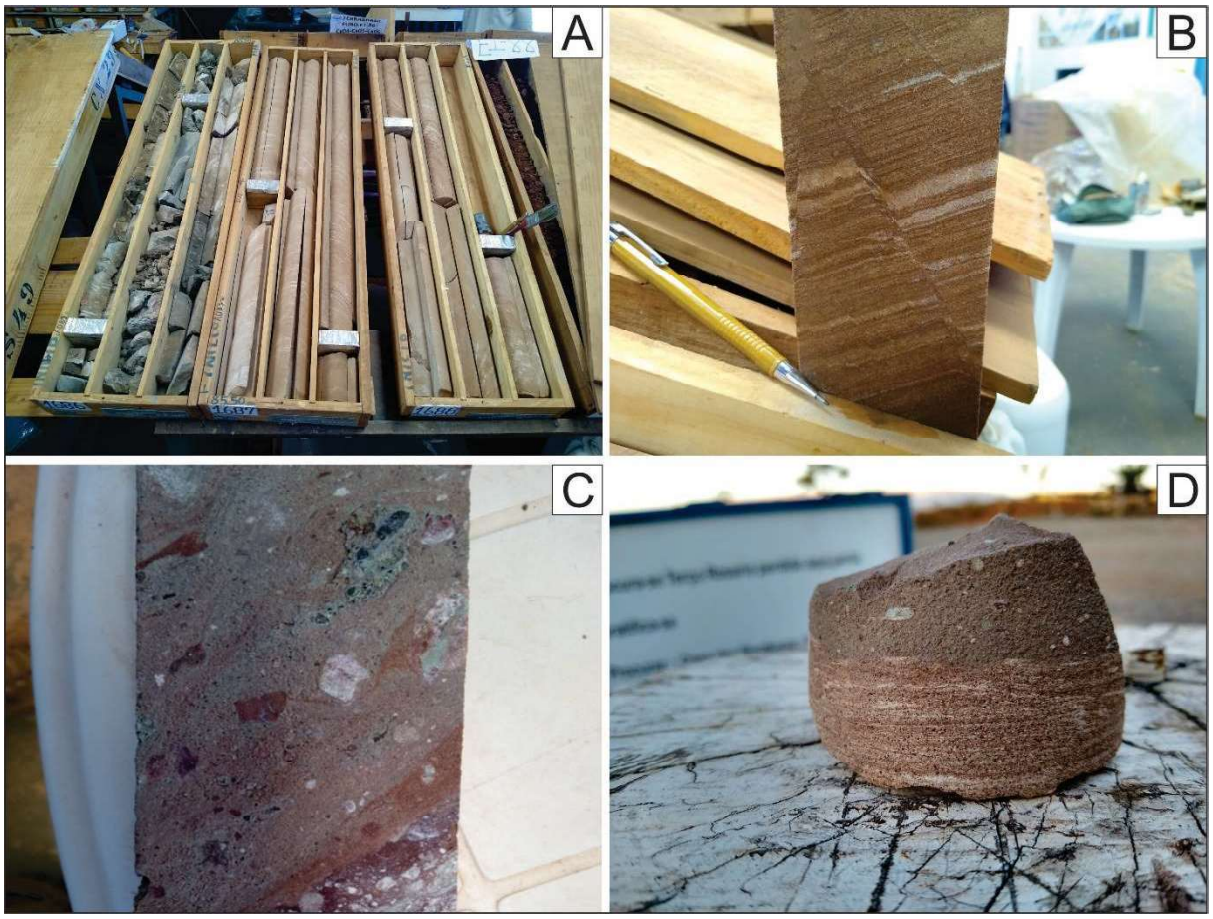


Fig. 3.4 (a) Caixa de testemunhos de sondagem do furo BH-49; (b) arenito bimodal com laminação plano-paralela e falha normal de alto ângulo; (C) Testemunho de rocha vulcanoclástica, com matriz fina e fragmentos polimíticos de kamafugito e arenito retrabalhado; (D) Contato entre arenito e kamafugito, concordante à estratificação.

As lâminas delgadas para análise petrográfica foram preparadas no Laboratório Geológico de Preparação de Amostras, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ). Nesse caso, foram confeccionadas dez lâminas (Tabela 1), sendo cinco de arenito e cinco de lava kamafugítica. No caso da amostra coletada em campo (STB-01), que apresenta bom grau de preservação da mineralogia primária, não foi possível determinar as coordenadas exatas da amostragem, pois a amostra foi cedida pela empresa responsável. As análises petrográficas foram realizadas no PetroLab, da UERJ, e também no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGC/USP).

Tabela 1. Identificação dos furos de sondagem e das profundidades em que as amostras foram coletadas para laminação.

Furo e Profundidade	Rocha	Latitude (m)	Longitude (m)
FS-49 (86.00m)	Arenito	7956116	343099
STB-01	Kamafugito	Campo	Campo
FS-49 (45.90m)	Arenito	7956116	343099
FS-49 (89.50m)	Arenito	7956116	343099
FS-49 (90.00m)	Arenito	7956116	343099
FS-49 (79.50m)	Kamafugito	7956116	343099
FS-27 (104.65m)	Kamafugito	7955122	344259
FS-27 (105.55m)	Kamafugito	7955122	344259
FS-27 (133.20m)	Kamafugito	7955122	344259
FS-27 (134.85m)	Arenito	7955122	344259

As análises químicas para elementos maiores, menores e traço foram realizadas em quatro amostras de kamafugito, provenientes dos furos BH-26, BH-27 e BH-49. Estas análises foram conduzidas em discos de vidro fundido e pastilhas de pó prensado, utilizando um espectrômetro de fluorescência de raios X (FRX) Panalytical Axios Max Advanced, no centro analítico GeoAnalítica da Universidade de São Paulo (USP), seguindo os métodos padrão descritos por Mori et al. (1999). O processamento dos dados foi realizado com o programa SUITE DiffracEVA e o banco de dados PDF-2 (ICDD), versão 2009, também no laboratório de raios X do Centro Analítico GeoAnalítica-USP.

Capítulo 4

Condutos Magmáticos, Paleotopografia e Estimativa Volumétrica de Rocha

Este capítulo apresenta o tratamento completo dos dados AMT, incluindo as etapas de processamento, análise de dimensionalidade, modelagem, testes de sensibilidade, inversão, bem como a apresentação, análise e interpretação dos resultados. A abordagem metodológica e os resultados aqui discutidos são apresentados em conformidade com um artigo científico submetido ao periódico indexado *Earth and Space Science*, da *American Geophysical Union* (AGU), que se encontra hoje em revisão por pares. Também é necessário mencionar que alguns dos resultados apresentados neste capítulo, em especial as etapas de filtragem das séries temporais, processamento de dados e testes de sensibilidade foram conduzidos durante a vigência da bolsa PDSE (Programa de Doutorado Sanduíche – CAPES). O estágio foi realizado no departamento de geofísica da *Çanakkale Onsekiz Mart University,* na cidade de Çanakkale, Turquia.

4.1 Resultados AMT

4.1.1 Aquisição de dados AMT

Os dados AMT foram coletados em julho e agosto de 2022. Uma campanha adicional ocorreu em setembro do mesmo ano. Ao todo, foram adquiridos dados em 137 estações (Fig. 4.1), distribuídas em 10 perfis de direção norte-sul. Foi determinado o espaçamento de 150 m (norte) e 400 m (leste) entre as estações, totalizando aproximadamente 20,8 km lineares.

A malha de estações abrange todos os litotipos aflorantes em superfície, ou seja, compreende a área de abrangência dos metacalcários do Gr. Bambuí, arenitos da FTB, kamafugitos do GMC (em diferentes níveis de alteração intempérica), horizontes lateritizados, argilitos, solos e coberturas aluvionares. O mapa da Figura 4.1 mostra a distribuição das estações AMT, dos furos de sondagem e dos litotipos aflorantes, mapeados em escala de detalhe.

Para montagem das estações foi usado um mapa de coordenadas previstas. Em campo, foi necessário buscar por fontes de ruído próximas, como redes elétricas, transformadores e geradores. No caso de ruído cultural, foi necessário realizar deslocamento com distância de até 10% do espaçamento entre estações, ou seja, 15 m (N-S) e 40 m (E-W).

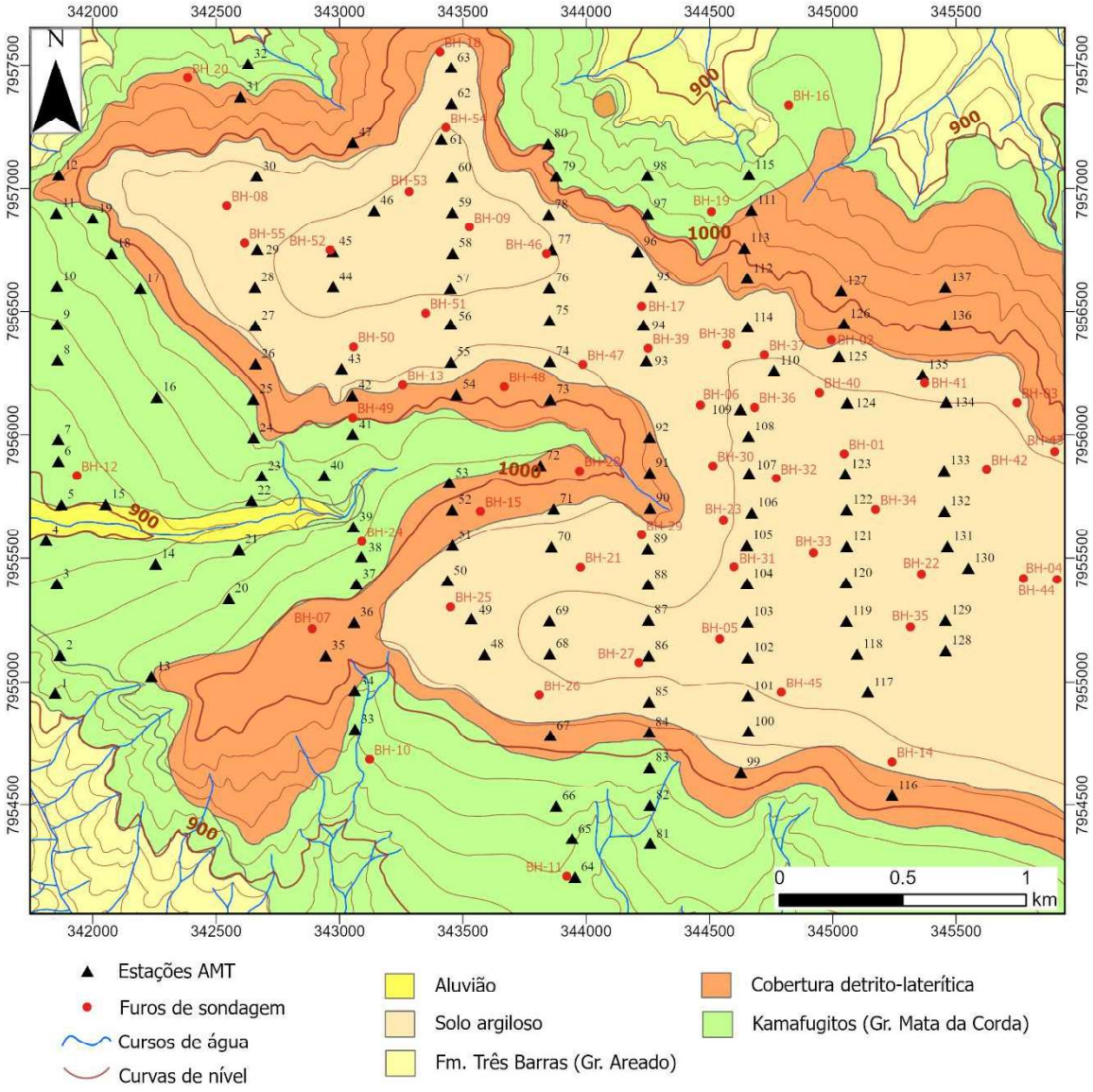


Fig. 4.1 Mapa geológico com a distribuição das 137 estações AMT adquiridas (triângulos pretos) e dos furos de sondagem (círculos vermelhos). É possível notar que algumas estações tiveram de ser deslocadas diagonalmente em relação à direção N-S, previamente definida para os perfis.

A próxima etapa consistiu na montagem do arranjo de eletrodos não polarizáveis, com solução eletroquímica Pb-$PbCl_2$, para verificar as variações no campo elétrico nas componentes dipolares norte-sul (E_x) e leste-oeste (E_y), ambas com 100 m de comprimento. A conexão foi realizada em arranjo em cruz (Fig. 4.2). Para garantir estabilidade térmica e bom acoplamento elétrico, os eletrodos foram enterrados a uma profundidade aproximada de 40 cm. Uma solução de água com sal

e bentonita foi aplicada para reduzir a resistência de contato na interface entre o eletrodo e o solo ou o sedimento.

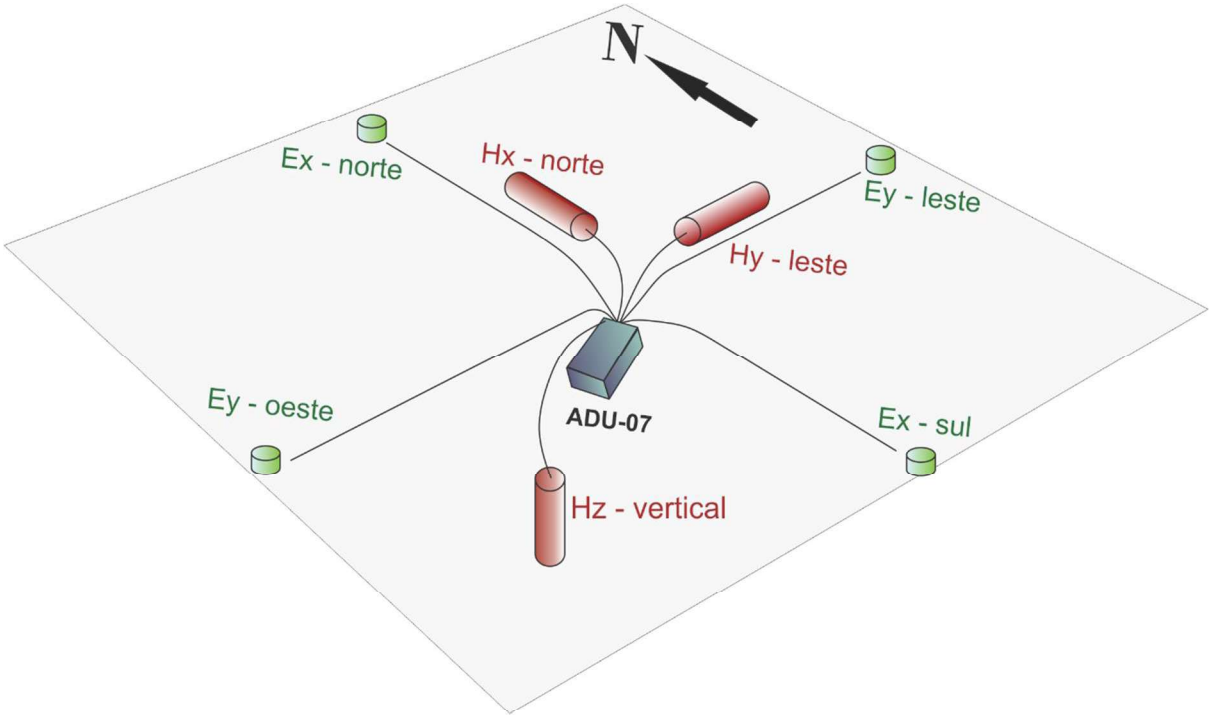


Fig. 4.2 Arranjo em cruz, com dois dipolos elétricos alinhados nas direções N-S e E-W, além de três bobinas de indução associadas a essas direções e também à vertical.

Em seguida, foram colocadas duas bobinas de indução magnética, paralelas à superfície, nas direções norte (componente H_x) e leste (componente H_y), além de uma terceira, correspondente ao campo magnético em profundidade (componente H_z), que teve de ser parcialmente enterrada no quadrante NE do arranjo. Posteriormente, os sensores magnéticos, elétricos e gps, foram conectados ao instrumento ADU-07e (Metronix Geophysics), sendo constituído de bobinas de indução magnética com pré-amplificadores internos para medidas do campo magnético e eletrodos não-polarizáveis para medidas do campo elétrico. O painel na Figura 4.3 ilustra os equipamentos utilizados. Cada aquisição demorou 35 minutos, distribuídos em três taxas de amostragem: 65 kHz, 1 kHz e 256 Hz.

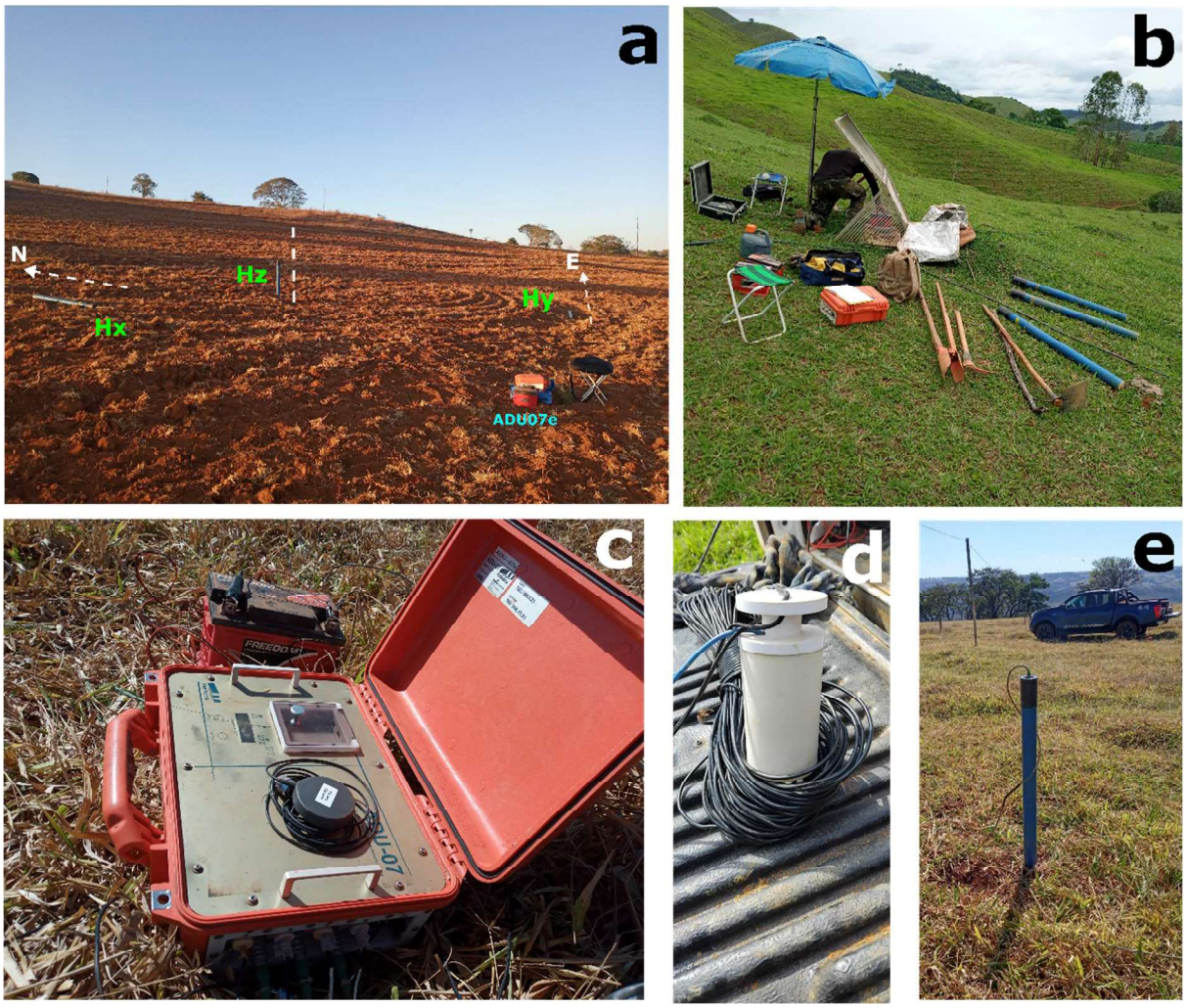


Fig. 4.3 (a) Estação AMT, com arranjo de bobinas alinhadas nas direções X (N-S), Y (E-W) e Z (vertical); (b) equipamentos e instrumentos de medida empregados na montagem das estações; (c) equipamento ADU-07e; (d) eletrodo não polarizável com solução $Pb/PbCl_2$; (e) bobina de indução parcialmente enterrada em direção à Z.

4.1.2 Processamento de dados AMT

O processamento de dados magnetotelúricos consiste na conversão das séries temporais (Fig. 4.4) dos campos elétricos (E_x, E_y) e magnéticos (H_x, H_y, H_z) em funções de transferência, no domínio da frequência. Tal procedimento é realizado por meio da transformada de Fourier, após o qual torna-se possível calcular as funções de transferência, no caso, a impedância. Em seguida, são calculadas as curvas de resistividade aparente e fase da impedância para os dados observados.

O processamento ainda inclui a remoção seletiva de regiões afetadas pelo ruído EM. Nesse caso, se os desvios apresentassem distribuição gaussiana, o processamento poderia utilizar o método dos mínimos quadrados para corrigir o efeito indesejado nos dados. Contudo, dados MT frequentemente apresentam erros não sistemáticos, o que implica o uso de técnicas robustas de processamento, ou seja, capazes de identificar e rejeitar *outliers* em regiões onde os erros apresentam comportamento não linear.

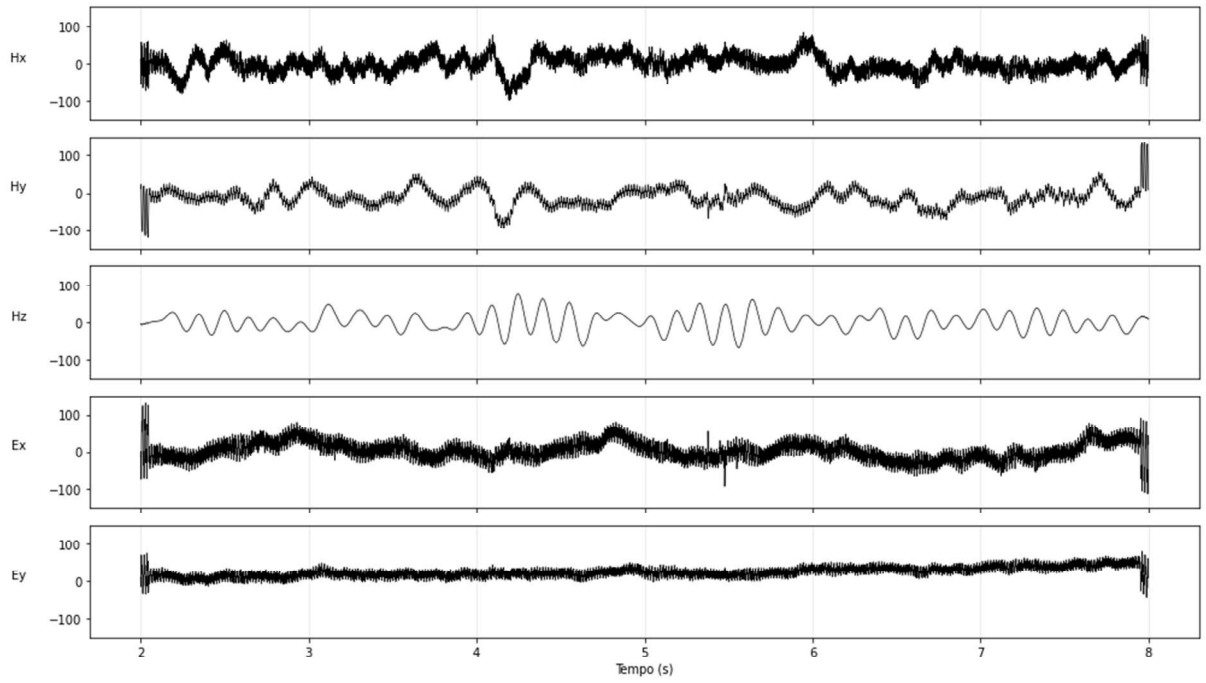


Fig. 4.4 Séries temporal da estação AMT 108, para a frequência de amostragem de 1024 Hz. De cima para baixo são apresentadas as componentes do campo magnético (Hx, Hy, Hz) e campo elétrico (Ex, Ey), em função do tempo de aquisição.

Aqui, o método robusto desenvolvido por Egbert e Booker (1986) foi empregado. Este consiste em uma regressão de estimativa-M (Huber, 1981), um refinamento do método dos mínimos quadrados em que se atribui maior peso aos resíduos pequenos e maior aos resíduos grandes (*outliers*). O processamento foi utilizado em todas as estações para a obtenção dos tensores de impedância, conforme ilustrado nas curvas a seguir (Fig. 4.5).

Os dados coletados na região de estudo mostraram-se intensamente afetados por ruídos culturais, especialmente na frequência de 60 Hz e em seus harmônicos. Por isso, em algumas estações, foi aplicado um filtro do tipo *notch* para eliminar desvios nas séries temporais antes do processamento. O filtro mostrou-se eficaz quando aplicado na frequência de 60 Hz, permitindo a limpeza parcial dos dados ruidosos. Ainda assim, foi necessário excluir parte das estações adquiridas devido à contaminação e à impossibilidade de recuperar dados confiáveis. Assim, o conjunto de dados foi reduzido para 137 estações. O banco de dados gerado foi utilizado na etapa de inversão 3D, após a construção de um modelo inicial consistente, conforme explicado mais adiante.

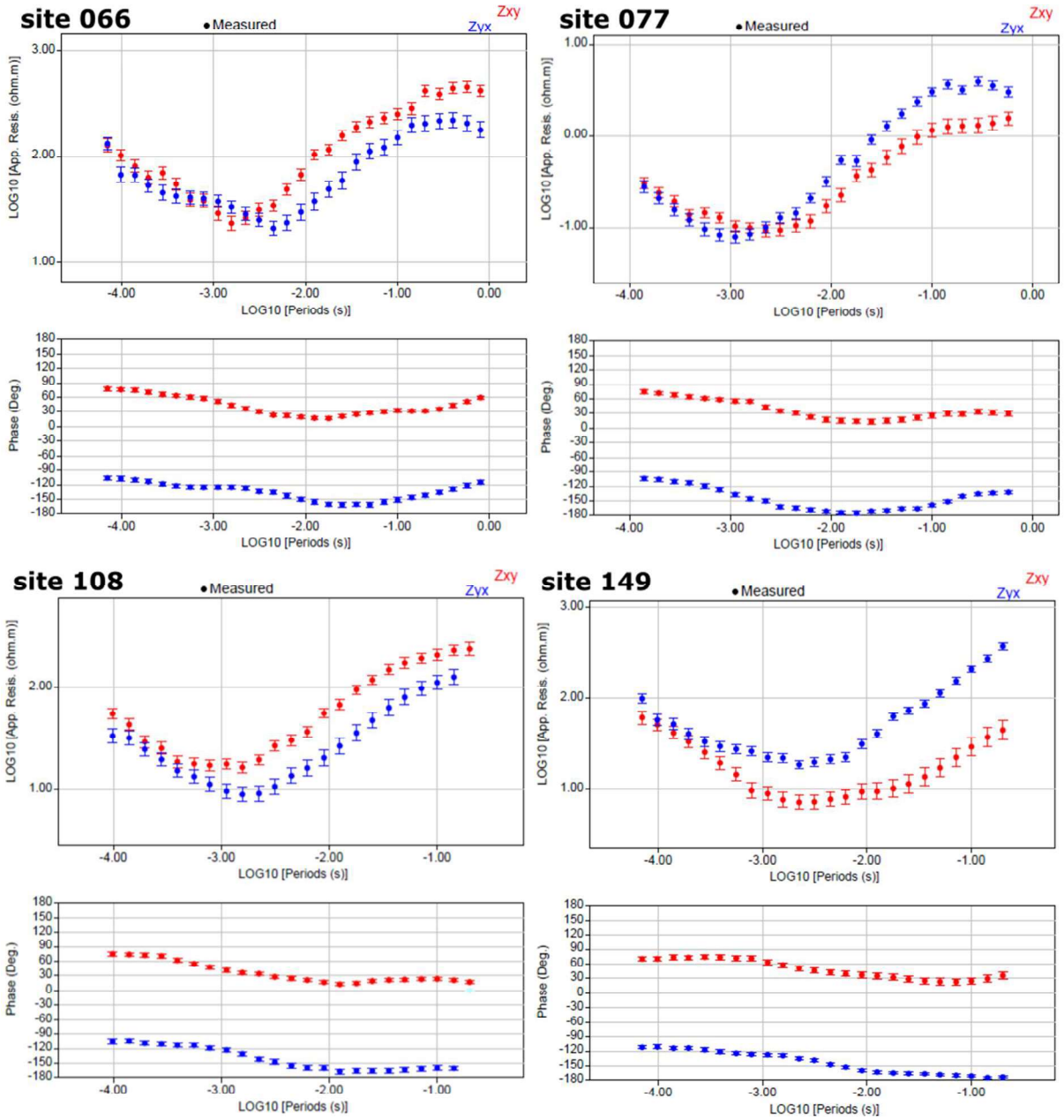


Fig. 4.5. Curvas de resistividade aparente e de fase das estações 66, 77, 108 e 149. Localização das estações no mapa da Figura 4.1.

4.1.3 Análise do tensor de fase

A análise de dimensionalidade foi realizada com base no procedimento descrito por Caldwell et al. (2004) e por Booker (2014), que busca definir o comportamento do meio a partir do tensor de fase. Os mapas gerados para análise foram elaborados no software 3D-Grid (Meqbel, 2009) para distintos períodos (Fig. 4.6). A forma e orientação das elipses, bem como a variação do ângulo *skew*, permitiram a caracterização dimensional das estruturas em diferentes profundidades. A análise mostra que o comportamento dos tensores de fase no intervalo de 0,001 a 0,1 s é predominantemente tridimensional, caracterizado por elipses altamente alongadas e excêntricas, com ângulos β superiores a 3,0° ou inferiores a -3,0°. Dessa forma, é possível inferir a existência de estruturas com padrões espaciais complexos e anisotrópicos em diferentes intervalos de profundidade.

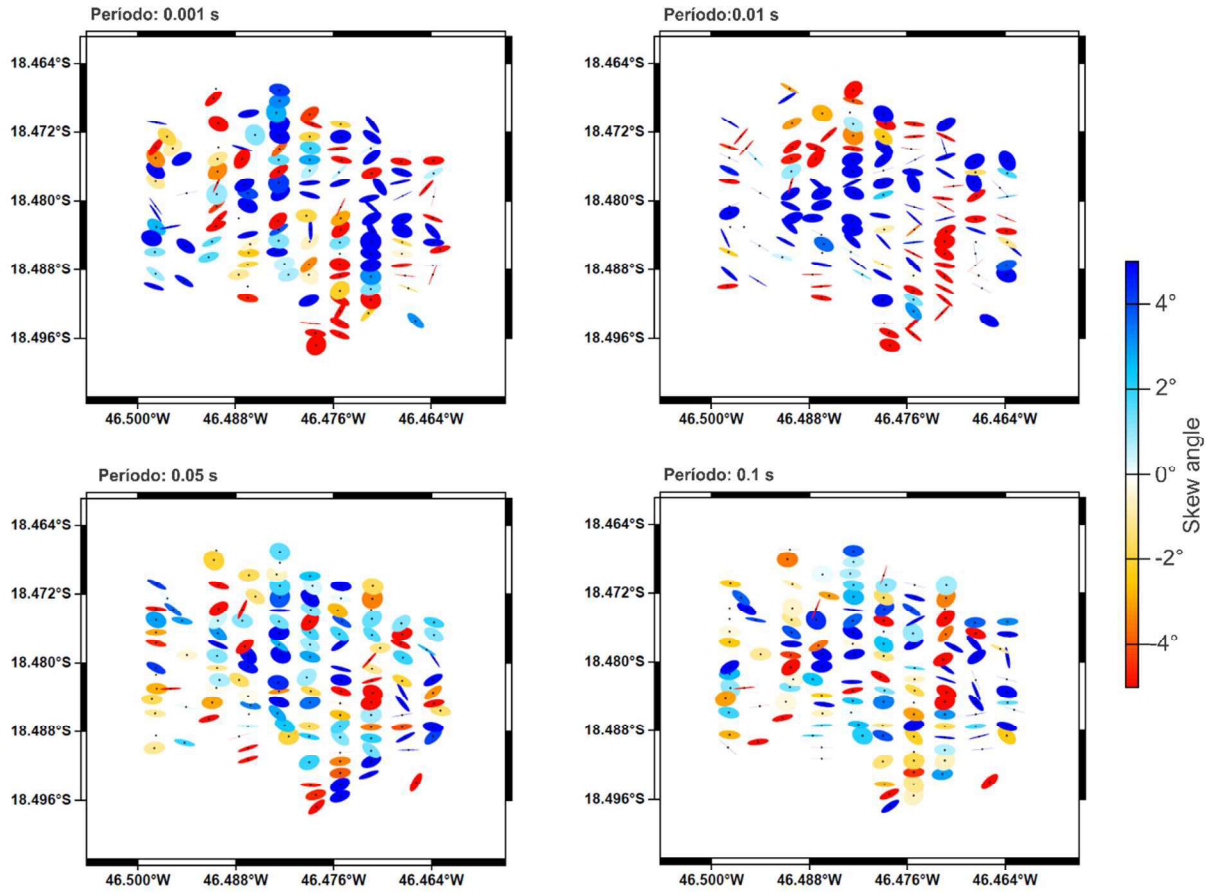


Fig. 4.6 Mapa do tensor de fase para dados AMT medidos em um intervalo de diferentes períodos, de 0,001 a 0,1 s. A forma e o alongamento das elipses são indicadores da dimensionalidade, enquanto as cores que preenchem as elipses estão relacionadas ao valor do ângulo *skew*.

4.1.4 Modelagem e inversão 3D

A inversão do tensor de impedância para as 137 estações AMT foi realizada no cluster de computação de alto desempenho do Laboratório de Geofísica Aplicada do Observatório Nacional, usando o pacote ModEM (Kelbert et al., 2014), que tem capacidade para resolver estruturas de condutividade complexas em diferentes escalas de observação, seja regional ou em detalhe, como é o caso deste estudo. A construção dos modelos de resistividade e os testes de parâmetros também foram realizados no 3D-Grid.

Para a definição de um modelo de partida, alguns parâmetros tiveram de ser testados. Em primeiro lugar, a discretização do meio em células foi definida de modo a detalhar a região central do modelo, onde se encontram as estações AMT, e, de forma semelhante, as camadas mais superficiais, em profundidades compatíveis com o alvo de estudo.

A escolha deste modelo, contudo, não se baseou exclusivamente no melhor ajuste estatístico, mas também na plausibilidade geológica das estruturas obtidas após a inversão 3D. Foram de particular importância, a essa altura, os trabalhos de Miensopust (2017) e Robertson et al. (2020), que sugerem fluxos de trabalho ideais para a modelagem MT e também mostram, estatisticamente, quais parametrizações resultam em valores mais baixos de nRMS em grandes conjuntos de estações. Assim, algumas escolhas foram fortemente influenciadas por estas publicações.

O modelo inicial consistiu em uma malha tridimensional com 132 × 143 × 39 células nas direções X (N–S), Y (E–W) e Z, cobrindo um volume aproximado de 50 km × 50 km × 12 km (Fig. 4.7a), com base em testes de *skin depth*. A topografia foi obtida a partir de um modelo digital de elevação com resolução espacial de 30 m. O núcleo do modelo, onde se encontram as estações, é composto por 94 células na direção X e 105 na direção Y, cada uma com dimensões de 37 m x 37 m (Fig. 4.7b). Nas direções horizontais, para reduzir os efeitos de borda, foram adicionadas 19 células de *padding*, com fator de expansão de 1,3. Na direção vertical (Z), a primeira camada foi definida com espessura de 2 m para acomodar variações de resistividade próximas à superfície, aumentando progressivamente o fator em 1,2 ao longo de 39 camadas.

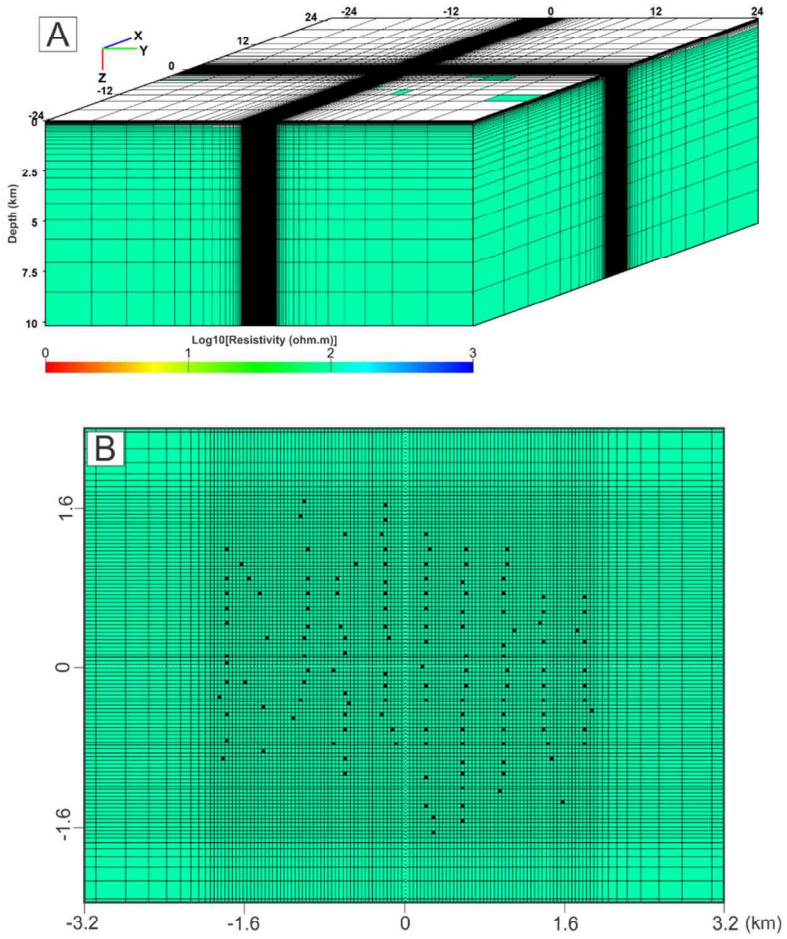


Fig. 4.7 (a) Modelo AMT de partida definido para inversão de dados. No caso, trata-se de um semiespaço homogêneo de 100 Ω·m (células verdes) e de topografia ajustada ao modelo (células brancas), adquirida com resolução espacial de 30 m; (b) Visualização do núcleo central do modelo de partida em mapa. A figura ilustra o forte adensamento de células na região onde estão distribuídas as estações (pontos escuros).

Após definir a geometria da malha, foram testados diferentes valores de resistividade no modelo de partida: 50, 100 e 500 Ω·m. Valores inferiores ou superiores a estes não foram usados, já que boa convergência resultou dos modelos de 50 e 100 Ω·m (Fig.4.8), com redução de nRMS de 18,6–2,3 e 26,2–2,3, respectivamente. O modelo de 500 Ω·m não se ajustou bem aos dados, com nRMS de 3,1 e ajuste pouco satisfatório entre dados preditos e observados.

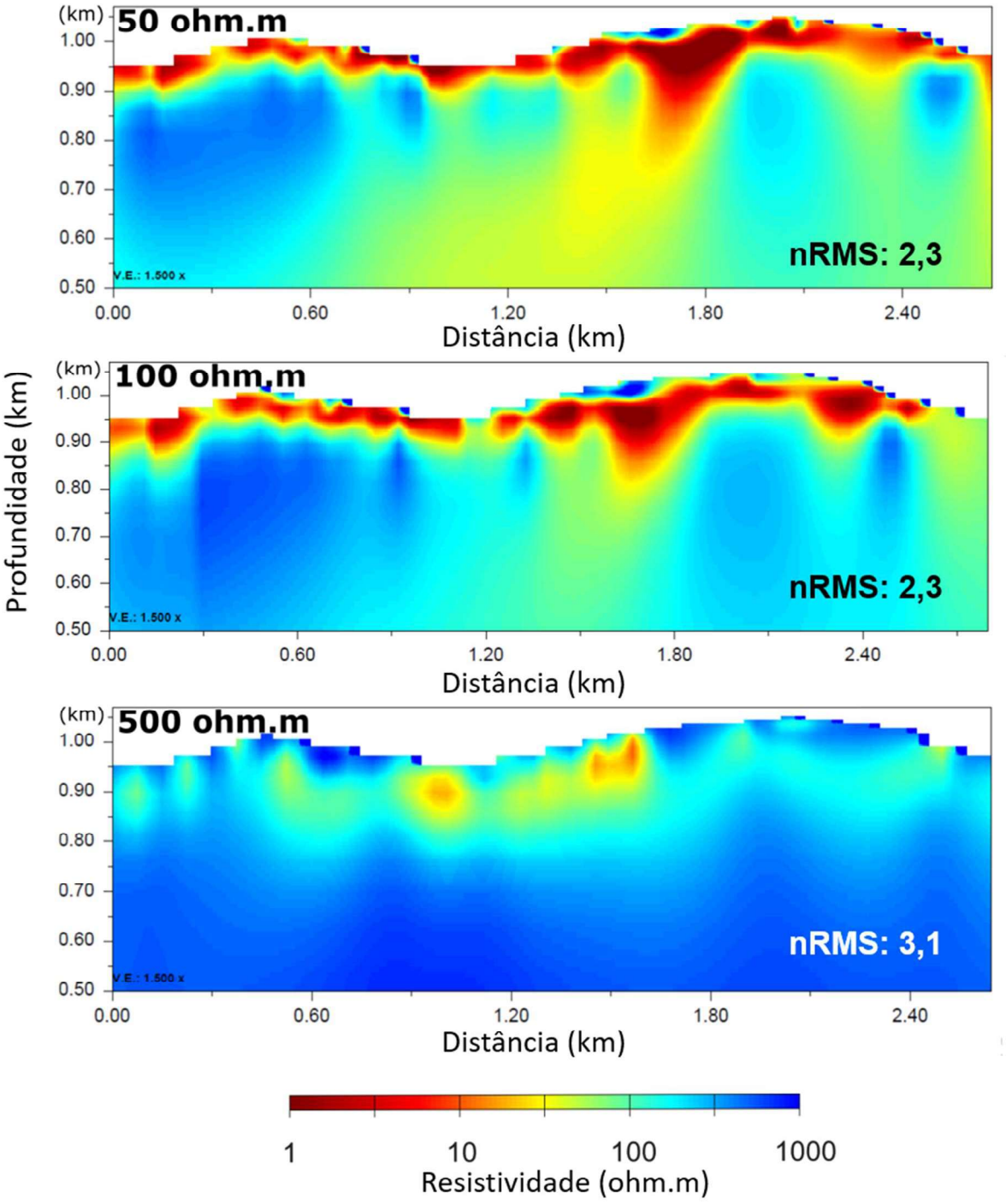


Fig. 4.8 Perfis verticais de inversão, utilizando modelos de partida com resistividades iniciais de 50 (nRMS = 2.3), 100 (nRMS = 2.3) e 500 Ω·m (nRMS = 3.1). As figuras ilustram uma boa correspondência entre os modelos de 50 e 100 Ω·m, com similaridade nas estruturas geoelétricas delineadas. O modelo de 500 Ω·m, contudo, não resultou em ajustes razoáveis entre dados observados e preditos.

Foi realizado o teste de covariância do modelo, cujo aumento tende a causar maior suavização das feições geoelétricas, porém, às custas de um aumento no desajuste dos dados (nRMS). Ou seja, há um compromisso inerente entre a resolução estrutural e a regularização do modelo. Foram testados valores de covariância de 0,2, 0,3 e 0,4 (Fig. 4.9), cujos modelos resultaram em nRMS igual a 2,30, 3,44 e 3,56, respectivamente.

Embora os modelos com covariâncias de 0,2 e 0,4 apresentem feições geoelétricas coerentes entre si e compatíveis com o que se espera geologicamente, o elevado nRMS associado à covariância de 0,4 inviabiliza sua adoção. Por sua vez, o modelo com covariância de 0,3 apresentou o pior ajuste e não representou adequadamente as feições de resistividade. Assim, o modelo considerado ideal corresponde à covariância de 0,2, aplicada igualmente às direções X, Y e Z.

Também foram usados diferentes limites de erro mínimo (*error floor*) para as componentes da matriz do tensor de impedância (XX, XY, YX, YY), variando de 5 a 10% todas as componentes.

Finalmente, com base na análise de nRMS e na coerência geológica verificada junto aos dados de sondagem, um semiespaço homogêneo com resistividade de fundo de 100 Ω·m foi definido como o melhor modelo inicial, com o fator de suavização de 0,2 aplicado em todas as direções. Foram utilizados tensores de impedância em 42 períodos, abrangendo frequências entre 1 e 10.000 Hz. Foi adotado um *error floor* equivalente a 10% de $\sqrt{Z_{XY} \, . \, Z_{YX}}$ para todas as componentes do tensor de impedância e o parâmetro de regularização λ foi fixado em 1,0.

O modelo final foi obtido após 127 iterações, com o erro nRMS decrescendo logaritmicamente de 26,1 para 2,3, indicando um ajuste satisfatório dos dados. O mapa da Figura 4.10 apresenta valores nRMS absolutos e, por componente do tensor de impedância (Z_{xx}, Z_{xy}, Z_{yx}, Z_{yy}), para todas as estações AMT após a inversão 3D. Apenas algumas estações apresentam valores superiores a 3,0, sendo a região mais problemática localizada no setor NW da área, possivelmente devido à presença de fontes de ruído cultural como, por exemplo, geradores de energia.

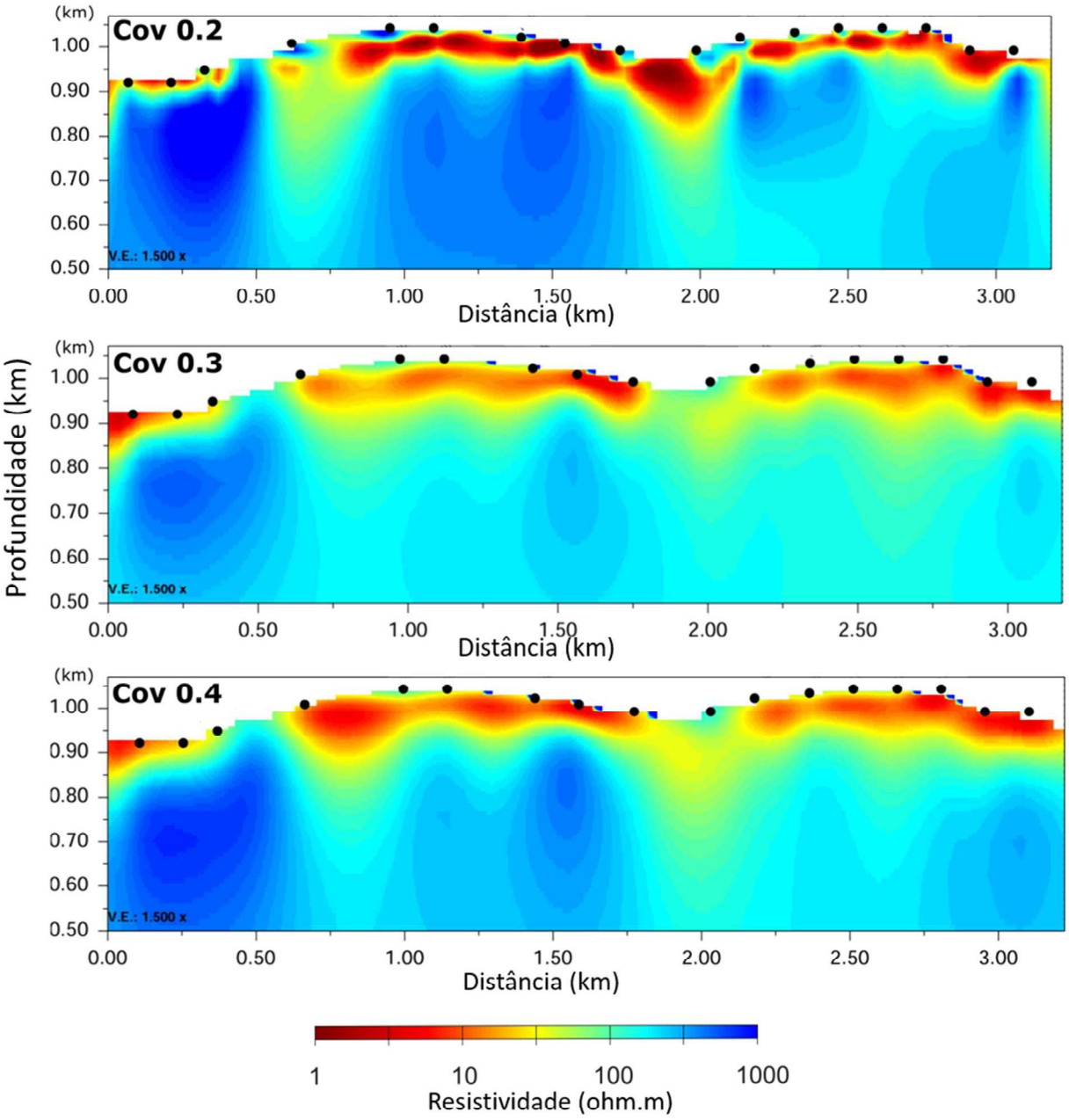


Fig. 4.9 Testes realizados para modelos com valores de coerência iguais a 0,2 (nRMS = 2.30), 0,3 (nRMS = 3.44) e 0,4 (nRMS =3.56).

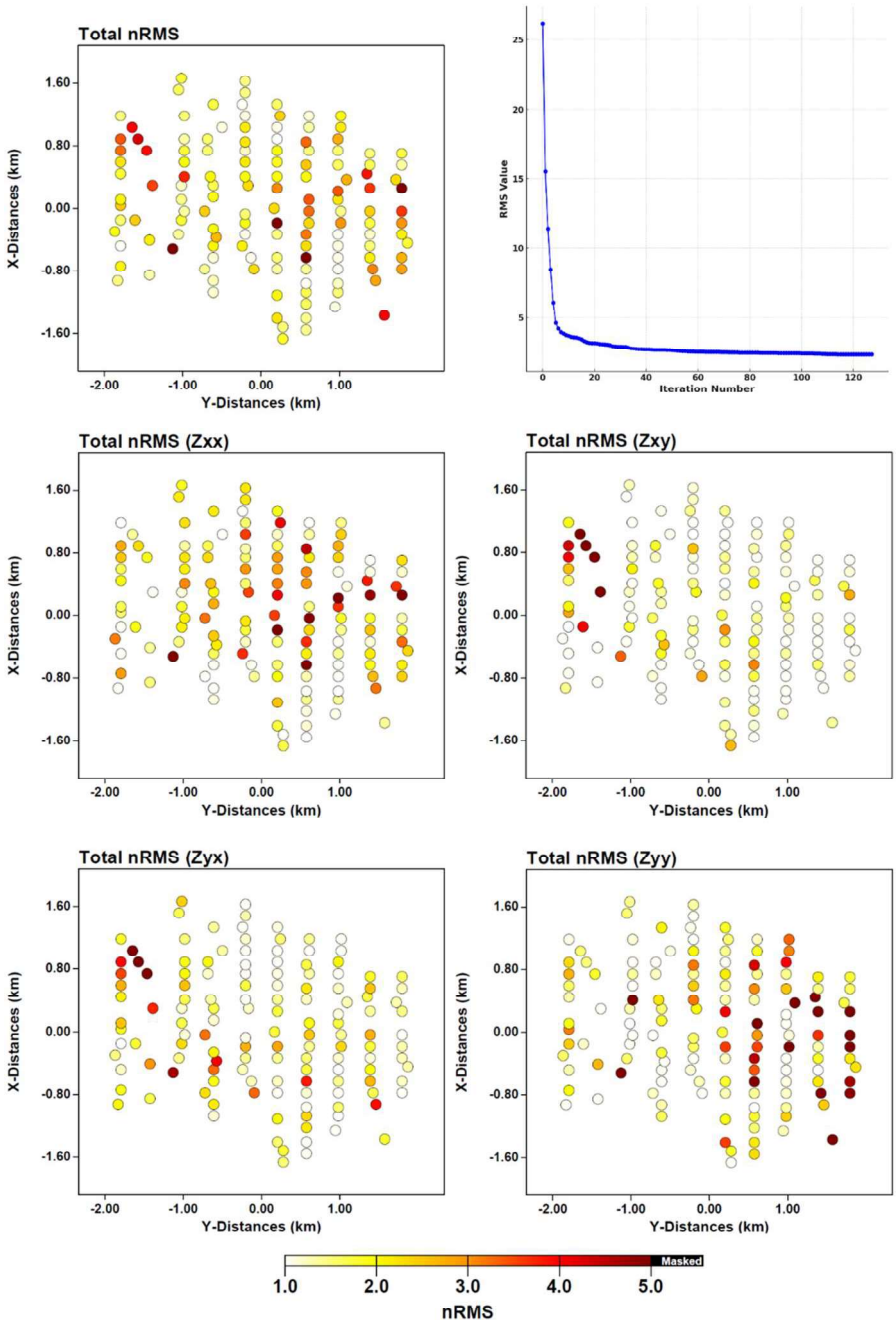


Fig. 4.10 Distribuição de nRMS por estação. No caso, os valores totais (Total nRMS) e individuais de cada componente de impedância (nRMS para Zxx, Zxy, Zyx e Zyy) estão ilustrados, bem como o gráfico de decaimento de nRMS em função do número de iterações.

Além disso, ao analisar os componentes individuais da impedância, observa-se predominância de valores de RMS inferiores a 1,5 para Z_{xy} e Z_{yx}, enquanto Z_{xx} e Z_{yy} apresentam comportamento irregular. Este padrão de comportamento assistemático é, no entanto, esperado no método MT/AMT para estas componentes, em resposta às suas baixas amplitudes e maior sensibilidade ao ruído e à distorção galvânica (Chave e Jones, 2012), enquanto os componentes fora da diagonal (Z_{xy} e Z_{yx}), que carregam o principal sinal indutivo, apresentam respostas mais estáveis. Sendo assim, a inversão do tensor de impedância obteve um bom ajuste entre os dados preditos e observados, resultando em curvas satisfatórias de resistividade aparente e de fase (Fig. 4.11) coerentes entre si. As demais curvas de ajuste podem ser analisadas no Apêndice I.

O modelo final resultou nas seções verticais apresentadas na Figura 4.12. No caso, o bloco tridimensional mostra apenas a região onde o levantamento foi realizado, ou seja, a porção onde se localizam as estações AMT. Os perfis A e B apresentam boa resolução em profundidades de até 1 km, conforme discutido no item seguinte (4.1.5 - Testes de sensibilidade). Contudo, para realçar as feições de interesse, situadas na parte mais rasa do modelo, a profundidade desses perfis foi limitada a cerca de 500 m. Foi aplicado um exagero vertical de 1,5 para ênfase das feições condutivas subverticais.

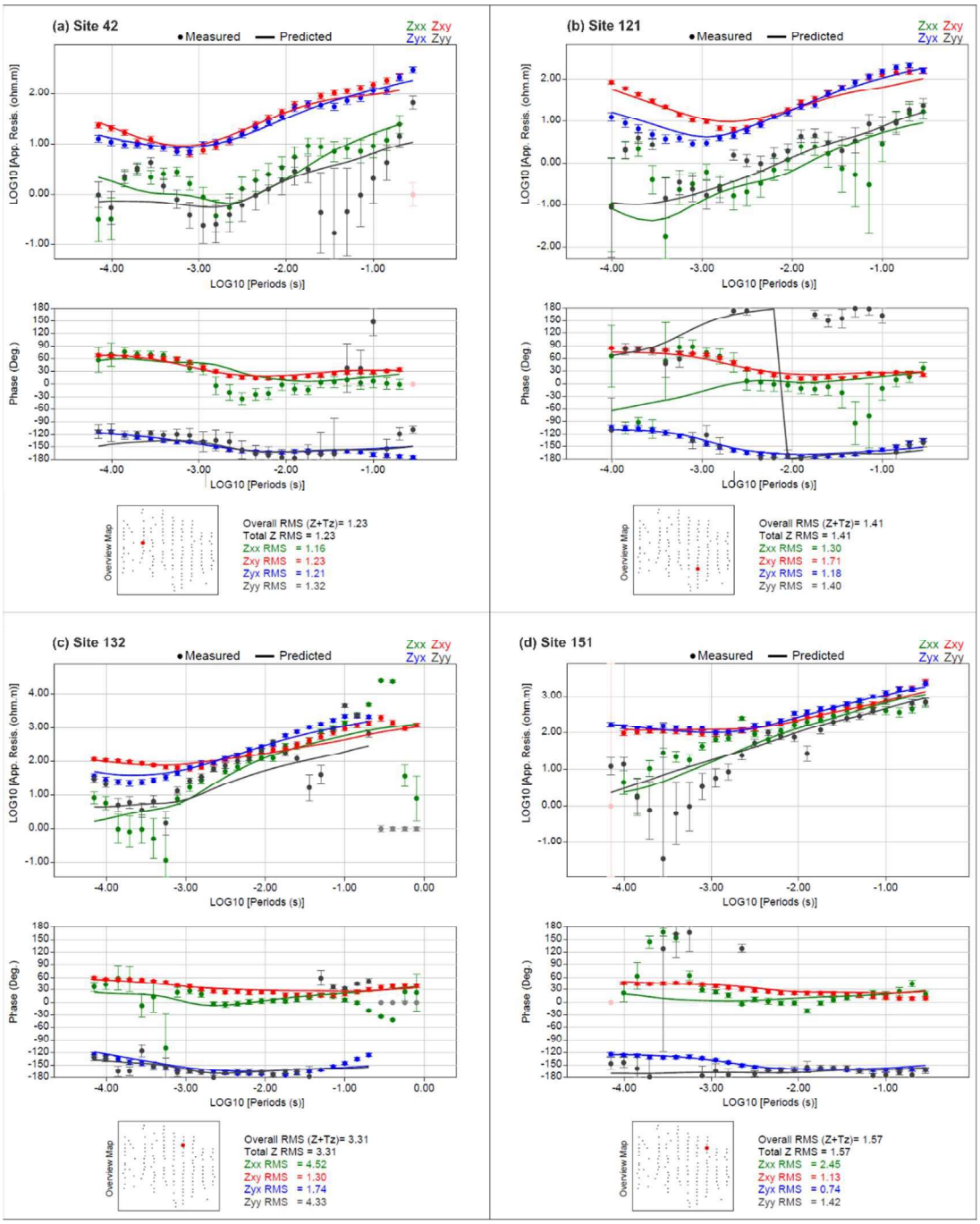


Fig. 4.11 Curvas de ajuste dos dados observados e preditos para todas as componentes do tensor de impedância nas estações AMT 42, 121, 132 e 151. Os valores de RMS também estão ilustrados, junto às barras de erro e aos mapas de localização.

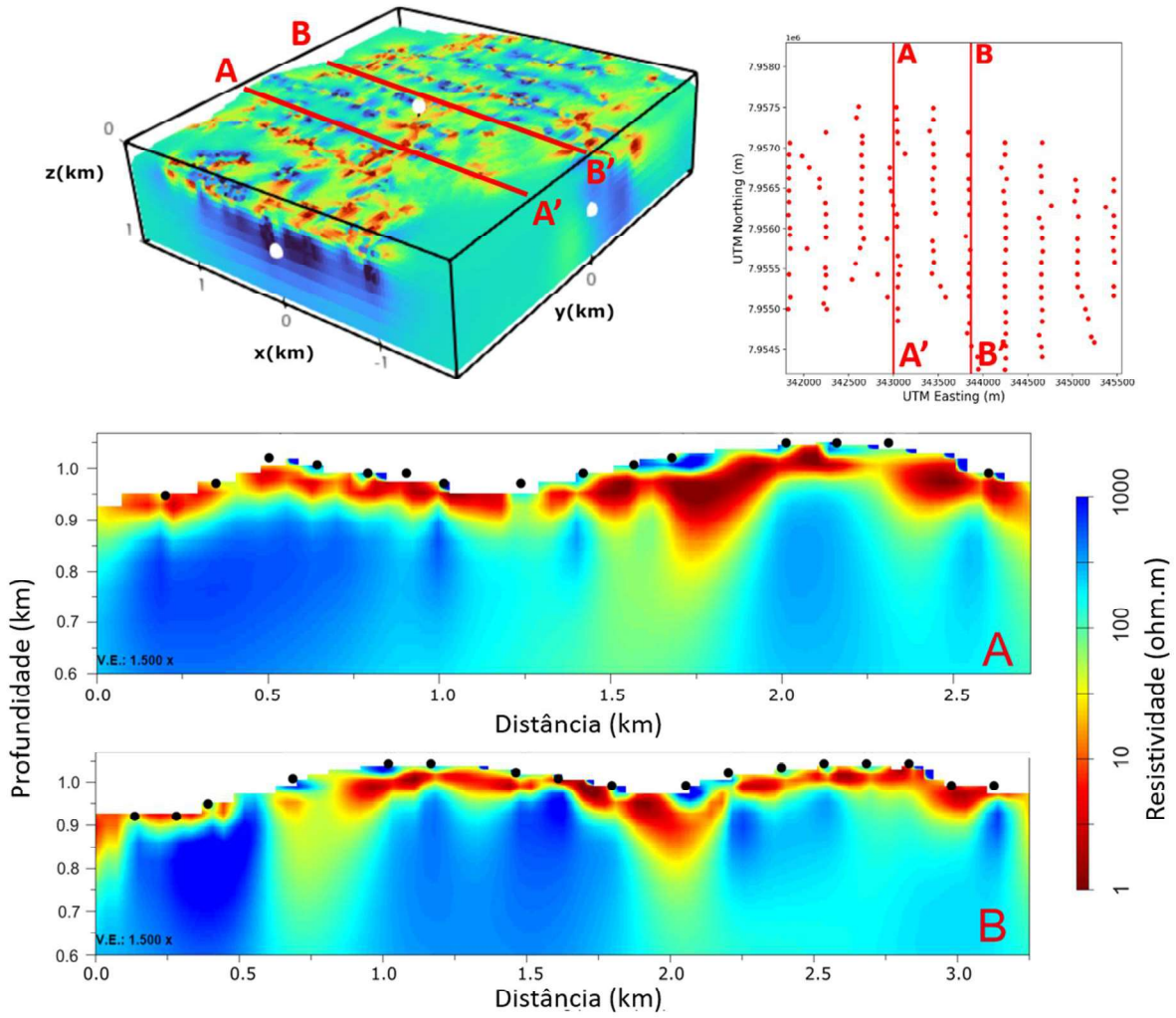


Fig. 4.12 Modelo AMT final, obtido após 127 iterações. No caso, estão ilustrados dois perfis (A e B), com a localização indicada no mapa de estações (pontos vermelhos), além de um bloco tridimensional correspondente à região onde as estações estão situadas.

4.1.5 Testes de sensibilidade

Os testes de sensibilidade realizados a partir do modelo preferido, com resistividade do fundo de 100 Ω·m, evidenciam consistentemente o limite de investigação em profundidade dos dados AMT (Fig. 4.13). A inserção de camadas altamente condutivas (1,0 Ω·m) em diferentes níveis permitiu avaliar a resposta do ajuste global (nRMS) e a variação espacial do erro, demonstrando que a sensibilidade do conjunto de dados decresce rapidamente com a profundidade. Vale informar que os testes foram feitos porque a inversão não gera uma matriz de sensibilidade.

No modelo original, o ajuste global apresenta nRMS total de aproximadamente 2,38, com distribuição espacial relativamente homogênea dos resíduos. A introdução de uma camada condutiva a 3,8 km de profundidade não produz alterações significativas no nRMS nem na distribuição dos resíduos, o que indica que essa região não é resolvida pelos dados. Esse comportamento é corroborado pela ausência de mudanças relevantes nas curvas de resposta, sugerindo que estruturas nessa profundidade não são detectáveis pela faixa de períodos amostrada.

Quando a camada condutiva é posicionada a -600 m de altitude, observa-se um aumento moderado no nRMS (≈2,67), acompanhado de uma leve reorganização dos resíduos, especialmente em algumas estações. Esse resultado indica que há alguma sensibilidade dos dados a essa profundidade, embora ainda limitada. As respostas modeladas começam a divergir das observações principalmente em períodos intermediários a longos, sugerindo que essa faixa representa uma zona de transição entre regiões parcialmente resolvidas e não resolvidas.

O teste mais crítico é aquele realizado a altitude de −130 m (130 m acima do nível do mar, ou cerca de 1 km abaixo da superfície topográfica). Nesse caso, há um aumento significativo do nRMS total (≈3,07), além de uma clara degradação do ajuste em várias estações (Fig. 4.14). A distribuição dos resíduos torna-se mais heterogênea e intensificada, evidenciando que os dados são altamente sensíveis a perturbações na condutividade nessa profundidade. As curvas de resistividade aparente e de fase mostram discrepâncias mais pronunciadas, sobretudo nos períodos mais longos, que são responsáveis por amostrar maiores profundidades.

A análise detalhada das estações representativas (42, 86, 151 e 174) reforça esse comportamento (Fig. 4.14). No modelo original, as curvas previstas reproduzem satisfatoriamente tanto a tendência quanto a amplitude dos dados observados. Após a inserção da camada condutiva a −0,13 km, verifica-se um aumento consistente do

desajuste, especialmente nas componentes fora da diagonal e nas fases de períodos mais longos. Em algumas estações, como 86 e 174, o impacto é particularmente evidente, com desvios sistemáticos que indicam incompatibilidade entre o modelo perturbado e os dados. Já em estações como 42 e 151, embora o ajuste ainda seja razoável em períodos curtos, a discrepância cresce progressivamente ao longo do tempo, o que confirma a sensibilidade em profundidade.

Esses resultados indicam que a região em torno de −0,13 km representa o limite inferior confiável de resolução dos dados AMT utilizados. Acima desse nível, as estruturas são bem controladas pelo conjunto de dados, enquanto, abaixo dele, a capacidade de resolução diminui rapidamente. A profundidade de 0,6 km abaixo do nível do mar ainda pode conter alguma informação geofísica relevante, porém com menor confiabilidade. Já as regiões mais profundas, testadas a 3,8 km, não são efetivamente sensíveis aos dados e, portanto, não devem ser interpretadas com base no modelo invertido.

Dessa forma, os testes de sensibilidade confirmam que as principais feições interpretadas no modelo preferido são robustas até aproximadamente 1 km de profundidade, fornecendo um critério objetivo para delimitar a zona de confiança do modelo geofísico.

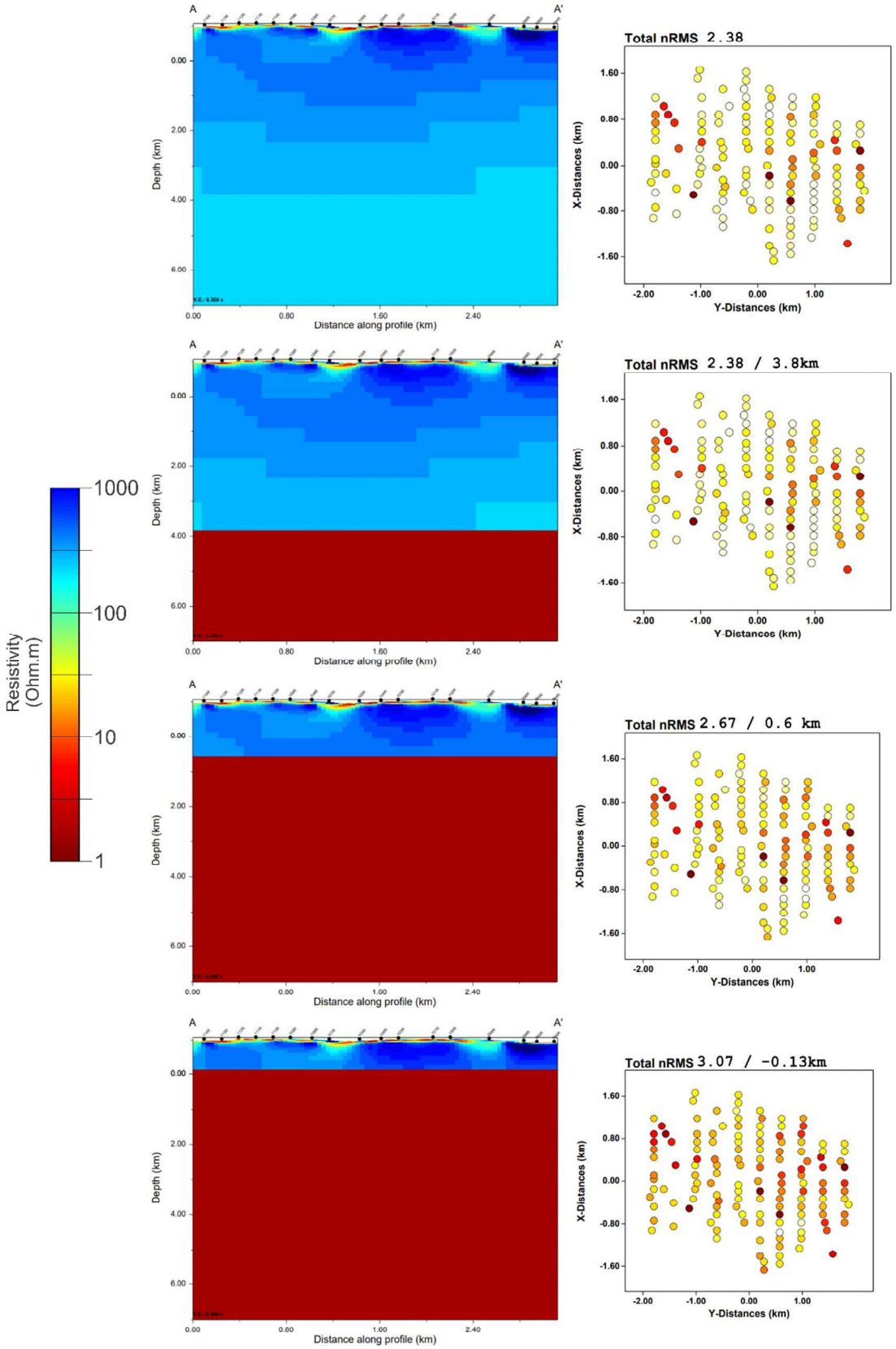


Fig. 4.13 Teste de sensibilidade do sinal EM em diferentes profundidades. Nesse caso, foram modelados condutores fortes (1 Ω·m) e analisados os valores de nRMS.

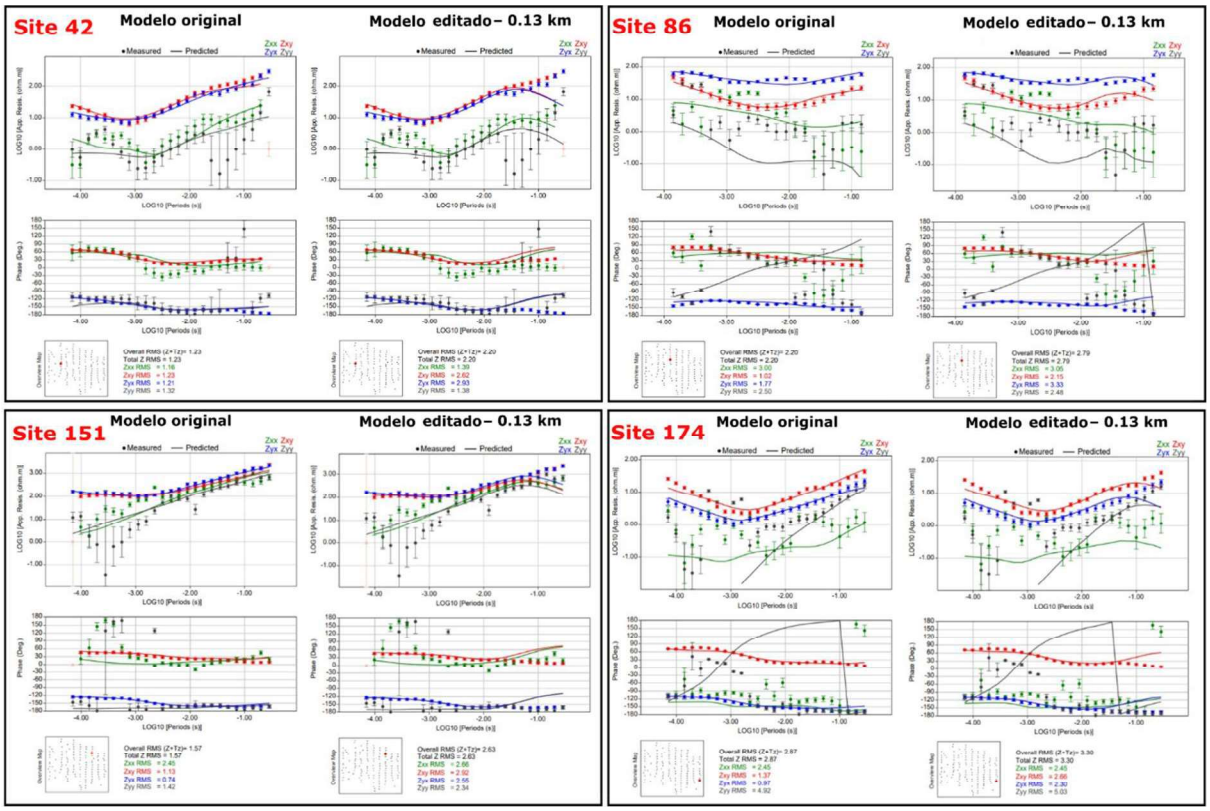


Fig. 4.14 Comparação entre as curvas de resistividade aparente e de fase observadas e preditas para o modelo original e para o modelo perturbado com a inserção de um condutor a aproximadamente 1 km de profundidade, nas estações 42, 86, 151 e 174.

Além da análise da máxima penetração do sinal EM, realizou-se um teste adicional para avaliar a robustez das feições condutivas de maior profundidade identificadas no modelo. Os condutores mais importantes foram substituídos por resistores de 1000 Ω·m. O modelo modificado foi utilizado em uma simulação de modelagem direta (*forward modeling*), mantendo-se fixos todos os demais parâmetros, incluindo a malha (Fig. 4.15).

A análise dos resultados baseou-se na comparação dos valores de nRMS e nas curvas de resistividade aparente e de fase obtidas pela modelagem. Em tese, um aumento significativo do desajuste após a substituição das anomalias por resistores fortes indica que tais estruturas são necessárias para explicar os dados e, portanto, são coerentes. Por outro lado, variações pouco expressivas no ajuste sugerem baixa sensibilidade dos dados a essas feições.

Dessa forma, conclui-se que essas estruturas não constituem artefatos de inversão, mas sim feições geofísicas reais. A comparação entre os mapas de nRMS evidencia diferenças bastante relevantes e sistemáticas, caracterizadas pelo aumento

do desajuste em regiões específicas do grid, sobretudo no setor central do mapa da área de estudo (Fig. 4.15). Observa-se a transição de valores moderados (amarelo) para valores elevados (laranja a vermelho), indicando degradação consistente do ajuste após a substituição das anomalias condutivas. O nRMS total mudou de 2,3 no modelo obtido da inversão para 6,1 no modelo perturbado com resistor simulado de 1000 Ω·m. Esse padrão espacial coerente reforça a sensibilidade dos dados às estruturas removidas.

Assim, os resultados indicam que as principais feições condutivas persistem como elementos necessários à reprodução adequada dos dados, mesmo após modificações sistemáticas no modelo.

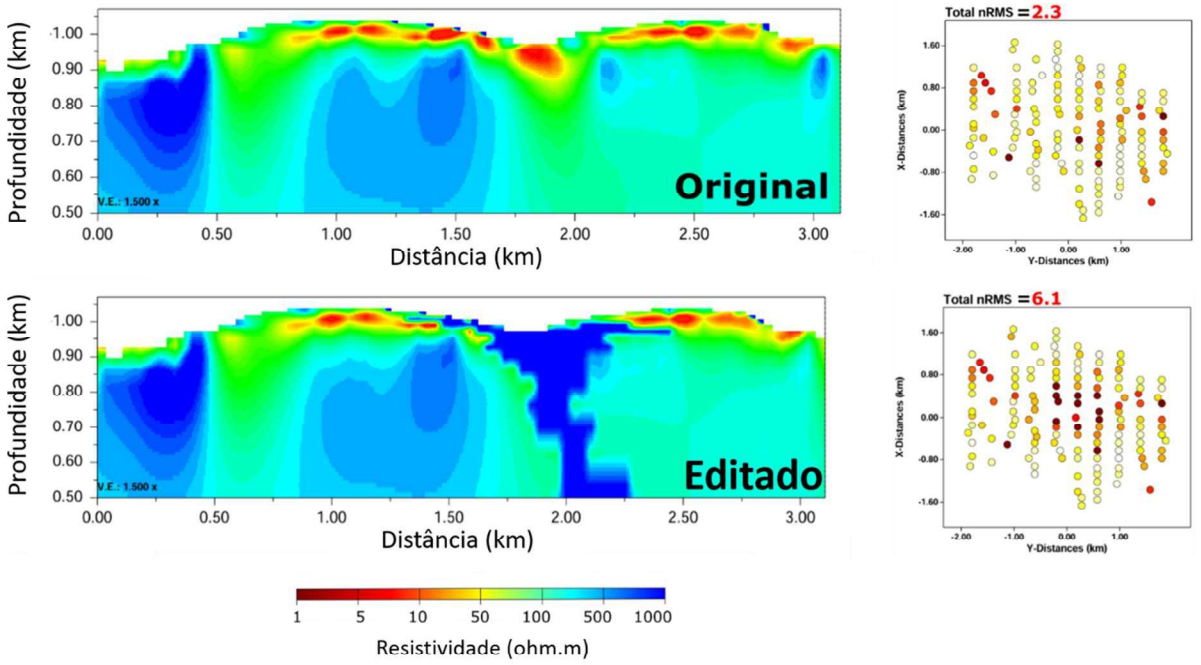


Fig. 4.15 Modelo original gerado da inversão, com nRMS de 2.3 e modelo editado, com resistor de 1000 Ω·m, com nRMS de 6.1 após realizada uma iteração.

4.2 Resultados geofísicos complementares

4.2.1 Aquisição e processamento de dados magnéticos

Os dados magnéticos foram coletados na mesma área onde o levantamento AMT foi realizado. Foram realizadas aquisições em 283 estações (Fig. 4.16) ao longo de linhas com direção N-S. As estações foram espaçadas a cada 200 m, com a mesma distância entre as linhas de levantamento. O levantamento consistiu na medição da Componente Total do Campo Magnético Terrestre, expressa em nT, ao longo das linhas selecionadas, com o uso de dois magnetômetros.

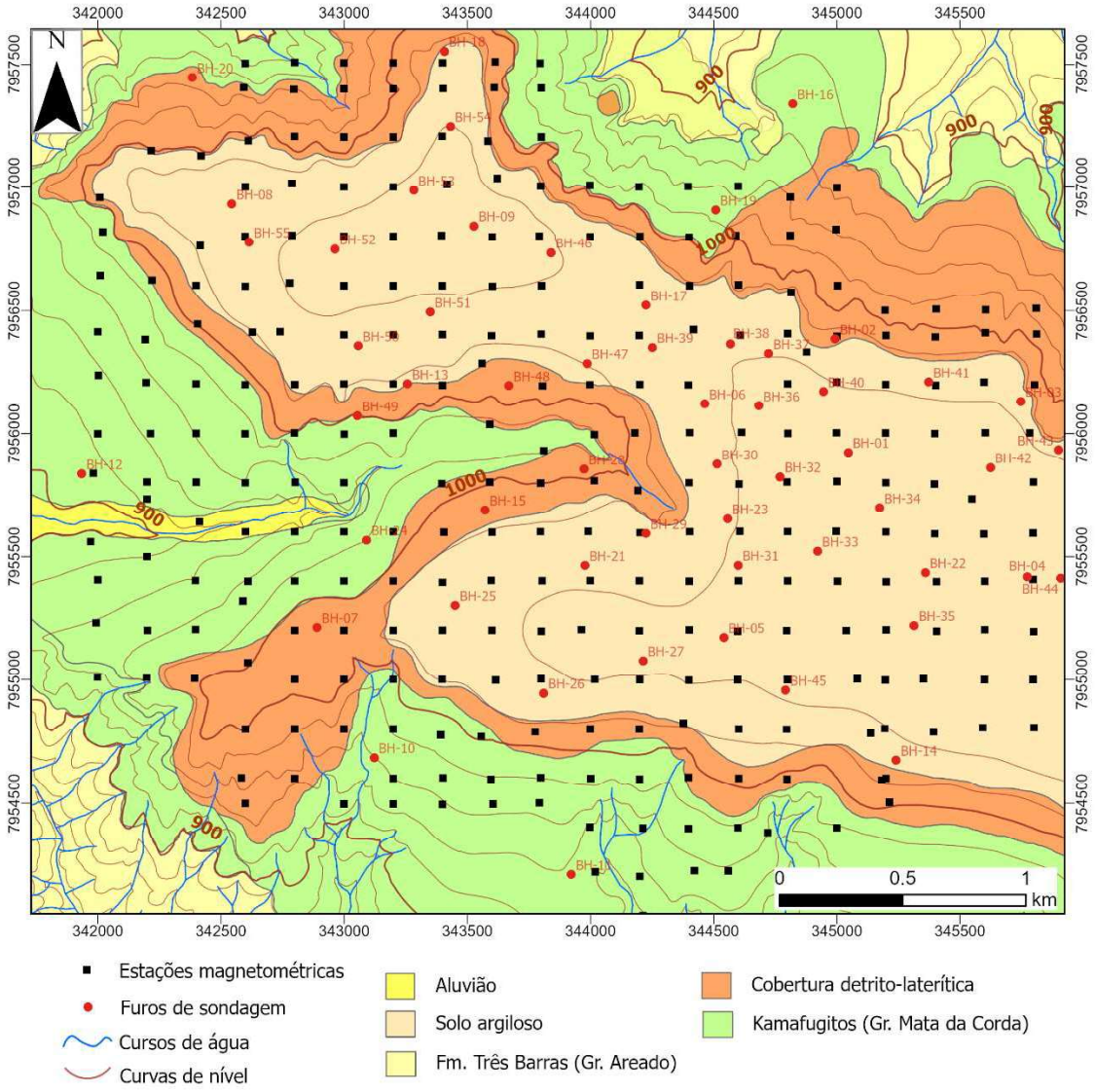


Fig. 4.16 Distribuição das estações magnetométricas (quadrados pretos) e furos de sondagem (pontos vermelhos) sobre o mapa geológico detalhado.

Um dos magnetômetros foi utilizado como estação móvel (itinerante) e o outro como estação base, permitindo a correção das variações diurnas do campo geomagnético. Nas estações móveis e na base, foram empregados magnetômetros de precessão de prótons modelo GSM-19T (GEM System), com precisão de 0,01 nT, pertencentes ao PEGBr. Para medir a variação diurna, foi instalada uma estação base magnética em uma área dentro do perímetro do levantamento, no ponto de coordenadas UTM: 344.649 mE, 7.956.187 mN, a uma altitude de 1044 m, caracterizada por baixo gradiente magnético e afastada de estradas, residências e redes elétricas. Nessa estação, foi montado o magnetômetro base, que realizou leituras contínuas a cada 3 segundos. Em cada estação, foram realizadas, no mínimo, três medições.

O processamento dos dados magnetométricos foi realizado no software Oasis Montaj, no qual foram conduzidas as etapas de controle de qualidade por meio de análises estatísticas e da inspeção visual conjunta dos perfis obtidos pelo magnetômetro móvel e pelo magnetômetro base para cada linha de aquisição. Esse procedimento permitiu identificar inconsistências, ruídos e valores anômalos, resultando na consolidação de um banco de dados consistente e adequado às etapas subsequentes de processamento. Os dados foram então organizados em um banco estruturado no próprio ambiente do software, preservando-se os canais originais de aquisição.

Na sequência, os registros de variação diurna obtidos pela estação base foram incorporados aos dados do magnetômetro móvel, permitindo a correção das variações temporais do campo geomagnético ao longo do período de aquisição, conforme mostrado na equação 5.1. Essa etapa é fundamental para remover flutuações de origem externa, associadas principalmente a variações na atividade geomagnética.

$$Mag_{Diurnal} = (Mag_{Bruto} - Mag_{Diurnal}) + Valor\ médio\ do\ diurnal \qquad (5.1)$$

Posteriormente, foi aplicada a correção do *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF), que representa o campo magnético principal da Terra, gerado predominantemente no núcleo externo. A remoção desse componente

permitiu a obtenção do campo magnético anômalo, que evidencia as variações associadas às propriedades magnéticas das rochas em subsuperfície. Para esse procedimento, utilizou-se o modelo IGRF 2015, implementado no módulo específico do software. A equação utilizada para este cálculo é apresentada a seguir:

$$Mag_{IGRF} = (Mag_{Diurnal} - IGRF) \tag{5.2}$$

Por fim, os dados corrigidos foram interpolados pelo método da Mínima Curvatura, resultando em superfícies contínuas a partir dos dados coletados em campo. A partir dessas superfícies, foram elaborados os mapas de Campo Magnético Total – CMT (Fig. 4.17a) e da Amplitude do Sinal Analítico – ASA (Fig. 4.17b), sendo esta última calculada a partir dos gradientes direcionais do campo magnético (equação 3.57) e amplamente utilizada na delimitação de fontes magnéticas independentemente da direção de magnetização.

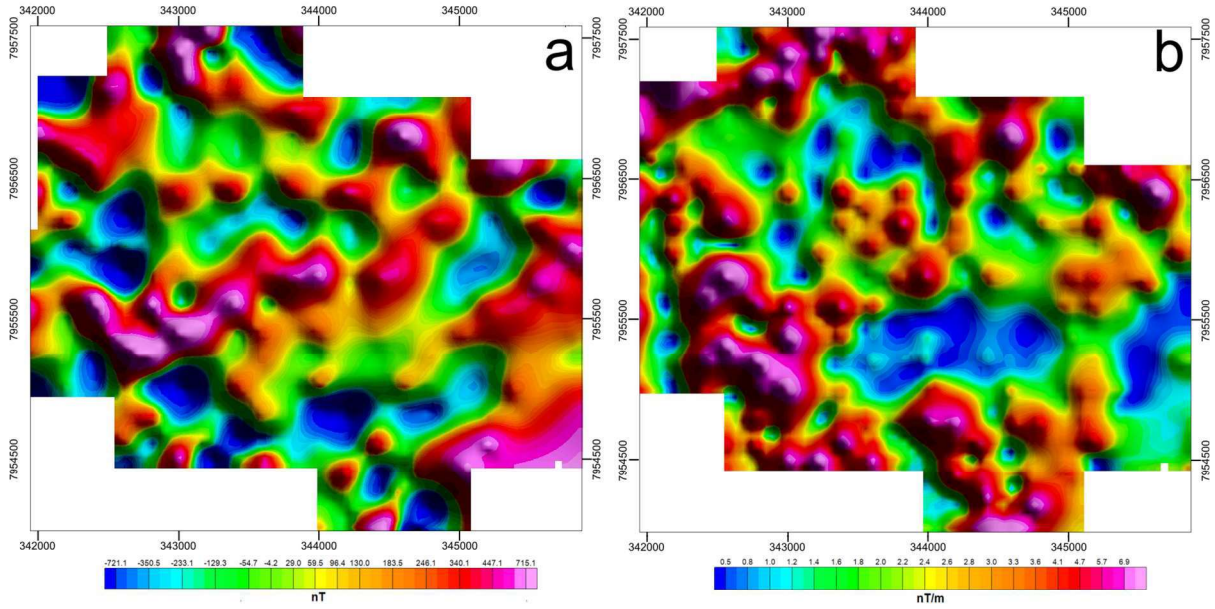


Fig. 4.17 (a) Mapa de campo magnético anômalo; (b) Mapa de anomalia do sinal analítico (equação 3.57), calculado a partir das derivadas parciais direcionais do campo magnético total.

4.2.2 Dados sísmicos e de poço

Foram utilizados um poço exploratório e uma linha sísmica 2D migrada em tempo, que intercepta a porção nordeste da área de aquisição AMT (Fig. 4.18). Esses dados foram fornecidos pela Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) e adquiridos originalmente pela Petra Energia S.A. no contexto de exploração de hidrocarbonetos. A seção sísmica integra um levantamento regional realizado em 2012, utilizando fonte de vibração (*vibroseis*), que abrange grande parte da Bacia do São Francisco e, por conseguinte, da Bacia Sanfranciscana. A linha é identificada no Banco de Dados de Exploração e Produção (BDEP), da ANP, pelo código 0319_PETRA_BSF_VIBRO2D_2010_2.0319-0808.POST-STM.540 (Fig. 4.18). O poço pode ser identificado pelo nome 1-PTRA-14-MG, com profundidade aproximada de 3100 m e cota da boca de 1080 m. De acordo com o perfil composto, a sondagem intercepta unidades dos grupos Mata da Corda, Areado e Bambuí, Macaúbas e Paranoá, além da Fm. Sete Lagoas.

4.2.2.1 Conversão tempo-profundidade

A conversão de tempo para profundidade foi realizada com base em informações de tempo de trânsito sísmico derivadas do perfil do poço exploratório 1-PTRA-14-MG e implementada por meio da biblioteca Python Segyio. O código utilizado é apresentado no Apêndice II. É importante destacar que essa conversão baseia-se em uma abordagem não convencional, uma vez que as estimativas de profundidade ao longo de toda a seção sísmica foram limitadas a partir de um único poço. Para minimizar as incertezas, a seção sísmica foi limitada à profundidade máxima alcançada por este poço, ou seja, cerca de 3100 m (Fig. 4.18). Assim, as porções mais profundas dos dados sísmicos foram excluídas e a análise concentrou-se nos intervalos estratigráficos superiores, correspondentes às supersequências de interesse, que abrangem idades do Neoproterozoico ao Fanerozoico.

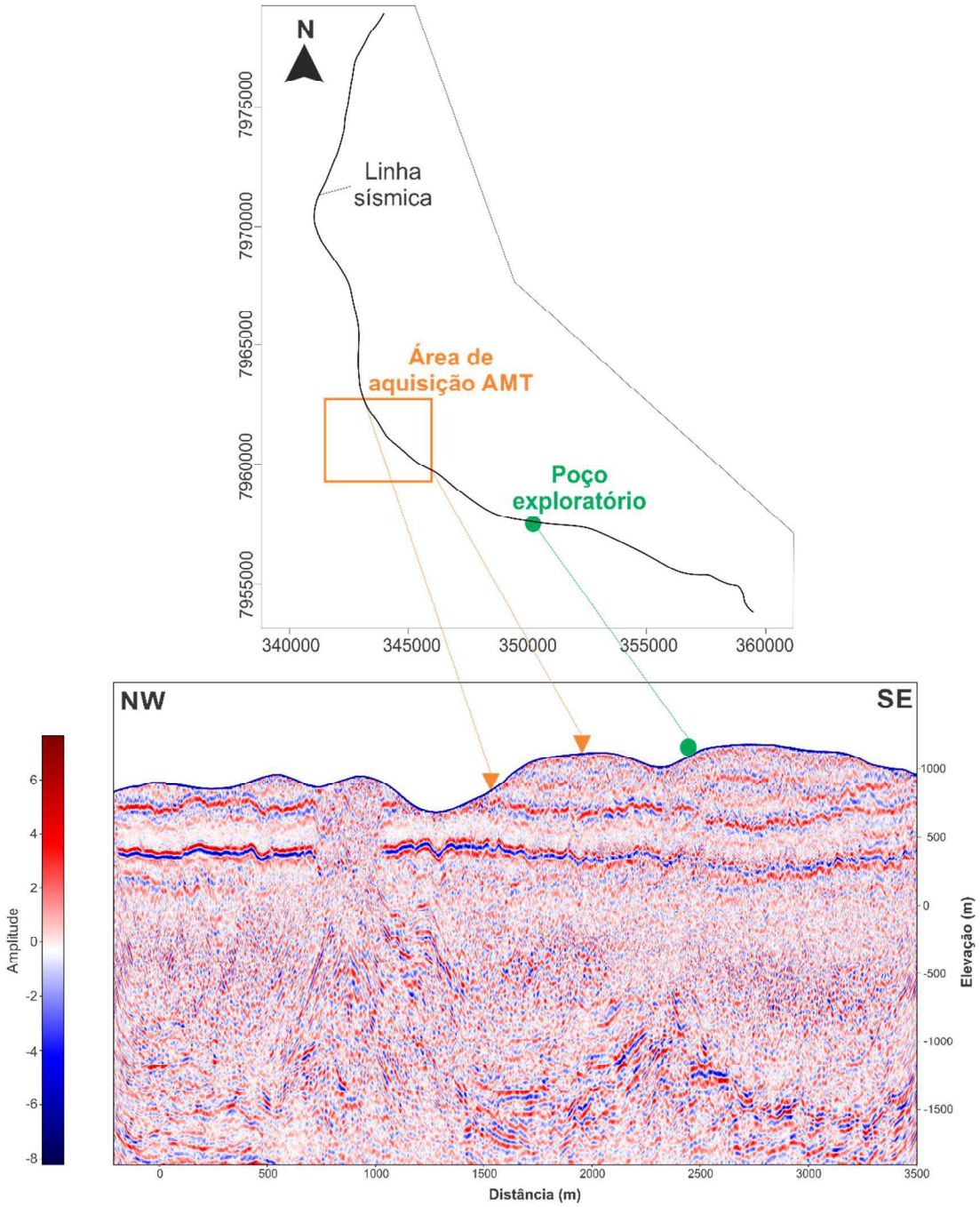


Fig. 4.18 Traçado da linha sísmica em mapa. O retangulo de cor laranja corresponde à região de aquisição dos dados AMT e magnéticos. O ponto de cor verde corresponde ao poço exploratório utilizado no estudo. O perfil sísmico é representado com escala vertical em metros e profundidade coincidindo com a base do poço exploratório, à cerca de 3100 m.

4.2.2.2 Resistividade Laterolog

Os dados de resistividade foram obtidos a partir de perfilagens do tipo *High Resolution Laterolog Array* (HRLA), disponíveis até aproximadamente 1050 m de profundidade (Fig. 4.19). O HRLA consiste em uma ferramenta de laterolog focalizada, que injeta corrente elétrica na formação e mede as diferenças de potencial resultantes, permitindo a obtenção de resistividades em múltiplas profundidades radiais de investigação. A partir dessas aquisições, foi derivada a curva de resistividade da formação, conforme a teoria clássica de perfilagem elétrica (Darling, 2005). Neste estudo, a curva HRLA foi adotada como referência por fornecer uma estimativa mais representativa da resistividade elétrica da formação, sendo utilizada na integração com os dados AMT.

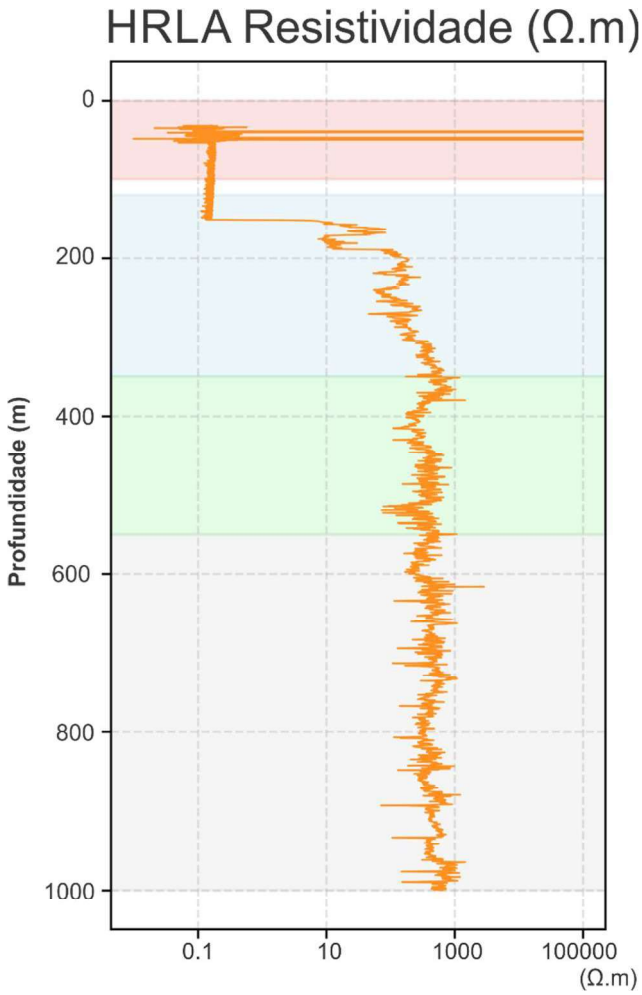


Fig. 4.19 Curva HRLA de resistividade, que se aproxima dos valores reais da formação.

4.3 Análise preliminar dos dados geofísicos

4.3.1 Análise AMT preliminar

Os resultados do modelo 3D final de resistividade são apresentados em quatro seções longitudinais, uma seção de direção SE–NW (Fig. 4.20) e vários *depth slices* (Fig. 4.21). Nesse contexto, três zonas principais foram identificadas e agrupadas com base em seus intervalos de resistividade, geometria e correlação com dados litológicos de sondagens:

1. Uma camada condutiva rasa (C1), com valores de resistividade entre 1 e 10 Ω·m e espessura variável, a depender da localização;
2. Uma região condutiva subsuperficial (C2), com valores entre 50 e 250 Ω·m e geometria heterogênea;
3. A porção resistiva do modelo (R1), com valores entre 500 e 1000 Ω·m e que ocorre em maiores profundidades.

Sobre os perfis verticais, foram adicionados furos de sondagem (indicados pela sigla BH) situados próximos às estações AMT, possibilitando uma análise comparativa entre os valores de resistividade e a sucessão de litologias em cada furo. A camada C1, altamente condutiva em relação a C2 e R1, está predominantemente associada a um horizonte de solo argiloso, a uma cobertura detrito-laterítica que recobre as rochas do GMC e à porção alterada do kamafugito. Essa característica é observada na Figura 4.20, particularmente ao longo dos perfis B (sondagens BH-07 e BH-24), C (BH-11, BH-26, BH-28 e BH-47), D (BH-45, BH-32 e BH-36) e E (BH-45, BH-15 e BH-49).

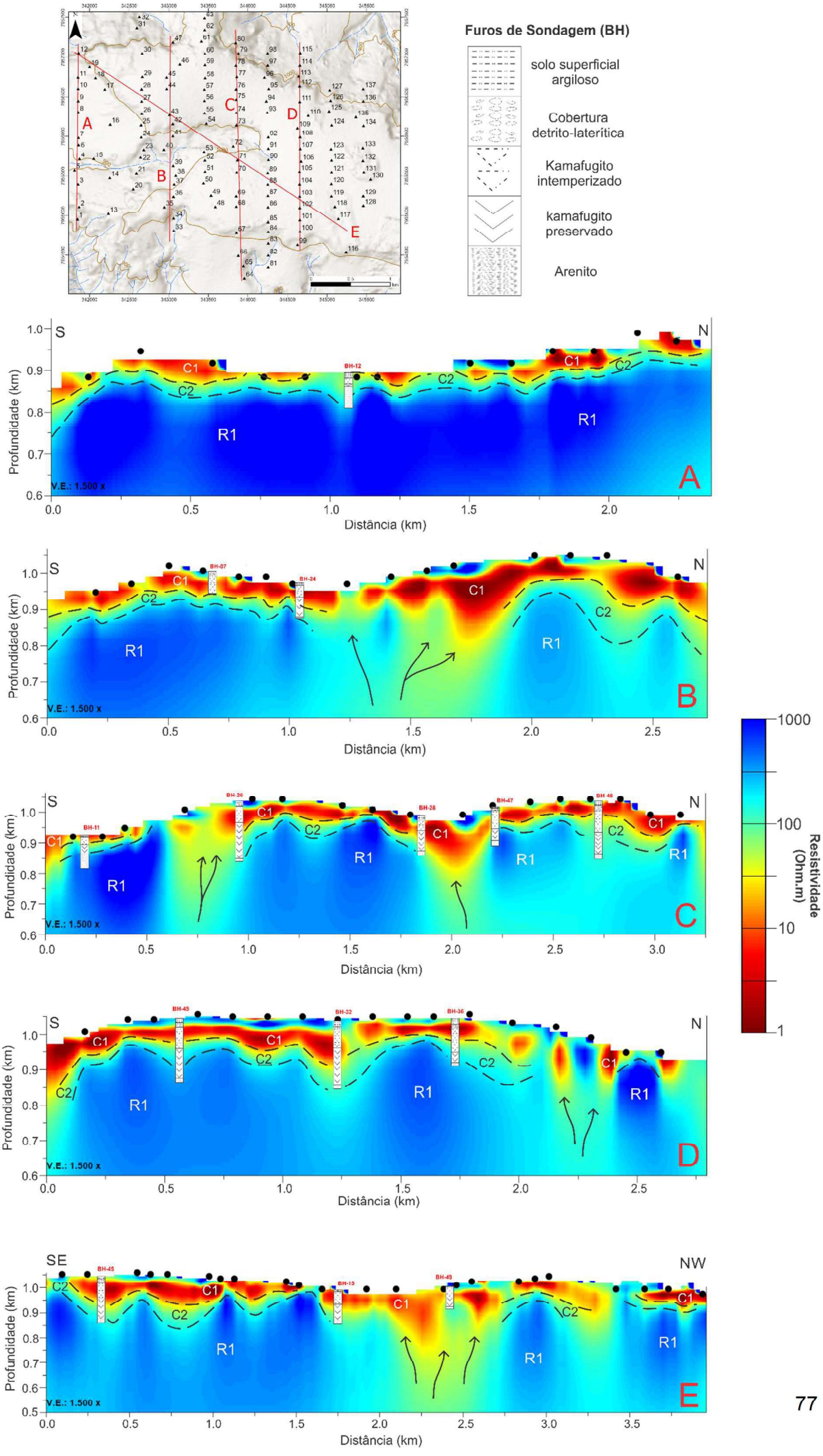


Figura 4.20 Seções do modelo final de resistividade 3D ao longo dos perfis A–D, integradas às informações litológicas dos furos de sondagem.

Em alguns locais, lentes mais resistivas, com valores de resistividade da ordem de 500 a 1000 Ω·m, sobrepõe C1. Essas feições ocorrem, por exemplo, no *depth slice* da Figura 4.21a, onde se observa a dispersão de pequenos resistores sobre a camada C1, refletindo possíveis variações litológicas. Essas zonas podem estar associadas a solos alterados, com menor teor de argila e, possivelmente, insaturados em água.

A região C2 está associada à ocorrência de kamafugito bem preservado (fresco), ou seja, minimamente intemperizado. Essa interpretação baseia-se na associação espacial consistente entre rochas vulcânicas frescas descritas nos furos e um domínio de resistividade caracterizado por valores intermediários a elevados. No perfil B (BH-24; Fig. 4.20), por exemplo, o kamafugito fresco coincide com uma zona de resistividade transicional do amarelo (~50 Ω·m) para o verde (~100 Ω·m), gradando para azul-claro (~250 Ω·m).

O mesmo padrão de resistividade é observado no perfil C (BH-11, BH-26, BH-28 e BH-47), no perfil D (BH-32) e no perfil E (BH-45 e BH-15), indicando que C2 é uma feição lateralmente persistente na área de estudo. C2 geralmente ocorre imediatamente abaixo do condutor C1, com geometria predominantemente subhorizontal. Localmente, entretanto, assume uma configuração subvertical, estendendo-se a maiores profundidades. Embora artefatos de inversão não possam ser totalmente descartados, a recorrência dessa geometria em perfis independentes sustenta sua interpretação como uma feição real do terreno.

Essa geometria verticalizada é interpretada como reflexo da ascenção de magma e migração de fluidos pois, conforme analisado em testemunhos de sondagem, estas zonas encontram-se intensamente carbonatadas e deformadas. Esse comportamento é particularmente evidente no perfil B, em que o domínio de resistividade, representado em verde, ocupa toda a faixa de profundidade na porção central da seção, e também é observado em duas posições ao longo do perfil C, no setor norte do perfil D e na porção central do perfil E. A ocorrência simultânea dos condutores C1 e C2 também é confirmada em *depth slices* nas cotas de 950 e 900 m (Fig. 4.21b,c).

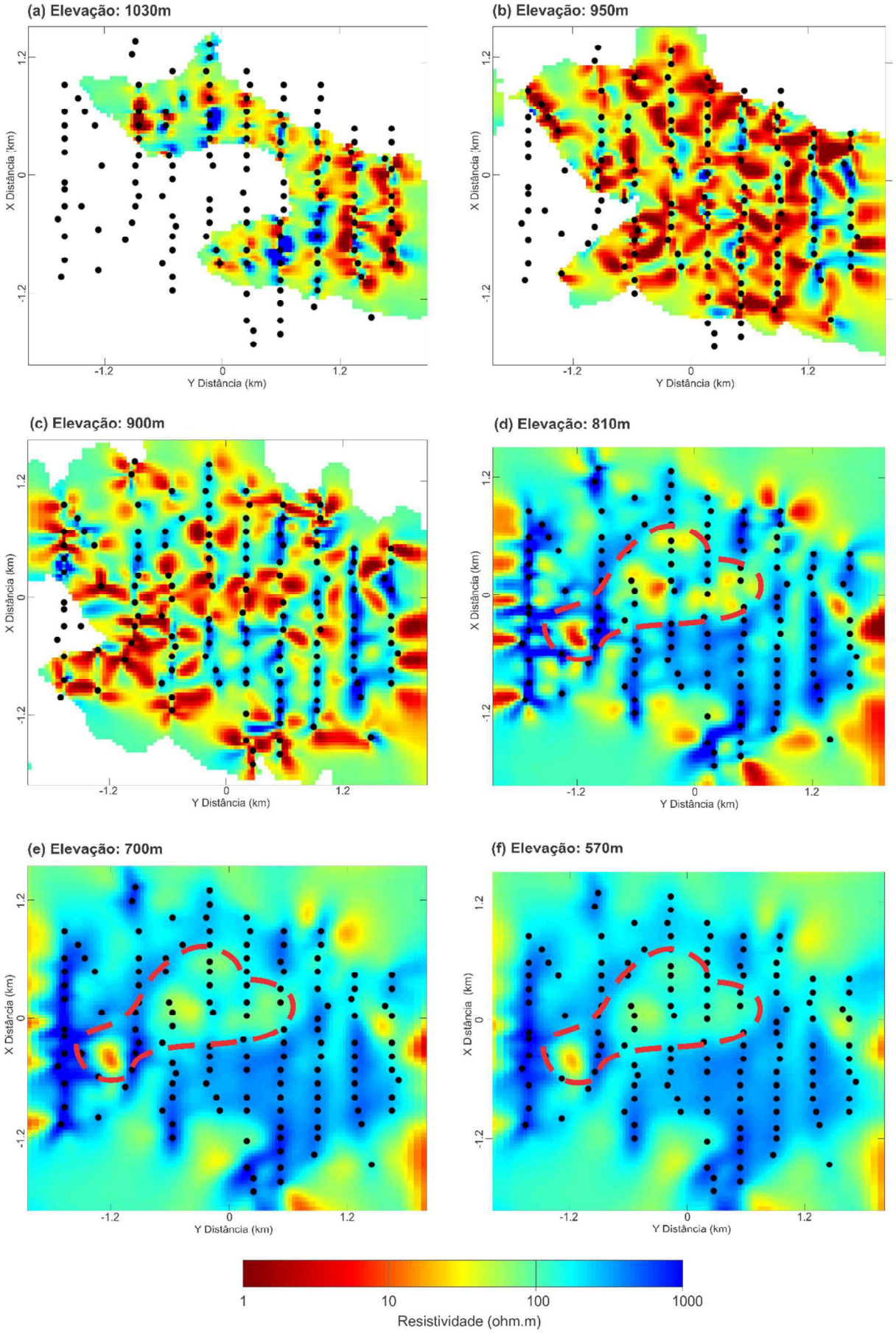


Fig. 4.21 *Depth slices* do modelo final de resistividade 3D nas cotas de: (a) 1030 m; (b) 950 m; (c) 900 m; (d) 810 m; (e) 700 m; e (f) 570 m.

A porção basal do modelo, representada em cores frias (500–1000 Ω·m), corresponde à zona resistiva R1. Na sucessão estratigráfica analisada e com base nos dados de sondagem, essa região apresenta, em geral, uma forte correlação com arenitos do Grupo Areado e rochas do Gr. Bambuí.

Os furos não chegaram a base do arenito, uma vez que o objetivo da perfuração era a cubagem de rocha vulcânica. Entretanto, com base na análise do poço 1-PTRA-14-MG, perfurado para investigar potenciais concentrações de gás natural, foi possível verificar que a base do arenito pode estar a, aproximadamente, 800 m de profundidade. Assim, pode-se afirmar que os perfis e *depth slices* aqui apresentados abrangem não apenas rochas vulcânicas e arenitos, mas também rochas do substrato Neoproterozoico. Estas rochas, constituídas por sedimentos siliciclásticos e carbonáticos do Gr. Bambuí, apresentam valores de resistividade elétrica muito próximos aos arenitos.

Nas Figuras 4.21(d), (e) e (f), observa-se maior concentração de feições condutivas de geometria semicircular na porção central do mapa (contornadas em vermelho). Essas anomalias são mais condutivas em níveis rasos (~10–50 Ω·m), como observado a 810 m, e menos condutivas em maiores profundidades (~50–100 Ω·m), como observado a 570 m. Ainda assim, em ambos os casos, permanecem significativamente mais condutivas em relação ao meio circundante, que apresenta resistividade próxima de 500 Ω·m. A geometria e a persistência em profundidade dessas feições são consistentes com zonas verticalmente orientadas de circulação preferencial de fluidos. A presença de zonas intensamente carbonatadas nos arenitos e rochas vulcânicas sustenta essa hipótese.

4.3.2 Análise preliminar dos dados complementares

A análise do mapa da Amplitude do Sinal Analítico (ASA) (Fig. 4.22) revela anomalias magnéticas cuja distribuição espacial correlaciona-se estreitamente com a localização das zonas condutivas identificadas nos perfis AMT B, C, D e E (Fig. 4.20) e nos *depth slice* nas cotas de 570, 700 e 810 m (Fig. 4.21).

Essa correspondência destaca uma área de sobreposição entre anomalias magnéticas e elétricas, permitindo melhor restringir as prováveis zonas de circulação de fluidos.

4.3.2.1 Mapa ASA

O *depthslice* AMT em 840 m e o mapa ASA apresentam anomalias de forma aproximadamente circular localizadas na porção central e oeste da área de estudo. As anomalias elétricas (condutivas) foram individualmente delimitadas (Fig. 4.22a) e, posteriormente, sobrepostas ao mapa ASA (Fig. 4.22b). A sobreposição mostra parcial correlação espacial entre anomalias AMT (contornos de cor vermelha) e magnéticas (contorno de cor branca). Embora esses métodos investiguem propriedades físicas distintas, a correlação espacial sugere um controle estrutural ou litológico comum, conforme interpretado à frente, no item 4.4.

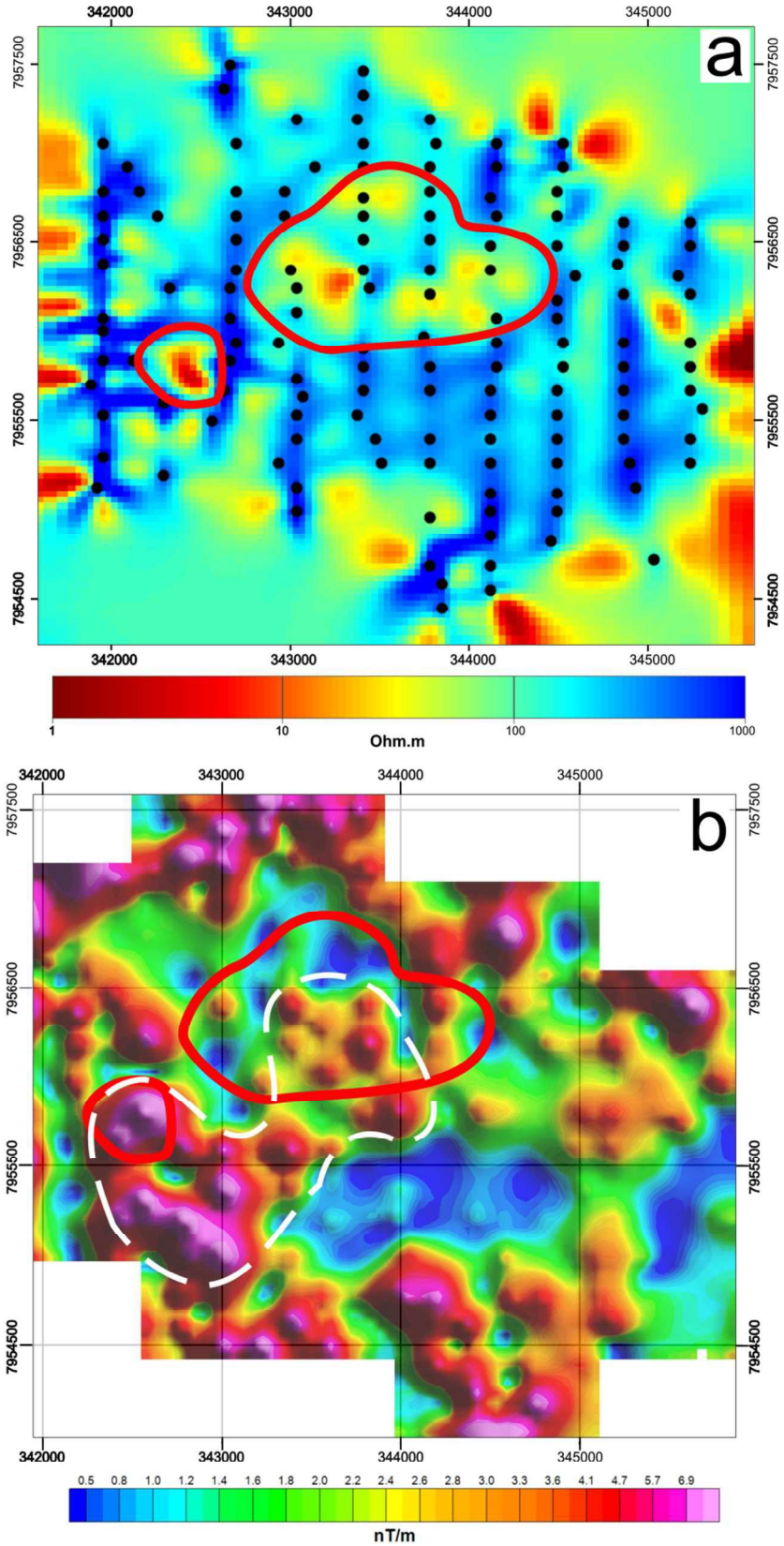


Fig. 4.22 (a) *Depth slice* do modelo AMT na cota de 840 m. O contorno vermelho representa as principais anomalias condutivas interpretadas a partir do modelo AMT; (b) mapa ASA, com anomalias magnéticas delimitadas por contorno branco, sobrepostas às zonas condutivas do AMT, em vermelho.

4.3.2.2 Sísmica e resistividade de poço

Três zonas sísmicas foram interpretadas ao longo do perfil, que provavelmente correspondem a sequências deposicionais de primeira ordem de diferentes idades. Essa interpretação baseia-se principalmente em um perfil de poço fornecido pela ANP e é, adicionalmente, suportada por estudos previamente publicados (Reis et al., 2017; Freitas et al., 2024; Flude et al., 2025) que apresentam dados sísmicos de áreas da Bacia do São Francisco próximas à região de estudo.

A zona S1 (Fig. 4.23) é interpretada como correspondente a uma sucessão de rochas fanerozoicas associadas aos grupos Mata da Corda e Areado. Essa zona é caracterizada por refletores interrompidos e falhas normais de alto ângulo, identificadas com base em dados sísmicos.

A base de S1 é marcada por um refletor contínuo lateralmente e bem definido, que sobrepõe à zona S2, interpretada como rochas metassedimentares neoproterozoicas do Grupo Bambuí. Na base do perfil sísmico (Fig. 4.23), a zona S3 é interpretada como equivalente à sequência neoproterozoica Macaúbas, consistente em sedimentação de rifte à margem passiva, relacionada à ruptura do supercontinente Rodínia.

Ainda na Figura 4.23, foi identificada uma feição subvertical S4, que se estende a profundidades superiores a 2 km e intercepta todas as unidades sísmicas previamente descritas (S1, S2 e S3). A geometria e aspecto difuso dos refletores em S4 sugerem a presença de uma estrutura primária para ascenção de magma, próxima à área de levantamento AMT. Foi possível observar que, nessa zona, refletores sub-horizontais de alta amplitude são interrompidos, deformados e localmente soerguidos, provavelmente por efeito do processo de intrusão.

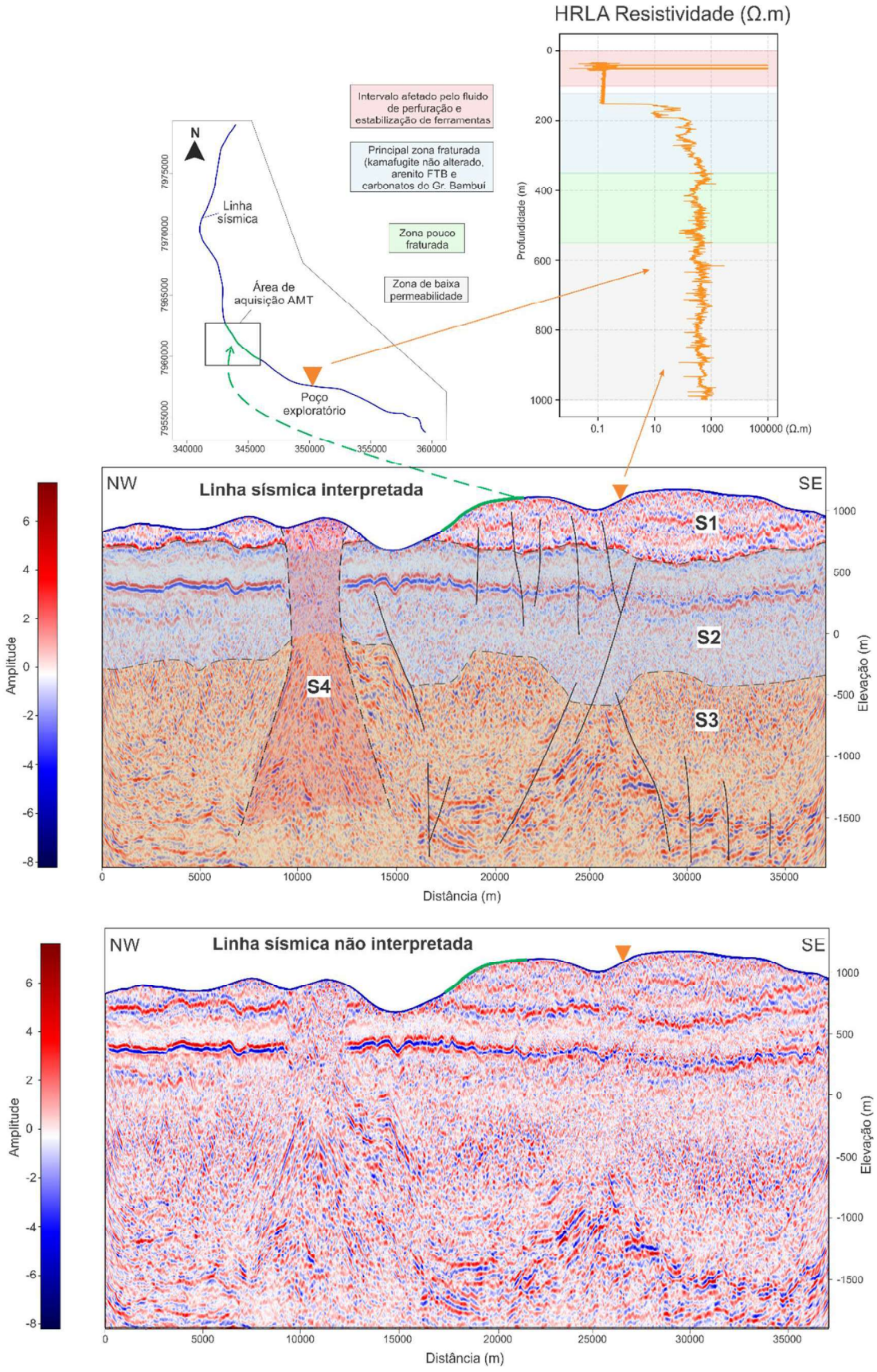


Fig. 4.23 Linha sísmica interpretada e não interpretada, destacando as sequências S1, S2 e S3, S4, falhas e fraturas, além da curva interpretada de resistividade HRLA extraída do poço exploratório. O mapa de localização contém o traço da linha e a localização do poço.

Perfis de resistividade obtidos com a ferramenta HRLA indicam variações em profundidade para as rochas da sucessão fanerozoica e do Gr. Bambuí (Tabela 2). Os intervalos identificados foram interpretados como domínios hidrológicos com base na capacidade inferida de armazenamento de água.

O Intervalo 2 (Tabela 2), que provavelmente corresponde à principal zona fraturada, apresenta maior capacidade de armazenamento de água, associada a um sistema de falhas normais e fraturas subverticais identificadas na transição S1–S2, conforme observado no perfil sísmico. No modelo AMT, esta mesma região apresenta resistividades entre 50 e 250 Ω·m.

Tabela 2. Domínios hidrogeológicos interpretados a partir de perfis HRLA de resistividade do poço exploratório.

Intervalo 1 (0–120 m)	Respostas de resistividade altamente instáveis, não representativas e, portanto, interpretadas como ruído relacionado ao revestimento do poço, fluidos de perfuração e à estabilização da ferramenta.
Intervalo 2 (120–350 m)	Resistividade varia de dezenas a algumas centenas de ohms·m. O intervalo é interpretado como a principal unidade fraturada, com maior permeabilidade e capacidade de armazenamento de água.
Intervalo 3 (350–750 m)	Os valores de resistividade são mais homogêneos, na ordem de algumas dezenas de ohms.m, o que sugere redução da porosidade e permeabilidadem, junto a maior grau de compactação.
Intervalo 4 (750–1000 m)	Zona eletricamente resistiva, composta por formações de baixa porosidade e permeabilidade, nas quais a ocorrência de água subterrânea é restrita.

4.4 Interpretação dos dados geofísicos

4.4.1 Derrame de lavas e sistema de condutos vulcânicos pequenos

Conforme interpretado, foi identificada uma zona condutiva rasa (C1), associada a um perfil intensamente intemperizado desenvolvido sobre as lavas kamafugíticas. Dados de sondagens indicam predominância de solos avermelhados e argilosos, parcialmente oxidados. Por consequência da alta capacidade de troca catiônica e alta densidade de carga superficial (Kriaa et al., 2014), os argilominerais apresentam, tipicamente, valores de resistividade na ordem de 1 a 100 Ω·m (Reynolds et al., 1997). A sucessão vulcânica estudada, por apresentar importante neoformação de minerais deste grupo, possivelmente comporta-se de forma condutiva, se comparada aos arenitos encaixantes.

Além disso, a ocorrência de lavas kamafugíticas está sistematicamente associada a uma cobertura laterítica, que também pertence à zona C1. Nesse caso, o comportamento condutivo é potencializado pela ocorrência de óxidos gerados à partir de processos supergênicos, e reconcentrados através da lixiviação de sílica e remoção de elementos móveis, processo, este, bem descrito por Retallack, 2010.

A zona C2 corresponde aos kamafugitos bem preservados, tendo geometria semelhante à de C1 (Fig. 4.20), sugerindo origem comum, porém com diferentes graus de alteração intempérica. Em algumas áreas, C2 se estende a maiores profundidades, assumindo geometria subvertical (Fig. 4.20 e 4.21), característica, esta, também presente no mapa ASA (Fig. 4.22), cujas anomalias magnéticas apresentam forma e localização compatíveis à C2.

Os casos dos furos BH-26, BH-47 e BH-49, localizados ao longo dos perfis C (Fig. 4.24a,b) e E (Fig. 4.24c,d), ilustram essa configuração, estando a zona de transição entre o arenito e o kamafugito repleta de falhas e fraturas, estas, preenchidas por argilas ou vesículas carbonáticas. Testemunhos de sondagem (Fig. 4.24a,b) mostram ocorrências de carbonatos em veios e, também, disseminados na matriz de kamafugitos relativamente pouco alterados.Da mesma forma, nos arenitos FTB, o acamamento sedimentar encontra-se deformado e sua matriz alterada por carbonatação (Fig. 4.24c,d). Esse padrão ocorre nas mesmas regiões onde as anomalias C2 assumem geometria verticalizada.

Estas estruturas estariam associadas a zonas onde o magma ascendeu para, posteriormente, derramar e acomodar-se em baixos estruturais e paleovales em fluxos de lava, resultando na geometria em camadas observada. Para sustentar essa hipótese, observamos que, nas áreas onde C2 assume geometria cônica, tanto o arenito quanto o kamafugito preservado apresentam-se claramente brechados e, em alguns casos, deformados. As brechas estão consistentemente associadas à fluidos carbonáticos (predominantemente calcíticos), preenchendo zonas fraturadas, formando veios e vesículas de diferentes tamanhos e formas.

Em sistemas vulcânicos recentes e ativos, zonas fraturadas e alteradas por processos hidrotermais correspondem a locais onde, durante a rápida ascenção do magma, tende a ocorrer o processo de desgaseificação, ou seja, a exsolução e separação de gases e fluidos da fase residual. Esse processo aumenta a pressão do sistema, induzindo fraturamento hidráulico (Stoppa et al., 2005; Lavallée et al., 2013; Mittal e Richards, 2019). Na APIP, sugere-se a ocorrência deste mesmo processo, porém em um sistema inativo (Gomide et al., 2016; Ruiz et al., 2023).

Assim, as feições C1 e C2, analisadas no presente estudo, apresentam grande similaridade aos sistemas vulcânicos modernos onde ocorre separação de fases imiscíveis durante a ascenção do magma. Conforme observado em afloramentos e testemunhos de sondagem, a deformação e precipitação de material carbonático, espacialmente compatíveis com anomalias C2 subverticais, teriam origem ligada ao processo de desgaseificação e aumento de pressão.

Nesse caso, provavelmente existiu um sistema de múltiplos *pipes* ou *plugs* dispersos, com diâmetros da ordem de dezenas a poucas centenas de metros, onde processos deformacionais e hidrotermais desta natureza predominaram. Interessantemente, estudos anteriores (Gibson et al., 1995; Brod et al., 2000; Guarino et al., 2017; Azzone et al., 2022; Ruiz et al., 2023; Guarino et al., 2024) também sugerem a presença desses pequenos condutos vulcânicos no GMC.

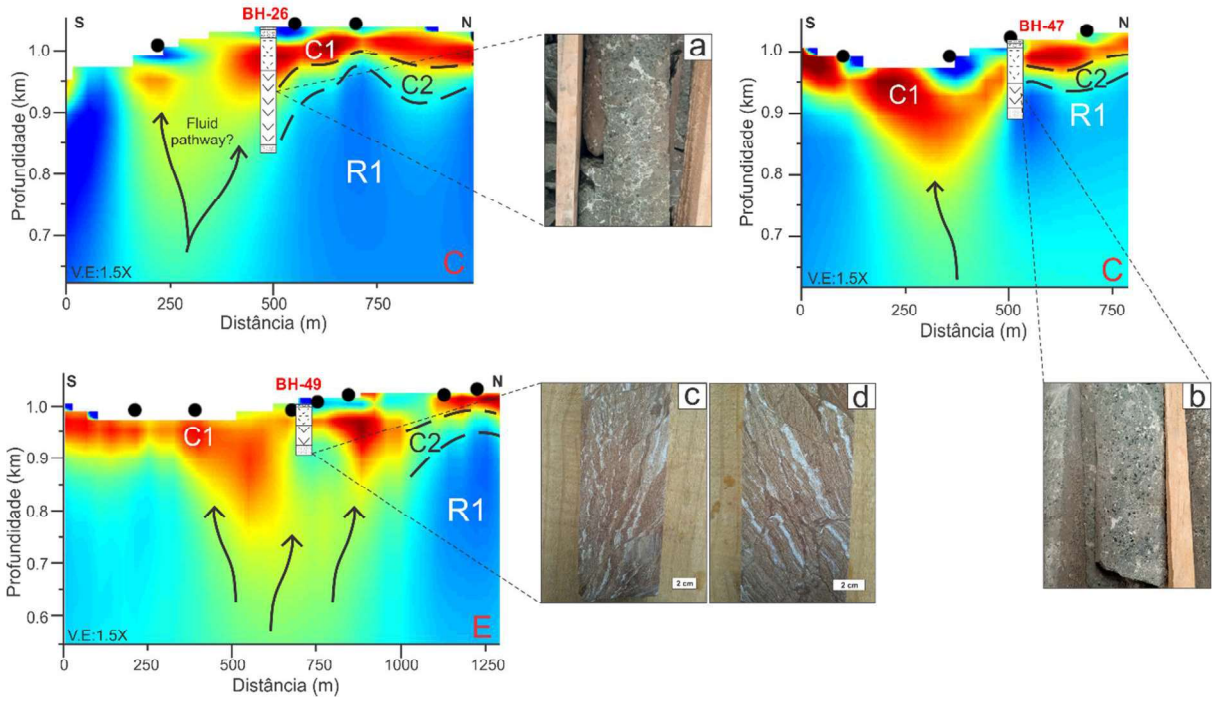


Fig. 4.24 (a) Vesículas e veios carbonáticos em amostra de kamafugito no BH-26, profundidade de 68 m; (b) vesículas carbonáticas em amostra no BH-47, profundidade de 84 m; (c) e (d) arenito fortemente deformado e carbonatado no BH-49, profundidades de 89,75 e 90 m, respectivamente.

Vale destacar que Ruiz et al. (2023), por meio da análise do sinal analítico de dados aeromagnéticos, observaram que fragmentos altamente magnéticos no platô do GMC estão desconectados dos principais afloramentos conhecidos de kamafugito. Por essa razão, os autores sugerem a existências de agrupamentos de centros vulcânicos distribuídos em uma ampla área, alguns dos quais já erodidos.

4.4.2 Conduto vulcânico primário

A análise sísmica (Fig. 4.23) revelou uma grande estrutura (zona S4), em forma de cone invertido próxima às áreas dos levantamentos AMT e magnéticos, aqui interpretada como um conduto vulcânico primário, diametralmente extenso e mais profundo. Essa feição corresponderia, possivelmente, a um *pipe* de kamafugito ou kimberlito de grandes dimensões, embora estudos adicionais sejam necessários para definição do tipo de rocha.

Um conduto de grandes dimensões, como este observado na sísmica, poderia atuar como possível fonte primária de material magmático. Ou seja, a partir desta estrutura principal, uma série de ramificações e sistemas de menor escala poderiam surgir. Ainda na análise sísmica, a região que coincide com a área de levantamento AMT mostra (Fig. 4.23), em profundidade, a presença de falhas subverticais, as quais podem ter atuado como sistema secundário para condução de lava à superfície. Contudo, a presença de um conduto vulcânico principal, a partir do qual vários sistemas de *pipes* e *plugs* se ramificam, não pode ser confirmada isoladamente com este estudo.

4.4.3 Fluxo de lava em paleovales

Abaixo da sucessão de rochas vulcânicas, a profundidade em que o arenito aparece coincide com o início da zona resistiva R1. Essa correlação pode ser observada de forma consistente em diversos furos, como BH-26 (Fig. 4.24a) e BH-47 (Fig. 4.24b). Assim, nos perfis analisados, o topo do arenito é delimitado pelas regiões em azul, nas quais predomina R1. A geometria desse corpo resistivo pode, portanto, auxiliar na reconstrução do paleorrelevo do Cretáceo Superior durante a ascensão do magma e no posicionamento das lavas.

Aparentemente, as maiores espessuras de kamafugito tendem a sobrepor-se a antigos canais fluviais e depressões topográficas, uma vez que a lava tende a escoar para essas áreas mais baixas. Por outro lado, depósitos mais delgados estariam associados a altos estruturais, em que o acúmulo de material vulcânico seria menos provável. A transição entre a base do arenito e o embasamento Neoproterozoico não pode ser claramente resolvida, provavelmente porque as rochas do Grupo Areado e as porções superiores do Grupo Bambuí apresentam valores de resistividade sobrepostos.

Embora as rochas do Grupo Bambuí sejam geralmente mais resistentes, especialmente devido à presença de litologias carbonáticas (Solon et al., 2015), esse contraste parece insuficiente no topo da unidade para permitir uma distinção geofísica clara em relação aos arenitos sobrepostos. Essa transição foi ilustrada na análise do

perfil sísmico (Freitas et al., 2024), que evidencia uma clara separação entre as sucessões fanerozoicas e neoproterozoicas.

4.4.4 Anomalias condutivas associadas a percolação de água subterrânea

Para justificar o caráter condutivo do material presente nas áreas afetadas por fraturamento e percolação de carbonatos, consideramos duas possibilidades:

1. O material carbonático que preenche essas regiões pode apresentar baixa resistividade elétrica.
2. O fraturamento pode ter permitido maior percolação de água subterrânea, criando um meio eletrolítico e, portanto, mais condutivo.

A primeira hipótese parece menos provável, uma vez que o material carbonático é predominantemente calcítico, com resistividade na ordem de 1×10^{12} a 1×10^{13} Ω·m (Umar, 2018), ou seja, extremamente resistiva. Assim, podemos inferir que a segunda hipótese é mais plausível. Nesse caso, a região onde ocorreu percolação de fluidos devido à atividade vulcânica pode estar atualmente saturada em água, tornando o meio condutivo.

Os dados de perfilagem de resistividade de poço reforçam ainda mais a hipótese de circulação de água por meio de fraturas e falhas. No Intervalo 2 (Tabela 2), entre 120 e 350 m de profundidade, os valores de resistividade variam de poucos a várias dezenas de ohms·m, o que é consistente com rochas com boa capacidade de armazenamento de água.

Esse intervalo de profundidade corresponde sistematicamente à porção basal da sequência de lavas e à unidade de arenito subjacente. A imagem sísmica da área de estudo indica que, nessa mesma faixa de profundidade, há diversas falhas normais de alto ângulo e fraturas associadas. Essas estruturas provavelmente fornecem porosidade secundária suficiente para permitir a circulação e o acúmulo de fluidos.

Em contraste, os Intervalos 3 e, principalmente, 4 apresentam valores de resistividade significativamente mais elevados, sugerindo condições desfavoráveis ao armazenamento significativo de água. Esses intervalos mais profundos estão

provavelmente associados às rochas metassedimentares do Gr. Bambuí, que apresentam comportamento hidrogeológico distinto em relação aos estratos sedimentares fanerozoicos sobrepostos.

No contexto da APIP, La Terra e Menezes (2012) identificaram duas zonas condutivas no *pipe* kimberlítico Régis: uma mais rasa, associada a sedimentos de lago de cratera, e outra mais profunda, associada às fácies diatrema. Nesse caso, a percolação de água subterrânea por meio de zonas mais porosas e fraturadas permitiu a delimitação precisa, e tridimensional, do conduto vulcânico alcalino.

De forma semelhante, no presente estudo, as zonas fraturadas identificadas podem representar caminhos preferenciais para a circulação de fluidos, possivelmente associados a processos hidrotermais e ao posterior acúmulo de água subterrânea; essas zonas encontram-se atualmente saturadas e apresentam valores de resistividade elétrica da ordem de 50 a 250 Ω·m.

4.4.5 Estimativa volumétrica de kamafugito usando dados AMT

Com o objetivo de destacar as principais zonas condutivas do modelo, foi extraído o intervalo de resistividade entre 1 e 100 Ω·m a partir do modelo tridimensional invertido (Fig. 4.25). Esse intervalo foi selecionado por representar as regiões mais condutivas e potencialmente associadas às feições geológicas de interesse, conforme indicado pelos resultados da inversão e pelos testes de sensibilidade. Na figura é possível observar não somente o volume de rocha disponível para fins de exploração, mas também o comportamento do sistema vulcânico como um todo, no qual condutos subverticais ocorrem em profundidade, ao passo que na superfície o material assume geometria próxima à de um derrame efusivo, preenchendo zonas de acomodação, baixos estruturais e concentrando-se em pontos específicos do relevo.

A visualização dessas regiões foi realizada em ambiente de processamento tridimensional utilizando o software ParaView, por meio da aplicação de filtros de seleção (*threshold*), permitindo isolar apenas os volumes correspondentes ao intervalo de resistividade definido. A representação gráfica foi feita em escala

logarítmica, de modo a preservar a variação relativa dos valores de resistividade e realçar contrastes condutivos. Ressalta-se que a extração foi restrita à região central do modelo (núcleo da malha), correspondente à área de distribuição das estações AMT, e as células de *padding* foram removidas para evitar distorções associadas às regiões de baixa sensibilidade nas bordas do domínio.

Adicionalmente, a análise foi limitada à profundidade de aproximadamente 1 km, em concordância com o limite de investigação determinado a partir dos testes de sensibilidade com inserção de condutores em profundidade, que indicaram uma perda significativa de resolução abaixo desse nível. Dessa forma, a interpretação e as estimativas volumétricas concentram-se na porção do modelo efetivamente suportada pelos dados.

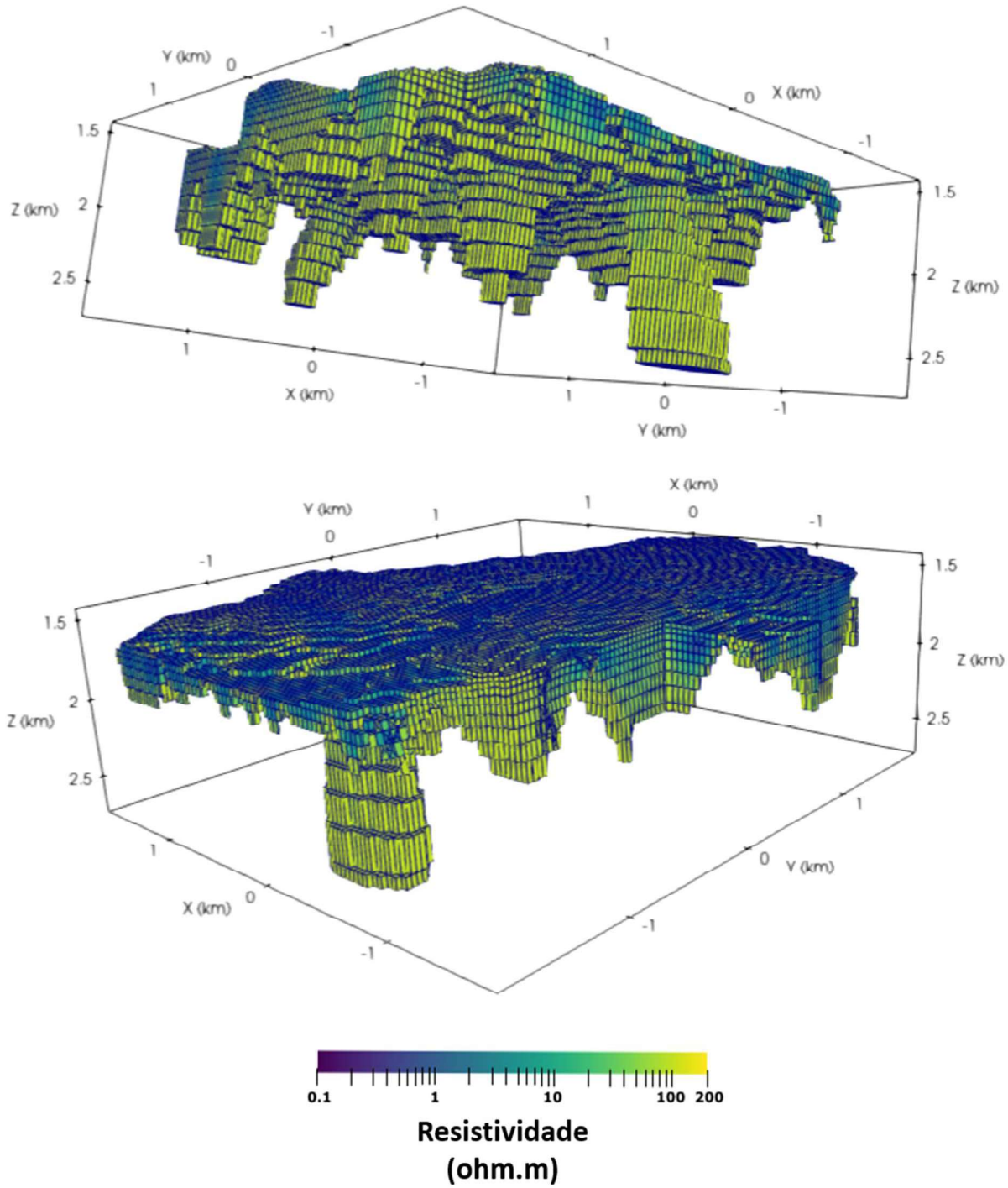


Fig. 4.25 Recorte do modelo de resistividade para valores no intervalo de 1 a 100 Ω·m, especificamente na área onde as estações AMT foram realizadas. A escala de cores está invertida (cores frias para condutiva e quentes para resistivo) para permitir a visualização de feições mais profundas do modelo.

A partir da geometria tridimensional obtida, o volume total das zonas condutivas foi estimado com ferramentas de integração volumétrica disponíveis no próprio ambiente de visualização. O cálculo baseia-se na soma dos volumes das células da malha que atendem ao critério de resistividade estabelecido, resultando em um volume aproximado de 2,34 km³. Ressalta-se que esse valor é condicionado à discretização da malha e aos parâmetros adotados na inversão, devendo ser interpretado como uma estimativa representativa da extensão das feições condutivas no modelo.

As anomalias condutivas identificadas nesse intervalo de resistividade e nas profundidades investigadas são, muito provavelmente, associadas aos principais condutos de magma e aos derrames de lava kamafugítica, tanto em porções alteradas quanto em mais preservadas, inseridos no meio dos sedimentos siliciclásticos do Grupo Areado. A distribuição espacial dessas feições sugere uma organização coerente com a ocorrência desses litotipos, reforçando a interpretação geológica do modelo.

A estimativa volumétrica obtida não substitui métodos diretos de quantificação, como a cubagem baseada em dados de sondagem. No entanto, apresenta-se como uma alternativa eficiente, de menor custo e maior abrangência espacial, permitindo uma avaliação preliminar do volume dessas unidades com base em dados elétricos, especialmente em regiões onde o controle direto é limitado.

Capítulo 5

Deformação induzida por Desgaseificação do Magma

Este capítulo apresenta a caracterização estrutural e litológica do sistema vulcano-sedimentar na região de interesse, com base na integração de dados provenientes de testemunhos de sondagem, mapeamento geológico, análises petrográficas e FRX. A abordagem inclui a descrição de estruturas deformacionais, das relações de contato entre unidades aflorantes, bem como a identificação de processos de alteração associados à circulação de fluidos vulcânicos.

A apresentação e a interpretação dos dados baseiam-se no artigo *"Degassing-driven seismicity and deformation: Evidence from the Cretaceous Alto Paranaíba Igneous Province, southeastern Brazil"* (Franco et al., 2025), publicado no periódico indexado *Journal of South American Earth Sciences*, em dezembro de 2025.

5.1 Mapa geológico

O mapa geológico da Figura 5.1 apresenta a distribuição das principais unidades litológicas da área de estudo, destacando a relação entre o magmatismo cretáceo, os depósitos sedimentares da Bacia Sanfranciscana e o embasamento Neoproterozoico. As rochas vulcânicas e vulcanoclásticas do GMC afloram preferencialmente em platôs elevados, frequentemente recobertos por solos lateríticos ricos em argila, caracterizando as porções topográficas mais altas da região.

Subjacente a essas unidades, ocorrem arenitos do Grupo Areado, formando um pacote de aproximadamente 200 m, marcado por acamamento predominantemente horizontal e estratificação cruzada com *foreset* de grande porte. Localmente, é possível observar zonas com acamamento mergulhante, possivelmente afetadas por basculamento, falhamentos normais e, pontualmente, dobramentos. Nas cotas mais baixas, especialmente ao longo dos fundos de vales fluviais, afloram metassiltitos e metacalcários do Grupo Bambuí, evidenciando o controle geomorfológico na exposição das unidades mais antigas. Nestas, além de estruturas como zonas de cisalhamento, *tension gashes* e fraturas, foram identificados estromatólitos.

A distribuição espacial dessas litologias reflete a interação entre processos deposicionais e magmáticos, bem como o condicionamento topográfico atual, permitindo reconhecer um arranjo típico em que os derrames vulcânicos ocupam posições elevadas, sobrepondo-se aos sedimentos siliciclásticos, enquanto as unidades do embasamento afloram preferencialmente nas zonas rebaixadas do relevo. A área também apresenta ocorrências de kimberlitos, representadas por triângulos amarelos no mapa. Estes aparentam estar condicionados a estruturas de direção NE, de forma semelhante às falhas normais identificadas em campo. Os maiores lineamentos observados em imagens de satélite, que também aparentam corresponder a falhas normais, estão condicionados à direção NW.

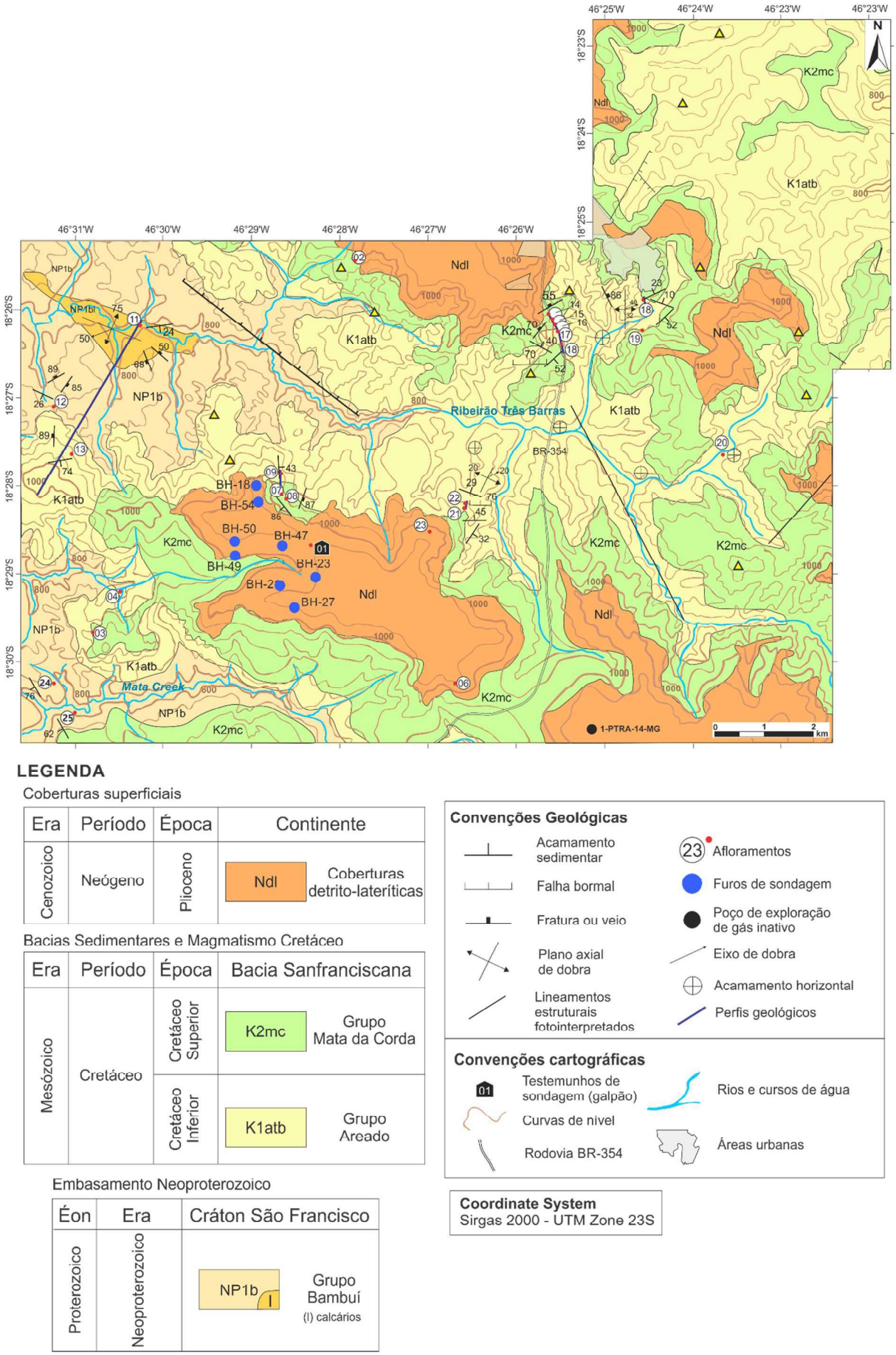


Fig. 5.1 Mapa geológico integrado. Os locais (pontos) onde foram realizadas análises em campo estão representados por círculos brancos numerados.

5.2 Aspectos sedimentares e vulcânicos primários

Os arenitos do FTB exibem predominantemente acamamento horizontal, com mergulhos raramente superiores a 5° (Fig. 5.2a). Estruturas sedimentares primárias estão bem preservadas e incluem feições tipicamente associadas a ambientes deposicionais eólicos e fluviais, como estratificação cruzada de grande porte e laminação plano-paralela. Com menor frequência, foram identificados lobos maciços não estruturados de arenito fino a médio, bem como material pelítico em lentes. Estas ocorrências são interpretadas como depósitos de canal, provavelmente relacionadas a processos fluviais e de inundação.

Do ponto de vista petrográfico, os arenitos do FTB são composicional e texturalmente imaturos, sendo predominantemente mal selecionados e bimodais, com granulometria fina a média (Fig. 5.2b). Os grãos detríticos variam de angulosos a subarredondados e estão inseridos em uma matriz abundante composta por argilominerais e óxidos de ferro. A composição do arcabouço é dominada por quartzo e feldspato potássico, com carbonatos e fases acessórias, como turmalina, zircão e sericita. Os carbonatos na matriz ocorrem comumente em agregados microcristalinos, enquanto os monocristais são raros. Os arenitos apresentam coloração branca a avermelhada, refletindo variações no conteúdo da matriz e na concentração de óxidos.

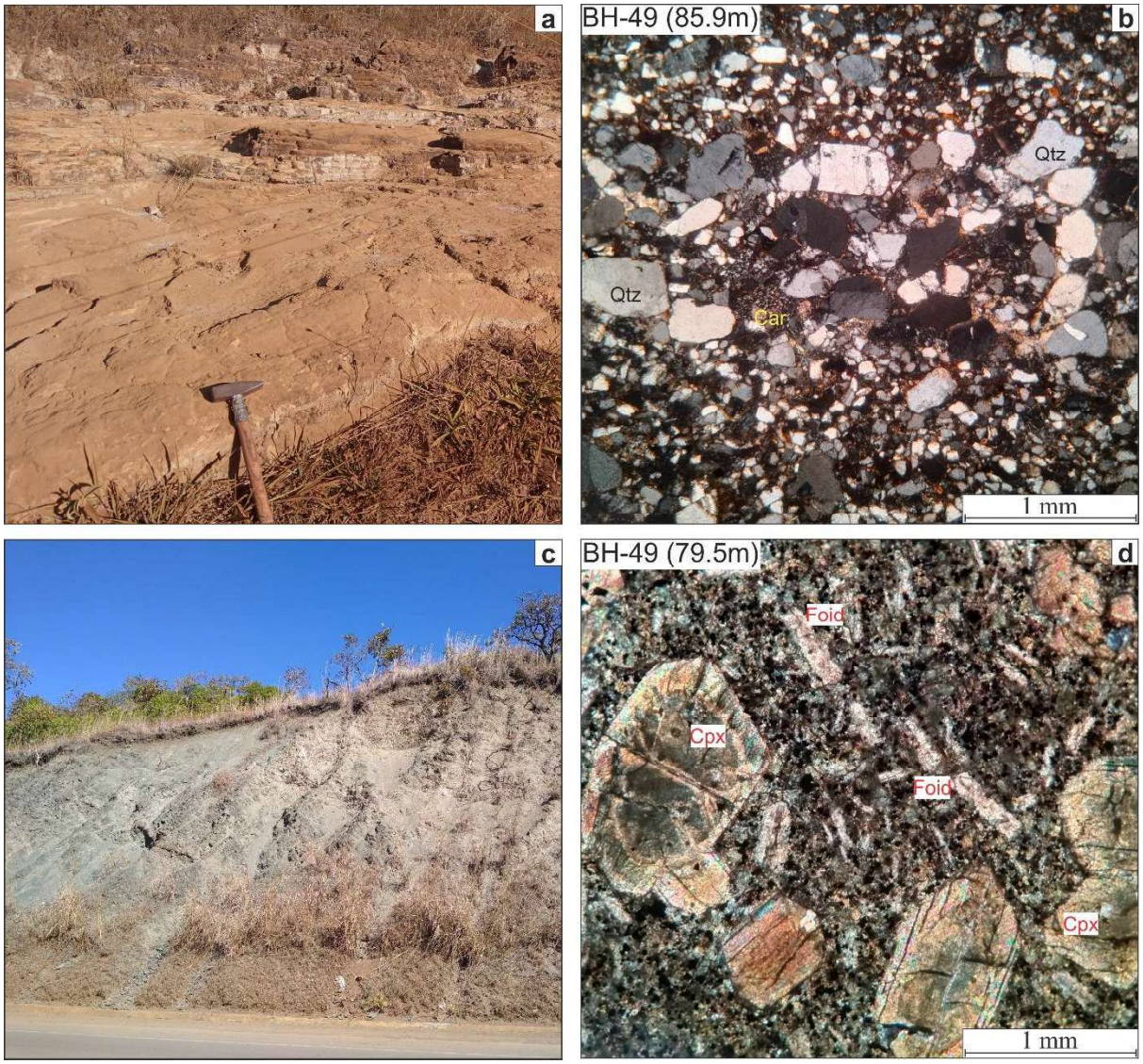


Fig. 5.2 Características macro e microscópicas dos arenitos da FTB e kamafugitos do GMC: (a) estratificação horizontal em arenito da FTB; (b) distribuição bimodal do tamanho de grãos de quartzo (Qtz), feldspato potássico e carbonato (Car) em amostra de testemunho BH-49; (c) afloramento de kamafugito alterado; (d) fenocristais orientados de feldspatóides (Foid) e clinopiroxênio (Cpx) em matriz vítrea de lava kamafugítica. Minerais ígneos apresentam forte alteração para clorita e sericita.

Em relação ao GMC, os kamafugitos preenchem zonas erodidas nos arenitos e no embasamento, formando pilhas vulcânicas com espessuras de 30 a 100 m. Os derrames (Fig. 5.2) são caracterizados por textura porfirítica, inserida em uma matriz de granulação fina, equigranular, localmente vítrea (Fig. 5.2d). Em contraste com os arenitos, as rochas vulcânicas preservam pouco material primário.

Fenocristais de piroxênio e feldspatóides encontram-se amplamente alterados e substituídos por serpentina, sericita, zeólitas, hidróxidos, carbonatos e óxidos. A perovskita é a fase mineral mais bem preservada, ocorrendo em fenocristais. Em alguns domínios, os fenocristais apresentam orientação preferencial, o que sugere uma estrutura de fluxo magmático. A matriz contém pseudomorfos de olivina serpentinizados.

Com base em análises de FRX de quatro amostras de sondagem (Tabela 3), a ocorrência vulcânica foi classificada como potássica (BH-27) a ultrapotássica (BH-49 e BH-26), com teores de K_2O variando de 0,98 a 3,65% em peso. Estas rochas apresentam forte insaturação em sílica (SiO_2 = 33,6–35,8% em peso) e caracterizam-se por altos teores de CaO (11,5–14,4%), MgO (10,0–16,4%), Fe_2O_3 (14,0–16,5%) e TiO_2 (5,01–6,48%). Ademais, apresentam afinidade composicional com lavas dos setores norte e central do GMC (Fig. 5.3), conforme documentado por Ruiz et al. (2023) e apresentado na tabela do Apêndice III. Além disso, as razões K_2O/Na_2O (2,88–13,41) e K_2O/Al_2O_3 (0,22–0,70) são fortes indicadores químicos da composição potássica.

Conforme detalhado no gráfico do Apêndice IV, a análise de elementos traço () indica enriquecimento dos ETR's leves Lantânio (La), Cério (Ce) e Neodímio (Nd). Destes, apenas o último é de valor econômico expressivo. Ainda ssim, a exploração deste recurso dependeria de estudos adicionais, para verificar se as concentrações de Nd são sempre elevadas em toda a área de interesse. Observou-se, também, enriquecimento nos elementos incompatíveis LILEs (Ba, Rb, Sr) e HFSEs (Nb, Zr). Essa assinatura suge fonte mantélica enriquecida, possivelmente afetada por processos metassomáticos e influência de voláteis.

Tabela 3. Resultados de FRX em amostras de arenito e de kamafugito.

Elementos (wt%)	BH-27 105.5m (a)	BH-27 105.5m (b)	BH-49 79.5m	BH-26 125.3m
SiO2	35.85	33.66	34.55	35.05
TiO2	5.014	6.168	6.477	5.941
Al2O3	4.47	5.16	5.78	5.21
Fe2O3	15.23	15.55	16.50	14.04
MnO	0.219	0.232	0.246	0.198

MgO	16.37	12.68	10.01	10.69
CaO	11.54	14.35	13.15	12.31
Na2O	0.34	0.29	0.24	0.28
K2O	0.98	1.42	2.97	3.65
P2O5	1.466	1.636	1.874	1.703
Loi	9.12	7.88	8.44	10.99
Total	100.60	99.03	100.24	100.06
K2O/Al2O3	0.219	0.275	0.514	0.701
K2O/Na2O	2.882	4.897	12.375	13.036
Trace elements (ppm)				
Ba	509	7687	2447	5329
Ce	308	395	345	274
Co	79	69	61	53
Cr	609	288	106	48
Cu	150	159	193	145
Ga	21	14	19	17
La	173	231	200	181
Nb	198	238	244	233
Nd	105	134	115	92
Ni	573	308	168	110
Pb	<4	<4	<4	<4
Rb	68	113	265	192
Sc	37	42	45	42
Sr	1422	2311	1855	1249
Th	<7	<7	<7	<7
U	<3	<3	<3	<3
V	486	311	306	302
Y	25	31	32	26
Zn	104	110	122	104
Zr	676	765	910	745
F	952	1249	780	2251
Cl	<500	<500	<500	<500
S	<550	<550	<550	<550

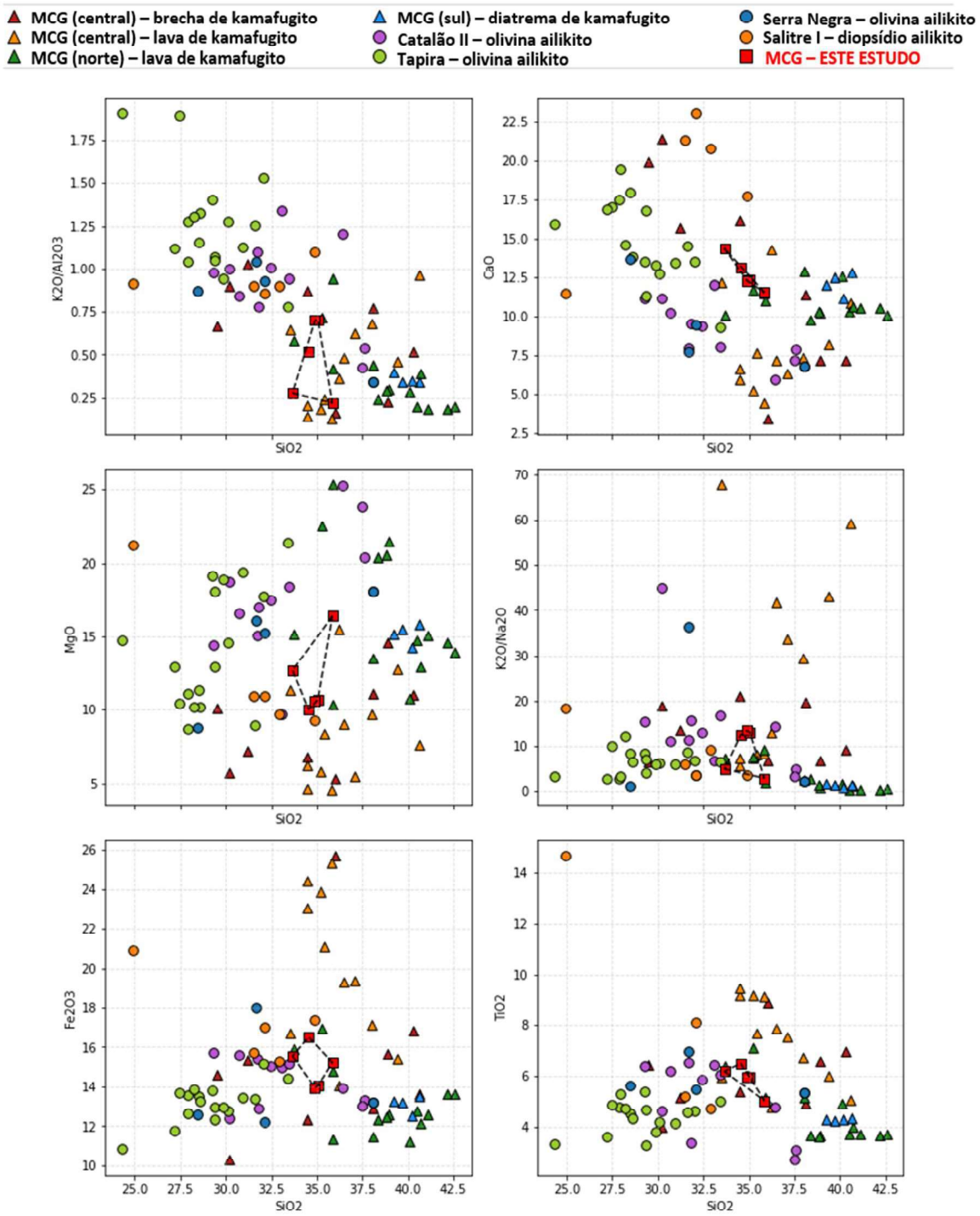


Fig. 5.3 Diagramas composicionais de kamafugitos do GMC (triângulos) e de ailikitos de ocorrências carbonatíticas (círculos) na APIP (Ruiz et al., 2023). As amostras deste estudo são representadas por quadrados vermelhos.

Os valores de perda ao fogo (LOI – *Loss on Ignition*), que variam de 7,88% a 11,0%, estão relacionados à presença de veios carbonáticos secundários. Esses valores, contudo, também podem decorrer da concentração primária de carbonatos, uma vez que os kamafugitos derivam de fontes profundas com significativa circulação de CO_2 (Stoppa et al., 2005; Martin et al., 2012).

5.2.1 Diques clásticos e injectitos

Diques clásticos de arenito e injectitos assimilados nos kamafugitos estão associados à fluidização de sedimentos liquefeitos (Sawasato et al., 1995; Fragoso et al., 20). Na Figura 5.4a, um dique clástico com atitude 232/85 corta um material de alteração argiloso esverdeado, provável produto tardio do intemperismo químico das lavas (ponto 08, no mapa da Figura 5.1). Além disso, o arcabouço dos veios é sustentado por seixos angulosos, mal selecionados e de granulometria grossa. Apesar de sua intensa fragmentação, o material siliciclástico resistiu ao intemperismo químico, em contraste marcante com a rocha vulcânica encaixante, que sofreu completa destruição textural e mudança composicional.

Os injectitos diferem texturalmente dos diques clásticos por apresentarem material fino e bem selecionado. Outra característica contrastante é o comportamento irregular do material arenoso injetado. Enquanto o dique apresenta uma estrutura tabular bem definida, provavelmente condicionada a fraturas pré-existentes na rocha vulcânica, o material fino dos injectitos parece fluir e acomodar-se não apenas em descontinuidades, mas também na matriz da rocha vulcânica (Fig. 5.4b).

Diques clásticos e injectitos estariam relacionados à fuga ascendente de água intersticial sob pressão (Owen et al., 2011; Vitale et al., 2019). Estudos anteriores nas proximidades da área interpretaram essas estruturas como resultado da desestabilização de sedimentos em ambiente aquoso, decorrente de variações no nível freático (Ladeira e Brito, 1968; Suguio et al., 1981; Kattah, 1991; Sawasato, 1995).

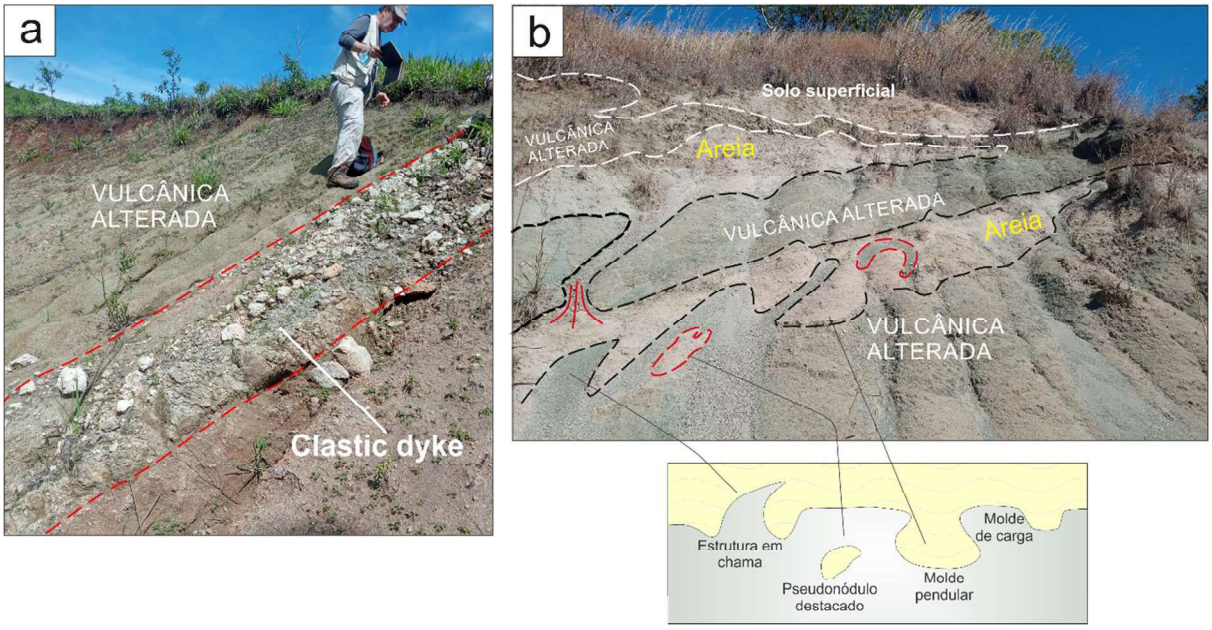


Fig. 5.4 Estruturas sedimentares sin-vulcânicas: (a) dique clástico intrudindo rocha vulcânica alterada; (b) material arenoso injetado na rocha vulcânica alterada, com pseudonódulos destacados, estrutura em chama e marcas de carga pendular.

5.3 Estruturas em escala de afloramento

As zonas de contato entre o FTB e o GMC são caracterizadas por falhas normais de direção E–W, com mergulhos de ~70°, que ocorrem juntamente com dobras cujos planos axiais têm direção NNE e mergulhos de 20° a 40°.

Em afloramentos do FTB, camadas de arenito eólico com estratificação cruzada exibem forte inclinação e, localmente, conjuntos de até 4 m de espessura apresentam-se basculados, com mergulhos variando entre 35° e 55°. Um exemplo disso é o ponto 17 (Fig. 5.5), onde os arenitos estratificados encontram-se intensamente falhados e inclinados, aparentemente em forma de domo. A seção geológica que conecta os pontos 17 e 18 (Fig. 5.5a) revela falhas normais de alto ângulo e blocos limitados por falhas com mergulho SSE (Fig. 5.5b,d) e NNW (Fig. 5.5c,e), ou seja, em direção aos flancos opostos do domo.

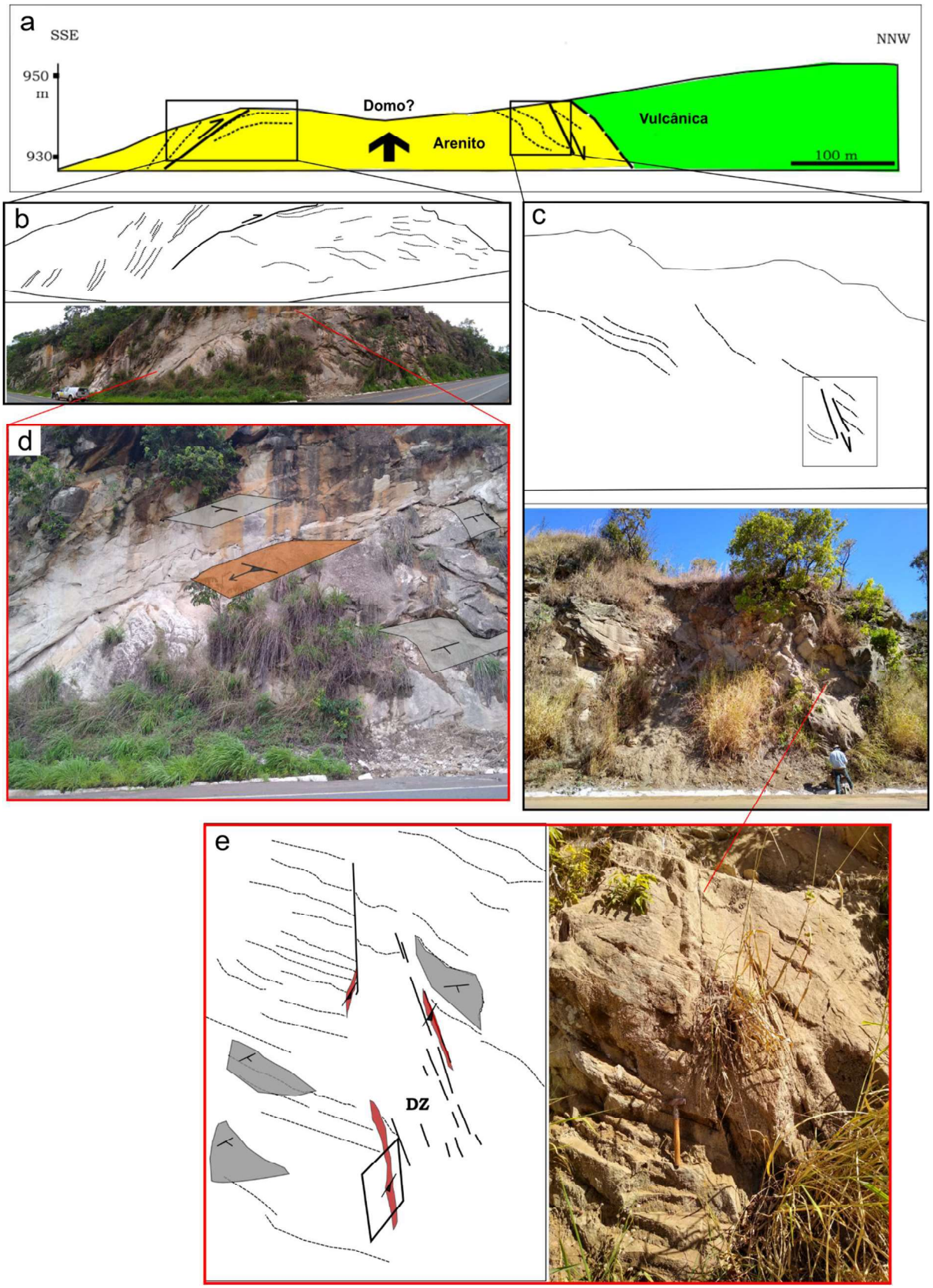


Fig. 5.5 (a) Perfil esquemático dos arenitos nos pontos 17 e 18, próximo à zona de contato; (b) lado SSE de um suposto domo, com falha inversa 138/52; (c) lado oposto, NNW, com falha normal 359/70; (d) estruturas normais detalhadas no lado SSE; (e) estruturas normais detalhadas na zona de deformação no lado NNW.

A seção geológica detalhada entre os pontos 21 e 22 (Fig. 5.6a) evidencia diversas feições estruturais nos afloramentos de arenitos da FTB, nas proximidades do contato com as lavas alteradas do GMC. O perfil, orientado para SSW–NNE, inicia-se com arenitos bimodais, apresentando laminação plano-paralela, levemente ondulada, com fraco mergulho SE. O limite desse domínio é definido por uma falha normal com mergulho também SE (Fig. 5.6b).

Em direção a NNE, observa-se um conjunto de falhas normais (Fig. 5.6c), seguido por uma dobra assimétrica reclinada de escala métrica, cujo plano axial apresenta atitude 296/20 e eixo 330/20 (Fig. 5.6d). A partir desse ponto, ocorre uma sequência de falhas normais de alto ângulo, com mergulhos variando entre 40° e 76° (Fig. 5.6e). Destaca-se que a sequência sedimentar encontra-se localmente deformada, com dobras e falhas bem desenvolvidas, o que contrasta com áreas mais distantes das ocorrências vulcânicas, onde tais estruturas são menos expressivas. Próximo ao leito do ribeirão Três Barras, por exemplo, os estratos apresentam comportamento tipicamente sedimentar, com mergulhos próximos de zero, sem evidências claras de tectonismo ou de outras perturbações.

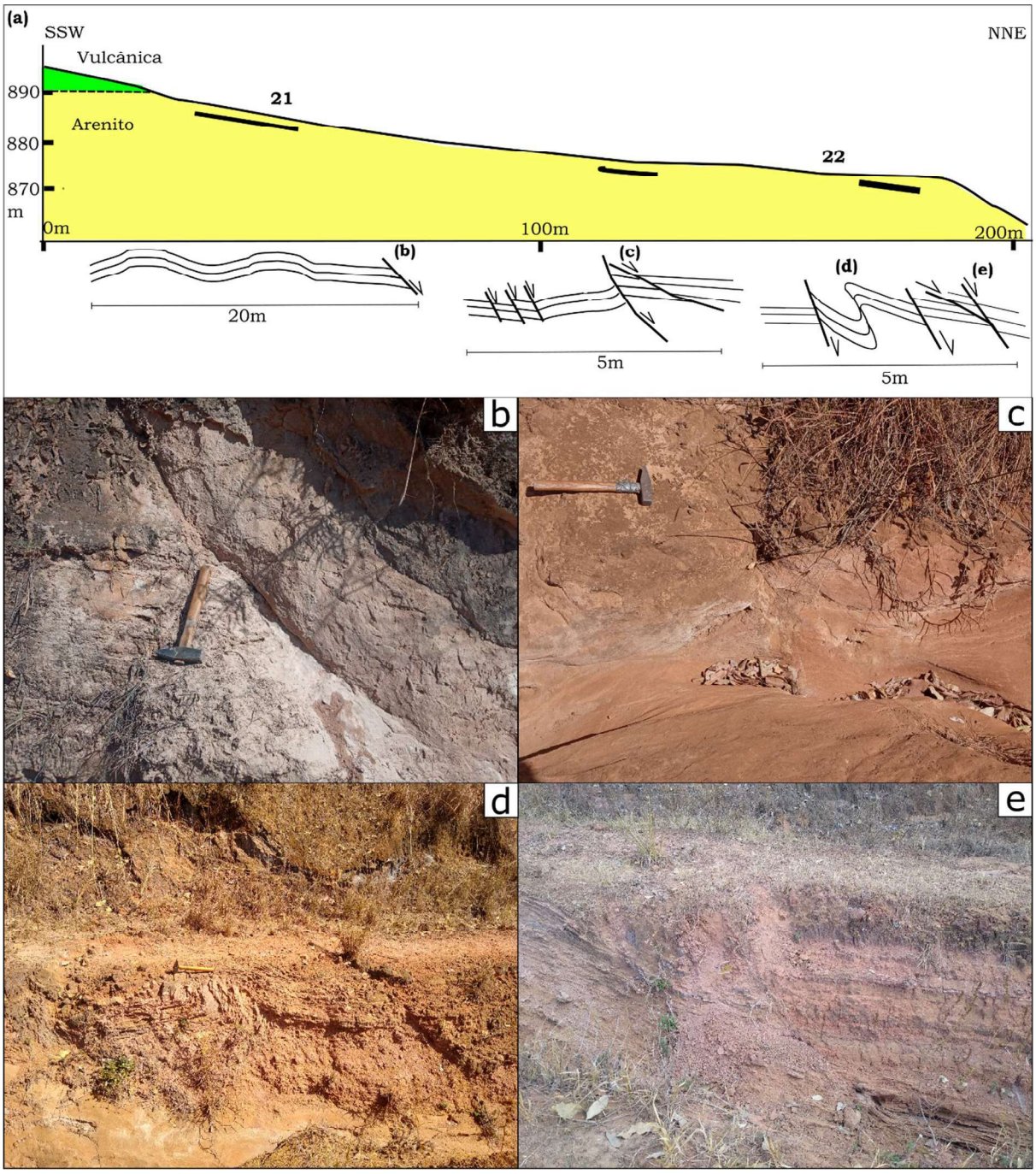


Fig. 5.6 (a) Perfil geológico entre os pontos 21 e 22; (b) falha normal separando domínio SSW não deformado do domínio NNE deformado; (c) falha normal e bloco de arenito basculado; (d) dobra recumbente assimétrica; (e) falha normal 340/50.

Outra seção, abrangendo os pontos 11, 12 e 13 (Fig. 5.1), documenta a transição das camadas basais do FTB para metassiltitos e metacalcários do Grupo Bambuí. De sul para norte, o arenito inicialmente não deformado, com estruturas sedimentares horizontais bem preservadas, transiciona gradualmente para uma zona intensamente deformada, caracterizada por forte inclinação do acamamento, que passa a mergulhar 170/75.

Essa região de perturbação é seguida pela zona de contato com os metassiltitos (ponto 12), com foliação 205/25. Essas rochas pelíticas exibem duas famílias principais de fraturas subverticais (Fig. 5.7b), com atitudes 125/85 e 330/90. Mais ao norte, o afloramento de metacalcário estromatolítico (ponto 11), com mergulho 172/24, apresenta uma variedade de estruturas em domínios rúptil e dúctil (Fig. 5.7a; Tabela 4).

Tabela 4. Estruturas deformacionais em metacalcário.

Foliação	172/24 (principal); 20/12 (secundário); 250/27 (secundário)
Dobra fechada	plano axial 22/75; eixo 250/50
Zona de cisalhamento (ZC) com dobra associada	ZC 220/80; plano axial da dobra 172/75; eixo da dobra 72/73
Fraturas	40/50; 248/68
***Tension gashes* de calcita**	118/70; 248/68
***Tension Gash* de quartzo**	318/70

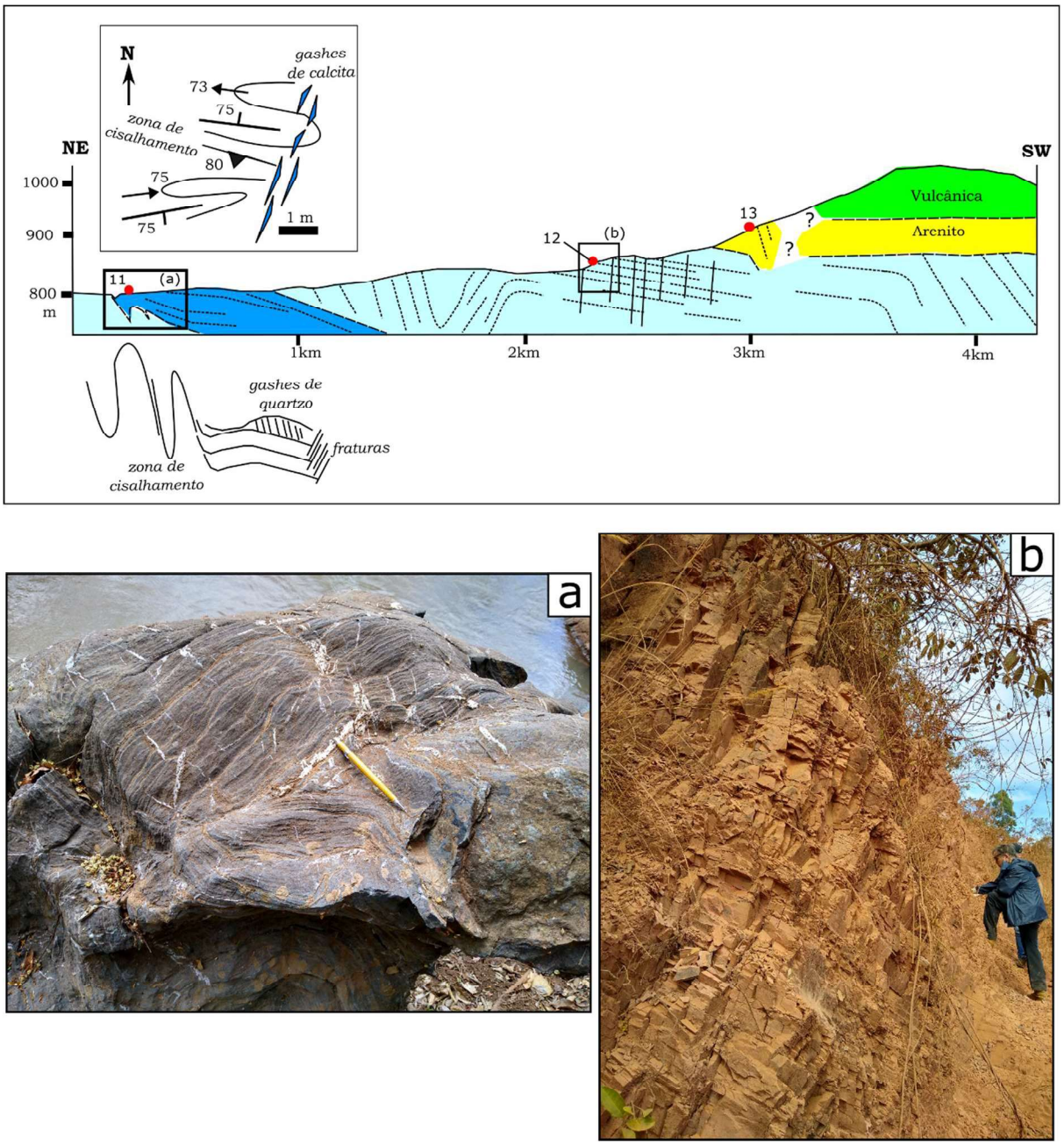


Fig. 5.7 Seção esquemática e detalhada dos pontos 11, 12 e 13; (a) metacalcário (estromatólito) com *gashes* de quartzo e calcita; (b) metassiltito com foliação de alto ângulo e famílias de fraturas subverticais.

No ponto 11 (Fig. 5.1), observa-se que a zona de cisalhamento, orientada na direção SSW, é perpendicular às *gashes* de calcita e subparalela ao plano axial das dobras associadas. Nesse contexto, a disposição em *en echelon* dos veios de calcita é interpretada como resultado da deformação do calcário sob regime de transpressão. Em escala regional, esse comportamento estrutural pode estar associado à deformação da porção neoproterozoica da sequência, localizada abaixo dos arenitos e das rochas vulcânicas cretáceas. Acima desse intervalo, a deformação provavelmente está associada à consolidação de corpos vulcânicos e à alteração hidrotermal subsequente.

Um exemplo de alteração hidrotermal ocorre na zona de contato arenito–kamafugito (Fig. 5.8a), aflorante no ponto 9 (Fig. 5.1). Nesse local, o arenito com estratificação planar encontra-se dobrado e intensamente afetado por veios de calcita perpendiculares aos planos axiais (Fig. 5.8b), de forma semelhante ao ponto 11. Em detalhe, observa-se que, além de pequenas vênulas orientadas em direção oposta à das dobras e do acamamento deformado, também ocorrem *gashes* de calcita subparalelos aos veios (Fig. 5.8c). Esses, no entanto, não são interceptados por zonas de cisalhamento, o que indica que, na zona de ocorrência dos arenitos e rochas vulcânicas, ou seja, a porção fanerozoica da sequência, a deformação não envolveu uma componente direcional significativa.

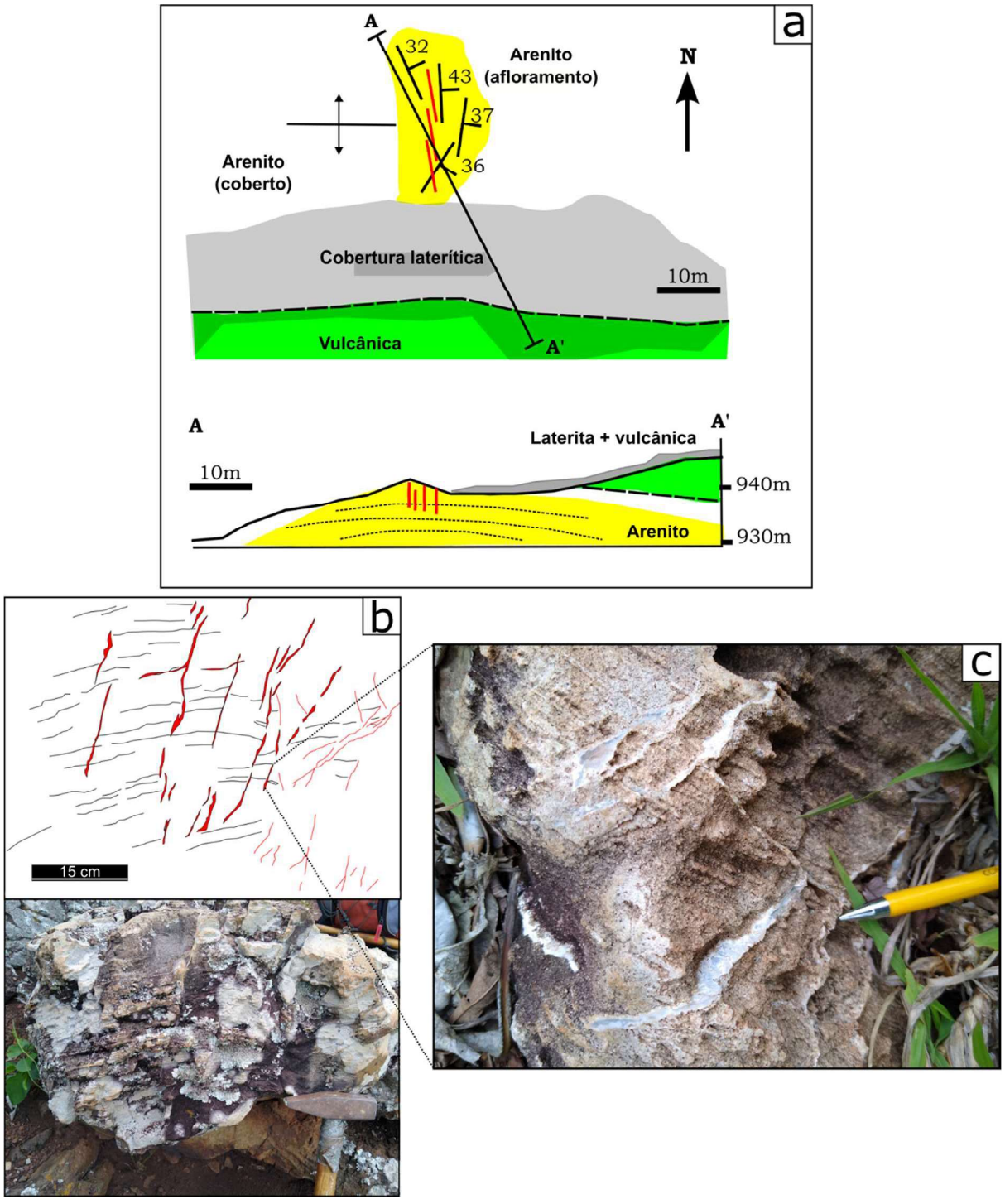


Fig. 5.8 (a) Zona de contato entre arenito e rocha vulcânica no ponto 9, com cobertura detrítico laterítica; (b) arenito dobrado intrudido por conjunto de veios de calcita; (c) detalhe dos veios e *gashes* de calcita.

Em uma análise espacial mais abrangente, baseada em fotointerpretação, foram identificados conjuntos de falhas com direção NW, responsáveis por rebaixar blocos de arenitos da FTB a altitudes comparáveis às dos afloramentos do Grupo Bambuí. Observações de campo corroboram esse padrão: entre os pontos 16 e 17 (Fig. 5.1), os arenitos da FTB ocorrem na mesma cota altimétrica que as rochas do GMC. Assim, o contato superior dos arenitos nessa área é interpretado como uma zona de falha normal com orientação E–W.

Nesse sentido, cabe destacar que, conforme descrito por Sawasato (1995), a Falha Galena, uma estrutura inversa regional de direção N30W, situada a cerca de 35 km NE da área mapeada, pode, localmente, manifestar-se como uma janela estrutural do embasamento, permitindo a exposição de pacotes espessos de calcários e siltitos no interior dos arenitos do Grupo Areado.

5.4 Testemunhos de sondagem

A análise de testemunhos de sondagem forneceu evidências claras de atividade hidrotermal, caracterizada por intensa carbonatação tanto de rochas sedimentares quanto de vulcanoclásticas. O conjunto de dados estruturais apresenta elevada complexidade e é fortemente influenciado pelo hidrotermalismo carbonático associado à atividade vulcânica. Os padrões de deformação e a alteração hidrotermal na interface entre kamafugito e arenito foram investigados no furo de sondagem BH-49, a 90 m de profundidade (Fig. 5.9).

Da superfície à base, a sucessão interceptada pelo furo é composta por: (I) solo superficial avermelhado, rico em argila; (II) horizonte laterítico de caráter dendrítico; (III) lava kamafugítica do GMC alterada (intemperizada); (IV) lava kamafugítica do GMC fresca; (V) nível vulcanoclástico; e (VI) arenito da FTB. A perfuração foi deliberadamente interrompida no topo da camada arenítica, uma vez que o alvo da exploração correspondia ao kamafugito intemperizado, destinado ao uso como remineralizador agrícola.

A zona de contato entre as rochas vulcânicas e sedimentares no BH-49 (Fig. 5.9; Tabela 5) corresponde a um intervalo de 8,5 m (82,0–90,5 m de profundidade), constituído por 3,5 m de rochas vulcânicas kamafugíticas sobrejacentes a 5 m de arenito na base do furo.

Tabela 5. Descrição estrutural do intervalo de 82,0–90,5 m (BH-49).

Intervalo	Descrição
82,0–82,5 m	Lava intercalada à rocha piroclástica. Diferentes graus de alteração intempérica, evidenciados por mudanças texturais, variações de cor, perda de estruturas primárias e presença de minerais secundários (óxidos, hidróxidos e argilas). A 5,4 m ocorre uma camada de laterita de 2 m, coberta por solo argiloso avermelhado.
82,5–85,5 m	Brecha vulcânica polimítica, contendo pelo menos três tipos de clastos e, subordinadamente, níveis de tufo lapilítico; intercalações de camadas carbonáticas esbranquiçadas, com cerca de 20 cm de espessura, nas profundidades de 85,0 e 82,5 m.
85,5–86,0 m	Topo da camada de arenito com acamamento mergulhante (15°–26°) em contato com o tufo lapilítico.
86,0–86,5 m	Intervalo de 50 cm com acamamento cisalhado de baixo ângulo (12°), contendo falhas reversas conjugadas e estrutura em “flor negativa”.
86,5–89,0 m	Arenito mergulhante (45°–47°), com falhas normais (72°) e zona de cisalhamento inversa (71°). Na base, o acamamento é afetado por uma zona de cisalhamento subhorizontal.
89,0 m	Zona de cisalhamento subhorizontal (~10°).
89,0–90,5 m	Acamamento fortemente mergulhante (74°–80°), incomum na sequência sedimentar. Conjuntos de falhas normais e inversas concentram-se em um intervalo de 70 cm, com mergulhos de 70°–74°, além de uma zona de cisalhamento inversa (59°).

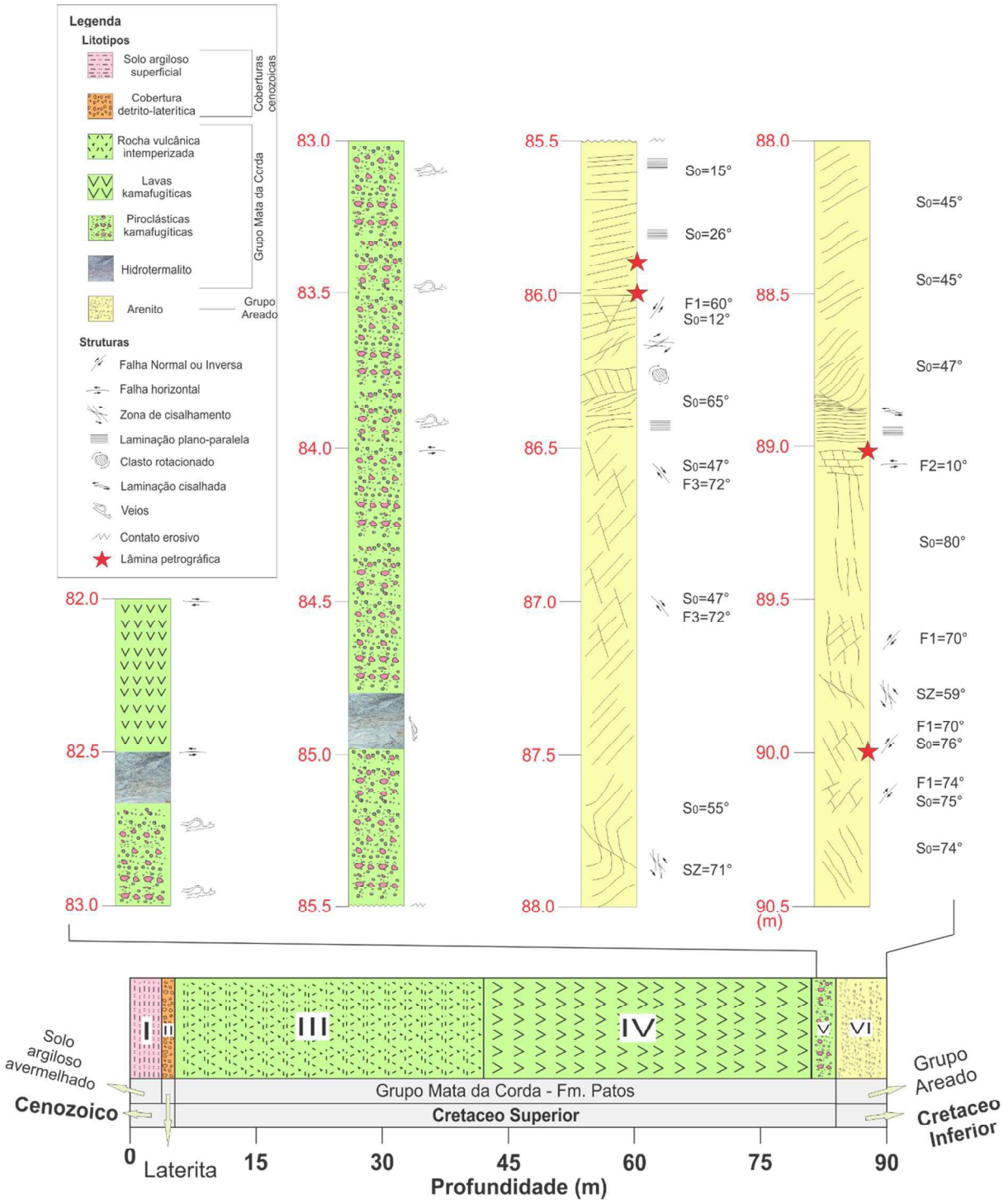


Fig. 5.9 Sucessão estratigráfica vulcano-sedimentar do furo BH-49, com detalhe para o intervalo de transição entre arenito e vulcânica (82 a 90,5 m). Estrelas vermelhas indicam as profundidades amostradas para estudos petrográficos.

5.5 Alteração hidrotermal

A alteração hidrotermal, que, no caso estudado, apresenta origem predominantemente carbonática, manifesta-se na forma de veios com diferentes direções e ângulos de mergulho, amígdalas preenchidas. Na FTB, os carbonatos ocorrem em lâminas concordantes com o acamamento sedimentar primário e também disseminados na matriz da rocha. Mais raramente, cristais bem formados e de maior dimensão de calcita foram identificados associados às amígdalas preenchidas. Essas feições ocorrem ao longo de toda a sucessão estratigráfica estudada, abrangendo os carbonatos do Grupo Bambuí, que constituem o embasamento na área de interesse, os arenitos do Grupo Areado e, de forma mais expressiva, as regiões próximas aos principais condutos vulcânicos, bem como a base da sucessão vulcânica, incluindo rochas piroclásticas e derrames de lava.

O material carbonático encontra-se sempre espacialmente associado a estruturas deformacionais. Dessa forma, a percolação de material fluidizado pode ter condicionado, ou ao menos facilitado, a deformação, por meio da imposição de um campo de tensões associado à atividade vulcânica. Quando em maior abundância, esse material foi observado nas proximidades das zonas onde se supõe a atuação dos principais fluxos de fluidos magmáticos. Sua identificação é ainda mais recorrente em testemunhos de sondagem. Por outro lado, em áreas mais distantes da influência do vulcanismo, a presença de carbonatos é significativamente menos expressiva; adicionalmente, considera-se que, na maioria dos afloramentos expostos, esse material já tenha sido dissolvido ao longo do tempo pela ação de águas meteóricas.

A determinação da origem e da composição química específica do material percolante requer a realização de análises geoquímicas mais robustas, que devem ser conduzidas em estudos futuros. Sabe-se que esses fluidos podem derivar da composição primária de magmas alcalinos enriquecidos em potássio, mas também podem resultar da dissolução parcial de calcários que compõem o embasamento, os quais, em contato com o magma ascendente, poderiam enriquecer a fase fluida em CO_2. Há uma forte correlação entre magmas alcalinos ultrapotássicos e a presença abundante de carbonatos (Brod et al., 2000; Stoppa et al., 2003; Lavecchia et al., 2006; Barbosa et al., 2012a, Barbosa et al., 2012b; Martin et al., 2012; Chayka et al.,

2020). Assim, este estudo identifica as principais formas de ocorrência dos materiais resultantes da alteração hidrotermal e da percolação de fluidos carbonáticos.

Considerando a sequência vulcano-sedimentar, sua base é composta por metacalcários da Formação Lagoa do Jacaré, do Grupo Bambuí, intensamente afetados por enxames de veios carbonáticos. No caso analisado do ponto 05, observa-se que esses calcários foram significativamente afetados por um conjunto de pequenos veios com orientações caóticas (Fig. 5.10a). Acima desse intervalo carbonático, na FTB, o material calcítico ocorre frequentemente disseminado na matriz sedimentar dos arenitos (Fig. 5.10b), associado a fases secundárias oxidadas e a grãos de quartzo finos. Veios e lentes concordantes com as estruturas sedimentares primárias são feições comuns, frequentemente associadas a conjuntos de falhas de alto e baixo ângulo e bandas de deformação (Fig. 5.10c e d).

Em intervalos específicos, ocorrem rochas classificadas como hidrotermalitos, cuja origem carbonática é mais complexa, resultando integralmente de processos de alteração hidrotermal e da precipitação de diferentes fases amorfas (Fig. 5.10e). A composição exata desse material ainda requer análises mais detalhadas, incluindo, possivelmente, estudos de inclusões fluidas, sobretudo devido às variações mineralógicas significativas observadas nesses domínios de intensa alteração.

No interior da sequência vulcanoclástica, o carbonato ocorre em rochas com textura brechada, embora não representem brechas verdadeiras (Fig. 5.10f). Nesse caso, acredita-se que o aspecto brechado esteja relacionado a processos de fraturamento hidráulico associados à percolação concomitante de uma fase fluida tardia sob sobrepressão. Associados a essas feições, identificam-se também veios extensionais bem desenvolvidos na matriz dessas rochas, que podem ter atuado como condutos preferenciais para a infiltração do material carbonático. Na porção superior, no domínio das rochas efusivas, as lavas são localmente afetadas e cortadas por veios carbonáticos com espessuras variando de milímetros a centímetros (Fig. 5.10g), apresentando mergulhos de fracos a moderados. Esse mesmo material de preenchimento também ocorre em amígdalas de diferentes dimensões (Fig. 5.10h), nas quais cristais de calcita bem desenvolvidos coexistem com outras fases minerais precipitadas ricas em voláteis.



Fig. 5.10 (a) Enxame de veios carbonáticos em calcário (estromatólito) do Grupo Bambuí, ponto 05; (b) fotomicrografia de arenito da FTB, exibindo forte alteração secundária na matriz, furo BH-49 (90,0 m); (c) arenito com lente concordante de calcita (delimitada por linhas tracejadas amarelas), BH-49 (85,9 m); (d) arenito da FTB com camadas ricas em carbonato e falhas normais de alto ângulo, BH-49 (86,0 m); (e) material rico em carbonato ocorrendo em brecha vulcânica, BH-49 (85,0 m); (f) material calcítico brecha vulcânica de kamafugito, BH-49; (g) veio de calcita submilimétrico e fenocristal de piroxênio parcialmente alterado em lava, BH-27 (104,85 m); (h) lava com amígdalas preenchidas e veios, BH-27 (105,6 m).

5.6 Estruturas induzidas por fluidos

Nas zonas de contato com o GMC, o acamamento sedimentar encontra-se intensamente deformado, apresentando forte perturbação assistemática e verticalização das camadas, com inclinação e rotação de estruturas primárias, modificação das direções estruturais de estratos com estratificação cruzada, além do desenvolvimento de dobras, diques clásticos e injectitos. A intensidade da deformação diminui gradualmente à medida que se afasta da zona de contato com a rocha vulcânica e, consequentemente, as estruturas primárias tendem a retornar ao seu padrão original, com feições sedimentares típicas, incluindo laminação planar, estratificação cruzada e acamamento com mergulho de no máximo 5°.

De modo geral, os arenitos da FTB encontram-se pouco deformados, uma vez que normalmente não exibem estruturas pós-deposicionais. No entanto, quando próximos às rochas vulcânicas e zonas de falha, essas rochas passam a apresentar estruturas não sedimentares. O basculamento dos estratos, a ocorrência de falhas normais e reversas, dobras, entre outras estruturas, refletem uma condição singular e atípica, diretamente condicionada por campos de tensão locais.

Na análise dos testemunhos de sondagem, foi dada especial atenção aos intervalos em que a zona de contato entre o arenito e vulcânicas apresenta intensa deformação e alteração hidrotermal. Nestas regiões foi possível destacar a presença de estruturas deformacionais de baixo e alto ângulo, incluindo falhas, bandas de deformação e veios preenchidos por material carbonático. No caso, estruturas primárias, como laminações plano-paralelas, são obliteradas em resposta à introdução de uma fase rica em carbonato que substitui o material siliciclástico. O processo de substituição mineral, com consequente modificação das feições estruturais, pode ocorrer de forma total ou parcial. Nesse último caso, a alteração pode concentrar-se, por exemplo, na matriz da rocha e em parte dos clastos mais grossos, preservando parcialmente alguns grãos sedimentares.

5.6.1 Estruturas de alto ângulo

Estruturas de alto ângulo foram muito observadas em afloramentos na área mapeada, em especial, basculamento de blocos de arenito. Esse mesmo padrão de deformação foi identificado nos testemunhos e análises petrográficas. A principal diferença está relacionada à abundância de carbonatos nas amostras de sondagem, seja em veios ou disseminado na matriz. Rochas expostas à superfície apresentam carbonato restrito à matriz. Conforme discutido anteriormente, o material carbonático exposto foi possivelmente dissolvido na interação com águas meteóricas.

Assim, camadas com laminação plano-paralela (intercalação de estratos siliciclásticos finos e grossos), com espessuras variando entre 0,1 e 3,0 cm, exibem direções e ângulos de mergulho diversas. Além disso, a análise de testemunhos de sondagem revelou a presença de microdobras. Entre as estruturas de alto ângulo, destacam-se falhas normais e, ocasionalmente, falhas reversas, com mergulhos de 40° a 75° e rejeito variando de centímetros a poucos metros. Frequentemente, observa-se a coexistência de dobras e falhas em um mesmo estrato, sugerindo que essas estruturas fazem parte de um evento rúptil-dúctil. Em testemunhos de sondagem, foram identificados conjuntos de microfalhas (ou fraturas de cisalhamento, conforme definido por Fossen, 2016) normais sintéticas e antitéticas, por vezes associadas a falhas reversas de alto mergulho e, mais raramente, a falhas de baixo ângulo.

Esses conjuntos podem ocorrer de forma organizada, com planos de falha ortogonais bem desenvolvidos que se interceptam com mergulhos semelhantes, ou em zonas de falha complexas, com variações de mergulho e direção. O primeiro grupo, caracterizado por estruturas persistentes e regulares, corresponderia a um evento deformacional pós-deposicional. O segundo grupo, por sua vez, estaria associado a um arcabouço sedimentar inconsolidado, pouco coeso, possivelmente saturado por fluidos e sob alta pressão.

Como exemplo, no intervalo entre 90,5 e 89,0 m no furo BH-49 (Fig. 5.11), as camadas sedimentares apresentam variação de mergulho (74°–80°), associada a falhas normais inclinadas (F1 = 70°–74°) e a uma zona de cisalhamento inversa (SZ = 59°), além de zonas fortemente deformadas, com deslizamento de clastos

rotacionados de arenito (Fig. 5.11). Essa transição evolui rapidamente para uma zona quase horizontal, marcada por laminação planar associada a uma falha de baixo ângulo (F2 = 10°).

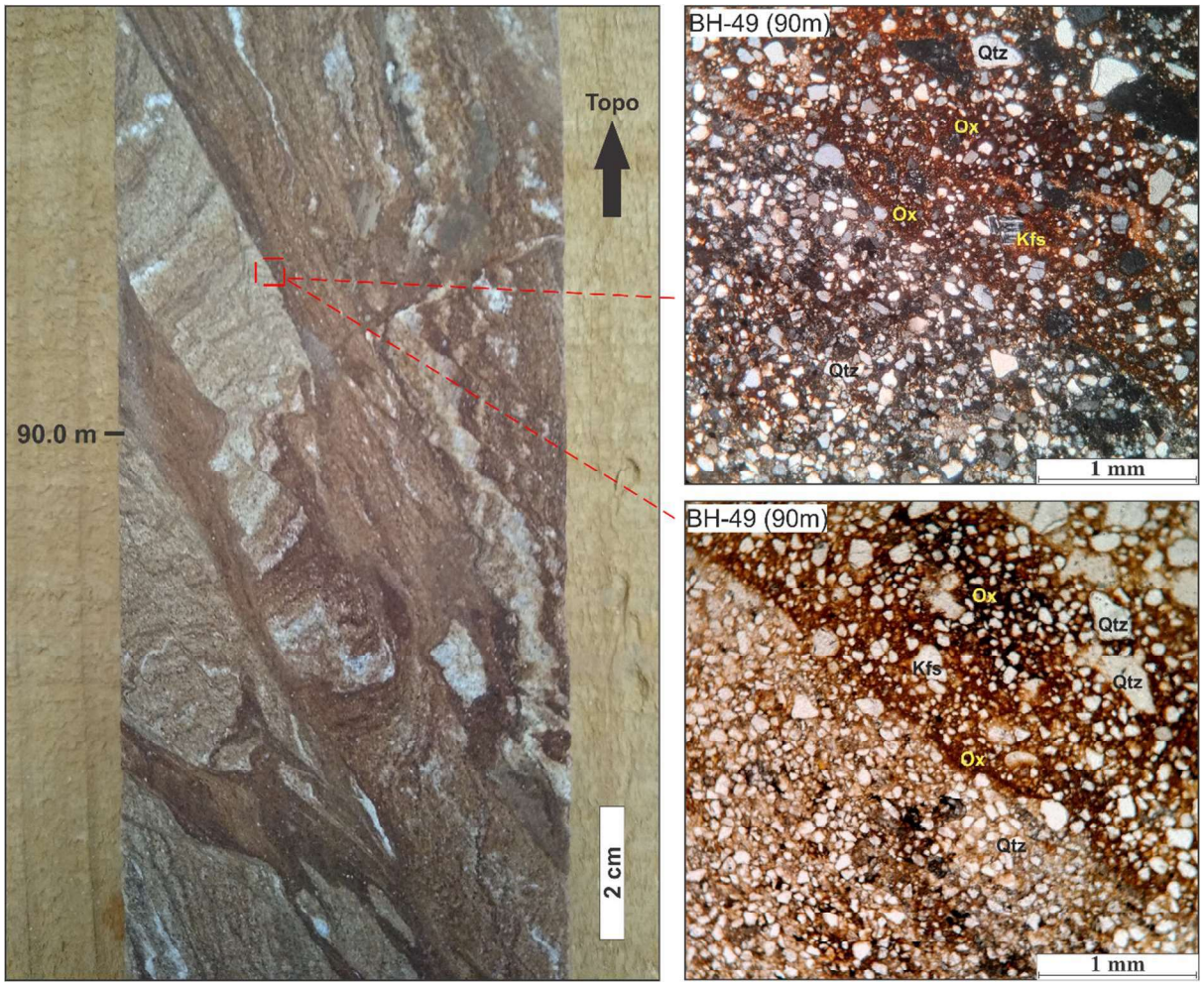


Fig. 5.11 Amostra do poço BH-49 à profundidade de 90 m, juntamente com fotomicrografias exibindo uma região fortemente deformada, na qual clastos de arenito rotacionados podem ser observados. Também é possível identificar o contato entre esses clastos e uma estrutura sedimentar de alto ângulo de mergulho, cuja zona de transição é marcada por material fino avermelhado, com elevado grau de oxidação (Franco et al., 2025).

No que se refere à tendência estrutural, o intervalo de 90,0 a 86,5 m é caracterizado por acamamento sedimentar com mergulho entre 45° e 55°, associado a falhas normais (F3, mergulho de 72°) e a uma zona de cisalhamento inversa com mergulho de 71°, situada aproximadamente a 87,8 m de profundidade. A partir de 86,5 m, observa-se o desenvolvimento de laminações plano-paralelas, caracterizando um intervalo estruturalmente estável. Essa laminação é caracterizada pela

bimodalidade do arenito, no qual se intercalam camadas de granulação fina e grossa. Essea configuração é abruptamente interrompida em uma zona de intensa deformação entre 86,5 e 85,2 m. Nesse intervalo, o mergulho do acamamento diminui progressivamente, de 65° para 12°, acompanhado pela rotação de clastos em uma matriz muito fina e pelo desenvolvimento de uma zona de cisalhamento inversa (Fig. 5.12). O limite superior dessa zona deformada é delimitado por um sistema de falhas normais antitéticas persistentes, com mergulho de aproximadamente 60°.

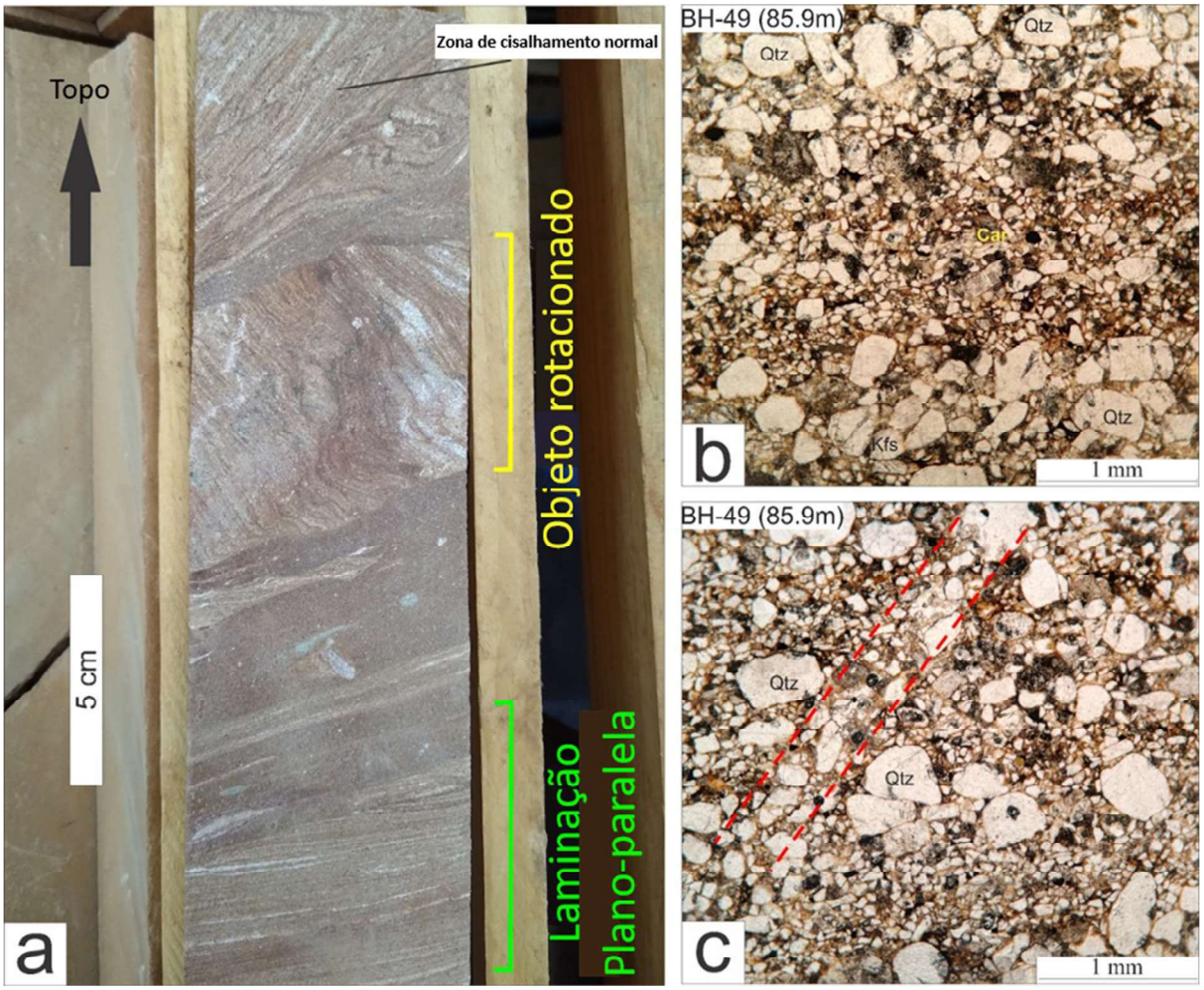


Fig. 5.12 (a) Amostra de sondagem no intervalo de 86,2 a 86,5 m no BH-49, exibindo a transição de uma estrutura planar relativamente horizontal para uma região fortemente deformada, com rotação de clastos e ocorrência de zonas de cisalhamento; (b) laminação plano-paralela em arenito bimodal a 85,9 m; (c) banda de deformação com rejeito milimétrico da laminação e compactação dos grãos no arcabouço cataclástico.

A análise petrográfica revela intervalos de arenito com laminação plano-paralela bem definida (Fig. 5.12b), afetados por bandas de deformação a uma

profundidade de 85,9 m. Essas estruturas diferem de falhas por não apresentarem superfícies planares discretas, consistindo, em vez disso, em zonas tabulares milimétricas caracterizadas por concentração localizada de esforços, o que resulta na reorganização e compactação dos grãos (Fossen e Bale, 2007). Apesar da ausência de planos contínuos bem definidos, é possível identificar rejeito normal (Fig. 5.12c) em domínios do arenito bimodal, frequentemente acompanhado por fraturamento intergranular e por quebra de grãos em escala microscópica.

5.6.2 Estruturas de baixo ângulo

As estruturas de baixo ângulo são caracterizadas por falhas horizontais ou de baixo mergulho, algumas das quais exibem estrias de escorregamento (*slickensides*), além de veios extensionais preenchidos por material carbonático secundário. Essas falhas de baixo ângulo não foram observadas nos afloramentos analisados. Entretanto, são recorrentes em testemunhos de sondagem, o que reforça a interpretação de que tais estruturas são adjacentes a condutos vulcânicos. Considera-se que a ruptura hidráulica e fluidização de estratos, geradas pela percolação de fluidos magmáticos, tenham contribuído ativamente para a imposição de campos horizontais de tensão.

Nesse contexto, foram identificados planos de falha de baixo ângulo tanto em sucessões areníticas quanto em unidades vulcanoclásticas. No primeiro caso, observam-se conjuntos de superfícies centimétricas com cinemática normal em arenitos, associadas à presença de material hidrotermal e a rejeitos limitados no arcabouço clástico (Fig. 5.13a). Associadas às falhas e bandas de deformação, também foram descritas zonas de cisalhamento horizontais. Um exemplo ocorre à profundidade de 89,0 m (BH-49), onde uma zona de cisalhamento é afetada por veios de carbonato dobrados, com plano axial orientado horizontalmente (Fig. 5.13b).

Apesar da presença de dobras, os clastos de quartzo e feldspato não apresentam evidências para deformação intracristalina. Dessa forma, interpreta-se que a deformação esteja exclusivamente associada à fluidização do meio sedimentar durante a introdução do material de alteração carbonática. Nessa zona, grãos de

quartzo alongados encontram-se orientados (Fig. 5.13c) na mesma direção de falhas subhorizontais e planos axiais dos veios dobrados.

A porção superior do arenito, entre 85,9 e 85,5 m (BH-49), apresenta acamamento sedimentar com mergulho fraco/moderado (S_0 = 15°–26°), preservando estruturas sedimentares primárias. Dentro da sucessão analisada, esse intervalo se destaca como o menos afetado por processos pós-sedimentares, encontrando-se em contato erosivo com a porção vulcanoclástica da sequência.

Em alguns casos, a deformação rúptil, inicialmente restrita a planos de fratura contínuos, deixa de ocorrer e dá lugar ao desenvolvimento de bandas de deformação extensionais. Nessas bandas, o arenito tem maior grau de compactação, cominuição e redução do tamanho de grãos (Fig. 5.13d), formando regiões tabulares de deformação com orientação horizontal bem definida. A direção do movimento nessas bandas parece fortemente controlada pela dinâmica dos fluidos confinados. É importante ressaltar que o material do arcabouço sedimentar não exibe evidências de deformação intracristalina.

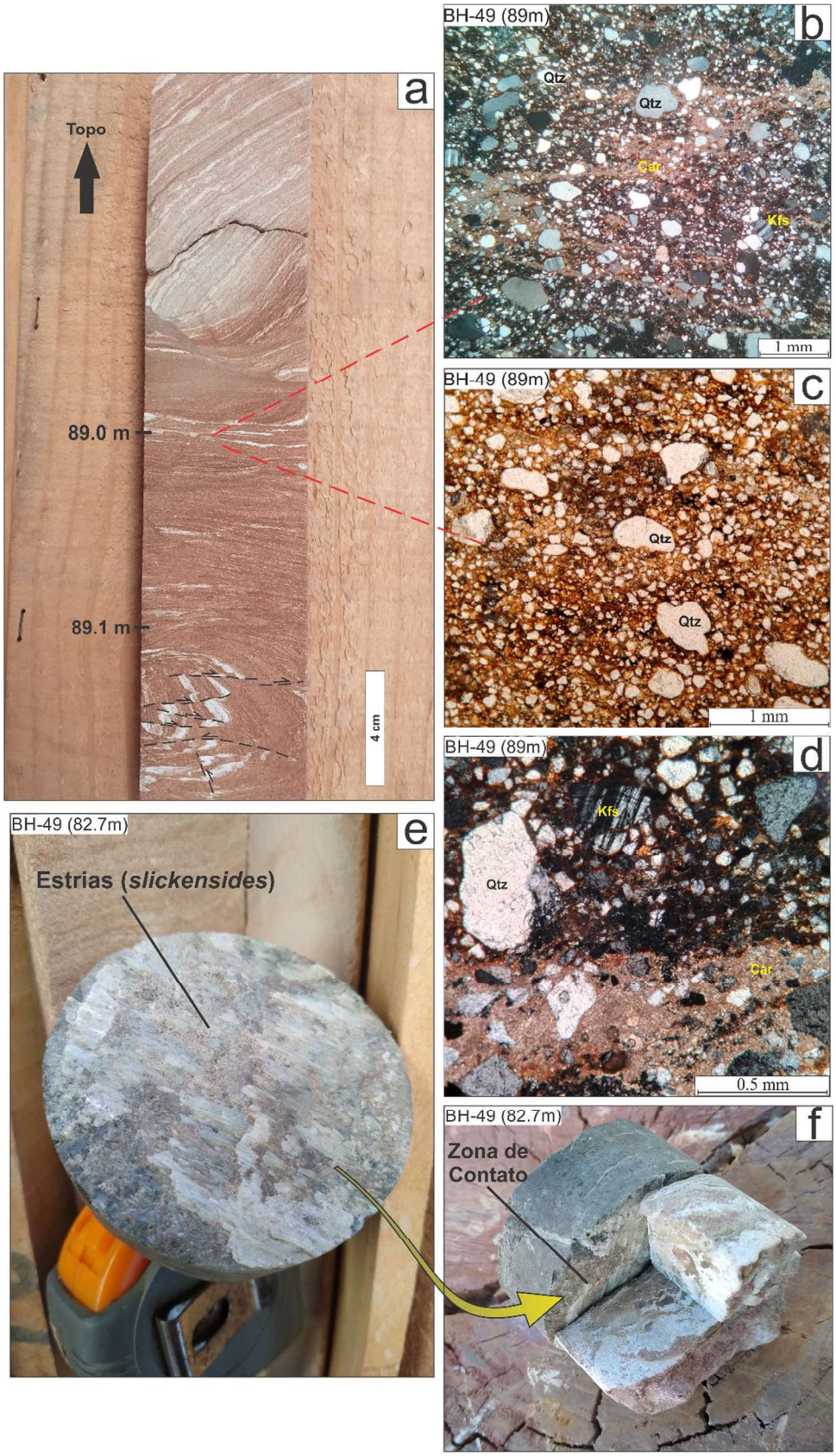


Fig. 5.13 (a) Amostra BH-49 (89 m) com falhas de baixo ângulo; (b) veios carbonáticos deformados; (c) grãos de quartzo orientados; (d) banda de deformação cataclástica preenchida por carbonato; (e–f) *slickensides* com minerais fibrosos (Franco et al., 2025).

Algumas das falhas de baixo ângulo mais expressivas são evidenciadas por estruturas de *slickenside*, nas quais ocorrem minerais secundários fibrosos (*slickenfibers*) desenvolvidos ao longo de superfícies planas (Fig. 5.13e,f).

A presença de *tension gashes*, fraturas e veios extensionais preenchidos por material carbonático foi identificada tanto em arenitos quanto em lavas. Nos arenitos, veios horizontais tendem a preencher zonas de alívio paralelas à laminação e à estratificação plano-paralela da rocha, podendo também ocorrer em conjuntos de estratificação cruzada (embora estes estejam mais frequentemente associados a estruturas de alto ângulo). Em rochas piroclásticas e lavas alcalinas, os veios ocorrem inseridos em conjuntos de fraturas paralelas.

Assim, estruturas subhorizontais de baixo ângulo, frequentemente preenchidas, são amplamente distribuídas na porção basal da sucessão vulcanoestratigráfica estudada e parecem ter se desenvolvido após a deposição e litificação dos arenitos, após a deposição de material vulcanoclástico proveniente de condutos vulcânicos mais antigos e também após, pelo menos, o primeiro evento de extravasamento de lava.

Nas rochas vulcanoclásticas, ocorrem zonas de falha de baixo ângulo, identificadas através de *slickensides* no contato entre o material vulcanoclástico e o hidrotermalito, nas profundidades de 82,7 e 82,5 m. Estruturas de *slickenside* também foram reconhecidas no contato entre a sequência vulcanoclástica e a lava kamafugítica, a aproximadamente 82,0 m, indicando deslocamento da lava sobre a superfície clástica previamente depositada.

Destaca-se, ainda, que os veios carbonáticos que permeiam a matriz de tufos apresentam orientação predominantemente horizontal. Em outras palavras, a tectônica de baixo ângulo observada na transição entre arenitos e rochas vulcânicas está invariavelmente associada a alterações carbonáticas e à precipitação de minerais secundários.

5.7 Interpretação das análises geológicas

As estruturas superficiais e subsuperficiais observadas na área de estudo registram a evolução de um sistema vulcano-sedimentar saturado em carbonatos, submetido a sobrepressão e fortemente influenciado por vias de percolação de fluidos. Nesse contexto, a desgaseificação e liberação de voláteis modificaram tanto o estado de tensões locais quanto a arquitetura deposicional pré-existente (Mittal e Richards, 2019). A deformação é particularmente bem desenvolvida no contato entre as camadas vulcânicas basais e o topo dos arenitos do Gr. Areado, onde foram observadas falhas extensionais de alto e baixo ângulo, dobras de arrasto com componentes transtensivas e estratos siliciclásticos inclinados.

Falhas de alto ângulo mapeadas em escala de afloramento concentram-se preferencialmente próximas ao contato com as rochas vulcânicas, enquanto, em testemunhos de sondagem, bandas de deformação tabulares centimétricas estão associadas ao fraturamento hidráulico e ao deslocamento ao longo de falhas e bandas de deformação. Essas estruturas são compatíveis com processos de despressurização associados à rápida ascensão do magma e desenvolvimento de microfraturas (Wright e Weinberg, 2009; Lavallée et al., 2013). Falhas normais subhorizontais identificadas em subsuperfície rasa são interpretadas como resultado da expansão lateral do sistema sob pressão.

Greenfield et al. (2022) e Papazachos et al. (2025) descrevem em ambientes modernos, a nucleação de múltiplos focos de atividade sísmica de baixa intensidade anteriormente a grandes erupões vulcâncias. O desenvolvimento de estruturas deformacionais é recorrente nestas situações, iniciando-se por efeito da instabilidade sísmica pré-eruptiva e intensificando-se durante a erupção. Conforme sugerido nestes estudos, eventos sísmicos relacionados à desgaseificação magmática, influxo de fluidos e fraturamento hidráulico são possíveis causas para a ocorrência e registro destes tremores. Ademais, modelos numéricos indicam que a migração de fluidos magmáticos e hidrotermais ao longo de condutos favorece o desenvolvimento de falhamento por cisalhamento, intrusão de diques e, decorrentemente, aumento da sismicidade (Feuillet et al., 2006; Thomas e Neuberg, 2012; Seropian et al., 2021).

A forma de ocorrência das estruturas deformacionais na área investigada tem forte associação com os processos de degaseificação, percolação de fluidos e fraturamento descritos para sistemas vulcânicos ativos. A ocorrência de sismos de baixa intensidade no sistema kamafugítico, ocasionados pela rápida ascenção e exsolução de fases enriquecidas em CO_2 e outros fluidos, provavelmente resultaram nas estruturas rúpteis observadas, dentre elas, as falhas de alto ângulo, bandas de deformação e clastos de arenito rotacionados.

A ocorrência de estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados (SSDs), recém depositados, reforça ainda mais a ideia de deformação induzida por atividade sísmica. Alterações significativas no nível freático, junto à desestabilização de talúdes e estratos horizontais, poderiam resultar na liquefação e deformação dos sedimentos, gerando estruturas de escorregamento (*slumps*), diques clásticos, pseudonódulos e estruturas em chama (Owen et al., 2011; Vitale et al., 2019).

As falhas de baixo ângulo (*creeping faults)*, por sua vez, estariam associadas ao mecanismo de expansão lateral. Este processo depende de um regime de tensões horizontais, que é incomum a maior parte dos sistemas vulcânicos, onde predominam esforços verticais. Em casos específicos, contudo, a exsolução de fluidos magmáticos, seguida do aumento da pressão de confinamento, possibilita a ocorrência de expnsão. No caso estudado, este mecanismo estaria ainda condicionado ao preenchimento das zonas de fratura subhorizontais por material carbonático exsolvido, o qual teria facilitado o deslocamento relativo entre os blocos de falha superior e inferior. Essa dinâmica é registrada pelas estrias de escorregamento (*slickensides*) presentes em veios de preenchimento destas falhas.

Fluidos de baixa viscosidade atuam como lubrificantes mecânicos, reduzindo o atrito interno e facilitando o deslizamento entre blocos de rocha, mecanismo, este, compatível com o desenvolvimento das falhas subhorizontais. Este estitilo de deformação foi documentado no cinturão orogênico dos Apeninos (Itália), onde a redução de atrito gerado pela cristalização da calcita favoreceu o deslizamento (*creeping*) em planos de falha (Novellino et al., 2015). Essas estruturas registram deformação controlada por componentes de tensão lateral, diretamente relacionados à desgaseificação, que facilitariam a migração dos fluidos exsolvidos em planos do acamamento sedimentar e outras estruturas ou descontinuidades pré-existentes.

Nesse contexto, a deformação rúptil ocorreu simultaneamente à percolação de fluidos hidrotermais nas rochas vulcânicas e sedimentares. A deformação foi facilitada e, possivelmente, intensificada pela presença de fluidos ricos em carbonato, que atuaram como lubrificantes ao longo de zonas de falha e bandas de deformação (Tibaldi e Groppelli, 2002; Cornelio et al., 2019). Experimentos laboratoriais demonstram que fluidos viscosos reduzem os coeficientes de atrito estático, promovendo a ativação de falhas e o creep durante eventos sísmicos (Di Toro et al., 2011; Cornelio et al., 2019), em concordância com evidências de campo documentadas no Monte Etna (Tibaldi e Groppelli, 2002). A rápida exsolução de CO_2 durante a ascensão do magma favoreceu uma circulação hidrotermal intensa, evidenciada por veios preenchidos por calcita e vesículas, além do enriquecimento carbonático em arenitos.

Entretanto, a alteração hidrotermal não se restringe à sucessão vulcano-sedimentar. Regiões do embasamento também foram afetadas por veios carbonáticos e *tension gashes*, sugerindo que fluidos ricos em carbonato circularam também fora das fissuras vulcânicas. Embora uma fonte distal envolvendo a dissolução de unidades carbonáticas, como a Formação Lagoa do Jacaré (Grupo Bambuí), tenha sido proposta para outros contextos geológicos (Di Stefano et al., 2018; Lustrino et al., 2020), não foram observadas evidências de assimilação de carbonatos neste estudo, tais como as superfícies de corrosão, frentes de dissolução ou presença de materiais insolúveis residuais.

A ausência de texturas de dissolução, aliada à natureza geneticamente carbonática dos magmas kamafugíticos, sustenta a interpretação de que o próprio magma foi a principal fonte dos fluidos responsáveis pela alteração hidrotermal. A geração desses fluidos tem sido atribuída à imiscibilidade entre líquidos kamafugíticos e carbonatíticos (Junqueira-Brod et al., 2005), processo favorecido pela diminuição da solubilidade de voláteis durante a ascensão e já documentado em outras províncias, como a Província Magmática dos Apeninos (Stoppa et al., 2005; Martin et al., 2012). Na APIP, a ocorrência de assembleias de xenólitos ultramáficos em outras porções da província (Brod et al., 2000; Barbosa et al., 2012a, Barbosa et al., 2012b) reforça a interpretação de um sistema magmático alcalino-carbonatítico rico em CO_2.

Capítulo 6

Integração Geofísica e Modelo Geológico do Sistema Kamafugítico

6.1 Integração dos dados geofísicos e assinatura geoelétrica do sistema

A integração dos dados audiomagnetotelúricos (AMT), magnetométricos e sísmicos, associada às observações geológicas de campo, à análise de testemunhos de sondagem, petrografia e informações químicas, permitiu a construção de um modelo geológico consistente para o sistema vulcano-sedimentar consolidado no Cretáceo Superior. Diferentemente de abordagens baseadas na análise isolada de cada método, a interpretação integrada evidencia relações diretas entre processos magmáticos, deformacionais e supergênicos. Nesse contexto, as assinaturas geofísicas observadas não são interpretadas apenas como contrastes físicos, mas também como expressões diretas da dinâmica geológica.

O modelo geoelétrico obtido a partir da inversão tridimensional dos dados AMT evidencia a presença de zonas condutivas bem definidas, com valores de resistividade entre 1 e 100 Ω·m, distribuídas principalmente na porção central da área e apresentando geometria predominantemente subvertical e continuidade em profundidade. Essas feições contrastam com o meio encaixante mais resistivo, com valores típicos entre 500 e 1000 Ω·m, associados aos arenitos da FTB (Grupo Areado) e, possivelmente, a porções do embasamento do Grupo Bambuí. A sobreposição parcial dos valores de resistividade dessas unidades reforça a necessidade de integração com dados geológicos. Observa-se, ainda, que as zonas condutivas tendem a apresentar um leve aumento de resistividade com a profundidade, o que pode refletir variações na porosidade, na conectividade de fraturas e no grau de alteração mineralógica.

Em sistemas vulcânicos antigos e já estabilizados, como o aqui estudado, a condutividade elétrica não é controlada por efeitos térmicos, mas, principalmente, pela presença de fluidos, pela estruturação e pela alteração das rochas. Nesse

sentido, os baixos valores de resistividade observados são interpretados como resultado da percolação de água meteórica, incluindo a circulação subterrânea ao longo de zonas de fraqueza previamente estabelecidas no sistema. Essas zonas correspondem a estruturas geradas durante a ascensão magmática e aos processos associados de deformação rúptil-dúctil, incluindo o fraturamento hidráulico induzido por sobrepressão de fluidos.

A presença de fluidos nessas regiões promove um aumento significativo da condutividade elétrica, especialmente quando associada à elevada conectividade de fraturas, ao aumento da porosidade secundária e à presença de soluções aquosas com íons dissolvidos. Adicionalmente, a alteração intempérica e hidrotermal das rochas kamafugíticas contribui para a redução da resistividade, sobretudo pela formação de minerais secundários, como argilominerais, que apresentam elevada capacidade de condução elétrica. Dessa forma, as zonas condutivas identificadas no modelo AMT são interpretadas como regiões estruturalmente controladas na percolação de fluidos meteóricos, associadas a zonas de fraqueza herdadas da dinâmica magmática.

A presença simultânea de água intersticial e argilominerais tende a aumentar significativamente a condutividade elétrica do meio (Kriaa et al., 2014). Esse comportamento está principalmente relacionado à elevada capacidade de troca catiônica inerente a esses minerais. Em outras palavras, a retenção de cátions nos espaços interlamelares das folhas ricas em Si e Al promove o acúmulo de cargas negativas nas superfícies dos grãos minerais. Cargas livres presentes no fluido aquoso podem, então, interagir eletricamente com os argilominerais, contribuindo para processos de condução superficial (Dentith and Mudge, 2014). Esse fenômeno é particularmente comum em ambientes hidrotermalmente ativos, onde a neoformação de argilominerais associada a processos de alteração mineralógica em altas temperaturas (Ussher et al., 2000; Muñoz, 2013) tende a reduzir localmente a resistividade do meio.

O estudo realizado por Rizzello et al. (2021) fornece um exemplo claro dessa dinâmica, no qual zonas de alta permeabilidade caracterizadas por alteração argílica e enriquecimento em esmectita deram origem a anomalias condutivas rasas. O mesmo estudo ainda demonstra que sistemas afetados pela ascensão de fases

fluidas magmáticas, acompanhadas por degaseificação magmática, podem gerar feições eletricamente condutivas de geometria vertical.

A origem desses minerais de alteração, portanto, pode não estar exclusivamente relacionada a processos de alteração supergênica, mas também a complexos processos de alteração hidrotermal pervasiva associados ao vulcanismo (Vidal et al., 2023), capazes de gerar paragêneses minerais específicas que podem se concentrar localmente ao longo de zonas de fratura, onde ocorreu percolação efetiva de fluidos magmáticos quentes. Dessa forma, conforme demonstrado por estudos recentes (Armadillo et al., 2020; Rizzello et al., 2022), zonas hidrotermais afetadas por processos tectônicos podem apresentar forte controle estrutural sobre o desenvolvimento de zonas de alteração argílica e, consequentemente, sobre a ocorrência de anomalias de baixa resistividade elétrica.

6.2 Controle estrutural e integração geológica-geofísica

A integração com os dados geológicos reforça de forma consistente a interpretação geoelétrica proposta. Nos testemunhos de sondagem, observam-se estruturas como falhas normais, bandas de deformação, fraturamento hidráulico, clastos rotacionados e estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados, indicando deformação sob condições de sobrepressão de fluidos. Essas feições estruturais frequentemente estão associadas à carbonatação e ao preenchimento de fraturas por minerais secundários, o que evidencia a circulação de fluidos por essas zonas.

A coincidência espacial entre essas estruturas e as anomalias condutivas indica que tais regiões representam zonas de alta permeabilidade, inicialmente geradas durante a atividade magmática e posteriormente reativadas como caminhos preferenciais para a infiltração de água meteórica. Assim, as estruturas geológicas não apenas registram a dinâmica deformacional associada à ascensão magmática, mas também controlam a distribuição atual das propriedades geoelétricas do sistema.

Os dados magnetométricos apresentam forte correlação espacial com as zonas condutivas identificadas no modelo AMT, indicando um controle comum associado à presença de corpos ígneos alcalinos. No entanto, essa associação não implica que os corpos ígneos sejam diretamente responsáveis pelas anomalias condutivas, mas sim que os processos magmáticos controlaram a formação das estruturas que, posteriormente, passaram a atuar como zonas de circulação de fluidos. Dessa forma, as anomalias magnéticas refletem a presença de materiais ígneos, enquanto as anomalias geoelétricas destacam as zonas alteradas e hidratadas associadas a esses corpos.

A análise sísmica complementa essa interpretação ao revelar a presença de uma estrutura de grande porte, de geometria aproximadamente cônica, interpretada como um conduto vulcânico principal. A partir dessa estrutura principal, infere-se a existência de um sistema ramificado de *pipes* e *plugs* secundários, que controlaram tanto a distribuição da deformação quanto a circulação de fluidos. As evidências sugerem que o sistema não é composto por um único conduto, mas por múltiplos caminhos de ascensão magmática distribuídos na área.

6.3 Modelo evolutivo do sistema vulcano-sedimentar

Com base na integração dos dados geofísicos e geológicos, propõe-se um modelo evolutivo (Fig. 6.1) para o sistema kamafugítico, estruturado em estágios cronológicos que refletem a transição entre processos magmáticos, hidrotermais e supergênicos:

- No estágio inicial, a bacia encontra-se estável, com estratificação horizontal (Fig. 6.1a) em arenitos eólicos depositados sobre rochas metassedimentares neoproterozóicas.
- Ascensão magmática: Magmas kamafugíticos ricos em voláteis ascendem pela crosta, formando um conduto principal e estruturas associadas, como diques, plugs e zonas de fraturamento.
- Deformação e geração de zonas de fraqueza: A exsolução de voláteis durante a ascensão magmática (Fig. 6.1b) gera sobrepressão dos fluidos, promovendo fraturamento hidráulico e deformação complexa nas rochas encaixantes. Nesse estágio, desenvolvem-se falhas, bandas de deformação e redes de fraturas interconectadas, responsáveis pela formação de zonas de alta permeabilidade.
- Circulação hidrotermal inicial: Durante e imediatamente após a atividade magmática, ocorre a circulação de fluidos hidrotermais, promovendo a carbonatação, o preenchimento de fraturas e a alteração mineralógica inicial das rochas.
- Percolação meteórica e alteração supergênica: Após o resfriamento do sistema, as estruturas previamente formadas passam a atuar como caminhos preferenciais para infiltração de água meteórica (Fig. 6.1c). A circulação contínua desses fluidos promove alterações intempéricas das rochas kamafugíticas, a formação de argilominerais, o aumento da porosidade e da conectividade hidráulica e, consequentemente, a redução da resistividade elétrica.
- Sistema fossilizado com assinatura geoelétrica preservada: O sistema evolui para um estado estável, no qual as anomalias geoelétricas refletem principalmente a distribuição de zonas alteradas e saturadas por fluidos, preservando a arquitetura estrutural herdada da dinâmica magmática.

Nesse contexto, as anomalias condutivas devem ser interpretadas como indicadores indiretos da arquitetura estrutural do sistema magmático. Além disso, os resultados obtidos possuem implicações relevantes do ponto de vista geológico e aplicado, evidenciando um sistema magmático complexo, com potencial interesse econômico associado à alteração de rochas kamafugíticas como fonte de remineralizadores para uso agrícola e à ocorrência de mineralizações típicas de sistemas alcalinos, como bauxita e, talvez, até mesmo terras raras ou outros minerais estratégicos.

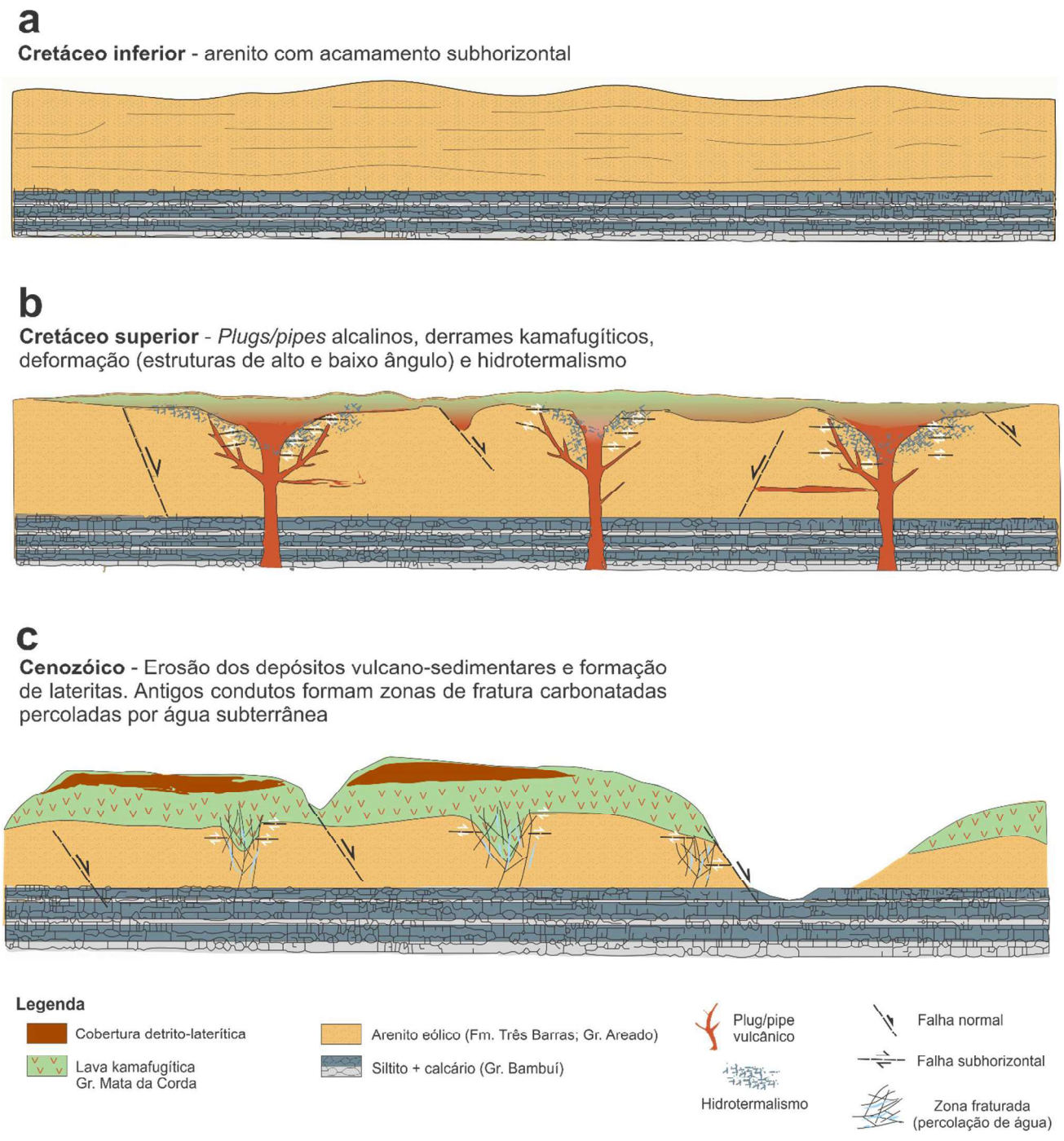


Fig. 6.1 Modelo evolutivo da área de estudo: (a) Arenito eólico da FTB com estratos horizontais, durante o Cretáceo inferior; (b) *pipes*/*plugs* vulcânicos com ascenção de magma alcalino e, na superfície, derrames de lava kamafugítica. Falhas de alto e baixo ângulo formam-se nesse estágio, além de zonas de intenso hidrotermalismo, próximo aos condutos. Fase associada ao Cretáceo superior; (c) configuração atual, com evolução cdurante o Cenzóico, onde predominam processos supergêncos, com a formação de lateritas, alteração da rocha vulcânica e erosão de toda a sucessão. No caso, água subterrânea e meteórica passa a fluir por zonas de fraturas hidrotermalisadas, correposndente à antigos condutos magmáticos.

Capítulo 7

Conclusões

Com base na integração dos dados, foi possível propor um modelo geológico consistente para a área de estudo, caracterizado por um sistema vulcânico composto por múltiplos centros de emissão. Esse sistema inclui um conduto principal, identificado na sísmica, e diversos condutos secundários, representados por anomalias condutivas, interpretadas como *pipes* ou *plugs* associados à ascensão magmática.

As zonas condutivas refletem regiões fraturadas e alteradas, associadas à circulação de fluidos hidrotermais, enquanto as zonas resistivas correspondem às unidades sedimentares e ao embasamento. A distribuição dessas feições indica um forte controle estrutural e paleogeográfico, com concentração de material vulcânico em paleodepressões. A evolução do sistema envolve uma fase magmática, com formação de condutos e derrames, seguida por uma fase hidrotermal, marcada pela circulação de fluidos e pela alteração mineralógica, e por uma fase pós-magmatismo, caracterizada por resfriamento, intemperismo e desenvolvimento de porosidade secundária.

Os resultados evidenciam um sistema de arquitetura complexa e multiescalar, com um volume significativo de material vulcânico em subsuperfície (~2,34 km³). Do ponto de vista científico, o estudo demonstra a eficácia da integração geofísica-geológica na caracterização de sistemas vulcânicos antigos. Do ponto de vista aplicado, destaca-se o potencial dos kamafugitos como fonte alternativa de nutrientes para uso agrícola, contribuindo para o desenvolvimento de soluções mais sustentáveis.

Referências

Alkmim, F. F., and Martins-Neto, M. A. 2012. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. Marine and petroleum Geology, 33(1), 127-139. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.08.011

Almeida, F. D., Hasui, Y., Brito Neves, B. D., Fuck, R. A., 1977. Províncias estruturais brasileiras. Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, 363-391.

Alumbaugh, D. L., and Newman, G. A., 2000. Image appraisal for 2-D and 3-D electromagnetic inversion. Geophysics, 65(5), 1455-1467. https://doi.org/10.1190/1.1444834

Alves, A. O., Padilha, A. L., Fontes, S. L., Rocha, N. S., Benevides, A. S., dos Santos Matos, A. C. L., Chaves, C. A. M., Meju, M. A., La Terra, E. F., 2026. 3D magnetotelluric and multigeophysical constraints on the tectonic evolution of the Ribeira Orogen (Southeastern Brazil). Precambrian Research, 437, 108047. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2026.108047

Araujo, A., Carlson, R. W., Gaspar, J. C., Bizzi, L. A., 2001. Petrology of kamafugites and kimberlites from the Alto Paranaiba alkaline province, Minas Gerais, Brazil. Contributions to Mineralogy and Petrology, 142(2), 163-177. https://doi.org/10.1007/s004100100280

Araujo, D. A. O., dos Santos Corrêa, J., Rodrigues, A. C. P. S., and Rodrigues, T. T. M. S., 2024. Morfometria de Bananeira Nanica em seu primeiro ciclo vegetativo: efeitos da adubação com pó de rocha de diferentes origens. Peer Review, 6(9), 152-165. https://doi.org/10.53660/PRW-2118-3912

Archie, G, 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. Transactions of the AIME, 146(1), 54–62.

Armadillo, E., Rizzello, D., Pasqua, C., Pisani, P., Ghirotto, A., Kabaka, K., Mnjokava, T., Mwano, J., Didas, M., Tumbu, L., 2020. Geophysical constraints on the Luhoi (Tanzania) geothermal conceptual model. Geothermics, 87, 101875. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2020.101875

Azzone, R. G., Pearson, D. G., Sarkar, C., Chmyz, L., Shibata, C. S. V., Luo, Y., Ruberti, E., 2022. Tracking crustal assimilation processes in kimberlites from the Alto Paranaíba Igneous Province, Brazil: Petrographic and geochemical controls and the role of perovskites. Lithos, 432, 106888. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106888

Barbosa, E. S. R., Brod, J. A., de Oliveira Cordeiro, P. F., Junqueira-Brod, T. C., 2012. Variações composicionais de olivinas do complexo alcalino-carbonatítico de Salitre, MG. Brazilian Journal of Geology, 42(4), 729-743. https://doi.org/10.5327/Z0375-75362012000400006

Barbosa, E. S. R., Brod, J. A., Junqueira-Brod, T. C., Dantas, E. L., de Oliveira Cordeiro, P. F., Gomide, C. S., 2012. Bebedourite from its type area (Salitre I complex): A key petrogenetic series in the Late-Cretaceous Alto Paranaíba kamafugite–carbonatite–phoscorite association, central Brazil. Lithos, 144, 56-72. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.04.013

Barcelona, H., Favetto, A., Peri, V. G., Pomposiello, C., Ungarelli, C., 2013. The potential of audiomagnetotellurics in the study of geothermal fields: a case study from the northern segment of the La Candelaria Range, northwestern Argentina. Journal of Applied Geophysics, 88, 83-93. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2012.10.004

Basokur, A. T., Rasmussen, T. M., Kaya, C., Altun, Y., Aktas, K., 1997. Comparison of induced polarization and controlled-source audio-magnetotellurics methods for massive chalcopyrite exploration in a volcanic area. Geophysics, 62(4), 1087-1096. https://doi.org/10.1190/1.1444209

Batezelli, A., and Ladeira, F. S. B., 2016. Stratigraphic framework and evolution of the Cretaceous continental sequences of the Bauru, Sanfranciscana, and Parecis basins, Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 65, 1-24. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.11.005

Beltran, G. R., La Terra, E. F., Panetto, L. P., Seillé, H., 2025. Magnetotelluric imaging of the Parnaíba Basin: Implications to the West Gondwana formation. Tectonophysics, 909, 230777. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2025.230777

Benevides, A. S., Meju, M. A., Fontes, S. L., Maurya, V. P., Meqbel, N. M., Ribeiro, P. L., La Terra, E. F., 2024. Deep structure of the Santos Basin, offshore Brazil from 3D inversion of magnetotelluric data. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 129(2), e2023JB027329. https://doi.org/10.1029/2023JB027329

Berdichevsky, M. N., 1999. Marginal notes on magnetotellurics. Surveys in Geophysics, 20(3), 341-375. https://doi.org/10.1023/A:1006645715819

Berdichevsky, M. N., and Dmitriev, V. I., 2002. Magnetotellurics in the context of the theory of ill-posed problems. Society of Exploration Geophysicists. https://doi.org/10.1190/1.9781560802068.fm

Bologna, M. S., Padilha, A. L., Vitorello, Í., Pádua, M. B., 2011. Signatures of continental collisions and magmatic activity in central Brazil as indicated by a magnetotelluric profile across distinct tectonic provinces. Precambrian Research, 185(1-2), 55-64. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.12.003

Booker, J. R., 2014. The magnetotelluric phase tensor: a critical review. Surveys in Geophysics, 35(1), 7-40. https://doi.org/10.1007/s10712-013-9234-2

Brod, J. A., Gibson, S. A., Thompson, R. N., Junqueira-Brod, T. C., Seer, H. J., Moraes, L. D., Boaventura, G. R., 2000. The kamafugite-carbonatite association in the Alto Paranaíba Igneous Province (APIP) southeastern Brazil. Revista Brasileira de Geociências, 30(3), 408-412. https://doi.org/10.25249/0375-7536.2000303408412

Byron, M. J., 2000. Physical Volcanology and Lithogeochemistry of the Mata da Corda Formation, Minas Gerais, Brazil (pp. 4474-4474). National Library of Canada. Bibliothèque nationale du Canada, Ottawa.

Cabral, V. C., Mescolotti, P. C., Varejão, F. G., 2021. Sedimentary facies and depositional model of the Lower Cretaceous Quiricó Formation (Sanfranciscana Basin, Brazil) and their implication for the occurrence of vertebrate fauna at the Coração de Jesus region. Journal of South American Earth Sciences, 112, 103632. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103632

Cagniard, L., 1953. Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. Geophysics, 18(3), 605-635. https://doi.org/10.1190/1.1437915

Caldwell, T. G., Bibby, H. M., Brown, C., 2004. The magnetotelluric phase tensor. Geophysical Journal International, 158(2), 457-469. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02281.x

Campos, J. E. G., e Dardenne, M. A., 1997. Estratigrafia e sedimentação da Bacia Sanfranciscana: uma revisão. Revista Brasileira de Geociências, 27(3), 269-282. https://doi.org/10.25249/0375-7536.1997269282

Cardoso, A. R., Basilici, G., Mesquita, Á. F., 2024. The Cretaceous palaeodesert of the Sanfranciscana Basin (SE Brazil): a key record to track dissolved evaporites in the West Gondwana. Cretaceous Research, 155, 105788. https://doi.org/10.1016/j.cretres.2023.105788

Carvalho, L. M. M., Pires, A. C. B., Vidotti, R. M., 2015. Phosphate Prospection in the Alkaline Province of Alto Do Paranaíba, Brazil, Based on Airborne Geophysical Data. Brazilian Journal of Geophysics, 33(2), 237-249. http://dx.doi.org/10.22564/rbgf.v33i2.717

Carvalho, I. C., and Kattah, S., 2024. The Dinosaur Footprints in the Cretaceous Aeolian Deposits of Sanfranciscana Basin. In Dinosaur Tracks of Mesozoic Basins in Brazil: Impact of Paleoenvironmental and Paleoclimatic Changes (pp. 123-145). Cham: Springer Nature Switzerland. https://doi.org/10.1007/978-3-031-56355-3_5

Carvalho, J. R. D., Alves, T. N., Cardoso, A. I. I., Sá, J. M. D., Vieites, R. L., Souza, E. P. D., Santos, C. A., Ávila, J., and Sousa, R. L. D., 2025. Phosphate Fertilizer Doses in Carrot Production in an Organic System. Brazilian Archives of Biology and Technology, 68, e25240742. https://doi.org/10.1590/1678-4324-2025240742

Chandrasekhar, E., Fontes, S. L., Flexor, J. M., Rajaram, M., Anand, S. P., 2009. Magnetotelluric and aeromagnetic investigations for assessment of groundwater resources in Parnaiba basin in Piaui State of North-East Brazil.

Journal of Applied Geophysics, 68(2), 269-281. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2008.12.001

Chave, A. D., and Jones, A. G., 2012. The magnetotelluric method: Theory and practice. Cambridge University Press.

Chayka, I. F., Sobolev, A. V., Izokh, A. E., Batanova, V. G., Krasheninnikov, S. P., Chervyakovskaya, M. V., Kontonikas-Charos, A., Kutyrev, A. V., Lobastov, B. M., Chervyakovskiy, V. S., 2020. Fingerprints of Kamafugite-like magmas in Mesozoic lamproites of the Aldan Shield: Evidence from olivine and olivine-hosted inclusions. Minerals, 10(4), 337. https://doi.org/10.3390/min10040337

Conceição, F. T., Vasconcelos, P. M., Godoy, L. H., Navarro, G. R., 2020. 40Ar/39Ar geochronological evidence for multiple magmatic events during the emplacement of Tapira alkaline-carbonatite complex, Minas Gerais, Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 97, 102416. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102416

Conley, D. J., Paerl, H. W., Howarth, R. W., Boesch, D. F., Seitzinger, S. P., Havens, K. E., Lancelot, C., Likens, G. E., 2009. Controlling eutrophication: nitrogen and phosphorus. Science, 323(5917), 1014-1015. https://doi.org/10.1126/science.1167755

Constable, C., and Constable, S., 2023. A grand spectrum of the geomagnetic field. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 344, 107090. https://doi.org/10.1016/j.pepi.2023.107090

Cornelio, C., Spagnuolo, E., Di Toro, G., Nielsen, S., Violay, M., 2019. Mechanical behavior of fluid-lubricated faults. Nature Communications, 10(1), 1274. https://doi.org/10.1038/s41467-019-09293-9

Courteaud, M., Ritz, M., Robineau, B., Join, J. L., Coudray, J., 1997. New geological and hydrogeological implications of the resistivity distribution inferred from audiomagnetotellurics over La Fournaise young shield volcano (Reunion

Island). Journal of Hydrology, 203(1-4), 93-100. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00090-5

Cox, D. R., Newton, A. M., and Huuse, M., 2020. An introduction to seismic reflection data: Acquisition, processing and interpretation. In Regional geology and tectonics (pp. 571-603). Elsevier. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-64134-2.00020-1

Cowan, D. R., Tompkins, L. A., Cowan, S., 2000. Screening kimberlite magnetic anomalies in magnetically active areas. Exploration Geophysics, 31(1-2), 66-72. https://doi.org/10.1071/EG00066

Dardenne, M. A., 1981. Os grupos Paranoá e Bambuí na Faixa Dobrada Brasília. In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas faixas marginais. Salvador, 1981. Salvador, SBG/BA. p.140-156.

Dentith, M., and Mudge, S. T., 2014. Geophysics for the mineral exploration geoscientist. Cambridge University Press.

Darling, T., 2005. Well logging and formation evaluation. Elsevier.

Di Stefano, F., Mollo, S., Scarlato, P., Nazzari, M., Bachmann, O., Caruso, M., 2018. Olivine compositional changes in primitive magmatic skarn environments: A reassessment of divalent cation partitioning models to quantify the effect of carbonate assimilation. Lithos, 316, 104-121. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.07.008

Di Toro, G., Han, R., Hirose, T., De Paola, N., Nielsen, S., Mizoguchi, K., Ferri, F., Cocco, M., Shimamoto, T., 2011. Fault lubrication during earthquakes. Nature, 471(7339), 494-498. https://doi.org/10.1038/nature09838

Do Carmo, D. A., Tomassi, H. Z., De Oliveira, S. B. S. G., 2004. Taxonomia e distribuição estratigráfica dos ostracodes da Formação Quiricó, Grupo Areado (Cretáceo inferior), bacia Sanfranciscana, Brasil. Revista Brasileira de Paleontologia, 7(2), 139-149.

Doll, H. G., 1951. The Laterolog: A new resistivity logging method with electrodes using an automatic focusing system. Journal of petroleum technology, 3(11), 305-316. https://doi.org/10.2118/951305-G

Egbert, G. D., and Booker, J. R., 1986. Robust estimation of geomagnetic transfer functions. Geophysical Journal International, 87(1), 173-194. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1986.tb04552.x

Egbert, G. D., 1997. Robust multiple-station magnetotelluric data processing. Geophysical Journal International, 130(2), 475-496. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997.tb05663.x

Egbert, G. D., and Kelbert, A., 2012. Computational recipes for electromagnetic inverse problems. Geophysical Journal International, 189(1), 251-267. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05347.x

Fernandes, A. F., Karfunkel, J., Hoover, D. B., Sgarbi, G. N. C., Walde, D., Gomes, J., Kambrock, K., 2014. The basal conglomerate of the Capacete Formation (Mata da Corda Group) and its relation to diamond distributions in Coromandel, Minas Gerais state, Brazil. Brazilian Journal of Geology, 44(1), 91-103. https://doi.org/10.5327/Z2317-4889201400010008

Fernandes, P. R., Tommasi, A., Vauchez, A., Neves, S. P., Nannini, F., 2021. The São Francisco cratonic root beneath the Neoproterozoic Brasilia belt (Brazil): Petrophysical data from kimberlite xenoliths. Tectonophysics, 816, 229011. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.229011

Feuillet, N., Cocco, M., Musumeci, C., Nostro, C., 2006. Stress interaction between seismic and volcanic activity at Mt Etna. Geophysical Journal International, 164(3), 697-718. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02824.x

Fossen, H., and Bale, A., 2007. Deformation bands and their influence on fluid flow. AAPG bulletin, 91(12), 1685-1700. https://doi.org/10.1306/07300706146

Fossen, H., 2016. Structural geology. Cambridge university press.

Fragoso, D. G. C., Uhlein, A., Sanglard, J. C. D., Suckau, G. L., Guerzoni, H. T. G., Faria, P. H., 2011a. Geologia dos grupos Bambuí, Areado e Mata da Corda na folha Presidente Olegário (1: 100.000), MG: registro deposicional do Neoproterozoico ao Neocretáceo da Bacia do São Francisco. Geonomos. https://doi.org/10.18285/geonomos.v19i1.60

Fragoso, D. G. C., Suckau, G. L., Guerzoni, H. T. G., Sanglard, J. C. D., Faria, P. H., Uhlein, A., 2011b. Mapa Geológico Folha Presidente Olegário – SE.23-Y-B-I. Escala 1:100.000, Projeto do Alto Parnaíba, CODEMIG-UFMG/CPRM.

Franco, L. M., Tupinambá, M., La Terra, E. F., Panetto, L. P., Azzone, R. G., 2025. Degassing-driven seismicity and deformation: Evidence from the Cretaceous Alto Paranaíba Igneous Province, southeastern Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 105935. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2025.105935

Franke, D., 2013. Rifting, lithosphere breakup and volcanism: Comparison of magma-poor and volcanic rifted margins. Marine and Petroleum geology, 43, 63-87. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.11.003

Freitas, V. A., Prinzhofer, A., Françolin, J. B., Ferreira, F. J. F., Moretti, I., 2024. Natural hydrogen system evaluation in the São Francisco Basin (Brazil). Science and Technology for Energy Transition, 79, 95. https://doi.org/10.2516/stet/2024091

Féboli, W. L., Ribeiro, J. H., 2013. Mapa Geológico Folha Patos de Minas - SE.23-Y-A-VI. Escala 1:100.000, CPRM.

Ferreira, C. C. B., Rosanova, C., Barbosa, J. M., de Oliveira Lima, S., 2024. Caracterização Química por Meio do Uso de Remineralizador em Solos do Tocantins. Revista Multidisciplinar do Nordeste Mineiro, 7(1). https://doi.org/10.61164/rmnm.v7i1.2614

Flude, S., Warr, O., Magalhães, N., Bordmann, V., Fleury, J. M., Reis, H., ... Ballentine, C. J., 2025. Generation, migration and accumulation of natural hydrogen and helium in the intracratonic São Francisco Basin, eastern Brazil: implications for

the understanding and exploration of natural H2 systems. Geoenergy, 3(1), xgeoenergy2024-042. https://doi.org/10.1144/geoenergy2024-042

Foley, S., Venturelli, G., Green, D. H., Toscani, L., 1987. The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. Earth-Science Reviews, 24(2), 81-134. https://doi.org/10.1016/0012-8252(87)90001-8

Garcia, X., and Jones, A. G., 2002. Atmospheric sources for audio-magnetotelluric (AMT) sounding. Geophysics, 67(2), 448-458. https://doi.org/10.1190/1.1468604

Garcia, X., and Jones, A. G., 2008. Robust processing of magnetotelluric data in the AMT dead band using the continuous wavelet transform. Geophysics, 73(6), F223-F234. https://doi.org/10.1190/1.2987375

Ghalati, F. H., Craven, J. A., Motazedian, D., Grasby, S. E., Roots, E., Tschirhart, V., Chen, Z., Liu, X., 2023. Analysis of fluid flow pathways in the Mount Meager Volcanic Complex, southwestern Canada, Utilizing AMT and petrophysical data. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 24(3), e2022GC010814. https://doi.org/10.1029/2022GC010814

Gibson, S. A., Thompson, R. N., Leonardos, O. H., Dickin, A. P., Mitchell, J. G.. 1995. The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil. Journal of Petrology, 36(1), 189-229. https://doi.org/10.1093/petrology/36.1.189

Gomide, C. S., Brod, J. A., Vieira, L. C., Junqueira-Brod, T. C., Petrinovic, I. A., Santos, R. V., Barbosa, E. S. R., Mancini, L. H., 2016. Stable (C, O, S) isotopes and whole-rock geochemistry of carbonatites from Alto Paranaíba Igneous Province, SE Brazil. Brazilian Journal of Geology, 46(03), 351-376. https://doi.org/10.1590/2317-4889201620150059

Gomo, M., 2023. Use of electric potential difference in audio magnetotelluric (AMT) geophysics for groundwater exploration. Groundwater for Sustainable Development, 20, 100864. https://doi.org/10.1016/j.gsd.2022.100864

Greenfield, T., Winder, T., Rawlinson, N., Maclennan, J., White, R. S., Ágústsdóttir, T., ... Horálek, J., 2022. Deep long period seismicity preceding and during the 2021 Fagradalsfjall eruption, Iceland. Bulletin of Volcanology, 84(12), 101. https://doi.org/10.1007/s00445-022-01603-2

Guarino, V., Wu, F. Y., Lustrino, M., Melluso, L., Brotzu, P., de Barros Gomes, C., Ruberti, E., Tassinari, C. C. G., Svisero, D. P., 2013. U–Pb ages, Sr–Nd-isotope geochemistry, and petrogenesis of kimberlites, kamafugites and phlogopite-picrites of the Alto Paranaíba Igneous Province, Brazil. Chemical Geology, 353, 65-82. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.06.016

Guarino, V., Wu, F. Y., Melluso, L., de Barros Gomes, C., Tassinari, C. C. G., Ruberti, E., Brilli, M., 2017. U–Pb ages, geochemistry, C–O–Nd–Sr–Hf isotopes and petrogenesis of the Catalão II carbonatitic complex (Alto Paranaíba Igneous Province, Brazil): implications for regional-scale heterogeneities in the Brazilian carbonatite associations. International Journal of Earth Sciences, 106(6), 1963-1989. https://doi.org/10.1007/s00531-016-1402-4

Guarino, V., Bonazzi, M., Nimis, P., Azzone, R. G., Cariddi, B., Zanetti, A., 2024. Stabilization and evolution of the Brazilian subcontinental lithospheric mantle: Insights from garnet xenocrysts and peridotite xenoliths of Três Ranchos kimberlite (APIP, Brazil). Gondwana Research, 130, 18-35. https://doi.org/10.1016/j.gr.2024.01.005

Guo, Z., Egbert, G., Dong, H., Wei, W., 2020. Modular finite volume approach for 3D magnetotelluric modeling of the Earth medium with general anisotropy. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 309, 106585. https://doi.org/10.1016/j.pepi.2020.106585

Han, K., Guo, X., Zhang, J., Wang, X., Clark, S. M., 2021. Fast grain-boundary ionic conduction in multiphase aggregates as revealed by electrical conductivity measurements. Contributions to Mineralogy and Petrology, 176(10), 80. https://doi.org/10.1007/s00410-021-01841-1

He, L., Li, L., Liu, Y., Yang, Z., Zhao, Y., Yang, K., Chen, R., Fan, H., 2024. Audio magnetotelluric view of the giant carbonatite-hosted Bayan Obo REE deposit,

Inner Mongolia, northern China. Ore Geology Reviews, 172, 106208. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2024.106208

Holmes, A., 1942. A suite of volcanic rocks from south-west Uganda containing kalsilite (a polymorph of KA1SiO4), Mineralogical magazine and journal of the Mineralogical Society, 177, 26, 197-217. https://doi.org/10.1180/minmag.1942.026.177.01

Hu, H., Dai, L., Li, H., Hui, K., Sun, W., 2017. Influence of dehydration on the electrical conductivity of epidote and implications for high-conductivity anomalies in subduction zones. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 122(4), 2751-2762. https://doi.org/10.1002/2016JB013767

Huber, P. J., 2025. This Is Robust Statistics. In International encyclopedia of statistical science (pp. 2783-2786). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-662-69359-9_723

Innocenzi, F., Ronca, S., Agostini, S., Guarino, V., Foley, S., Lustrino, M., 2025. Kamafugites. Earth-Science Reviews, 105238. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2025.105238

Jiang, W., Brodie, R. C., Duan, J., Roach, I., Symington, N., Ray, A., Goodwin, J., 2023. Probabilistic inversion of audio-frequency magnetotelluric data and application to cover thickness estimation for mineral exploration in Australia. Journal of Applied Geophysics, 208, 104869. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2022.104869

Jones, F. W., and Vozoff, K., 1978. The calculation of magnetotelluric quantities for three-dimensional conductivity inhomogeneities. Geophysics, 43(6), 1167-1175. https://doi.org/10.1190/1.1440886

Junqueira-Brod, T. C., Roig, H. L., Gaspar, J. C., Brod, J. A., Meneses, P. R., 2002. A Província Alcalina de Goiás ea extensão do seu vulcanismo kamafugítico. Revista Brasileira de Geociências, 32(4), 559-566. https://doi.org/10.25249/0375-7536.2002324559566

Junqueira-Brod, T. C., Gaspar, J. C., Brod, J. A., Jost, H., Barbosa, E. S. R., Kafino, C. V., 2005. Emplacement of kamafugite lavas from the Goiás alkaline province, Brazil: constraints from whole-rock simulations. Journal of South American Earth Sciences, 18(3-4), 323-335. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.11.001

Kattah, S. S., 1991. Análise Faciológica e Estratigráfica do Jurássico Superior / Cretáceo Inferior na Porção Meridional da Bacia Sanfranciscana, Oeste do Estado de Minas Gerais. Depto. Geol. – Escola de Minas, UFOP, Ouro Preto, 227p. (Dissertação de Mestrado).

Kelbert, A., Meqbel, N., Egbert, G. D., Tandon, K., 2014. ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data. Computers & Geosciences, 66, 40-53. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2014.01.010

Kriaa, A., Hajji, M., Jamoussi, F., Hamzaoui, A. H., 2014. Electrical conductivity of 1: 1 and 2: 1 clay minerals. Surface Engineering and Applied Electrochemistry, 50(1), 84-94. https://doi.org/10.3103/S1068375514010104

La Terra, E. F., Menezes, P. D. T. L., Fontes, S. L., 2010. Metodologia exploratória para delimitação de condutos vulcânicos kimberlíticos com o uso do método CSAMT, MG, Brasil. Revista Brasileira de Geofísica, 28, 357-370. https://doi.org/10.1590/S0102-261X2010000300004

La Terra, E. F., and Menezes, P. T., 2012. Audiomagnetotelluric 3D imaging of the Regis kimberlite pipe, Minas Gerais, Brazil. Journal of applied geophysics, 77, 30-38. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2011.11.010

Ladeira, E. A., e Brito, O. D., 1968. Contribuição à geologia do Planalto da Mata da Corda. In Congresso Brasileiro de Geologia. Vol. 22, pp. 181-199.

Lavallée, Y., Benson, P. M., Heap, M. J., Hess, K. U., Flaws, A., Schillinger, B., Meredith, P. G., Dingwell, D. B., 2013. Reconstructing magma failure and the degassing network of dome-building eruptions. Geology, 41(4), 515-518. https://doi.org/10.1130/G33948.1

Lavecchia, G., Stoppa, F., Creati, N., 2006. Carbonatites and kamafugites in Italy: mantle-derived rocks that challenge subduction. Annals of Geophysics, 49(1), 389-402.

Leite, A.M., Do Carmo, D.A., Ress, C.B., Pessoa, M., Caixeta, G.M., Denezine, M., Adorno, R.R., Antonieo, L.S., 2018. Taxonomy of limnic Ostracoda (Crustacea) from the Quiricó Formaon, Lower Cretaceous, São Francisco basin, Minas Gerais State, Southeast Brazil. Journal of Paleontology 92, 661–680. https://doi.org/10.1017/jpa.2018.1

Lima, O. N. B., Uhlein, A., Britto, W., 2007. Estratigrafia do Grupo Bambuí na Serra da Saudade e geologia do depósito fosfático de Cedro do Abaeté, Minas Gerais. Revista Brasileira de Geociências 37(4) 204–215.

Louro, V. H. A., and Mantovani, M. S. M., 2012. 3D inversion and modeling of magnetic and gravimetric data characterizing the geophysical anomaly source in Pratinha I in the southeast of Brazil. Journal of Applied Geophysics, 80, 110-120. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2012.01.013

Lowrie, W., 2007. Fundamentals of geophysics. Cambridge University Press.

Lustrino, M., Ronca, S., Caracausi, A., Bordenca, C. V., Agostini, S., Faraone, D. B., 2020. Strongly SiO2-undersaturated, CaO-rich kamafugitic Pleistocene magmatism in Central Italy (San Venanzo volcanic complex) and the role of shallow depth limestone assimilation. Earth-Science Reviews, 208, 103256. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103256

Mackie, R. L., and Madden, T. R., 1993. Three-dimensional magnetotelluric inversion using conjugate gradients. Geophysical Journal International, 115(1), 215-229. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1993.tb05600.x

Mantovani, M. S. M., Louro, V. H. A., Ribeiro, V. B., Requejo, H. S., Santos, R. P. Z., 2015. Geophysical analysis of Catalão I alkaline–carbonatite complex in Goiás, Brazil. Geophysical Prospecting, 64(1), 216-227. https://doi.org/10.1111/1365-2478.12283

Martin, L. H., Schmidt, M. W., Mattsson, H. B., Ulmer, P., Hametner, K., Günther, D. 2012. Element partitioning between immiscible carbonatite–kamafugite melts with application to the Italian ultrapotassic suite. Chemical Geology, 320, 96-112. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.05.019

Medeiros, F. P., Theodoro, S. H., Carvalho, A. M. X., Oliveira, V. S., Oliveira, L. C., Almeida, R. M. P., Viana, M. B., and Gomide, C. S., 2025. The combination of crushed rock and organic matter enhances the capture of inorganic carbon in tropical soils. Journal of South American Earth Sciences, 152, 105254. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2024.105254

Menezes, P. T., and La Terra, E. F., 2011. 3D magnetic interpretation of the Regis kimberlite pipe, Minas Gerais, Brazil. Near Surface Geophysics, 9(4), 331-338. https://doi.org/10.3997/1873-0604.2011005

Mescolotti, P. C., Varejão, F. G., Warren, L. V., Ladeira, F. S. B., Giannini, P. C. F., Assine, M. L., 2019. The sedimentary record of wet and dry eolian systems in the Cretaceous of Southeast Brazil: stratigraphic and paleogeographic significance. Brazilian Journal of Geology, 49, e20190057. https://doi.org/10.1590/2317-4889201920190057

Miensopust, M. P., 2017. Application of 3-D electromagnetic inversion in practice: Challenges, pitfalls and solution approaches. Surveys in Geophysics, 38(5), 869-933. https://doi.org/10.1007/s10712-017-9435-1

Milani, E. J., and Ramos, V. A., 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. Revista Brasileira de Geociências, 28(4), 473-484.

Milani, E. J., de Melo, J. H. G., de Souza, P. A., Fernandes, L. A., França, A. B., 2007. Bacia do paraná. Boletim de Geociências da PETROBRAS, 15(2), 265-287.

Milligan, P. R., and Gunn, P. J., 1997. Enhancement and presentation of airborne geophysical data. Journal of Australian Geology and Geophysics, 17(2)63-75.

Ministério do Desenvolvimento, Indústria, Comércio e Serviços (MDIC). Secretaria de Comércio Exterior (SECEX), 2024. Comex Stat: base de dados de estatísticas de comércio exterior (fertilizantes). Disponível em: https://comexstat.mdic.gov.br

Mittal, T., and Richards, M. A., 2019. Volatile degassing from magma chambers as a control on volcanic eruptions. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 124(8), 7869-7901. https://doi.org/10.1029/2018JB016983

Moreira, D. S., Uhlein, A., Uhlein, G. J., Sial, A. N., Koester, E., 2021. Ediacaran/Early Cambrian Serra da Saudade Formation, Bambuí Group: the sedimentary record of a foreland basin in Southeastern Brazil. Brazilian Journal of Geology, 51, e20210029. https://doi.org/10.1590/2317-4889202120210029

Mori, P. E., Reeves, S., Correia, C. T., Haukka, M., 1999. Development of a fused glass disc XRF facility and comparison with the pressed powder pellet technique at Instituto de Geociências, São Paulo University. Revista Brasileira de Geociências (29), 441-446. https://doi.org/10.25249/0375-7536.199929441446

Motta Junior, R. L., Mattiello, E. M., Matias, P. C., Ballotin, F. C., de Lima, G. E. S., Pedroti, L. G., Martins, J. S., Brandão, L., 2021. Analysis of potential applications of Kamafugite rocks in fertilizer. In Characterization of Minerals, Metals, and Materials 2021 (pp. 233-240). Cham: Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-030-65493-1_22

Muñoz, G., 2014. Exploring for Geothermal Resources with Electromagnetic Methods. Surv Geophys 35, 101–122. https://doi.org/10.1007/s10712-013-9236-0

Murphy, B. S., Huizenga, J. M., Bedrosian, P. A., 2022. Graphite as an electrically conductive indicator of ancient crustal-scale fluid flow within mineral systems. Earth and Planetary Science Letters, 594, 117700. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117700

Novellino, R., Prosser, G., Spiess, R., Viti, C., Agosta, F., Tavarnelli, E., Bucci, F., 2015. Dynamic weakening along incipient low-angle normal faults in pelagic

limestones (Southern Apennines, Italy). Journal of the Geological Society, 172(3), 283-286. https://doi.org/10.1144/jgs2014-091

Oliveira, Í. L., Brod, J. A., Junqueira-Brod, T. C., Reimold, W. U., Fuck, R. A., 2022. The IUGS nomenclature on kalsilite-bearing volcanic rocks: A critical appraisal and recommendations. Journal of Petrology, 63(5), egac026. https://doi.org/10.1093/petrology/egac026

Owen, G., Moretti, M., Alfaro, P., 2011. Recognising triggers for soft-sediment deformation: current understanding and future directions. Sedimentary Geology, 235(3-4), 133-140. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.12.010

Panetto, L. P., La Terra, E. F., Tupinambá, M., Fontes, S. L., 2018. Crustal framework of the Ribeira and Brasília belts (SE Brazil) inferred from 3D magnetotelluric imaging. Journal of South American Earth Sciences, 86, 342-352. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.06.023

Papazachos, C., Kkallas, C., Skarlatoudis, A., 2025. Deterministic Seismic Hazard Assessment for Santorini from the 1650 Kolumbo eruption seismicity: impact calibration using the 1956 Amorgos mainshock (M7. 4) damage pattern. Bulletin of Volcanology, 87(11), 93. https://doi.org/10.1007/s00445-025-01878-1

Parker, R. L., 1977. Understanding inverse theory. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, Vol. 5, p. 35. https://doi.org/10.1146/annurev.ea.05.050177.000343

Patro, P. K., and Egbert, G. D., 2011. Application of 3D inversion to magnetotelluric profile data from the Deccan Volcanic Province of Western India. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 187(1-2), 33-46. https://doi.org/10.1016/j.pepi.2011.04.005

Pereira, R. S., and Fuck, R. A., 2005. Archean nucleii and the distribution of kimberlite and related rocks in the São Francisco craton, Brazil. Revista Brasileira de Geociências, 35(3), 297-310. https://doi.org/10.25249/0375-7536.200535S493104

Pereira, R. S., de Carvalho, L. D. V., Fuck, R. A., 2021. Primary source of alluvial diamonds from the Santo Antônio do Bonito, Santo Inácio, and Douradinho rivers, Coromandel region, Minas Gerais, Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 111, 103461. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103461

Read, G., Grutter, H., Winter, S., Luckman, N., Gaunt, F., Thomsen, F., 2004. Stratigraphic relations, kimberlite emplacement and lithospheric thermal evolution, Quiricó Basin, Minas Gerais State, Brazil. Lithos, 77(1-4), 803-818. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.011

Retallack, G. J., 2010. Lateritization and bauxitization events. Economic Geology, 105(3), 655-667. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.3.655

Reynolds, J.M., 1997. An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. John Wiley & Sons.

Rizzello, D., Armadillo, E., Pasqua, C., Pisani, P., Balsotti, R., Kebede, S., Hailegiorgis, G., Mengesha, K., 2021. The geophysical recognition of a vapor-cored geothermal system in divergent plate tectonics: The Alalobeda (Alalobad) field, Ethiopia. Tectonophysics, 813, 228933. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.228933

Rizzello, D., Armadillo, E., Pasqua, C., Pisani, P., Principe, C., Lelli, M., Didas, M., Giordani, V., Mnjokava, T., Kabaka, K., Tumbu, L., Marini, L., 2022. Assessment of the Kiejo-Mbaka geothermal field by three-dimensional geophysical modelling. Geomechanics and Geophysics for Geo-Energy and Geo-Resources, 8(5), 143. https://doi.org/10.1007/s40948-022-00456-5

Roest, W. R., Verhoef, J., and Pilkington, M., 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. Geophysics, 57(1), 116-125. https://doi.org/10.1190/1.1443174

Robertson, K., Thiel, S., Meqbel, N., 2020. Quality over quantity: on workflow and model space exploration of 3D inversion of MT data. Earth, Planets and Space, 72(1), 2. https://doi.org/10.1186/s40623-019-1125-4

Ruiz, F. V., Cordeiro, P., Reich, M., Motta, J. G., Ribeiro, C. C., Angerer, T., Bernardes, R. B., 2023. The genetic link between kamafugite magmatism and alkaline–carbonatite complexes in the Late Cretaceous Alto Paranaíba Igneous Province, Central Brazil. International Geology Review, 65(13), 2148-2170. https://doi.org/10.1080/00206814.2022.2127127

Russo, E., and Figueira, A. R., 2023. The Brazilian fertilizer diplomacy: the case of the Russia–Ukraine conflict and the threat to world food security. Emerald Emerging Markets Case Studies, 13(4), 1-18. https://doi.org/10.1108/EEMCS-04-2023-0120

Sahama, T.G., 1974. Potassium-rich alkali rocks. In: "The Alkaline Rocks", H. Sørensen, ed. Wiley, New York, 96-109.

Saibi, H., Ali, M. Y., Cherkose, B. A., Alaran, A., Ullah, S., Tsuji, T., 2023. Audio-Magnetotelluric Survey for Groundwater Investigation in the Al-Jaww Plain in Eastern Abu Dhabi, Al-Ain, United Arab Emirates. Earth and Space Science, 10(12), e2023EA003181. https://doi.org/10.1029/2023EA003181

Sainato, C., Pomposiello, M. C., Landini, A., Galindo, G., Malleville, H., 2000. Hydrogeological sections of the Pergamino basin (Buenos Aires province, Argentina): audio magnetotelluric and geochemical results. Revista Brasileira de Geofísica, 18, 187-200. https://doi.org/10.1590/S0102-261X2000000200007

Santos, F. A. M., Trota, A., Soares, A., Luzio, R., Lourenço, N., Matos, L., Almeida, E., Gaspar, J. L., Miranda, J. M., 2006. An audio-magnetotelluric investigation in Terceira Island (Azores). Journal of applied geophysics, 59(4), 314-323. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2005.12.001

Santos, G. M. P., Caetano-Filho, S., Babinski, M., Enzweiler, J., 2018. Rare earth elements of carbonate rocks from the Bambuí Group, southern São Francisco Basin, Brazil, and their significance as paleoenvironmental proxies. Precambrian Research, 305, 327-340. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.12.023

Sawasato, E. Y., 1995. Estruturação da Porção Meridional da Bacia Alto Sanfranciscana-Cretáceo do Oeste de Minas Gerais. Escola de Minas, UFOP, Ouro Preto (Dissertação de Mestrado).

Scherer, C. M., Mello, R. G., Ferronatto, J. P., Amarante, F. B., Reis, A. D., Souza, E. G., Goldberg, K., 2020. Changes in prevailing surface-palaeowinds of western Gondwana during Early Cretaceous. Cretaceous Research, 116, 104598. https://doi.org/10.1016/j.cretres.2020.104598

Seropian, G., Kennedy, B. M., Walter, T. R., Ichihara, M., Jolly, A. D., 2021. A review framework of how earthquakes trigger volcanic eruptions. Nature Communications, 12(1), 1004. https://doi.org/10.1038/s41467-021-21166-8

Sgarbi, G. N., 1991. Arenitos eólicos da Formação Areado (Bacia Cretácea do São Francisco): caracterização, diagênese e aspectos químicos. Brazilian Journal of Geology, 21(4), 342-354.

Sgarbi, P. B. A., Gaspar, J. C., Valença, J. G., 2000. Clinopyroxene from Brazilian kamafugites. Lithos, 53(2), 101-116. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00011-6

Sgarbi, P. B., Heaman, L. M., Gaspar, J. C., 2004. U–Pb perovskite ages for brazilian kamafugitic rocks: further support for a temporal link to a mantle plume hotspot track. Journal of South American Earth Sciences, 16(8), 715-724. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2003.12.005

Signorelli, N., Pinho, J. M. M., Tuller, M. P., Baptista, M. C., Brito, D. C., 2013. Mapa Geológico Folha Lagamar - SE.23-Y-A-III. Escala 1:100.000, CPRM.

Silva, G. M., Endo, I., Barbosa, M. S. C., 2016. Magnetic Analysis of Abaeté Diamondiferous District (Mg) and its Possible Primary Sources. Brazilian Journal of Geophysics, 34(4), 523-531. http://dx.doi.org/10.22564/rbgf.v34i4.874

Simplicio, F., Basilici, G., Fernandes, L. R. M., Sgarbi, G. N. C., 2017. Temporal evolution of a playa lake: the sedimentary record of Quiricó and Três Barras

Formation (Sanfranciscana Basin, south-eastern Brazil). Terrae: geosciences, geography, environment.

Simpson, F., and Bahr, K., 2005. Practical magnetotellurics. Cambridge University Press.

Singh, R. K., Maurya, V. P., Singh, S., 2019. Imaging regional geology and Au–sulphide mineralization over Dhanjori greenstone belt: Implications from 3-D inversion of audio magnetotelluric data and petrophysical characterization. Ore Geology Reviews, 106, 369-386. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.01.027

Siripunvaraporn, W., Egbert, G., Lenbury, Y., Uyeshima, M., 2005. Three-dimensional magnetotelluric inversion: data-space method. Physics of the Earth and planetary interiors, 150(1-3), 3-14. https://doi.org/10.1016/j.pepi.2004.08.023

Solon, F. F., Fontes, S. L., Meju, M. A., 2015. Magnetotelluric imaging integrated with seismic, gravity, magnetic and well-log data for basement and carbonate reservoir mapping in the São Francisco Basin, Brazil. Petroleum Geoscience, 21(4), 285-299. https://doi.org/10.1144/petgeo2013-013

Stoppa, F., Cundari, A., Rosatelli, G., Woolley, A. R., 2003. Leucite melilitolites in Italy: genetic aspects and relationships with associated alkaline rocks and carbonatites. Periodico di mineralogia, 72(1), 223-251.

Stoppa, F., Rosatelli, G., Wall, F., Jeffries, T., 2005. Geochemistry of carbonatite–silicate pairs in nature: a case history from Central Italy. Lithos, 85(1-4), 26-47. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.03.026

Suguio, K., Barcelos, J. H., Souza, S. H., 1981. As Estruturas sedimentares da formação areado, cretáceo da Bacia Sanfranciscana, MG. Atas.

Swoboda, P., Döring, T. F., Hamer, M., 2022. Remineralizing soils? The agricultural usage of silicate rock powders: A review. Science of The Total Environment, 807, 150976. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.150976

Thomas, M. E., and Neuberg, J., 2012. What makes a volcano tick—A first explanation of deep multiple seismic sources in ascending magma. Geology, 40(4), 351-354. https://doi.org/10.1130/G32868.1

Tibaldi, A., and Groppelli, G., 2002. Volcano-tectonic activity along structures of the unstable NE flank of Mt. Etna (Italy) and their possible origin. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 115(3-4), 277-302. https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00305-5

Tietze, K., and Ritter, O., 2013. Three-dimensional magnetotelluric inversion in practice—the electrical conductivity structure of the San Andreas Fault in Central California. Geophysical Journal International, 195(1), 130-147. https://doi.org/10.1093/gji/ggt234

Tikhonov, A. N., 1950. On determining electrical characteristics of the deep layers of the Earth's crust. In Doklady, 73(2), 295-297.

Twaróg, A., Stefaniuk, M., Sechman, H., Guzy, P., 2018. Integrated analysis of geoelectric and surface geochemical data for exploration of subsurface hydrocarbon accumulations (Carpathian Foredeep, SE Poland). Journal of Petroleum Science and Engineering, 167, 524-537. https://doi.org/10.1016/j.petrol.2018.04.026

Tyburczy, J., 2007. Properties of rocks and minerals-The electrical conductivity of rocks, minerals, and the Earth. In Treatise on Geophysics (pp. 631-642). Elsevier. https://doi.org/10.1016/B978-044452748-6.00050-X

Uhlein, A., Freitas, A. M., Cruz, A. B., Silva, W. F., Caxito, F. A., Moreira, G. C., 2011. Mapa Geológico Folha Carmo do Paranaíba - SE.23-Y-B-IV. Escala 1:100.000, Projeto Alto Pranaíba, CODEMIG-UFMG/CPRM.

Uhlein, G. J., Uhlein, A., Halverson, G. P., Stevenson, R., Caxito, F. A., Cox, G. M., Carvalho, J. F., 2016. The Carrancas Formation, Bambuí Group: a record of pre-Marinoan sedimentation on the southern São Francisco craton, Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 71, 1-16. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.06.009

Umar, E. P., 2018. Identification of subsurface layer with Wenner-Schlumberger arrays configuration geoelectrical method. In IOP Conference Series: Earth and Environmental Science (Vol. 118, No. 1, p. 012006). IOP Publishing. https://doi.org/10.1088/1755-1315/118/1/012006

Ussher, G., Harvey, C., Johnstone, R., Anderson, E., Zealand, N., 2000. Understanding the resistivities observed in geothermal systems. In proceedings world geothermal congress (pp. 1915-1920). Japan: Kyushu.

Vieira, L. C. M., Mara Dussin, T., Menegasse Velásquez, L. N., 2018. Geoquímica e condições paleoambientais de deposição das rochas carbonáticas da Formação Sete Lagoas na região da Área de Proteção Ambiental Carste de Lagoa Santa, MG. Geochimica Brasiliensis, 32(1). https://doi.org/10.21715/GB2358-2812.2018321001

Vidal, J., Patrier, P., Beaufort, D., Maza, S., Rivera, G., Volpi, G., Morata, D., 2023. Structural control of the graben fault on hydrothermal alteration in the Cerro Pabellón geothermal system (Andean Cordillera, Northern Chile). Geothermal Energy, 11(1), 18. https://doi.org/10.1186/s40517-023-00260-8

Vitale, S., Isaia, R., Ciarcia, S., Di Giuseppe, M. G., Iannuzzi, E., Prinzi, E. P., Tramparulo, A., Troiano, A., 2019. Seismically induced soft-sediment deformation phenomena during the volcano-tectonic activity of Campi Flegrei caldera (southern Italy) in the last 15 kyr. Tectonics, 38(6), 1999-2018. https://doi.org/10.1029/2018TC005267

Vozoff, K., 1991. The magnetotelluric method. In: Nabighian, M.N. (Ed.), Electromagnetic Methods in Applied Geophysics, vol. 2B. Soc. Explor. Geophys., Tulsa, OK, USA, pp. 641–711.

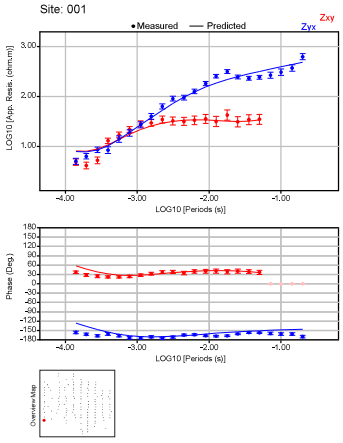
Woolley, A. R., Bergman, S. C., Edgar, A. D., Le Bas, M. J., Mitchell, R. H., Rock, N. M., Scott Smith, B. H., 1996. Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites, and the kalsilitic, melilitic, and leucitic rocks. Canadian Mineralogist, 34, 175-186.

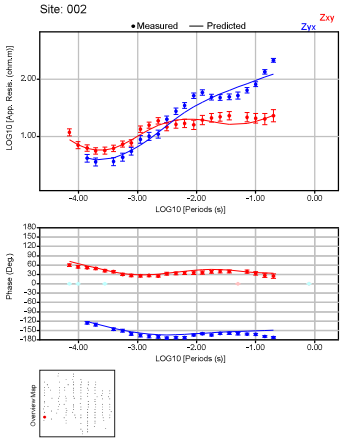
Wright, H. M., and Weinberg, R. F., 2009. Strain localization in vesicular magma: Implications for rheology and fragmentation. Geology, 37(11), 1023-1026. https://doi.org/10.1130/G30199A.1

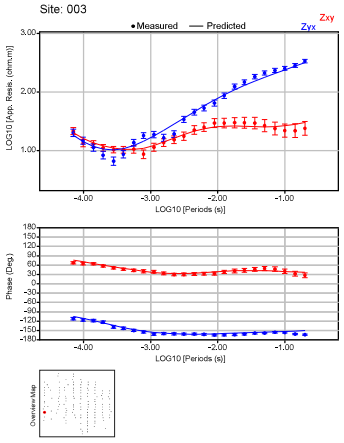
Zalán, P. V., Wolff, S., Conceição, J. C. D. J., Vieira, I. S., Astolfi, M. A. M., 1987. A divisão tripartite do siluriano da Bacia do Paraná. Revista Brasileira de Geociências, 17, 243.

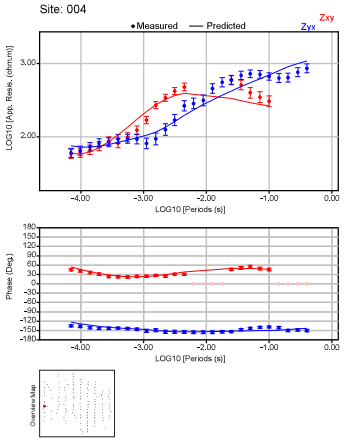
Zalán, P. V., and Romeiro-Silva, P. C., 2007. Bacia do São Francisco. Boletim de Geociências da Petrobras, 15(2), 561-571.

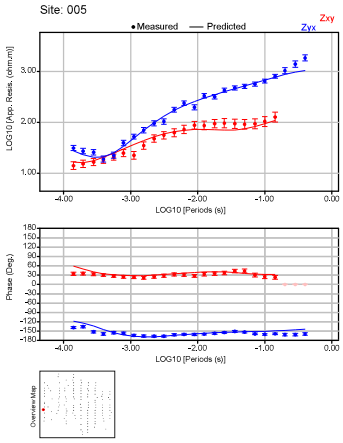
Apêndice I. Curvas de resistividade aparente e fase ajustadas

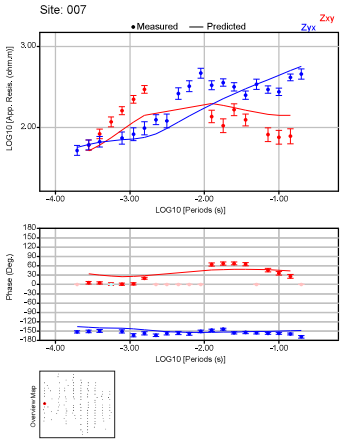


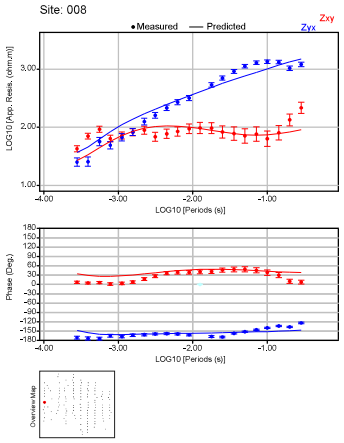


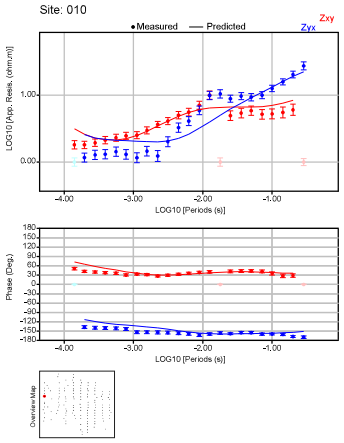


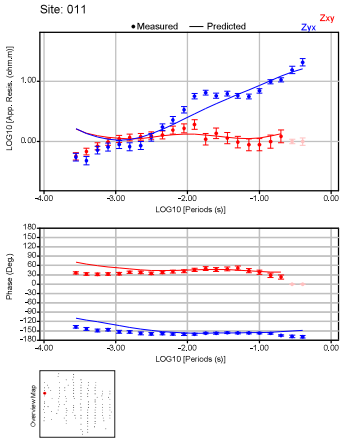


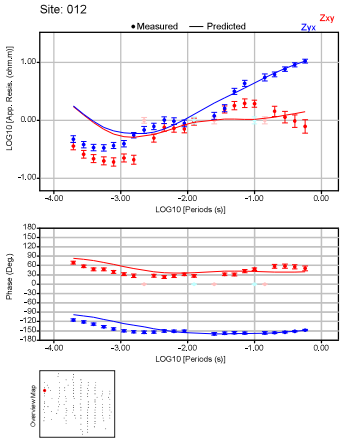


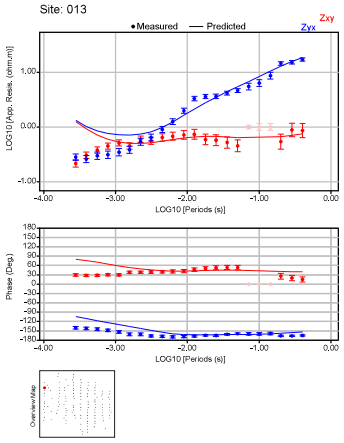


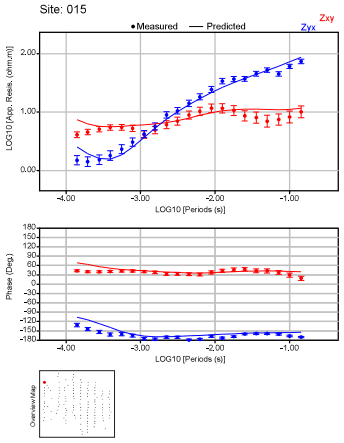


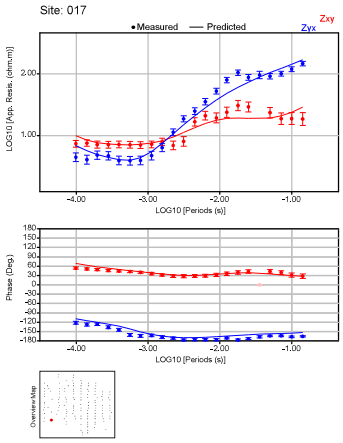


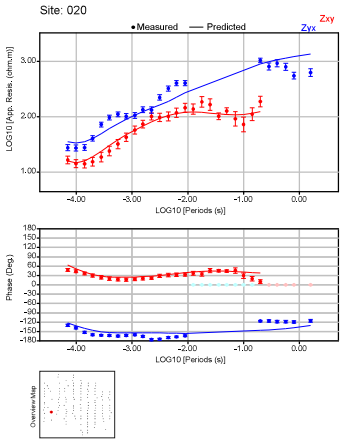


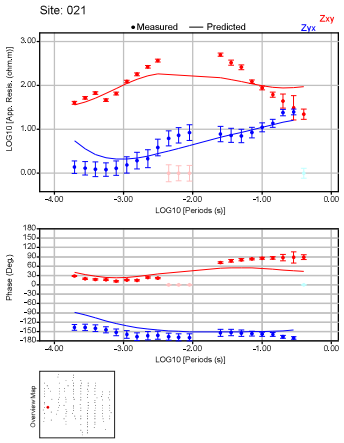


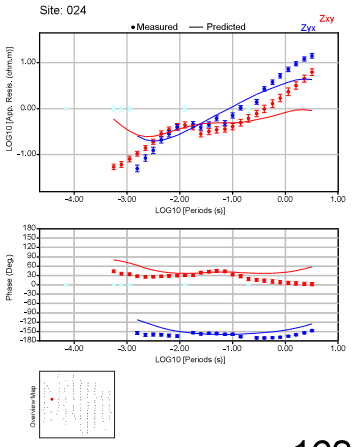


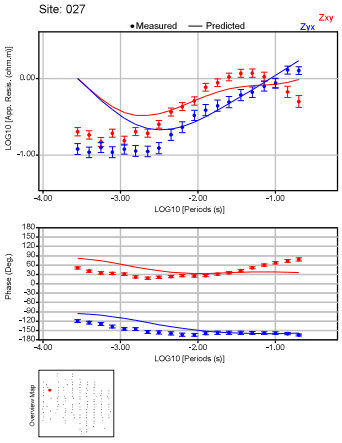


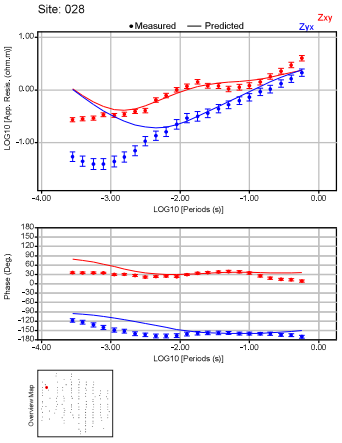


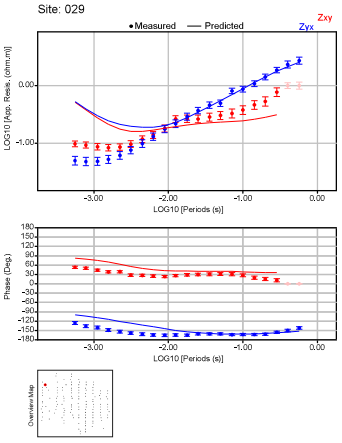


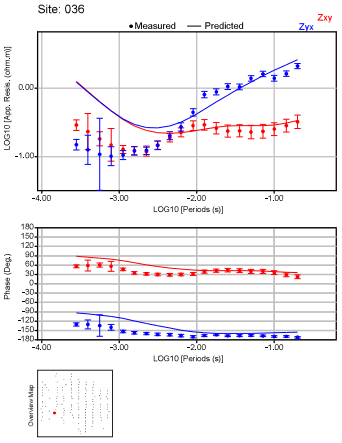


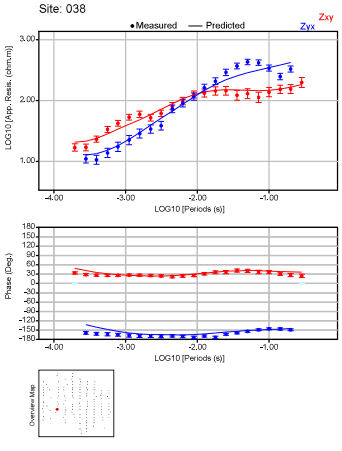


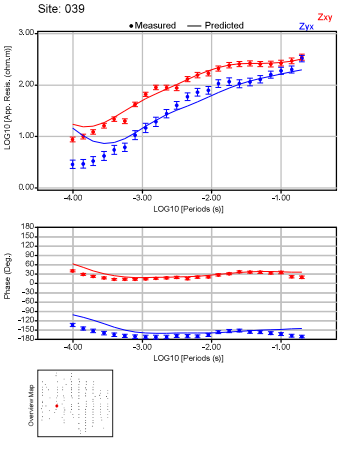

Site: 027
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map

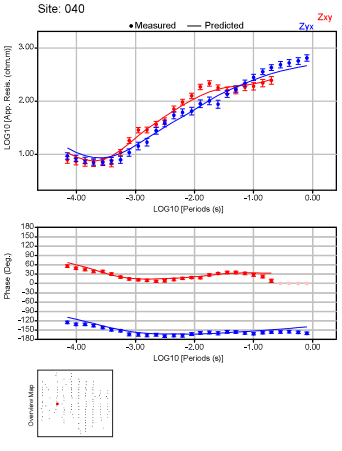

Site: 028
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map

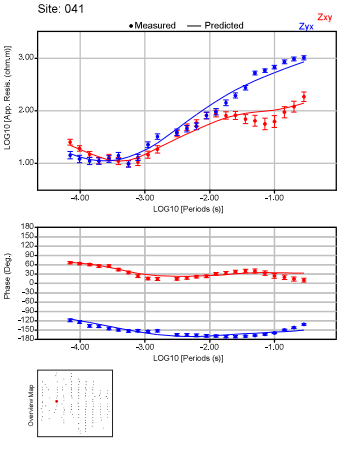

Site: 029
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map

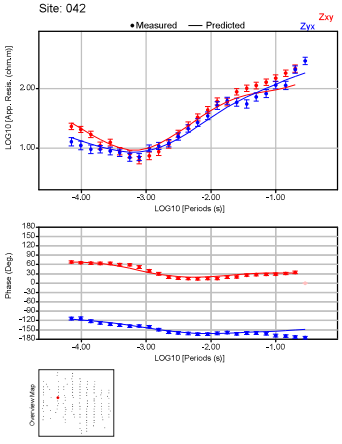

Site: 036
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map

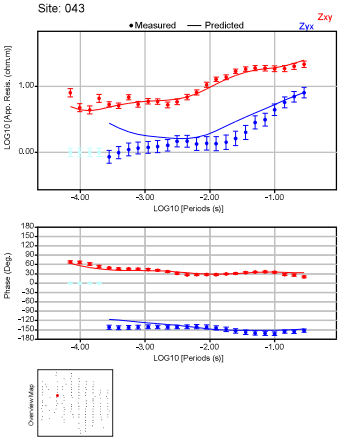

Site: 038
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map

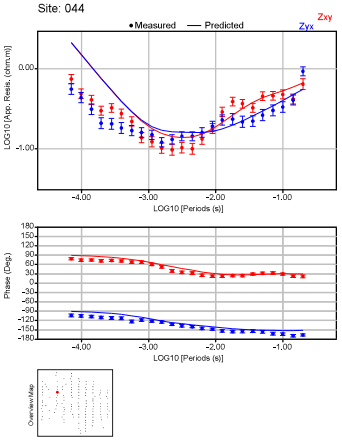

Site: 039
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map

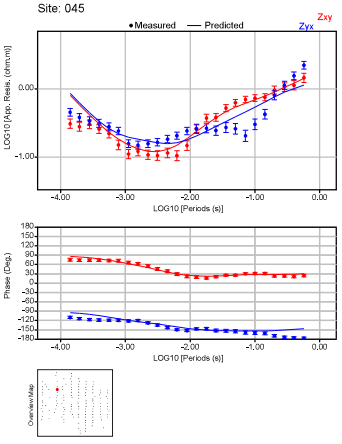

Site: 040
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map

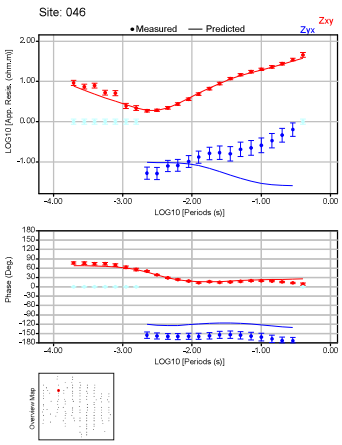

Site: 041
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map

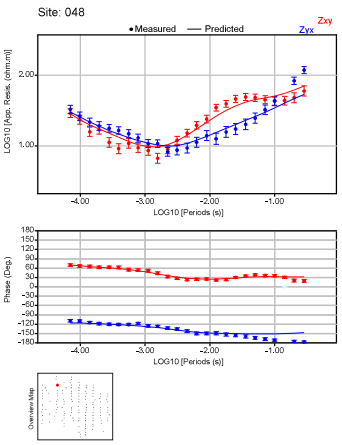

Site: 042
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map

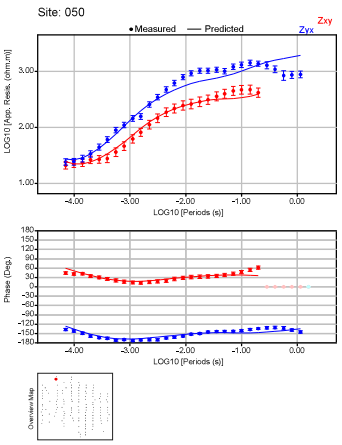

Site: 043
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map

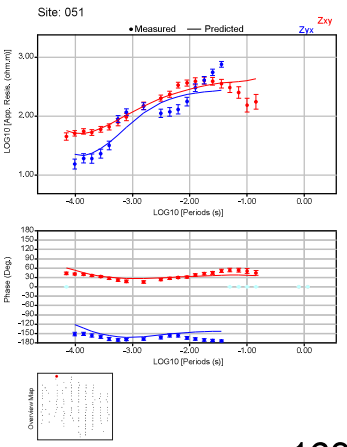

Site: 044
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map

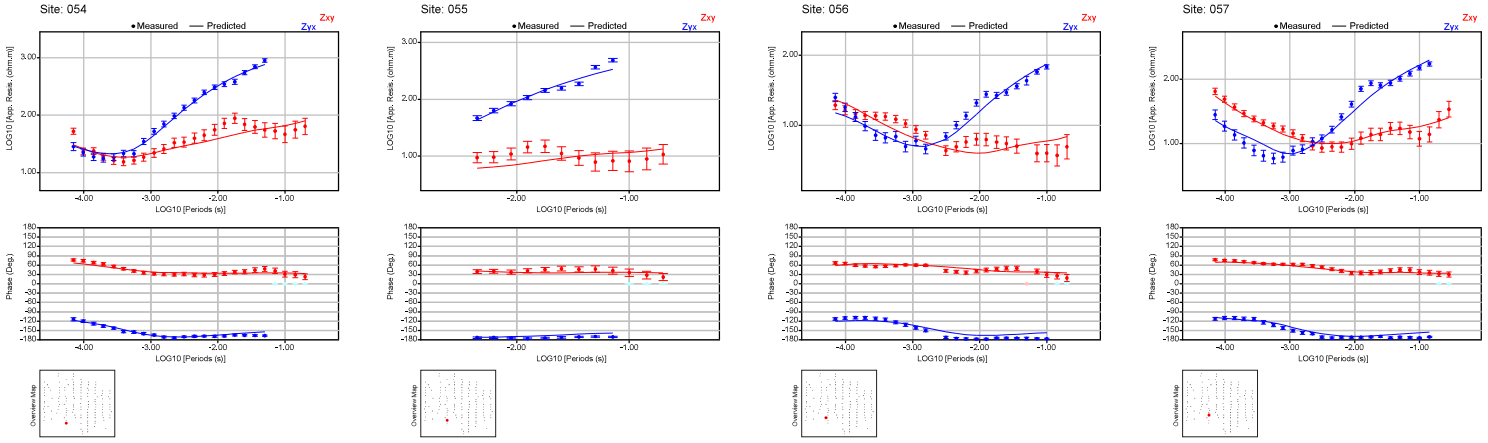

Site: 045
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map

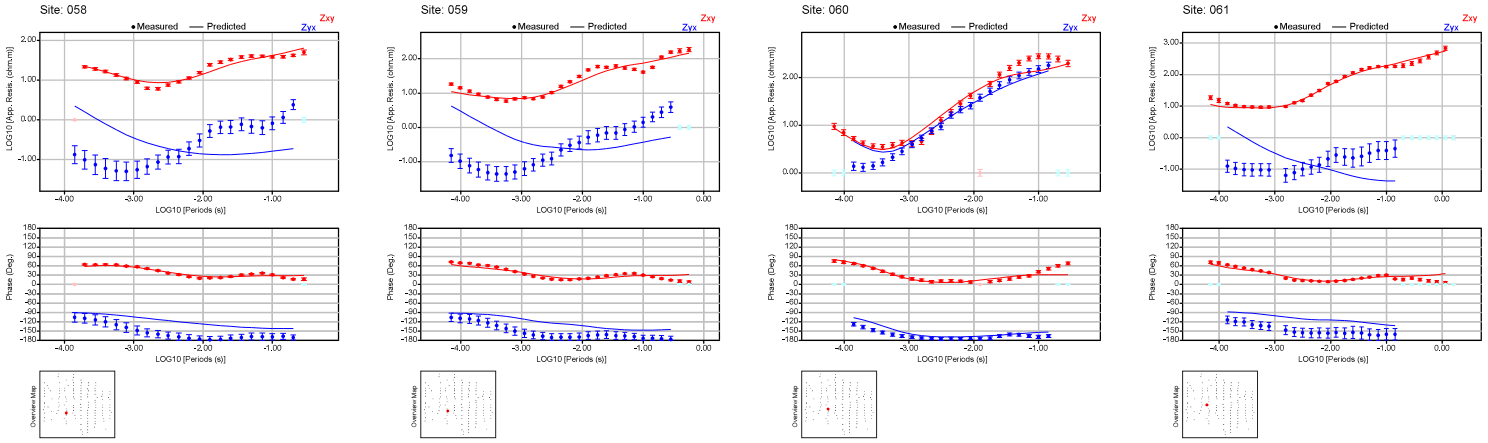

Site: 046
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map

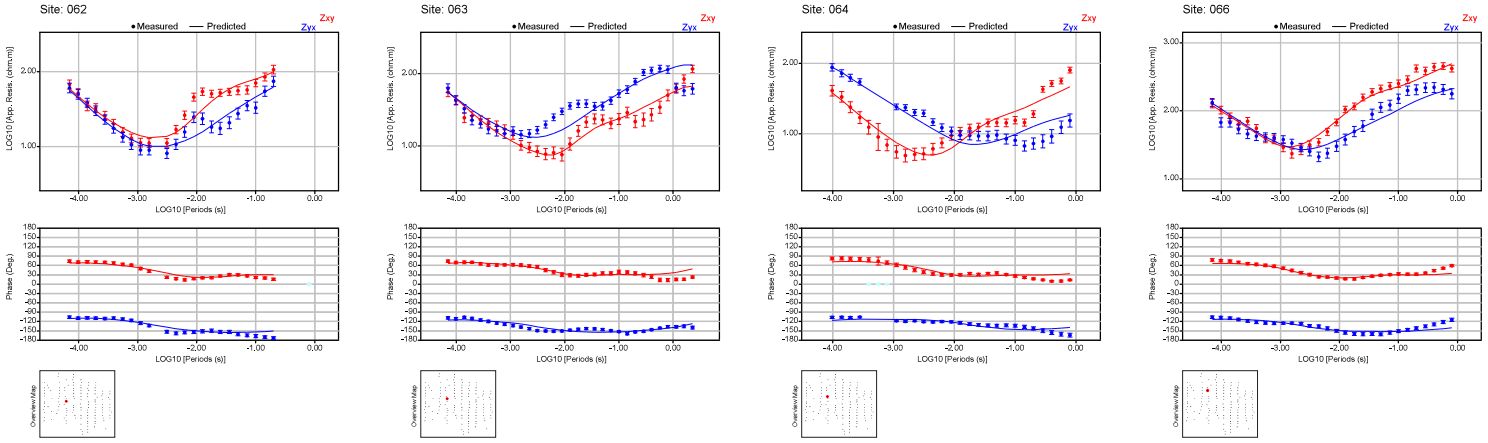

Site: 048
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map

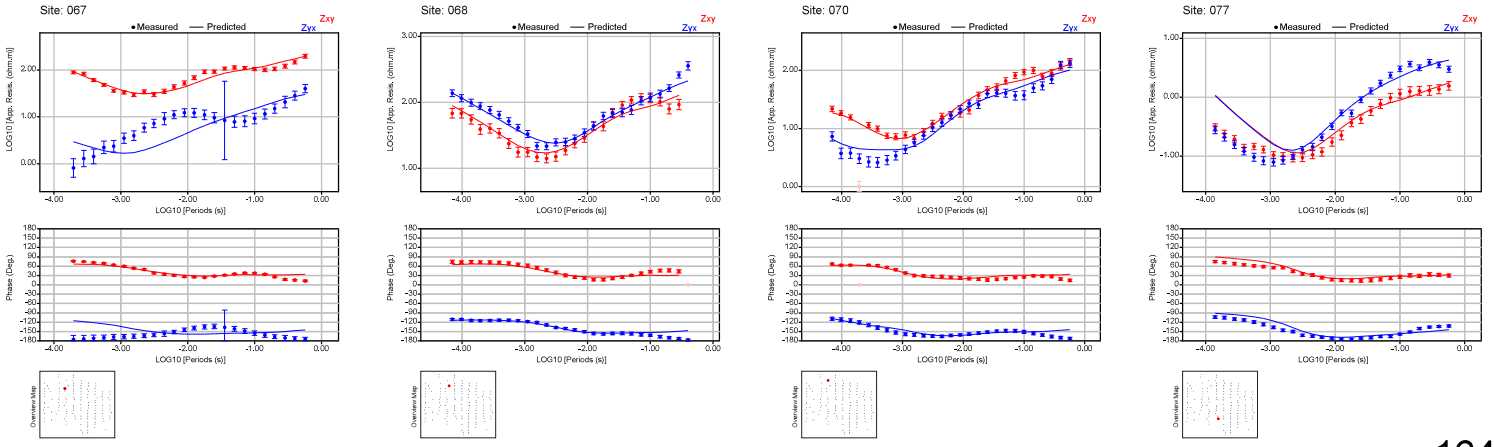

Site: 050
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map

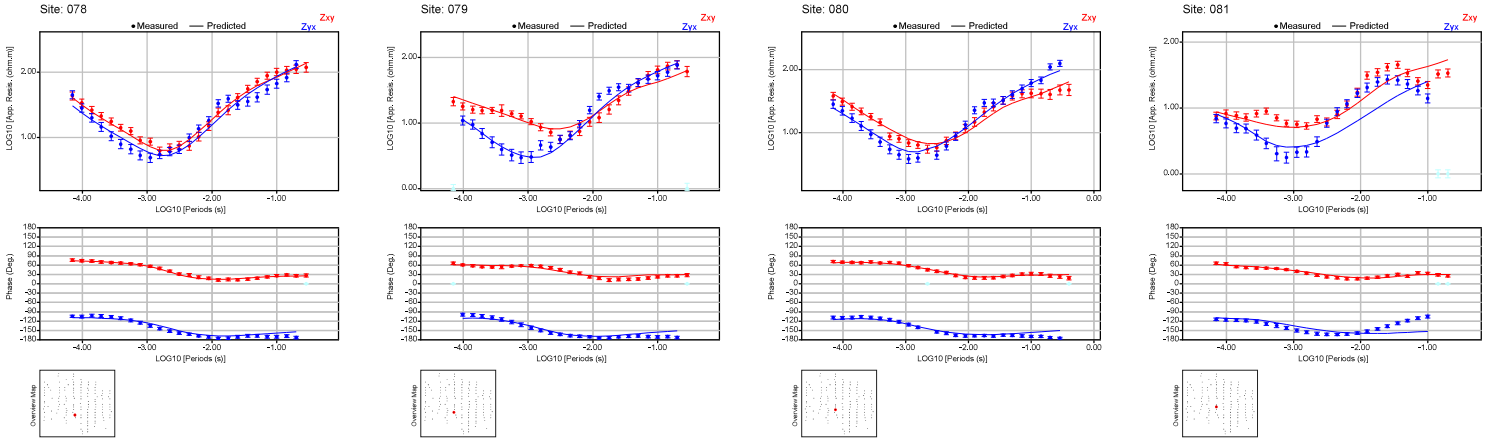

Site: 051
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map

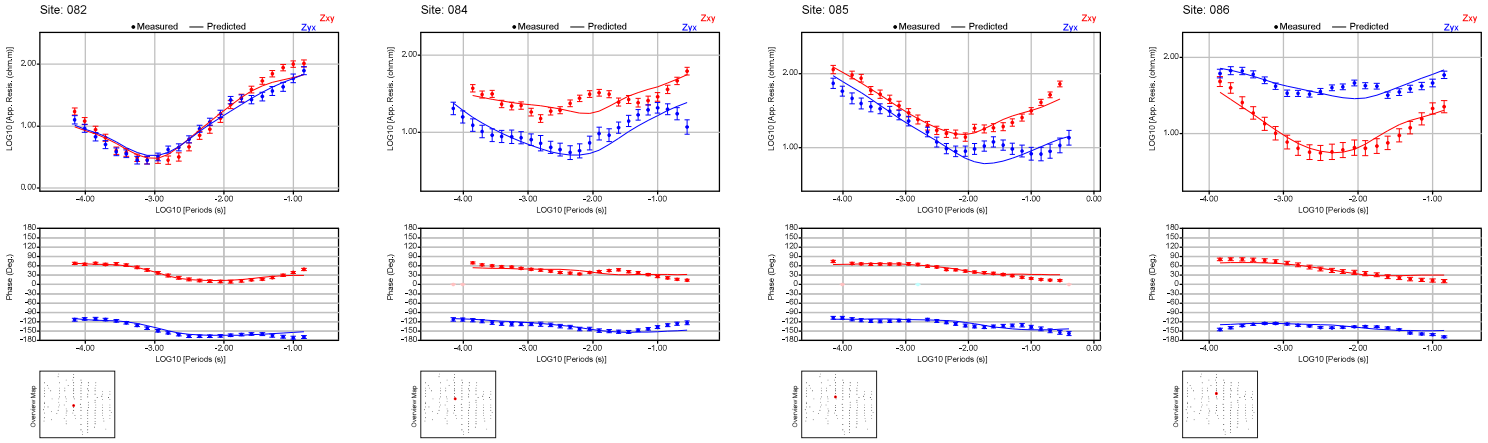

Site: 054
Site: 055
Site: 056
Site: 057
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map

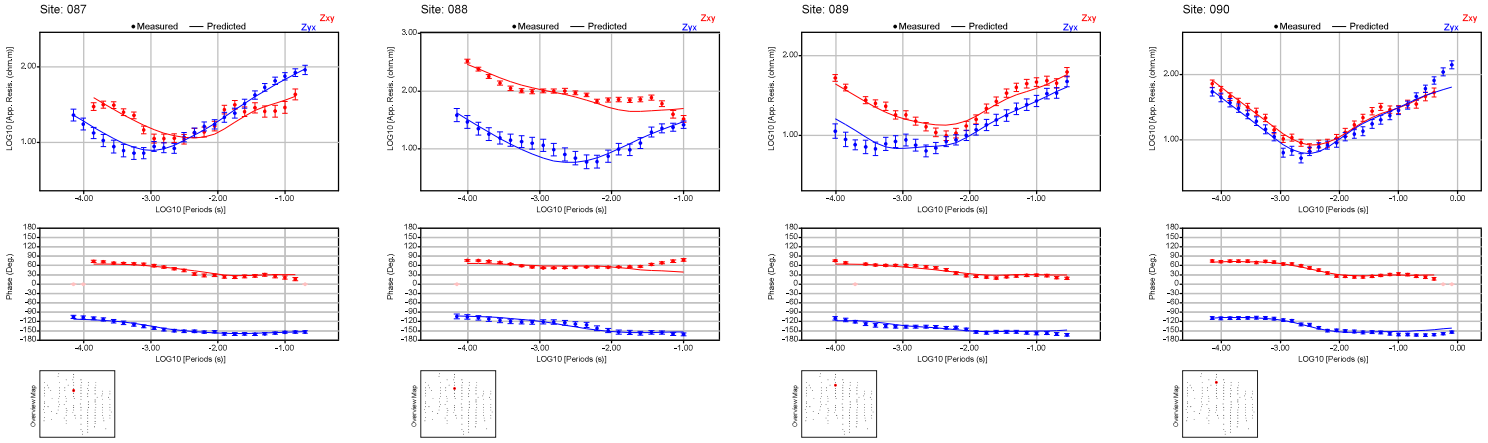

Site: 058
Site: 059
Site: 060
Site: 061
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map

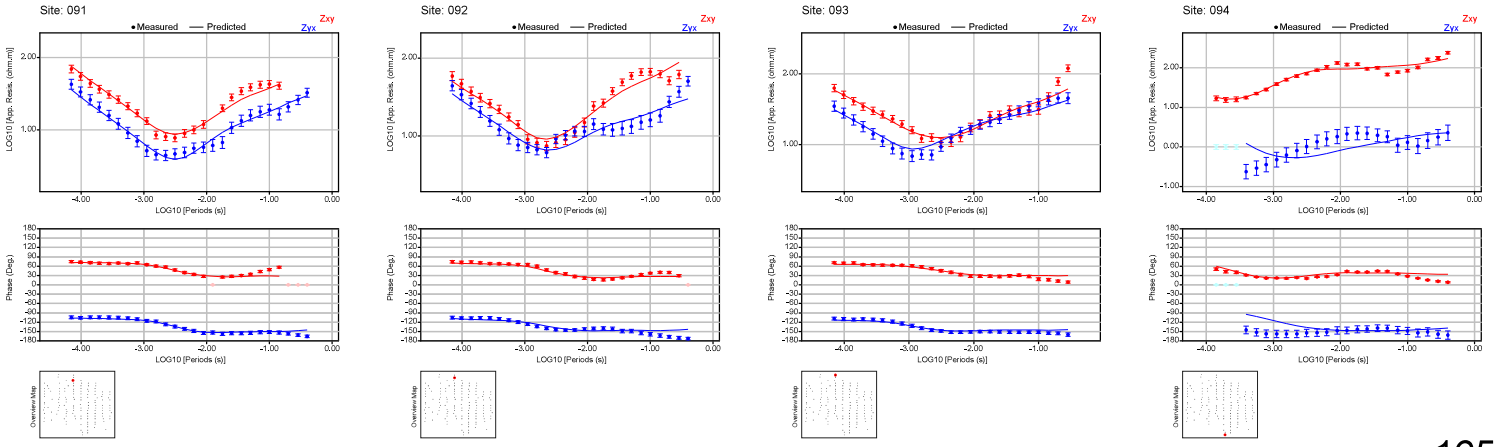

Site: 062
Site: 063
Site: 064
Site: 066
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map

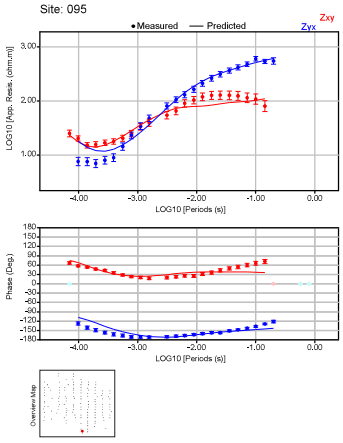

Site: 067
Site: 068
Site: 070
Site: 077
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map

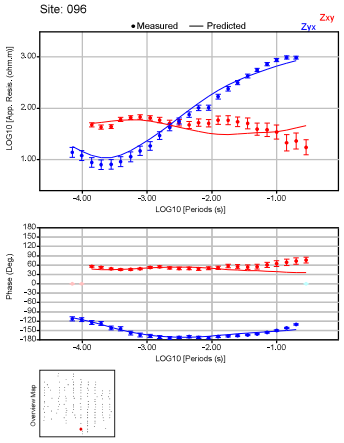

Site: 078
Site: 079
Site: 080
Site: 081
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
Phase (Deg.)
LOG10 [Periods (s)]
Overview Map

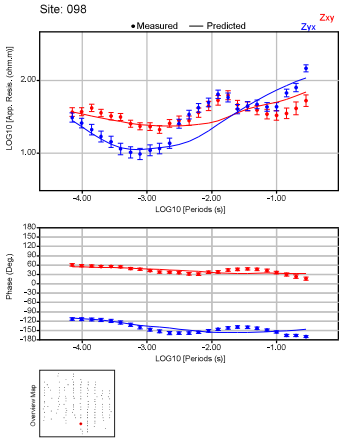

Site: 082
Site: 084
Site: 085
Site: 086
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
Phase (Deg.)
LOG10 [Periods (s)]
Overview Map

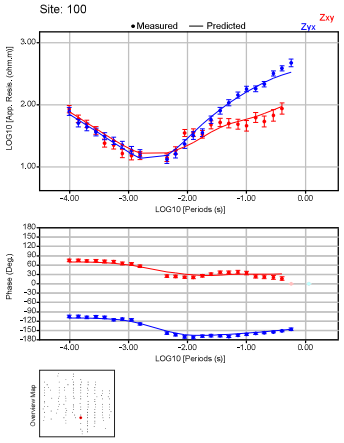

Site: 087
Site: 088
Site: 089
Site: 090
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
Phase (Deg.)
LOG10 [Periods (s)]
Overview Map

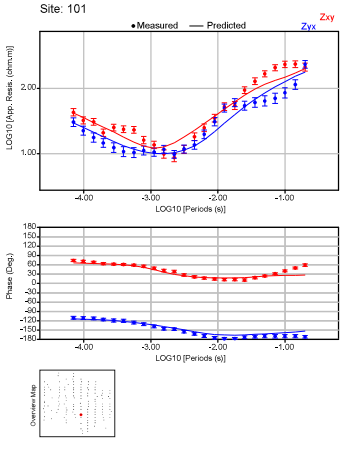

Site: 091
Site: 092
Site: 093
Site: 094
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
Phase (Deg.)
LOG10 [Periods (s)]
Overview Map

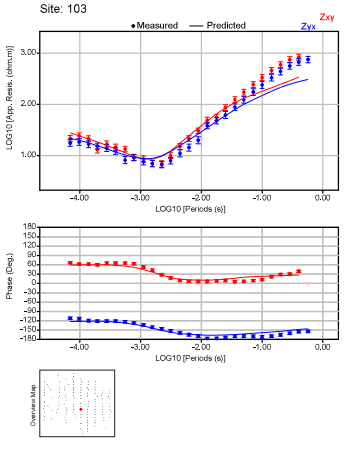

Site: 095
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map

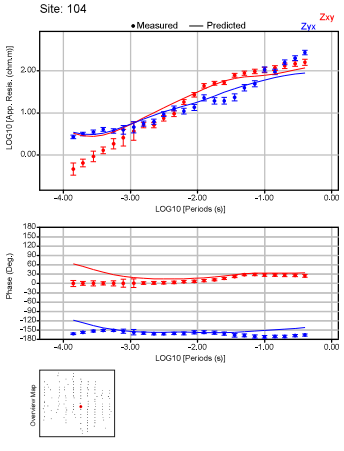

Site: 096
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map

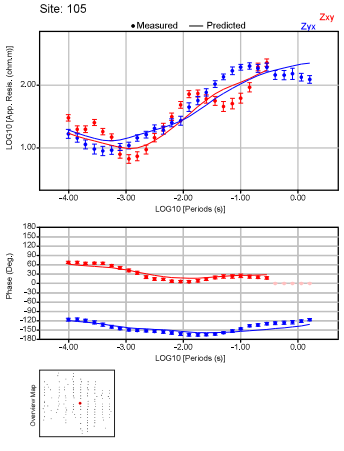

Site: 098
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map

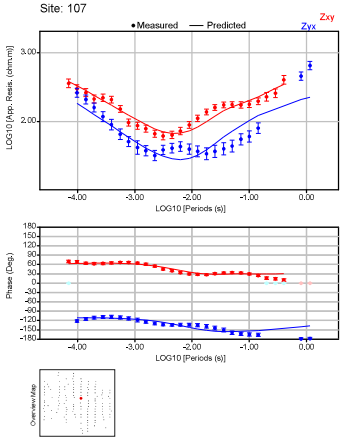

Site: 100
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map

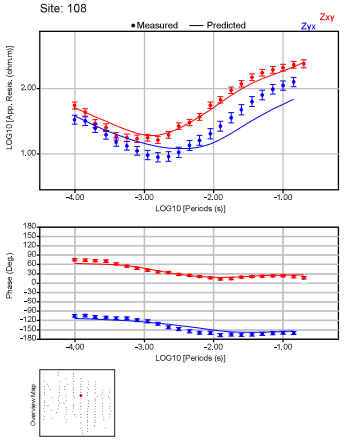

Site: 101
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map

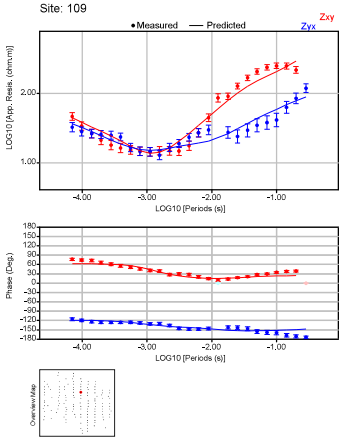

Site: 103
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map

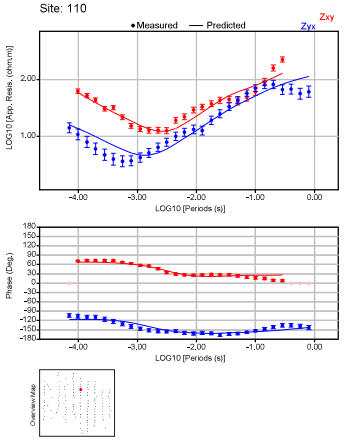

Site: 104
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map

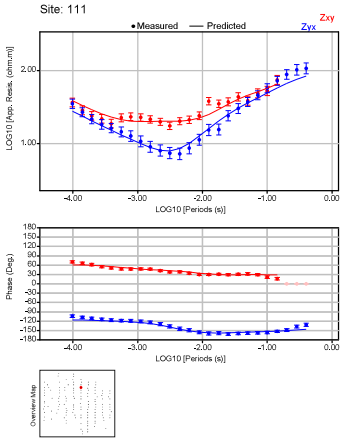

Site: 105
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map

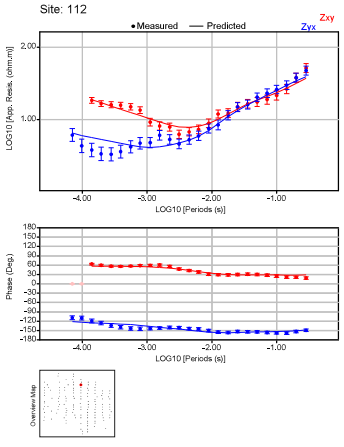

Site: 107
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map

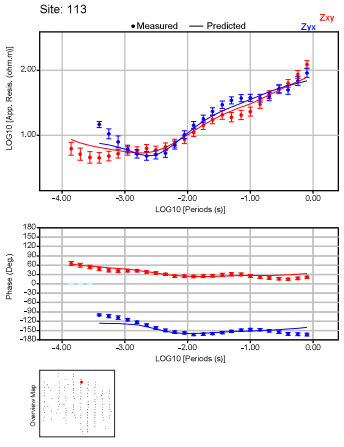

Site: 108
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map

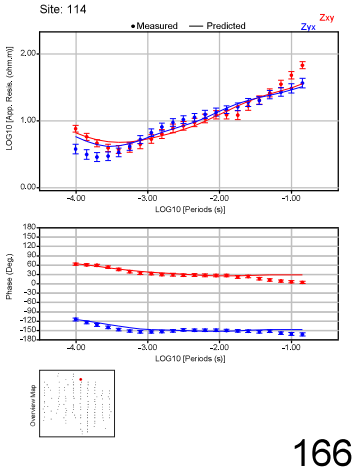

Site: 109
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map

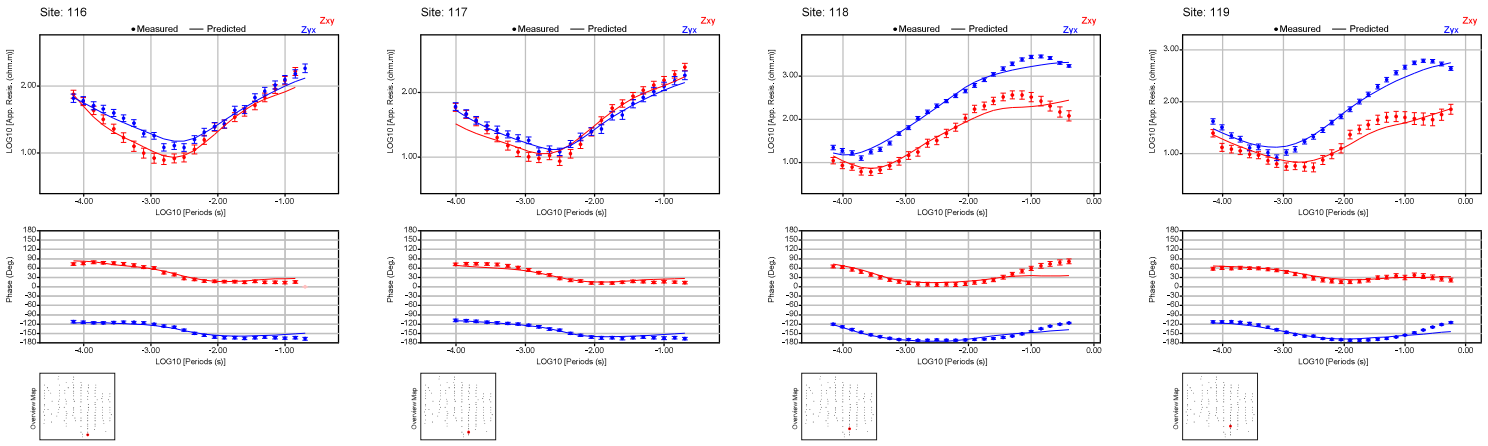

Site: 110
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map

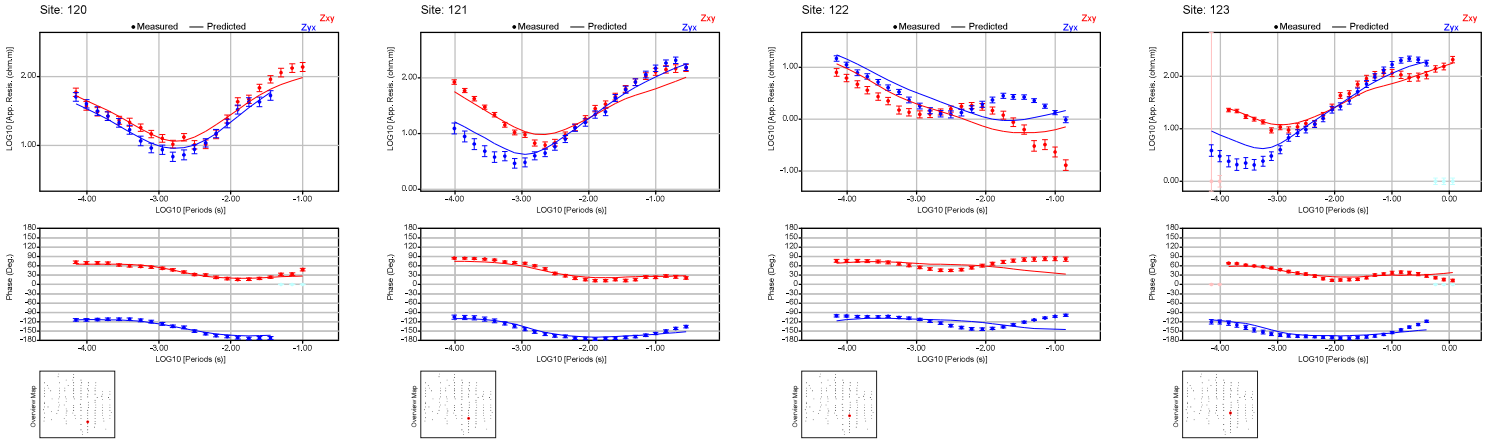

Site: 111
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map

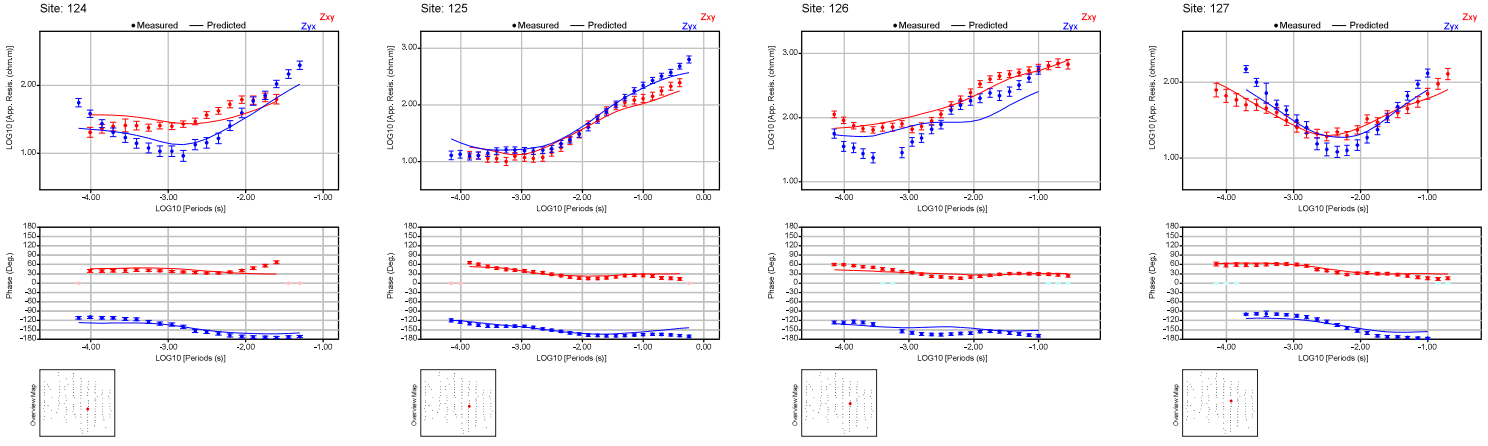

Site: 112
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map

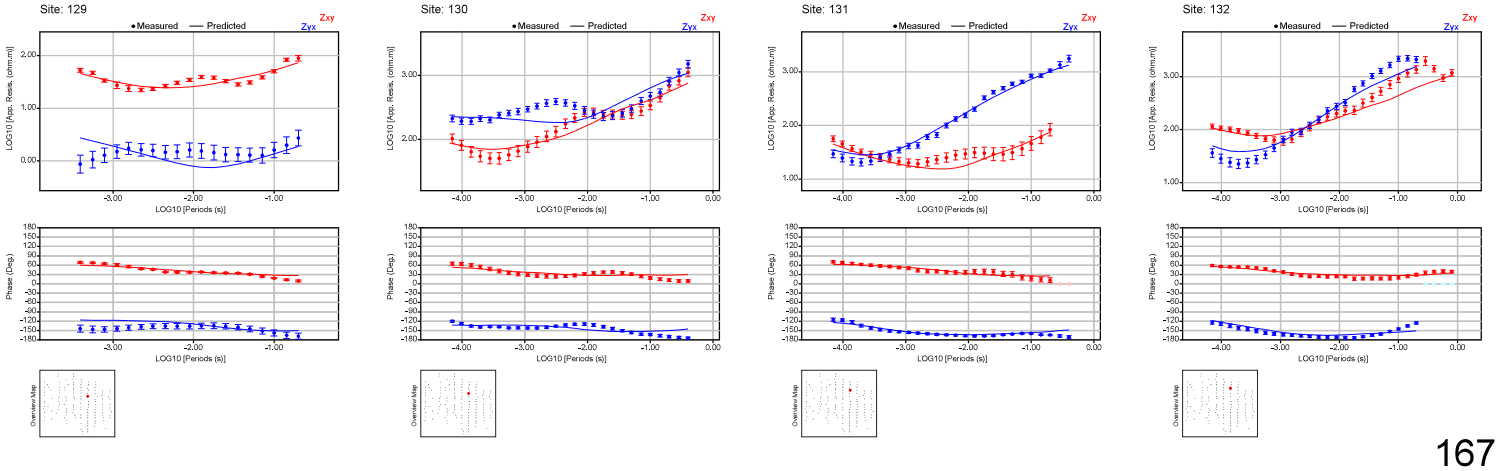

Site: 113
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map


Site: 114
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map

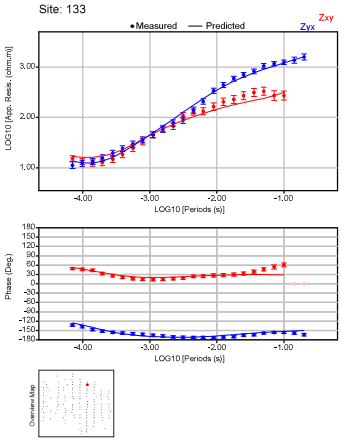

Site: 116
Site: 117
Site: 118
Site: 119
•Measured — Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map


Site: 120
Site: 121
Site: 122
Site: 123
•Measured — Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map

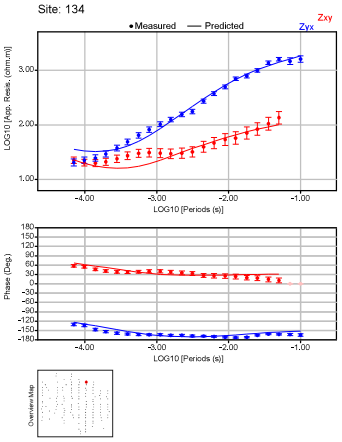

Site: 124
Site: 125
Site: 126
Site: 127
•Measured — Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map


Site: 129
Site: 130
Site: 131
Site: 132
•Measured — Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map

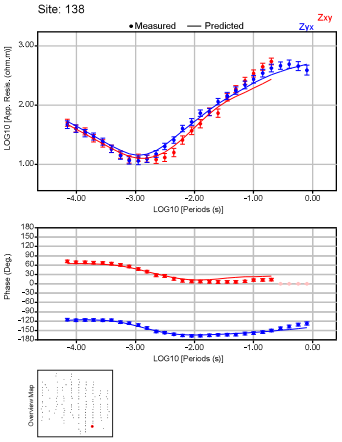
Site: 133



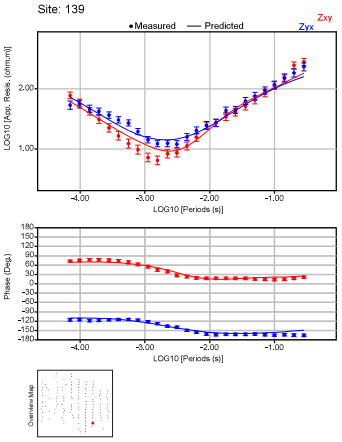
Site: 134



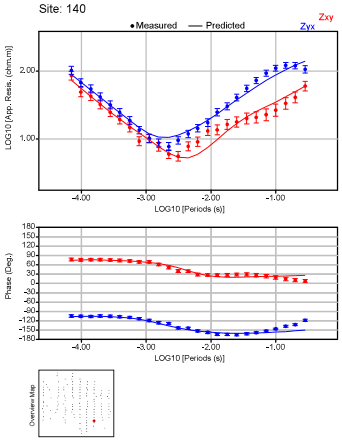
Site: 138



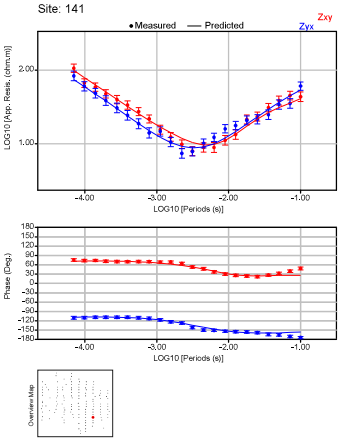
Site: 139



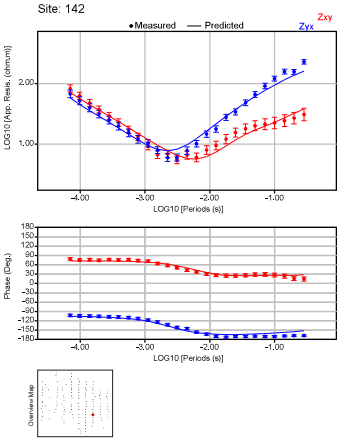
Site: 140



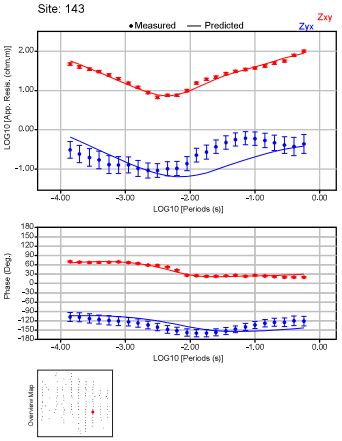
Site: 141



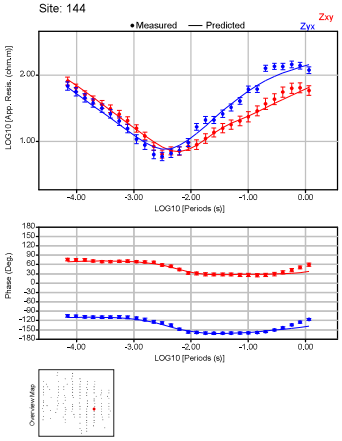
Site: 142



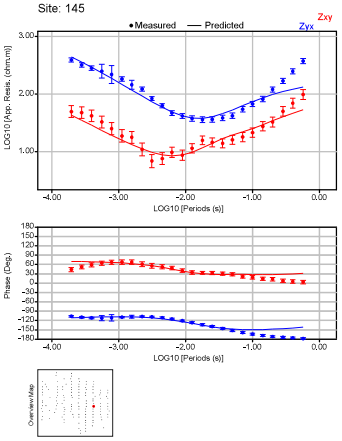
Site: 143



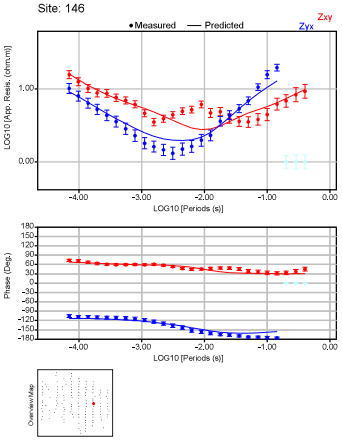
Site: 144



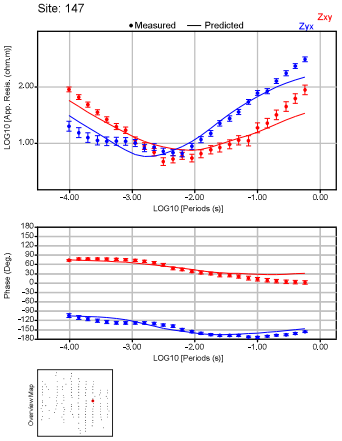
Site: 145



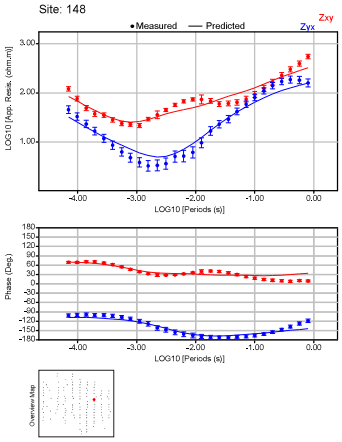
Site: 146



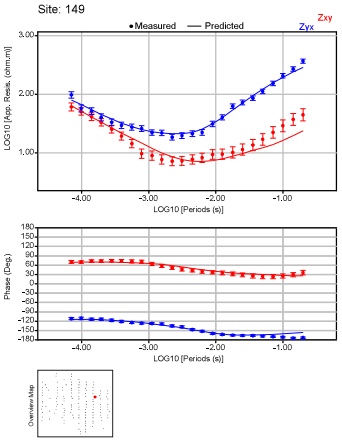
Site: 147



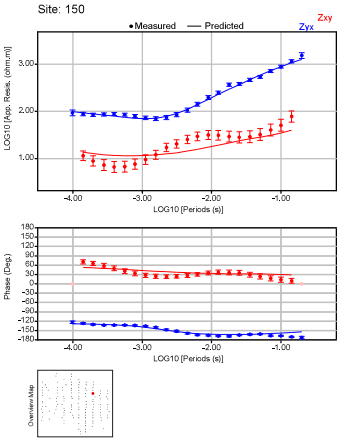
Site: 148



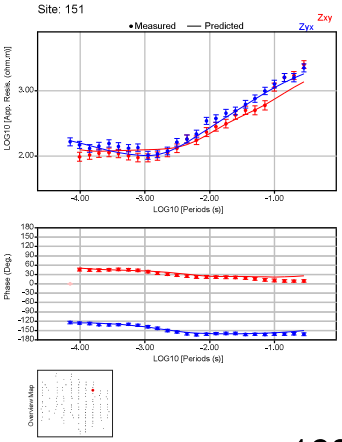
Site: 149

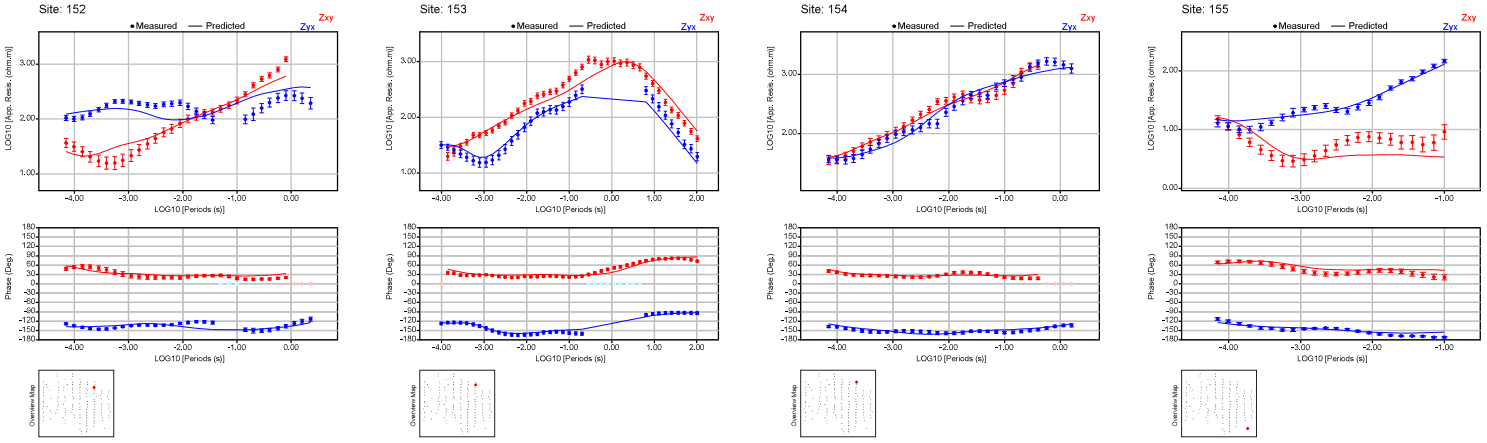


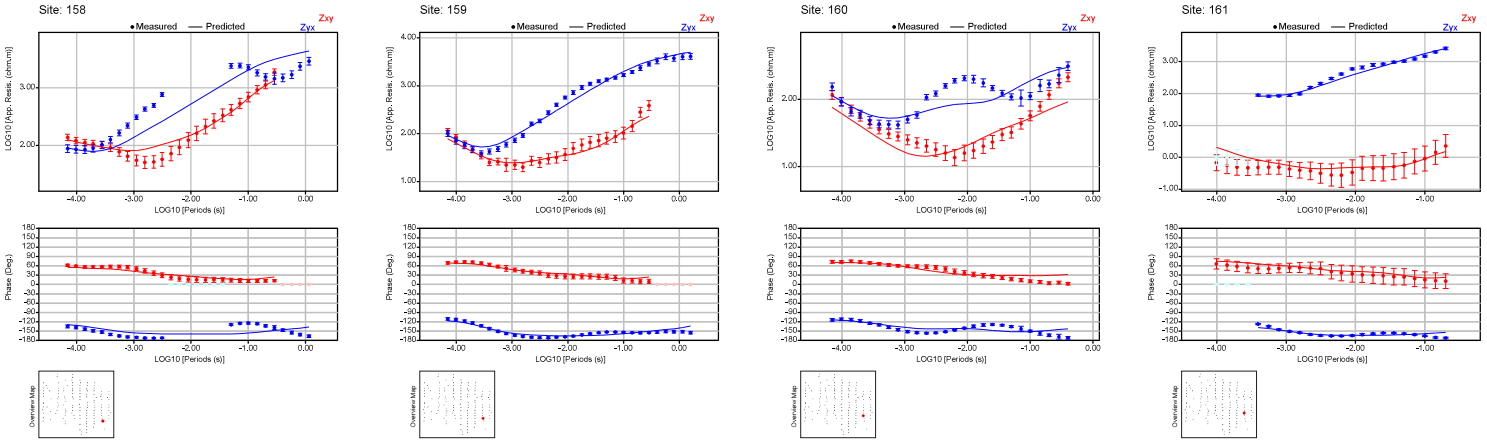
Site: 150

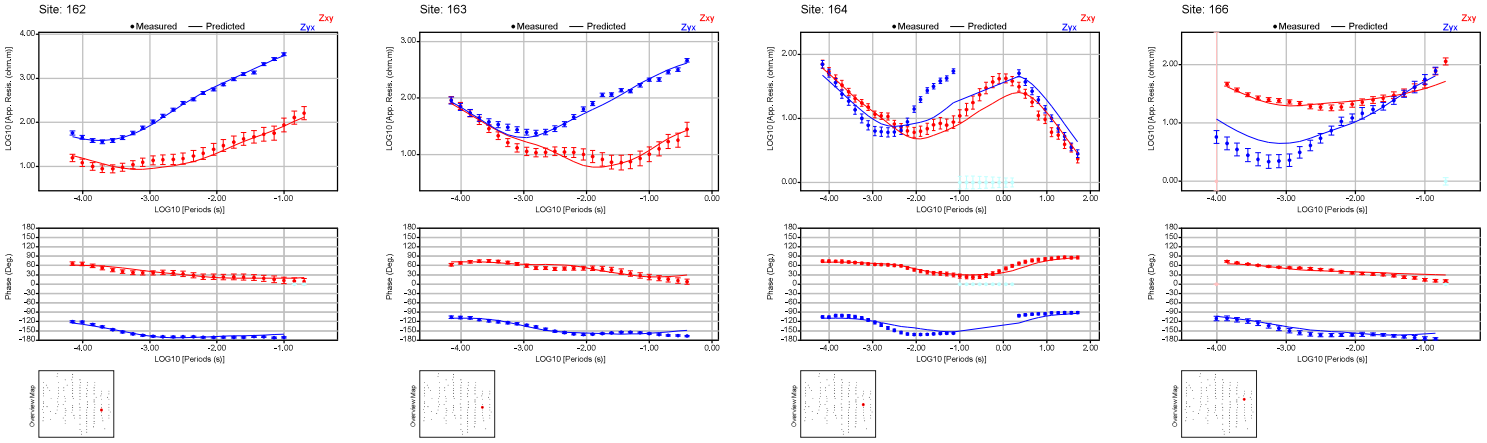


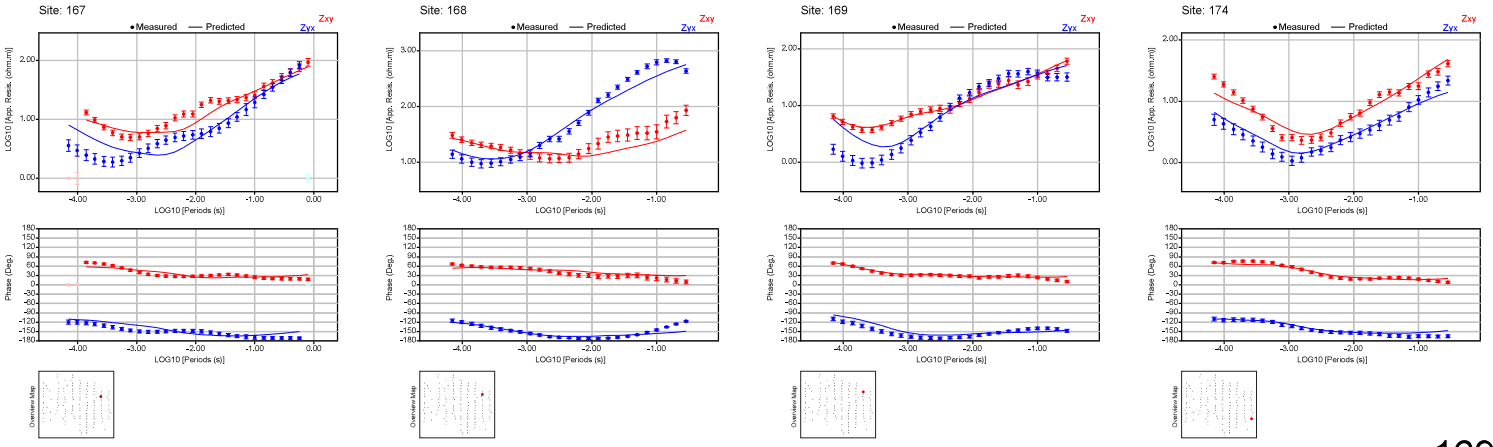
Site: 151

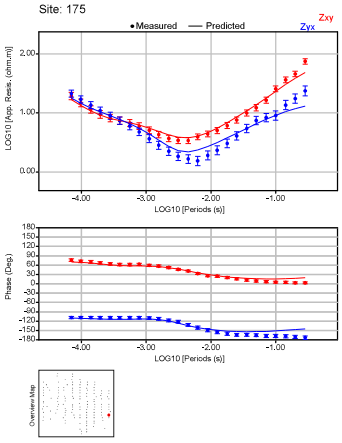


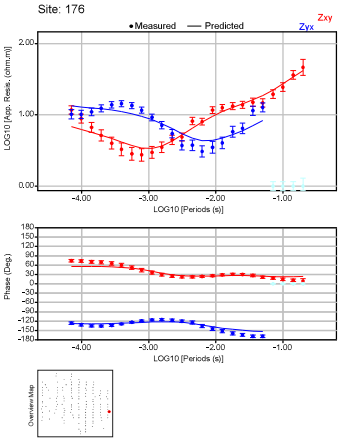

Site: 152
Site: 153
Site: 154
Site: 155
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
Phase (Deg.)
LOG10 [Periods (s)]
Overview Map

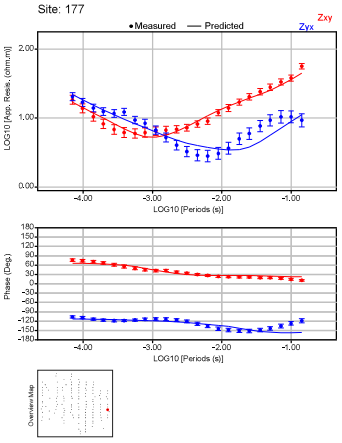

Site: 158
Site: 159
Site: 160
Site: 161
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
Phase (Deg.)
LOG10 [Periods (s)]
Overview Map

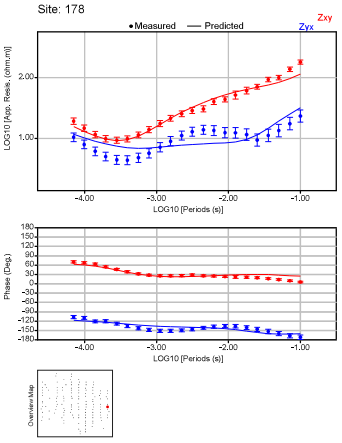

Site: 162
Site: 163
Site: 164
Site: 166
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
Phase (Deg.)
LOG10 [Periods (s)]
Overview Map

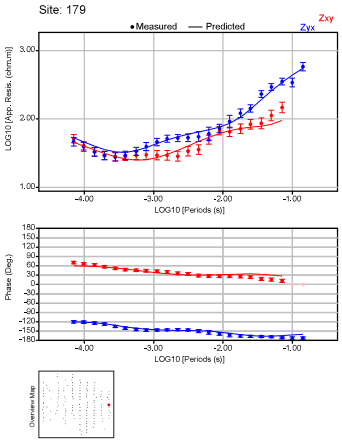

Site: 167
Site: 168
Site: 169
Site: 174
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
Phase (Deg.)
LOG10 [Periods (s)]
Overview Map

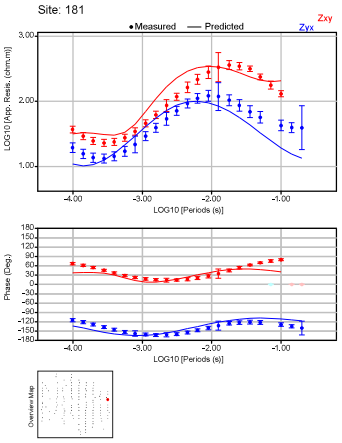

Site: 175
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map

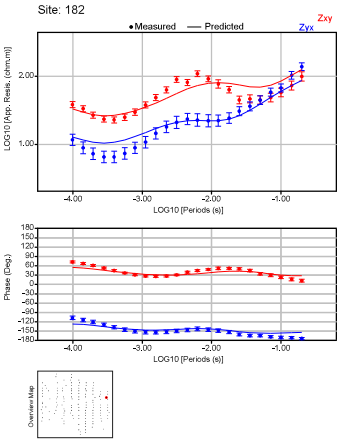

Site: 176
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map

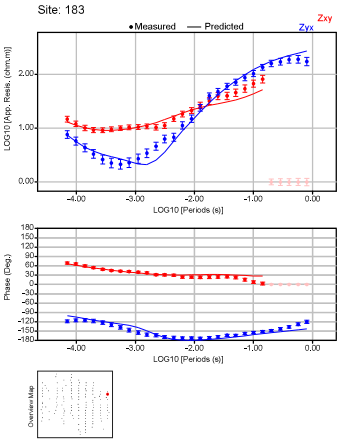

Site: 177
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map

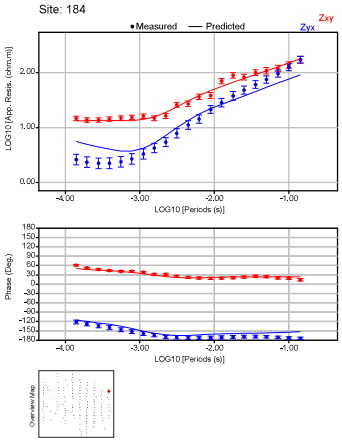

Site: 178
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map


Site: 179
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map


Site: 181
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map


Site: 182
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map


Site: 183
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map


Site: 184
Measured
Predicted
Zxy
Zyx
LOG10 [App. Resis. (ohm.m)]
LOG10 [Periods (s)]
Phase (Deg.)
Overview Map

Apêndice II. Código usado para conversão tempo-profundidade da seção sísmica

```
import numpy as np
import pandas as pd
from matplotlib.patches import Rectangle
import matplotlib.pyplot as plt
import segyio
import os

# Esse código implementa a conversão tempo-profundidade com base na sísmica de poço.
# O tempo sísmico do poço é convertido de OWT para TWT, para coincidir com o tempo
# da seção segy. No entanto, como o range de tempo do poço é inferior ao tempo da
# seção sísmica 2D, a base da seção é cortada para coincidir com o range do poço.

# ============================
# ARQUIVOS
# ============================
segy_file = r"C:\Users\lucca\0319_PETRA_BSF_VIBRO2D_2010_2.0319-0808.POST-STM.540.sgy"
poco_file = r"C:\Users\lucca\poçopetra14.xlsx"
# polígono
corner1 = (341542, 7957730)
corner2 = (345998, 7954274)
xmin, xmax = sorted([corner1[0], corner2[0]])
ymin, ymax = sorted([corner1[1], corner2[1]])
# saída
outdir = routdir = r"C:\Users\Lucca\resultados"
os.makedirs(outdir, exist_ok=True)

# ============================
# FUNÇÃO AUXILIAR
# ============================
def polygon_segments(xs, ys, xmin, xmax, ymin, ymax, dist):
    inside = (xs >= xmin) & (xs <= xmax) & (ys >= ymin) & (ys <= ymax)
    if not inside.any():
        return []

    idx_in = np.where(inside)[0]
    cuts = np.where(np.diff(idx_in) != 1)[0] + 1
    groups = np.split(idx_in, cuts)

    segments = []
    for g in groups:
        if len(g) < 2:
            continue
        x0 = dist[g[0]]
        x1 = dist[g[-1]]
        segments.append((x0, x1))
    return segments

# ============================
# 1) LEITURA DO SEG-Y
# ============================
with segyio.open(segy_file, "r", ignore_geometry=True) as f:
    f.mmap()
    data = f.trace.raw[:]
    dt_ms = f.bin[segyio.BinField.Interval] / 1000
    t_ms = np.arange(data.shape[1]) * dt_ms

    # coordenadas
    TF = segyio.TraceField
    def get_attr(field):
        try:
            return np.asarray(f.attributes(field)[:], float)
```

```
        except:
            return np.zeros(data.shape[0])

    x_cdp = get_attr(TF.CDP_X)
    y_cdp = get_attr(TF.CDP_Y)
    x_src = get_attr(TF.SourceX)
    y_src = get_attr(TF.SourceY)
    x_grp = get_attr(TF.GroupX)
    y_grp = get_attr(TF.GroupY)

# escolher melhor coordenada
def choose_valid(cands):
    for a in cands:
        if np.any(a != 0) and (np.nanmax(a) - np.nanmin(a) > 0):
            return a
    return cands[0]

xs = choose_valid([x_cdp, x_src, x_grp])
ys = choose_valid([y_cdp, y_src, y_grp])

idx = np.arange(xs.size)
mask = np.isfinite(xs) & (xs != 0)
xs = np.interp(idx, idx[mask], xs[mask])
ys = np.interp(idx, idx[mask], ys[mask])

# distância acumulada ao longo da linha
ds = np.hypot(np.diff(xs), np.diff(ys))
dist = np.concatenate(([0], np.cumsum(ds)))

# ============================
# 2) LEITURA DO POÇO
# ============================
df = pd.read_excel(poco_file)
t_owt = df["Tempo sísmico (ms)"].values
z_poco = df["Profundidade"].values
t_twt = 2*t_owt

# poço → UTM (igual seu script original)
from pyproj import Proj
lat = -18 - 30/60 - 45.166/3600
lon = -46 - 25/60 - 6.730/3600
proj = Proj(proj='utm', zone=23, south=True, ellps='WGS84')
xp, yp = proj(lon, lat)

# traço mais próximo
dwell = np.hypot(xs - xp, ys - yp)
trace_idx = np.argmin(dwell)
dist_poco = dist[trace_idx]

# ============================
# 3) OPÇÃO 1: limitar ao intervalo do poço
# ============================
maskt = t_ms <= t_twt.max()
t_cut = t_ms[maskt]
data_cut = data[:, maskt]
# profundidade calibrada
z_cut = np.interp(t_cut, t_twt, z_poco)

# ============================
# 4) MAPA EM PLANTA
# ============================
```

```
plt.figure(figsize=(7,7))
plt.plot(xs, ys, "-k", lw=1.2, label="Linha sísmica")
plt.gca().add_patch(Rectangle((xmin,ymin), xmax-xmin, ymax-ymin,
                              edgecolor="red", facecolor="none", lw=2))
plt.plot(xp, yp, "bo", ms=10)
plt.axis("equal")
plt.title("")
plt.tight_layout()
plt.savefig(os.path.join(outdir,"mapa_op1.png"),dpi=300)
plt.show()

# ============================
# 5) SEGMENTOS DO POLÍGONO
# ============================
segs = polygon_segments(xs, ys, xmin, xmax, ymin, ymax, dist)

# ============================
# 6) SEÇÃO SÍSMICA
# ============================
fig, ax = plt.subplots(figsize=(18,8))

im = ax.imshow(
    data_cut.T,
    extent=[dist.min(), dist.max(), z_cut.max(), z_cut.min()],
    aspect='auto',
    cmap='seismic'
)

plt.colorbar(im, ax=ax, label="Amplitude")
ax.set_xlabel("Distance (m)")
ax.set_ylabel("Depth (m)")
ax.set_title("")

# ============================
# DESENHO DEFINITIVO: MARCADORES NA SUPERFÍCIE
# ============================
y1, y2 = ax.get_ylim()
z_superficie = min(y1, y2)

ax.plot(
    dist_poco, z_superficie,
    marker='v', markersize=14,
    markeredgecolor='black', markeredgewidth=0.6,
    color='blue', zorder=10
)

for x0, x1 in segs:
    for xpos in (x0, x1):
        ax.plot(
            xpos, z_superficie,
            marker='v', markersize=14,
            markeredgecolor='black', markeredgewidth=0.6,
            color='orange', zorder=9
        )
plt.tight_layout()

# 🚀 **EXPORTAR SEÇÃO SÍSMICA**
plt.savefig(os.path.join(outdir, "secao_sismica.png"), dpi=300)
plt.show()
```

Apêndice III. Composição de elementos maiores e traços do Grupo Mata da Corda

Country-Province-Complex	Ref.:	Rock Type	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	L.O.I.	Total	Ba	Ce	Cr	Cu	Ga	La	Nb	Nd	Ni	Pb	Rb	Sc	Sr	Th	U	V	Y	Zn	Zr
Brazil-APIP-Mata da Corda Central	1	Kamafugite breccia	38.9	6.58	5.75	15.68	0.26	14.6	7.17	0.19	1.3	2.09	7.49	100	4480	444	220	125	16.3	235	248	169	180	19	171	28	1825	22.7	4.9	235	29.2	104	687
Brazil-APIP-Mata da Corda Central	1	Kamafugite breccia	38.1	4.88	5.61	12.91	0.24	11.1	11.4	0.22	4.33	2.65	8.58	100	4740	344	160	154	13.5	187	231	126	124	23	229	28	1820	17.9	5.5	247	28.8	108	813
Brazil-APIP-Mata da Corda Central	1	Kamafugite breccia	40.3	6.94	6.45	16.8	0.26	11.05	7.17	0.36	3.35	2.22	5.27	100.2	4110	344	160	117	12.7	188.5	226	128.5	119	20	205	25	2160	18.3	5.2	315	27.6	100	780
Brazil-APIP-Mata da Corda Central	1	Kamafugite breccia	30.2	3.97	5.41	10.29	0.23	5.69	21.4	0.26	4.88	2.09	15.62	100	4860	486	250	123	17.2	242	242	185.5	167	18	173	24	1805	27.8	4.9	256	30.7	99	673
Brazil-APIP-Mata da Corda Central	1	Kamafugite breccia	34.5	5.35	6.09	12.36	0.22	6.79	16.15	0.25	5.29	2.4	9.33	98.7	3980	523	300	158	17.4	257	247	203	225	21	174	28	1860	28.4	5.7	236	29.8	109	756
Brazil-APIP-Mata da Corda Central	1	Kamafugite breccia	36	8.86	8.27	25.72	0.22	5.31	3.42	0.2	1.35	2.16	8.76	100.3	9620	580	360	142	14.8	280	252	230	233	25	163	29	2090	32.4	5.1	257	30.5	111	829
Brazil-APIP-Mata da Corda Central	1	Kamafugite breccia	29.5	6.41	3.54	14.62	0.21	10.1	19.9	0.36	2.36	2.14	7.58	96.7	6880	559	290	142	16.5	268	251	218	211	24	172	28	1980	31.2	4.9	306	31.7	132	837
Brazil-APIP-Mata da Corda Central	1	Kamafugite breccia	31.2	5.13	4.99	15.36	0.23	7.23	15.7	0.38	5.11	2.21	12.63	100.2	5070	503	300	126	17.3	250	230	198	217	25	207	25	1825	26.8	4.5	339	29.1	97	781
Brazil-APIP-Mata da Corda Central	1	Kamafugite lava	38	6.71	6.92	17.16	0.2	9.73	7.34	0.16	4.72	2.39	6.59	99.9	2080	621	550	106	17	298	240	252	434	17	119	28	1035	36.7	4.2	204	28.5	95	558
Brazil-APIP-Mata da Corda Central	1	Kamafugite lava	37.1	7.54	8.63	19.38	0.28	5.49	6.32	0.16	5.38	3.44	6.28	100	1300	584	600	93	14.7	285	221	236	400	15	80	25	1120	34.3	4.3	283	26.3	86	508
Brazil-APIP-Mata da Corda Central	1	Kamafugite lava	36.5	7.88	6.97	19.31	0.25	9.07	7.19	0.08	3.34	2.43	7.29	100.3	1655	600	530	92	15.9	291	235	242	395	13	96	25	1080	34.9	4.6	182	27.1	86	511
Brazil-APIP-Mata da Corda Central	1	Kamafugite lava	39.4	6.01	5.58	15.42	0.27	12.8	8.2	0.06	2.58	2.8	6.9	100	1310	635	550	94	15.8	314	246	260	413	17	78	26	1195	38.2	5.1	221	28.1	90	534
Brazil-APIP-Mata da Corda Central	1	Kamafugite lava	35.4	7.69	6.51	21.1	0.2	8.36	7.65	0.19	1.56	3.78	7.64	100.1	1165	524	330	117	16.9	281	273	211	316	21	100	27	1170	26.7	5.3	332	29.5	100	587
Brazil-APIP-Mata da Corda Central	1	Kamafugite lava	33.5	5.96	5.27	16.69	0.2	11.35	12.2	0.05	3.39	2.29	9.04	99.9	684	584	680	101	22.1	283	234	233	523	17	69	26	1265	36.9	5.1	302	25.4	94	509
Brazil-APIP-Mata da Corda Central	1	Kamafugite lava	36.2	4.74	4.34	14.04	0.21	15.5	14.3	0.12	1.56	2.18	7.42	100.6	1580	400	610	88	16.2	207	175	167	489	18	85	22	1800	22.8	3.6	187	21.1	84	487
Brazil-APIP-Mata da Corda Central	1	Kamafugite lava	40.6	5.03	6.74	13.6	0.22	7.65	10.85	0.11	6.51	2.09	6.55	100	480	390	870	84	13.5	202	164.5	166	666	14	53	23	1160	22.5	3.7	193	19.9	85	414
Brazil-APIP-Mata da Corda Central	1	Kamafugite lava	35.8	9.1	8.08	25.32	0.26	4.58	4.45	0.12	1.02	2.69	8.58	100	4130	290	190	148	17.6	173	239	107	224	23	201	32	1150	12.5	5	239	29.1	110	774
Brazil-APIP-Mata da Corda Central	1	Kamafugite lava	34.5	9.17	7.59	24.42	0.13	4.64	5.97	0.18	1.05	3.79	7.06	98.5	4170	236	160	141	16.9	140.5	188.5	84.4	182	18	228	27	1395	9.9	3.6	148	23.5	93	648
Brazil-APIP-Mata da Corda Central	1	Kamafugite lava	34.5	9.46	7.39	23.06	0.22	6.19	6.63	0.21	1.54	4.21	6.65	100.1	4910	338	180	162	17.1	192	248	125	217	22	187	33	1180	15.7	5.5	343	29.4	112	755
Brazil-APIP-Mata da Corda Central	1	Kamafugite lava	35.2	9.14	7.44	23.86	0.23	5.81	5.23	0.19	1.37	3.15	8.43	100.1	1120	460	260	123	16.6	248	268	172	203	18	181	31	1230	23.5	5.5	281	29	123	616
Brazil-APIP-Mata da Corda North	1	Kamafugite lava	38.07	5.12	6.58	11.45	0.2	13.51	12.87	1.17	2.9	0.87	5.09	97.8	12382	646.1	548.5	130.4	14.8	303.5	187.7	178.2	324.9	9.2	115	26.5	1677	28.1	5.1	356.8	23.4	91.2	463.5
Brazil-APIP-Mata da Corda North	1	Kamafugite lava	40.51	3.69	6.43	12.75	0.21	14.72	10.34	2.74	1.26	1.27	4.99	98.9	3849	463.2	951.7	83.1	15.4	222.5	136.5	135.8	588.3	14	163	21.4	1591	18.5	3.4	278.7	25.9	105.7	434.3
Brazil-APIP-Mata da Corda North	1	Kamafugite lava	42.17	3.64	6.84	13.66	0.21	14.6	10.58	2.8	1.24	1.26	3.58	100.6	3153		819.9	75.6			140.8		519.1		161	22.2	1703			255.7	38.6	115.3	382.2
Brazil-APIP-Mata da Corda North	1	Kamafugite lava	42.57	3.71	7.07	13.64	0.21	13.96	10.09	2.21	1.42	1.21	5.52	101.6	3790	459.1	784.6	80.6	15.5	220.2	135	124.5	519.7	11.6	208	20.7	1556	20.9	4.1	176.9	35.1	116.3	393.1
Brazil-APIP-Mata da Corda North	1	Near primary melt	38.94	3.63	5.01	12.57	0.19	21.43	10.26	1.49	1.48	0.47	6.03	101.5	6856		1320	99.6			137.6		871.4		148	22.5	1301			282.4	21.6	87.5	481.9
Brazil-APIP-Mata da Corda North	1	Near primary melt	38.82	3.61	4.81	12.46	0.19	20.52	10.29	1.04	1.39	0.45	5.14	98.7	10624		1301.5	106.8			132.6		890.8		127	23.7	1250			278.1	19.3	90	427.1
Brazil-APIP-Mata da Corda North	1	Kamafugite lava	40.7	3.96	6.77	12.17	0.18	12.96	10.61	2.52	2.64	1.13	3.82	97.5	2151	298	493.7	82.8	15	145	119.3	111	399	5	95	18.3	1815	9.9	3.5	270.5	34	117.9	515.6
Brazil-APIP-Mata da Corda North	1	Kamafugite lava	40.1	4.9	6.91	11.2	0.2	10.74	12.59	1.26	1.95	0.69	5.19	95.7	33427		258.4	95.3			170.8		138.5		151	21.9	1517			306.4	22.1	83.6	530.8
Brazil-APIP-Mata da Corda North	1	Kamafugite lava	41.1	3.7	6.44	12.57	0.21	15.06	10.57	2.93	1.2	1.18	4.15	99.1	3598		1042.4	77.9			140		609.7		125	21.2	1638			275.3	37.4	109.5	369.9
Brazil-APIP-Mata da Corda North	1	Kamafugite lava	33.7	6.38	5.11	15.9	0.23	15.14	10.11	0.41	2.98	0.89	6.12	97	12059	513	1018.4	150.4	16	266	221.6	156	618.9	9	324	28.8	1792	26.8	5.9	195.9	25.8	106.5	594.5
Brazil-APIP-Mata da Corda North	1	Near primary melt	38.35	3.66	4.88	12.34	0.18	20.4	9.74	0.44	1.17	0.45	5.42	97	17804	284	1177.7	92.5	11	143	120.8	90.2	817	5	120	16.3	1264	11.8	3.6	241.3	22.9	100.1	372.9
Brazil-APIP-Mata da Corda North	1	Near primary melt	35.84	5.03	2.83	14.83	0.24	25.35	11.47	0.29	2.66	1.45	1.08	101.1			1485						947										
Brazil-APIP-Mata da Corda North	1	Near primary melt	35.24	7.08	3.08	16.97	0.2	22.52	11.71	0.29	2.21	0.7	10.31	110.3			1116						788										
Brazil-APIP-Mata da Corda North	1	Kamafugite lava	35.9	5.11	6.53	11.36	0.26	10.39	11.01	1.35	2.72	0.97	6	91.6	34409		205.4	117.8			171.7		145.5		171	23.2	2050			308.9	31.7	113	513.3
Brazil-APIP-Mata da Corda South	1	Kamafugite diatreme	40.63	4.32	6.23	13.49	0.19	15.86	12.8	1.39	2.11	1.37	1.3	100								154			69		2866						
Brazil-APIP-Mata da Corda South	1	Kamafugite diatreme	40.2	4.27	6.06	12.52	0.19	14.23	11.19	2.56	2.09	1.32	5.17	100								146.9			106		1907						
Brazil-APIP-Mata da Corda South	1	Kamafugite diatreme	39.23	4.25	6.38	13.28	0.19	15.2	12.0	1.4	2.52	1.35	3.76	100	1764	306	904.7		12.5	173	130	130	449.5		112	25.8	2030	16.6	3.1	281.6	32	117.6	616
Brazil-APIP-Mata da Corda South	1	Kamafugite diatreme	39.69	4.22	6.09	13.18	0.19	15.5	12.51	1.35	2.06	1.33	3.34	100	2052	362	773.2		15.8	201	130	154	489.6		69	30.3	2866	19.4	3.5	259.5	34.9	116.7	578
Brazil-APIP-Mata da Corda-This work	TW	kamafugite lava	35.85	5.01	4.47	15.23	0.22	16.37	11.54	0.34	0.98	1.47	9.12	100.6	509	308	609	150	21	173	198	105	573	< 4	68	37	1422	< 7	< 3	486	25	104	676
Brazil-APIP-Mata da Corda-This work	TW	kamafugite lava	33.66	6.17	5.16	15.55	0.23	12.68	14.35	0.29	1.42	1.64	7.88	99.03	7687	395	288	159	14	231	238	134	308	< 4	113	42	2311	< 7	< 3	311	31	110	765
Brazil-APIP-Mata da Corda-This work	TW	kamafugite lava	34.55	6.48	5.78	16.5	0.25	10.01	13.15	0.24	2.97	1.87	8.44	100.24	2447	345	106	193	19	200	244	115	168	< 4	265	45	1855	< 7	< 3	306	32	122	910
Brazil-APIP-Mata da Corda-This work	TW	kamafugite lava	35.05	5.94	5.21	14.04	0.2	10.69	12.31	0.28	3.65	1.7	10.99	100.06	5329	274	48	145	17	181	233	92	110	< 4	192	42	1249	< 7	< 3	302	26	104	745
Brazil-APIP-Mata da Corda-This work	TW	kamafugite lava	34.9	5.94	5.18	13.96	0.2	10.61	12.28	0.27	3.62	1.69	10.99	99.63	5317	268	55	144	17	182	233	91	109	< 4	194	46	1252	< 7	< 3	310	26	102	745

References

1 - Ruiz et al., 2023

TW - This work

Apêndice IV. Diagrama multielementar de elementos-traço normalizado para o manto primitivo

