



**UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA**  
**“JÚLIO DE MESQUITA FILHO”**

Câmpus de Rio Claro



Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente

**INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOELÉTRICOS E  
ESTRUTURAIS NO ESTUDO DE OCORRÊNCIAS DE  
OURO NA REGIÃO DE SÃO SEPÉ, RIO GRANDE DO SUL**

**BRUNO DANIEL LENHARE**

Orientador: César Augusto Moreira

Rio Claro (SP)

2019

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA  
“Júlio de Mesquita Filho”  
Instituto de Geociências e Ciências Exatas  
Câmpus de Rio Claro

BRUNO DANIEL LENHARE

INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOELÉTRICOS E ESTRUTURAIS NO  
ESTUDO DE OCORRÊNCIAS DE OURO NA REGIÃO DE SÃO SEPÉ,  
RIO GRANDE DO SUL

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geociências e Meio Ambiente

Orientador: Prof. Dr. César Augusto Moreira

Rio Claro – SP

2019

L566i      Lenhare, Bruno Daniel  
Integração de dados geoeletricos e estruturais no estudo de ocorrências de ouro na região de São Sepé, Rio Grande do Sul / Bruno Daniel Lenhare. -- Rio Claro, 2019  
173 p.

Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro  
Orientador: César Augusto Moreira

1. Prospecção Métodos geofísicos. 2. Prospecção elétrica. 3. Geologia Pesquisa. I. Título.

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

**DEFESA DE TESE DE DOUTORADO**  
**PROGRAMA: Geociências e Meio Ambiente**

**Integração de dados geotécnicos e estruturais no estudo de  
ocorrências de ouro na região de São Sepé, Rio Grande do Sul**

Candidato: Bruno Daniel Lenhare

Comissão Examinadora:

1. Prof. Dr. CÉSAR AUGUSTO MOREIRA – Orientador  
IGCE / UNESP/Rio Claro (SP)
2. Prof. Dr. VAGNER ROBERTO ELIS  
IAG / USP/São Paulo (SP)
3. Prof. Dr. Rômulo Machado  
IGc / USP/São Paulo (SP)
4. Profa. Dra. ANA OLÍVIA BARUFI FRANCO DE MAGALHÃES  
UNIFAL / Poços de Caldas (MG)
5. Dr. IATA ANDERSON DE SOUZA  
IGCE / UNESP/Rio Claro (SP)

**CONCEITO: APROVADO**

Data: 23/08/2019

Horário: 14:00 horas

Local: Prédio da Pós-Graduação em Geociências

*Aos meus pais, Maria e Eloy, ao meu irmão André.*

*Para Mari.*

## **AGRADECIMENTOS**

Deixo aqui os meus agradecimentos às pessoas que, sem as quais esta tese não teria sido concretizada.

Ao meu orientador, Prof. Dr. César Augusto Moreira, que desde o início de minha jornada geológica, com paciência e dedicação, acreditou e incentivou este aluno na realização de um objetivo.

Ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista pela formação acadêmica recebida ao longo destes anos e aos seus professores pelas orientações oportunas em muitas disciplinas.

Ao pessoal do Rio Grande do Sul, em especial a Lenon Mello Ilha, que esteve presente nas campanhas de campo e nas discussões de resultados. Ao Paulo que sempre nos acolheu durante as semanas que ficamos em Caçapava do Sul. A Rodolfo Busolin e Bruna Lenko, pela ajuda na execução das linhas de tomografia, companhia em campo, e também para discussões importantes.

Aos meus pais, Maria e Eloy, pela força, apoio e carinho sempre.

À Mari, que com muita paciência, dedicação e carinho, esteve ao meu lado nestes últimos anos, incentivando e apoiando minhas decisões.

Finalmente, para não cometer o injusto ato do esquecimento, agradeço a todos que de alguma maneira contribuíram para que esta etapa fosse concluída.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001

Agradecemos também ao CNPq (Projeto 870419/1997-8, Bolsa 142249/2018-1) pelo apoio financeiro durante todo período.

## RESUMO

Este trabalho apresenta a caracterização geológico-geofísica de duas ocorrências auríferas, uma na Fazenda do Funcho e a outra no Gabro Santa Catarina, ambas situadas no município de São Sepé, região centro-sul do Rio Grande do Sul. Ocorrências de ouro em concentrado de bateia em geoquímica de sedimentos de correntes realizados por trabalhos anteriores motivaram a continuidade da pesquisa nas duas áreas. A metodologia utilizada para atingir os objetivos foi o reconhecimento geológico de campo, levantamento de medidas estruturais e aquisição de dados geofísicos com aplicação dos métodos eletrorresistividade (ER) e polarização induzida (IP), por meio da técnica de tomografia elétrica, com execução dos arranjos dipolo-dipolo e Schlumberger. Os dados foram processados com base na técnica de inversão elétrica 2D e posteriormente interpolados para uma visualização em 3D. A análise dos dados permitiu a delimitação tridimensional de possíveis mineralizações sulfetadas em profundidade provenientes de fluidos hidrotermais provavelmente oriundos da intrusão do Granito São Sepé, que se caracterizou como uma fonte de calor e que remobilizou o ouro de outras rochas da região para as rochas das áreas estudo. A integração dos dados geoeletricos e estruturais, associados ao contexto metalogenético da região sugerem que as mineralizações de ouro estão hospedadas em fraturas, foliação e veios de quartzo nas rochas da Fazenda do Funcho e em fraturas do Gabro Santa Catarina. A partir da análise e interpretação de modelos de inversão 2D e de visualização 3D adquiridos no levantamento geofísico entende-se que o arranjo dipolo-dipolo é o mais adequado para este estudo em relação ao arranjo Schlumberger. O arranjo dipolo-dipolo apresenta melhor resolução de contraste entre as propriedades físicas das rochas estruturas que apresentam atitudes verticalizadas, como é o caso de ambas as áreas. Esses resultados permitem traçar uma estratégia para a execução de uma futura campanha de perfurações direcionadas aos alvos encontrados, o que possibilita otimizar uma campanha de pesquisa mineral, com redução de incertezas. Esse panorama é decisivo em termos de uma quantificação adequada de reservas minerais e de viabilidade econômica de ocorrências, além de ser incentivo para o uso destes métodos e técnicas para a prospecção de outros bens minerais em outras regiões.

**Palavras-chave:** pesquisa mineral, resistividade, cargabilidade, tomografia elétrica, ouro, sulfeto.

## ABSTRACT

This thesis presents the geological and geophysical characterization of two gold occurrences, one at Funcho Farm and the other at Santa Catarina Gabbro, both located in the city of São Sepé, south-central region of Rio Grande do Sul. Gold occurrences in pan concentrate in stream sediment geochemistry performed by previous works motivated the continuity of the research in both areas. The methodology used to achieve the objectives was the geological field recognition, structural measures survey and geophysical data acquisition with the application of the electroresistivity (ER) and induced polarization (IP) methods, by means of the electric tomography technique, with the execution of the arrangements dipole-dipole and Schlumberger. Data were processed based on the 2D electrical inversion technique and then interpolated for a 3D view. The data analysis allowed the three-dimensional delimitation of possible deep sulphide mineralizations from hydrothermal fluids probably from the São Sepé Granite intrusion, which was characterized as a heat source and remobilized the gold from other rocks of the region to the rocks of the areas. study. The integration of geoelectric and structural data associated with the region's metallogenetic context suggests that gold mineralizations are hosted in fractures, foliation and quartz veins in the rocks of Funcho Farm and in fractures of Santa Catarina Gabbro. From the analysis and interpretation of 2D inversion and 3D visualization models acquired in the geophysical survey it is understood that the dipole-dipole arrangement is the most suitable for this study in relation to the Schlumberger arrangement. The dipole-dipole arrangement presents better contrast resolution between the physical properties of the rock structures that have vertical attitudes, as is the case in both areas. These results allow to outline a strategy for the execution of a future drilling campaign directed to the found targets, which makes it possible to optimize a mineral research campaign, reducing uncertainties. This scenario is decisive in terms of an adequate quantification of mineral reserves and the economic viability of occurrences and is an incentive for the use of these methods and techniques for prospecting other mineral assets in other regions.

**Keywords:** mineral research, resistivity, chargeability, electrical tomography, gold, sulfide.



## LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – Produção histórica do ouro no Brasil. Adaptado de Mackenzie & Doggett (1991) e Brasil (2016).....	12
Figura 1.2 - Produção de ouro no Brasil proveniente dos garimpos e das empresas de mineração. Fonte: Brasil, 2016.....	12
Figura 1.3 – Descobertas mundiais de depósitos gigantes tem diminuído com passar do tempo (MOON <i>et al.</i> 2006). .....	14
Figura 2.1 - Relação entre a Resistência, a Resistividade, o Comprimento e a área da Seção Transversal .....	21
Figura 2.2 - Medição de voltagem e a relação entre corrente e diferença de potencial, denominada Lei de Ohm. Adaptado de Mussett & Khan (2000). .....	22
Figura 2.3 - Condução de eletricidade em rochas e metais. Modificado de Mussett & Khan (2000).....	23
Figura 2.4 – a) Polarização de Membrana e b) polarização de eletrodo. Adaptado de Kearey <i>et al.</i> (2002).....	25
Figura 2.5 - Decaimento do potencial relacionado ao efeito IP após a interrupção da corrente primária (LOWRIE, 2007).....	27
Figura 2.6 - Fenômeno de polarização induzida, com decaimento da diferença de potencial e registro num intervalo de tempo definido (KEAREY <i>et al.</i> , 2002).....	28
Figura 2.7 - Principais técnicas de campo utilizadas nos arranjos geofísicos elétricos e cálculo das resistividades aparentes (LOWRIE, 2007). .....	29
Figura 2.8 - Esquema de aquisição de dados utilizando o arranjo Schlumberger (LOWRIE, 2007).....	30
Figura 2.9 – Esquema de aquisição de dados utilizando o arranjo dipolo-dipolo com cinco níveis de investigação em profundidade. Adaptado de Coggon (1973).....	32
Figura 3.1 - Localização das áreas de estudo. Fonte: Carta topográfica Folha Passo do Salsinho, IBGE (1977).....	37
Figura 3.2 – Localização de detalhe da área da Fazenda do Funcho. Fonte: pesquisa do autor .....	38
Figura 3.3 – Localização de detalhe da área do Gabro Santa Catarina. Fonte: pesquisa do autor. ....	38

Figura 4.1 – a) Aquisição de dados estruturais; b) Resistímetro Terrameter LS da ABEM <i>Instruments</i> utilizado na aquisição dos dados geofísicos. Fonte: fotografia do autor. ....	41
Figura 5.1 – Localização das áreas de estudo em relação à Bacia Hidrográfica do Rio Vacacaí. Fonte: CPRM (2016). ....	43
Figura 5.2 – Drenagens na área da Fazenda do Funcho. Fonte: pesquisa do autor.	44
Figura 5.3 – Drenagens na área do Gabro Santa Catarina. Fonte: pesquisa do autor. ....	44
Figura 5.4 – Mapa geomorfológico da Folha Passo do Salsinho, com localização da região de estudo. Modificado de CPRM (1995).....	46
Figura 6.1 - Distribuição das principais unidades litotectônicas, eventos e processos tectônicos do ESRG com base em dados geocronológicos, composição dos magmas, tipo de bacia e eventos orogênicos. As barras horizontais apresentam os dados de zircão detrítico em complexos metassedimentares. Legenda da Bacia do Camaquã: MG - Grupo Maricá, BJG / HIL - Grupo Bom Jardim / Andesito Hilário, SBG / AV - Grupo Santa Barbara / Riolito Acampamento Velho e GG / RV - Grupo Guaritas / Andesito Rodeio Velho. Fonte: adaptado de Philipp <i>et al.</i> (2016). ....	48
Figura 6.2 – Mapa geológico do Terreno São Gabriel. B: Bagé, CS: Caçapava do Sul, DP: Dom Pedrito, LS: Lavras do Sul, SG: São Gabriel, SS: São Sepé, ISZ: Zona de Cisalhamento de Ibaré, PVNSZ: Zona de Cisalhamento Palma-Vila Nova, CSSZ: Zona de Cisalhamento de Caçapava do Sul. Adaptado de Philipp <i>et al.</i> (2016). ....	50
Figura 6.3 - Localização das áreas de estudo e contexto litoestratigráfico da região. Fonte: CPRM 2010.....	53
Figura 6.4 – Acima: vulcanismo e formação de depósitos sulfetados; abaixo: retorno a um ambiente de arco compressivo e deformação da sucessão litológica. Fonte: modificado de Groves (1996). ....	63
Figura 6.5 – A: visão geral da área da Fazenda do Funcho. A visada da fotografia é de NW para SE e observa-se o relevo suavizado, com declive para E-NE, com predomínio de pastagens. B: Foliação do serpentinito, com destaque para a coloração esverdeada e aspecto sedoso e crenulado. C e D: Serpentinito com dobras e crenulações em diversas direções. E: veios de quartzo fraturados e dimensão centimétrica. F: Veios de quartzo de dimensões métricas (3 metros de comprimento),	

que corroboram com a hipótese de o minério de ouro estar associado a este elemento. Fonte: fotos do autor. ....	68
Figura 6.6 – A: visão geral da região do Gabro Santa Catarina. A visada da fotografia é de SW para NE. B, C e D: afloramentos do gabro em margens e leito de drenagem com destaque para o grau de fraturamento da rocha. Fonte: fotos do autor. ....	70
Figura 7.1 - Eletrodos cerâmicos não polarizáveis (A) preenchidos por solução supersaturada de sulfato de cobre (B) que percolam o solo por meio da base porosa (C). Fonte: Cortes (2015). ....	73
Figura 7.2 - Etapas percorridas desde a disposição do cabo até a fixação e preenchimento dos eletrodos. Fonte: Cortes (2015). ....	74
Figura 7.3 - Equipamento Terrameter LS (ABEM) utilizado na aquisição de dados geofísicos. Fonte: fotografia do autor. ....	75
Figura 7.4 – Distribuição das linhas de tomografia elétrica na área da Fazenda do Funcho, segundo o rumo N50. Fonte: pesquisa do autor. ....	76
Figura 7.5 – Distribuição das linhas de tomografia elétrica na área do Gabro Santa Catarina. Fonte: pesquisa do autor. ....	77
Figura 8.1 - Lineamentos nas escalas 1:100.000, 1:50.000 e 1:10.000. As cores das rosetas de frequência se referem às cores da escala dos lineamentos no mapa. Fonte: pesquisa do autor. ....	82
Figura 8.2 – Localização dos afloramentos no serpentinito da Fazenda do Funcho. Fonte: pesquisa do autor. ....	83
Figura 8.3 – Dobras e crenulações em diversas direções no serpentinito. A: afloramento 5. B: afloramento 7. Fonte: fotos do autor. ....	84
Figura 8.4 – Medidas estruturais dos eixos de dobras representadas no estereograma (a) e o diagrama de roseta (b). Fonte: pesquisa do autor. ....	84
Figura 8.5 – Foliação do serpentinito em diversas direções, nos afloramentos estudados. A ponta da caneta indica o Norte. A: afloramento 4. B: afloramento 5. C: afloramento 7. D: Afloramento 9. Fonte: fotos do autor. ....	85
Figura 8.6 - Medidas estruturais da foliação principal das fases D1, D2 e D3 do serpentinito representadas no estereograma (a) e o diagrama de roseta (b). A fase final de deformação está representada no estereograma (c) e diagrama de roseta (d) Fonte: pesquisa do autor. ....	86
Figura 8.7 – Fraturamento no serpentinito. Fonte: foto do autor. ....	87

Figura 8.8 - Medidas estruturais das fraturas das fases D1, D2 e D3 do serpentinito representadas no estereograma (a) e o diagrama de roseta (b) e da fase final de deformação representada no estereograma (c) e diagrama de roseta (d). Fonte: pesquisa do autor. Fonte: pesquisa do autor. ....	87
Figura 8.9 – Os veios de quartzo possuem tamanhos distintos na área de estudo e ocorrem com dimensões que variam de centímetros (A) a alguns metros (B). Fonte: Foto do Autor.....	88
Figura 8.10 - Medidas estruturais dos veios de quartzo na região do serpentinito representadas no estereograma (a) e o diagrama de roseta (b). Fonte: pesquisa do autor. ....	88
Figura 8.11 – a: cobertura predominante na área de estudos (pastagens); b, c e d: afloramentos do gabro Santa Catarina com presença de fraturas, com predominância das direções ENE-WSW e NNW-SSE (a direção da seta do cartão na foto é para o norte). Fonte: fotografias do autor. ....	89
Figura 8.12 – Principais direções das fraturas do Gabro Santa Catarina representadas no estereograma (a) e o diagrama de roseta (b). Fonte: pesquisa do autor. ....	90
Figura 8.13 – A: linhas de tomografia na Fazenda do Funcho. B: linhas de tomografia no Gabro Santa Catarina. Fonte: pesquisa do autor. ....	91
Figura 8.14 – Modelos de inversão para o arranjo dipolo-dipolo, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 01. Fonte: pesquisa do autor. ....	95
Figura 8.15 - Modelos de inversão para o arranjo Schlumberger, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 01. Fonte: pesquisa do autor. ....	96
Figura 8.16 - Modelos de inversão para o arranjo dipolo-dipolo, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 02. Fonte: pesquisa do autor. ....	97
Figura 8.17 - Modelos de inversão para o arranjo Schlumberger, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 02. Fonte: pesquisa do autor. ....	98
Figura 8.18 - Modelos de inversão para o arranjo dipolo-dipolo, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 03. Fonte: pesquisa do autor. ....	99
Figura 8.19 - Modelos de inversão para o arranjo Schlumberger, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 03. Fonte: pesquisa do autor. ....	100
Figura 8.20 - Modelos de inversão para o arranjo dipolo-dipolo, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 04. Fonte: pesquisa do autor. ....	101

Figura 8.21 - Modelos de inversão para o arranjo Schlumberger, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 04. Fonte: pesquisa do autor.....	102
Figura 8.22 - Modelos de inversão para o arranjo dipolo-dipolo, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 05. Fonte: pesquisa do autor.....	103
Figura 8.23 - Modelos de inversão para o arranjo Schlumberger, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 05. Fonte: pesquisa do autor.....	104
Figura 8.24 - Modelos de inversão para o arranjo dipolo-dipolo, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 06. Destaque para a região entre as estacas 160 e 200 que apresenta coincidência de altos valores de resistividade e cargabilidade. Fonte: pesquisa do autor. ....	105
Figura 8.25 - Modelos de inversão para o arranjo Schlumberger, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 06. Fonte: pesquisa do autor.....	106
Figura 8.26 - Modelos de inversão para o arranjo dipolo-dipolo, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 07. Fonte: pesquisa do autor.....	107
Figura 8.27 – Afloramento com anomalia magnética, ocasionada pela presença de ferro-cromita com magnetita. O cartão de escala está orientado conforme o norte magnético, enquanto que a agulha da bússola, influenciada pelo campo magnético do minério, está orientado praticamente na direção oposta. Fonte: pesquisa do autor. ....	107
Figura 8.28 - Modelos de inversão para o arranjo Schlumberger, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 07. Fonte: pesquisa do autor.....	108
Figura 8.29 - Modelos de inversão para o arranjo dipolo-dipolo, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 08. Fonte: pesquisa do autor.....	109
Figura 8.30 – Bloco de veio de quartzo com dimensões métricas aflorante na área. Este bloco está localizado entre as estacas 230 e 240 da Linha 08. Fonte: fotografia do autor. ....	110
Figura 8.31 Modelos de inversão para o arranjo dipolo-dipolo, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 09. Fonte: pesquisa do autor.....	111
Figura 8.32 - Modelos de inversão para o arranjo Schlumberger, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 08. Fonte: pesquisa do autor.....	112
Figura 8.33 - Modelos de inversão para o arranjo Schlumberger, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 09. Fonte: pesquisa do autor.....	112

Figura 8.34 - Modelos de inversão para o arranjo dipolo-dipolo, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 01. Fonte: pesquisa do autor.....	115
Figura 8.35 - Modelos de inversão para o arranjo dipolo-dipolo, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 02. Fonte: pesquisa do autor.....	116
Figura 8.36 - Modelos de inversão para o arranjo dipolo-dipolo, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 03. Fonte: pesquisa do autor.....	117
Figura 8.37 - Modelos de inversão para o arranjo dipolo-dipolo, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 04. Fonte: pesquisa do autor.....	118
Figura 8.38 - Modelos de inversão para o arranjo dipolo-dipolo, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 05. Fonte: pesquisa do autor.....	118
Figura 8.39 - Modelos de inversão para o arranjo Schlumberger, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 01. Fonte: pesquisa do autor.....	120
Figura 8.40 - Modelos de inversão para o arranjo Schlumberger, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 02. Fonte: pesquisa do autor.....	120
Figura 8.41 – Modelos de inversão para o arranjo Schlumberger, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 03. Fonte: pesquisa do autor.....	121
Figura 8.42 - Modelos de inversão para o arranjo Schlumberger, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 04. Fonte: pesquisa do autor.....	121
Figura 8.43 - Modelos de inversão para o arranjo Schlumberger, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 05. Fonte: pesquisa do autor.....	122
Figura 8.44 – Integração dos modelos de inversão em quatro níveis distintos para o arranjo dipolo-dipolo na área da Fazenda do Funcho. Fonte: pesquisa do autor....	124
Figura 8.45 - Integração dos modelos de inversão em quatro níveis distintos para o arranjo Schlumberger na área da Fazenda do Funcho. Fonte: pesquisa do autor..	125
Figura 8.46 - Integração dos modelos de inversão em quatro níveis distintos para o arranjo dipolo-dipolo na área do Gabro Santa Catarina. Fonte: pesquisa do autor.	126
Figura 8.47 - Integração dos modelos de inversão em quatro níveis distintos para o arranjo Schlumberger na área do Gabro Santa Catarina. Fonte: pesquisa do autor. .....	127
Figura 8.48 – Modelos de visualização em 3D, com 4 posicionamentos distintos, com delimitação de isosuperfícies. Foram isolados valores de resistividade $> 2.500\Omega.m$ , e valores de cargabilidade maiores que $10mV/V$ . Fonte: pesquisa do autor.....	129

Figura 8.49 - Modelos de visualização em 3D, com 4 posicionamentos distintos, com delimitação de isosuperfícies. Foram isolados valores de resistividade > 2.500Ω.m, e valores de cargabilidade maiores que 10mV/V. Fonte: pesquisa do autor.....	130
Figura 8.50 - Modelos de visualização em 3D, com 4 posicionamentos distintos, com delimitação de isosuperfícies. Foram isolados valores de resistividade > 2.500Ω.m, e valores de cargabilidade maiores que 10mV/V. Fonte: pesquisa do autor.....	131
Figura 8.51 – Modelos de visualização em 3D, com 4 posicionamentos distintos, com delimitação de isosuperfícies. Foram isolados valores de resistividade > 2.500Ω.m, e valores de cargabilidade maiores que 10mV/V. Fonte: pesquisa do autor.....	132
Figura 8.52 – Indicação de zonas mineralizadas nos modelos de visualização 3D. Fonte: pesquisa do autor.....	133
Figura 8.53 - Indicação de zonas mineralizadas nos modelos de visualização 3D. Fonte: pesquisa do autor.....	134
Figura 8.54 – Localização das prováveis mineralizações de ouro na intersecção das anomalias de alta resistividade na Fazenda do Funcho (a) e no Gabro Santa Catarina (b). Fonte: Pesquisa do autor.....	135

## SUMÁRIO

<b>1.</b>	<b>INTRODUÇÃO.....</b>	<b>10</b>
1.1	Considerações Gerais.....	10
1.1.1	<i>Panorama econômico do ouro no Brasil.....</i>	<i>11</i>
1.1.2	<i>A incorporação de novas reservas de ouro.....</i>	<i>13</i>
1.1.3	<i>A escolha das áreas de estudo.....</i>	<i>15</i>
1.2	Justificativa.....	15
1.3	Premissa.....	16
1.4	Objetivos.....	17
<b>2.</b>	<b>FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....</b>	<b>18</b>
2.1	Geofísica e Pesquisa mineral.....	18
2.2	Métodos Geoelétricos.....	19
2.3	Princípios básicos de eletricidade.....	21
2.4	Polarização Induzida.....	24
2.4.1	<i>Mecanismos de polarização.....</i>	<i>25</i>
2.4.2	<i>Medidas de polarização.....</i>	<i>27</i>
2.5	Técnicas e arranjos.....	28
2.5.1	<i>Arranjo Schlumberger.....</i>	<i>30</i>
2.5.2	<i>Arranjo dipolo-dipolo.....</i>	<i>30</i>
2.5.3	<i>Interpretação de dados geoelétricos.....</i>	<i>33</i>
<b>3.</b>	<b>LOCALIZAÇÃO DAS ÁREAS E ACESSO.....</b>	<b>36</b>
<b>4.</b>	<b>MATERIAIS E MÉTODOS.....</b>	<b>39</b>
4.1	Consulta bibliográfica e trabalhos de gabinete.....	39
4.2	Etapas de campo.....	40
4.2.1	<i>Reconhecimento geológico local.....</i>	<i>40</i>
4.2.2	<i>Aquisição de dados geoelétricos.....</i>	<i>40</i>
<b>5.</b>	<b>ASPECTOS CLIMÁTICOS E FISIOGRÁFICOS.....</b>	<b>42</b>
5.1	Clima.....	42
5.2	Hidrografia.....	42
5.3	Vegetação.....	45
5.4	Geomorfologia.....	45
<b>6.</b>	<b>ASPECTOS GEOLÓGICOS.....</b>	<b>47</b>
6.1	Histórico do conhecimento da geologia sul-rio-grandense.....	47
6.2	Escudo Sul-Rio Grandense.....	49
6.2.1	<i>Contexto.....</i>	<i>49</i>
6.2.2	<i>Terreno São Gabriel.....</i>	<i>49</i>
6.3	Geologia Local e Estratigrafia.....	52
6.3.1	<i>Complexo Gnáissico.....</i>	<i>52</i>
6.3.2	<i>Complexo Metamórfico Básico-Ultrabásico.....</i>	<i>52</i>
6.3.3	<i>Cinturão Metavulcano-Sedimentar.....</i>	<i>54</i>
6.3.4	<i>Complexo Estratiforme Básico-Ultrabásico.....</i>	<i>55</i>
6.3.5	<i>Bacia do Camaquã.....</i>	<i>55</i>
6.4	Evolução tectônica e estrutural da região de estudo.....	56



6.5	Metalogênese das áreas de estudo .....	60
6.5.1	<i>Metalogênese na Fazenda do Funcho</i> .....	64
6.5.2	<i>Metalogênese no Gabro Santa Catarina</i> .....	65
6.6	Contexto Geológico Local .....	65
6.6.1	<i>Área da Fazenda do Funcho</i> .....	65
6.6.2	<i>Gabro Santa Catarina</i> .....	68
<b>7.</b>	<b>PLANEJAMENTO, AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DOS DADOS GEOELÉTRICOS</b> .....	<b>72</b>
7.1	Planejamento das linhas de tomografia .....	72
7.2	Aquisição de dados geoeletricos.....	72
7.3	Aquisição e Planejamento na Fazenda do Funcho .....	75
7.4	Aquisição e Planejamento no Gabro Santa Catarina .....	76
7.5	Processamentos dos dados geofísicos .....	78
<b>8.</b>	<b>RESULTADOS E DISCUSSÕES</b> .....	<b>81</b>
8.1	Geologia estrutural .....	81
8.1.1	<i>Aspectos estruturais regionais</i> .....	81
8.1.2	<i>Geologia estrutural da Fazenda do Funcho</i> .....	83
8.1.3	<i>Geologia estrutural do Gabro Santa Catarina</i> .....	89
8.2	Geofísica .....	90
8.2.1	<i>Considerações sobre os arranjos utilizados</i> .....	91
8.2.2	<i>Geofísica da Fazenda do Funcho</i> .....	92
8.2.3	<i>Geofísica do Gabro Santa Catarina</i> .....	113
8.3	Modelos de visualização em 3D.....	122
8.4	Correlação dos resultados com trabalhos em outras ocorrências.....	135
<b>9.</b>	<b>CONCLUSÕES</b> .....	<b>137</b>
<b>10.</b>	<b>BIBLIOGRAFIA</b> .....	<b>139</b>
	<b>APÊNDICE I –SEÇÕES INTERPOLADAS FAZENDA DO FUNCHO</b> .....	<b>156</b>
	<b>APÊNDICE II – SEÇÕES INTERPOLADAS GABRO SANTA CATARINA</b> .....	<b>161</b>

# 1. INTRODUÇÃO

## 1.1 Considerações Gerais

A busca por substâncias metálicas no Brasil remonta à época da colônia através das incursões dos bandeirantes que definiu novas rotas para a ocupação do interior do Brasil. As descobertas desse metal, principalmente na região do estado de Minas Gerais, tiveram impacto relevante na economia nacional e foram fundamentais para fomentar o processo de industrialização, além de contribuir com a expansão do território e do conhecimento geológico do país (PORTO *et al.*, 2002).

O ouro pode ser encontrado na natureza como um mineral metálico de cor amarela, denso ( $19,3 \text{ gm/cm}^3$ ) e brilhante e, devido à sua estrutura cristalina, é considerado o mais maleável e dúctil dentre todos os metais. Está amplamente distribuído pelos cinco continentes, com ocorrências em pepitas e, frequentemente, associado ao quartzo (principalmente veios), rochas ígneas e metamórficas, além de depósitos aluvionares. O emprego desse metal em diversos setores produtivos decorre de suas características, como alta condutibilidade, excelente resistência à corrosão, alta plasticidade, facilidade de manufatura e de liga com outros metais, além de excelentes condições básicas para deposição eletrolítica (KEARY *et al.*, 2009).

Como mineral pode ser classificado na classe dos elementos nativos e dos teluretos, onde os mais frequentes são a calaverita ( $\text{AuTe}_2$ ) e a silvanita ( $(\text{Au,Ag})\text{Te}_2$ ). Os demais minerais de ouro existentes são: krennerita ( $(\text{Au,Ag})\text{Te}_2$ ), petzita ( $\text{Ag}_3\text{AuTe}_2$ ), kostovita ( $\text{AuCuTe}_4$ ), aurostibita ( $\text{AuSb}_2$ ), maldonita ( $\text{Au}_2\text{Bi}$ ), montbrayita ( $(\text{Au,Sb})_2\text{Te}_3$ ) e muthmannita ( $(\text{Ag,Au})\text{Te}$ ) dentre outros. O ouro é demasiadamente maleável para ser usado puro e, portanto, é empregado na forma de ligas. Dentre as várias ligas existentes destacam-se a liga ouro 18 quilates (75% de ouro, 10% a 20% de prata e 5% a 15% de cobre); ouro branco (contendo ouro, níquel e zinco); ouro azul (75% de ouro e 25% de ferro), ouro de qualidade (90% de ouro e 10% de cobre) (BRASIL, 2009).

Nas primeiras décadas do século XXI, por conta das crescentes demandas, o mundo vivenciou a supervalorização das *commodities* minerais e agrícolas no mercado financeiro internacional. A extração de ouro, tido como uma *commodity*, cresce de maneira significativa no mundo para atender o alto consumo dos países centrais e a expansão das economias emergentes. A crescente oferta do metal ao

longo do início do século XXI se deve principalmente pelo crescimento da indústria joalheira. É um metal cobiçado pelo alto valor agregado: a cotação do ouro atingiu US\$ 1.206/Oz no início de janeiro de 2015 e finalizou o ano a US\$ 1.060/ Oz. (MILANEZ, 2012, BRASIL, 2016).

### *1.1.1 Panorama econômico do ouro no Brasil*

Uma estimativa das reservas brasileiras de ouro é difícil de determinar já que a maioria dos depósitos conhecidos não tem suas reservas convenientemente avaliadas, exceto aqueles que estão em produção ou em posse de empresas de mineração. Muitas jazidas e depósitos brasileiros ainda não são bem estudados, apesar do aumento significativo de publicações científicas e dirigidas sobre os aspectos da geologia dos depósitos auríferos brasileiros a partir da década de 1980 (PORTO *et al.*, 2002).

Desde os tempos coloniais o Brasil configura como país importante na produção de ouro. Durante o ciclo do ouro, entre 1700 e 1850, o Brasil foi o maior produtor mundial chegando cuja produção totalizou 16 toneladas anuais do metal.

A descoberta de ouro em Serra Pelada, na década de 1980, aumentou a produção brasileira de ouro de 20 toneladas para mais de 100 toneladas anuais. Este crescimento foi fomentado pelo aumento do preço desse metal no mundo que atingiu mais de US\$ 1000,00/Oz em 1980 (BRASIL, 2001).

O Brasil obteve a maior taxa de crescimento (12%) na produção de ouro no mundo durante as décadas de 1980 e 1990, mas este crescimento é atribuído quase que exclusivamente ao aumento da produção garimpeira, principalmente na região amazônica, que atingiu quase 90% da produção total (Figura 1.1) (MACKENZIE & DOGGETT, 1991, BRASIL 2016).

Em meados da década de 1990, até os dias atuais, a produção do ouro no país fica majoritariamente a cargo das empresas de mineração em detrimento à atividade garimpeira (Figura 1.2). É válido ressaltar que as empresas realizam a exploração do minério a partir de jazidas pesquisadas, principalmente em depósitos primários. Já os garimpeiros desenvolvem suas atividades em depósitos secundários, com técnicas rudimentares ou semi-mecanizadas, quase sempre com baixa produtividade em decorrência da inexistência de pesquisa geológica prévia que permita um melhor conhecimento da jazida e da carência de técnicas e suporte especializado para melhor recuperação do metal (BRASIL, 2009).

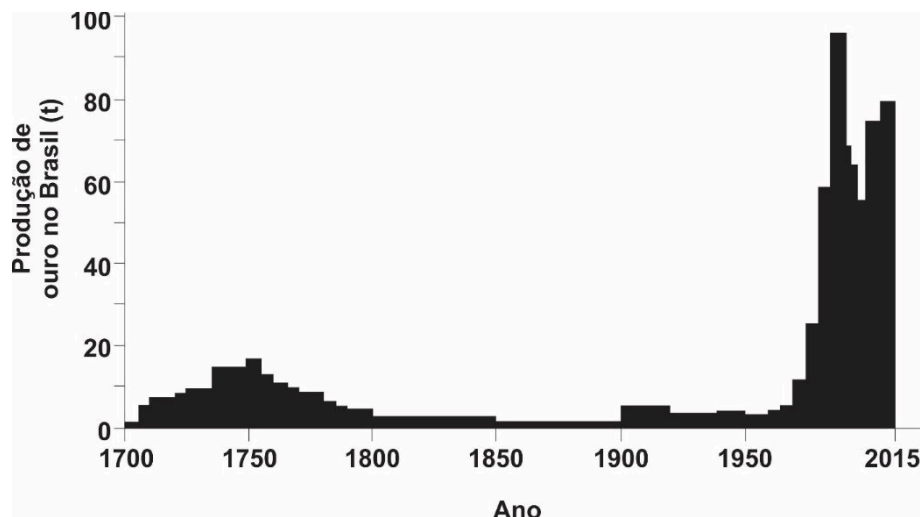


Figura 1.1 – Produção histórica do ouro no Brasil. Adaptado de Mackenzie & Doggett (1991) e Brasil (2016).

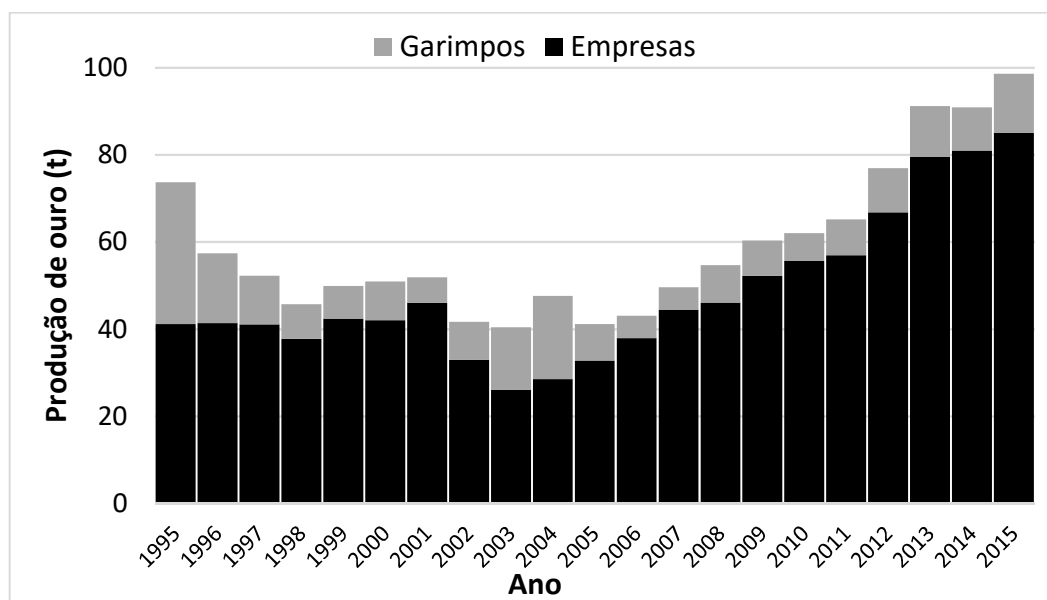


Figura 1.2 - Produção de ouro no Brasil proveniente dos garimpos e das empresas de mineração. Fonte: Brasil, 2016.

O estudo em detalhe de cada depósito mineral tem como objetivo definir as características da mineralização para classificá-lo segundo modelos metalogênicos, mas investigações mais aprofundadas são escassas ou com resultados ainda contraditórios devido à complexidade e variedade dos depósitos de ouro existentes no Brasil (BRASIL, 2001).

As substâncias da classe dos metálicos responderam por cerca de 76% do valor total da produção mineral comercializada brasileira no ano de 2015. Dentre essas substâncias, oito destacam-se por corresponderem a 98,5% do valor da produção comercializada da classe, quais sejam: alumínio, cobre, estanho, ferro,

mangânês, nióbio, níquel e ouro. O valor da produção comercializada dessas oito substâncias totalizou 67,5 bilhões de reais, cuja produção é concentrada principalmente nos estados de Minas Gerais e Pará (BRASIL, 2016).

De acordo com o Sumário Mineral de 2017 do DNPM, o Brasil é o 11º maior produtor mundial de ouro. Segundo aquele relatório, em 2014 o país produziu cerca de 81 t, sendo que 71,2 t são de ouro primário. Minas Gerais (46,0%) é o Estado pioneiro na produção seguido por Pará (16,94%), Goiás (14,89%), Bahia (7,5%), Mato Grosso (6,2%), Amapá (5,52%) e Maranhão (1,75%). Deste montante, apenas 13,6 t são provenientes de atividades garimpeiras, com destaque Mato Grosso (48,51%) e Pará (39,73%) e Rondônia (8,2%) (BRASIL, 2016).

As exportações de ouro em 2015 se mantiveram praticamente constantes em relação à 2014, (US\$ 2,325 bilhões), mesmo com a menor da cotação anual média do ouro. A Suíça e o Reino Unido se destacam como os países compradores deste metal. Na cadeia produtiva de joias, as exportações totalizaram US\$ 2,895 bilhões em 2015 (US\$ 3,282 bilhões em 2013 e US\$ 2,877 bilhões em 2014), com queda de 3%. O segmento de folheados (US\$ 34 milhões de exportações) apresenta elevada concentração de produção no interior de São Paulo, particularmente em Limeira (BRASIL, 2016).

### *1.1.2 A incorporação de novas reservas de ouro*

O desenvolvimento do setor mineral depende intrinsecamente da pesquisa mineral, que reúne uma série de etapas de planejamento e estratégias, métodos de investigação diretos e indiretos baseados na geologia, no modelo genético e até na demanda de mercado (COLMAN, 2000). Esta etapa constitui baixo custo de investimento em relação ao empreendimento final e também de alto risco, mas de retorno financeiro atraente. A condução desta etapa de maneira equivocada pode causar grandes prejuízos econômicos para o empreendedor (EGGERT, 1987; EVANS, 1993).

Nas décadas de 1960 e 1970 foram descobertas grandes reservas minerais mundiais (Figura 1.3). A partir da década de 1980, poucos depósitos gigantes foram identificados e este fato pode ser constatado por algumas razões: como dificuldade de prospecção e pesquisa de ocorrências importantes, pois fatores como a profundidade do depósito ou localização delas em lugares de difícil acesso, ausência

de tecnologia adequada para a determinação segura de um depósito mineral, além de fatores ambientais e econômicos podem inviabilizar o prosseguimento da atividade.

As grandes reservas mundiais conhecidas estão em ritmo de exaustão, diante da grande demanda e produção de minérios, fator que pode provocar o aumento da demanda, mas ao mesmo tempo estimular novas pesquisas. Portanto, a descoberta de novos depósitos minerais significa assegurar suprimento de metais e insumos minerais não-metálicos para benefício da própria humanidade.

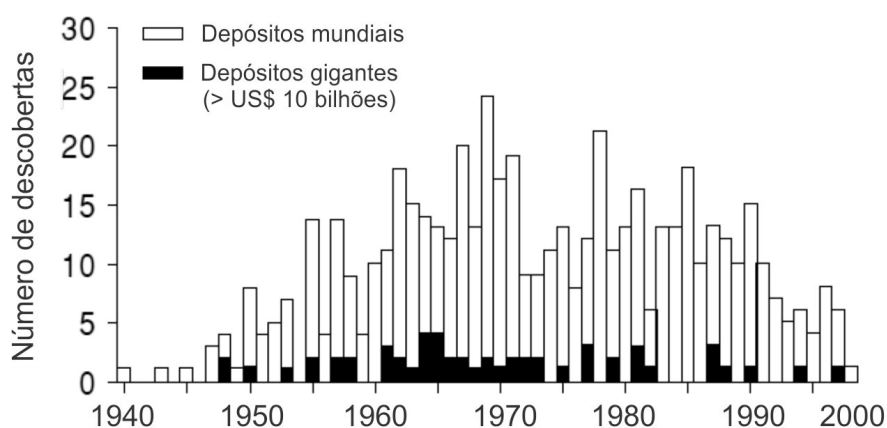


Figura 1.3 – Descobertas mundiais de depósitos gigantes tem diminuído com passar do tempo (MOON *et al.* 2006).

Na pesquisa mineral, os métodos geofísicos utilizam o contraste de propriedades físicas entre um alvo potencialmente mineralizado e a rocha encaixante para a detecção de acumulações minerais economicamente significativas (KEARY *et al.*, 2009). Esses métodos possibilitam levantamentos com rapidez e baixo custo em estudos geológicos, embora com incertezas e ambiguidades relativamente maiores em comparação com furos de sondagem (MOON *et al.*, 2006). A eletrorresistividade (ER) e polarização induzida (IP) são técnicas de levantamento importantes para a prospecção mineral e seu uso resulta em grandes chances de sucesso (HART & FREEMAN, 2003; BELPARIO & FREEMAN, 2004; ZONGE, WYNN & URQUHART, 2005; KIM, *et al.*, 2009; MARJORIBANKS, 2010; DENTITH & MUDGE, 2014, CHAPMAN & MORTENSEN, 2016, DENG & WANG, 2016).

O uso de sistemas automatizados de aquisição de dados geoeletricos, por conta de sua versatilidade, tem sido amplamente difundido para resolução de questões onde se busca um maior detalhamento do subsolo como em monitoramentos ambientais, hidrológicos, problemas geotécnicos e na pesquisa mineral (AIZEBEOKHAJ *et al.*, 2011). O baixo custo, alta velocidade e grande área de

abrangência na aquisição de dados e boa resposta em ambientes geológicos complexos e heterogêneos impulsionou o emprego desta técnica nas últimas décadas (GRIFFITHS & BAKER, 1993; LOKE & BAKER, 1996; DAHLIN & LOKE, 1997; OLAYINKA & YARAMANCI, 1999; AMIDU & OLAYINKA, 2006; AIZEBEOKHAI *et al.*, 2010; GOUET *et al.*, 2016; MOREIRA *et al.*, 2016; VIEIRA *et al.*, 2016).

### 1.1.3 A escolha das áreas de estudo

O Escudo Sul-rio-grandense (ESRG) é uma região reconhecida historicamente como uma província mineral importante, por suas ocorrências de minerais metálicos e atividades mineiras desde o início do século XIX. O Barão de Eschwege fez referência aos ricos depósitos auríferos “nas proximidades de Santo Antônio das Lavras”, atual município de Lavras do Sul. Em 1865, mineiros ingleses, que extraíam ouro em Lavras do Sul, descobriram, durante a abertura de uma galeria, o minério de cobre que deu origem às minas do Camaquã, cujas atividades foram encerradas em 1996. Durante a segunda metade do século XX, minerações de pequeno porte exploraram ouro nas localidades de Cerrito do Ouro, Bossoroca e Passo da Juliana, além de garimpos de ouro em veios de quartzo. (BETTENCOURT, 1972; CPRM, 1995; CPRM, 2014).

Para esta tese foram selecionadas duas áreas do município de São Sepé, interior do Rio Grande do Sul, onde foi verificado na bibliografia que o ouro foi identificado em geoquímica de sedimentos de corrente, cujo concentrado de bateia revelou um resultado atraente para dar continuidade para a pesquisa mineral. Uma das áreas de estudo compreende ocorrências de ouro e ferro-cromita, na localidade da Fazenda do Funcho, hospedadas em uma sequência de rocha metaultramáfica. A outra área de estudo diz respeito ao Gabro Santa Catarina, que abrange uma rocha de composição básica, que reúne peridotitos, gabros e anortositos (CPRM, 1995).

## 1.2 Justificativa

A pesquisa mineral justifica a descoberta de novos depósitos, detalhamento ou reavaliação de depósitos conhecidos, com aplicação de uma série de técnicas de investigações geológicas diretas e indiretas planejadas de maneira a fornecer um detalhamento crescente dos condicionantes geológicos das mineralizações (MOREIRA *et al.*, 2015).

Embora a maioria dos estudos publicados se refira à geração de modelos de inversão bidimensionais, a inversão geofísica 3D é possível para quase todos os métodos geofísicos que são comumente aplicados na exploração mineral (OLDENBURG & PRATT, 2007).

Existem alguns grupos de pesquisa nacionais atuantes em geofísica em exploração mineral, com publicação em artigos das mais variadas naturezas nos últimos anos, cujos trabalhos versam sobre estudos de caso regionais a partir de informações oriundas de aerolevantamentos e uso de produtos de sensores remotos (CRÓSTA & SOUZA FILHO, 2000; HOFF *et al.*, 2002; FERREIRA *et al.*, 2003; MAAS *et al.*, 2003; PASCHOLATI *et al.*, 2003; SILVA *et al.*, 2003; SOARES *et al.*, 2004; MENEZES *et al.*, 2006; TEIXEIRA *et al.*, 2006; SOUZA FILHO *et al.*, 2007; MORAIS *et al.*, 2009; SILVA *et al.*, 2010; ZACCHI *et al.*, 2010; CARRINO *et al.*, 2011; MORAIS *et al.*, 2011).

A pesquisa mineral de detalhe em alvos localizados por meio de levantamentos geofísicos terrestres ainda é pouco divulgada, pois trabalhos similares são realizados por empresas que, por motivo de sigilo empresarial, não disponibilizam os dados e informações de resultados (MENEZES *et al.*, 2005; MANTOVANI *et al.*, 2008; SOUZA *et al.*, 2010; MOREIRA & ILHA 2011; MOREIRA *et al.*, 2012).

Para o estudo ora apresentado foram selecionadas duas áreas com contexto geológico e geotectônico distintos: a área da Fazenda do Funcho, que compreende uma rocha metaultrabásica inserida em contexto de deformação polifásico, e a área do Gabro Santa Catarina, que corresponde a uma rocha ígnea básica plutônica sem indícios de deformação.

A presença significativa de pintas de ouro em concentrado de bateia incentiva a continuidade da pesquisa para determinação de prováveis depósitos. A raridade ou mesmo ausência de trabalhos que descreve a pesquisa de ouro em rochas dessas naturezas e contextos geológicos diversos justifica o apelo acadêmico para a elaboração desta tese.

### **1.3 Premissa**

Levantamentos geofísicos, em particular a técnica de eletrorresistividade, constituem métodos de prospecção muito eficientes na detecção de novos depósitos



minerais ou detalhamento de jazidas já conhecidas, com otimização do tempo e investimento (KEARY *et al.*, 2009).

A presença de ouro nas áreas estudadas nesta tese foi indicada em prospecção geoquímica de sedimentos de correntes conduzidos em levantamentos geológicos e metalogenéticos prévios, realizados pelo CPRM na década de 1990.

Portanto, a premissa desta tese é que, por meio de aquisição de informações geofísicas integrados a levantamentos de dados estruturais e reconhecimento da metalogenia regional, é possível determinar/confirmar depósitos ou incorporar novas reservas minerais a partir de estudos prévios que indicam a presença de minerais de interesse econômico.

#### **1.4 Objetivos**

O objetivo geral desta tese é a integração de dados geológicos e geoeletricos para a identificação de ocorrências minerais, em específico a presença de mineralização aurífera, em duas áreas com contexto geológico distinto numa tentativa de modelamento 3D de corpos mineralizados, a partir da aplicação dos métodos de eletrorresistividade e polarização induzida por meio da técnica de tomografia de resistividade elétrica.

## 2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

### 2.1 Geofísica e Pesquisa mineral

A prospecção geoquímica e o detalhamento geológico de superfície foram os principais responsáveis pela descoberta dos principais depósitos minerais em território brasileiro (CPRM, 2014).

A utilização deste conjunto de procedimentos na descoberta de novas ocorrências, principalmente aquelas de alta tonelagem e baixo volume, tem se tornado obsoleta uma vez que estas concentrações minerais têm sido detectadas crescentemente mais distantes dos centros urbanos, algo que onera ou mesmo inviabiliza a lavra de novos depósitos (MOON *et al.*, 2006). Diante das perspectivas atuais e futuras na prospecção e pesquisa mineral é criado um cenário favorável para a utilização de associação de técnicas de prospecção que possibilitam a detecção de depósitos que ocorrem em profundidade e que não estejam suscetíveis a ação de processos intempéricos (DENDITH & MUDGE, 2014).

Os métodos geofísicos são considerados ferramentas adequadas na detecção de anomalias em elementos químicos e feições geológicas relacionadas direta ou indiretamente a depósitos minerais. Contudo, estes são métodos indiretos e devem, obrigatoriamente, estar aliados à amostragem e quantificação analítica por geoquímica em amostras de solo, rocha e água (BIONDI, 2003).

A geofísica consiste em um conjunto de métodos indiretos e não invasivos, que utiliza os princípios físicos do estudo da Terra por meio de medições em superfície (ou próximo a ela) que são aplicáveis em diferentes escalas com possibilidade de obtenção de informações geológicas em grandes profundidades (KEAREY *et al.*, 2002, MILSOM & ERIKSEN, 2011). Os levantamentos geofísicos são amplamente empregados em diversas áreas da geologia como petróleo, hidrogeologia, geologia ambiental, geotecnia, pesquisa mineral, arqueologia, dentre outras (DENITH & MUDGE, 2014).

A utilização dos métodos geofísicos é bastante vantajosa em relação a outras ferramentas de aquisição de dados, pois permitem a coleta de informações que independem de afloramentos rochosos ou descrição de testemunhos de sondagens (EVANS, 1993). Esses métodos proporcionam rapidez na coleta de informações e elevado custo-benefício desde a fase de prospecção mineral ao detalhamento da

ocorrência ou depósito mineral (KEAREY *et al.*, 2002). Ademais, os métodos geofísicos são capazes de detectar e delinear características locais de interesse potencial que não poderiam ser descobertas por nenhum programa de perfuração realista (MILSOM & ERIKSEN, 2011; DENITH & MUDGE, 2014).

Os métodos de eletrorresistividade (ER) e da polarização induzida (IP) são amplamente empregados na pesquisa de depósitos sulfetados em razão de detectarem acentuado contraste das propriedades físicas entre a rocha hospedeira e as zonas mineralizadas (MILSOM & ERIKSEN, 2011). O uso em conjunto destes métodos reduz significativamente a ambiguidade na interpretação dos dados geofísicos (ALLIS, 1990; HOOVER *et al.*, 1992; LOKE & BAKER, 1996; GHARIBI & BENTLEY, 2005; AIZEBEOKHAI *et al.*, 2010; LEÃO-SANTOS *et al.*, 2015; MOREIRA *et al.*, 2016).

Embora os métodos geofísicos sejam eficientes, as ambiguidades e incertezas na interpretação dos dados estão frequentemente presentes, pois são gerados dados puramente quantitativos e nem sempre o parâmetro físico está diretamente associado ao minério propriamente dito (TELFORD *et al.*, 1990; DENDITH *et al.*, 1995; MUSSETT & KHAN, 2000; KEAREY *et al.*, 2002; KEAREY *et al.*, 2009).

O conhecimento da metalogênese do depósito, por parte do intérprete, é fundamental para a correta compreensão dos dados. Para evitar esta limitação é prudente integrar ao levantamento geofísico outros conjuntos de técnicas e ferramentas de aquisição de dados como a geologia de superfície e geoquímica para complementação das informações, de maneira a se obter interpretações fiéis e próximas da realidade (MOON *et al.*, 2006; MARJORIBANKS, 2010).

## **2.2 Métodos Geoelétricos**

Os métodos geoelétricos, fundamentados nos campos elétricos e magnéticos têm destaque na Geofísica Aplicada, pois detectam nas rochas, em função de suas composições mineralógicas, texturas, disposição e propriedades características como resistividade, permeabilidade magnética, constante dielétrica, entre outros (MOON *et al.*, 2006; MAMEDE, 2010; MARJORIBANKS, 2010).

A prospecção elétrica começou a ser utilizada nos anos de 1830 quando Robert W. Fox experimentou a aplicação de correntes naturais associadas a depósitos

minerais. A aplicação desse método foi muito popular no século XIX, porém somente no início do século XX que Conrad Schlumberger (França) e Frank Wenner (EUA) aplicaram corrente elétrica no solo e mediram a diferença de potencial resultante (MAMEDE, 2010).

Os métodos Eletromagnéticos (EM), Eletrorresistividade (ER), Polarização Induzida (IP), Potencial Espontâneo (SP) e Radar de Penetração no Solo (GPR), fazem parte dos Métodos Geoelétricos. Cada um desses métodos está fundamentado numa propriedade física específica do meio estudado. Para o método da Eletrorresistividade (ER), o parâmetro é a Resistividade Elétrica ( $\rho$ ) (ORELLANA, 1972; MOON *et al.*, 2006).

Muitos métodos geofísicos dependem de medições das tensões ou campos magnéticos associados às correntes elétricas que fluem no solo. Algumas dessas correntes são naturais e são sustentadas por reações de oxidação-redução na subsuperfície (métodos de Potencial Espontâneo) ou por variações nos campos magnéticos ionosféricos e atmosféricos (magnetotelúricos). As correntes utilizadas na resistividade (ER) e polarização induzida (IP) são geradas artificialmente com produção de uma diferença de potencial (MILSOM & ERIKSEN, 2011).

As correntes podem ser geradas para fluir no solo por injeção direta, por acoplamento capacitivo ou por indução eletromagnética. O termo "galvânico" é utilizado quando as correntes são acopladas capacitivamente ou são injetadas através de elétrodos. Os métodos que utilizam esta segunda abordagem são normalmente referidos como corrente contínua, embora na prática a corrente seja invertida a intervalos entre 1 e 0,05 segundos (1 a 20 Hz) para anular algumas formas de ruído de fundo natural. Na resistividade acoplada capacitivamente, as correntes, tipicamente com frequências entre 10 e 30 kHz, são originárias de cabos coaxiais que descansam sobre o solo, mas são isolados deste (DENTITH & MUDGE, 2014).

Os metais e a maioria dos sulfetos metálicos conduzem a eletricidade eficientemente pelo fluxo de elétrons. Os métodos elétricos são, portanto, importantes na busca de minérios de sulfetos, bem como em investigações ambientais onde objetos metálicos são muitas vezes os alvos (MILSOM & ERIKSEN, 2011). A condução na maioria dos outros tipos de rochas é feita por meio de íons nas águas dos poros e os métodos elétricos revelam sua importância também nas investigações de recursos hídricos (BEBLO, 1982).

### 2.3 Princípios básicos de eletricidade

Neste item são apresentados alguns conceitos básicos de eletricidade uma vez que a tese proposta se utiliza tão somente da aplicação dos mesmos. A Primeira de Lei Ohm estabelece que a corrente ( $i$ ) que flui em um condutor é, na maioria dos casos, proporcional à tensão através dela, sendo representada pela seguinte expressão:

$$i = \frac{V}{R}$$

onde  $V$  é o potencial e  $R$  é a resistência elétrica.

Os materiais geológicos possuem diferentes respostas de resistências ao fluxo de corrente e esta é passível de quantificação para a determinação das substâncias geológicas em subsuperfície através da corrente e da voltagem (MAMEDE, 2010). A resistência elétrica não depende unicamente do tipo de material, mas também de suas dimensões e, portanto, outro parâmetro físico pode ser definido, que é a resistividade ( $\rho$ ), expressa em  $\Omega \cdot m$  (Figura 2.1).

$$R = \rho \frac{l}{A}$$

$R$  = resistência

$\rho$  = resistividade da substância geológica

$L$  = comprimento da substância geológica

$A$  = área da seção transversal

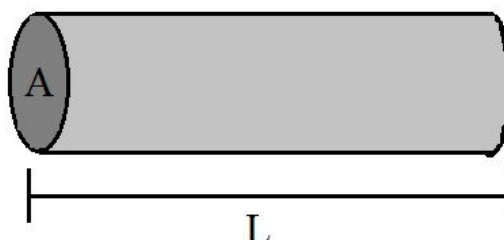


Figura 2.1 - Relação entre a Resistência, a Resistividade, o Comprimento e a área da Seção Transversal

A Lei de Ohm afirma, portanto, de acordo com a Figura 2.2, que a corrente que flui através de um dispositivo é diretamente proporcional à diferença de potencial aplicada ao dispositivo e inversamente proporcional à resistência do material (MUSSETT & KHAN, 2000).

Ainda segundo aqueles autores os materiais isotrópicos têm a mesma resistividade em todas as direções. A maioria das rochas são razoavelmente isotrópicas, mas ardósias e xistos fortemente laminados são mais resistivos através das laminações do que paralelo a elas.

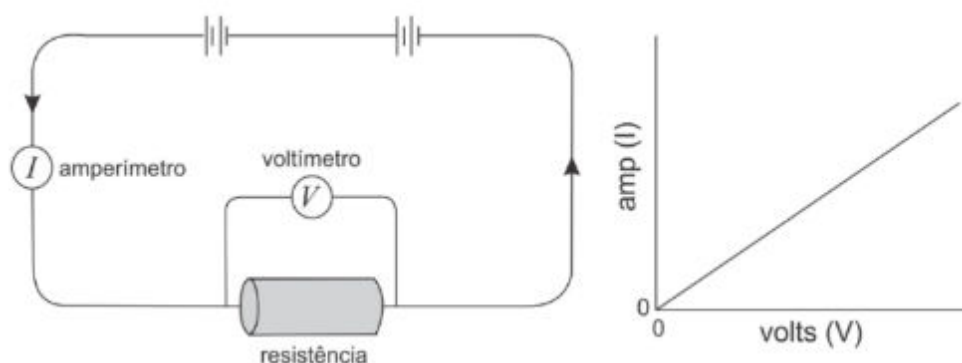


Figura 2.2 - Medição de voltagem e a relação entre corrente e diferença de potencial, denominada Lei de Ohm. Adaptado de Mussett & Khan (2000).

A resistência de um cilindro de um material à corrente que flui entre faces opostas define a resistividade ( $\rho$ ) desse material e é medida em ohm-metros ( $\Omega \cdot m$ ). A resistência de um cilindro ao fluxo de corrente entre faces opostas é proporcional à resistividade e à distância  $l$  entre as faces, e inversamente proporcional à sua área de seção transversal,  $A$ :

Geofísicos que trabalham com métodos galvânicos utilizam geralmente o termo resistividade, enquanto aqueles que trabalham com métodos de indução utilizam o termo condutividade. Ambas as quantidades são, de fato, complexas (no sentido matemático estrito), com envolvimento de amplitude e fase. A amplitude reflete a resistência do solo como um todo, enquanto a fase é determinada pela capacidade do solo de armazenar carga elétrica, isto é, a capacidade de carga (cargabilidade).

### ***Resistividade elétrica de rochas e minerais***

A movimentação de partículas carregadas (elétrons e íons), por meio dos materiais, define a condução de corrente elétrica. Os elétrons das camadas eletrônicas mais externas dos átomos se movem facilmente em substâncias ditas

condutoras por apresentarem ligações mais fracas junto ao seu átomo (HALLIDAY *et al.*, 1993).

No caso dos sulfetos metálicos os elétrons disponíveis para condução eletrônica podem apresentar energia de ativação bastante baixa e, portanto, podem ser considerados bem próximos de um condutor como um metal (TELFORD *et al.*, 1990). Substâncias em que nenhuma carga pode se mover livremente são denominadas isolantes, como por exemplo os silicatos (WARD, 1990). Os principais processos condicionantes da resistividade elétrica em solo e rocha são os de condutividade eletrolítica (ou iônica) e eletrônica (Figura 2.3).

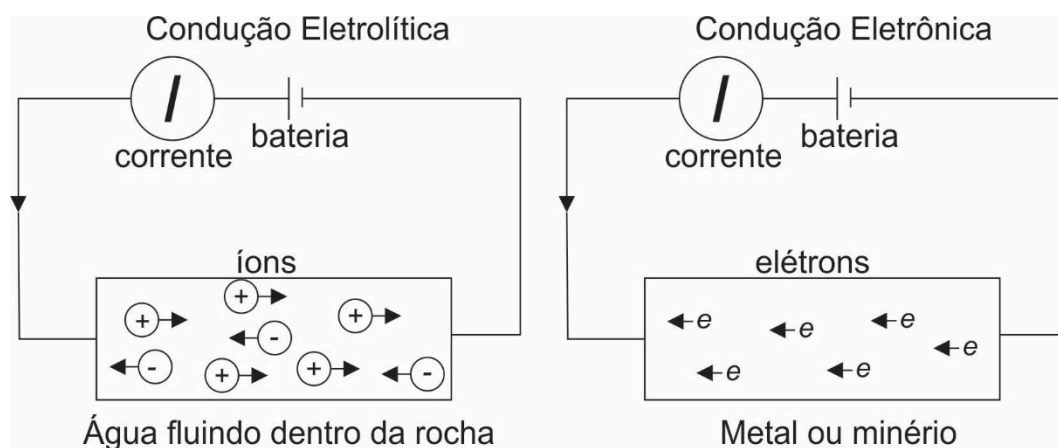


Figura 2.3 - Condução de eletricidade em rochas e metais. Modificado de Mussett & Khan (2000).

O deslocamento dos íons dissolvidos nas águas contidas nos poros, sedimentos inconsolidados ou fissuras das rochas promove a condução eletrolítica. A grande parte dos minerais formadores de rochas se comporta como isolante e então a corrente elétrica atua na rocha por meio da passagem de íons nas águas dos poros e fissuras. Assim, boa parte das rochas apresenta condução de eletricidade por processos eletrolíticos em detrimento aos processos eletrônicos (KEAREY *et al.*, 2002).

A condução eletrônica atua por meio do transporte de elétrons livres no arcabouço da rocha, onde colidem com os átomos do elemento – que ocupam posições fixas na rede cristalina – e saltam para direções aleatórias. A partir do momento que o campo elétrico é gerado, os elétrons adquirem velocidade muito menor na direção do campo. O tempo médio livre entre as colisões é o que determina a resistividade. A resistividade, portanto, terá altos valores quando o arranjo atômico

possibilitar colisões frequentes, mas caso haja um tempo livre médio longo entre as colisões, a resistividade é baixa. A resistividade é então dada pelo modo de agregação dos minerais e o grau de impureza das rochas (MUSSETT & KHAN, 2000, LOWRIE, 2007).

A condução eletrônica é a mais comum em metais e minerais metálicos, pois estas substâncias se comportam como bons condutores, uma vez que contêm significativa quantidade de elétrons livres que circulam facilmente entre um átomo a outro (KELLER & FRISHKNECHT, 1970).

O contraste de resistividade é resultante da distorção do campo elétrico entre a rocha e os minerais e que pode ser causada pela quantidade e composição de água nos poros das rochas, permeabilidade e porosidade. Minerais como quartzo e carbonatos que podem constituir cimentos nos interstícios das rochas aumentam a resistividade (WARD, 1990).

A formação de zonas de argilização, silicificação, além de falhas e cisalhamentos que podem ser preenchidos por diversos minerais, como produtos da ação de processos hidrotermais, que são responsáveis pela gênese de muitos depósitos de sulfetos disseminados, resulta em grandes contrastes de parâmetros físicos (MUSSETT & KHAN, 2000).

Minerais como grafita, óxidos e sulfetos, são excelentes condutores de elétrons, quando presentes em quantidades significativas (MILSOM, 2006). Um depósito metálico, quando hospedado em rochas resistivas (rochas silicáticas), se comporta como condutor elétrico, pois apresenta contrastes detectáveis na aquisição de dados (LOWRIE, 2007).

## **2.4 Polarização Induzida**

A Polarização Induzida (IP) é um fenômeno de estimulação de corrente elétrica, observado após o retardo ou atraso de um sinal de voltagem em materiais de subsuperfície (SUMNER, 1976). Ela consiste no emprego de um dispositivo eletródico de transmissão para injeção de corrente elétrica pulsante e periódica em subsuperfície e a resposta é obtida por meio de um circuito-receptor, constituído de eletrodos impolarizáveis (LOWRIE, 2007).



O método da polarização induzida foi inicialmente desenvolvido para pesquisa de sulfetos disseminados, devido à propriedade de elevada polarizabilidade destes em relação aos silicatos. Quando disseminados os minerais de minério metálicos podem atuar como um conjunto de capacitores elétricos que são carregados durante o trânsito de corrente elétrica produzida artificialmente pelo equipamento geofísico que, quando cessado, mede em superfície a descarga deste potencial elétrico acumulado (LOWRIE, 2007).

Minerais metálicos disseminados e argilominerais presentes na rocha atuam como partículas condutoras, e permitem o efeito da polarização quando a corrente elétrica é injetada no sistema. Estas partículas condutoras constituem barreiras físicas naturais que dificultam o fluxo de corrente elétrica em subsuperfície, e causam um “retardo” no fluxo de partículas carregadas eletricamente, com a concentração delas em determinadas regiões, onde fica estabelecido um desequilíbrio no balanço de carga elétrica (MUSSETT & KHAN, 2000).

As partículas acumuladas em polos distintos iniciam a movimentação de retorno ao seu estado original, quando a corrente elétrica é desligada, e geram uma corrente residual mínima capaz de produzir uma voltagem na ordem de mV.

#### 2.4.1 Mecanismos de polarização

Quando a corrente elétrica é ligada o potencial aumenta repentinamente no início e depois se aproxima gradualmente do valor máximo ou do estado estacionário. Após a injeção do pulso de corrente elétrica no ambiente geológico, a tensão entre os eletrodos de potencial, uma fração ou tensão residual, ainda persiste por um intervalo de tempo (intervalo de segundos), e não atinge imediatamente o valor zero (Figura 2.4).

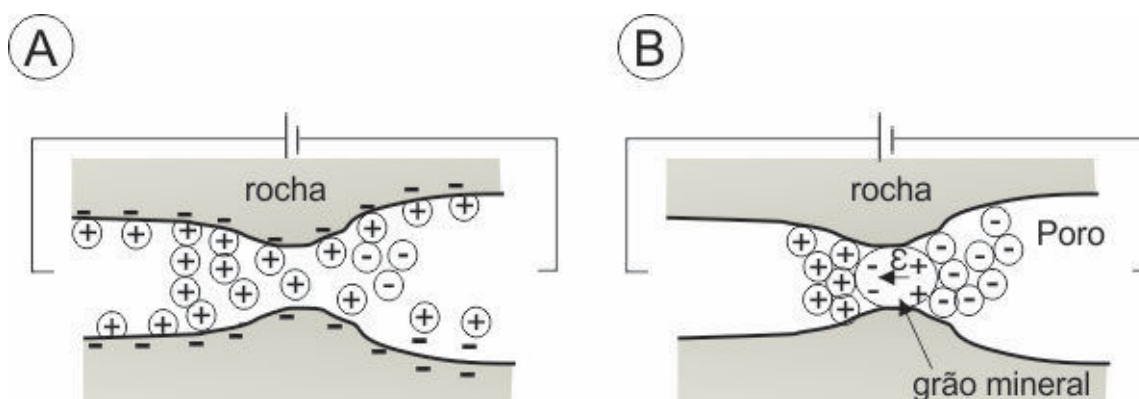


Figura 2.4 – a) Polarização de Membrana e b) polarização de eletrodo. Adaptado de Kearey *et al.* (2002)

A polarização eletrônica ou eletrolítica é um fenômeno que ocorre lentamente após a cessão da corrente elétrica. A polarização metálica, eletrônica ou de eletrodo, é um fenômeno que surge em metais ou minerais metálicos em que o processo de condução da corrente ocorre por meio de elétrons (LOWRIE, 2007).

A água presente nos interporos da rocha é o meio pelo qual íons positivos e negativos se deslocam, porém caso um desses seja bloqueado por um grão isolante, nenhuma corrente é conduzida, mas caso seja um grão condutor, somente elétrons passam, já os cátions não. Os elétrons do metal são concentrados em uma face do metal devido a atração para os cátions em solução e repelidos pelos ânions na face oposta (MUSSETT & KHAN, 2000).

A carga que ficou armazenada na superfície do grão o torna uma espécie de capacitor e, em seguida, é armazenado uma carga elétrica adicional. Esse fenômeno é conhecido como sobrevoltagem, que é caracterizado pela associação da voltagem da energia adicional armazenada devido ao rearranjo de cargas (MILSOM & ERIKSEN, 2011).

As cargas se dispersam lentamente por meio dos poros para voltar ao equilíbrio inicial no momento que a corrente é desligada e, portanto, a diferença de potencial acumulada na interface decai gradualmente até o surgimento do efeito IP (MUSSETT & KHAN, 2000).

Sulfetos e óxidos contribuem para o efeito de polarização eletrônica de forma mais pronunciada quando o mineral está disseminado, pois a área da superfície disponível para a troca iônica-eletrônica é relativamente maior em comparação a corpos maciços (KEAREY *et al.*, 2002). A cargabilidade é proporcional ao total de carga acumulada no terreno, que pode ser relacionada com a concentração de minerais disseminados (MUSSETT & KHAN 2000) (Figura 2.5).

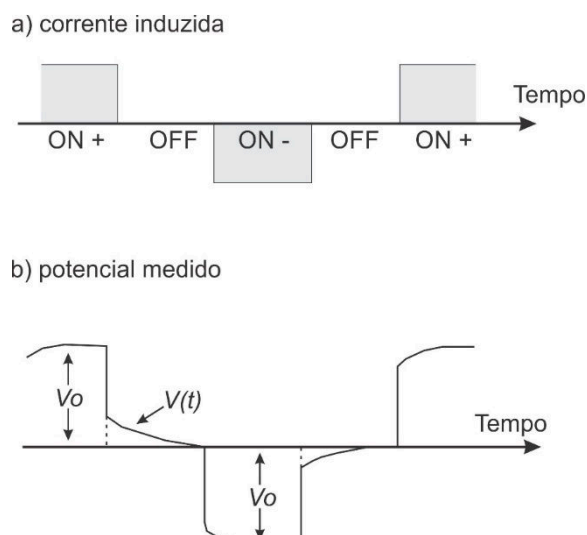


Figura 2.5 - Decaimento do potencial relacionado ao efeito IP após a interrupção da corrente primária (LOWRIE, 2007).

#### 2.4.2 Medidas de polarização

O parâmetro cargabilidade ( $M$ ), definição do fenômeno de polarização elétrica, é obtido através da variação de voltagem (ddp) em função do tempo ou frequência. São denominados, respectivamente, de IP-domínio do tempo e IP-domínio da Frequência (KEAREY *et al.*, 2002).

Neste trabalho foi utilizado o IP-domínio do tempo e a cargabilidade é dada pela amplitude integrada da curva de decaimento normalizada numa relação entre tensão aplicada e tensão residual.

Por meio da razão entre a voltagem máxima originada apenas pela corrente residual a partir do desligamento da corrente e a voltagem estável é obtida a medição da ddp no Domínio do Tempo, onde a cargabilidade é expressa em  $mV/V$ , ou seja, a voltagem de polarização é da ordem de mil vezes menor do que a voltagem (DENTITH & MUDGE, 2014).

Uma vez cessada a corrente, a voltagem é reduzida imediatamente, e a queda da voltagem respeita uma curva de decaimento expressa em forma gráfica (Figura 2.6). Iniciada a dissipação de cargas, os valores de diferença de potencial são medidos em séries de intervalos ( $V(t_1), V(t_2), V(t_3)...$ ). A cargabilidade ( $M$ ) então é resultado da integral da série de intervalos, que é expressa em tempo (milissegundos) ou voltagem ( $mV/V$ ), de acordo com:

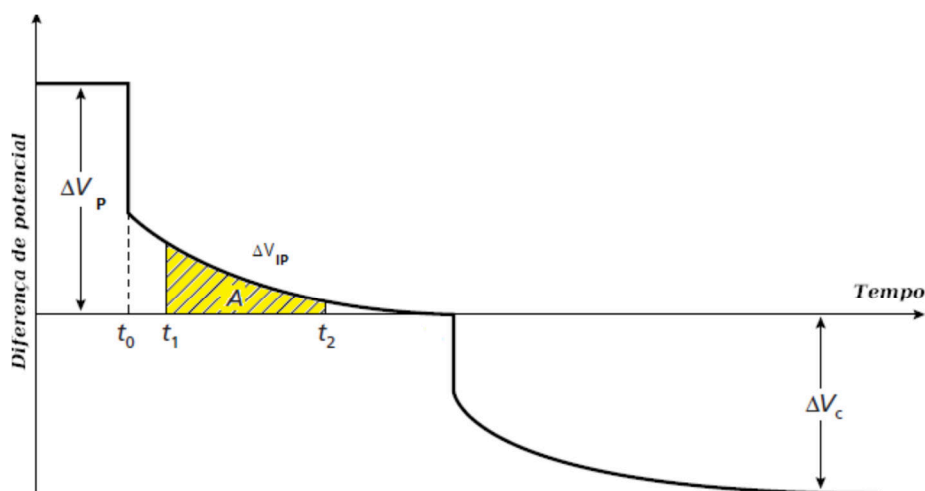


Figura 2.6 - Fenômeno de polarização induzida, com decaimento da diferença de potencial e registro num intervalo de tempo definido (KEAREY *et al.*, 2002).

As medições de IP no domínio temporal envolvem a medição do decréscimo da voltagem após a corrente ter sido desligada. Sendo os parâmetros mais usados a resistividade e a cargabilidade ( $M$ ), definido como a área  $A$  abaixo da curva de decaimento, estendida a certo intervalo de tempo  $\Delta t$ , normalizada pela  $\Delta V_c$  contínua (porque o “ $M$ ” depende da  $\Delta V$  inicial). A cargabilidade  $M$  é medida num dado intervalo de tempo pouco depois de a corrente ter sido desligada. A área  $A$  é medida pelo aparelho (KEAREY *et al.*, 2002). Conforme a fórmula a seguir define:

$$M = \frac{A}{\Delta V_c} = \frac{1}{\Delta V_c} \int_{t_1}^{t_2} v(t) dt$$

## 2.5 Técnicas e arranjos

O desenvolvimento da aquisição de dados geofísicos em campo está intrinsecamente associado às técnicas de investigação, aplicadas no estudo das variações dos parâmetros físicos inerentes ao meio geológico (MAMEDE, 2010). A sondagem elétrica vertical (SEV) e imageamento elétrico são os principais procedimentos para aquisição de resistividade e cargabilidade.

A técnica do imageamento elétrico, utilizada neste estudo, resulta em modelagem bidimensional da superfície, levando em consideração as mudanças dos parâmetros obtidos nas direções horizontais e verticais (LOKE, 2000).

Um conjunto de medidas é obtido por meio do movimento progressivo do arranjo de eletrodos a partir de um lugar para outro ao longo de um perfil (ROBINSON, 1988; MUSSETT & KHAN, 2000; KEAREY *et al.*, 2002).

Os resultados da aquisição dos dados do imageamento elétrico podem ser expressos por meio de mapas ou de seções, cuja profundidade de investigação será maior quanto maior for o espaçamento entre os eletrodos (ROBINSON, 1988).

Para a aquisição das medidas de resistividade e cargabilidade da superfície é fundamental que haja a injeção de corrente elétrica no solo por meio de um par de eletrodos de corrente ( $C_1$  e  $C_2$ ), onde a medição da tensão (ddp) é obtida por meio dos eletrodos de potencial ( $P_1$  e  $P_2$ ) (KEAREY *et al.*, 2002). A corrente, portanto, percorre ao longo dos trajetos que levam da fonte ao receptor pela diferença de potencial originada entre os eletrodos de corrente e potencial.

No contexto brasileiro, os arranjos mais utilizados são o Schlumberger para sondagem elétrica vertical (SEV) e dipolo-dipolo para a técnica de imageamento elétrico. Nestas configurações, os quatro eletrodos são colineares, mas suas geometrias e espaçamentos são diferentes (LOWRIE, 2007) (Figura 2.7).

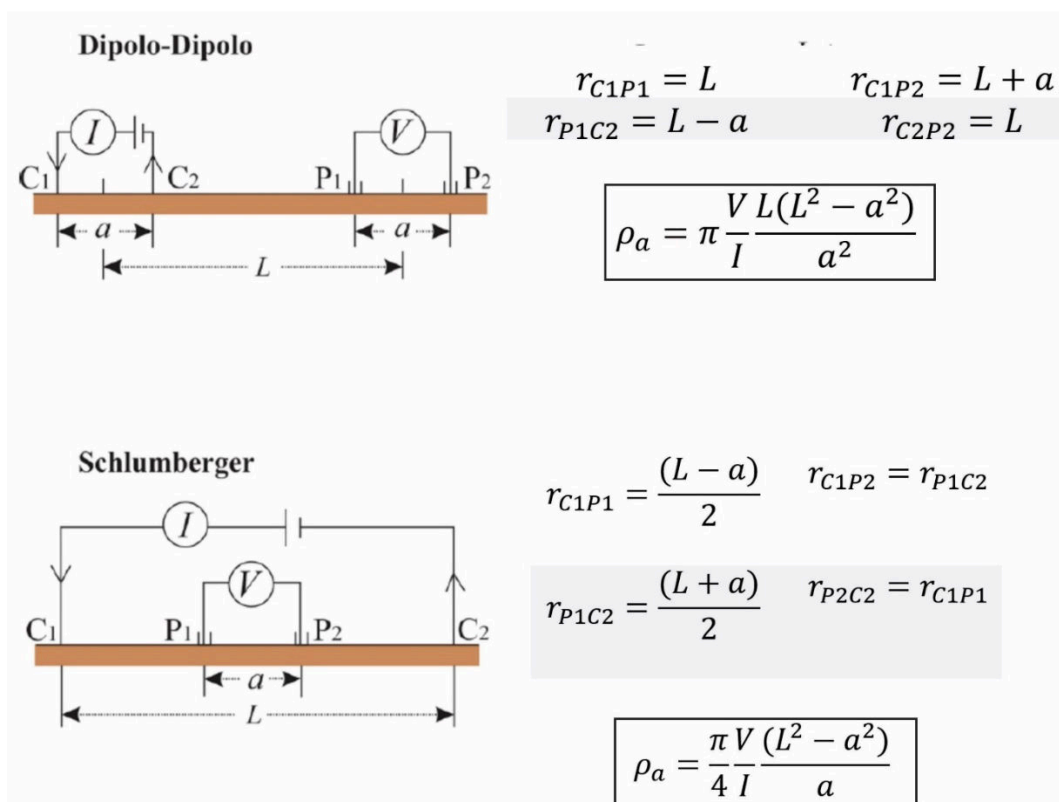


Figura 2.7 - Principais técnicas de campo utilizadas nos arranjos geofísicos elétricos e cálculo das resistividades aparentes (LOWRIE, 2007).

### 2.5.1 Arranjo Schlumberger

O arranjo Schlumberger utiliza quatro eletrodos (AB de corrente; MN de potencial), com configuração retilínea na superfície do terreno, porém os eletrodos de corrente são espaçados entre si a uma distância 1 a 5 vezes em relação aos eletrodos de potencial (TELFORD *et al.*, 1990).

Para a tomografia elétrica, os eletrodos de potencial estão espaçados segundo a distância  $a$ , que representa uma pequena proporção do espaçamento dos eletrodos de corrente  $L$  (Figura 2.8). O progressivo aumento do espaçamento dos eletrodos de corrente pode resultar valores muito elevados de  $L$  e exigir aumento do valor de  $a$  para que seja mantido um potencial mensurável (KEAREY *et al.*, 2002). Assim sendo, para os levantamentos de tomografia elétrica, os eletrodos de potencial são deslocados de acordo com o avanço sucessivo da aquisição de dados ao longo da seção.

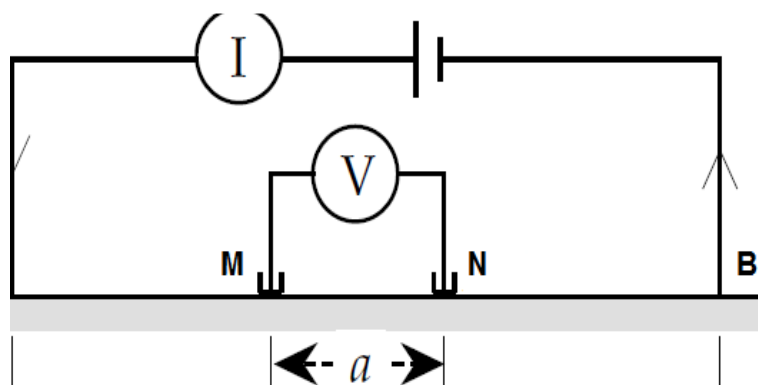


Figura 2.8 - Esquema de aquisição de dados utilizando o arranjo Schlumberger (LOWRIE, 2007).

É um arranjo simétrico em relação ao centro, com eletrodos de corrente nos extremos e de potencial no centro, e é ideal para identificação de camadas horizontais, ou seja, apresenta boa resolução vertical (TELFORD *et al.*, 1990)

O arranjo Schlumberger é um dos mais usados em sondagens elétricas verticais, ou seja, este arranjo é moderadamente sensível a estruturas tanto horizontais como verticais.

### 2.5.2 Arranjo dipolo-dipolo

O arranjo dipolo-dipolo é o mais difundido entre os diversos existentes para a realização de imageamento elétrico. Consiste num arranjo amplamente utilizado nos segmentos de mineração, prospecção de água subterrânea, estudos ambientais, geologia de engenharia (TELFORD *et al.*, 1990). Neste arranjo os eletrodos são

dispostos em linhas e o espaçamento entre os pares de eletrodos de corrente e de potencial permanece fixo durante a aquisição de dados.

A aquisição dos dados consiste na obtenção de diversas medidas, com espaçamento fixo dos dipolos de emissão (AB) e recepção (MN), aumentando a separação entre eles de acordo com um fator de espaçamento de abertura entre os eletrodos de corrente e/ou potencial fixo  $a$  com a separação ou fator de separação entre eletrodos (que pode ser variável)  $n$ . Cada um destes afastamentos consiste a um nível de investigação em profundidade.

Durante a aquisição de dados todo arranjo é deslocado a uma distância geralmente igual ao espaçamento entre dipolos (Figura 2.9). Com a repetição deste procedimento, é possível a geração de uma pseudo-seção de resistividade elétrica aparente ao longo da linha de levantamento. O valor medido é então representado em um ponto da superfície localizado na intersecção das retas que partem  $45^\circ$  do centro dos dipolos, posicionado no ponto médio entre estes (COGGON, 1973). Esta forma e plotagem dos dados, largamente utilizada no meio técnico, foi proposta por Hallof (1957).

Maiores profundidades de investigação podem ser alcançadas conforme maior for a distância entre os eletrodos, porém com um limite de valor aceitável que corresponde às leituras de potencial superiores ao nível de ruído presente no local investigado.

De acordo com este esquema de representação, a profundidade teórica da investigação será dada por:

$$\frac{R}{2} = \frac{a(n+1)}{2}$$

E a constante  $G$ , para o arranjo dipolo-dipolo será dada por:

$$G = \frac{1}{\left(\frac{1}{n} - \frac{2}{n+1} - \frac{1}{n+2}\right)}$$

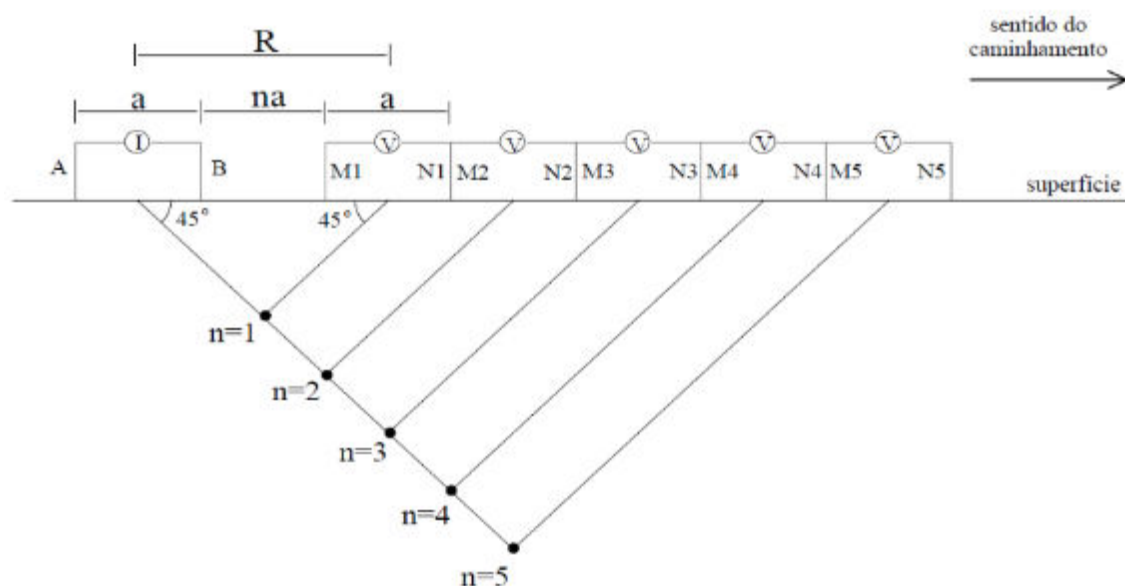


Figura 2.9 – Esquema de aquisição de dados utilizando o arranjo dipolo-dipolo com cinco níveis de investigação em profundidade. Adaptado de Coggon (1973).

Diversos autores consideram que o arranjo dipolo-dipolo apresenta muitas vantagens, o que justifica sua ampla utilização (COGGON, 1973; EDWARDS, 1977; WARD, 1990; GANDOLFO, 2007; LOWRIE, 2007; MILSOM & ERIKSEN, 2011; DENTITH & MUDGE, 2014):

- Facilidade operacional em campo;
- Boa resolução lateral (horizontal), com bom desempenho no mapeamento de estruturas verticais, não sendo adequado de forma contrária para a identificação de estruturas horizontais (para melhores resultados na definição de estruturas horizontais, deve ser usada a Sondagem Elétrica Vertical - SEV, arranjo Schlumberger);
- Arranjo simétrico é um fator vantajoso na interpretação da pseudo-seção, com fácil detecção de anomalias. As anomalias observadas podem, entretanto, ser fortemente influenciadas por irregularidades da cobertura superficial.

Contudo, o arranjo dipolo-dipolo é mais sensível a erros quanto à separação de eletrodos, uma vez que o fator geométrico devido a este tipo de erro é proporcional a  $n^3$  (ZHOU & DAHLIN, 2003). O deslocamento do arranjo pode resultar numa fração do espaçamento entre dipolos, onde o “n” assume valores não inteiros e, portanto, portanto, um incremento da resolução horizontal (GANDOLFO, 2007).



O trabalho de Coggon (1973) utiliza esta estratégia no emprego do deslocamento da metade do espaçamento entre dipolos para melhoramento da definição horizontal. A utilização de valores não inteiros de “n” para o arranjo dipolo-dipolo no incremento da resolução é citado por Ward (1990), que alerta para esta situação, quando o custo/benefício justifique a adoção deste procedimento.

A profundidade de investigação está condicionada à potência do equipamento e ao espaçamento dos eletrodos, ou em ambientes muito resistivos, onde as leituras da diferença de potencial são mais elevadas, quando comparadas a locais condutivos com a mesma geometria de arranjo. A utilização de espaçamento menor de 10 metros entre os dipolos, pode facilitar investigações superior a cinco ou seis níveis, situação usual em investigações ambientais e hidrogeológicas rasas.

### *2.5.3 Interpretação de dados geoeletricos*

Os métodos geoeletricos estão cada vez mais populares na medida que a necessidade por detalhamento da subsuperfície tem sido cada vez mais requisitada em diversas áreas, como geotecnia, hidrogeologia e principalmente na pesquisa mineral.

A interpretação de dados de eletrorresistividade parte do pressuposto que as estruturas geoeletricas assumem comportamentos uni ou bidimensionais, e consideram que a geologia possa ser aproximada por modelos desse tipo (GRIFFITHS & BAKER, 1993).

Contudo, grande parte das feições geológicas assumem um comportamento tridimensional e, certamente, não podem ser corretamente interpretadas por modelos 1D e 2D. Portanto, em muitas situações, a aquisição 3D apresenta relevância na interpretação do contexto em subsuperfície.

O processamento dos dados geofísicos foi realizado por meio do software RES2DINV que determina um modelo de resistividade bidimensional (2-D) para a subsuperfície para os dados obtidos de levantamentos de imagens elétricas (GRIFFITHS & BAKER, 1993). Este programa foi projetado para inverter grandes conjuntos de dados (com cerca de 200 a 21.000 pontos de dados) coletados com um sistema com um grande número de eletrodos (cerca de 25 a 16.000 eletrodos). O processamento dos dados pode ser usado para pesquisas em diversos arranjos, entre eles Wenner e dipolo-dipolo.

O objetivo deste programa é determinar a resistividade dos blocos retangulares que produzirão uma pseudo-seção de resistividade aparente que concorda com as medidas atuais. O modelo de inversão 2D, usado pelo programa, consiste em vários blocos retangulares, cuja distribuição e tamanho são gerados automaticamente pelo programa. A disposição dos blocos é relacionada à distribuição dos pontos de informação da pseudo-seção. A profundidade da linha inferior de blocos é configurada para ser aproximadamente igual à profundidade equivalente de investigação dos dados com o maior espaçamento de eletrodos (EDWARDS, 1977). A pesquisa é geralmente realizada com um sistema onde os eletrodos estão dispostos ao longo de uma linha com um espaçamento constante entre eletrodos adjacentes.

O método de otimização tenta reduzir basicamente a diferença entre os valores de resistividade aparente calculados e medidos ajustando a resistividade dos blocos do modelo. Uma medida dessa diferença é dada pelo erro do valor quadrático médio (RMS). No entanto, o modelo com o erro RMS mais baixo pode mostrar às vezes variações grandes e irrealistas nos valores de resistividade do modelo e pode não ser sempre o modelo "melhor" de uma perspectiva geológica. Em geral, a abordagem mais prudente é escolher o modelo na iteração após o qual o erro RMS não muda significativamente.

Uma sub-rotina de modelagem direta é usada para calcular os valores de resistividade aparente, e uma técnica de otimização de mínimos quadrados não linear é usada para a rotina de inversão (DEGROOT-HEDLIN & CONSTABLE 1990, LOKE & BAKER 1996, DAHLIN & LOKE, 1997). O programa suporta as técnicas de modelagem direta de elementos finitos.

A rotina de inversão utilizada pelo programa baseia-se no método de mínimos quadrados com restrições de suavidade (DEGROOT-HEDLIN & CONSTABLE, 1990).

Uma vantagem deste método é que o fator de amortecimento e os filtros de suavização podem ser ajustados para atender diferentes tipos de dados. O programa suporta uma implementação do método de mínimos quadrados com base em uma técnica de otimização de *quasi* Newton (LOKE & BAKER 1996). Esta técnica é significativamente mais rápida do que o método de mínimos quadrados convencional para grandes conjuntos de dados.

O produto numérico de inversão bidimensional de dados de cada seção foi coletado em uma única planilha, que une a posição das leituras ao longo das linhas

(variável "x"), espaçamento entre linhas (variável "y"), profundidade modelada por a inversão (variável "z") e o valor da resistividade elétrica (variável "R").

Esta planilha foi utilizada para a geração de modelos de visualização em 3D, em uma rotina de etapas básicas adotadas na pesquisa mineral. Neste caso, o plano de amostragem é frequentemente definido por critérios estatísticos, estruturais, colocação espacial de uma acumulação mineral, entre outros (MOON *et al.*, 2006). Um procedimento simples consiste na amostragem por um conjunto de perfurações perpendiculares ao eixo principal da estrutura, seguido de um conjunto paralelo de linhas de perfuração.

A resolução da malha de amostragem é condicionada ao espaçamento entre as perfurações, entre as linhas de perfurações e entre a quantidade de amostras colhidas em cada perfuração. De qualquer forma, o resultado analítico das amostras é traçado e modelado em termos bidimensionais e posteriormente interpolado em termos tridimensionais. Cada ponto do modelo 3D final é transformado em um bloco, com dimensões condicionadas a critérios estatísticos e malha de amostragem, às quais é atribuída um peso, baseado em análise química e em um valor médio de densidade relacionada à rocha que hospeda o mineral. A relação entre conteúdo e volume permite o cálculo de reservas e viabilidade econômica da empresa (MOON *et al.*, 2006).

Os modelos geofísicos de visão 3D gerados a partir de seções 2D fornecem uma ampla compreensão da complexidade das estruturas geológicas e hidrogeológicas, como o fluxo de poluentes e a modelagem de litotipos ou depósitos minerais (CHAMBERS *et al.*, 2006; AIZEBOKHAI *et al.*, 2011; MOREIRA *et al.*, 2012).

Alguns trabalhos já apresentam a aquisição de dados 2D, com processamento sob o aspecto 3D, seja para sua visualização ou mesmo com algoritmos de inversão geofísica 3D (quase 3D) que já são uma realidade possível para quase todos os métodos geofísicos que são comumente usados na exploração mineral e aplicações ambientais e geotécnicas e que fornecem bons resultados (LOKE & BAKER, 1996; DAHLIN & LOKE, 1997; OGILVY *et al.*, 2002; BENTLEY & GHARIBI, 2004; OLDENBURG & PRATT, 2007; MOREIRA *et al.*, 2012; MOREIRA *et al.*, 2013; MOREIRA *et al.*, 2015; MOREIRA *et al.*, 2016; VIEIRA *et al.*, 2016; CHAVEZ *et al.*, 2017).

### **3. LOCALIZAÇÃO DAS ÁREAS E ACESSO**

As duas áreas selecionadas para este estudo estão localizadas na zona rural do município de São Sepé, na região centro-sul do estado do Rio Grande Sul. Uma das áreas está localizada na Fazenda do Funcho e a outra na localidade conhecida como Gabro Santa Catarina. Cartograficamente as áreas estão situadas na Folha Passo do Salsinho (SH-22-Y-A-I-4), do IBGE, em escala 1:50.000 (Figura 3.1).

Esta folha abrange parcialmente os municípios de Caçapava do Sul (extremo sudeste da Folha), São Sepé (a nordeste), Lavras do Sul (sul da área), Santa Margarida do Sul (porção oeste) e Vila Nova do Sul, na porção central. Duas rodovias federais, a BR-290 (liga Porto Alegre a Uruguaiana) e a BR-392 (liga Rio Grande a Santa Maria) se intersectam na porção oriental da Folha.

Na região existem várias estradas municipais com boas condições de trafegabilidade em grande parte do ano, além de diversas estradas secundárias com acessos a sedes rurais de variadas condições de trafegabilidade.

O acesso para o município de São Sepé, a partir de Porto Alegre, é feito pela BR-290, até o cruzamento com a BR-392. A partir do trevo entre estas duas rodovias, toma-se a BR-392, no sentido a São Sepé, percorre-se esta última por aproximadamente 3 km, e se toma um acesso por estrada de terra, situado à esquerda desta. Em seguida, percorre-se mais 1,7 km até outra estrada de terra, situada à direita, seguindo por esta por mais 700 m. Finalmente, a partir desta, segue-se por mais 4 km, acessando a área da Fazenda do Funcho. (Figura 3.2).

Para a área do Gabro Santa Catarina, o acesso se faz, pela BR 290 até a localidade denominada Vila Cerrito do Ouro, zona rural do município de São Sepé. A área de estudo está localizada a aproximadamente 6 km a norte da vila, por estrada não pavimentada (Figura 3.3).

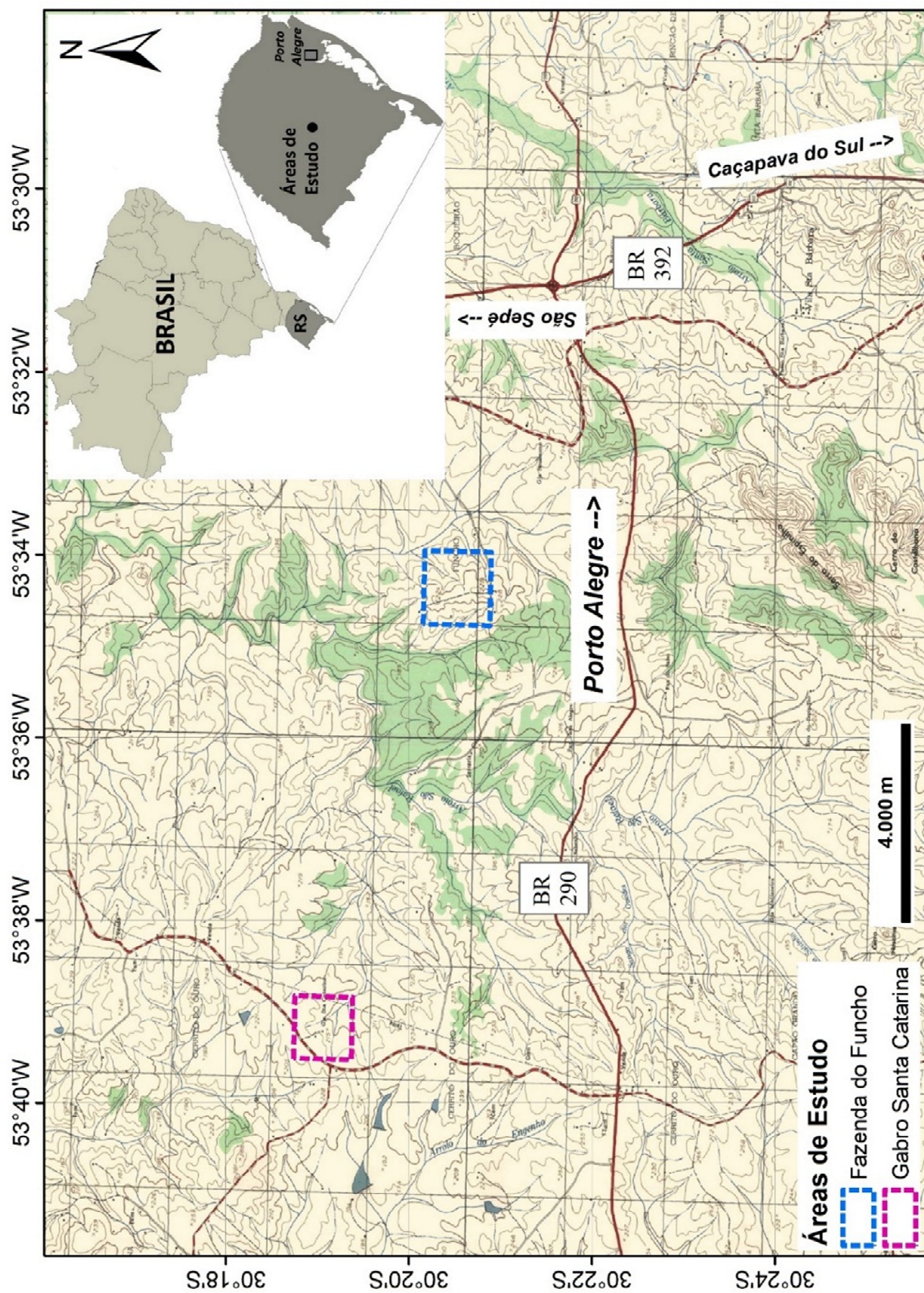


Figura 3.1 - Localização das áreas de estudo. Fonte: Carta topográfica Folha Passo do Salsinho, IBGE (1977).

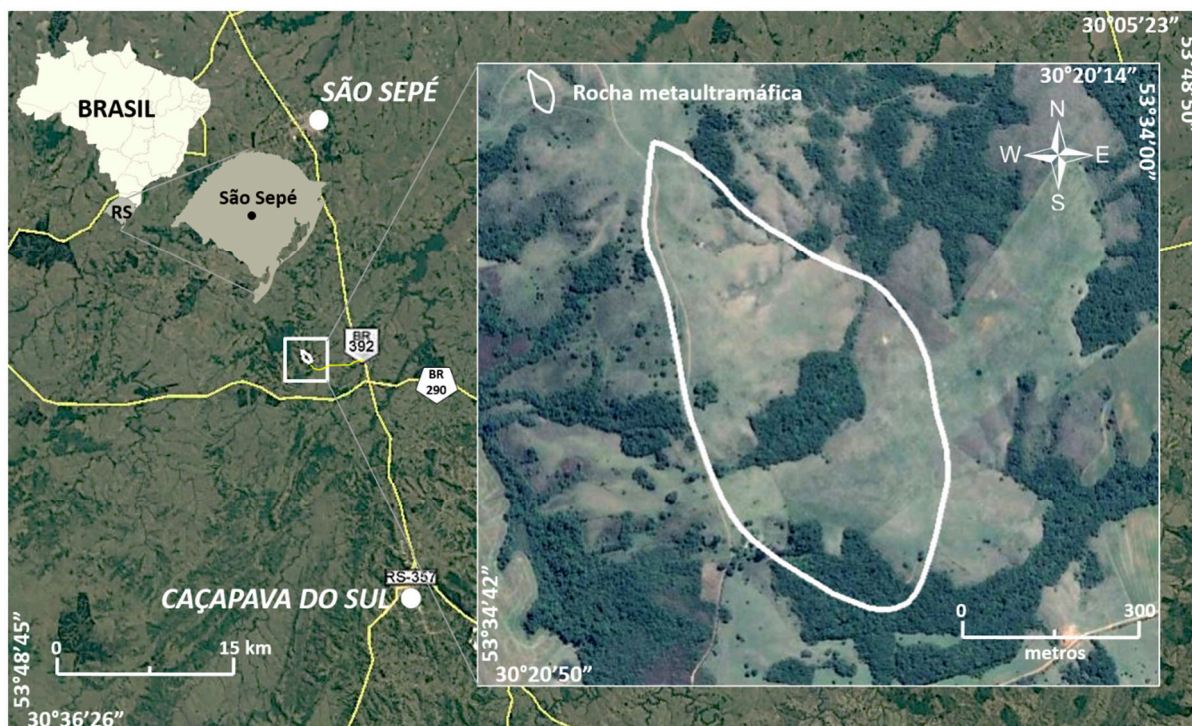


Figura 3.2 – Localização de detalhe da área da Fazenda do Funcho. Fonte: pesquisa do autor

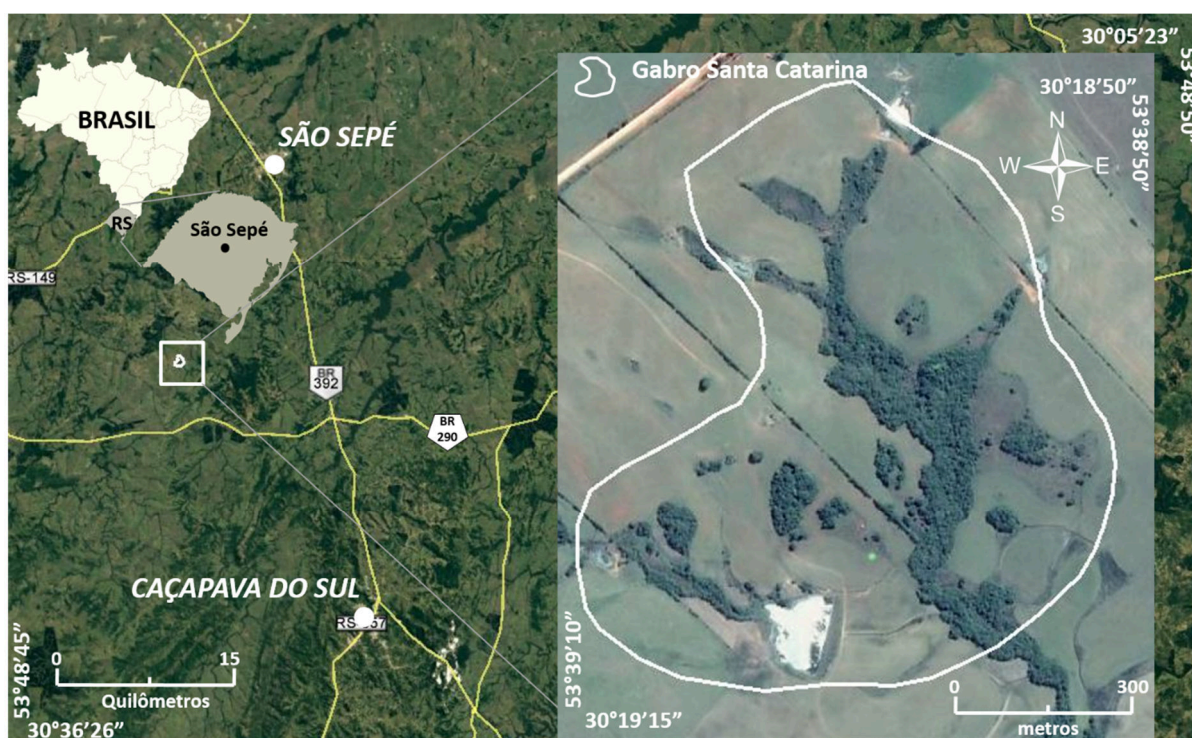


Figura 3.3 – Localização de detalhe da área do Gabro Santa Catarina. Fonte: pesquisa do autor.

## 4. MATERIAIS E MÉTODOS

As primeiras aproximações com o tema desta tese foi a consulta sobre o tema em bibliografia especializada no assunto, disponível em bibliotecas e também material digital. As ocorrências da Fazenda do Funcho e do Gabro Santa Catarina foram selecionadas após consulta no material disponível no Programa de Levantamentos Básicos em Geologia do CPRM, na Folha Passo do Salsinho (CPRM, 1995).

Os métodos específicos foram:

- Levantamento bibliográfico de prospecção mineral, ocorrências mineralizadas em ouro e dos principais modelos metalogenéticos de minérios sulfetados no âmbito do Escudo Sul-rio-grandense;
- Caracterização dos principais litotipos da área, além de análise estrutural a partir de medidas de campo, com o objetivo de determinar as principais famílias de falhas e fraturas e então correlacioná-las com a ocorrência mineral e resultados obtidos;
- Processamento e Integração de dados geofísicos e geológicos, aliados aos modelos metalogenéticos propostos para a região de estudos;
- Análise da eficácia dos procedimentos de pesquisa mineral e recomendações.

### 4.1 Consulta bibliográfica e trabalhos de gabinete

Em gabinete foi realizada análise do padrão estrutural regional, uma vez que a mineralização é considerada, através de consulta em bibliografia, controlada estruturalmente. Esta etapa contou também com o reconhecimento, a partir de carta topográfica Folha Passo do Salsinho - SH.22-Y-A-I-4 (IBGE, 1977), de modelos digitais de elevação de terreno (FARR *et al.*, 2007) e imagens de satélite (*Google Earth*), nas escalas 1:250.000, 1:50.000 e 1:10.000 para reconhecimento dos principais lineamentos, padrões de drenagens e topografia. Os resultados desta análise estão descritos em seus pormenores mais à frente.

## 4.2 Etapas de campo

Após a consulta bibliográfica, foi sucedida a etapa de campo, que contemplou um reconhecimento geológico de superfície, com identificação da litologia e principais estruturas, além da aquisição dos dados geofísicos.

### 4.2.1 Reconhecimento geológico local

A etapa de reconhecimento geológico local contemplou o reconhecimento dos litotipos que afloram na área de estudo, suas relações de contato e geologia estrutural, onde foram levantadas as medidas de foliação principal, fraturas, eixo de dobras e crenulações e veios de quartzo. Durante esta etapa foram utilizados os seguintes materiais: bússola do tipo Brunton/Clar, caderneta de campo, material para anotação, câmera fotográfica para registro, GPS e mapas impressos.

As medidas estruturais são importantes para o planejamento da aquisição dos dados geofísicos, pois a mineralização de ouro na região está hospedada em fraturas e associada a veios de quartzo, tanto na Fazenda do Funcho, quanto no Gabro Santa Catarina (Figura 4.1a). Portanto, a distribuição das linhas de tomografia elétrica é planejada em direção perpendicular às principais estruturas dos alvos selecionados, pois esta estratégia permite um maior contraste entre a rocha encaixante e as estruturas com realce às zonas mineralizadas.

Na Fazenda do Funcho e no Gabro Santa Catarina foram coletadas informações de dados dos elementos estruturais. Os dados estruturais foram reunidos e compilados através do *software* OpenStereo (GROHMANN & CAMPANHA, 2010; GROHMANN *et al.*, 2011). Os detalhes da distribuição e aquisição de dados estão devidamente descritos adiante, nos capítulos de Geologia Local, com descrição dos dados estruturais e Planejamento e Aquisição de Dados, com a distribuição das linhas de tomografia elétrica.

### 4.2.2 Aquisição de dados geoeletricos

A partir do reconhecimento geológico local, por meio de reconhecimento de detalhe dos afloramentos com levantamento dos principais elementos estruturais, foi estabelecida a etapa de aquisição de dados geoeletricos, por meio da técnica de tomografia elétrica com os arranjos dipolo-dipolo e Schlumberger. O equipamento



utilizado foi resistivímetro Terrameter LS, fabricado pela ABEM *Instruments* (Suécia), com resolução de  $1\mu\text{V}$  (ABEM, 2012) (Figura 4.1b).

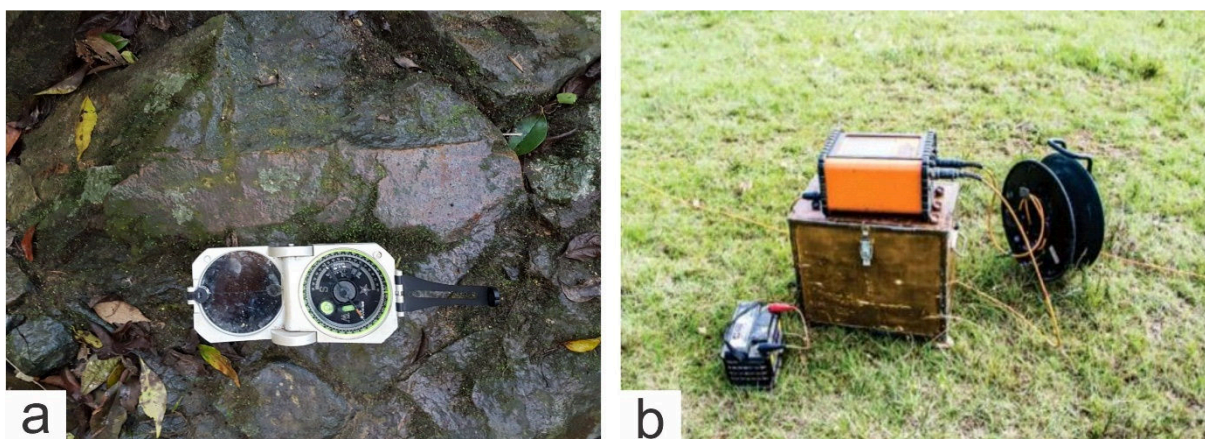


Figura 4.1 – a) Aquisição de dados estruturais; b) Resistivímetro Terrameter LS da ABEM *Instruments* utilizado na aquisição dos dados geofísicos. Fonte: fotografia do autor.

Este equipamento é calibrado para medidas de resistividade por meio de ciclos periódicos de corrente elétrica alternada e de baixa frequência. Este procedimento utilizado permite a filtragem de ruídos do sinal adquirido.

Após a coleta de dados estruturais e geoeletricos a etapa seguinte foi o processamento e interpretação das informações. Essas informações coletadas foram compiladas através dos softwares Res2Dinv (LOKE & BAKER, 1996, GEOTOMO SOFTWARE, 2003) e Oasis Montaj. No primeiro foram gerados modelos por inversão, resultando em seções geoeletricas 2D (distância *versus* profundidade), enquanto o segundo gerou a modelagem 3D utilizando somente os dados de campo ou dados de pseudo-seção, por meio do programa *Oasis Montaj*, desenvolvido pela *Geosoft*.

Esse programa permite o processamento de um grande volume de dados espaciais. Permite, ainda, efetuar tarefas de processamentos complexos como: interpolação de dados, edição de mapas, edição e integração de dados de diversas naturezas. Os dados de campo foram reunidos e compilados em ambiente SIG para apresentação adequada nesta tese (GEOTOMO SOFTWARE, 2003).

## **5. ASPECTOS CLIMÁTICOS E FISIAGRÁFICOS**

Neste capítulo são apresentados os aspectos relacionados à fisiografia regional, como clima, hidrografia, vegetação e relevo.

### **5.1 Clima**

O clima da região estudada pode ser descrito, segundo a classificação climática de Köppen, como Cfa, que é designado como temperado úmido, sem estação seca distinta e de verão quente. O clima é úmido nos arredores de São Sepé. A pluviometria regional indica valores médios anuais entre 1.350 mm a 1.650 mm, bem distribuída ao decorrer do ano, com precipitações mínimas em abril, maio e novembro, enquanto os meses mais chuvosos são junho, setembro e outubro (CPRM, 1995).

Durante o ano, a temperatura média é da ordem de 18°C, com máximas em janeiro que podem chegar a mais de 30°C (médias de 24°C) e mínimas de 8°C (médias de 12°C) em julho. No inverno a formação de nevoeiros e geadas são frequentes.

### **5.2 Hidrografia**

As duas áreas de estudo estão inseridas na Bacia Hidrográfica do Rio Vacacaí, (Figura 5.1). Durante os trabalhos de campo nas duas áreas de estudo foi constatada a presença de drenagens intermitentes, que são afluentes do Arroio São Rafael.

A análise da Folha Passo do Salsinho (SH-22-Y-A-I-4), do IBGE, em escala 1:50.000, revela que as principais drenagens apresentam trechos retilíneos, com mudanças abruptas de sentido, assumindo um padrão semi-retangular, provavelmente condicionados por padrões estruturais (principalmente fraturas).

Regionalmente, o padrão de drenagens predominante é dendrítico retangular, com densidade variando de alta a baixa.

Na área da Fazenda do Funcho ocorrem três drenagens intermitentes, de comportamento retilíneo e que acabam por alimentar uma drenagem perene, no setor nor-nordeste, afluente do Arroio São Rafael. Nestas drenagens intermitentes estão localizadas as melhores exposições de rochas, donde foram tomados os dados dos elementos estruturais (Figura 5.2).

Já na região do Gabro Santa Catarina ocorre um sistema de drenagens intermitentes e comportamento retilíneo na porção norte da ocorrência, que alimentam um córrego, que flui para o sentido sul e que, por sua vez, é afluente da margem esquerda do Arroio São Rafael. As melhores exposições do gabro estão localizadas nos talvegues destas drenagens. As principais atitudes dos elementos estruturais do gabro foram medidas nestas drenagens (Figura 5.3).

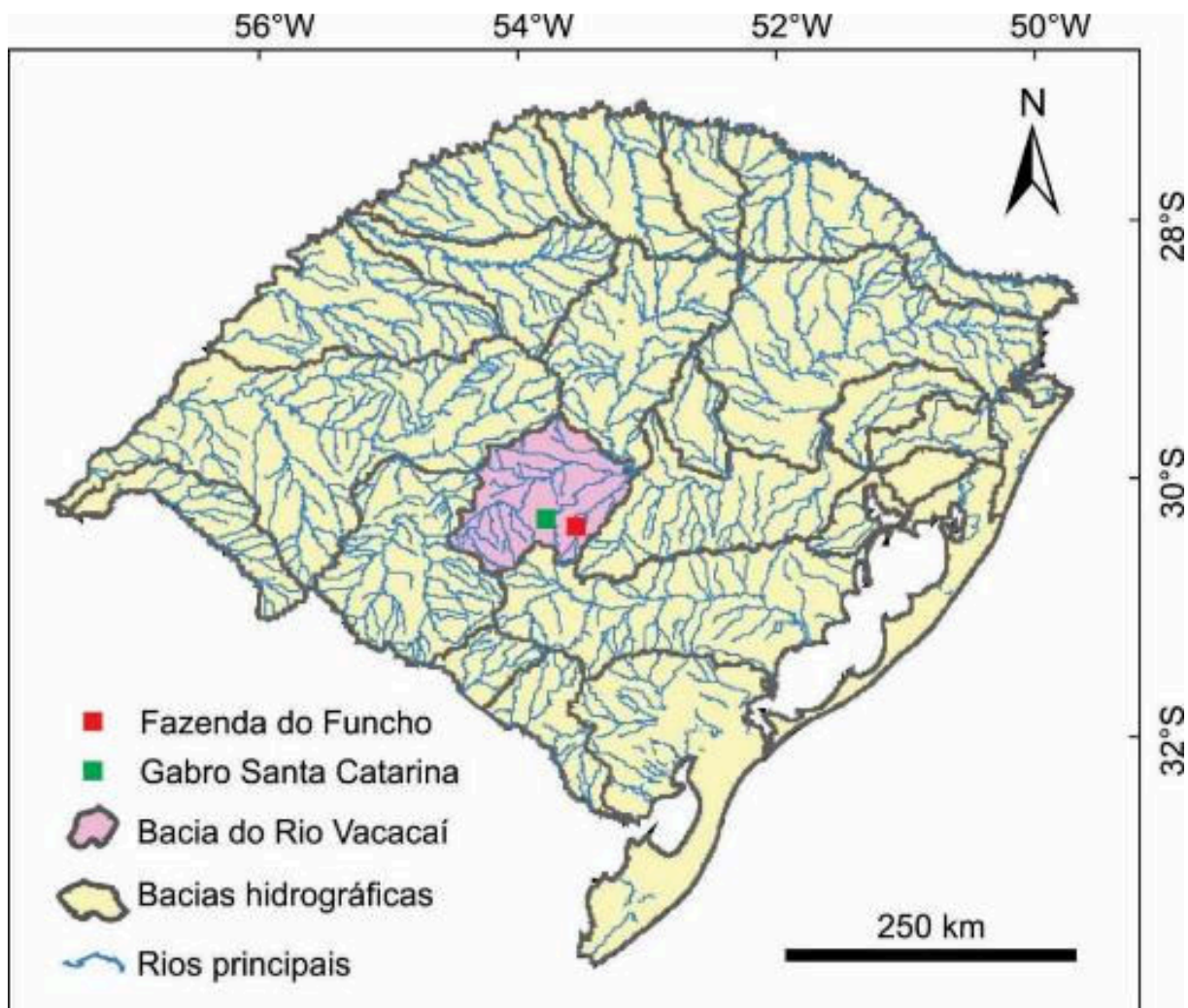


Figura 5.1 – Localização das áreas de estudo em relação à Bacia Hidrográfica do Rio Vacacaí. Fonte: CPRM (2016).

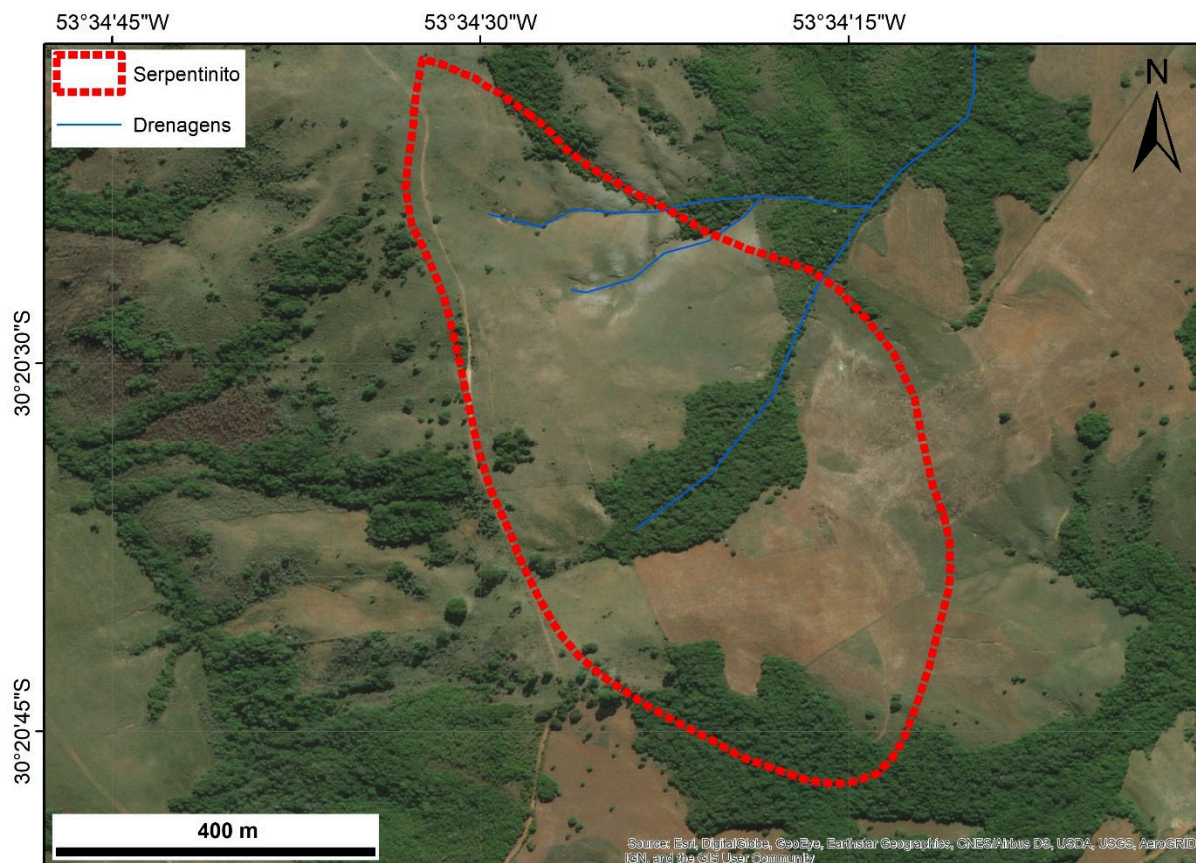


Figura 5.2 – Drenagens na área da Fazenda do Funcho. Fonte: pesquisa do autor.



Figura 5.3 – Drenagens na área do Gabro Santa Catarina. Fonte: pesquisa do autor.

### 5.3 Vegetação

A vegetação presente na região das duas áreas de estudo está inserida no contexto fitoecológico de savana, com formações da Savana Gramíneo-Lenhosa (TEIXEIRA *et al.*, 1986). Segundo a definição daqueles autores, esta formação apresenta predomínio de gramíneas com presença de arbustos e árvores (geralmente isoladas), pequenos capões além de matas-galerias ao longo da maioria das drenagens. Também ocorrem campos sujos, que apresentam desenvolvimento de espécies subarbusivas e arbustivas com distribuição descontínua.

Na área da Fazenda do Funcho, a vegetação é composta por gramíneas, carquejas, árvores de pequeno porte isoladas e mata-galeria ao longo das drenagens perenes na porção nor-nordeste. A porção mais ao sul das investigações geofísicas provavelmente já foi campo arado, onde há o crescimento de gramíneas. Na área do Gabro Santa Catarina, a vegetação predominante é de gramíneas e de pastagens.

### 5.4 Geomorfologia

Segundo CPRM (1995), o condicionamento estrutural do relevo pode ser observado na individualização das regiões geomorfológicas do estado do Rio Grande do Sul.

A análise da área de estudo mostra que o relevo é caracterizado por um forte controle estrutural e exhibe feições geomorfológicas que, muitas vezes, são determinadas pelo tipo de rochas sobre a qual estão estabelecidas. O trabalho do CPRM (1995) caracterizou informalmente três unidades de relevo: Planaltos Tabulares, Planalto Rebaixado e Planaltos Residuais Elevados (Figura 5.4). As duas áreas estudadas estão localizadas na unidade do Planalto Rebaixado, segundo o autor citado acima.

A unidade do Planalto Rebaixado apresenta relevo deprimido, estabelecido sobre rochas de diversas naturezas (metamórficas, vulcânicas, sedimentares e graníticas), com presença de feições variadas de relevo, determinadas pelo litotipo sobre os quais foram esculpidas. Nas áreas estudadas prevalece um relevo com altitudes de até 210 metros, com dissecação de drenagem densa com vales abertos a encaixados, com forte controle estrutural.

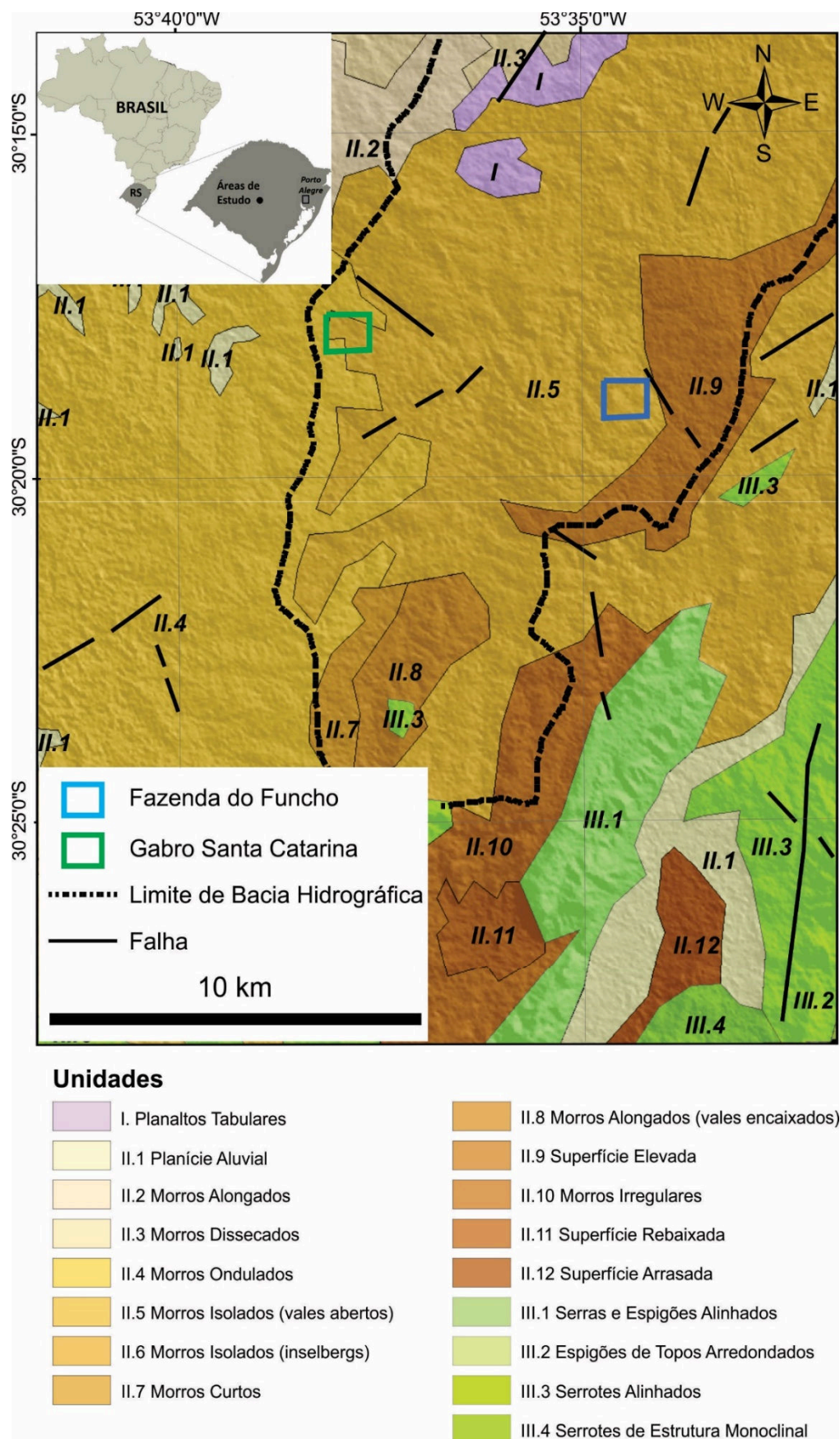


Figura 5.4 – Mapa geomorfológico da Folha Passo do Salsinho, com localização da região de estudo. Modificado de CPRM (1995).

## 6. ASPECTOS GEOLÓGICOS

Os trabalhos pioneiros sobre a geologia do Rio Grande do Sul foram voltados à atividade minerária e objetivaram principalmente a prospecção e pesquisa mineral, com enfoque para as mineralizações de cobre, estanho e ouro. Destes trabalhos, que datam do final do século XIX até a década de 1960, ganham destaque os seguintes: Gorceix (1874, 1875), Carvalho (1932), Teixeira (1937), Barbosa (1939), Leinz, Barbosa & Teixeira (1941), Costa Filho (1944), Passos & Gavronski (1959), Melcher (1960), e Ribeiro *et al.* (1966).

Neste capítulo são apresentadas informações sobre a geologia regional, baseadas nos trabalhos que versam particularmente sobre os aspectos geológicos da Folha Passo do Salsinho e nas unidades que têm influência direta no estabelecimento do arcabouço tectônico e metalogênese das ocorrências aqui estudadas (FRAGOSO CESAR, 1980, ALMEIDA *et al.*, 1981, BASEI, 1985, SOLIANI JR., 1986, CPRM, 1995, BABINSKI *et al.*, 1996, ANDRIOTTI, 1999, REMUS, 1999, HARTMANN *et al.*, 2000, 2003, 2007, 2011, PHILIPP *et al.*, 1998, 2003, PHILIP & MACHADO, 2005, LAUX *et al.*, 2010a,b, CHEMALE Jr., *et al.* 2011, 2012, CAMOZZATO *et al.* 2013a,b, CPRM, 2014 e SIMÕES *et al.*, 2014, PHILIPP *et al.*, 2016).

### 6.1 Histórico do conhecimento da geologia sul-rio-grandense

Os trabalhos de Carvalho (1932) e Leinz, Barbosa & Teixeira (1941) constituem marcos históricos para a geologia do estado do Rio Grande do Sul. Posteriormente, na década de 1960 com a criação da Escola de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul e implantação do Primeiro Plano Mestre Decenal (PMD) pelo Ministério de Minas e Energia, que visou a Avaliação dos Recursos Minerais do Brasil, os estudos priorizaram as rochas pré-cambrianas do Escudo Sul-Rio Grandense (ESRG).

Com base na iniciativa destes órgãos, foram desenvolvidos trabalhos de mapeamentos geológicos básicos em escala 1:250.000 (TESSARI & PICADA, 1966; RIBEIRO *et al.*, 1966; TESSARI & GIFFONI, 1970; KNIJNIK & POZZA, 1971) e também em 1:50.000 (semi-detalle) (PICADA & TESSARI, 1966; TESSARI & FIGUEIREDO FILHO, 1966; PICADA & PINTO, 1966; PICADA, 1967; RIBEIRO, 1970; BOCCHI, 1970; PICADA & TESSARI, 1970).

A partir destes estudos pioneiros o Serviço Geológico do Brasil (CPRM) coordenou diversos projetos específicos que almejam o potencial de minérios em áreas pré-selecionadas, principalmente ouro e cobre (KAUL & REINHEIMER, 1974; SZUBERT *et al.*, 1976; SZUBERT *et al.*, 1977; KIRCHNER & ANDRIOTTI, 1981; CPRM, 1995; CPRM, 2014).

A evolução geotectônica do ESRG foi tema de diversos autores como Picada (1971), Hasui *et al.*, (1975), Ribeiro & Lichtemberg (1978), Fragoço Cesar (1980), Ribeiro (1980), Jost & Bitencourt (1980), Jost (1981), Issler (1982), Fragoço Cesar *et al.* (1982), Soliani Jr. (1986), CPRM (1995), Remus *et al.* (1996), CPRM (2014), Philipp *et al.* (2016). Embora as relações litoestratigráficas e estruturais do ESRG sejam bastante complexas é possível reunir as informações de acordo com o exposto na Figura 6.1.

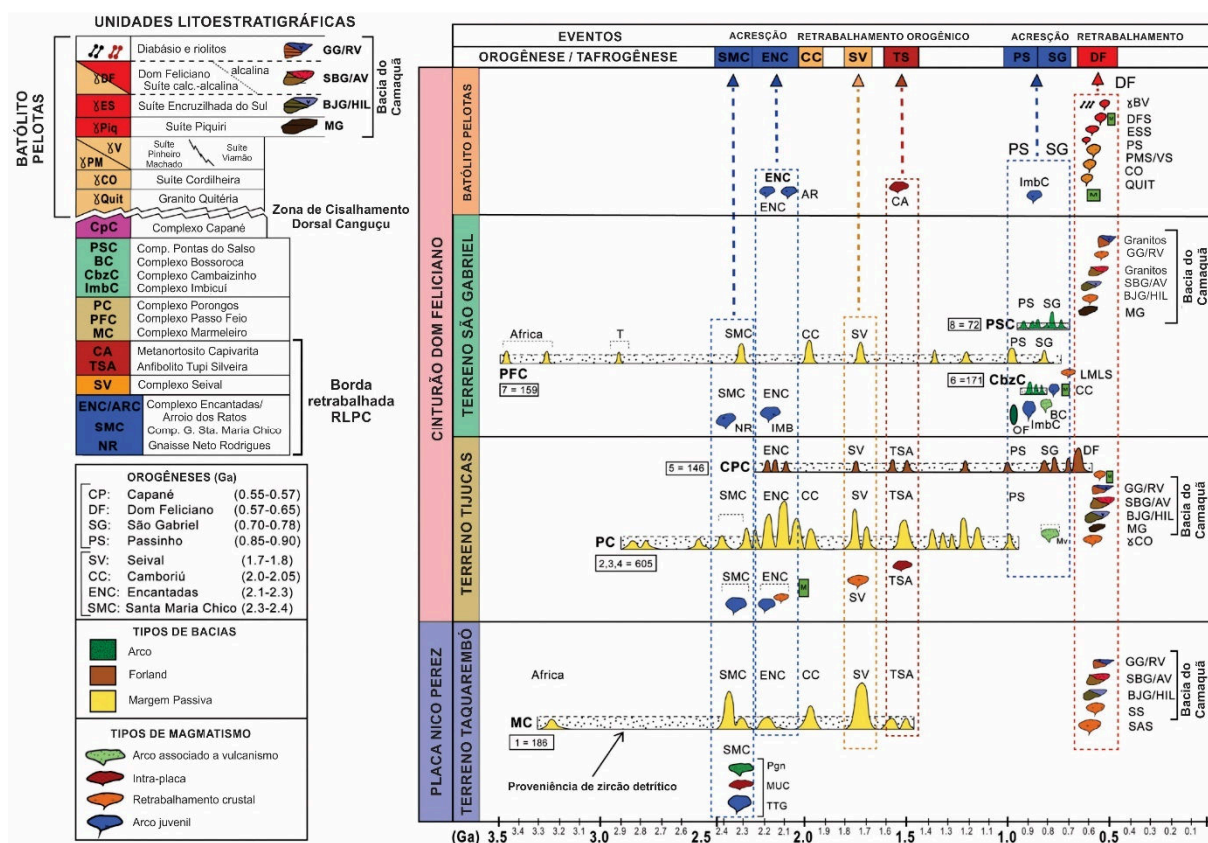


Figura 6.1 - Distribuição das principais unidades litotectônicas, eventos e processos tectônicos do ESRG com base em dados geocronológicos, composição dos magmas, tipo de bacia e eventos orogênicos. As barras horizontais apresentam os dados de zircão detrítico em complexos metassedimentares. Legenda da Bacia do Camaquã: MG - Grupo Maricá, BJG / HIL - Grupo Bom Jardim / Andesito Hilário, SBG / AV - Grupo Santa Barbara / Riolito Acampamento Velho e GG / RV - Grupo Guaritas / Andesito Rodeio Velho. Fonte: adaptado de Philipp *et al.* (2016).



## 6.2 Escudo Sul-Rio Grandense

### 6.2.1 Contexto

O Escudo Sul-rio-grandense (ESRG) é uma unidade geotectônica localizada na porção meridional da Província Mantiqueira, no centro sul do estado do Rio Grande do Sul, onde predominam rochas ígneas metamórficas e sedimentares, cuja gênese é associada aos ciclos Transamazônico (Paleoproterozoico) e Brasileiro-Pan Africano (Neoproterozoico) (HASUI *et al.*, 1975; ALMEIDA *et al.*, 1981).

Durante o Neoproterozoico (~900-550 Ma) o ESRG configurou uma importante zona de acreção e retrabalhamento crustal (SOLIANI JR., 1986; FRAGOSO-CESAR, 1991). As informações geocronológicas indicam três eventos orogênicos principais (Philipp *et al.* 2016): (i) fase de acreção crustal com magmatismo juvenil entre *ca.* 890 e 860 Ma; (ii) magmatismo de arco continental e acreção entre *ca.* 770 e 680 Ma; (iii) metamorfismo colisional entre 650 e 620 e fase magmática principal entre *ca.* 650 e 550 Ma, com anatexia crustal intensa causada por injeção de magmas.

O ESRG é compartimentado em blocos limitados por falhas regionais de direção NE-SW (GOÑI *et al.*, 1966; PICADA, 1971; HASUI *et al.*, 1975; RIBEIRO & FANTINEL, 1978; SANTOS *et al.*, 1978; FRAGOSO CESAR, 1980; JOST, 1981; FRAGOSO CESAR *et al.*, 1982; ISSLER, 1982; JOST & HARTMANN, 1984; HORBACH *et al.*, 1986; SOLIANI JR., 1986; CPRM, 1995; ANDRIOTTI, 1999; PHILIPP *et al.*, 2003; PERTILLE *et al.* 2015; PHILIPP *et al.*, 2016). O ESRG foi dividido nos terrenos Taquarembó, São Gabriel, Tijuca, Santana da Boa Vista e Pelotas (HARTMANN *et al.*, 2000; PHILIPP & MACHADO, 2005; CAMOZZATO *et al.*, 2013; PHILIPP *et al.*, 2016). As áreas de estudo estão inseridas no contexto do Terreno São Gabriel que está descrito adiante.

### 6.2.2 Terreno São Gabriel

O Terreno São Gabriel (TSG) é limitado ao sul pela Zona de Cisalhamento de Ibaré (ZCI), ao norte e oeste por unidades fanerozoicas da Bacia do Paraná e a leste pela Zona de Cisalhamento de Caçapava do Sul (ZCCS). O lineamento de Caçapava do Sul é interpretado como uma região de sutura entre os terrenos São Gabriel e Tijuca (CHEMALE JR., 2000). O TSG é constituído por remanescentes de complexos ofiolíticos e arcos magmáticos neoproterozoicos (MACHADO *et al.*, 1990, BABINSKI *et al.*, 1996, PHILIPP *et al.*, 2016) (Figura 6.2).

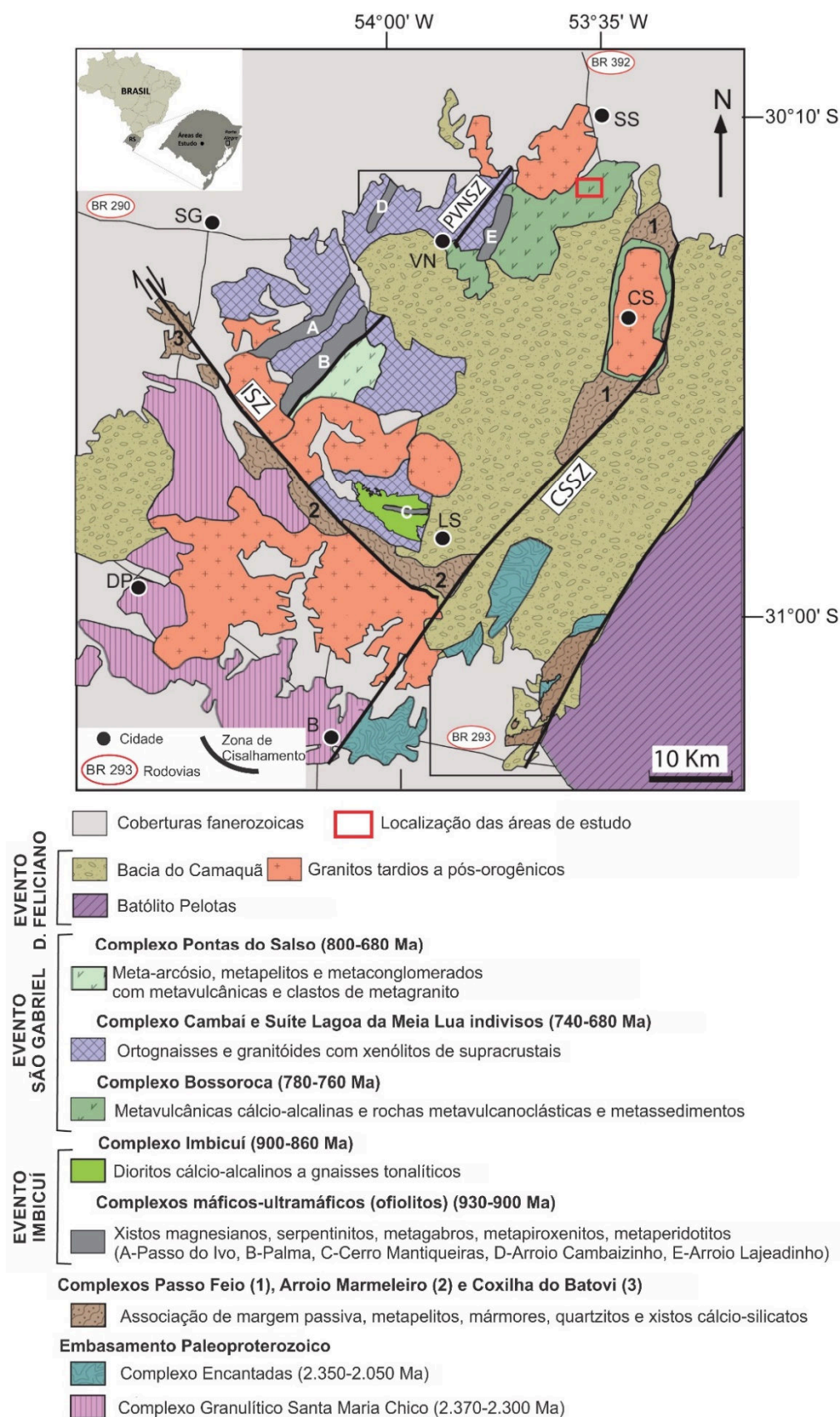


Figura 6.2 – Mapa geológico do Terreno São Gabriel. B: Bagé, CS: Caçapava do Sul, DP: Dom Pedrito, LS: Lavras do Sul, SG: São Gabriel, SS: São Sepé, ISZ: Zona de Cisalhamento de Ibaré, PVNSZ: Zona de Cisalhamento Palma-Vila Nova, CSSZ: Zona de Cisalhamento de Caçapava do Sul. Adaptado de Philipp *et al.* (2016).

As rochas do Terreno São Gabriel podem ser agrupadas em unidades de acordo com três associações petrotectônicas principais: (i) Prisma Acrescionário de Palma; (ii) Associações relacionadas a arcos; (iii) Associação Vulcano-sedimentar-plutônica do Seival.

O Prisma Acrescionário de Palma é formado por lascas tectônicas de complexos ofiolíticos, que compreendem xistos magnesianos, serpentinitos e anfibolitos, com metaperidotito subordinado, metagabro e metapiroxenito. A associação relacionada a arcos é composta por rochas do arco do Passinho e do São Gabriel, representadas por associações metavulcanossedimentares formadas entre *ca.* 0,89 e 0,68 Ga (MACHADO *et al.*, 1990; BABINSKI *et al.*, 1996; LEITE *et al.*, 1998; REMUS *et al.*, 1999; HARTMANN *et al.*, 2011; LENA *et al.*, 2014; PHILIPP *et al.*, 2016).

O Complexo Pontas do Salso é uma bacia relacionada a arco orogênico tardio, com menos de 0,68 Ga e parte do Terreno São Gabriel (VEDANA *et al.* 2016). Essas associações estão em contato tectônico com a associação metassedimentar de margem passiva representada pelos complexos Passo Feio e Marmeleiro. A associação vulcano-sedimentar-plutônica do Seival formou-se entre 0,61 e 0,54 Ga, representando os estágios tardios e pós-orogênicos da Orogênese Dom Feliciano (CHEMALE JR., 2000).

Batólitos e *stocks* graníticos como o Complexo Granítico São Sepé, granitos Ramada, Cerro da Cria, Jaguari, complexos graníticos Caçapava do Sul e Lavras do Sul representam forte manifestação magmática no Bloco São Gabriel (ANDRIOTTI, 1999). O Complexo Granítico Caçapava do Sul (BITENCOURT, 1983) corresponde, petrograficamente, a tonalitos e granodioritos, com monzogranitos subordinados. O Monzogranito Rincão dos Coqueiros é um plúton com características texturais que variam de equigranular a porfirítico com aumento de fenocristais em direção às bordas (onde está o Granito São Sepé) (CPRM, 1995).

O Granito São Sepé (SARTORI, 1978), diz respeito a um sienogranito e mostra relações intrusivas com o Monzogranito Rincão dos Coqueiros, com o Cinturão Meta-Vulcano-Sedimentar, com o Complexo Estratiforme Básico-Ultrabásico e com as Coberturas Vulcano-Sedimentares (descritas adiante), recoberto com discordância pela Formação Rio Bonito.

### 6.3 Geologia Local e Estratigrafia

A principal referência acerca da geologia da região de estudo é o trabalho de CPRM (1995) cujo mapeamento geológico sistemático, em escala 1:50.000 da Folha Passo do Salsinho, reuniu o conhecimento geológico da área até a data de sua publicação, com discussão dos dados pré-existentes e apresentando proposições concretas relacionadas à evolução geológica da área, à tectônica, à estratigrafia e à interpretação do arcabouço geológico da região.

O principal produto é o mapa geológico que consta naquele trabalho, produzido por CPRM (1995), e que Andriotti (1999) e CPRM (2010) simplificaram e que foi considerado adequado para como base para a confecção desta tese (Figura 6.3).

A descrição das principais unidades que afloram nas áreas de estudo ou nas adjacências dela e que tem uma relação direta com o objetivo proposto segue adiante ao mapa geológico apresentado. É prudente salientar que a estratigrafia proposta no trabalho de CPRM (1995) não apresenta empilhamento cronológico, apenas um agrupamento informal das unidades litológicas.

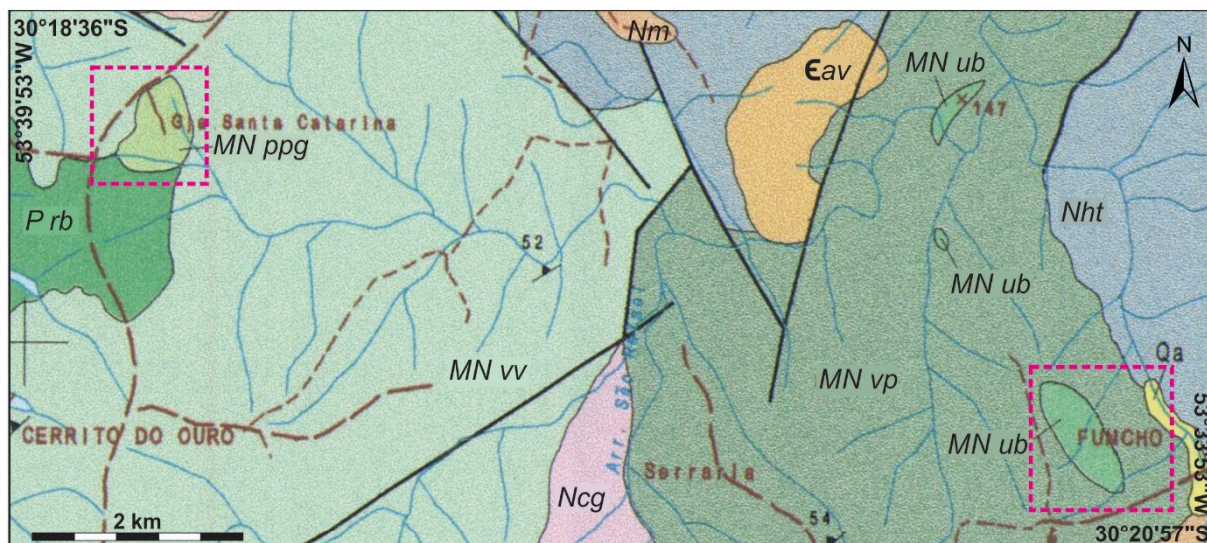
#### 6.3.1 Complexo Gnáissico

Referido na bibliografia como Cambaí, esta unidade foi denominada, segundo vários autores, ora Grupo, ora Subgrupo ou mesmo Formação. Predominam anfibólio-gnaisses com granitoides deformados associados. A ocorrência característica desta unidade é na forma de lajeados no leito das drenagens e como matacões isolados.

#### 6.3.2 Complexo Metamórfico Básico-Ultrabásico

Este complexo reúne rochas ultrabásicas (serpentinitos, xistos magnesianos) com rochas meta-básicas subordinadas (CPRM, 1995). Com referência à evolução geotectônica esta unidade tem sido referida ora como associação ofiolítica (JOST, 1966; SZUBERT *et al.*, 1977; RIBEIRO & FANTINEL, 1978; WILDNER, 1990), ora como parte constituinte de cinturões vulcano-sedimentares do tipo greenstone belt (FRAGOSO CESAR, 1980; KOPPE *et al.*, 1985; HORBACH *et al.*, 1986).

Na Fazenda do Funcho esta unidade ocorre sempre em contato com a unidade denominada Cinturão Metavulcano-Sedimentar.



### LITOESTRATIGRAFIA

- Qa** Depósitos fluviais atuais e subatuais
- Prb** Sequência sedimentar intracratônica (Formação Rio Bonito, Grupo Guatá): Arenitos, siltitos, folhelhos e carvão.
- €av** Sequência vulcânica (Formação Acampamento Velho): derrames e diques de riolitos, traquitos e dacitos, tufo a pó, lápili-tufos e brechas vulcânicas
- Nht** Sequência vulcano-sedimentar (Formação Hilário): pelitos, arenitos, conglomerados, rochas vulcânicas básicas e intermediárias e brechas vulcânicas. Área com predominância de tufo.
- Nm** Sequência sedimentar com contribuição vulcânica subordinada (Grupo Maricá): arenóseos e arcóseos líticos, conglomerados, pelitos e riolitos na base
- Ncg** Complexo Gnáissico (Complexo Cambaí): gnaiesses dioríticos com lentes de mármores calcíticos, ortognaisses tonalíticos, dioríticos, granodioríticos e trondjemíticos e monzogranitos.
- MN ub** Complexo Metamórfico Básico-Ultrabásico: xistos magnesianos e serpentinitos, metabásicas gabróicas e anfibolitos com xistos. Metamorfismo de fácies xisto verde superior.
- MN ppg** Complexo Estratiforme Básico-Ultrabásico: gabros, leucogabros e anortositos.
- MN vp** Sequência metavulcano-sedimentar (Associação metassedimentar): metapelitos, xistos quartzo-feldspáticos, quartzitos e metavulcânicas.
- MN vv** Sequência metavulcano-sedimentar (Associação metavulcânica): metavulcânicas andesíticas, metatufo e metaepiclásticas.

### CONVENÇÕES

- Áreas de estudo
- Falhas
- Foliação com mergulho medido
- Caminhos
- Estrada não pavimentada
- Drenagens

Figura 6.3 - Localização das áreas de estudo e contexto litoestratigráfico da região. Fonte: CPRM 2010.

Os contatos entre as unidades estão geralmente mascarados por zonas de cisalhamento transcorrentes. Os serpentinitos afloram em corpos alongados,

coloração verde escura, granulação fina a média e foliação ausente ou pouco pronunciada; eles gradam lateralmente para xistos magnesianos por meio da elevação das quantidades presentes de talco, tremolita e magnesita.

Os xistos magnesianos estão em associação metassomática oriunda da atuação de processos aloquímicos sobre a associação gabro-serpentinítica, refletindo, a variação mineralógica, variações das composições químicas das rochas originais (WILDNER, 1990). Os metabasitos desta unidade são rochas gabroicas e anfibolíticas finas que formam níveis pouco espessos (inferiores a dois metros).

### 6.3.3 Cinturão Metavulcano-Sedimentar

Esta unidade reúne vários cinturões de origem diversificada, que foram deformados e metamorfizados em fácies xisto verde a anfibolito inferior (Complexo Passo Feio, Complexo Bossoroca e Complexo Ibaré). No mapeamento da Folha Passo do Salsinho, esta unidade é composta por litologias dos complexos Passo Feio (BITENCOURT, 1983) e Bossoroca (KOPPE *et al.*, 1985).

O Complexo Bossoroca (KOPPE *et al.*, 1985) que compreende o embasamento da área de estudo, reúne as sequências Arroio Lajeado e Campestre (KOPPE, 1990). Na Sequência Arroio Lajeado estão englobados xistos ultramáficos, serpentinitos, metabasaltos e outras rochas metassedimentares. A Sequência Campestre reúne ampla associação de rochas vulcanoclásticas (metatufos finos e grosseiros, metatufos a cristal, metatufos lapilíticos, metaglomerados, *metacherts* e rochas metavulcânicas), rochas epiclásticas (metarenitos, metargilitos e metaconglomerados associados a litotipos metavulcanoclásticos) e rochas químicas (MACHADO *et al.*, 1990).

As duas sequências supracitadas registram metamorfismo em fácies xisto verde a anfibolito e são afetadas por duas (MACHADO *et al.*, 1990) a quatro fases de deformação (CPRM, 1995). A primeira fase de deformação se refere a regime dúctil, enquanto a segunda fase, um regime dúctil-rúptil a rúptil e ambas são englobadas num único evento deformacional progressivo (CPRM, 1995). A primeira fase gerou lineações minerais, dobras isoclinais e em bainha, falhas de empurrão e deslocamento, falhas normais com direção NW-SE. A segunda fase de deformação, por sua vez, teve a geração de falhas inversas e crenulação (KOPPE, 1990).

### **Complexo Bossoroca**

As rochas do Complexo Bossoroca apresentam estruturas com *trend* NE com mergulho 50° para NW, provavelmente formada em um regime de empurrão em sistema transpressivo (REMUS *et al.*, 1999). Fraturas e falhas geradas em regime rúptil que afetam todo o Complexo Bossoroca imprimem orientações preferenciais NNE-SSW e, secundariamente, NW-SE e E-W (KOPPE, 1990).

#### **6.3.4 Complexo Estratiforme Básico-Ultrabásico**

A unidade do Complexo Estratiforme Básico-Ultrabásico é composta por porções ultrabásicas de composição dunítica a peridotítica, piroxenítica, gabróica até anortosítica, serpentinizadas em proporções variáveis; e outra porção básica que inclui gabros, leucogabros e anortositos, relacionados a eventos intrusivos e tectônicos datados do Proterozoico Inferior (RÊGO, 1981).

Esta unidade está dividida em dois corpos plutônicos: O Maciço Pedras Pretas e o Gabro Santa Catarina. O Maciço Pedras Pretas encontra seus pormenores geológicos, petrológicos e geoquímicos caracterizados nos trabalhos de Villwock & Loss (1970), Rêgo (1981) e CPRM (1995). O Gabro Santa Catarina foi descrito originalmente por Rodrigues *et al.* (1982), e será detalhado adiante.

#### **6.3.5 Bacia do Camaquã**

A Bacia do Camaquã é composta por unidades sedimentares e vulcanossedimentares, com rochas plutônicas associadas, cujas idades estão entre 600 Ma e 540 Ma, e que estão separadas por inconformidades angulares ou erosionais de caráter regional (PAIM *et al.* 2000, CHEMALE Jr. 2000, Oliveira *et al.* 2014).

Os sedimentos da bacia foram depositados e deformados durante eventos tardios da Orogênese Brasileira, com evolução de ambientes marinhos (Grupo Maricá), através de transição entre condições marinhas e lacustres (Grupos Bom Jardim e Santa Bárbara) para ambientes fluviais e lacustres (Grupo Guaritas) (ALMEIDA, 2005; JANIKIAN *et al.* 2012).

De acordo com a estratigrafia proposta por Fragoso Cesar *et al.* (2003) e Almeida (2005), a Bacia do Camaquã apresenta as seguintes unidades, da base para o topo:

- Grupo Maricá: composto por depósitos siliciclásticos (arenitos, folhelhos, siltitos e conglomerados) de origem marinha (Formação São Rafael) e fluvial (formações Passo da Promessa e Arroio América);
- Grupo Bom Jardim: formado por depósitos aluviais e lacustres com presença de conglomerados vulcanogênicos, arenitos e siltitos subordinados (Formação Arroio dos Nobres), rochas vulcânicas e vulcanoclásticas de composição basáltica a andesítica e afinidade shoshonítica (Formação Hilário);
- Formação Acampamento Velho: composta por derrames de rochas ácidas, básicas e diques tardios. Esta unidade recobre as unidades Maricá e Bom Jardim em discordância angular;
- Grupo Santa Bárbara (não aflorante na área de estudo): representado por depósitos siliciclásticos (arenitos, conglomerados e ritmitos), aluviais, marinhos e costeiros. Esta unidade hospeda as mineralizações de cobre no chamado Distrito Cuprífero de Camaquã (sub-bacia Central);
- Grupo Guaritas (não aflorante na área de estudo): composto por depósitos continentais, arenitos, conglomerados e siltitos aluviais (unidade Varzinha) e eólicos (unidade Pedra Pintada).

#### **6.4 Evolução tectônica e estrutural da região de estudo**

As áreas de estudo estão inseridas no contexto do Terreno São Gabriel, porção meridional da Província Mantiqueira (HASUI *et al.*, 1978; ALMEIDA *et al.*, 1981), onde predominam tipos ígneos, metamórficos e sedimentares pré-paleozoicos, cuja gênese está relacionada aos ciclos Transamazônicos (Paleoproterozoico) e Brasileiro/Pan-Africano (Neoproterozoico). Durante o Neoproterozoico (900 a 500 Ma) a região compreendeu uma zona de acreção e retrabalhamento crustal, que compõem o Cinturão Dom Feliciano (SOLIANI JR., 1986; FRAGOSO CESAR, 1991).

Diversos modelos evolutivos para a região foram propostos a partir da década de 1990 (SOLIANI JR., 1986; SILVA FILHO & MATSDORF 1987; FRAGOSO CESAR 1991; CPRM, 1995; HARTMANN *et al.*, 1998; CHEMALE JR., 2000; BOSSI &



GAUCHER, 2004; SAALMANN *et al.*, 2005; BORBA, 2006; SAALMANN *et al.*, 2006; PEREIRA, 2011; CHEMALE JR. *et al.*, 2011, CAMOZZATO *et al.*, 2012, 2013, GREGORY *et al.*, 2015, PHILIPP *et al.*, 2016).

O arcabouço estrutural da região é caracterizado por processos tectônicos tangenciais, com aloctonia generalizada das associações metamórficas, observada no arranjo intrincado dessas e pela sua justaposição. As feições e elementos estruturais nas zonas de contato entre as diversas unidades da região sugerem uma imbricação tectônica, por cavalgamento, relacionadas a um transporte de massa tangencial (CPRM, 1995).

O estudo sistemático das feições estruturais sugere uma evolução tectônica compartimentada em quatro fases de deformação progressivas, compatível com evolução de um ciclo orogênico para o Cinturão Metavulcano-Sedimentar.

O evento orogênico Sul-Riograndense do Proterozóico Superior, como descrito por Soliani Jr. (1986), foi precedido por uma deposição plataformar, em margem continental passiva, identificada pelo grupo Cerro dos Madeiras (JOST, 1985), porção basal do Grupo Porongos há 850 Ma. (WILDNER, 1990). Nesse período tem início o fechamento de um proto-oceno, com subducção de crosta oceânica sob a plataforma continental. Como consequência desse evento, na borda continental cavalgante é instalado um arco magmático do tipo andino, cujos produtos resultantes são representados por granitoides deformadas em fase precoce.

Como feição conexa à subducção e aos processos tectônicos em sistemas de arcos, foi estabelecida uma ampla bacia marginal, a qual recebeu sedimentos clásticos e químicos, associados a manifestações magmáticas básicas (na porção ocidental), intermediárias e ácidas (porção oriental) nas proximidades do arco vulcânico.

A colisão das placas do Rio de La Plata e Kalahari, ocorreu na primeira fase de deformação, onde foi gerada a zona de fratura Dorsal do Canguçu, na forma de uma colisão intraplaca entre o arco magmático e a bacia marginal.

Com o encurtamento e espessamento crustal, o arco magmático evoluiu para um tipo caledoniano e propiciou a formação dos granitoides da fase sin-colisional (Tipo I) resultantes da fusão parcial das fases precoces.

O incremento de rigidez na área do arco magmático e o prosseguimento dos esforços confinantes produziram o fechamento da bacia marginal, com implantação

da foliação NE em todo o cinturão e o estabelecimento da vergência predominante NW, conferindo este como o principal evento tectono-termal para a região (CAMOZZATO *et al.*, 2012, 2013, GREGORY *et al.*, 2015, PHILIPP *et al.*, 2016).

O Complexo Metamórfico Básico-Ultrabásico é a unidade mais antiga da sequência, para a qual é adotada a idade mínima de 2,2 Ga (K-Ar), que se refere ao evento metamórfico que afetou os litotipos (CPRM, 1995). Dados estruturais e geocronológicos sugerem que o Complexo Metamórfico Básico-Ultrabásico tenha um posicionamento autóctone e constitua uma intrusão em um embasamento não exposto na área, possivelmente por estar coberto pelas unidades metamórficas mais jovens.

As estruturas ígneas primárias preservadas nas rochas desse complexo, bem como sua caracterização petrográfica e litoquímica, são condizentes com as apresentadas por complexos acamados gerados por processos cumuláticos em ambiente de crosta estabilizada e evoluída no tempo. Aparentemente a região não foi afetada por eventos tectônicos significativos no intervalo entre o Proterozoico Inferior e o início do Proterozoico Superior, tendo se comportado como uma plataforma estável.

As características geológicas, estruturais e litoquímicas apresentadas pelas associações metamórficas alóctones evidenciam que, a partir do início do Proterozóico Superior, um novo período de instabilidade tectônica tenha se instalado na região. Este novo ciclo, iniciado por um evento distensivo, teria dado origem a uma bacia, com provável evolução para um proto-oceano e consequente geração de crosta oceânica, representada pelos termos serpentiniticos do Complexo Metamórfico Básico Ultrabásico, presentes na área da Fazenda do Funcho, os quais são quimicamente compatíveis com associações relacionadas a complexos alpinos.

Elementos estruturais presentes nas rochas do Complexo Metamórfico Vacacaí sugerem a caracterização de uma evolução tectônica que integram quatro fases de deformação (CPRM, 1995), a saber:

**Fase de Deformação D1:** responsável pela deformação e transposição do acamamento das unidades Metavulcanoclástica e Metapelítica que constituem o Complexo Metamórfico Vacacaí. No Complexo Metamórfico Básico Ultrabásico, com elevadas taxas de deformação nas fases D2 e D3 com obliteração das estruturas

pretéritas, apenas em raros locais foi observada uma foliação metamórfica de atitude compatível com a foliação S1.

**Fase de Deformação D2:** esta fase resultou em um expressivo transporte de massas de noroeste para sudeste, evidenciado pelos imbricamentos tectônicos que caracterizam o arranjo estrutural entre as diversas associações metamórficas. A forma e disposição dos corpos do Complexo Metamórfico Básico Ultrabásico apresentam um caráter alóctone, com intenso desenvolvimento de fraturas de baixo ângulo. As superfícies S2, em função da variação da intensidade de deformação e da competência das litologias envolvidas, variam de clivagens de fratura até clivagens de crenulação que em alguns locais evoluíram para planos de cisalhamento com desenvolvimento de microcavalgamentos.

**Fase de Deformação D3:** é responsável pelo redobramento coaxial das estruturas F1 e F2, com geração de dobras do tipo normal, com eixos de caimento moderado, ora para NNE, ora para SW. São dobras abertas, com os flancos inclinados mergulhando para NW. Como consequência desta fase de deformação, materializou uma nova superfície de partição representada predominantemente por fraturas com orientação NE-SW e mergulhos fortes, ora para NW, ora para SE. Em zonas de elevada taxa de deformação, a superfície S3 evoluiu para uma foliação milonítica. Esta foliação intercepta parcialmente a totalidade, as feições estruturais relacionadas às fases de deformação anteriores.

**Fase de Deformação D4:** as dobras geradas nesta fase se caracterizam por apresentarem eixos com orientação próxima da ortogonalidade em relação às estruturas estabelecidas nas fases anteriores. São dobras suaves, de dimensões decimétricas, representadas por ondulações da foliação metamórfica, constituindo dobras de flanco, ou seja, dobramentos superimpostos aos limbos das estruturas das fases anteriores, com o caimento dos eixos B4 acompanhando o mergulho da foliação metamórfica, para NW, a superposição das dobras F4 às dobras F3 gerou figuras de interferência do tipo “domo e bacia”. A superfície axial de F4 é representada por clivagens de fratura, de espaçamento decimétrico a centimétrico. Em zonas de menor *strain*, essa superfície axial se comporta como uma clivagem de fratura muito cerrada, transpondo e obliterando as foliações metamórficas pretéritas.

A relação de contato entre o Complexo Vacacaí e as rochas do Complexo Estratiforme Básico-Ultrabásico é controversa, pois há autores que discutem se os

corpos estão relacionados à evolução dos metamorfitos básico-ultrabásicos (ISSLER *et al.*, 1973; KOPPE *et al.*, 1985) e há outros autores que consideram como pertencentes ao embasamento transamazônico exposto em núcleos de estruturas dômicas (SOLIANI JR., 1986).

Para o caso do Gabro Santa Catarina que apresenta, segundo os perfis magnetométricos do Projeto Aerogeofísico Camaquã (JACKSON *et al.*, 1973), considerável extensão em profundidade, não há indícios de que ele tenha sido afetado pelas fases de deformação tangencial imposta às rochas do Complexo Vacacaí.

A relação de contato com o Maciço Pedras Pretas não é clara, devido principalmente a forma de exposição dessas rochas se dar na forma de blocos. Porém, no núcleo ultrabásico na porção sudeste do Maciço Pedras Pretas é observado um padrão de fraturas, ao qual se supõe que seja o contato tectônico com o Gabro Santa Catarina.

Por apresentar ausência de deformações se sugere que o Gabro seja um corpo autóctone, de idade transamazônica, datada por Soliani Jr. (1986). Com base nesses dados, o Gabro Santa Catarina é entendido atualmente como uma janela tectônica de um embasamento mais antigo, sobre o qual estão alojadas rochas do Cinturão Metavulcano Sedimentar.

Estudos geofísicos de gravimetria, como o Mapa Bouger Provisório do Escudo Sul-Rio-Grandense/Uruguai e aeromagnetometria – Projeto Aerogeofísico Extremo Sudeste do Brasil, realizados na área, corroboram com as suposições tectônicas para a unidade.

### **6.5 Metalogênese das áreas de estudo**

A região de Caçapava do Sul e São Sepé, no interior do Rio Grande do Sul configurou uma importante província mineira no século XX. Estudos acerca das mineralizações foram conduzidos em ordem de determinar um padrão para a metalogênese das diversas substâncias metálicas que ali ocorrem, em especial o cobre, ouro e zinco (BETTENCOURT, 1972; CPRM, 1995; CPRM 2014).

As mineralizações auríferas da região de São Sepé estão associadas a filões de quartzo leitoso e estão encaixadas em direções variadas em rochas básicas e metabásicas que podem corresponder a imbricações tectônicas do Complexo

Metamórfico Básico-Ultrabásico. Esses jazimentos são reconhecidos nas minas Bossoroca, Cerrito do Ouro, Passo da Juliana, Guardinha, Lavrinha, Viúva Guerra Durval e Estuque (CPRM, 1995).

A mineralização das áreas de estudo desta tese sugere que metalogênese sejam compatíveis com os modelos de IOCG e hidrotermais orogênicas epizonais de fonte profunda.

A classe de depósitos IOCG foi introduzida por Hitzman et al. (1992), com o intuito de agrupar alguns depósitos de cobre, ouro, ferro, urânio e elementos terra rara, associados a grande quantidade de óxidos de ferro. Os depósitos de minério de ferro-cobre-ouro (IOCG) foram recentemente reconhecidos como uma nova classe de mineralização com alto potencial econômico (HITZMAN, 2000; POLLARD, 2000). Os depósitos são dominados por magnetita ou hematita, possuem quantidades variáveis de Au e Cu e são usualmente enriquecidos em U, LREE (*light earth rare elements*), Co, Ni, As, Mo, W e Te. Minerais voláteis ricos também são comuns (POLLARD, 2000).

No entanto, o cenário geológico e a fonte dos metais e fluidos ainda são controversos, principalmente porque a maioria desses corpos de minério ocorre em faixas proterozóicas bastante deformadas, como o escudo Fennoscandian (Weihed e Eilu, 2003) ou o distrito de Cloncurry (Austrália). (MARK et al., 2001).

Este estilo de mineralização mostra uma relação direta com falhas em grande escala e amplas zonas de alteração de sódio-cálcio (albita-actinolita) ou potássica (feldspato potássico ou biotita). Estes depósitos abrangem uma série de profundidades e configurações tectônicas, particularmente ambientes de extensão ao longo das margens continentais relacionadas à subducção (HITZMAN, 2000). Na maioria dos casos, os fluidos envolvidos aparentemente faziam parte de sistemas hidrotermais de grande escala.

Os depósitos da classe IOCG não são de fácil individualização e/ou agrupamento, e ocorrem amplamente distribuídos ao longo de toda a evolução do planeta. Porém, compartilham algumas características chave para sua classificação (WILLIAMS et al., 2005):

- *Presença de Cu, com ou sem Au, em nível econômico;*
- *Forte controle estrutural de veios hidrotermais, brechas e/ou zonas de substituição que formam a zona mineralizada;*

- *Magnetita ou hematita singenética à mineralização;*
- *Óxidos de ferro que apresentam baixos valores de titânio, quando comparado com a média dos óxidos presentes nas rochas ígneas e*
- *Ausência de relação espacial entre a mineralização com intrusões ígneas, que caracterizam depósitos do tipo porfirítico e skarns.*

Durante o Paleoproterozoico o conteúdo maior de sulfato nas águas dos oceanos e gradientes geotermiais mais quentes, teria favorecido a formação de depósitos IOCG de filiação magmática a partir de fusão de fontes modificadas por subducção, em ambientes de arcos convergentes (RICHARDS & MUMIN 2013).

Independentemente do ambiente tectônico e da idade da mineralização, fusões parciais ricas em voláteis desenvolvidas em porções enriquecidas em metais de manto litosférico subcontinental metassomatizado seja necessária para a formação dos depósitos do tipo IOCG (GROVES *et al.* 2010).

Embora o modelo de classe IOCG para a Fazenda do Funcho e Gabro Santa Catarina aparentam uma boa alternativa para a mineralização desses locais, não há estudos que afirmem a ocorrência significativa de urânio e elementos terra rara, associados a grande quantidade de óxidos de ferro e, portanto, não permitem classificar esses depósitos como tal.

Por outro lado, os trabalhos de Koppe (1990) e Remus (1999) sugerem que a metalogênese das minas Bossoroca, Cerrito do Ouro e Passo da Juliana se enquadram como jazidas hidrotermais orogênicas epizonais de fonte profunda. Os depósitos do tipo orogênico são definidos para incluir apenas os depósitos de veios de quartzo sintectônico e seus equivalentes, formados em níveis de crosta média.

O termo foi originalmente introduzido por Groves *et al.* (1998) em reconhecimento ao fato de que os depósitos de ouro em veios de quartzo em ambientes de *greenstone belt* possuem características semelhantes e se formaram por processos similares. Originalmente, o modelo orogênico foi aplicado estritamente aos depósitos sintectônicos formados em sistemas compressional ou transpressional, isto é, depósitos sin-orogênicos (Figura 6.4). No entanto, o termo foi ampliado progressivamente para incluir depósitos que são pós-orogênicos em relação aos processos em sua profundidade crustal de formação.

Os depósitos hidrotermais orogênicos ocorrem em rochas metamórficas de todos os graus, associados a orógenos acrescionais e colisionais de idades que vão

desde o Arqueano até o Cenozoico (GROVES *et al.*, 1998). De acordo com a profundidade de formação desses depósitos, os autores o dividiram em epizonais (<6km), mesozonais (6 – 12km) e hipozonais (12km).

A fonte hidrotermal é derivada da crosta juvenil há cerca de 700Ma, durante metamorfismo regional dinamotermal e magmatismo TTG da região do arco vulcânico, associados a veios extensionais, de direções E-W a NW-SE, ligados a zona de cisalhamento.

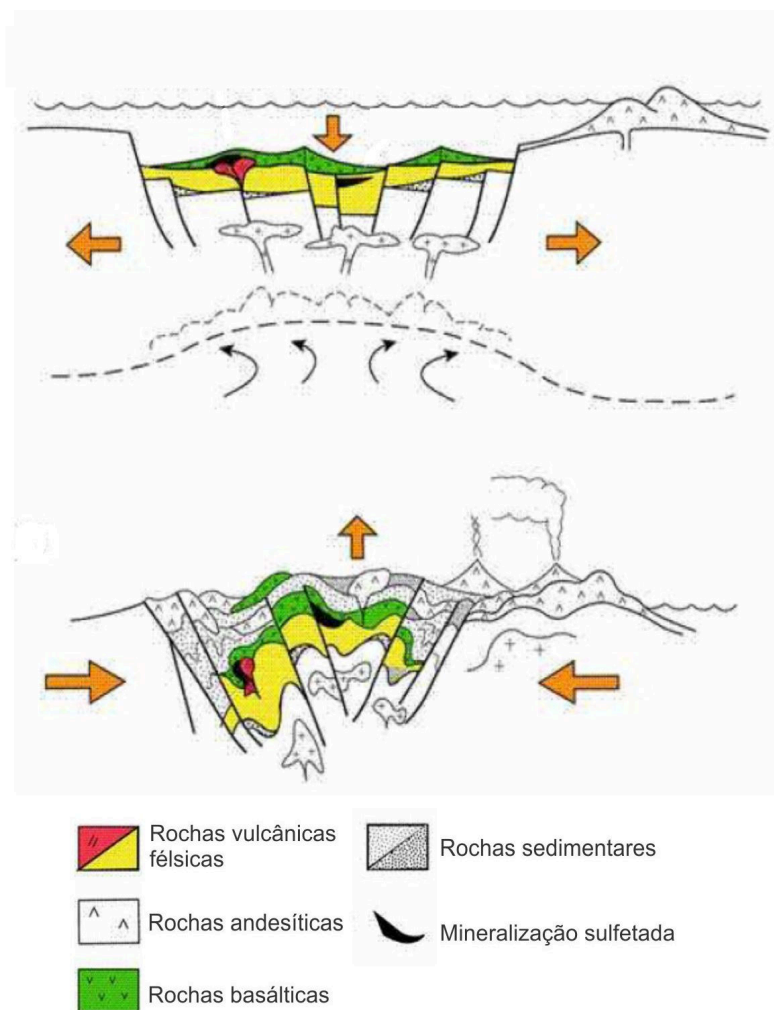


Figura 6.4 – Acima: vulcanismo e formação de depósitos sulfetados; abaixo: retorno a um ambiente de arco compressivo e deformação da sucessão litológica. Fonte: modificado de Groves (1996).

Os depósitos orogênicos possuem forte controle estrutural, associados, em geral, a falhas regionais e caracterizados por conterem  $Au > Ag$  e  $As \pm Te \pm Sb \pm B \pm W$ . Estão associados a baixos teores de Cu-Pb-Zn, onde a deposição do minério ocorre a partir de soluções de baixa salinidade, com pH quase neutro e composição representado pelo sistema  $H_2O-CO_2 \pm CH_4$  (GROVES, 1996; GROVES *et al.*, 1998).

Estas condições corroboram com as análises a respeito da metalogênese de depósitos hidrotermais de Au e metais de base no Bloco São Gabriel realizadas por Remus (1999).

Estes depósitos auríferos apresentam auréolas de metamorfismo de contato próximos ao Granito São Sepé, pós-tectônico de idade 550Ma, contudo datações SHRIMP U/Pb realizadas no granito mostram idade diferentes das datações de U/Pb encontradas nas mineralizações da mina de Bossoroca podendo concluir que o granito São Sepé não foi a fonte de metais nos depósitos de ouro, somente a fonte de calor que remobilizou os metais a partir de rochas do Complexo Vacacaí (REMUS, 1999).

#### 6.5.1 Metalogênese na Fazenda do Funcho

A área da Fazenda do Funcho apresenta um contexto estrutural complexo, com foliação principal, fraturamento e veios de quartzo em direções diversificadas, o que mostra que a região é resultado de eventos tectônicos regionais multifásicos (4 eventos). O serpentinito apresenta estruturas de deformação sobrepostas, além de influência de importantes eventos plutônicos como a ascensão do Granito São Sepé, de afinidade alcalina (CPRM, 1995; GASTAL & LAFON, 1998; REMUS, 1999; HARTMANN *et al.*, 2000; GASTAL *et al.*, 2006).

Assim, as mineralizações deste local podem ter sua gênese relacionada à ambientes vulcano-sedimentares, com presença de tipos máficos e ultramáficos (por exemplo ofiolitos e derrames basálticos), dando origem a depósitos do tipo VMS (FRAGOSO CESAR, 1980; CPRM, 1995; GALLEY *et al.*, 2007).

Durante os estágios de metamorfismo de baixo grau e deformação, associados ao processo de serpentinação, as rochas das unidades máficas-ultramáficas e vulcano-sedimentares, que apresentam diferentes características composicionais e genéticas, foram justapostas estruturalmente (SILVA FILHO & SOLIANI JR., 1987; WILDNER, 1990). Os vários eventos de deformação regional, que envolvem estresses tectônicos diversos, associados a processos hidrotermais gerado pela intrusão do Granito São Sepé, podem ter lixiviado essas mineralizações de seu local original, com migração de ouro e sulfetos em sistemas de veios e filões (CPRM 1995; GASTAL & LAFON 1998; GASTAL *et al.*, 2006).



### 6.5.2 Metalogênese no Gabro Santa Catarina

Na área do Gabro Santa Catarina, dados de geoquímica em sedimentos de corrente a cerca de 1km a jusante do centro do Gabro Santa Catarina, registraram 48 pintas de ouro, além de pirita e minerais pesados (CPRM, 1995). As amostras foram coletadas numa convergência de drenagens de diversos cursos d'água provenientes do gabro.

Os autores daquele trabalho conduziram estudos de geoquímica dos concentrados de bateia que apontaram As e Cu também para a região. A análise petrográfica do Gabro Santa Catarina mostra que o ouro não está presente em sua composição mineralógica, contudo os dados geológicos e geoquímicos acusam uma área potencial para Au  $\pm$  sulfetos. Portanto, o ouro pode ter sido lixiviado do Complexo Metamórfico Vacacaí, durante a fase de metamorfismo, com reconcentração ao longo das zonas de cisalhamento de baixo ângulo, sob a forma de veios de quartzo e corpos filonianos hidrotermais (CPRM, 1995).

Não há estudos específicos sobre a origem do fluido hidrotermal e fonte de metais que originaram as mineralizações auríferas no gabro, no entanto, indícios de metamorfismo em fácies xisto verde superior a anfíbolito interpretado por D'Ávila et. al. (1985) como metamorfismo de contato ( fácies hornblenda cornubianito), gerado pela intrusão do Granito São Sepé, evidenciam que esta foi a fonte de calor responsável pela concentração de minério nas fraturas presentes no gabro.

## 6.6 Contexto Geológico Local

O Terreno São Gabriel contém o maior volume de rochas ultramáficas do ESRG, incluindo o Cerro Mantiqueiras (HARTMANN *et al.*, 2000). Ultramafitos metamórficos são frequentes em todas as unidades estratigráficas do Bloco São Gabriel, com presença de xistos magnesianos das formações Passo Feio, Formação Campestre (unidade vulcano-sedimentar), Cerro do Ouro, harzburgitos magmáticos no Gabro Mata Grande, Formação Cambaizinho, Formação Ibaré e Complexo Cambaí.

### 6.6.1 Área da Fazenda do Funcho

A ocorrência da Fazenda do Funcho está associada a uma rocha serpentinitica, com formato de uma lente alongada na direção NW-SE, bastante deformada e

fraturada. Apresenta dimensões de aproximadamente 900 metros de comprimento, por 500 metros de largura. O trabalho de CPRM (1995) inclui esta rocha na unidade do Complexo Básico Ultrabásico. Segundo o mapa geológico, esta unidade está justaposta, por contato tectônico, com a unidade vulcanossedimentar do Complexo Metamórfico Vacacaí (CPRM, 1995; ANDRIOTTI, 1999).

A paragênese mineral da rocha da unidade em questão, associada aos aspectos texturais observados, evidencia que elas foram submetidas a processos metamórficos que alcançaram a fácies xisto verde superior a anfíbolito. Os aspectos metamórficos envolvem reações de desequilíbrio, com a transformação do piroxênio magmático para anfíbolios do tipo cumingtonita e antofilita (SOLIANI JR., 1986). Este autor não reconheceu ouro na composição mineralógica, o que permite interpretar que este elemento foi alojado em fraturas e veios de quartzo posteriormente ao evento de metamorfismo do serpentinito.

A ocorrência de antofilita é comum em terrenos anfíbolíticos de baixa pressão, enquanto a cumingtonita é uma fase mineral normal em anfíbolitos derivados de metamorfismo regional a partir de rochas ígneas básicas. Não se afasta a possibilidade de que os processos metamórficos sobre o Complexo Metamórfico Básico Ultrabásico tenham atingido uma fácies mais elevada, tendo em vista a abundante presença de cumingtonita e hornblenda verde na paragênese metamórfica (CPRM, 1995).

As feições estruturais marcadas nas rochas do Complexo Metamórfico Vacacaí sugerem a caracterização de uma evolução tectônica em que podem ser distintas quatro fases de deformação. As três primeiras (D1, D2 e D3) geraram dobras com tendência a coaxialidade com *trend* axial NE-SW, e estão relacionadas a esforços compressivos dirigidos para SE, onde as fases D1 e D2 refletem uma movimentação tangencial, enquanto D3 é caracterizada como associada a um evento de transcorrência. A fase D4, que gerou dobras com orientação axial NW-SE, resultou de uma drástica reorientação no regime de strain global do ESRG (CPRM, 1995). As rochas do Complexo Metamórfico Básico Ultrabásico apresentam indícios de uma gênese relacionada ao magmatismo de fundo marinho, possivelmente relacionado à sequências ofiolíticas e reação entre magmas basálticos e rochas peridotíticas (BIONDI, 2003). O produto desta reação é um magma híbrido, dunítico, rico em cromita, relacionado a processos que ocorrem em dorsais meso-oceânicas, após a

fusão do manto lherzolítico e a subida do basalto em direção a superfície. Este magma precipita cromita durante o resfriamento e resulta em depósitos do tipo podiforme (SMIRNOV, 1976).

A evolução tectônica no ESRG indica o fechamento de antigos mares e o metamorfismo de toda sequência sedimentar litorânea (Complexo Metamórfico Vacacaí) e magmática de fundo marinho (Complexo Metamórfico Básico Ultrabásico) (NARDI, 1989).

O relevo da área da Fazenda do Funcho é suavizado, com leve declive para E-NE, dominado por áreas de pastagens. Existem três drenagens ativas e quatro vertentes, onde estão localizados os principais afloramentos e foram reconhecidas diversas exposições de serpentinito, com graus variáveis de alteração, caracterizado por xistosidade evidente devido à grande quantidade de anfibólios e micas. Os locais mais preservados apresentam coloração cinza a verde escura, sedoso ao toque e com dobras e crenulações em diversas direções, como será discutido mais adiante.

A foliação principal da rocha é de dimensão milimétrica, penetrativa e ocorre com diversas direções, porém há o predomínio para NW e NE, que representa as principais para a região. As fraturas do serpentinito tem predomínio para NW e NE com famílias reconhecidas em todos os afloramentos visitados.

Também foram reconhecidos locais onde o serpentinito é cruzado por veios de quartzo leitoso, com graus de fraturamento variáveis, alojados em fraturas verticais e que cruzam a foliação da rocha encaixante. As considerações sobre os aspectos estruturais de dobras, foliação, fraturas e veios de quartzo estão descritas a frente, no capítulo dos resultados.

A Figura 6.5 apresenta os principais aspectos do serpentinito com destaque para os elementos estruturais que são importantes para o entendimento da arquitetura do depósito estudados.

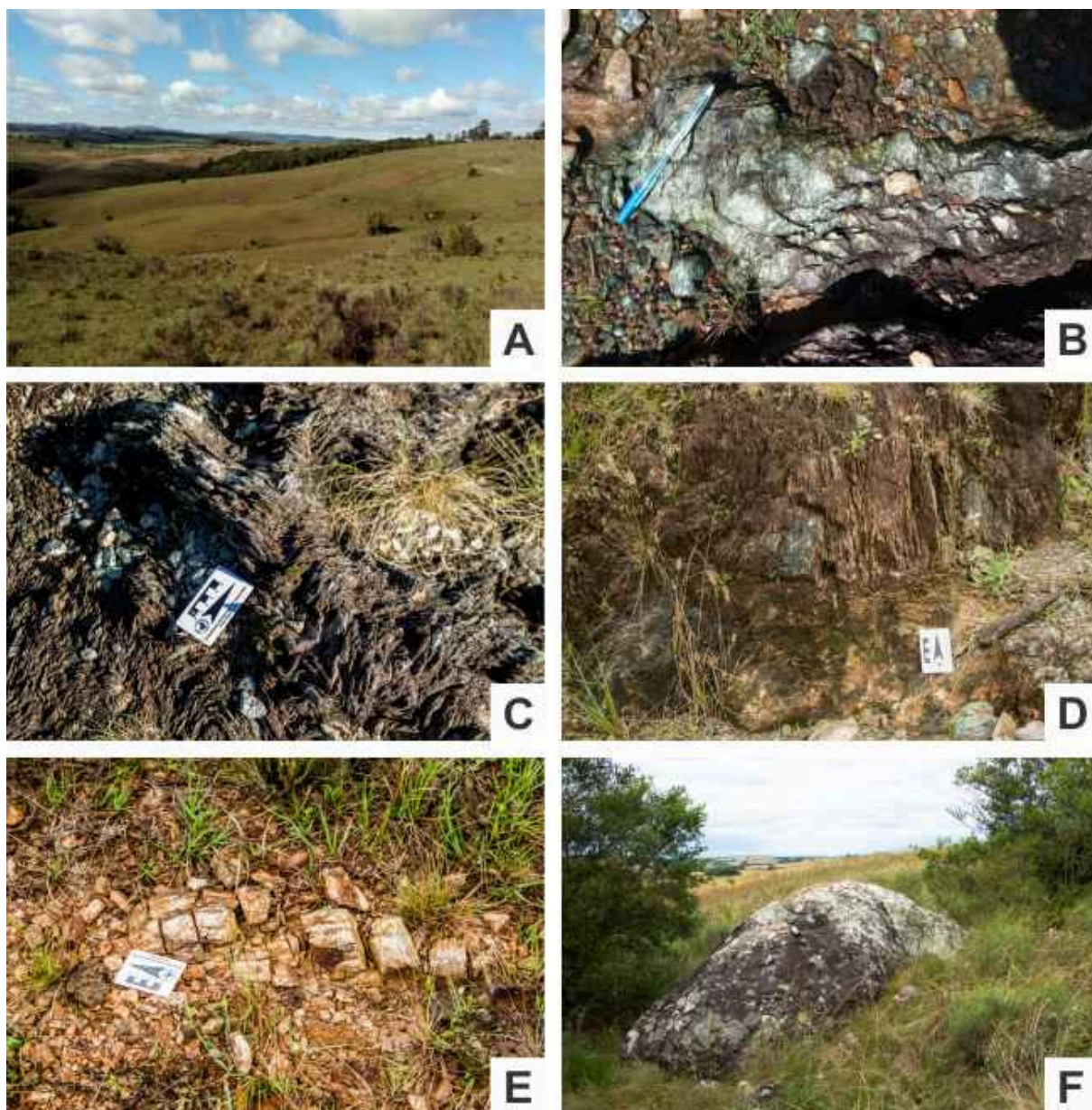


Figura 6.5 – A: visão geral da área da Fazenda do Funcho. A visada da fotografia é de NW para SE e observa-se o relevo suavizado, com declive para E-NE, com predomínio de pastagens. B: Foliação do serpentinito, com destaque para a coloração esverdeada e aspecto sedoso e crenulado. C e D: Serpentinito com dobras e crenulações em diversas direções. E: veios de quartzo fraturados e dimensão centimétrica. F: Veios de quartzo de dimensões métricas (3 metros de comprimento), que corroboram com a hipótese de o minério de ouro estar associado a este elemento. Fonte: fotos do autor.

### 6.6.2 Gabro Santa Catarina

O Gabro Santa Catarina está situado na porção centro-norte da Folha Passo do Salsinho. A área de exposição compreende 0,8 km<sup>2</sup> com afloramentos de matacões arredondados, esparsos pelo campo, cujas dimensões atingem até um metro de diâmetro, e em lajes em leitos de drenagens. O relevo na área de ocorrência do gabro é levemente ondulado e utilizado como pastagens e plantação de soja, com porções

restritas de mata ciliares, que facilitou a distribuição das linhas de tomografia para a aquisição dos dados geofísicos.

A unidade é recoberta por solo argiloso com intervalo saprolítico basal, que representa o manto de intemperismo local, cuja superfície é caracterizada por diversas nascentes e áreas de alagamento, indicativo da pequena espessura da camada de solo e predomínio de substrato rochoso altamente impermeável. Dada as características de afloramento desta unidade há dificuldade na visualização de estruturas magmáticas primárias, apesar de ser notado um fino bandamento irregular e descontínuo, representado pela concentração de minerais máficos em níveis de espessura milimétrica. Nos afloramentos visitados foi observado que o gabro está bastante fraturado, cujas direções predominam nos sentidos NW e N (Figura 6.6).

Os trabalhos de Rodrigues *et al.*, (1982) e Rego (1981) afirmam que a mineralogia do Gabro Santa Catarina é constituída por plagioclásio (45 a 80%), piroxênio (5%), minerais opacos (5%), apatita (2%), quartzo (0 a 7%) e traços de feldspato alcalino e zircão. A mineralogia secundária é composta por anfibólio (30 a 50%), epídoto (5%), clorita (10%), sericita, carbonatos, e opacos secundários. A textura mais comum é a cumulática, com termos diferenciados e inequigranulares e textura ofítica a subofítica. A estrutura da rocha é maciça, equigranular de granulação fina à média e coloração escura. Portanto, os autores acima classificam o gabro como gabros, dioritos e quartzo dioritos (subordinados).

Embora o Gabro Santa Catarina esteja inserido em um contexto de um cinturão metamórfico, a composição mineralógica não indica que a rocha tenha sido afetada por metamorfismo regional, e pode ser classificada como um gabro. Contudo, o trabalho de D'Ávila *et. al.* (1985) indica que pode ocorrer uma auréola de metamorfismo, cuja paragênese mineral, associada aos aspectos texturais, evidencia que o Complexo Estratiforme Básico-Ultrabásico sofreu metamorfismo em fácies xisto verde superior a anfibolito, interpretado como metamorfismo de contato (fácies hornblenda cornubianito) gerado pela intrusão do Granito São Sepé.

A ausência de deformações sugere que o Gabro Santa Catarina seja um corpo autóctone, de idade transamazônica (SARTORI, 1978; SOLIANI JR., 1986). Com base nesses dados, o Gabro Santa Catarina é entendido atualmente como uma janela tectônica de um embasamento mais antigo, sobre o qual se alojaram rochas do Cinturão Metavulcano Sedimentar.

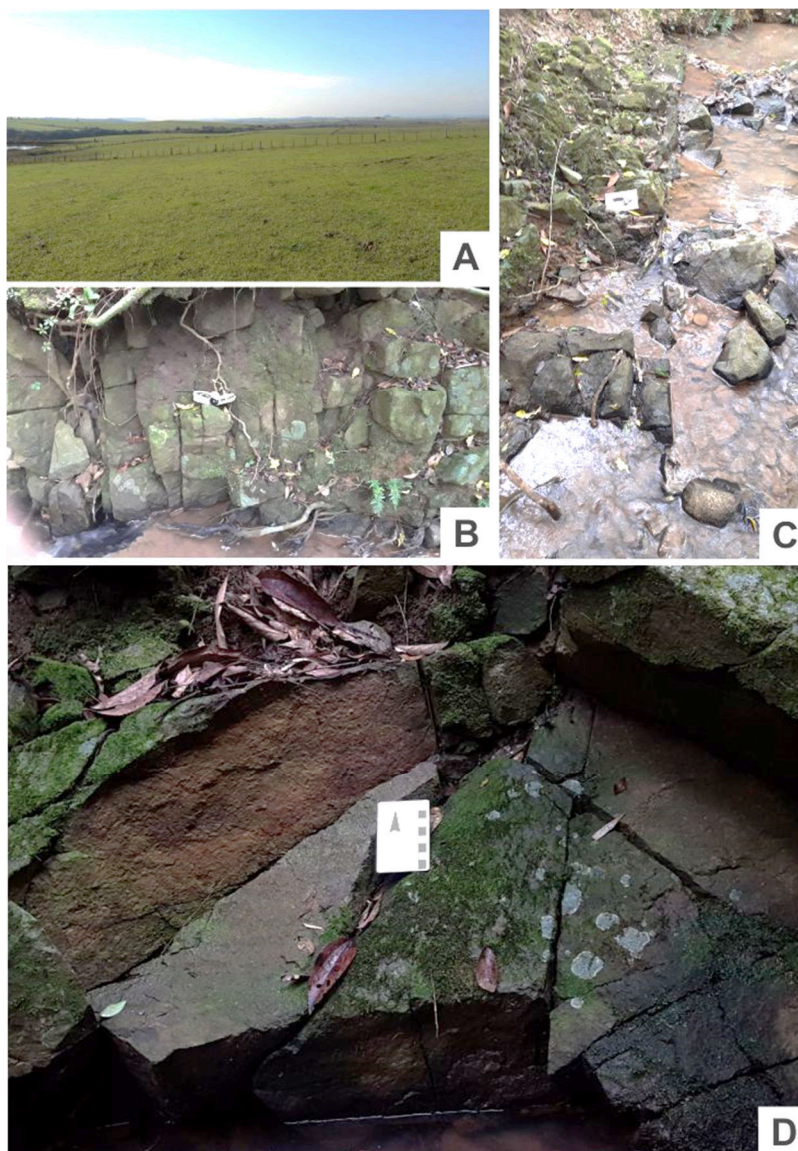


Figura 6.6 – A: visão geral da região do Gabro Santa Catarina. A visada da fotografia é de SW para NE. B, C e D: afloramentos do gabro em margens e leito de drenagem com destaque para o grau de fraturamento da rocha. Fonte: fotos do autor.

As rochas do Complexo Metamórfico Vacacaí envolvem o Gabro Santa Catarina, enquanto a Formação Rio Bonito (Bacia Sedimentar do Paraná) estabelece relações de contato mais na porção sul, em exposições descontínuas. As relações de contato entre o Gabro Santa Catarina e as rochas do Complexo Vacacaí, que o envolve, são mascaradas pelo manto de intemperismo e pela cobertura de arenitos da Formação Rio Bonito.

Os trabalhos Rodrigues *et al.*, (1982) e CPRM (1995) correlacionam o Gabro Santa Catarina ao Gabro Mata Grande, cuja idade adotada é de 2,2 Ga (K-Ar). A relação de contato com o Maciço Pedras Pretas não é clara, devido principalmente a

forma de exposição dessas rochas se dar na forma de blocos, no entanto no núcleo ultrabásico na porção sudeste do Maciço Pedras Pretas é observado um intenso fraturamento, ao qual se supõe que seja o contato tectônico com o Gabro Santa Catarina.

Estudos geofísicos de gravimetria (Mapa Bouger Provisório do Escudo Sul-Rio-Grandense/Uruguai) e aeromagnetometria – Projeto Aerogeofísico Extremo Sudeste do Brasil realizados na área corroboram com as suposições tectônicas para a unidade (CPRM, 1995).

Campanhas de geoquímica em sedimentos de corrente realizadas a 1km à jusante do centro do Gabro Santa Catarina, registraram 48 pintas de ouro, além de pirita, cobre, arsênio e outros minerais pesados, em amostras coletadas numa drenagem originada pela convergência de diversos cursos d'água provenientes do gabro (CPRM, 1995). Este é o valor máximo e bastante elevado registrado na região, onde a média para outros alvos não passa de 5 pintas de ouro.

Como visto anteriormente, a composição mineralógica do gabro não contém ouro primário associado, portanto, a fonte deve ser secundária, e o ouro provavelmente esteja alojado em fraturas e/ou associados a veios de quartzo, provenientes de rochas do Complexo Metamórfico Vacacaí. A atuação dos processos de intemperismo e lixiviação no Gabro Santa Catarina mobilizou o ouro para as drenagens e o minério então foi detectado em bateias nas drenagens à jusante da rocha.

## **7. PLANEJAMENTO, AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DOS DADOS GEOELÉTRICOS**

### **7.1 Planejamento das linhas de tomografia**

As etapas de revisão bibliográfica, reconhecimento geológico e levantamento sistemático dos principais elementos estruturais nas áreas da Fazenda do Funcho (fraturas, veios de quartzo, foliação principal e eixo de dobras) e do Gabro Santa Catarina (fraturas) foram fundamentais para o planejamento da distribuição das linhas de tomografia elétrica para aquisição das informações de resistividade e cargabilidade.

De acordo com a literatura e com as informações obtidas em campo, a mineralização nas áreas da Fazenda do Funcho e do Gabro Santa Catarina está hospedada em fraturas e/ou veios de quartzo, que assumem atitudes verticais a subverticais (CPRM, 1995; ANDRIOTTI, 1999; CPRM, 2014; CORTES, 2015). Como exposto anteriormente, os ensaios de tomografia elétrica, para prospecção mineral, buscam contrastes entre a mineralização e rocha hospedeira (MOON *et al.*, 2006, MARJORIBANKS, 2010). Portanto, a melhor forma de demonstrar essa dissemelhança, com realce dos corpos mineralizados é dispor as linhas de aquisição de dados numa atitude perpendicular (ou próximo a esta direção) às principais estruturas do local (GRIFFITHS & BAKER, 1993).

Em consequência disso, a etapa de aquisição de dados estruturais contou com levantamento sistemático de mais de 900 medidas estruturais, para as duas áreas de estudo. O grande volume de dados estruturais compôs uma estatística confiável da atitude das principais estruturas e, com base nessas informações, foi planejada a distribuição das linhas de tomografia na direção perpendicular àquelas, para obtenção do contraste satisfatório entre a mineralização e a rocha hospedeira.

### **7.2 Aquisição de dados geoeletricos**

A aquisição dos dados geoeletricos consistiu na aplicação dos métodos da eletrorresistividade e polarização induzida, com os arranjos dipolo-dipolo e Schlumberger. Estes arranjos foram selecionados devido ao histórico positivo de aplicações de depósitos de sulfetos e ao contraste de propriedades físicas entre rocha



hospedeira e zonas mineralizadas (ALLIS, 1990; IRVINE & SMITH; 1990, LOKE *et al.*, 1999; MOREIRA & ILHA, 2011; MOREIRA *et al.*, 2012; MOREIRA *et al.*, 2015; MOREIRA *et al.*, 2016).

Foram utilizados eletrodos cerâmicos não polarizáveis (Figura 7.1 A), preenchidos por uma solução supersaturada de  $\text{CuSO}_4$  (Figura 7.1 B), que dispõe de uma haste de cobre em seu interior e base porosa (Figura 7.1 C). Esta configuração permite o trânsito da solução e percolação no solo de modo a reduzir a resistência do contato e anular a geração de correntes parasíticas geradas pelo uso de eletrodos metálicos.

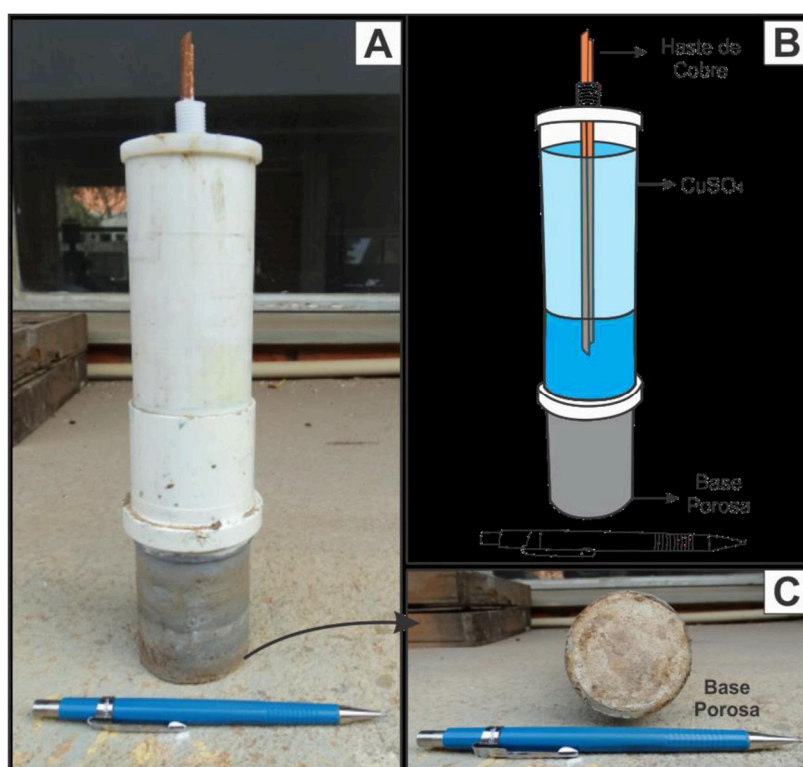


Figura 7.1 - Eletrodos cerâmicos não polarizáveis (A) preenchidos por solução supersaturada de sulfato de cobre (B) que percolam o solo por meio da base porosa (C). Fonte: Cortes (2015).

Após a disposição do cabo (Figura 7.2 A), foram feitas pequenas covas para retirada de gramíneas e contato direto do eletrodo com o solo (Figura 7.2 B), posteriormente umedecido para redução da resistência de contato (Figura 7.2 C). O eletrodo poroso é posteriormente posicionado (Figura 7.2 D) e completamente preenchido por  $\text{CuSO}_4$  (Figura 7.2 E). Finalmente, o eletrodo é conectado ao cabo para a aquisição de dados (Figura 7.2 F).

Os dados de calibração adotados foram: tempo de envio de corrente de 1s, corrente mínima de 200 mA e máxima de 500 mA, 2 janelas de leituras fixas e consecutivas de 100 ms e início da janela de leitura após o corte de corrente (delay time) de 0,2 s.

O equipamento utilizado para a aquisição de medidas de resistividade e cargabilidade é o Terrameter LS (Figura 7.3), fabricado pela ABEM Instrument (ABEM, 2012) e disponibilizado pelo laboratório de Geofísica do Departamento de Geologia Aplicada da Universidade Estadual Paulista (UNESP).

Este equipamento consiste em módulo único de transmissão e recepção de sinais automatizado a partir de programação prévia, com 250 W, resolução de 1  $\mu$ V e corrente máxima de 2,5 A. Permite a realização de ensaios de potencial espontâneo (SP), eletrorresistividade (ER) e polarização induzida (IP) por meio de ciclos periódicos de transmissão e recepção de sinais, cálculo automático da resistência de contato e do desvio padrão do conjunto de medidas. O equipamento utilizado registra automaticamente os dados de campo em memória interna, sob a forma de planilha formatada para tratamento no programa Res2Dinv, que pode ser acessada por interface USB.



Figura 7.2 - Etapas percorridas desde a disposição do cabo até a fixação e preenchimento dos eletrodos. Fonte: Cortes (2015).



Figura 7.3 - Equipamento Terrameter LS (ABEM) utilizado na aquisição de dados geofísicos. Fonte: fotografia do autor.

### 7.3 Aquisição e Planejamento na Fazenda do Funcho

O serpentinito da Fazenda do Funcho apresenta o formato de uma lente, com orientação de seu eixo de maior dimensão no sentido NW. Como visto anteriormente, as principais estruturas regionais apresentam direções NE-SW e NW-SE, oriundas dos principais eventos tectônicos que atuaram na região (CPRM, 1995).

As análises petrográficas do serpentinito da Fazenda do Funcho realizadas pela CPRM (1995) não indicaram a presença de ouro em sua composição mineralógica, sendo identificado somente em geoquímica de sedimentos de corrente à jusante do corpo metaultramáfico. Portanto, de acordo com esta informação, entende-se que a mineralização esteja hospedada em fraturas ou associadas aos veios de quartzo, ou seja, foi alojada posteriormente no serpentinito, por meio de eventos tectônicos regionais, que remobilizaram o minério do Complexo Vacacaí para a área de estudo.

Nas etapas de trabalho de campo, desta tese foram levantadas mais de 700 medidas estruturais em dez afloramentos naturais do serpentinito (fraturas, veios de quartzo, foliação principal e eixos de dobras). Estas medidas mostram que as fraturas e os veios de quartzo apresentam direção média N320 (vide o capítulo de Geologia Estrutural).

De posse destas informações e considerando que a mineralização esteja hospedada em fraturas e associadas a veios de quartzo, as linhas de tomografia elétrica foram distribuídas perpendicularmente à direção média de N320, ou seja N50.

A distribuição das linhas com direção perpendicular às fraturas e veios de quartzo permite a aquisição de dados com realce do contraste entre a mineralização e rocha hospedeira.

Na área da Fazenda do Funcho foram realizadas 9 linhas de tomografia elétrica, nos arranjos dipolo-dipolo e Schlumberger, com 400 metros de comprimento cada, dispostas paralelamente com espaçamento de 50 metros entre cada linha e espaçamento de eletrodos com 10 metros cada, segundo o rumo N50, perpendiculares aos veios de quartzo e também a foliação do serpentinito, e com leituras de resistividade elétrica e cargabilidade em 10 níveis de profundidade (Figura 7.4).

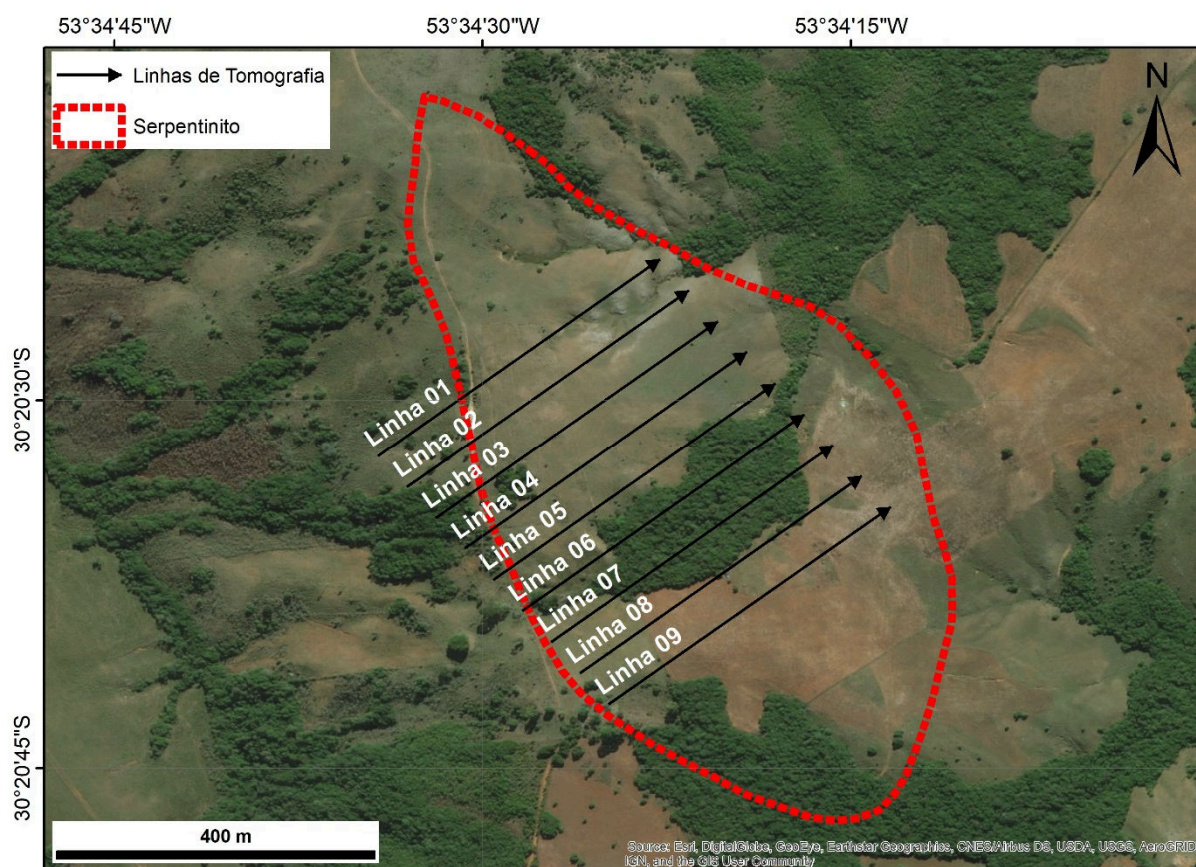


Figura 7.4 – Distribuição das linhas de tomografia elétrica na área da Fazenda do Funcho, segundo o rumo N50. Fonte: pesquisa do autor.

#### 7.4 Aquisição e Planejamento no Gabro Santa Catarina

O Gabro Santa Catarina apresenta forma arredondada, com a porção centro-sul maior que a porção norte, com o eixo de maior direção disposto segundo a direção

N-S. Este corpo é cortado por algumas drenagens, que drenam para o Arroio São Rafael, e que estão encaixadas em fraturas originadas durante eventos tectônicos que afetaram a região.

O ouro foi encontrado somente em análise geoquímica de sedimentos de corrente e não foram observados indícios no gabro. Portanto, infere-se que o ouro está alojado nas fraturas do gabro e as linhas de tomografia elétrica foram distribuídas perpendicularmente às principais fraturas, ou seja, segundo a direção E-W.

Na área do Gabro Santa Catarina foram realizadas 5 linhas de tomografia elétrica, nos arranjos dipolo-dipolo e Schlumberger, com 400 metros de comprimento cada, dispostas paralelamente com espaçamento de 100 metros entre cada linha e espaçamento de eletrodos com 10 metros, segundo o rumo N90, e com leituras de resistividade elétrica e cargabilidade em 10 níveis de profundidade (Figura 7.5).

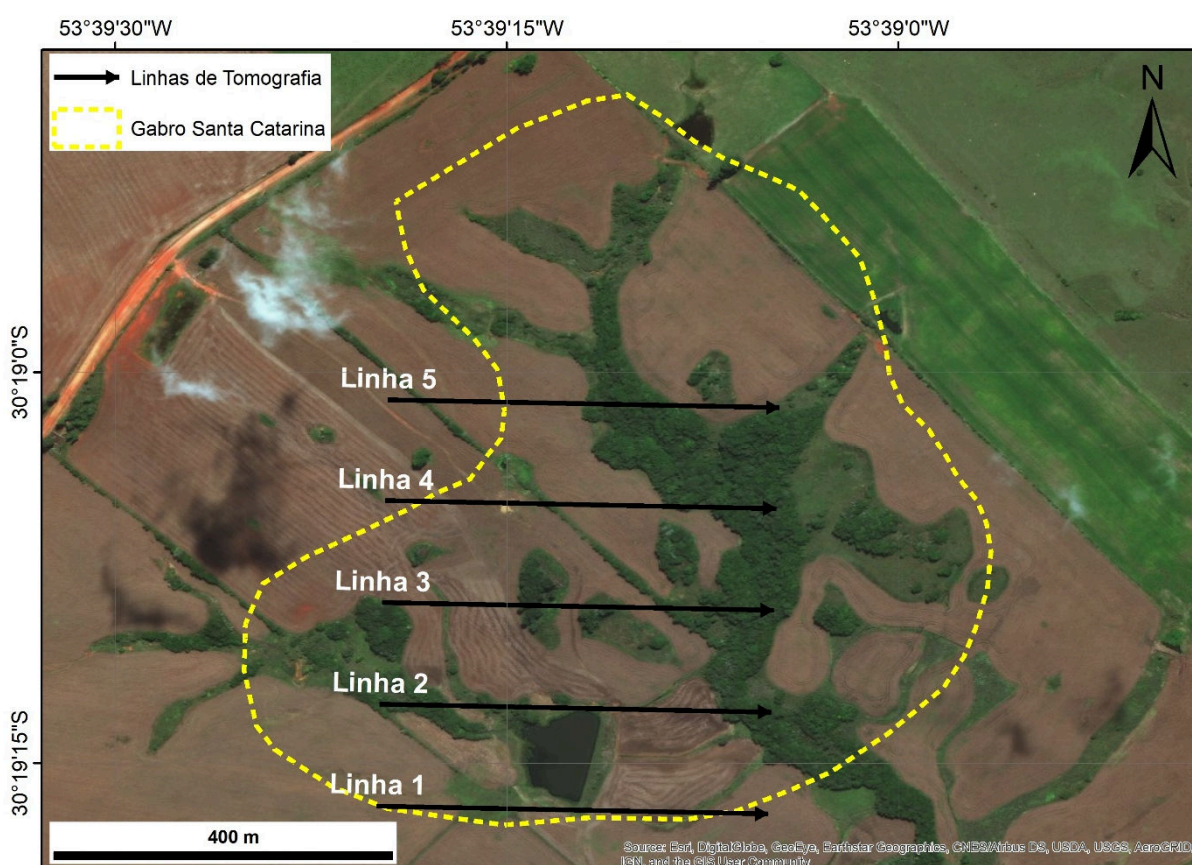


Figura 7.5 – Distribuição das linhas de tomografia elétrica na área do Gabro Santa Catarina. Fonte: pesquisa do autor.

## 7.5 Processamentos dos dados geofísicos

Os resultados adquiridos inicialmente remetem a uma pseudo-seção de resistividade elétrica e de cargabilidade aparentes, uma vez que cada investigação em subsuperfície possui uma posição e profundidade teórica específica relacionada ao espaçamento entre os eletrodos e o arranjo utilizado na investigação.

A interpretação qualitativa por meio de pseudo-seções não diz respeito à distribuição de resistividade elétrica e cargabilidade verdadeiras, a profundidade real do meio investigado ou as verdadeiras posições e geometrias das estruturas subsuperficiais (FACHIN, 2007; GANDOLFO, 2007).

O emprego de uma série de técnicas numéricas se faz necessário para obtenção de uma interpretação quantitativa, que represente, portanto, um modelo de subsuperfície que melhor se aproxime dos dados reais. Para tanto, neste trabalho foi utilizado o *software* Res2Dinv (GEOTOMO SOFTWARE, 2003), para o processamento dos dados geofísicos. Este software é capaz de processar grandes conjuntos de dados em duas dimensões e determinar, a partir de técnicas de modelagem numérica com o método da inversão, um modelo bidimensional de resistividade e cargabilidade para a subsuperfície através de dados obtidos em ensaios de imageamento elétrico (GRIFFITHS & BAKER, 1993).

A inversão geofísica é o processo matemático que determina um modelo idealizado de subsuperfície com base em um conjunto finito de dados observados, cuja resposta esteja em concordância com os valores medidos em campo (GANDOLFO, 2007).

O processo de inversão consiste em superposição de grande número de blocos retangulares dispostos a partir da distribuição dos pontos dos dados na pseudosseção (seção gerada pelos dados de campo em profundidade teórica). A distribuição e o tamanho destes blocos são gerados automaticamente pelo programa, por meio da distribuição dos pontos de dados. A profundidade da linha inferior de blocos é ajustada de modo a ser aproximadamente igual à profundidade média de investigação dos pontos de dados com o maior espaçamento entre eletrodos (EDWARDS, 1977).

Os tipos de inversão mais utilizados na interpretação de dados e eletrorresistividade e polarização induzida e implementados no software Res2dinv são a inversão por blocos ou polígonos (*block inversion*) e inversão por suavização (*smooth inversion*). O método da inversão por suavização, utilizado neste trabalho, é

baseado no método matemático dos mínimos quadrados, que possui como objetivo minimizar a soma dos quadrados dos erros entre a resposta do modelo e as observações.

Com base neste método de inversão, o software Res2Dinv reconhece a subsuperfície terrestre como blocos retangulares que possuem valores constantes para o parâmetro investigado a partir do ajuste das medidas de campo (DEGROOT-HEDLIN & CONSTABLE, 1990; LOKE & BAKER, 1996). A partir desta otimização, o modelo inicial é modificado de a partir de iterações para que a diferença entre a resposta do modelo e os valores dos dados observados seja reduzida (LOKE, 2000). A diferença entre os valores de resistividade aparente, calculados e medidos em campo, pelo ajuste da resistividade do modelo de blocos é expressa pelo erro RMS (*Root Mean Squared*) (LOKE & BAKER, 1996).

O procedimento para obtenção do erro RMS é comparável ao conceito de desvio padrão: as diferenças encontradas entre os valores medidos e os dados calculados são elevadas ao quadrado e somadas; a soma é, então, dividida pelo número de dados, para que se obtenha a média cuja raiz quadrada fornece um valor característico de erro na mesma unidade dos dados originais (FACHIN, 2007).

As informações referentes à topografia local foram incorporadas em cada linha estimada por visada a partir de trena, bússola e modelo digital de elevação. Desta forma, o processamento de dados considerou o ajuste topográfico no modelo de inversão. Finalmente, os dados finais são apresentados sob a forma de seções de resistividade e cargabilidade em termos de distância x profundidade, com escala gráfica logarítmica e intervalos de interpolação de valores de cor.

Após a inversão 2D, os dados gerados foram reunidos em arquivo único, posteriormente utilizado como base de dados para geração de modelos 3D e mapas de profundidade. Nesta etapa, os arquivos de inversão de cada linha foram reunidos e colocados em sequência, e uma nova coluna correspondente aos valores do eixo y foi adicionada à planilha para definir a posição de cada seção no espaço, segundo a geometria realizada na aquisição em campo.

A partir disto, o arquivo foi carregado na plataforma Oasis Montaj para geração dos modelos de visualização 3D. A interpolação dos dados foi realizada por meio do método da krigagem, seguida da aplicação do método estatístico de mínima curvatura para suavização dos valores centrais em relação às extremidades. Foram

selecionadas faixas de valores específicas de resistividade (entre 0,5  $\Omega$ .m e 10.000  $\Omega$ .m) e cargabilidade (entre 0,01 mV/V e 20,0 mV/V) para o modelamento sob a forma de superfícies tridimensionais, em uma tentativa de avaliar as formas das zonas de anomalias de resistividade e cargabilidade.



## 8. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os resultados das investigações nas áreas de estudo estão apresentados em duas etapas. A primeira no âmbito do levantamento da geologia estrutural, na forma de mapas de extração de lineamentos a partir de drenagens e estereogramas. A segunda etapa apresenta os dados provenientes das aquisições geofísicas, obtidas por meio dos métodos de eletrorresistividade e polarização induzida apresentadas em modelos de inversão 2D, integrados posteriormente em modelos de visualização 3D.

A discussão dos resultados é fundamentada com a integração das informações estruturais e geofísicas-geológicas, correlacionada ao possível modelo metalogenético, com vistas à validação dos dados e interpretações realizadas.

### 8.1 Geologia estrutural

A análise estrutural ressalta os principais padrões estruturais que possam estar associados à mineralização e auxiliem na prospecção delas. A interpretação dos dados estruturais está mostrada nos estereogramas das figuras a seguir.

#### 8.1.1 Aspectos estruturais regionais

Imagens de satélite (*Landsat/Copernicus*) auxiliaram a identificação dos padrões de fraturamento regional. Esta ferramenta atendeu de forma prática às necessidades impostas neste trabalho. A configuração estrutural regional obtida com o auxílio desta ferramenta não objetiva a cartografia sistemática de estruturas, mas apenas uma avaliação regional e de definição de padrões, correlacionados à estruturação local. Este produto é expresso em um mapa (Figura 8.1).

Em escalas regionais (1:100.000 e 1:50.000), as famílias predominantes são NW-SE e NE-SW, com poucas direções subordinadas em E-W e N-S. Estes lineamentos condicionam a maior parte das drenagens. A estruturação do embasamento cristalino nas regiões de estudos é, de fato, descrita na literatura sob a forma de faixas lineares e alongadas segundo a direção NE-SW e NW-SE (HARTMANN *et al.*, 2000). Os lineamentos NW-SE podem estar relacionados a estruturas dúcteis e rúpteis geradas durante a primeira fase de deformação pela qual as rochas do embasamento cristalino foram submetidas.

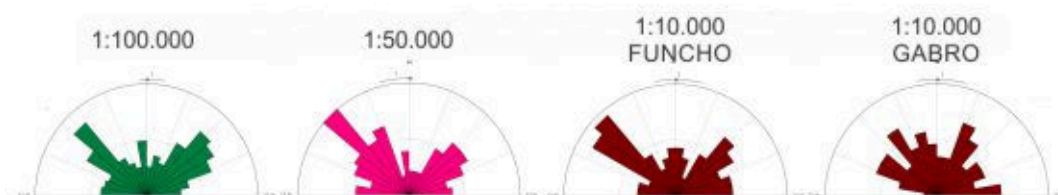
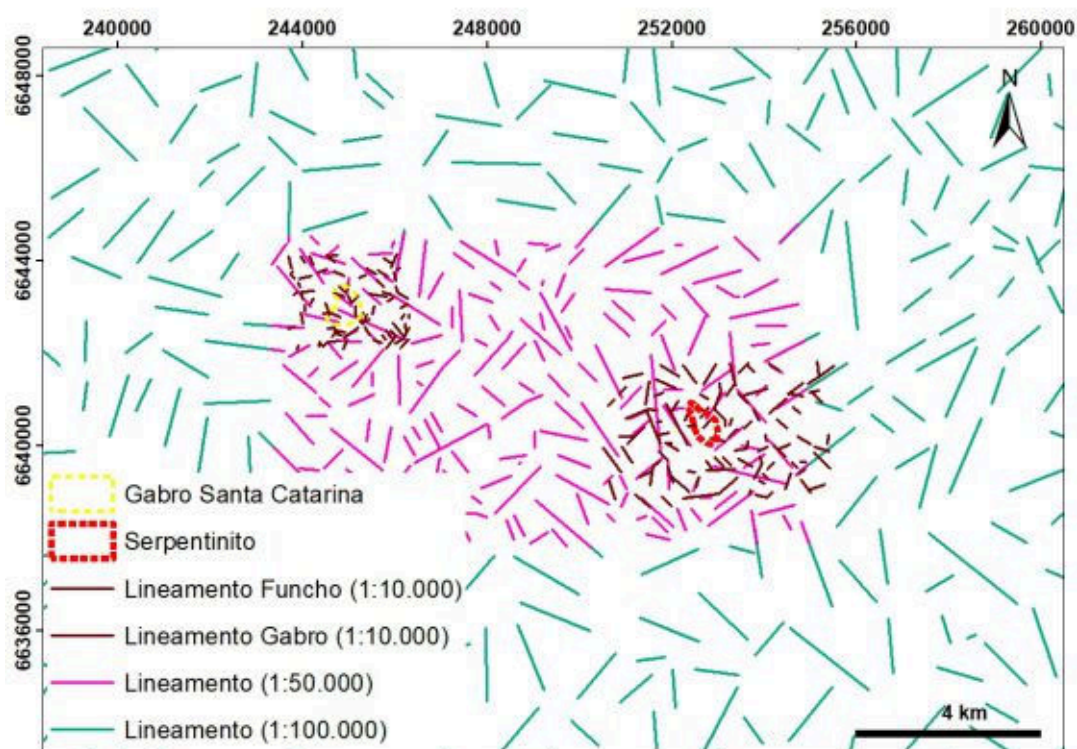
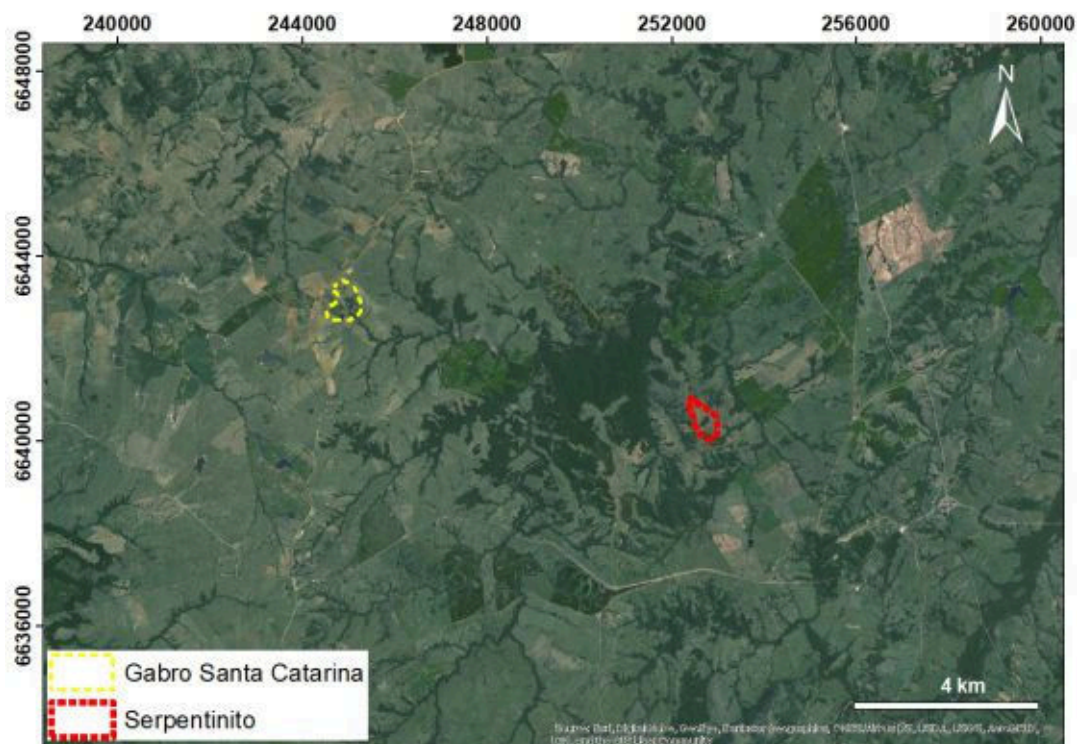


Figura 8.1 - Lineamentos nas escalas 1:100.000, 1:50.000 e 1:10.000. As cores das rosetas de frequência se referem às cores da escala dos lineamentos no mapa. Fonte: pesquisa do autor.

### 8.1.2 Geologia estrutural da Fazenda do Funcho

As medidas dos principais elementos estruturais, como eixos de dobras, foliação do serpentinito, fraturas e veios de quartzo, foram adquiridas em poucos afloramentos naturais existentes, divididos em 10 setores (Figura 8.2).

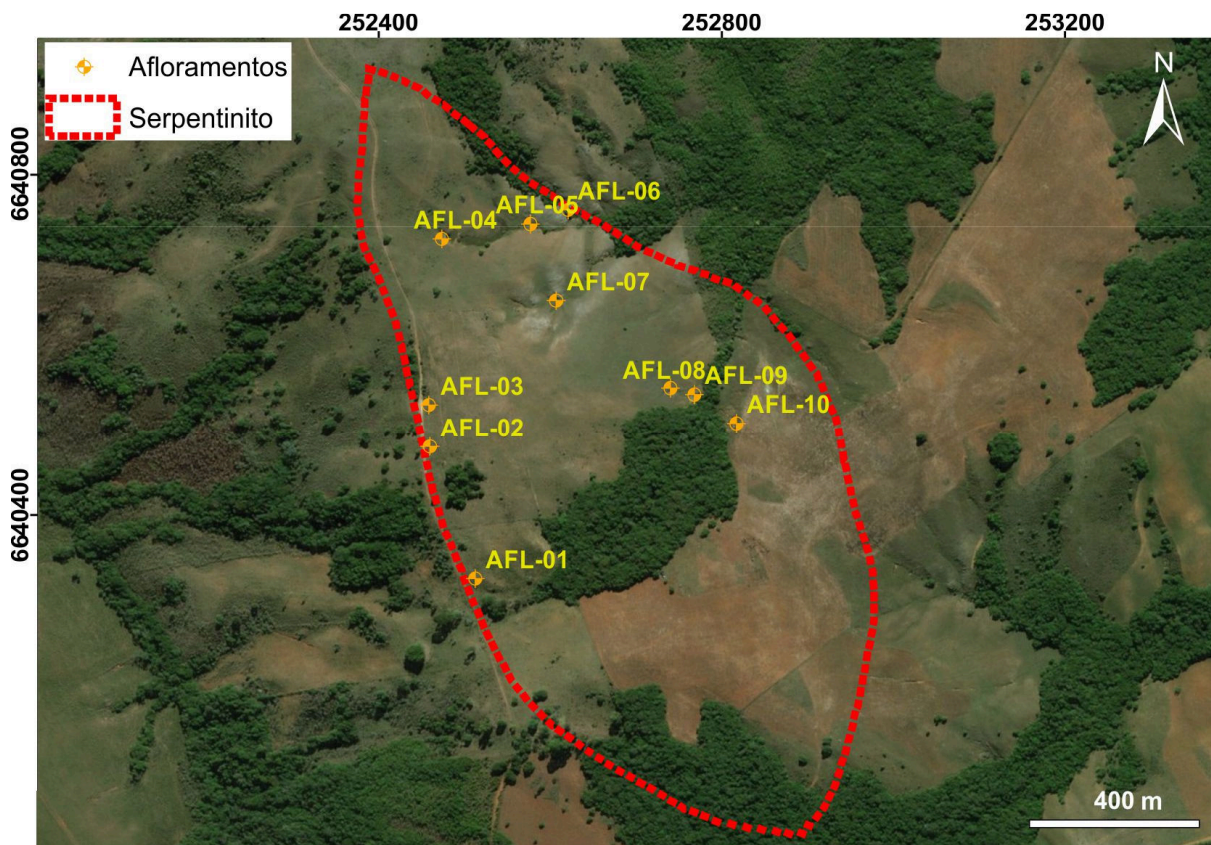


Figura 8.2 – Localização dos afloramentos no serpentinito da Fazenda do Funcho. Fonte: pesquisa do autor.

Os dados dos eixos de dobras medidos do serpentinito da Fazenda do Funcho corroboram com a literatura que informa que a região foi submetida a diversos eventos tectônicos (CPRM, 1995) (Figura 8.3). Essas dobras e crenulações apresentam dimensões centimétricas e em direções variadas. Diversas atitudes de eixos de dobras foram medidas nos afloramentos com o objetivo de estimar as direções principais dos movimentos tectônicos. Nos afloramentos estudados, as medidas estruturais estão dispostas em várias direções (mostradas nos estereogramas adiante).

No total foram tomadas 104 medidas de eixos de dobras, distribuídos em diversas famílias (Figura 8.4). Os eixos apresentam direção predominante para WNW-ESE, que diz respeito ao evento tectônico cujo esforço foi NW-SE, relacionado a fase D4. Alguns eixos estão distribuídos na direção para NE-SW estão relacionados aos

eventos D1 e D2. Alguns veios de quartzo foram descritos paralelos aos eixos de dobras, e estes podem condicionar a mineralização do ouro na região.

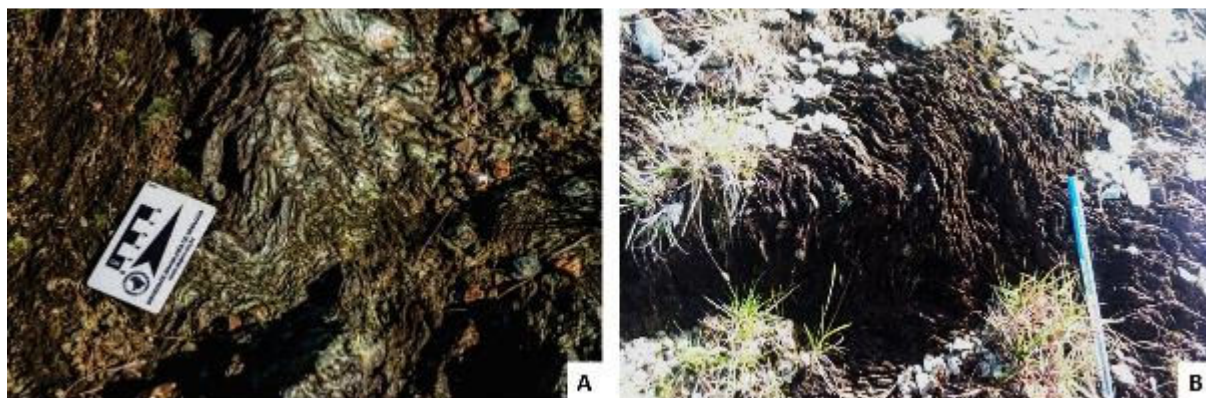


Figura 8.3 – Dobras e crenulações em diversas direções no serpentinito. A: afloramento 5. B: afloramento 7. Fonte: fotos do autor.

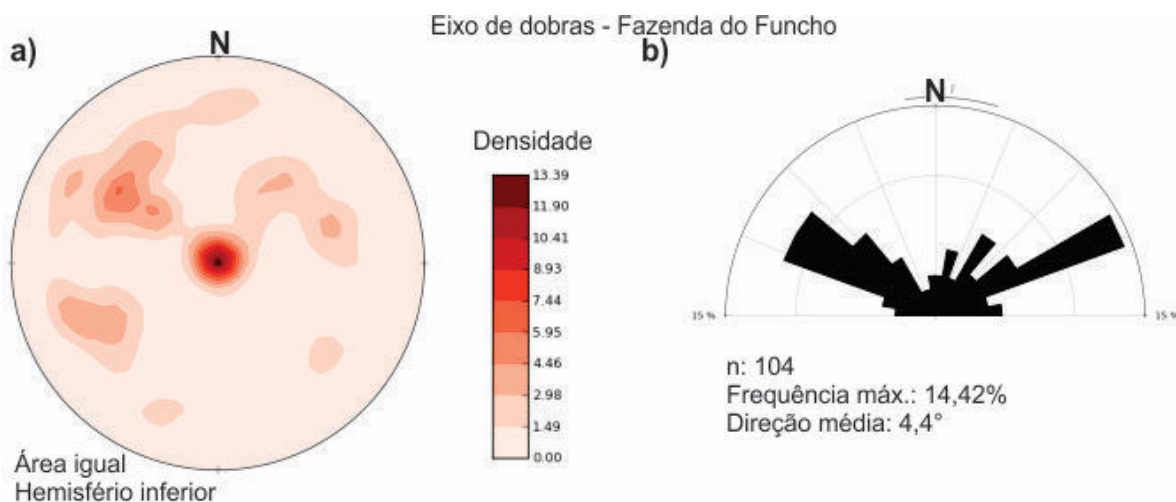


Figura 8.4 – Medidas estruturais dos eixos de dobras representadas no estereograma (a) e o diagrama de roseta (b). Fonte: pesquisa do autor

Para a foliação principal foram tomadas 331 medidas estruturais, foram observadas diversas famílias, mas existe uma direção predominante para NW-SE, relacionados à fase D4 de deformação regional. Outras famílias de foliação estão de acordo com a direção NE-SW, que diz respeito às fases D1, D2 e D3 (Figura 8.5). As medidas são distintas nos afloramentos estudados, não sendo percebido um padrão na deformação do serpentinito, fruto de uma atividade tectônica em diversas direções.

A foliação principal do serpentinito, assim como os eixos de dobras, estão dispostos em diversas direções, como mostrado na Figura 8.6. A foliação apresenta espaçamento milimétrica, cuja mineralogia composta por filossilicatos (principalmente talco e clorita) imprime um aspecto com formação de pequenas escamas à rocha.

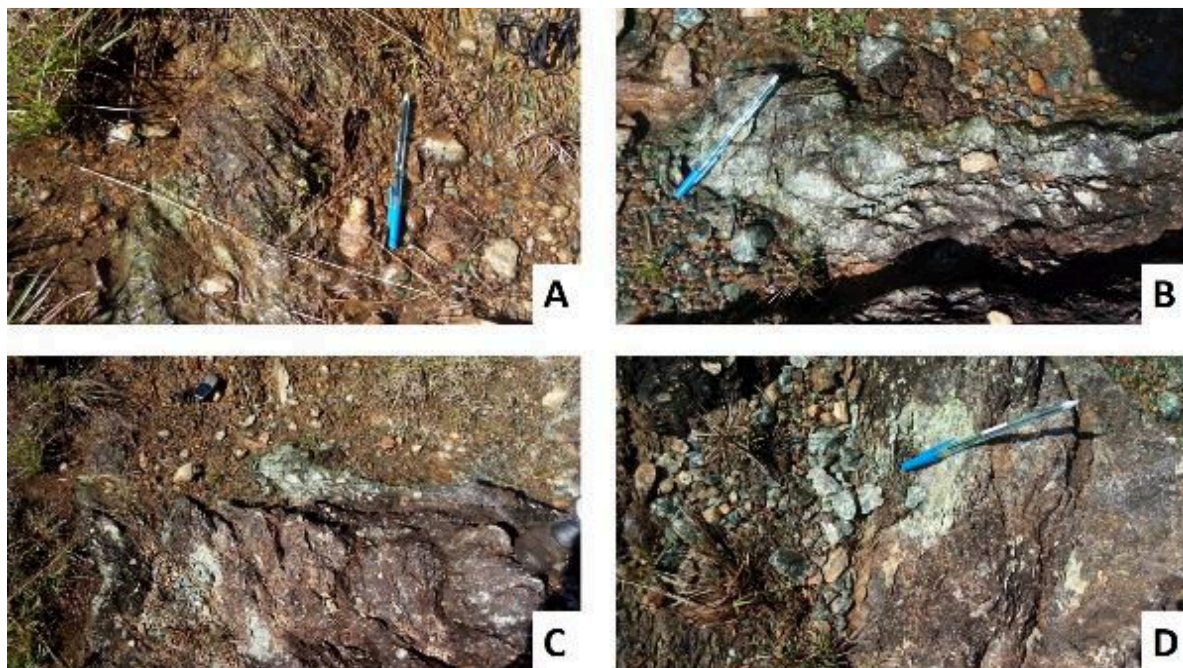


Figura 8.5 – Foliação do serpentinito em diversas direções, nos afloramentos estudados. A ponta da caneta indica o Norte. A: afloramento 4. B: afloramento 5. C: afloramento 7. D: Afloramento 9. Fonte: fotos do autor.

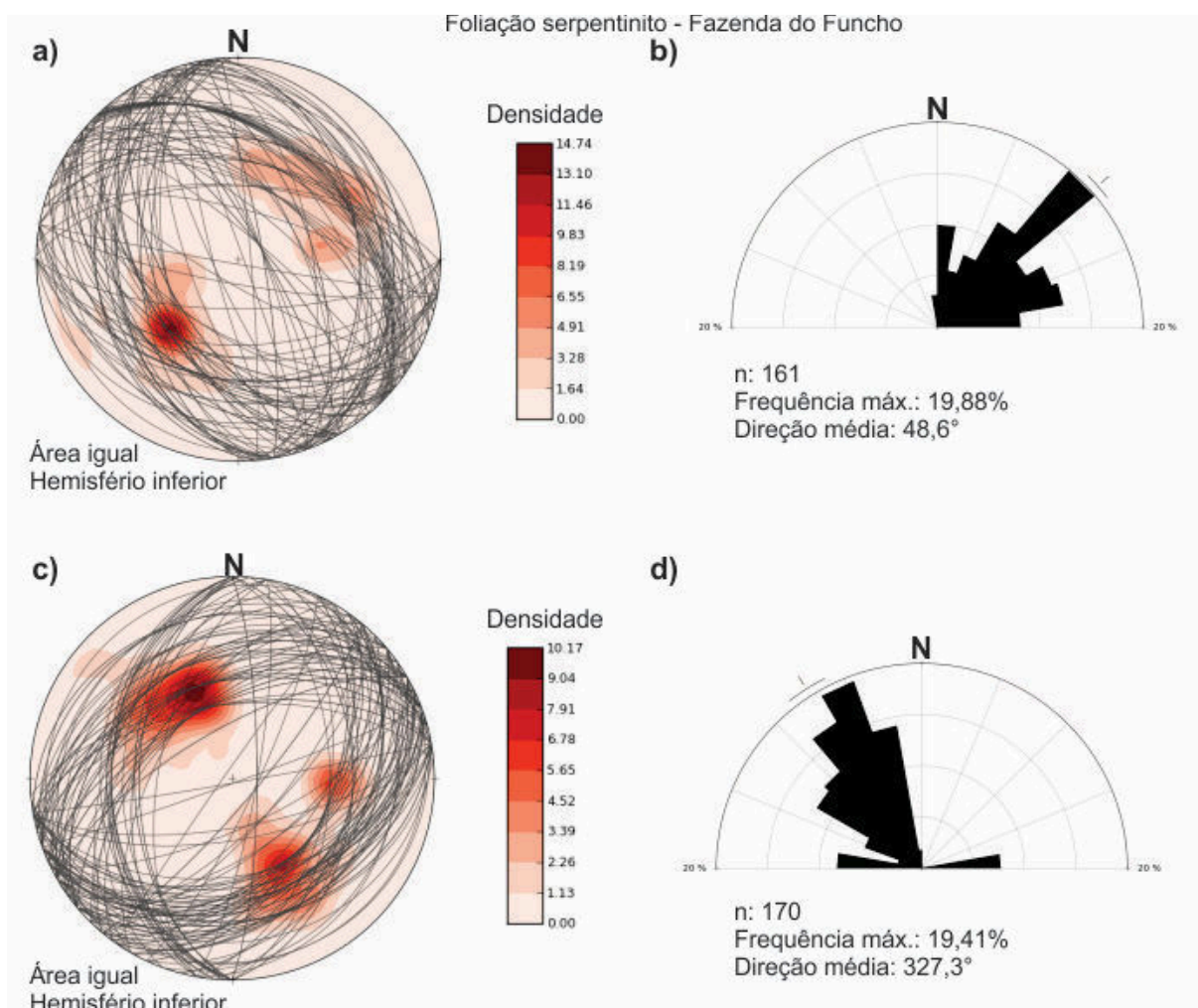


Figura 8.6 - Medidas estruturais da foliação principal das fases D1, D2 e D3 do serpentinito representadas no estereograma (a) e o diagrama de roseta (b). A fase final de deformação está representada no estereograma (c) e diagrama de roseta (d) Fonte: pesquisa do autor.

Em campo foram tomadas 286 medidas de fraturas, que ocorrem em diversas direções (Figura 8.7). As fraturas apresentam direção predominantes para NE-SW, relativo à fase D4 e direção subordinada NW-SE, relativo às fases D1, D2 e D3 (Figura 8.8).

Nos afloramentos da Fazenda do Funcho as fraturas possuem uma direção preferencial para NW-SE. Estas fraturas também podem estar relacionadas a uma fase de relaxamento crustal e que, após a intrusão dos granitos Caçapava do Sul e São Sepé, atuaram como caminhos preferenciais para a mineralização do ouro.

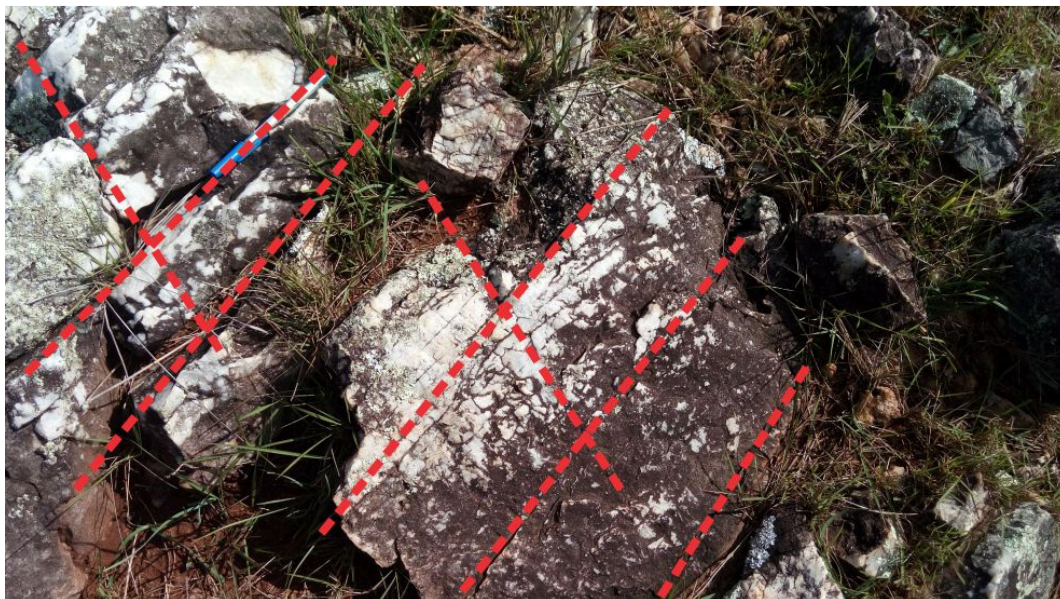


Figura 8.7 – Fraturamento no serpentinito. Fonte: foto do autor.

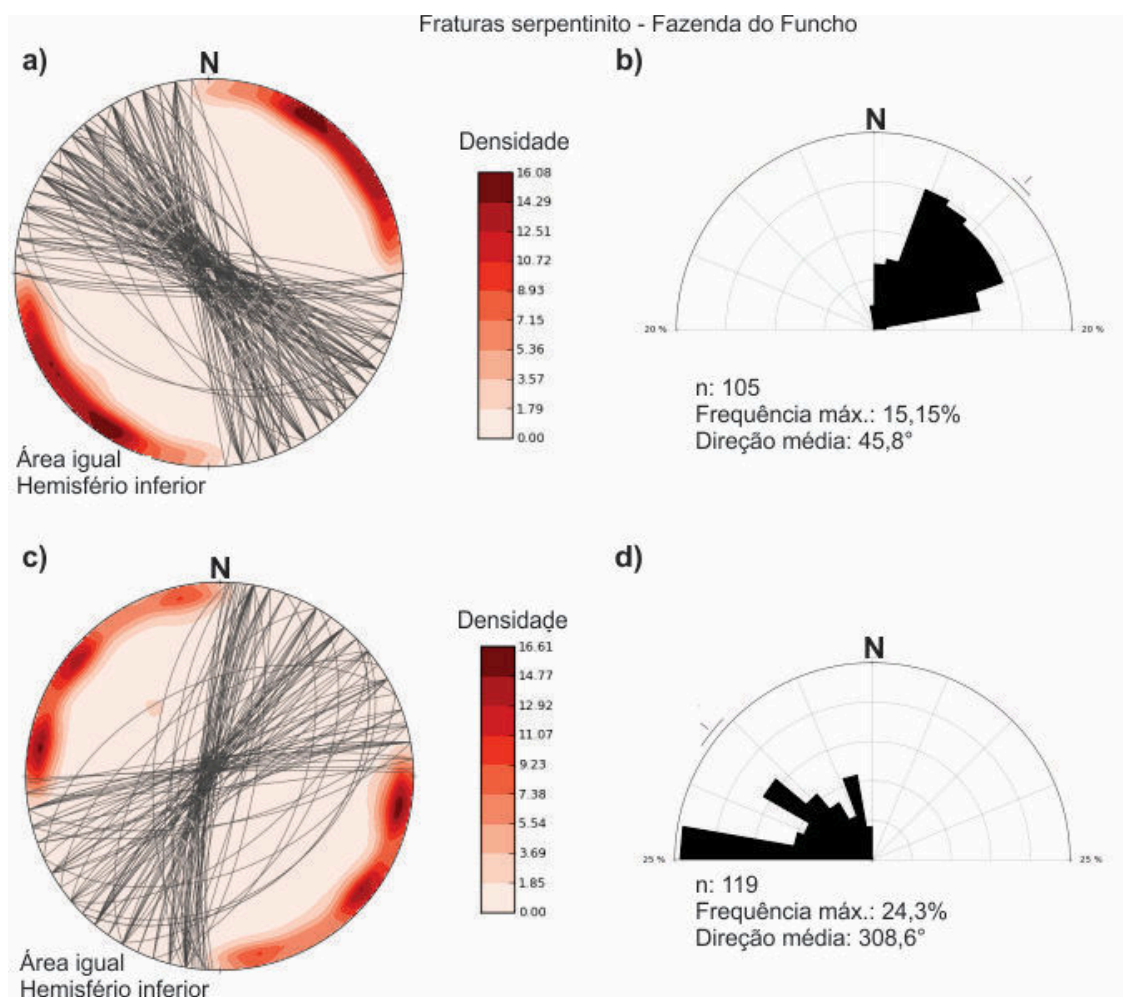


Figura 8.8 - Medidas estruturais das fraturas das fases D1, D2 e D3 do serpentinito representadas no estereograma (a) e o diagrama de roseta (b) e da fase final de deformação representada no estereograma (c) e diagrama de roseta (d). Fonte: pesquisa do autor. Fonte: pesquisa do autor.

Os veios de quartzo ocorrem por todo o serpentinito e assumem dimensões que variam de centímetros a metros com estrutura maciça ou fraturada (Figura 8.9). Configuram importantes elementos para a identificação e descrição da arquitetura do depósito de ouro da Fazenda do Funcho. A mineralização de ouro está associada à veios e a determinação do padrão estrutural das direções das medidas foi fundamental para o entendimento do depósito. Foram tomadas 31 medidas estruturais para os veios de quartzo, com direção predominante para NW, relacionado à fase de relaxamento que permitiu a entrada de líquidos metassomáticos e concentrou o minério (Figura 8.10).

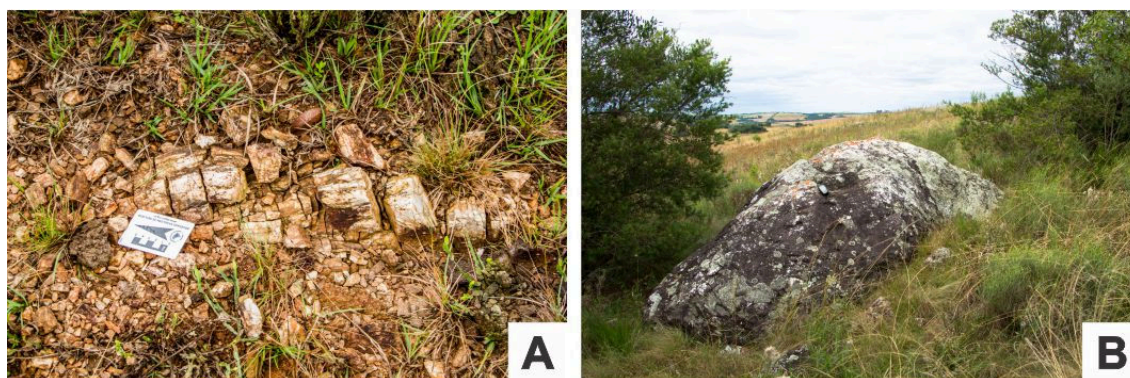


Figura 8.9 – Os veios de quartzo possuem tamanhos distintos na área de estudo e ocorrem com dimensões que variam de centímetros (A) a alguns metros (B). Fonte: Foto do Autor.

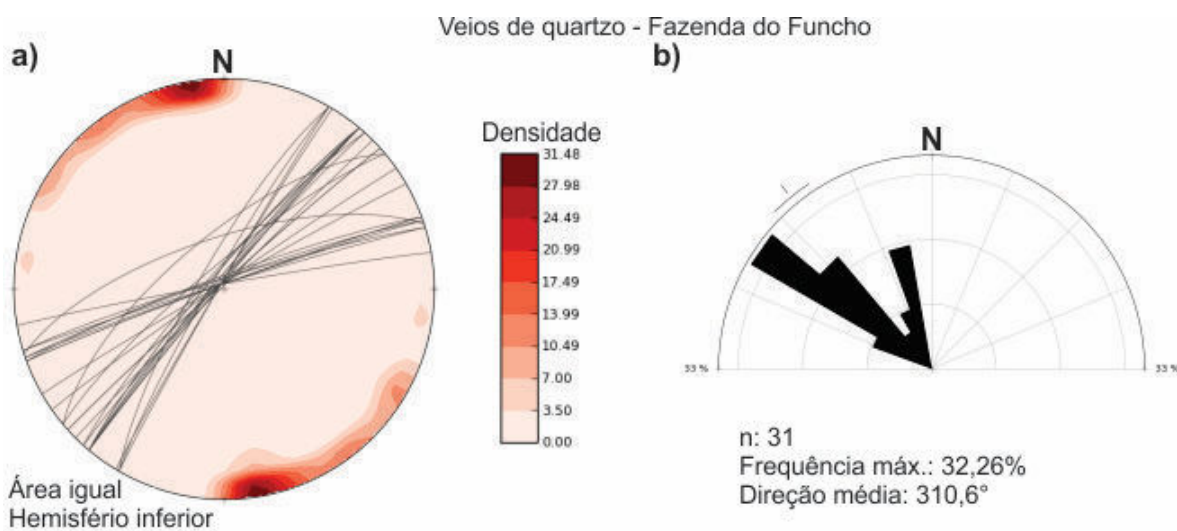


Figura 8.10 - Medidas estruturais dos veios de quartzo na região do serpentinito representadas no estereograma (a) e o diagrama de roseta (b). Fonte: pesquisa do autor.



### 8.1.3 Geologia estrutural do Gabro Santa Catarina

As principais exposições do gabro foram observadas nos leitos das drenagens, pois constituem afloramentos “in situ”, nos quais foram levantadas as medidas necessárias para a análise estrutural local.

Os elementos estruturais observados no Gabro Santa Catarina, durante as etapas de campo, estão restritos a fraturas. Os trabalhos pioneiros realizados no gabro por outros autores não descrevem outros elementos como dobras, por exemplo (RODRIGUES *et al.*, 1982; D’ÁVILLA *et al.*, 1985).

As fraturas do Gabro Santa Catarina são produtos de intensos esforços tectônicos que atuaram na região em diferentes momentos. Estes esforços regionais imprimiram fraturas em duas direções principais NNE-SSW e NNW-SSE (CPRM, 1995; CPRM, 2014).

Com o objetivo de avaliar o padrão estrutural local foram tomadas 130 medidas de fraturas, dispostas em diversas direções, porém com famílias de fraturas dispostas segundo a direção NNW (Figura 8.11). Com esta quantidade de medidas foi possível obter uma estatística confiável das medidas estruturais e plotar essas informações nos estereogramas e diagrama de roseta (Figura 8.12).

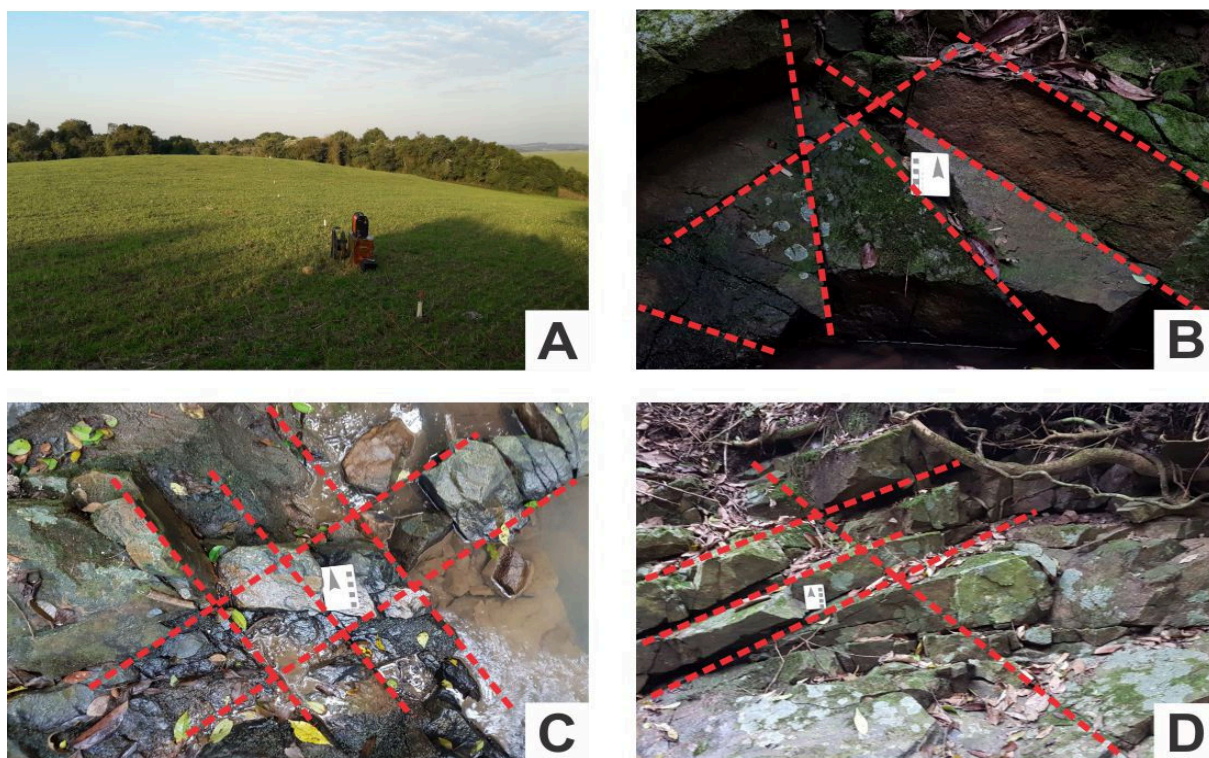


Figura 8.11 – a: cobertura predominante na área de estudos (pastagens); b, c e d: afloramentos do gabro Santa Catarina com presença de fraturas, com predominância das

direções ENE-WSW e NNW-SSE (a direção da seta do cartão na foto é para o norte). Fonte: fotografias do autor.

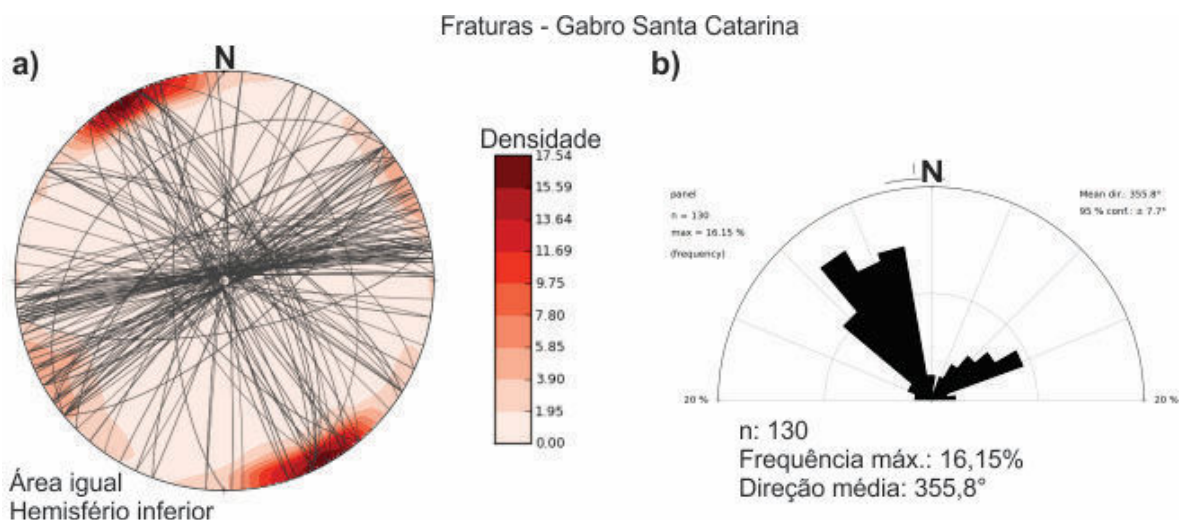


Figura 8.12 – Principais direções das fraturas do Gabro Santa Catarina representadas no estereograma (a) e o diagrama de roseta (b). Fonte: pesquisa do autor.

## 8.2 Geofísica

Nas duas áreas de estudo os dados geofísicos foram obtidos por eletrorresistividade e polarização induzida, segundo os arranjos dipolo-dipolo e Schlumberger. As seções 2D estão apresentadas em modelos de inversão e foram padronizadas em escala única de valores, para análise comparativa entre elas. Nos modelos de inversão para a resistividade, as cores frias da escala de valores representam baixa resistividade e as cores quentes representam alta resistividade, enquanto para os modelos de cargabilidade, as cores frias são referidas à baixa cargabilidade e as cores quentes, à alta cargabilidade.

Como será visto a seguir, regiões de alta resistividade e alta cargabilidade estão distribuídas ao longo das seções e muitas vezes são descontínuas e localizadas, o que refletem o controle estrutural da mineralização. A mineralização é identificada nas regiões onde valores de alta resistividade são coincidentes com regiões de alta cargabilidade. Para facilitar a visualização deste contexto e as interpretações para cada linha de tomografia, uma figura será mostrada com os resultados da resistividade e da cargabilidade concomitantemente.

Na área da Fazenda do Funcho foram realizadas 09 linhas de tomografia elétrica, com 400 metros de comprimento, espaçadas 50 metros entre cada uma, segundo o rumo N50. Na área do Gabro Santa Catarina foram realizadas 05 linhas de

tomografia elétrica, com 400 metros de comprimento, espaçadas 100 metros entre cada uma, segundo o rumo N90 (Figura 8.13).

A aquisição dos dados a partir de linhas de tomografia elétrica permitiu a geração de modelos de inversão de resistividade e cargabilidade. A profundidade de investigação para cada seção é de cerca de 80m após o processamento. Os dados geofísicos processados para as duas áreas mostram um intervalo de variação de resistividade entre 0,50 e 10.000 $\Omega$ .m e cargabilidade entre 0,01 e 20mV/V, e são correlatos com trabalhos anteriores na região (MOREIRA *et al.*, 2012; MOREIRA *et al.*, 2016).

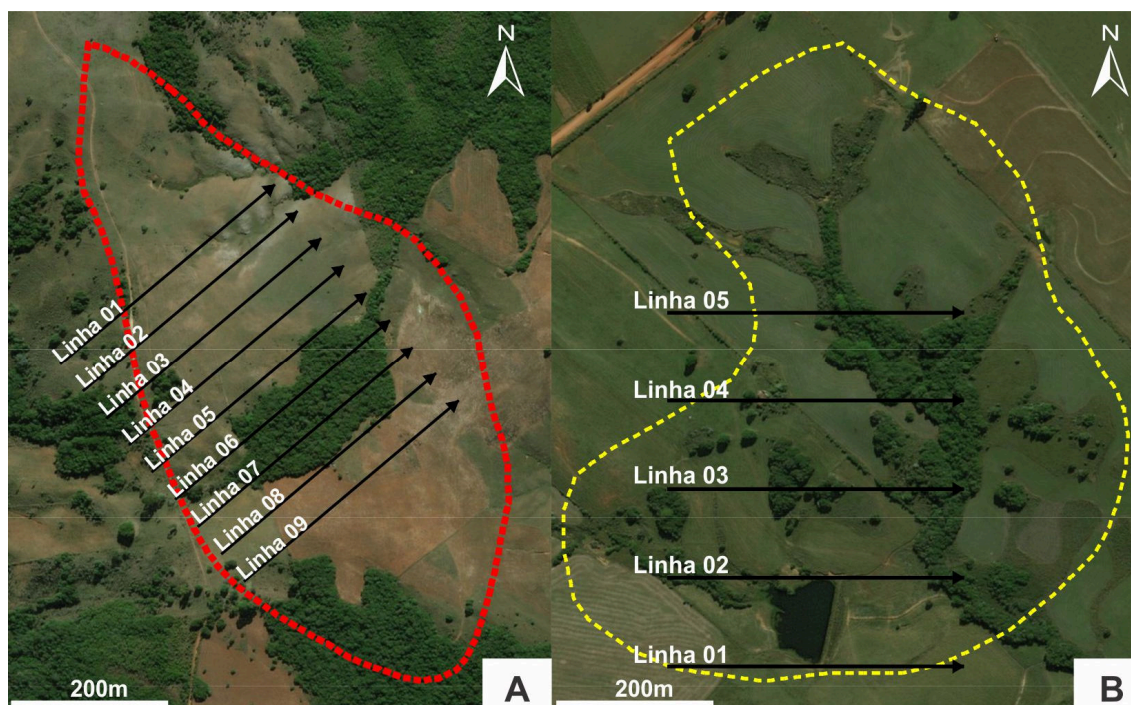


Figura 8.13 – A: linhas de tomografia na Fazenda do Funcho. B: linhas de tomografia no Gabro Santa Catarina. Fonte: pesquisa do autor.

### 8.2.1 Considerações sobre os arranjos utilizados

As informações geofísicas foram adquiridas segundo os arranjos Dipolo-dipolo e Schlumberger. A proposta de aquisição dos dados dos dois arranjos distintos teve o objetivo de determinar qual dos dois seria o mais adequado para a caracterização dos depósitos estudados. Embora os depósitos sejam controlados estruturalmente, a atitude dos veios e/ou estruturas mineralizadas não eram conhecidos até então.

As características intrínsecas em termos de campo elétrico e propagação potencial produzidas pelo uso de cada arranjo podem ser usadas para entender os

resultados comparativamente discrepantes em relação aos mesmos objetivos investigados.

O arranjo dipolo-dipolo apresenta boa resolução lateral e bons resultados em estruturas verticais, e em teoria não é recomendado para estruturas horizontais. Assim, este arranjo é adequado para a pesquisa mineral em ambientes geológicos complexos (DENDITH & MUDGE, 2014).

A forma distorcida de propagação de campo do arranjo dipolo-dipolo é efetiva na detecção em estruturas verticalizadas. A tendência para a inclinação do vetor de campo potencial em espaçamento curto permite um alto ângulo de incidência na interface entre a rocha encaixante e as porções mineralizadas nos veios ou em fraturas, com médio a baixo ângulo.

No que diz respeito ao arranjo Schlumberger, a propagação de campo elétrico e o potencial de espaçamento curto resultam em geometria de potencial de campo semelhante a uma queda, com vetor de fluxo principal que tem uma tendência à verticalização com o aumento da profundidade de investigação e distorção no potencial de campo. Este arranjo permite leituras crescentes e diversas dos eletrodos atuais para a mesma abertura de eletrodos potenciais, caracterizado pela maior sensibilidade desse arranjo para alvos profundos em relação ao arranjo dipolo-dipolo (MUSSETT & KHAN, 2000; FURMAN *et al.*, 2003).

### 8.2.2 Geofísica da Fazenda do Funcho

Os modelos de inversão para a Fazenda do Funcho apresentam, de forma geral, para o arranjo dipolo-dipolo, zonas de alta resistividade e alta cargabilidade em forma de bolsões arredondados ou elípticos em toda extensão das seções e em vários níveis de profundidade.

Mineralizações auríferas e sulfetadas não são comuns na mineralogia primária de rochas de composição básica e ultrabásica. Assim, as mineralizações deste tipo podem ter sua gênese relacionada à ambientes vulcano-sedimentares, com presença de corpos máficos e ultramáficos (por exemplo, ofiolitos e derrames basálticos), dando origem a depósitos do tipo VMS com posterior deformação e reorientação das estruturas (FRAGOSO CESAR, 1980; CPRM, 1995; GALLEY *et al.*, 2007).

Durante os estágios de metamorfismo de baixo grau e deformação, associados ao processo de serpentização, as rochas das unidades máficas-ultramáficas e vulcano-sedimentares, que apresentam diferentes características composicionais e

genéticas, foram justapostas estruturalmente (SILVA FILHO & SOLIANI JR., 1987; WILDNER, 1990). Os vários eventos de deformação regional, que envolvem campos de esforços tectônicos diversos, associados a processos hidrotermais gerado pela intrusão do Granito São Sepé, podem ter lixiviado essas mineralizações de seu local original com distribuição de ouro e sulfetos em sistemas de veios e filões (CPRM, 1995; GASTAL & LAFON, 1998; GASTAL *et al.*, 2006).

Os modelos de inversão revelam que a distribuição espacial da resistividade e cargabilidade contrastantes para os níveis explorados não são uniformes. A análise dos modelos de inversão de resistividade permite discriminar áreas de baixa resistividade ( $< 35 \Omega.m$ ) no domínio central das seções, possivelmente associadas a percolação de água em caminhos preferenciais de fluxo. Em campo foi reconhecida uma foliação de alto ângulo na faixa central das linhas de tomografia elétrica, além de fraturamento em diversos pontos. Tais estruturas podem servir de zonas preferenciais de percolação de águas meteóricas, cuja interação com anfibólios e piroxênios resulta na hidratação e geração de argilominerais. Este processo resulta em zonas de alteração saturadas em água e justifica a característica de baixa resistividade observada em praticamente todas as seções (FOLIO *et al.*, 2000; CARMELO, 2002; MADRUCCI, 2004).

Os modelos de inversão de resistividade apresentam também zonas de altos valores ( $> 5.000\Omega.m$ ), em posições profundas e aflorantes. Em campo foi possível reconhecer áreas com grande quantidade de blocos e veios de quartzo, dentre as quais em áreas de alta resistividade aflorante. As áreas profundas de alta resistividade devem, portanto, serem análogas e representarem zonas de acumulação de veios de quartzo (que podem assumir dimensões métricas) ou silicificação de estruturas como zonas de fraturas ou foliação.

Do mesmo modo, os modelos de inversão para cargabilidade mostram gradientes que representam uma possível estrutura mineralizada, com áreas de alta de cargabilidade dispostas por praticamente toda extensão das seções, com gradientes superiores a  $10mV/V$ , não necessariamente coincidentes com as áreas de baixa resistividade. Rochas de natureza metultramáfica raramente apresentam ouro primário em sua composição química original, portanto, estas anomalias podem ser atribuídas a forte polarização de zonas sulfetadas e estruturalmente controladas e

podem ser interpretadas como altas concentrações de minerais sulfetados distribuídos provavelmente em veios de quartzo (GOUET *et al.*, 2016).

Contudo, essas anomalias corroboram com o trabalho de CPRM (1995), onde os autores descrevem a ocorrência de pintas de ouro (entre 6 e 20 pintas), magnetita (80% em volume de concentrado) e pirita em concentrados de bateia. Dessa forma, as mineralizações foram alojadas no serpentinito, por meio eventos tectônicos diversos, e a diferença de cargabilidade entre estas e a rocha hospedeira foram facilmente detectadas nos modelos de inversão. Valores semelhantes de IP para este tipo de mineralização foram descritos em trabalhos de prospecção geofísica realizados na região por alguns autores e serviram de base para correlação neste trabalho (MOREIRA & ILHA, 2011; CORTES *et al.*, 2016; MOREIRA *et al.*, 2012; MOREIRA *et al.*, 2016a).

Na Linha 01 (arranjo dipolo-dipolo) são mostradas regiões destacadas de alta resistividade e alta cargabilidade (Figura 8.14). Próximo à superfície entre as estacas 160 e 250, os valores de alta resistividade dizem respeito a regiões com presença de veios de quartzo. Em profundidade, entre as estacas 120 e 150 e profundidade de 45 metros, e entre as estacas 250 e 280, em profundidade semelhante, são observadas regiões de resistividade superior de  $5.000\Omega.m$ , e são análogos aos valores encontrados em superfície e representam veios de quartzo ou regiões silicificadas.

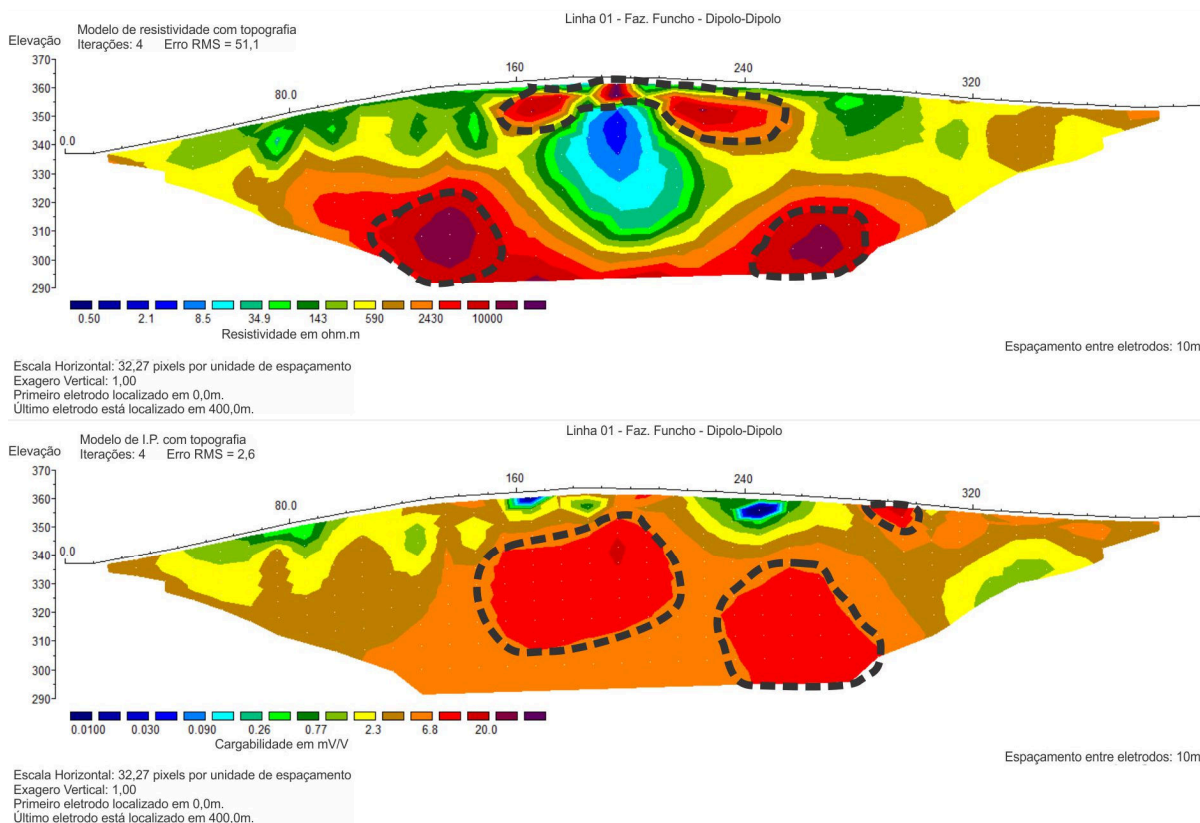


Figura 8.14 – Modelos de inversão para o arranjo dipolo-dipolo, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 01. Fonte: pesquisa do autor.

Para a cargabilidade há destaque para três regiões com valores superiores a 10mV/V, uma em superfície (entre as estacas 180 e 300 e profundidade de aproximadamente 5 metros) e duas regiões em profundidade (entre as estacas 150 e 210 e profundidade entre 10 e 50 metros; e entre as estacas 230 e 290, cuja profundidade é maior que 40 metros).

Na Linha 1 (arranjo Schlumberger) é observado ainda que há uma região coincidente de valores de alta resistividade e alta cargabilidade entre as estacas 250 e 280 em profundidade de 50 metros. A anomalia registrada nesta região pode indicar uma provável mineralização. As regiões centrais de baixa resistividade ( $< 35\Omega.m$ ) compreendem percolação de água em caminhos preferenciais de fluxo.

Para o arranjo Schlumberger, há duas regiões de alta resistividade: o primeiro com atitude verticalizada, no centro da seção e o segundo, disposto na posição horizontal (Figura 8.15). Estas regiões podem refletir veios de quartzo, contudo, não encontram relação com valores de alta cargabilidade (menores que 6mV/V). Portanto, não é possível, por meio deste arranjo identificar regiões mineralizadas na Linha 01.

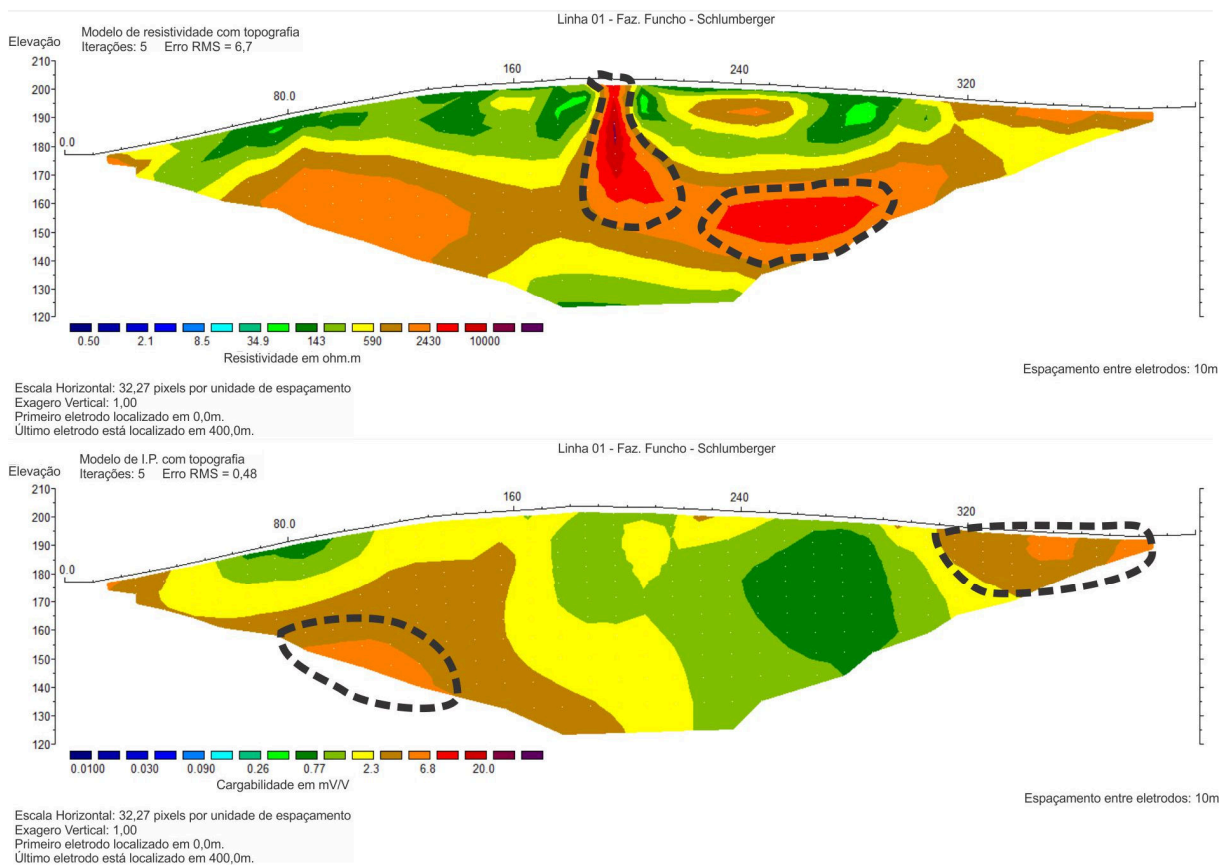


Figura 8.15 - Modelos de inversão para o arranjo Schlumberger, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 01. Fonte: pesquisa do autor.

Na Linha 02 (arranjo dipolo-dipolo) os valores de resistividade têm um aspecto estruturado, corroborando com a literatura, que afirma a impressão de eventos tectônicos na área (Figura 8.16).



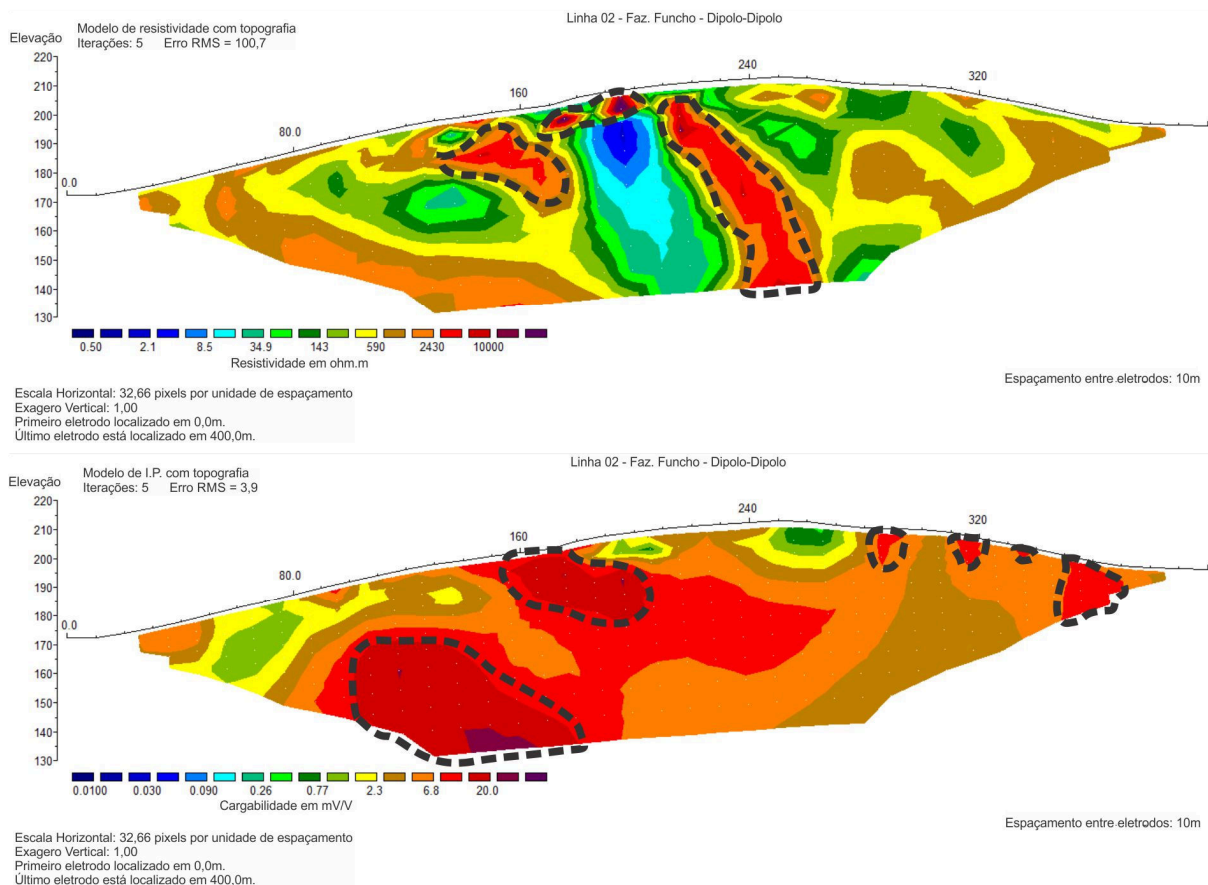


Figura 8.16 - Modelos de inversão para o arranjo dipolo-dipolo, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 02. Fonte: pesquisa do autor.

Os valores mais elevados de resistividade em superfície (entre as estacas 170 e 200) fazem referência a veios de quartzo. De forma análoga, entre as estacas 210 e 250 é observada uma região com alta resistividade ( $5.000\Omega.m$ ), disposta subverticalmente e em direção NW-SE (medido em campo e coincidente com a direção principal dos veios que afloram na área). Para a cargabilidade, ganham destaque diversas regiões com valores superiores a 10 mV/V tanto em superfície como em profundidade, onde é observada ainda uma extensa região com altos valores.

Contudo, para ambos os métodos, entre as estacas 140 e 170 e em profundidade de 15 a 20 metros, os valores de alta resistividade e alta cargabilidade coincidem e podem representar a possível área de mineralização. A região da estaca 320 do modelo de inversão de cargabilidade pode representar o contato entre o serpentinito e a rocha encaixante.

Para o arranjo Schlumberger, para a Linha 02, assim como na Linha 01, não é observada relação entre os valores de alta resistividade e alta cargabilidade, de forma que não é possível identificar a mineralização, quando os dois modelos de inversão

são comparados (Figura 8.17). Valores de alta resistividade são observados no centro da seção na região da estaca 190 e 300. Não há coincidência entre alta cargabilidade e alta resistividade, o que torna o arranjo inadequado para o objetivo da pesquisa.

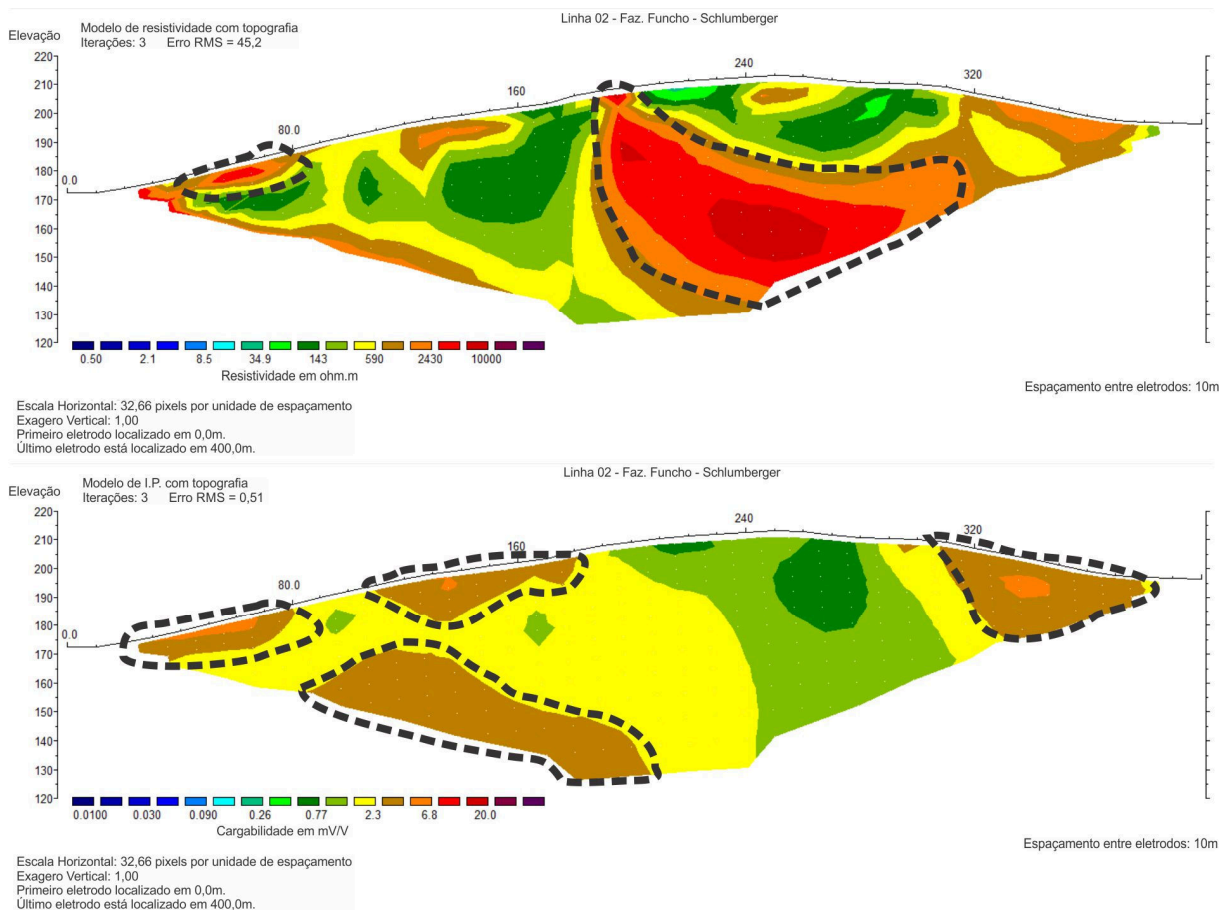


Figura 8.17 - Modelos de inversão para o arranjo Schlumberger, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 02. Fonte: pesquisa do autor.

Nas Linhas 03, 04 e 05 (arranjo dipolo-dipolo), apesar de os altos valores de resistividade ( $5.000 \Omega.m$ ) e cargabilidade ( $10mV/V$ ) não há coincidência entre estes quando os dois modelos de inversão são comparados, como observado nos modelos de inversão anteriores (Figura 8.18). Os valores de alta resistividade são caracterizados pela presença de veios de quartzo “estéril”, ou seja, sem a presença de mineralização sulfetada. A área central de baixa resistividade da Linha 03 (entre as estacas 170 e 230) e da Linha 05 (entre as estacas 160 e 230) são referidas como regiões de fluxo preferencial de água que intemperiza e altera o serpentinito dando origem a argilominerais.

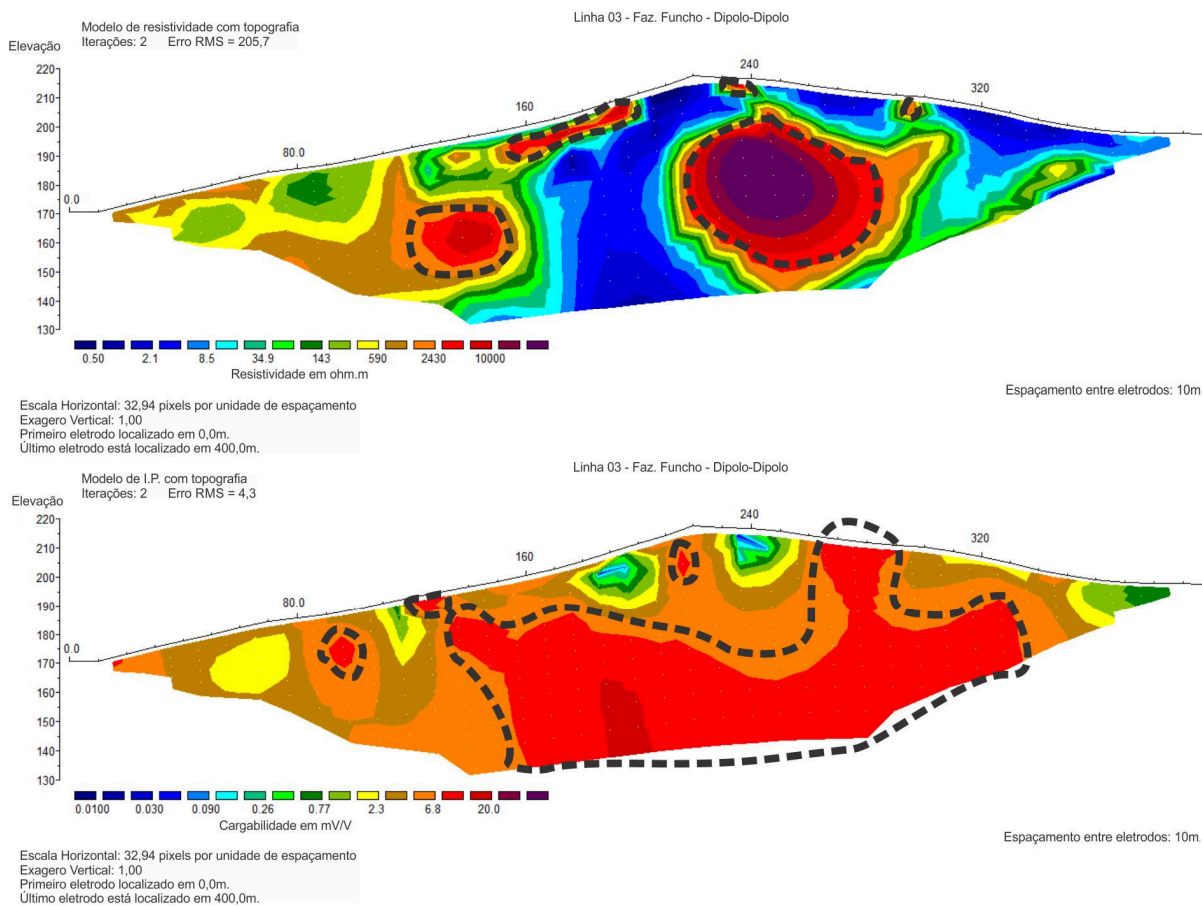


Figura 8.18 - Modelos de inversão para o arranjo dipolo-dipolo, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 03. Fonte: pesquisa do autor.

Para o arranjo Schlumberger, o modelo de inversão para resistividade para a Linha 03 apresenta uma grande região no centro da seção com valores superiores a  $5.000 \Omega.m$  (Figura 8.19). Para o modelo de inversão para a cargabilidade, há o destaque para valores de até  $6mV/V$ , na região da estaca 220, que se estende até 60 metros de profundidade. Existem outras duas regiões com o mesmo valor de cargabilidade. Contudo, estes valores elevados de resistividade e cargabilidade não estão relacionados, quando os modelos são comparados e, portanto, não é possível assegurar, através deste arranjo, a localização da mineralização.

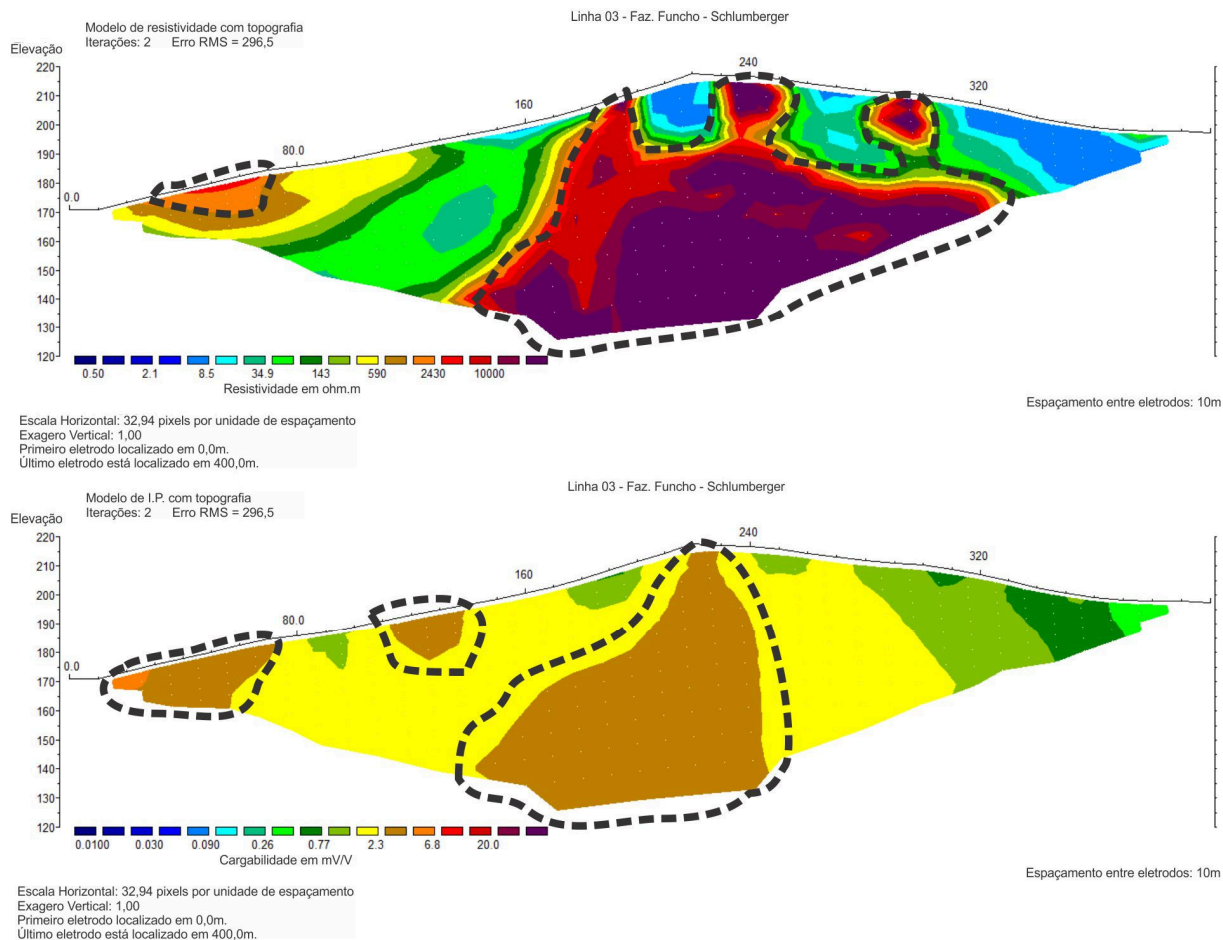


Figura 8.19 - Modelos de inversão para o arranjo Schlumberger, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 03. Fonte: pesquisa do autor.

Na Linha 04 (arranjo dipolo-dipolo), regiões de alta resistividade são percebidas alinhadas próximo a superfície e fazem referência a veios de quartzo que estão dispersos pelo relevo (Figura 8.20). De maneira análoga, estes veios ocorrem em profundidade, visto que os valores de alta resistividade são semelhantes (entre as cotas 125m e 140m). Entre as cotas 140 e 180 metros e as estacas 130 e 240 os valores de baixa resistividade ( $< 35\Omega.m$ ) representam áreas onde ocorre somente a rocha sem a presença de veios de quartzo.

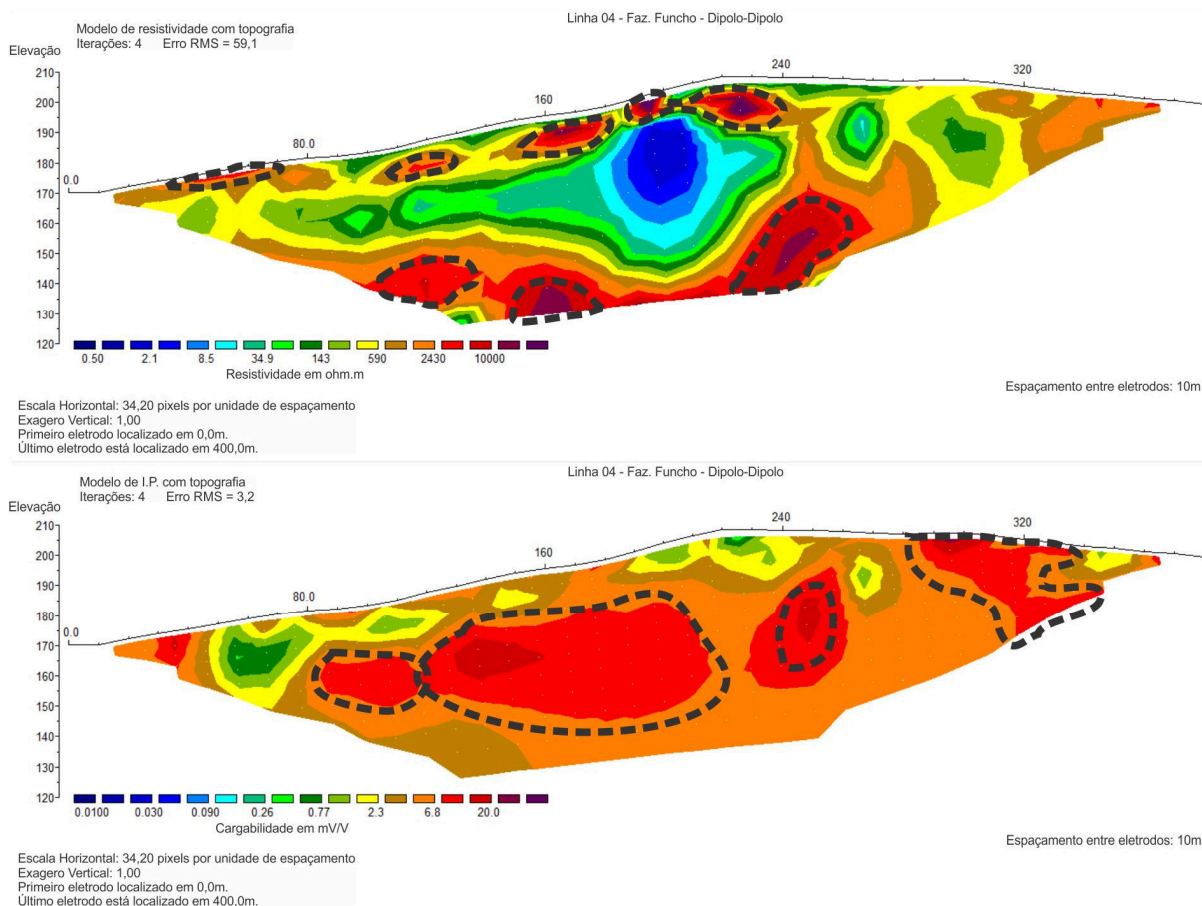


Figura 8.20 - Modelos de inversão para o arranjo dipolo-dipolo, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 04. Fonte: pesquisa do autor.

Com a mesma linha de raciocínio para o arranjo Schlumberger, a Linha 04 exibe valores elevados para o modelo de inversão para resistividade (Figura 8.21). A região entre as estacas 240 e 360 é dominada por veios de quartzo, contudo o modelo de inversão para cargabilidade não está correlacionado ao primeiro, e a interpretação para este modelo pode estar relacionada a atitude da foliação do serpentinito.

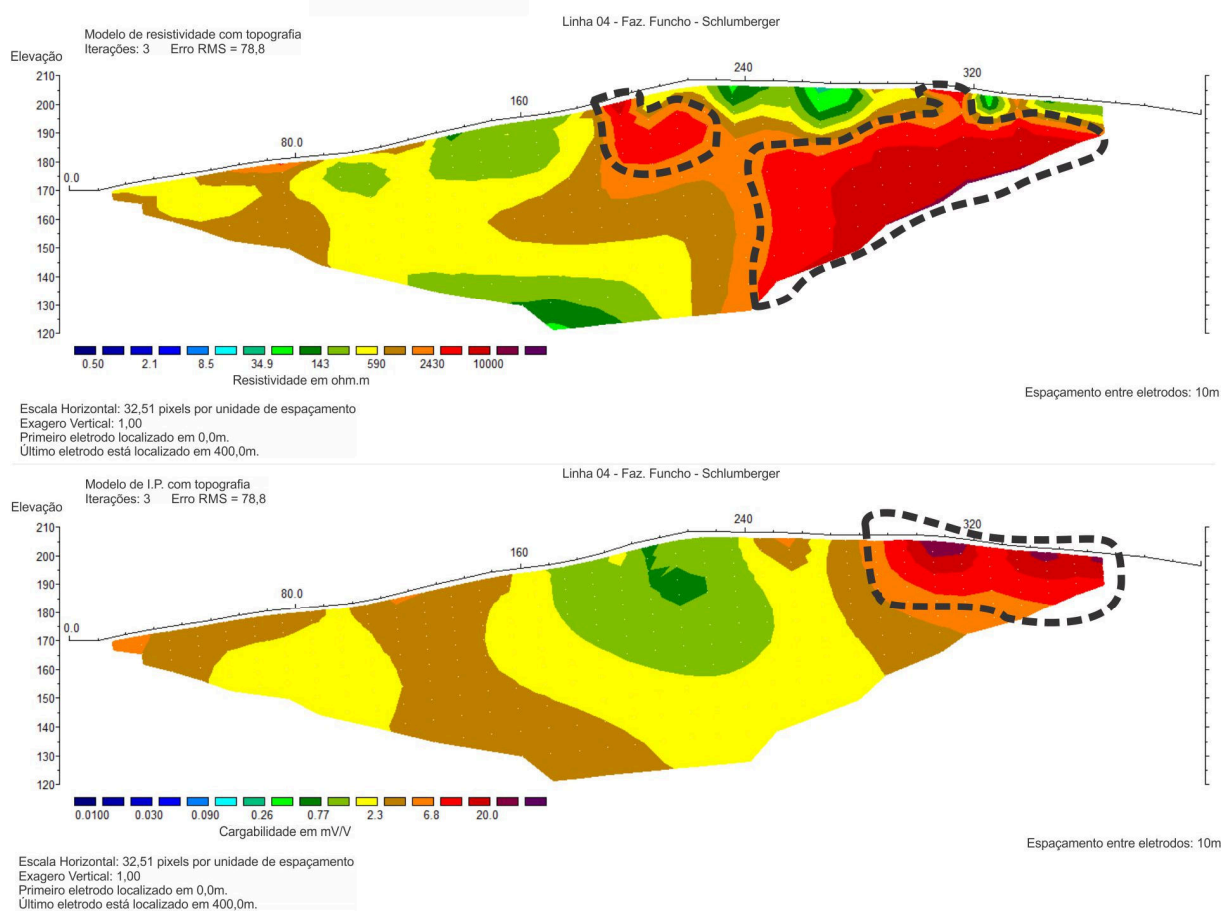


Figura 8.21 - Modelos de inversão para o arranjo Schlumberger, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 04. Fonte: pesquisa do autor.

Na Linha 05, para o modelo de inversão para o arranjo dipolo-dipolo, há destaque para a região de baixa resistividade entre as estacas 160 e 230 e alta cargabilidade entre as estacas 140 e 200 (Figura 8.22). No modelo de inversão para cargabilidade é percebido que entre as estacas 220 e 330 há uma tendência de os valores assumirem um comportamento verticalizado. Apesar de exibirem regiões de alta resistividade e cargabilidade, não há coincidência entre estes valores, indicado uma linha onde não uma mineralização em ouro.

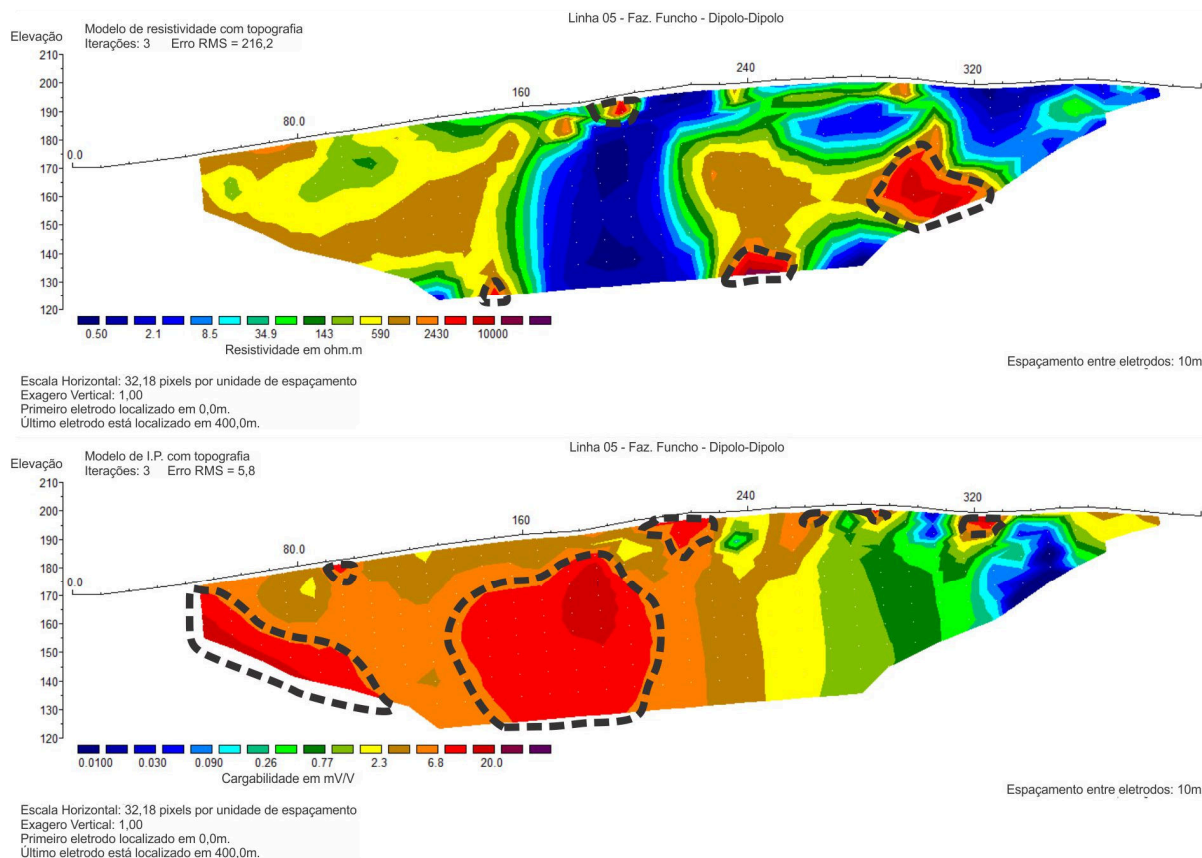


Figura 8.22 - Modelos de inversão para o arranjo dipolo-dipolo, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 05. Fonte: pesquisa do autor.

Para o arranjo Schlumberger, o modelo de inversão para a resistividade mostra valores que superam  $5.000\Omega.m$ , na região central da seção (Figura 8.23). São observadas regiões em forma de bolsões que superam  $10.000\Omega.m$ . Estas regiões podem representar veios de quartzo, contudo exibem um comportamento muito distinto do que foi visto na mesma seção para o arranjo dipolo-dipolo. Para o modelo de inversão de cargabilidade é observado somente uma região na estaca 230, com valores acima de  $5.000\Omega.m$ .

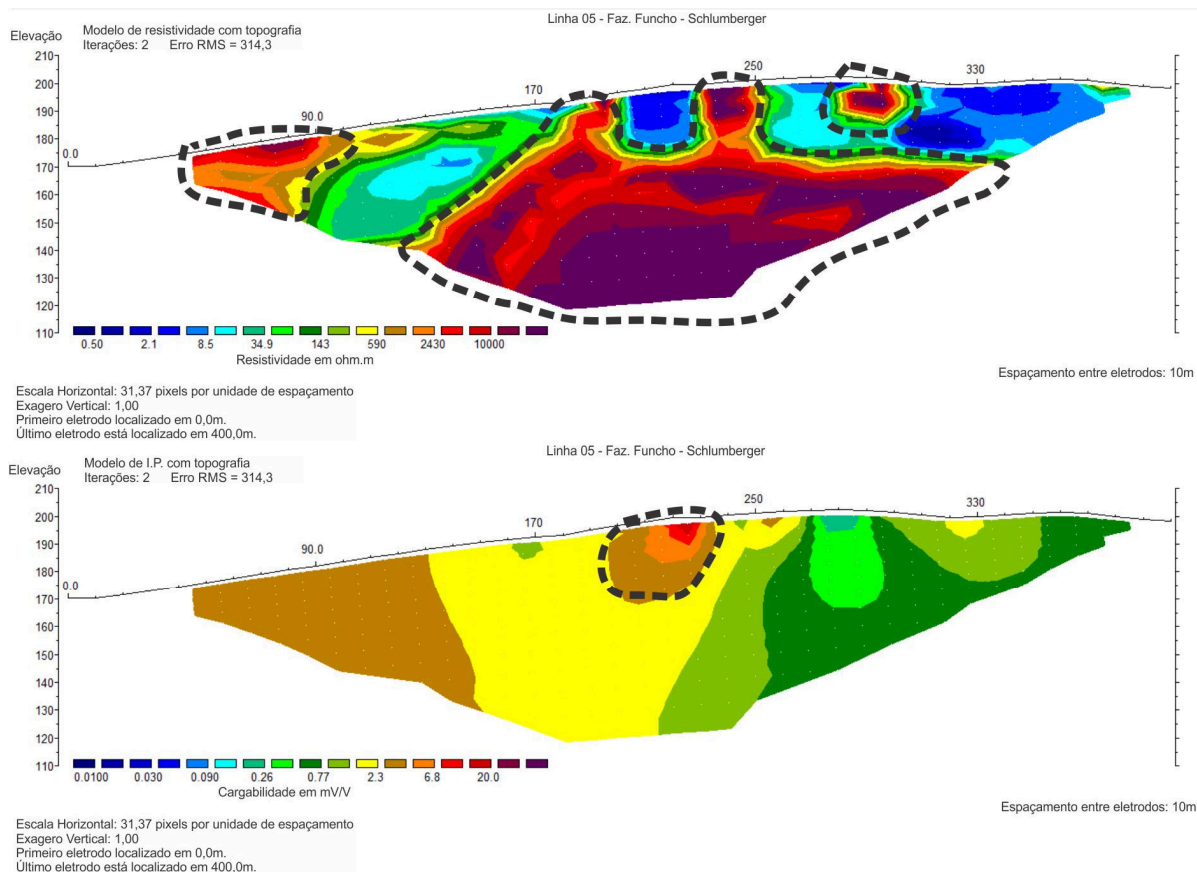


Figura 8.23 - Modelos de inversão para o arranjo Schlumberger, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 05. Fonte: pesquisa do autor.

Na Linha 06 (arranjo dipolo-dipolo) o panorama é bastante distinto das linhas anteriores. Esta linha foi executada paralela a uma drenagem em meio a uma mata e não foram observados afloramentos de veios de quartzo ou mesmo da rocha hospedeira. O modelo de inversão de resistividade exhibe valores de baixa resistividade ( $< 400\Omega.m$ ) e alta cargabilidade ( $> 5.000\Omega.m$ ), com aspecto estruturado e orientado (Figura 8.24).

Entre as estacas 160 e 200 é observado, no modelo de inversão de resistividade, alto valor, superior a  $5.000\Omega.m$ , e que esta região é coincidente com valores de alta cargabilidade, como mostrado no modelo de inversão de cargabilidade ( $> 10mV/V$ ). Também é destacado neste último, uma região de baixa cargabilidade ( $< 5mV/V$ ) com comportamento estruturado e orientado, que pode fazer referência a uma zona de fluxo preferencial de água. As outras regiões de resistividade e cargabilidade com valores elevados respondem como nas outras seções (veios de quartzo para altas resistividades e ferro-cromita para altas cargabilidades).



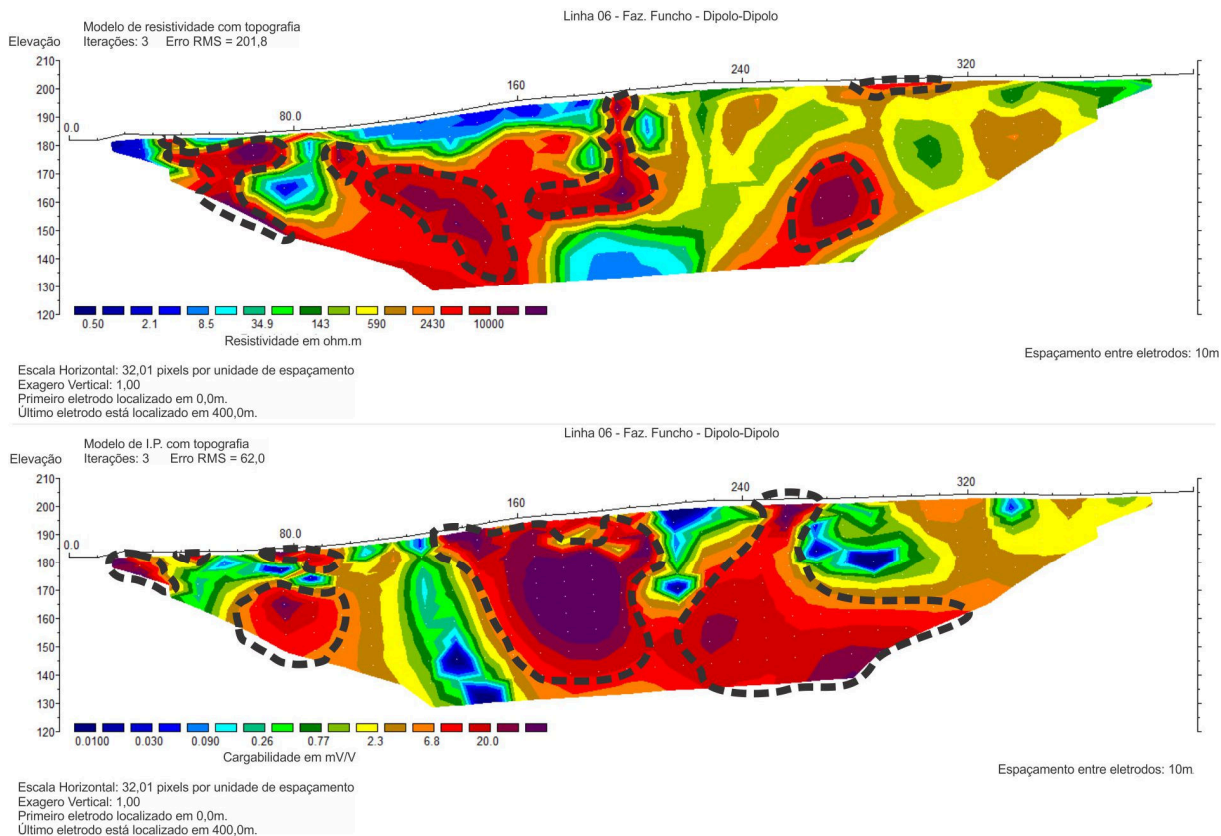


Figura 8.24 - Modelos de inversão para o arranjo dipolo-dipolo, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 06. Destaque para a região entre as estacas 160 e 200 que apresenta coincidência de altos valores de resistividade e cargabilidade. Fonte: pesquisa do autor.

Os modelos de inversão para resistividade e cargabilidade para o arranjo Schlumberger da Linha 06 mostram duas estruturas verticalizadas no centro das seções (Figura 8.25). Contudo, este comportamento pode ser relacionado a polarização da ferro-cromita no local. O modelo numérico de interpolação interpreta alguns bolsões de alta resistividade e cargabilidade como se fosse um corpo contínuo verticalmente. Essa resposta representa a característica da leitura desse arranjo, como já explicado anteriormente.

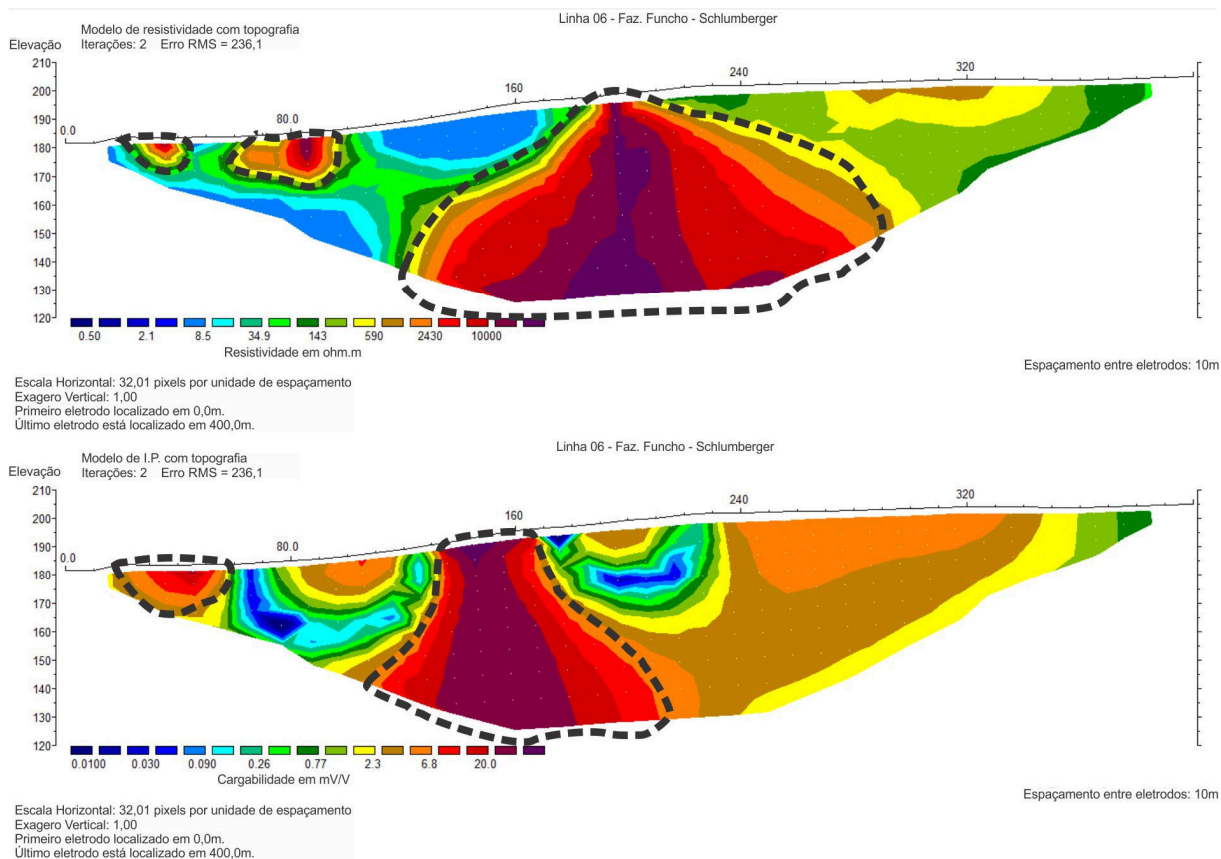


Figura 8.25 - Modelos de inversão para o arranjo Schlumberger, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 06. Fonte: pesquisa do autor.

A Linha 07 (arranjo dipolo-dipolo) apresenta um comportamento semelhante às linhas 03, 04 e 05, onde não há coincidência expressiva dos valores elevados de resistividade e cargabilidade, à exceção da estaca 100 (Figura 8.26). Contudo, nesta região o alto valor da resistividade pode fazer referência a resistência de contato com o solo, uma vez que na região dessa estaca não foi observado nenhum veio de quartzo. Ademais, ainda nesta região existe um afloramento onde foi descrita uma forte anomalia magnética, que pode estar associada à presença de ferro-cromita que ocorre no local (Figura 8.27).

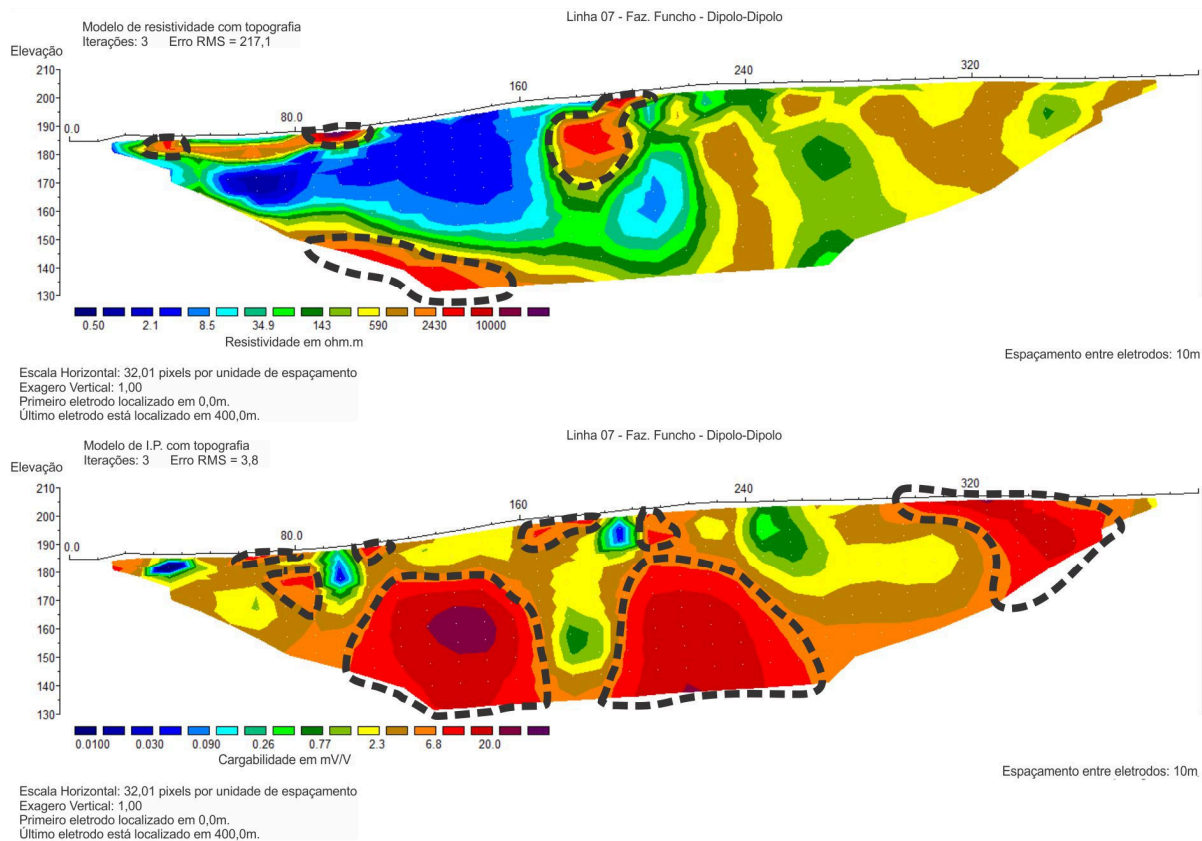


Figura 8.26 - Modelos de inversão para o arranjo dipolo-dipolo, para resistividade (acima) e cargaabilidade (abaixo) para a Linha 07. Fonte: pesquisa do autor.



Figura 8.27 – Afloramento com anomalia magnética, ocasionada pela presença de ferro-cromita com magnetita. O cartão de escala está orientado conforme o norte magnético, enquanto que a agulha da bússola, influenciada pelo campo magnético do minério, está orientado praticamente na direção oposta. Fonte: pesquisa do autor.

Os modelos de inversão para Linha 07, segundo o arranjo Schlumberger talvez sejam os mais interessantes, uma vez que altos valores de resistividade e cargabilidade ( $> 5.000\Omega$  e  $> 10\text{mV/V}$ ) são coincidentes, e assumir a localização de uma possível mineralização de ferro-cromita deformada (Figura 8.28). Essas regiões coincidentes estão presentes entre as estacas 20 e 50, 160 e 200 e, a última entre as estacas 320 e 340.

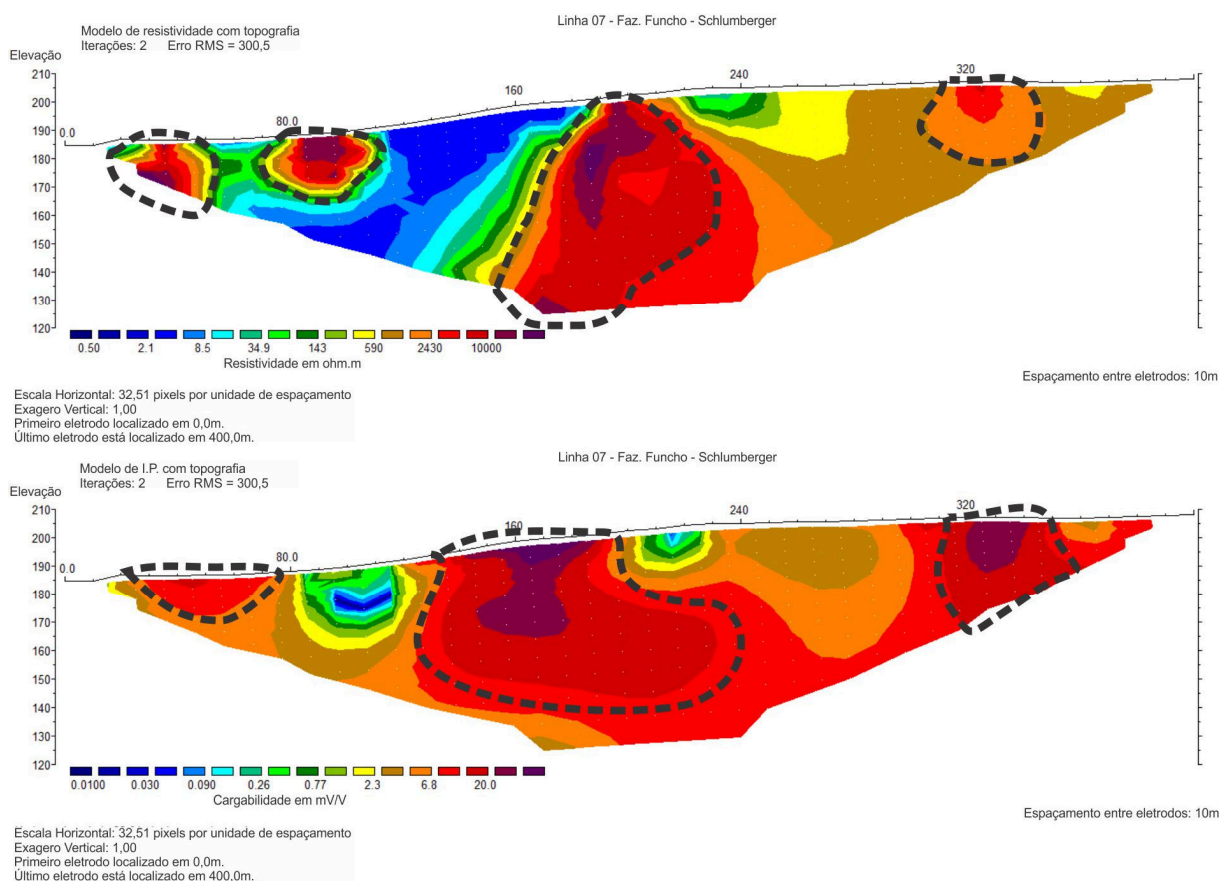


Figura 8.28 - Modelos de inversão para o arranjo Schlumberger, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 07. Fonte: pesquisa do autor.

A Linha 08 (arranjo dipolo-dipolo) apresenta resultados de altos valores de resistividade ( $> 5.000\Omega.m$ ) e cargabilidade ( $10\text{mV/V}$ ) entre as estacas 40 e 140, contudo estes resultados não são confiáveis por conta do efeito de distorção de borda do processamento da pseudo-seção para o modelo de inversão (DENDITH & MUDGE, 2014) (Figura 8.29). Entre as estacas 210 e 240 é observado que os valores de alta cargabilidade e alta resistividade coincidem e, que esta mesma região apresenta um afloramento de um veio de quartzo de grandes dimensões (Figura 8.30).

A presença deste bloco gigante indica que estes veios se estendem em profundidade e os valores de alta resistividade são análogos.

As anomalias de alta resistividade ( $> 5.000\Omega.m$ ) entre as estacas 220 e 300 e em profundidade maior que 40 metros se referem a veios de quartzo (ou um conjunto de veios), enquanto as resistividades menores que  $500\Omega.m$  representam alterações da rocha ou mesmo regiões saturadas em água do serpentinito.

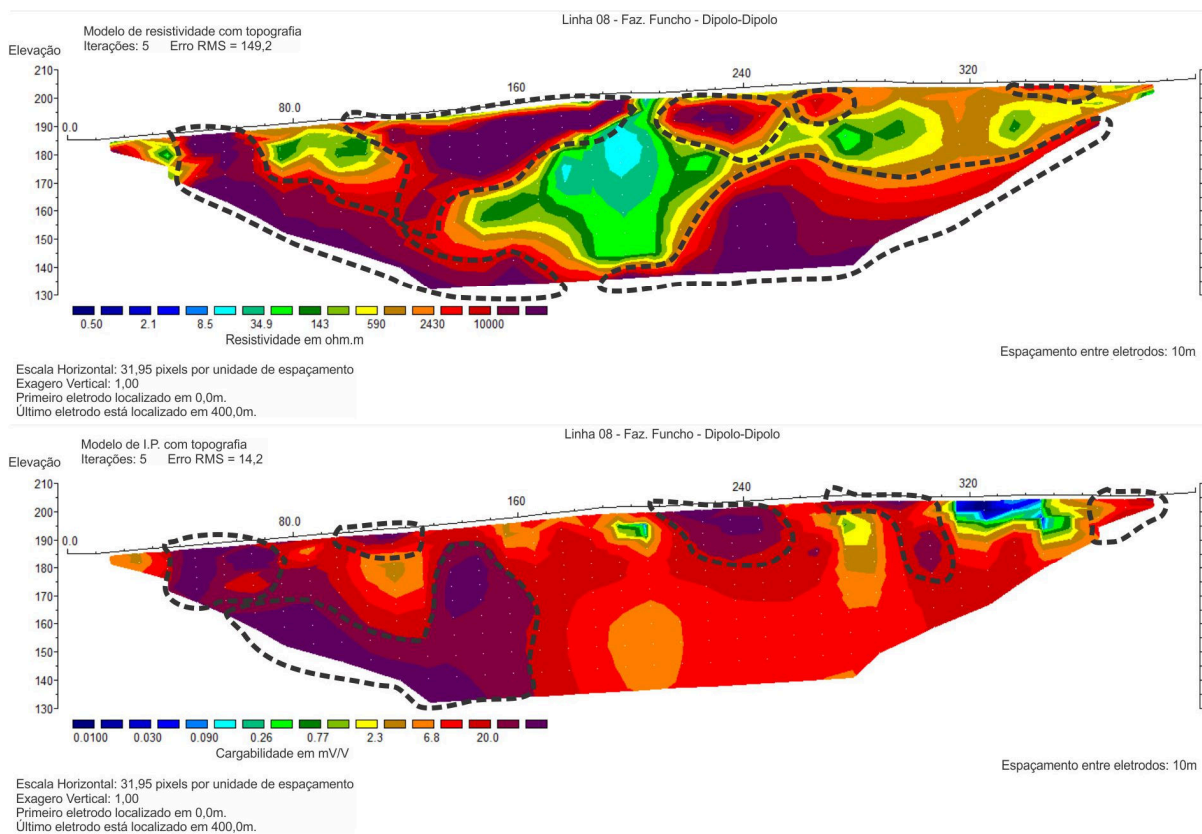


Figura 8.29 - Modelos de inversão para o arranjo dipolo-dipolo, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 08. Fonte: pesquisa do autor.



Figura 8.30 – Bloco de veio de quartzo com dimensões métricas aflorante na área. Este bloco está localizado entre as estacas 230 e 240 da Linha 08. Fonte: fotografia do autor.

Finalmente, a Linha 09 (arranjo dipolo-dipolo), localizada na porção mais a sul do corpo de serpentinito, apresenta, segundo o modelo de inversão para resistividade, valores elevados ( $> 5.000\Omega.m$ ) entre as estacas 80 e 110 e localizados na superfície (Figura 8.31). Em campo foi observado que nesta região ocorrem muitos fragmentos de quartzo leitoso e, portanto, ela apresenta estes valores elevados de resistividade ou por conta destes fragmentos ou mesmo por conta da resistividade de contato com o solo.

Logo abaixo desta região ocorre uma zona de baixa resistividade ( $< 150\Omega.m$ ). Esta região pode ser interpretada como o serpentinito alterado, pois o mesmo foi observado aflorante ao logo desta linha.

O modelo de inversão de cargabilidade para esta linha apresentou uma extensa e profunda região (entre as estacas 130 e 240 e profundidade desde a superfície até 50 metros) com valores superiores a  $10mV/V$ .

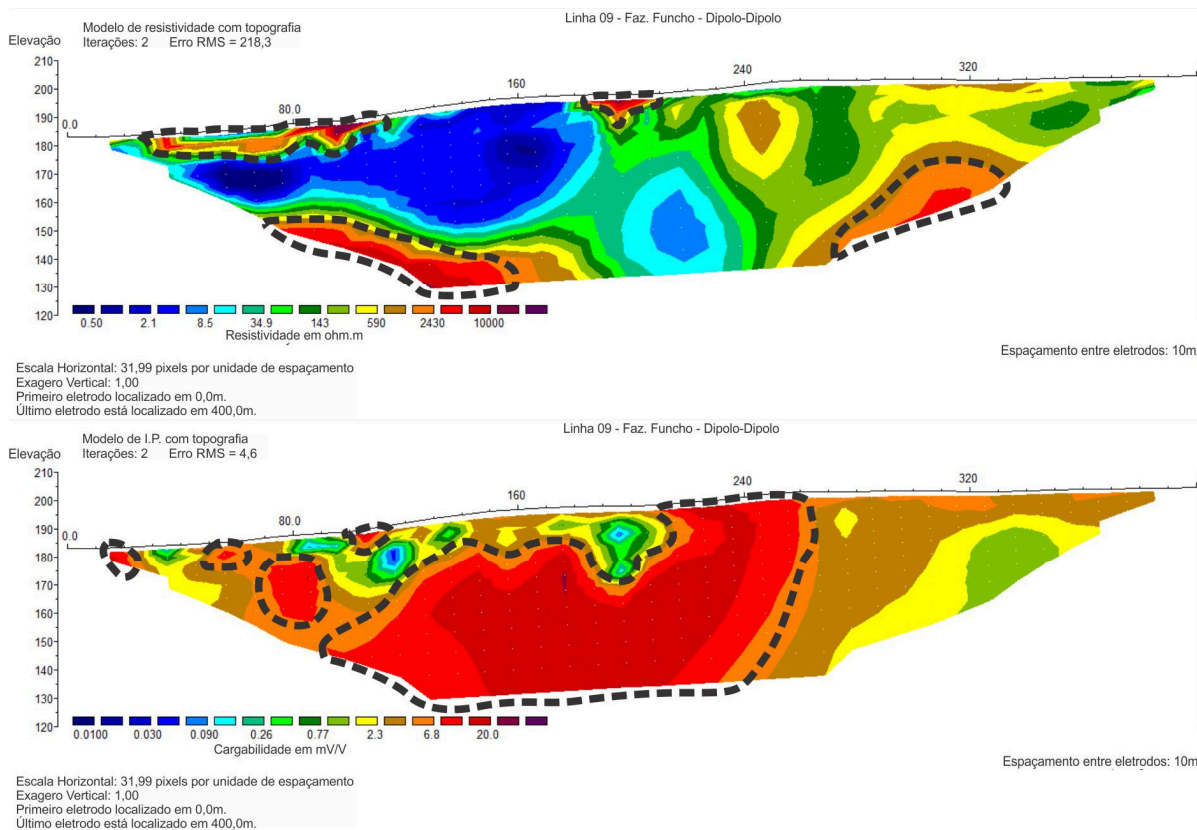


Figura 8.31 Modelos de inversão para o arranjo dipolo-dipolo, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 09. Fonte: pesquisa do autor.

Os modelos de inversão das Linhas 08 e 09, para o arranjo Schlumberger, não apresentam uma relação clara entre os valores de alta cargabilidade e resistividade (Figura 8.32 e Figura 8.33). A interpretação destes modelos passa pelo mesmo raciocínio anterior de que este arranjo representa a foliação do serpentinito e ignora estruturas como veios e fraturas.

Portanto, o arranjo Schlumberger nestes casos, não foi adequado para utilização na pesquisa mineral para minérios metálicos para a região deste estudo e nestas condições geológicas.

Os altos valores de RMS, principalmente para o arranjo dipolo-dipolo são justificados pelos altos valores de resistividade e de cargabilidade.

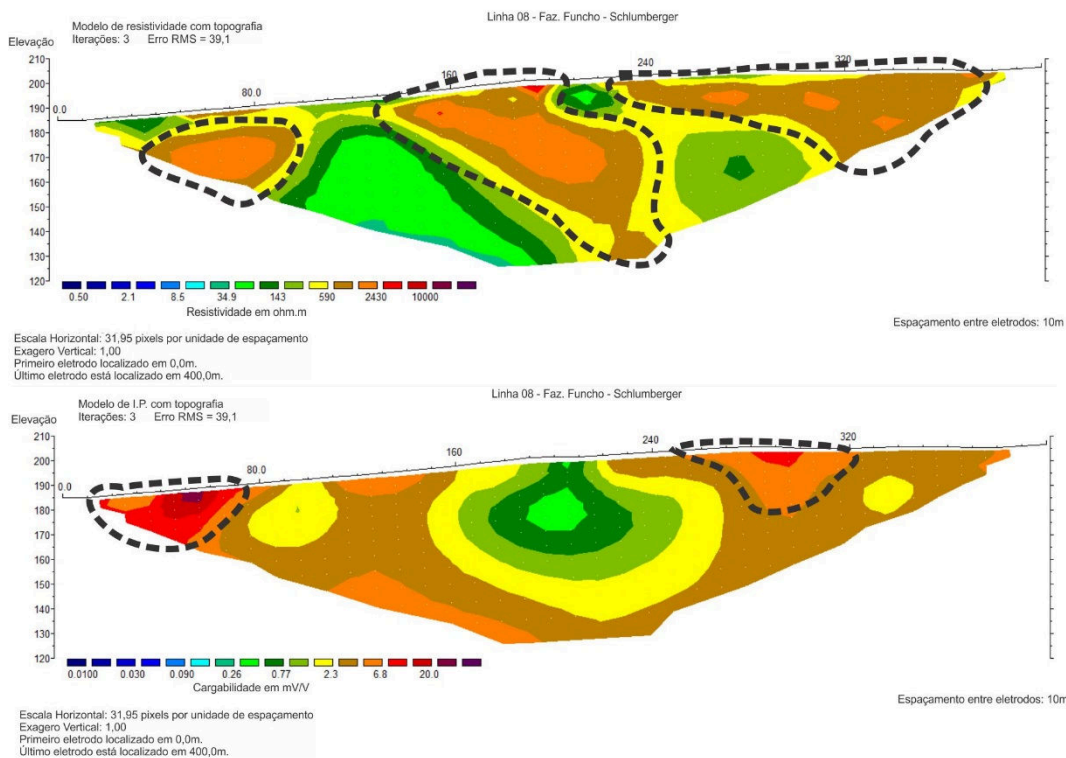


Figura 8.32 - Modelos de inversão para o arranjo Schlumberger, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 08. Fonte: pesquisa do autor.

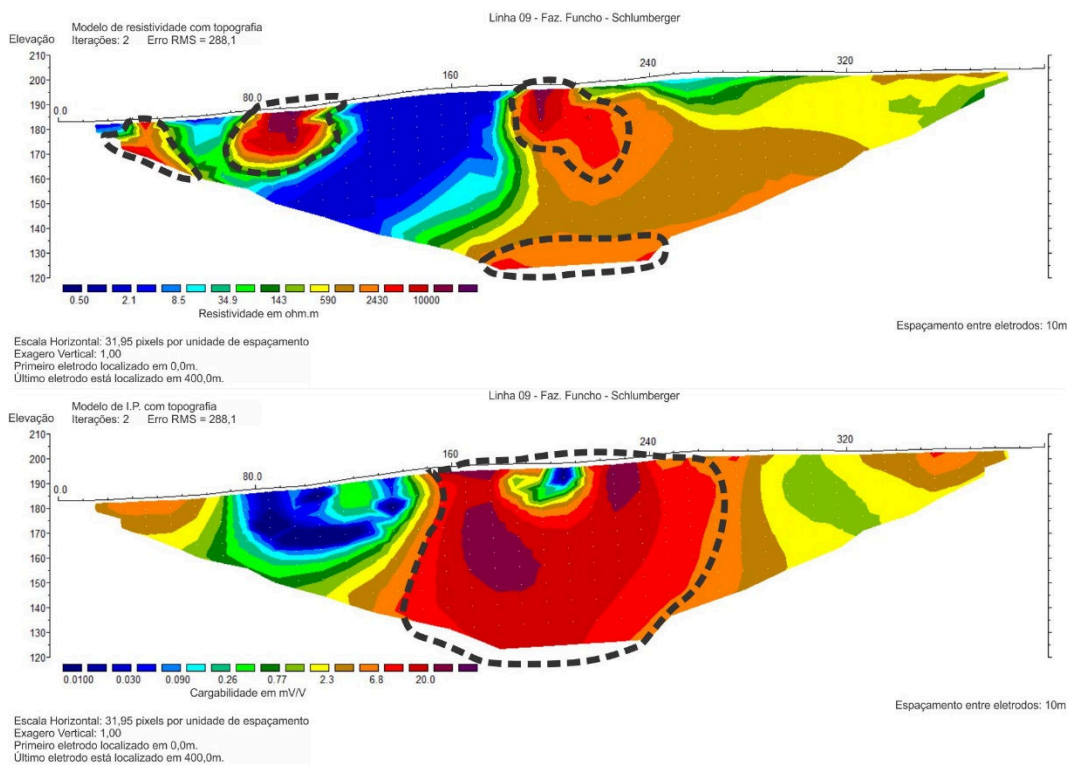


Figura 8.33 - Modelos de inversão para o arranjo Schlumberger, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 09. Fonte: pesquisa do autor.



### 8.2.3 Geofísica do Gabro Santa Catarina

Os modelos de inversão de resistividade elétrica e cargabilidade mostram que a distribuição espacial dos parâmetros para os níveis explorados não são uniformes. Os modelos de inversão para resistividade e cargabilidade possuem ampla variação em termos de profundidade e lateralidade e não é reconhecida uma tendência geral para esta área de estudo.

A análise dos modelos de inversão de resistividade permite discriminar áreas de baixa resistividade ( $> 35\Omega.m$ ), possivelmente associadas a percolação de água em caminhos preferenciais de fluxo. Em campo, os principais afloramentos do gabro estão localizados em leitos de drenagens e estes apresentam muitas fraturas, que podem configurar zonas preferenciais de percolação de águas meteóricas, com hidratação e anfibólios e piroxênios, o que resulta na e geração de argilominerais. Este processo estabelece zonas de alteração saturadas em água e justifica a característica de baixa resistividade observada nos modelos de inversão.

Zonas mineralizadas não são acidentes geológicos aleatórios e desprovidos de conexão com os processos geológicos formadores da crosta terrestre. As ocorrências de ouro do gabro Santa Catarina foram alojadas em diferentes porções e profundidades daquele corpo por um evento pós-magmático específico que produziu calor em uma quantidade suficiente para fazer com que as soluções mineralizadas fluíssem até a rocha hospedeira, que é o gabro (KOPPE, 1990; SKINNER, 1997; REMUS *et al.*, 2000).

Os modelos de inversão de resistividade apresentam também zonas de altos valores ( $> 5.000\Omega.m$ ), tanto em posições profundas quanto aflorantes. Em campo foram observados blocos de gabro aflorantes, o que justifica a alta resistividade e, portanto, as regiões de alta resistividade localizadas em profundidade devem, então, serem análogas e representar o maciço rochoso (que provavelmente esteja com algum grau de silicificação e comportar alguns veios de quartzo tardios).

Analogamente ao caso da Fazenda do Funcho, as áreas mais extensas de resistividade representam um conjunto de veios de quartzo ou uma região onde o gabro esteja silicificado. O algoritmo de inversão não discrimina os veios quando estes estão muito próximos o consideram, portanto, como uma única anomalia de grandes dimensões.

A escala de valores para a cargabilidade varia de 0,01 a 20mV/V, onde as cores frias representam baixos valores cargabilidade e as cores quentes valores elevados. Os modelos de inversão para cargabilidade para o Gabro Santa Catarina mostram gradientes que representam possíveis regiões mineralizadas, com alta cargabilidade dispostas por praticamente toda extensão das seções, com gradientes superiores a 10 mV/V.

Os trabalhos de Rodrigues *et al.*, (1982) e D'Ávila *et al.*, (1985) sugerem a ausência de ouro primário na composição química original do Gabro Santa Catarina por meio de petrografia, portanto, as anomalias podem ser atribuídas a forte polarização de estruturas e podem ser interpretadas como altas concentrações de minerais metálicos distribuídos provavelmente em veios de quartzo ou em fraturas. Trabalhos de prospecção geoquímica nos sedimentos de corrente nas drenagens que cortam o gabro registraram a presença de 48 pintas de ouro no local, que é um alto valor e indica que este mineral está hospedado naquela rocha (CPRM, 1995).

Assim como no serpentinito da Fazenda do Funcho, as mineralizações foram alojadas no gabro por meio eventos tectônicos diversos, e a diferença de cargabilidade entre estas e a rocha hospedeira foram detectadas nos modelos de inversão. Os dados de IP do trabalho de Moreira *et al.* (2014) indicaram valores semelhantes para este panorama e serviram de base para correlação nesta tese.

Os modelos de inversão gerados para a Linha 01 evidenciam duas áreas de valores elevados de resistividade (Figura 8.34). A primeira, de pequenas dimensões está localizada entre as estacas 150 e 200 cuja profundidade que se estende desde a superfície até 30m. A segunda região de alta resistividade está situada entre as estacas 200 e 300 em profundidades de 20 à 80m. A região de alta resistividade localizada na estaca 320 foi desconsiderada, pois se trata de um efeito de borda do modelo de inversão. Os valores de alta resistividade representam regiões com presença de veios quartzo que preenchem fraturas, ou mesmo zonas mais silicificadas do gabro.

A seguir, a descrição dos modelos de inversão é concentrada nas principais regiões em que há coincidência de valores de alta resistividade e alta cargabilidade, onde é esperada a ocorrência mineralização.

Para o modelo de inversão de cargabilidade da Linha 01 (arranjo dipolo-dipolo) foram identificadas três regiões com valores elevados (> 10mV/V). Duas regiões mais

rasas estão situadas entre as estacas 130 e 240, com no máximo 50m de profundidade. A terceira região, mais profunda (entre 60 e 80 metros de profundidade), localizadas entre as estacas 180 a 230. As duas regiões mais próximas a superfície apresentam um comportamento estruturado, e são interpretadas como fraturas ou veios com associação de mineralização sulfetada.

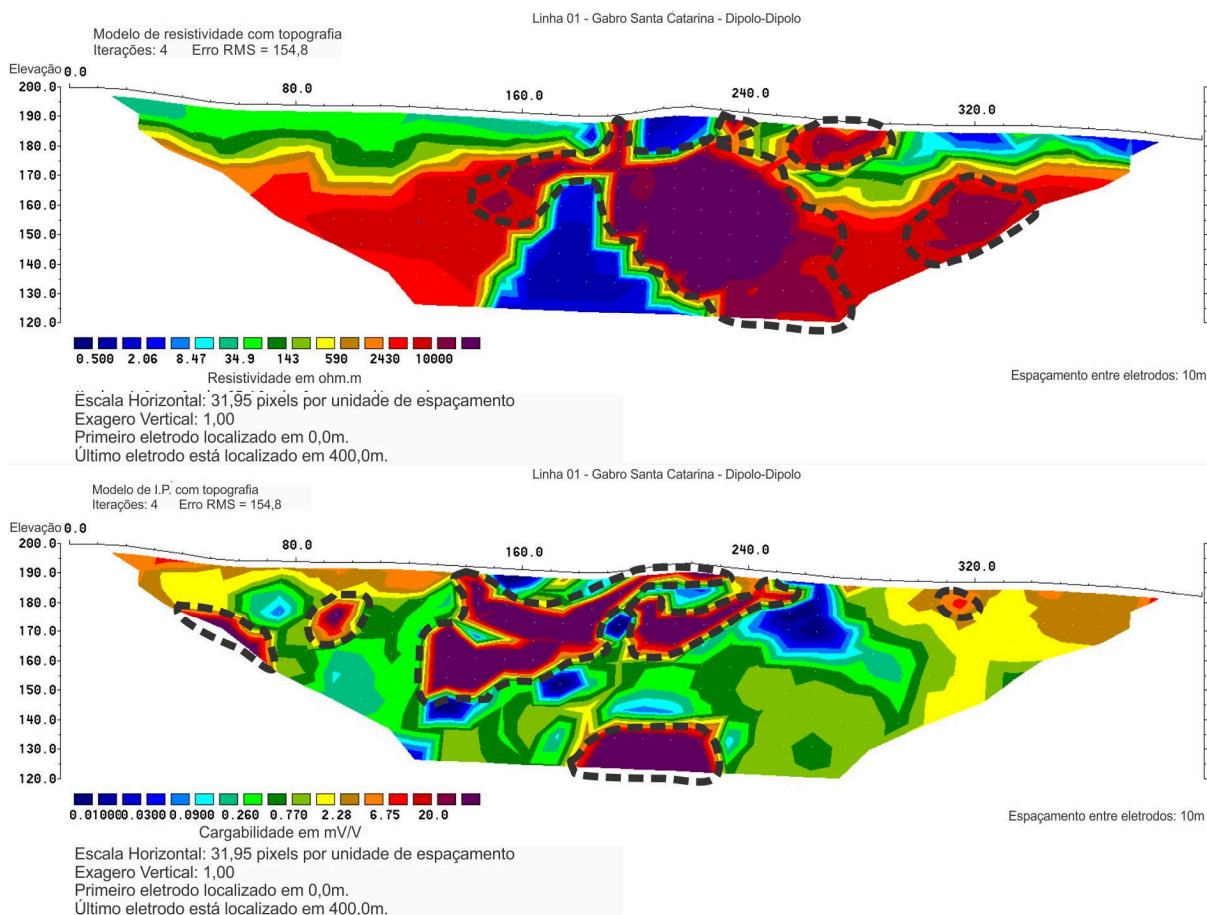


Figura 8.34 - Modelos de inversão para o arranjo dipolo-dipolo, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 01. Fonte: pesquisa do autor.

Para a Linha 02 (arranjo dipolo-dipolo) são observados, no modelo de inversão para resistividade, valores elevados entre as estacas 160 e 260, em profundidades que variam desde a superfície até 50 metros (Figura 8.35). Esta região de maior resistividade apresenta um comportamento praticamente sub-horizontal e pode ser interpretado como uma porção da rocha inalterada, e os valores de baixa resistividade como perfil de alteração com presença de solo residual ou mesmo saprolito. A região entre as estacas 190 e 200 apresentam valores que condizem fragmentos do gabro, como matacões observados em campo.

O modelo de inversão para a cargabilidade revela, entre as estacas 160 e 260, uma área estruturada de baixo valor ( $< 2\text{mV/V}$ ) e que pode ser interpretada como uma fratura, com provável presença de água. Esta fratura possui atitude que condiz com as medidas estruturais levantadas em campo e é semelhante ao comportamento das zonas de alta cargabilidade vista na Linha 01 (arranjo dipolo-dipolo). Valores de alta cargabilidade são observados em duas regiões. A primeira está entre as estacas 50 e 170 com profundidade que variam entre 20 e 80 metros de profundidade. A segunda região está localizada entre as estacas 240 a 310, com ocorrência próximo a superfície e profundidade que atinge 30 metros. Os valores elevados de cargabilidade, não coincidem com os valores de alta resistividade e a mineralização pode estar alojada na região do saprolito.

A região entre as estacas 160 e 190, apesar da ausência de altos valores de cargabilidade, revela uma atitude parecida com a fratura descrita anteriormente. Portanto, esta região pode conter uma mineralização disposta numa fratura, cuja atitude é semelhante ao que foi levantado em campo.

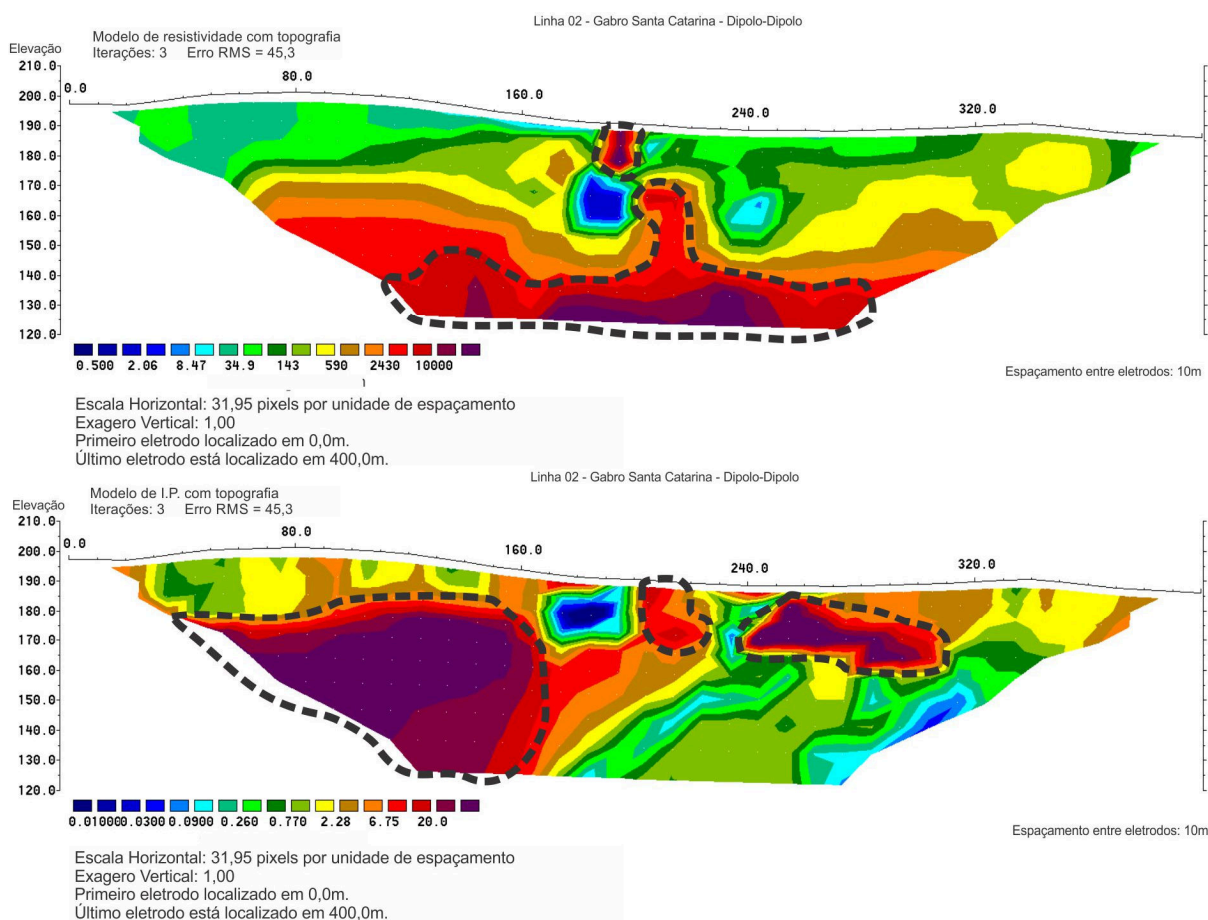


Figura 8.35 - Modelos de inversão para o arranjo dipolo-dipolo, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 02. Fonte: pesquisa do autor.

Na Linha 03 (arranjo dipolo-dipolo), para o modelo de inversão da resistividade são destacados altos valores de resistividade áreas relativamente próximas, localizadas entre as estacas 90 e 200, com profundidades que variam de 20 a 65 metros (Figura 8.36). No modelo de inversão de cargabilidade são destacadas algumas regiões, todas com formato arredondado com altos valores de cargabilidade. Entre as estacas 60 e 120 metros, a região é rasa, com no máximo 20 metros de profundidade. A região mais profunda (20 a 60 metros) apresenta núcleos alinhados diagonalmente entre as estacas 110 a 240.

Ambos modelos de inversão apresentam discrepâncias nos valores de resistividade e cargabilidade. Para a resistividade, as regiões entre as estacas 90 e 200 são referidas como veios de quartzo tardios ou mesmo zonas mais silicificadas. Para a cargabilidade, o alinhamento diagonal de valores de cargabilidade pode representar uma mineralização contida em fraturas.

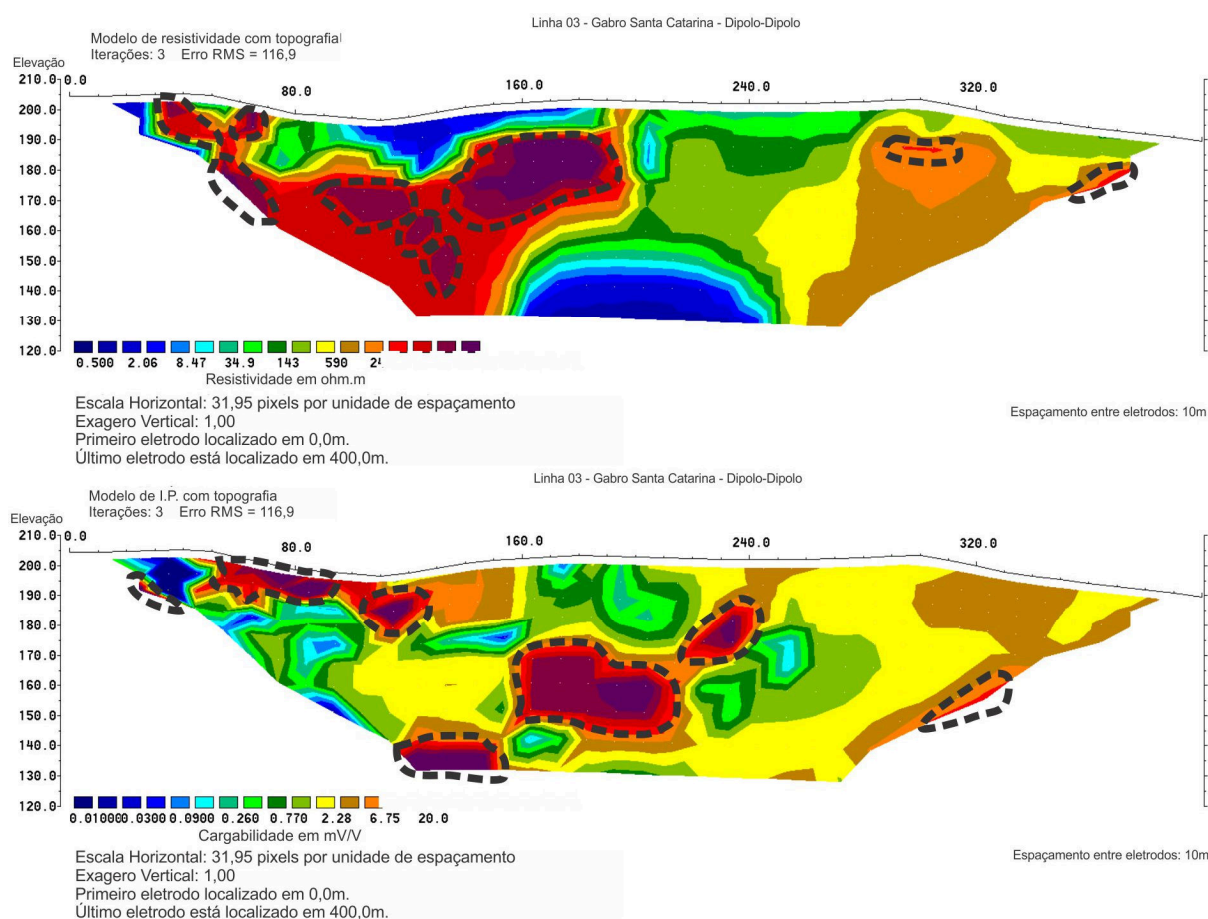


Figura 8.36 - Modelos de inversão para o arranjo dipolo-dipolo, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 03. Fonte: pesquisa do autor.

As linhas 04 e 05 (arranjo dipolo-dipolo) representam apenas um perfil comum de alteração do gabro, com presença de solo em áreas próximas a superfície

representados por valores de baixas resistividades e os valores médios de resistividade podem representar o saprolito do gabro (Figuras 8.37 e 8.38). Os valores de cargabilidade não indicam a presença de mineralização.

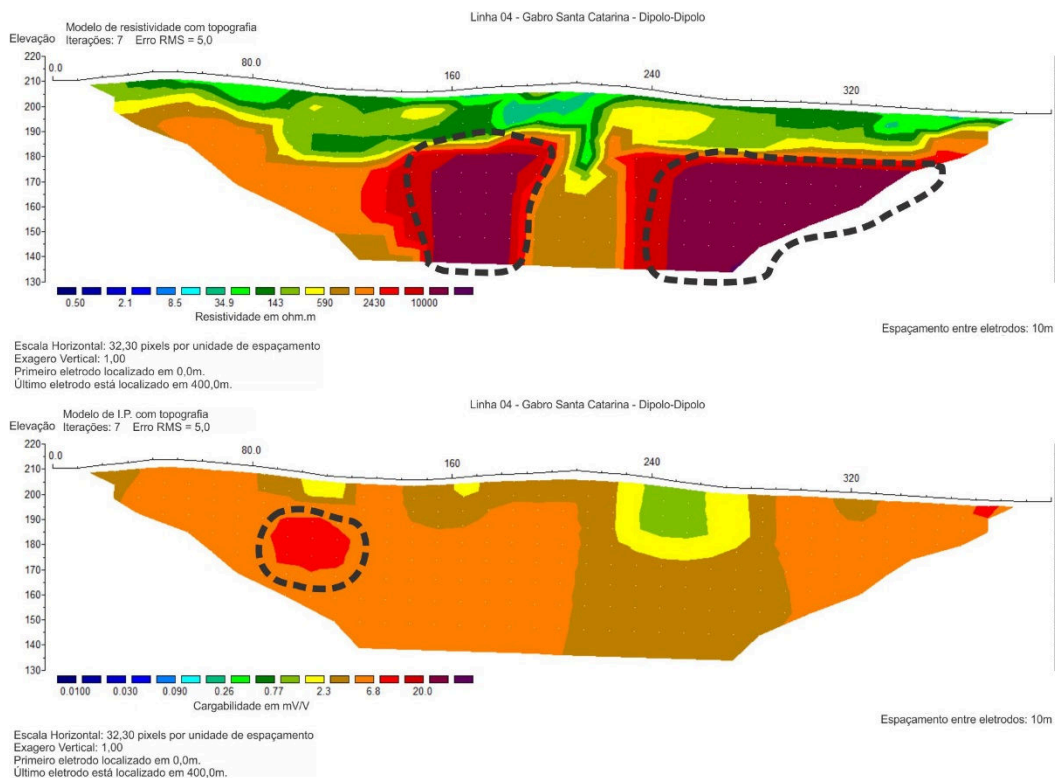


Figura 8.37 - Modelos de inversão para o arranjo dipolo-dipolo, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 04. Fonte: pesquisa do autor.

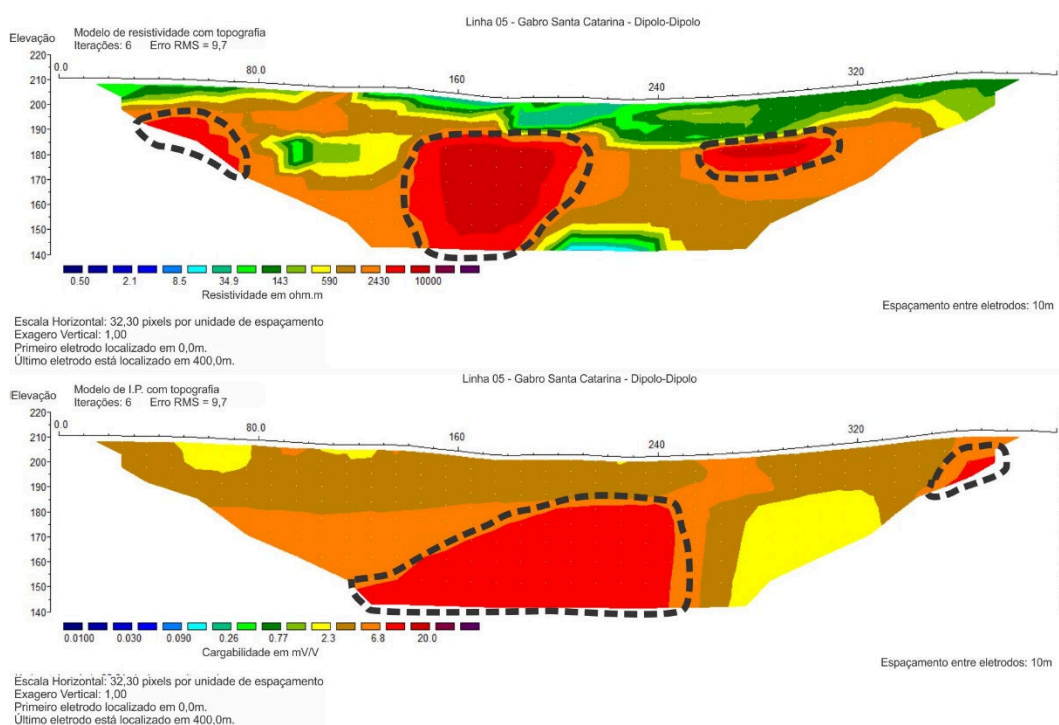


Figura 8.38 - Modelos de inversão para o arranjo dipolo-dipolo, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 05. Fonte: pesquisa do autor.

A região do Gabro Santa Catarina quando comparada à Fazenda do Funcho apresenta um contexto geológico e estrutural menos complexo. A área em questão, por se tratar de um plúton, as relações de contato são mais simples com a respectiva rocha encaixante. As drenagens presentes no gabro lixiviam o material rochoso e revelam altos teores de ouro que foram identificados em trabalhos de prospecção geoquímica por sedimentos de corrente (CPRM, 1995).

Ademais, a interpretação dos modelos de inversão para o arranjo Schlumberger no gabro passa pela premissa que este identifica com mais acurácia estruturas horizontalizadas. O perfil de alteração do gabro pode ser interpretado como este tipo de estrutura, começando com solo residual próximo a superfície, saprolito em profundidades intermediárias e rocha sã em profundidade.

Para a Linha 01 (arranjo Schlumberger), o modelo de inversão para resistividade retorna um valor acima de 5.000  $\Omega$ .m, para o centro da seção, que pode ser considerado como o gabro inalterado (Figura 8.39). O modelo de inversão para cargabilidade não identifica nenhuma estrutura que possa conter a mineralização.

As Linhas 02 e 03 (arranjo Schlumberger) apresentam modelos de inversão para resistividade cujos valores superam 5.000 $\Omega$ .m no centro da seção (Figura 8.40 e Figura 8.41). Novamente, a morfologia destes valores parece representar o gabro propriamente dito, cujos valores de resistividade tendem a ficar mais elevados da borda para centro, o que representa um perfil de alteração normal para a rocha.

Para as Linhas 04 e 05 (arranjo Schlumberger), os modelos de inversão adquiridos para o arranjo Schlumberger assumem valores similares ao que foi interpretado acima (Figura 8.42 e Figura 8.43). Representam apenas um perfil comum de alteração do Gabro Santa Catarina, com presença de solo em áreas próximas a superfície representados por valores de baixas resistividades. Os valores médios de resistividade podem representar o saprolito do gabro.

Os valores de cargabilidade (até 10mV/V) não atingem valores correlatos aos modelos de inversão anteriores (> 10 mV/V) e, portanto, estas regiões devem ser estéreis.

Assim como na Fazenda do Funcho, o arranjo Schlumberger não retornou resultados favoráveis à identificação de mineralização com a segurança necessária para a seleção de alvos e decisão para estabelecimento da campanha de sondagem.

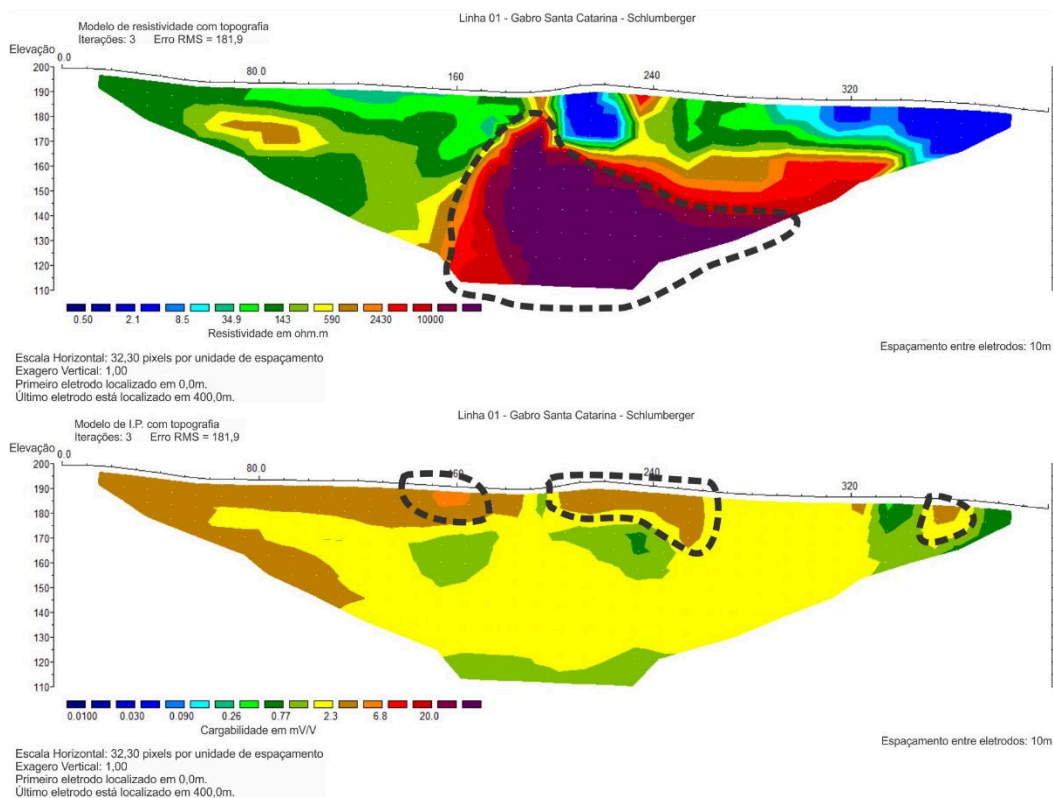


Figura 8.39 - Modelos de inversão para o arranjo Schlumberger, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 01. Fonte: pesquisa do autor.

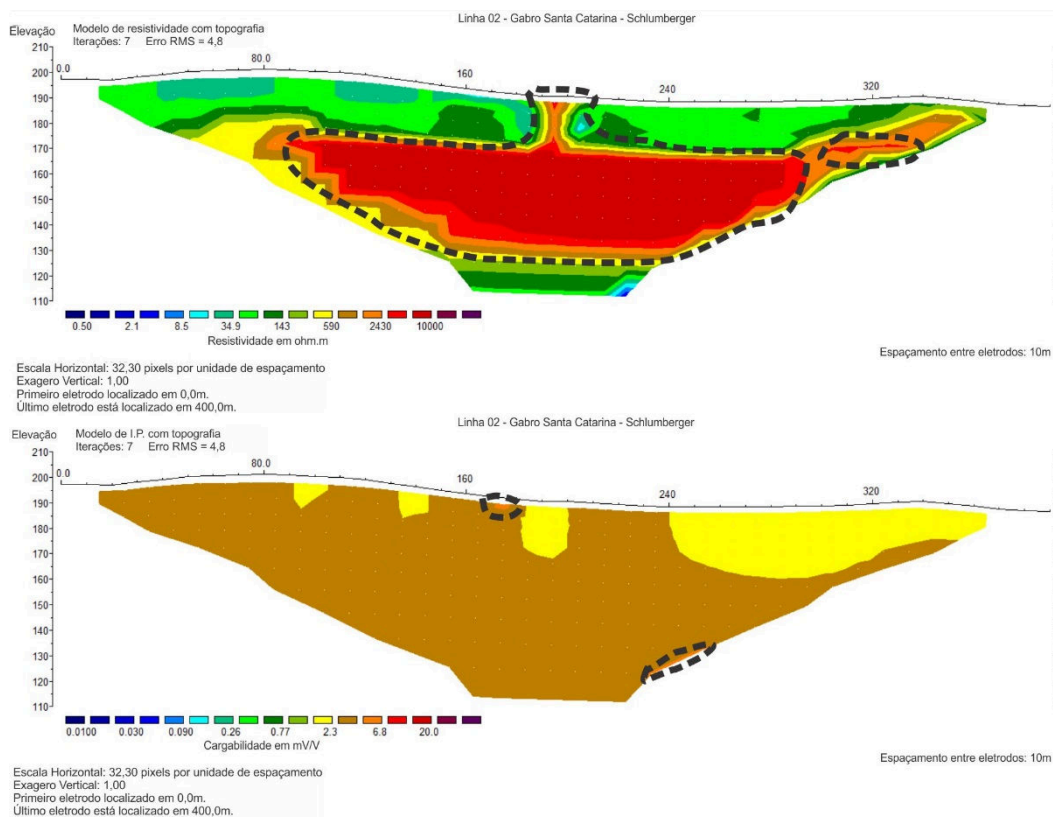


Figura 8.40 - Modelos de inversão para o arranjo Schlumberger, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 02. Fonte: pesquisa do autor.



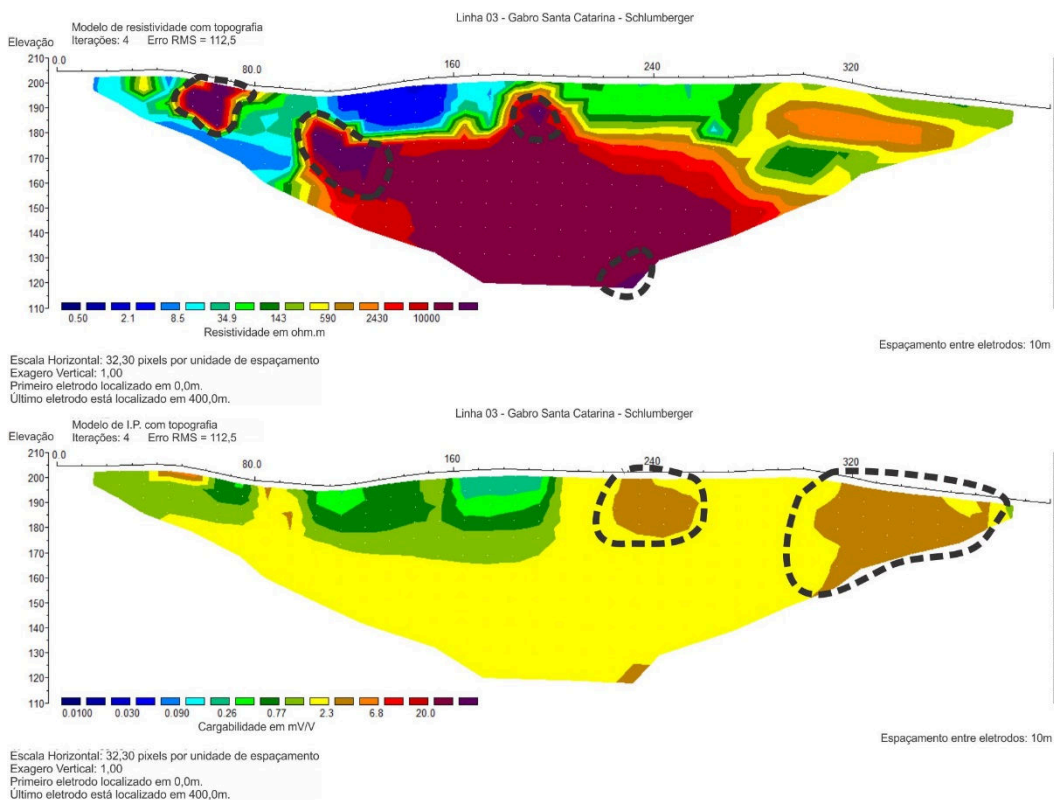


Figura 8.41 – Modelos de inversão para o arranjo Schlumberger, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 03. Fonte: pesquisa do autor.

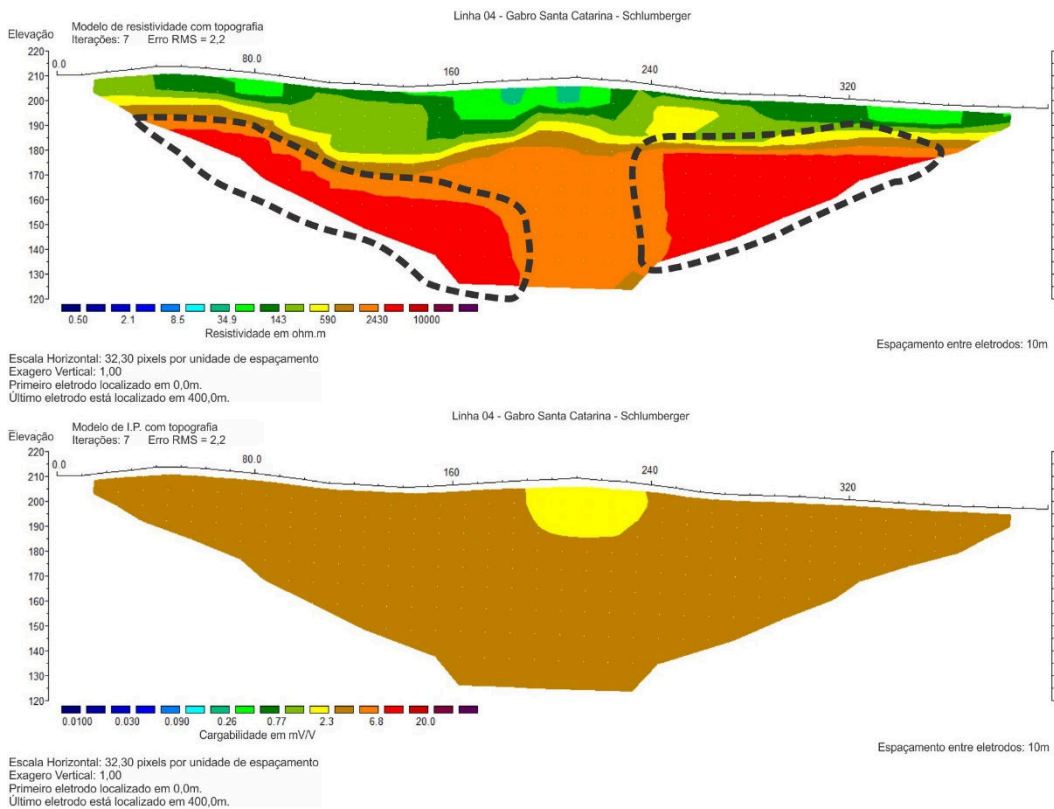


Figura 8.42 - Modelos de inversão para o arranjo Schlumberger, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 04. Fonte: pesquisa do autor.

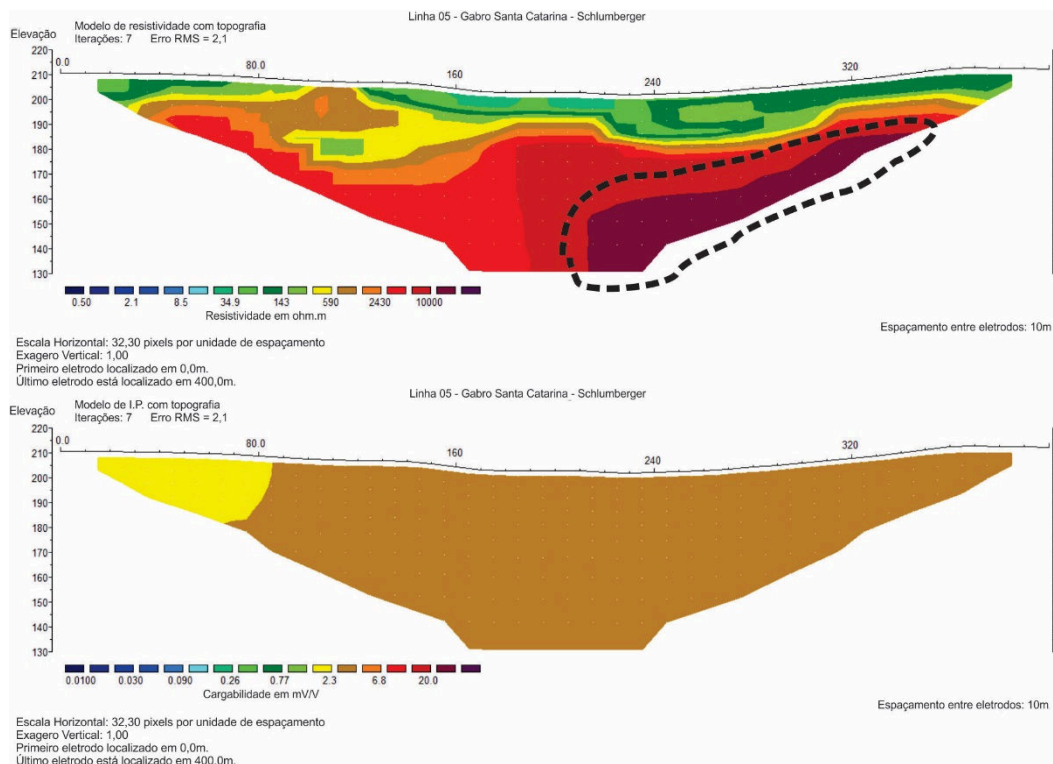


Figura 8.43 - Modelos de inversão para o arranjo Schlumberger, para resistividade (acima) e cargabilidade (abaixo) para a Linha 05. Fonte: pesquisa do autor.

### 8.3 Modelos de visualização em 3D

Os modelos 2D permitem a identificação, análise e interpretação de zonas mineralizadas, porém este método contém limitações para reconhecimento da arquitetura e distribuição espacial de estruturas e depósitos, que são supridas por modelos de visualização 3D (HOLLIDAY & COOK, 2007; SALMIRINNE & TURUNEN, 2007; DAHLIN *et al.*, 2010).

As estruturas geológicas e distribuição espacial das respectivas propriedades petrofísicas em subsuperfície são inerentemente tridimensionais na natureza (AIZEBEOKHAI *et al.*, 2010). Os efeitos tridimensionais das estruturas em subsuperfície são mais pronunciados em investigações onde a geologia é altamente heterogênea e sutil. A tomografia de resistividade geolétrica bidimensional (2D), na qual se supõe que a subsuperfície varia verticalmente para baixo e lateralmente ao longo do perfil, mas constante na direção perpendicular, tem sido usada para investigar áreas com geologia moderadamente complexa, como é o caso em questão (GRIFFITHS & BAKER, 1993; DAHLIN & LOKE, 1997; OLAYINKA & YARAMANCI,

1999; AMIDU & OLAYINKA, 2006; AIZEBEOKHAI *et al.*, 2010; DENTITH & MUDGE 2014).

As características da subsuperfície são intrinsecamente tridimensionais e, portanto, a suposição de um modelo bidimensional pode não considerar a superfície ou mesmo uma arquitetura de um depósito em um ambiente geológico heterogêneo de maneira adequada e que represente a realidade de um depósito mineral, como os casos de estudo.

Essa desconsideração muitas vezes leva a uma anomalia de resistividade fora do plano nos modelos inversos 2D, o que pode levar a uma interpretação equivocada de características de depósitos minerais (BENTLEY & GHARIBI, 2004; GHARIBI & BENTLEY, 2005). Assim, a interpolação lateral de seções 2D em modelos de visualização 3D permite a identificação da variação da resistividade e da cargabilidade em todas as direções possíveis e deve fornecer modelos mais precisos e confiáveis da subsuperfície, especialmente em casos altamente heterogêneos e com geologia estrutural complexa (AIZEBEOKHAI *et al.*, 2011).

Algumas técnicas para a realização de levantamentos 3D de resistividade elétrica são apresentadas por Loke & Baker (1996). Nesta tese foi utilizada a interpolação lateral dos modelos de inversão 2D em modelos pseudo-3D. O posicionamento paralelo das linhas de tomografia permitiu a geração de mapas com extrapolação dos parâmetros em profundidade e lateralmente, na tentativa de subsidiar a análise de continuidade de corpos estruturalmente controlados.

Com auxílio do *software* Oasis Montaj, da plataforma Geosoft, os modelos de inversão foram interpolados em planos horizontais em 2D, tanto para resistividade como para cargabilidade, com níveis distados em 10 metros de profundidade entre cada um.

As Figuras 8.44, 8.45, 8.46 e 8.47 apresentam os principais níveis para os arranjos Dipolo-dipolo e Schlumberger, respectivamente, para a área da Fazenda do Funcho e do Gabro Santa Catarina. As figuras com o todos os níveis interpolados, para as duas áreas de estudo estão contidas nos Apêndices I e II.

## FAZENDA DO FUNCHO (DIPOLO-DIPOLO)

## RESISTIVIDADE

## CARGABILIDADE

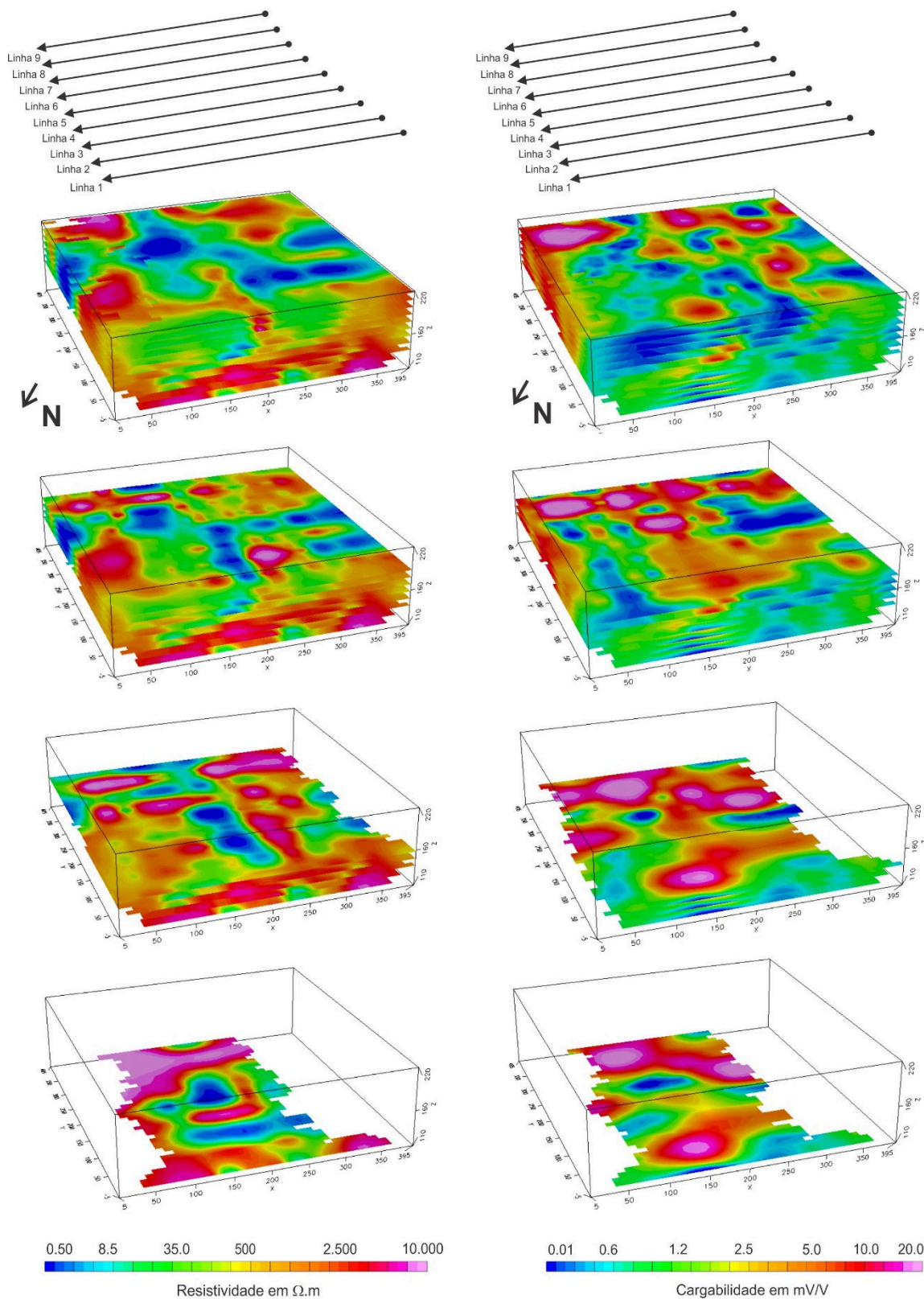


Figura 8.44 – Integração dos modelos de inversão em quatro níveis distintos para o arranjo dipolo-dipolo na área da Fazenda do Funcho. Fonte: pesquisa do autor.

## FAZENDA DO FUNCHO (SCHLUMBERGER)

## RESISTIVIDADE

## CARGABILIDADE

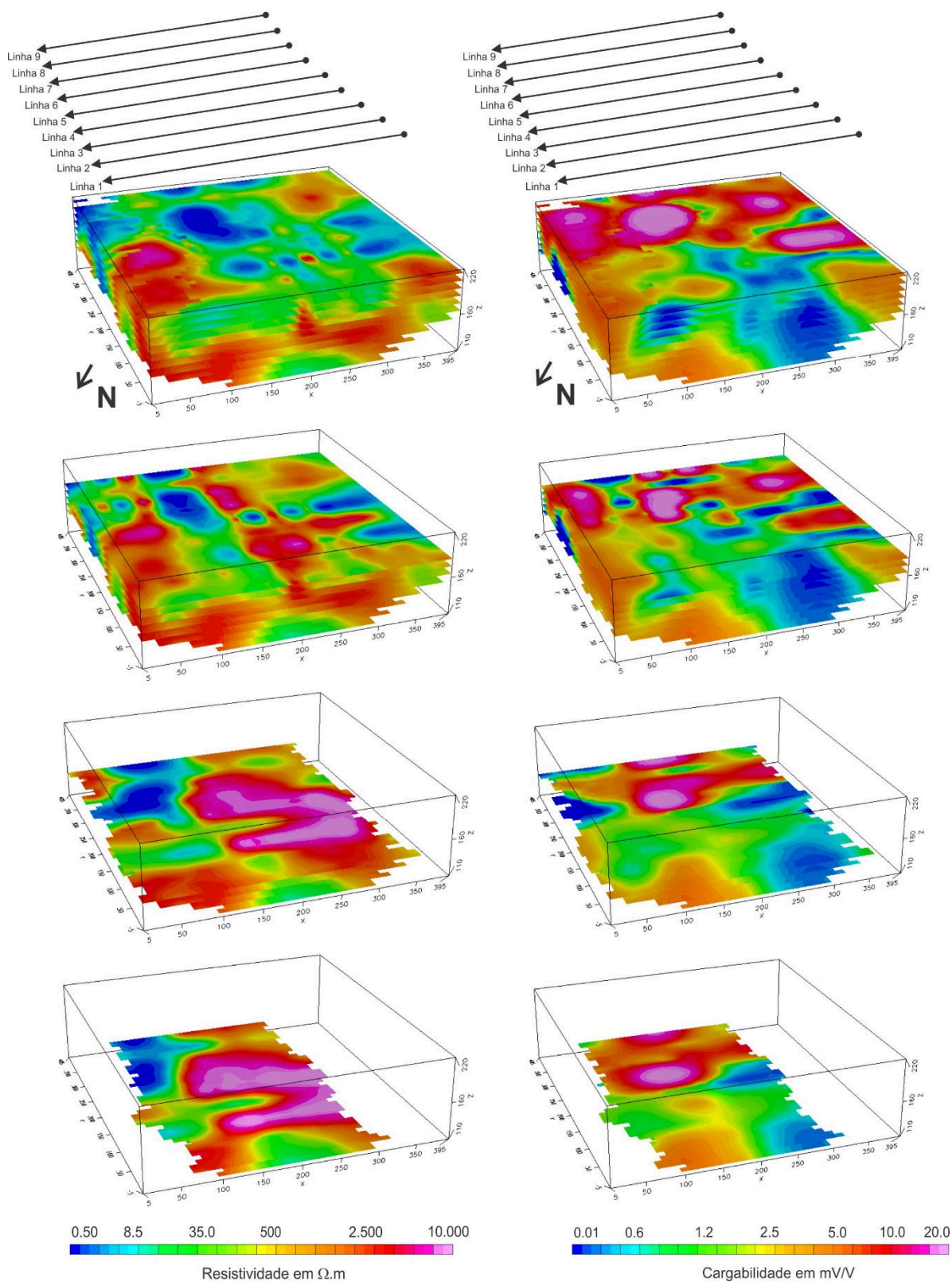


Figura 8.45 - Integração dos modelos de inversão em quatro níveis distintos para o arranjo Schlumberger na área da Fazenda do Funcho. Fonte: pesquisa do autor.

## GABRO SANTA CATARINA (DIPOLO-DIPOLO)

## RESISTIVIDADE

## CARGABILIDADE

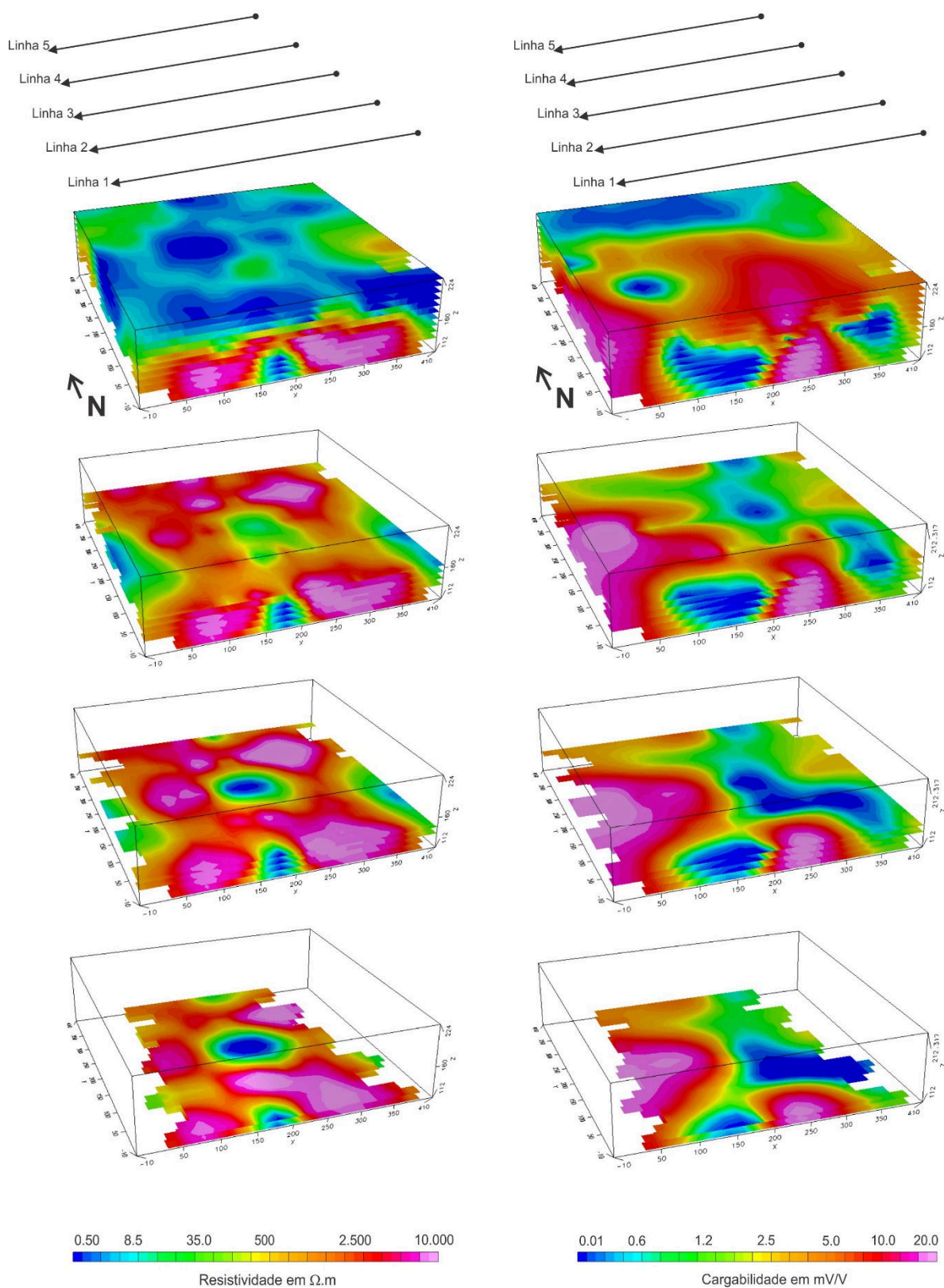


Figura 8.46 - Integração dos modelos de inversão em quatro níveis distintos para o arranjo dipolo-dipolo na área do Gabro Santa Catarina. Fonte: pesquisa do autor.

## GABRO SANTA CATARINA (SCHLUMBERGER)

## RESISTIVIDADE

## CARGABILIDADE

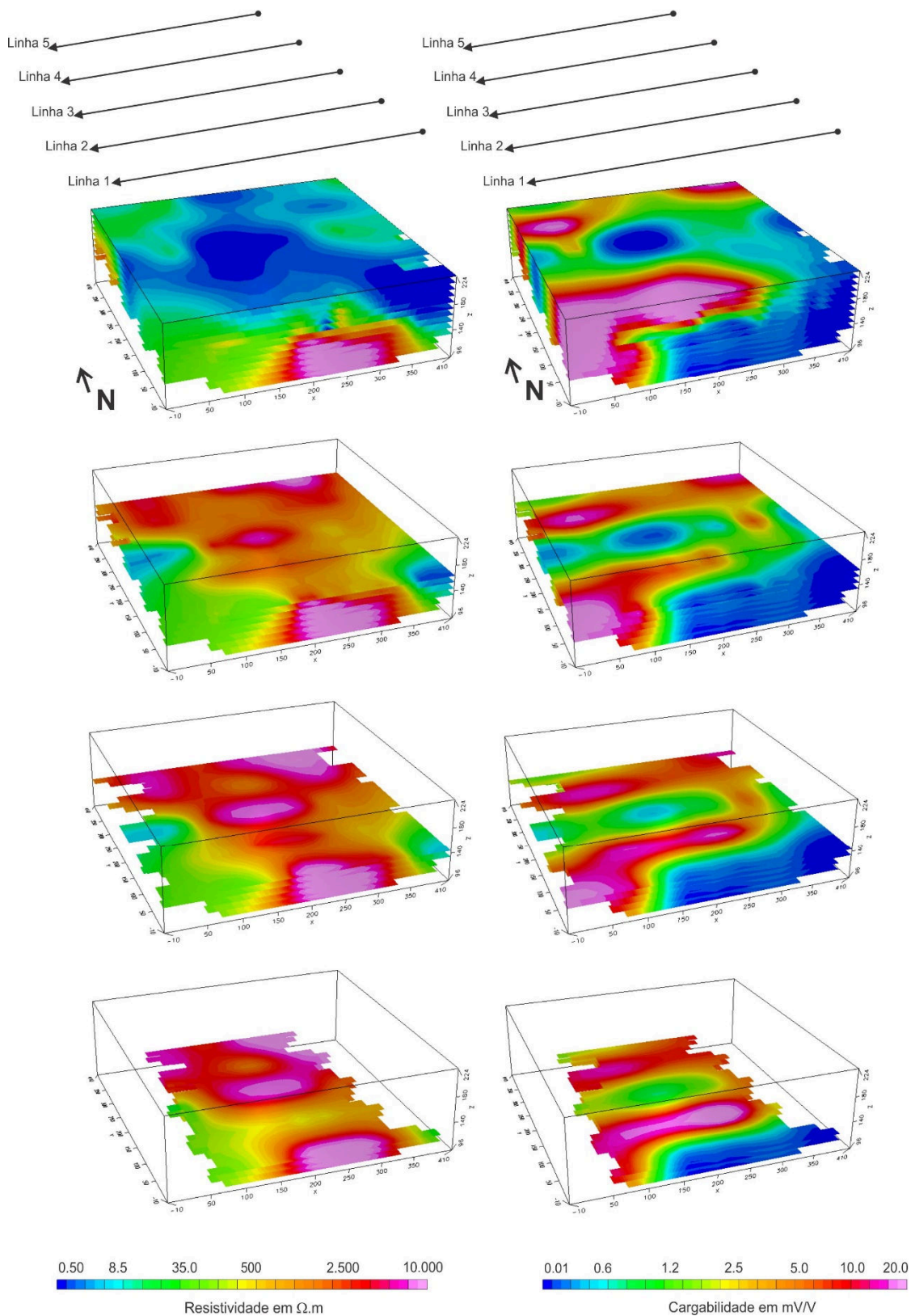


Figura 8.47 - Integração dos modelos de inversão em quatro níveis distintos para o arranjo Schlumberger na área do Gabro Santa Catarina. Fonte: pesquisa do autor.

A análise de dimensão e formato das zonas potencialmente mineralizadas, os modelos de inversão 2D foram reunidos em modelos de visualização 3D, em associação com os dados estruturais levantados em campo. A partir dos blocos com superfícies de resistividades interpoladas, superfícies de isovalores foram modeladas para cada bloco, representativo do arranjo de aquisição, que podem revelar estruturas e a possível arquitetura da mineralização (Figuras 8.48 e 8.49).

Para a Fazenda do Funcho, as zonas de alta resistividade ( $> 2.500 \Omega.m$ ) são interpretadas como uma rede de veios de quartzo (*stockworks*), onde possivelmente haja mineralização em sulfetos, principalmente abaixo da cota 180 metros na porção SW da área. Na porção NE da área, estes veios já não ocorrem em abundância, e o modelo 3D indica que os veios estão em profundidade abaixo da cota de 160 metros.

Diante do grau de sucessivas deformações observada na área da Fazenda do Funcho, não é seguro afirmar que estes veios são concordantes à foliação do serpentinito, uma vez que em afloramentos foi observado que eles nem sempre são concordantes à mesma e frequentemente estão fraturados.

Na área do Gabro Santa Catarina ocorrem zonas de alta resistividade (acima de  $2.500\Omega.m$ ), como possíveis redes de veios de quartzo ou mesmo porções silicificadas do gabro da rocha por Líquidos hidrotermais, onde possivelmente haja mineralização em sulfetos (Figura 8.50). Os resultados para cargabilidade, com destaque para valores acima de  $10mV/V$ , podem ser interpretados como uma mineralização sulfetos, já reconhecidas em geoquímica de sedimentos de corrente no trabalho de CPRM (1995).

Zonas de baixa resistividade podem ser relacionadas a descontinuidades na rocha representadas por fraturas preenchidas com água ou mesmo com argilominerais provenientes do intemperismo do próprio gabro Santa Catarina. Com o cruzamento desta informação da baixa resistividade com as informações de alta cargabilidade, principalmente nas Linhas 1, 2 e 3, pode indicar que a mineralização em ouro está alojada nestes locais.

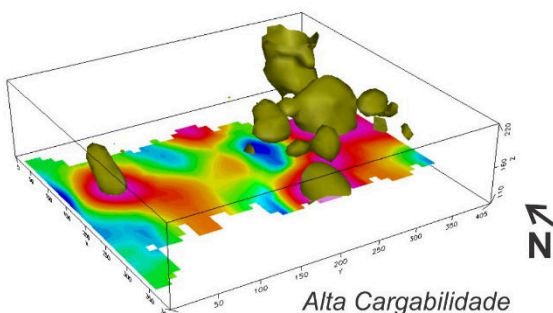
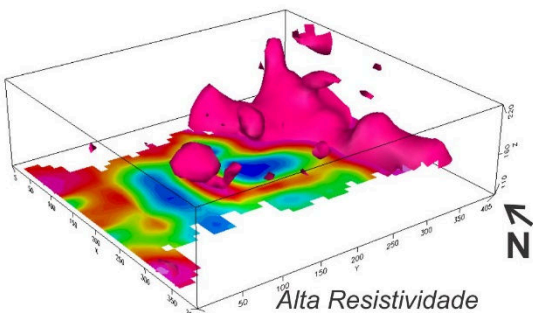
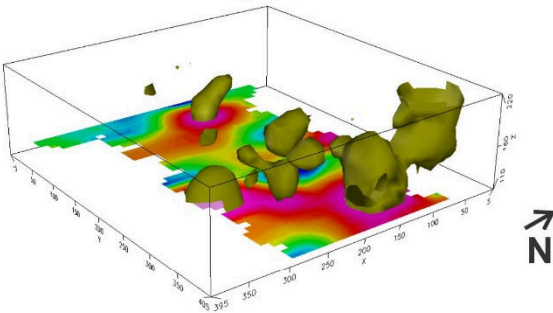
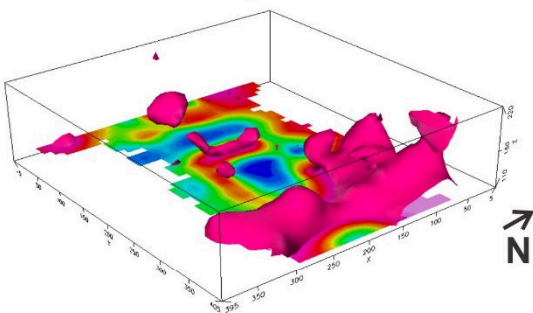
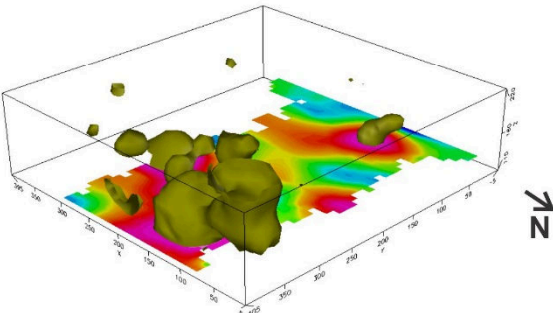
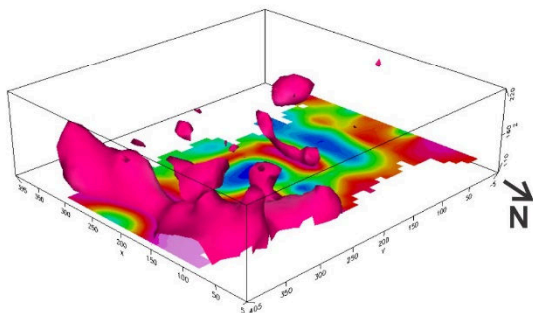
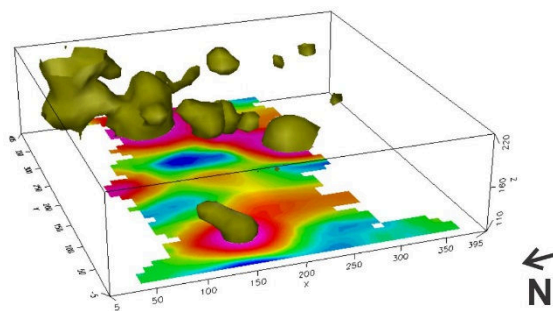
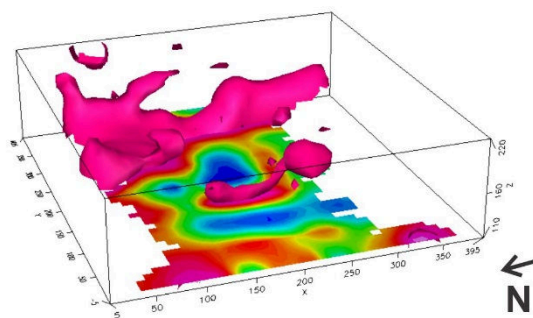
A Figura 8.51 mostra a visualização 3D para o arranjo Schlumberger. Como dito anteriormente, esta figura visa apenas para apreciação e comparação, uma vez que este arranjo não foi adequado ao tipo de mineralização e ambiente geológico



## FAZENDA DO FUNCHO (DIPOLO-DIPOLO)

RESISTIVIDADE

CARGABILIDADE



Alta Resistividade  
( $> 2.500 \Omega.m$ )

Alta Cargabilidade  
( $> 10 mV/V$ )



Figura 8.48 – Modelos de visualização em 3D, com 4 posicionamentos distintos, com delimitação de isosuperfícies. Foram isolados valores de resistividade  $> 2.500 \Omega.m$ , e valores de cargabilidade maiores que  $10 mV/V$ . Fonte: pesquisa do autor.

## FAZENDA DO FUNCHO (SCHLUMBERGER)

RESISTIVIDADE

CARGABILIDADE

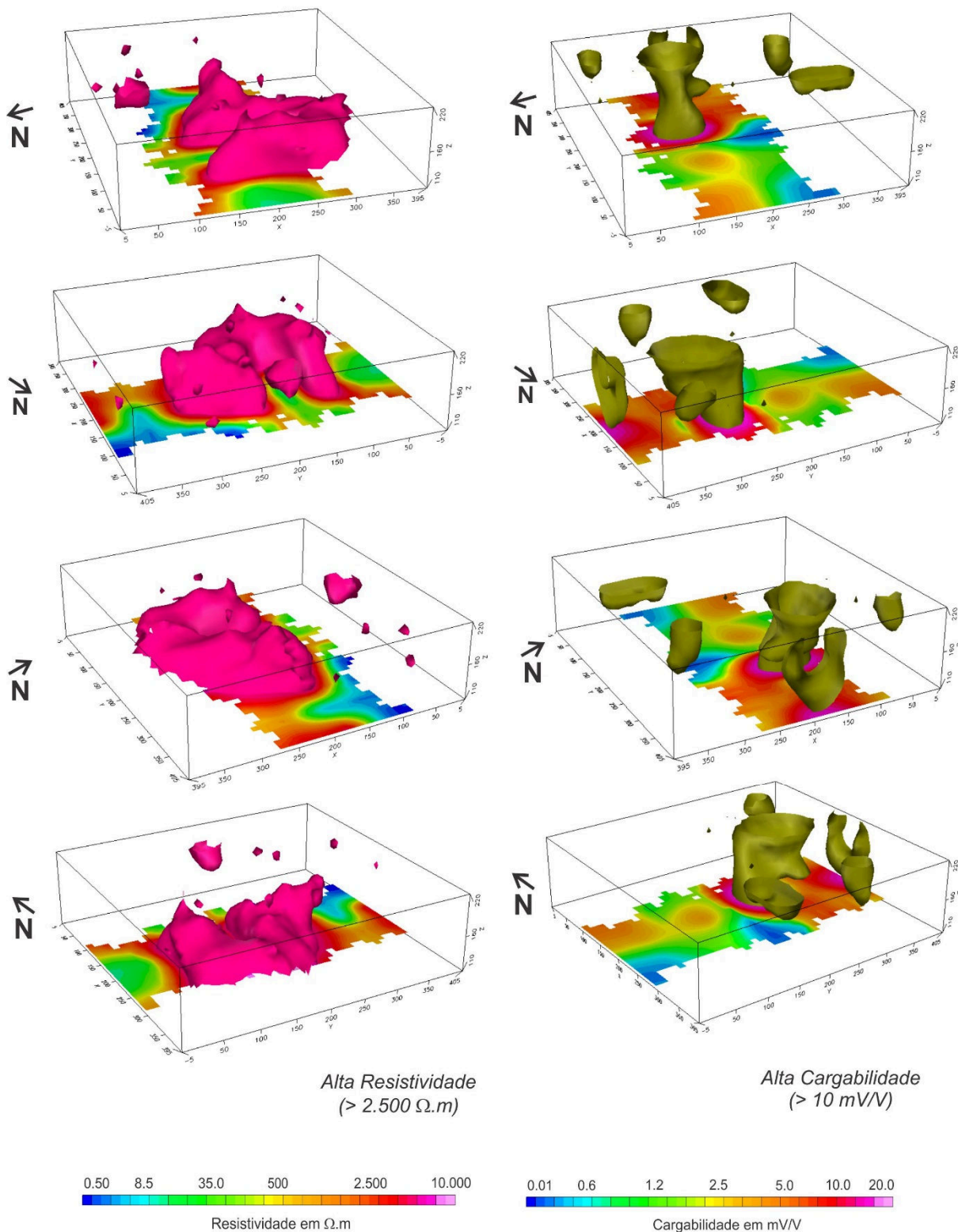


Figura 8.49 - Modelos de visualização em 3D, com 4 posicionamentos distintos, com delimitação de isosuperfícies. Foram isolados valores de resistividade  $> 2.500 \Omega.m$ , e valores de cargabilidade maiores que  $10 mV/V$ . Fonte: pesquisa do autor.

## GABRO SANTA CATARINA (DIPOLO-DIPOLO)

RESISTIVIDADE

CARGABILIDADE

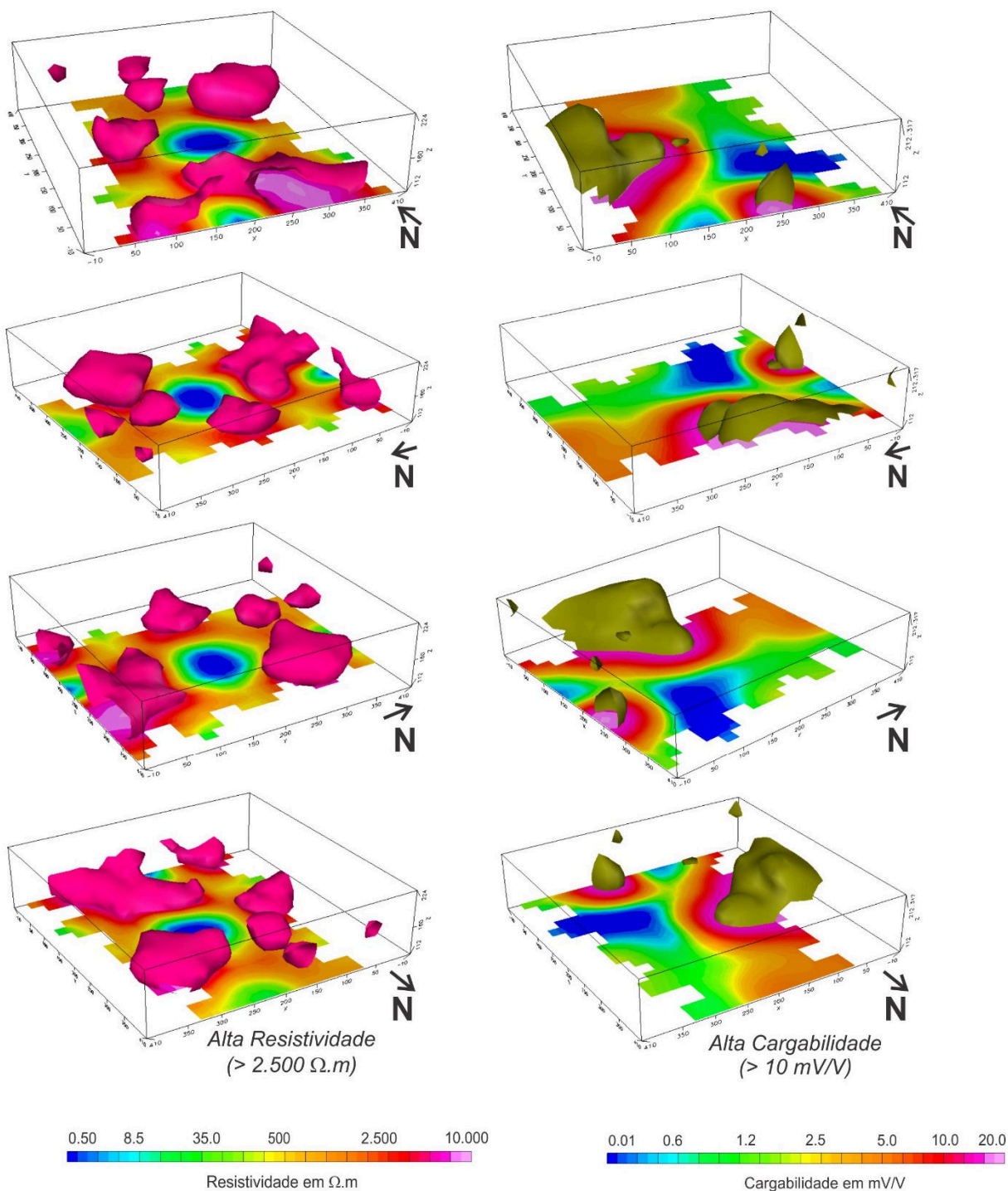


Figura 8.50 - Modelos de visualização em 3D, com 4 posicionamentos distintos, com delimitação de isosuperfícies. Foram isolados valores de resistividade  $> 2.500 \Omega.m$ , e valores de cargabilidade maiores que  $10 mV/V$ . Fonte: pesquisa do autor.

## GABRO SANTA CATARINA (SCHLUMBERGER)

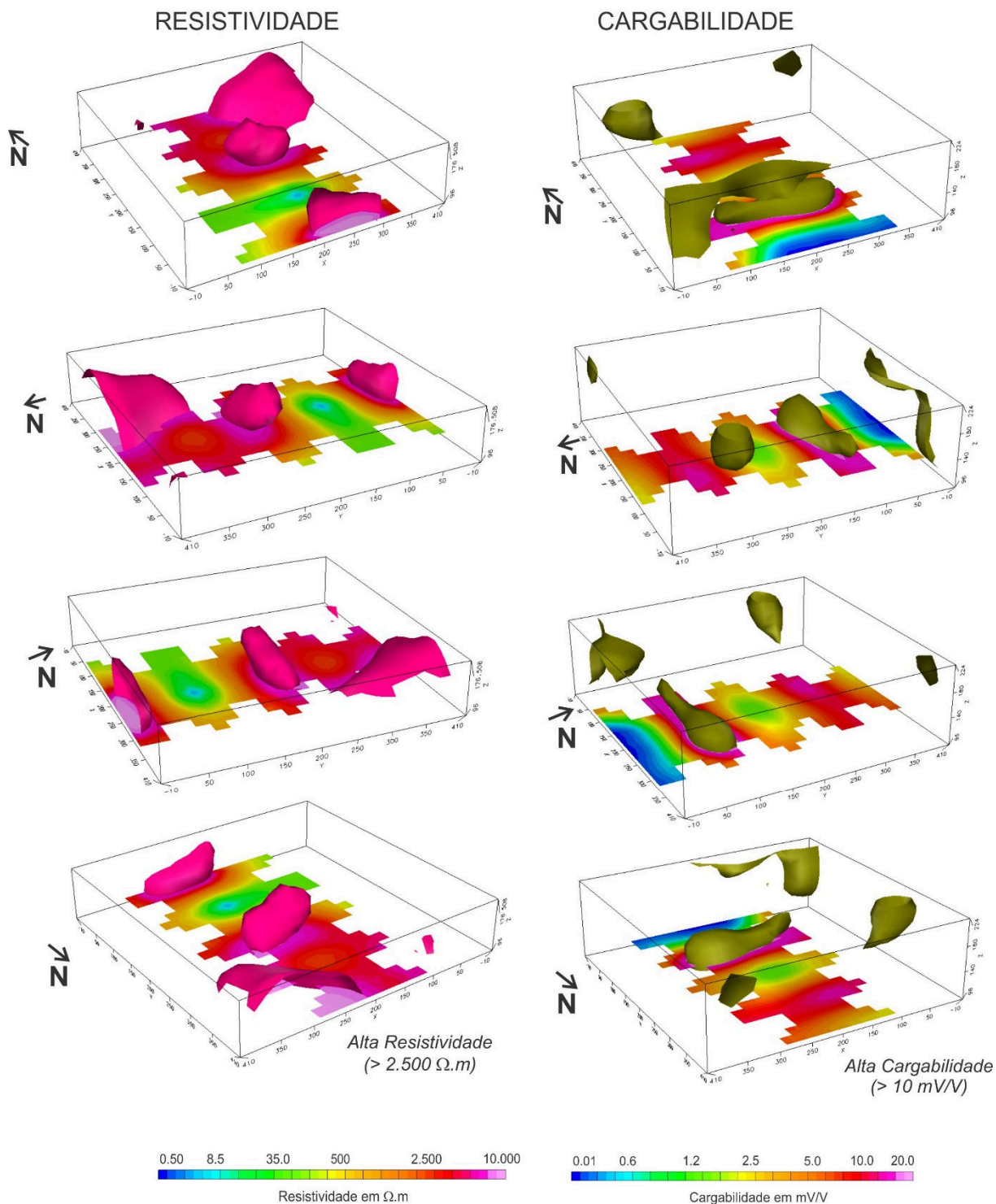


Figura 8.51 – Modelos de visualização em 3D, com 4 posicionamentos distintos, com delimitação de isosuperfícies. Foram isolados valores de resistividade  $> 2.500 \Omega.m$ , e valores de cargabilidade maiores que  $10 mV/V$ . Fonte: pesquisa do autor.

As técnicas aplicadas geraram resultados satisfatórios na determinação da disposição das mineralizações na área de estudo, quando os dados de resistividade e a cargabilidade são analisados em conjunto. A intersecção entre a resistividade e a cargabilidade em associação com as informações estruturais dos elementos geológicos indicam a região de zonas mineralizadas (Figuras 8.52 e 8.53).

Dessa forma, este tipo de resultado é de grande auxílio na pesquisa mineral e possibilita a exclusão de áreas estéreis e direcionada a tomada de decisão para perfuração, com otimização do tempo e economia de investimentos.

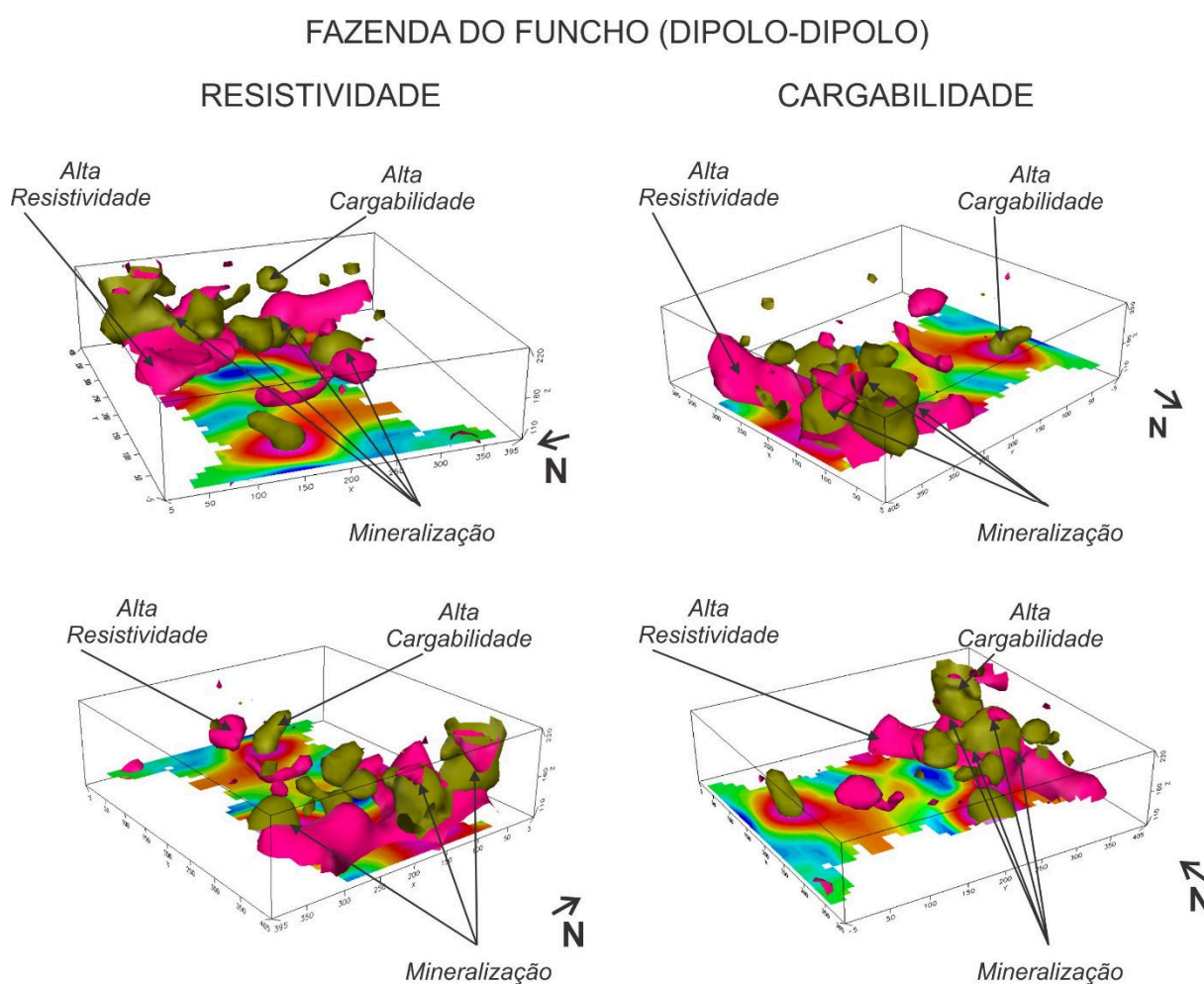


Figura 8.52 – Indicação de zonas mineralizadas nos modelos de visualização 3D. Fonte: pesquisa do autor.

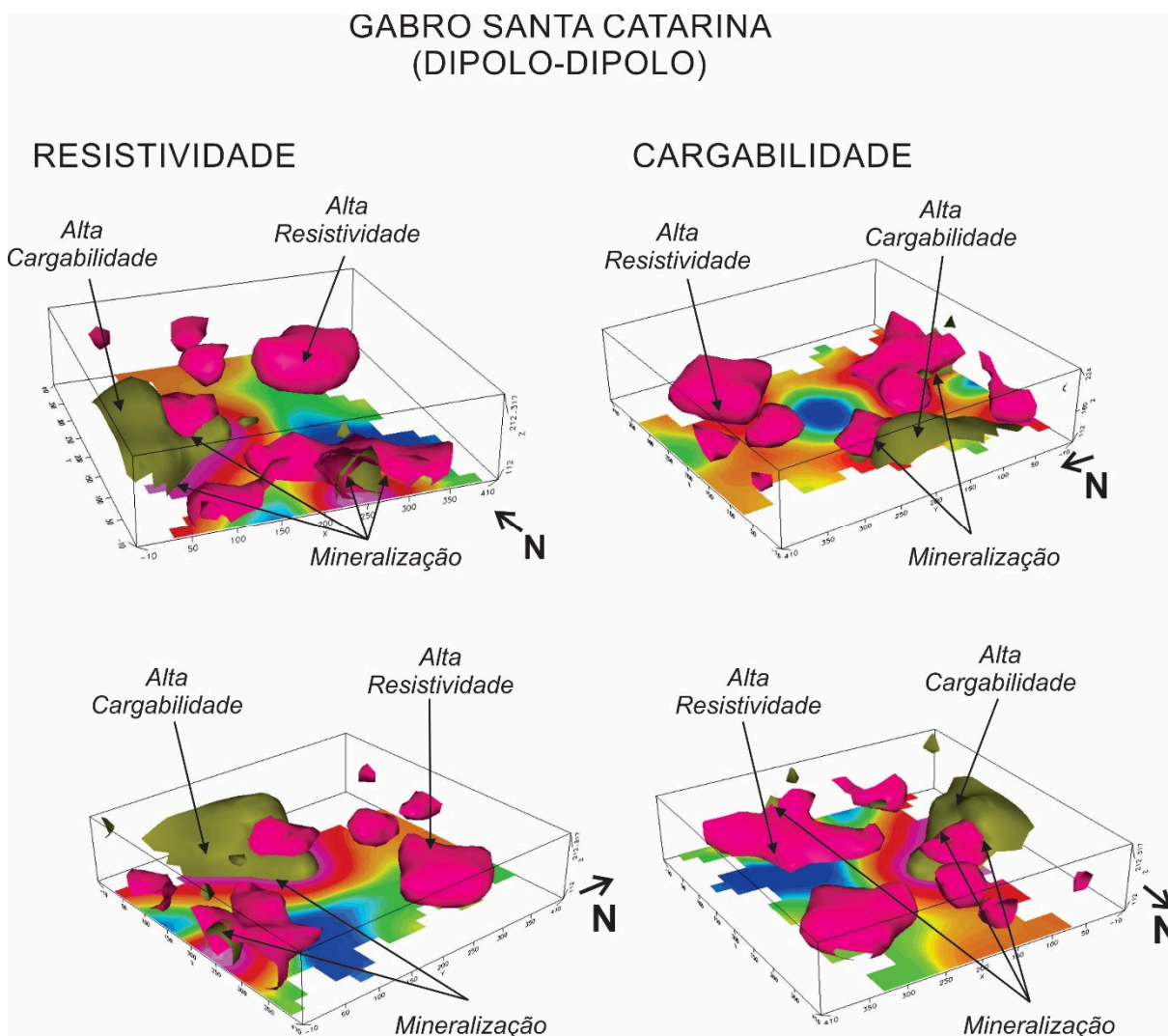


Figura 8.53 - Indicação de zonas mineralizadas nos modelos de visualização 3D. Fonte: pesquisa do autor.

Com a informação da localização das possíveis mineralizações em ouro, a partir do modelo de visualização em três dimensões, o próximo passo é indicar essas prováveis ocorrências em um mapa que poderá ser útil na fase de estabelecer estratégias para uma campanha de perfuração futura.

As figuras a seguir integram informações geelétricas, geológicas e estruturais de ambas as regiões estudadas. Para a Fazenda do Funcho é possível perceber que as anomalias de alta resistividade e alta cargabilidade estão dispostas conforme a direção predominante da foliação do serpentinito, ou seja, segundo a direção NE-SW (Figura 8.54a). Para o gabro, essas anomalias de alta resistividade e alta cargabilidade estão dispostas conforme a direção principal de fraturas, ou seja, a direção N-S (Figura 8.54b).

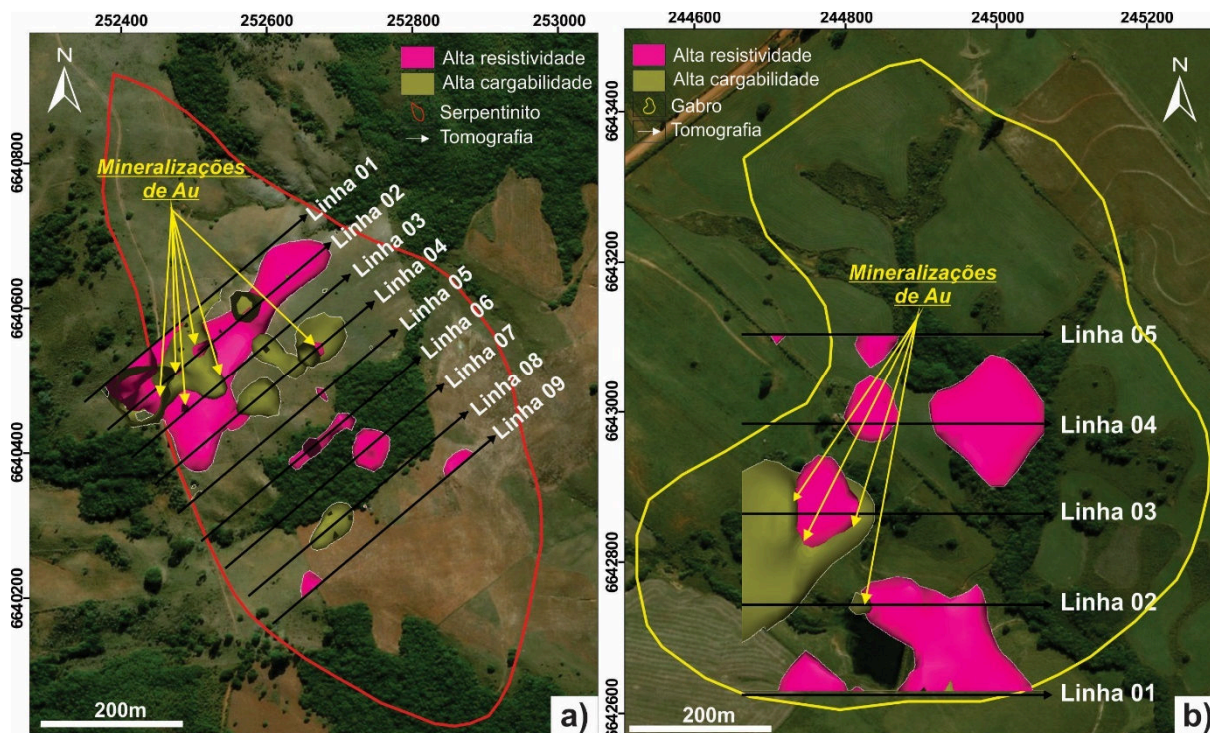


Figura 8.54 – Localização das prováveis mineralizações de ouro na intersecção das anomalias de alta resistividade na Fazenda do Funcho (a) e no Gabro Santa Catarina (b). Fonte: Pesquisa do autor.

#### 8.4 Correlação dos resultados com trabalhos em outras ocorrências

As interpretações dos resultados obtidos para a prospecção mineral são condizentes com diversos trabalhos consultados na bibliografia especializada, cujo tema aborda a aplicação da geofísica na prospecção de depósitos metálicos, em especial, o ouro, como descrito adiante.

O trabalho de Irvine & Smith (1990) compreendeu levantamentos de Eletroresistividade e Polarização Induzida nas minas de ouro McLaughlin, na Califórnia (EUA), Rhyolite Creek (Austrália) e South Whales (Austrália). Para a região da mina McLaughlin, de acordo com estudos dirigidos em evidências minerais aflorantes, as rochas do depósito sofreram alteração hidrotermal, com forte controle estrutural da mineralização. A rocha hospedeira compreende um serpentinito, carbonatado e com forte argilização, além de andesitos e sedimentos silicificados e sericitizados. Parte deste depósito é constituída por veios de quartzo, veios de calcedônia e alto teor de pirita. Os resultados destes autores apresentaram áreas de elevada resistividade associadas à presença de quartzo e forte anomalia de cargaabilidade próximo à superfície, que tende a diminuir de intensidade em profundidade, semelhante ao ocorrido com a resistividade.

Para a área da mina da Austrália, o corpo mineral ocorre em andesitos, dacitos e sedimentos epivolcanoclásticos, com alteração hidrotermal e presença de pirita e pirofilita e gênese do tipo alta sulfetação. Os autores observaram também uma anomalia de cargabilidade intensa em conjunto com uma zona de baixa resistividade. A resposta geofísica foi relacionada a veios mineralizados contendo de 10% a 30% de pirita com ocasionais zonas de pirita maciça de 1 metro de espessura, determinados a partir de sondagens e trabalhos posteriores.

Segundo estudos de New South Wales (Austrália), os autores aplicaram o método da eletrorresistividade em mineralização de ouro epitermal, contida nos veios de quartzo em lavas basálticas e andesíticas, numa sequência vulcânica dominada por rochas vulcânicas e andesítica riolíticas. A zona oxidada prolonga-se por 60 m abaixo da superfície. Os veios principais de quartzo apresentam alta resistividade quando comparados às rochas vulcânicas.

O trabalho de Moreira et al. (2012) apresenta a aplicação dos métodos geofísicos de eletrorresistividade e polarização induzida em arranjo azimutal em uma ocorrência de sulfetos disseminados, na Bacia do Camaquã, Rio Grande do Sul. Os modelos de inversão indicaram predomínio de alta cargabilidade coincidente com valores de baixa resistividade. A integração dos dados geofísicos possibilitou a elaboração de modelos de visualização 3D para análises dos atributos associados à mineralização que está alojada em tufo vulcânicos.

Os exemplos citados acima mostram que os métodos da polarização induzida e eletrorresistividade são eficazes na detecção de condutores enterrados, sistemas de alteração textural ou veios de quartzo auríferos e zonas silicificadas, como acontece nas áreas da Fazenda do Funcho e do Gabro Santa Catarina.



## 9. CONCLUSÕES

As áreas de estudo foram selecionadas a partir de levantamentos geológicos e metalogenéticos da região central do Rio Grande do Sul, conduzidos pelo CPRM na década de 1990. Aqueles trabalhos pioneiros indicaram a presença de ouro, além de outras substâncias de interesse econômico, em concentrado de bateia por meio de geoquímica de sedimentos de corrente, que foram realizados em cursos d'água que drenam a partir de rochas meta-ultrabásicas da Fazenda do Funcho (serpentinito) e básicas do Gabro Santa Catarina.

O reconhecimento geológico da Fazenda do Funcho, realizado nesta tese, permitiu a descrição de rochas metamórficas ultrabásicas bastante deformadas. O arcabouço estrutural da Fazenda do Funcho é bastante complexo, como resultado de eventos tectônicos polifásicos. A petrografia do serpentinito realizada em trabalhos anteriores não indicou a presença de ouro em sua composição mineralógica.

A área do Gabro Santa Catarina, por outro lado, apresenta um contexto estrutural e geológico relativamente mais simples, quando comparado com a Fazenda do Funcho, pois se trata de uma rocha intrusiva básica com fraturas pós-magmáticas, mas sem indícios de deformação. A análise petrográfica realizada no gabro também não identificou a ocorrência de ouro em sua composição mineralógica.

Esse cenário incentivou a realização da campanha de aquisição de dados geoeletricos, por meio dos arranjos dipolo-dipolo e Schlumberger, nas áreas da Fazenda do Funcho e do Gabro Santa Catarina, para a investigação de possíveis mineralizações.

As informações geoeletricas associadas aos dados coletados no reconhecimento geológico possibilitaram o dimensionamento de estruturas que contrastam aos parâmetros físicos, intimamente relacionados a elementos de arquitetura de um depósito. Permitiu também a delimitação de possíveis mineralizações sulfetadas em profundidade e de zonas de silicificação marginais, caracterizadas por anomalias de alta resistividade e cargabilidade. Os resultados descritos em diversos artigos revisados na bibliografia são condizentes aos resultados obtidos neste trabalho.

A análise e interpretação dos resultados foram baseadas na evolução geológica regional, contexto estrutural e metalogênese dos depósitos e permitiu entender que ambas as áreas de estudo desta tese são as rochas hospedeiras das mineralizações,

com grande semelhança às ocorrências da Bossoroca e Cerrito do Ouro, que são minas desativadas, mas que exploraram depósitos filoneanos de origem hidrotermal.

As ocorrências de mineralizações sulfetadas com ouro associado provavelmente são provenientes de fluidos hidrotermais oriundos da intrusão do Granito São Sepé, que remobilizaram o ouro que já estava presente em outras rochas da região, para as rochas da Fazenda do Funcho e do Gabro Santa Catarina. Este contexto metalogenético regional deu origem a corpos de pequeno volume, mas com grande potencial para altos teores.

A partir da análise e interpretação de modelos de inversão 2D e de visualização 3D adquiridos no levantamento geofísico entende-se que o arranjo dipolo-dipolo é o mais adequado para este estudo em relação ao arranjo Schlumberger. O arranjo dipolo-dipolo apresenta melhor resolução de contraste entre as propriedades físicas das rochas estruturas que apresentam atitudes verticalizadas, como é o caso de ambas as áreas.

Os resultados permitiram a determinação tridimensional da morfologia das possíveis mineralizações sulfetadas, por meio da integração de dados geoeletricos e estruturais, porém a confirmação dos alvos requer trabalhos de pesquisa com uso de métodos diretos de investigação como, por exemplo, a realização de campanhas de perfuração e coleta de amostras profundidade. As informações obtidas neste trabalho revelam que as prováveis mineralizações apresentam um controle estrutural, cuja disposição em profundidade está condicionada às atitudes de fraturas, foliação e veios de quartzo.

Neste aspecto o procedimento adotado nesta tese demonstra ser bastante racional em trabalhos de pesquisa mineral e detalhamento de alvos. Esses resultados permitem traçar uma estratégia para a execução de uma futura campanha de perfurações direcionadas aos alvos encontrados, o que possibilita otimizar uma campanha de pesquisa mineral, com redução de incertezas. Esse panorama é decisivo em termos de uma quantificação adequada de reservas minerais e de viabilidade econômica de ocorrências, além de ser incentivo para o uso destes métodos e técnicas para a prospecção de outros bens minerais em outras regiões.

## 10. BIBLIOGRAFIA

- ABEM. Terrameter LS – **Instruction Manual**. Sundbyberg: ABEM Instrument. 2012
- AIZEBEOKHAI, A.P.; OLAYINKA, A.I.; SINGH, V.S. Application of 2D and 3D geoelectrical resistivity imaging for engineering site investigation in a crystalline basement terrain, southwestern Nigeria. **J. Environ. Earth Sci.** v. 61, 1481-1492, 2010.
- AIZEBEOKHAI, A.P.; OLAYINKA, A.I.; SINGH, V.S.; UHUEGBU C.C. Effectiveness of 3D geoelectrical resistivity imaging using parallel 2D profiles. **International Journal of the Physical Sciences**, v. 6, p. 5623-5647, 2011.
- ALLIS, R.G. Geophysical anomalies over epithermal systems. **Journal of Geochemical Exploration**, v. 36, p. 339-374, 1990.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth Sci. Rev.**, v. 17, p. 1–21, 1981.
- ALMEIDA, R.P. **Tectônica e sedimentação do Ediacarano ao Ordoviciano: Exemplos do Supergrupo Camaquã (RS) e do grupo Caacupé (Paraguai Oriental)**. 216 f. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2005.
- AMIDU, S.A.; OLAYINKA, A.I. Environmental assessment of sewage disposal systems using 2D electrical resistivity imaging and geochemical analysis: A case study from Ibadan, Southwestern Nigeria. **Environ. Eng. Geosci.**, v.7(3), p. 261 272, 2006.
- ANDRIOTTI, J.L.S. **Interpretação e modelamento de dados geoquímicos e de sensoriamento remoto por meio da análise de componentes principais: implicações na exploração de depósitos de metais no escudo sul-rio-grandense**. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul – Porto Alegre, 227p. 1999.
- BABINSKI, M.; CHEMALE, F.; HARTMANN, L.A.; VAN SCHMUS, W.R.; SILVA, L.C. Juvenile accretion at 750-700 Ma in southern Brazil. **Geology**, v.24, n.5, p.439- 442, 1996.
- BARBOSA, O. Jazidas de minerais metálicos no Rio Grande do Sul. **Mineração e Metalurgia**, v. 4 (22), p.194, 1939.
- BASEI, M.A.S. **O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina**. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 190 p. 1985.
- BEBLO, M. Electrical conductivity (resistivity) of minerals and rocks at ordinary temperatures and pressures. In Angenheister, G. (Ed.), *Physical Properties of Rocks*, Landolt- Börnstein: Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology. Group V. **Geophysics and Space Research**. Springer, v. 1b, p.239–307, 1982.
- BELPARIO, A.; FREEMAN H. Common geological characteristics of Prominent Hill and Olympic Dam - Implications for iron oxide copper-gold exploration models : in *Hi Tech and World Competitive Mineral Success Stories Around the Pacific Rim*, **Proc. Pacrim Conference**, Adelaide, p. 19-22, 2004.
- BENTLEY, L.R.; GHARIBI, M. Two- and three-dimensional electrical resistivity imaging at a heterogeneous site. **Geophysics**. v. 69, p. 674-680, 2004.

BETTENCOURT, J. S. **A mina de cobre de Camaquã, Rio Grande do Sul.** 175 f. Tese de Doutorado. Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1972.

BIONDI, João Carlos. Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros. São Paulo: Oficina de Textos, 552p. 2003.

BITENCOURT, M. F. Metamorfitos da região Caçapava do Sul, RS - geologia e relações com o corpo granítico. **I Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia**, Porto Alegre (RS), p. 37 – 49, 1983.

BOCCHI, P.R. Geologia da Folha Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia**, v. 245, p. 1-83, 1970.

BORBA, A.W. **Evolução geológica da "Bacia do Camaquã" (Neoproterozóico e Paleozóico Inferior do Escudo Sul-rio-grandense, RS, Brasil): uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica.** 110p. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2006.

BOSSI J. & GAUCHER C. The Cuchilla Dionisio Terrane, Uruguay: an Allochthonous block Accreted in the Cambrian to SW-Gondwana. **Gondwana Research**, v. 7(3), p. 661-674, 2004.

BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. Agência para o Desenvolvimento Tecnológico da Indústria Mineral Brasileira. **Caracterização de Depósitos Auríferos em Distritos Mineiros Brasileiros: Quadrilátero Ferrífero/MG, Depósito de Gameleira – Serra dos Carajás/PA, Mina Fazenda Brasileiro – Greenstone Bell Rio Itapicuru/BA, Depósito de Igarapé Bahia/Alemão – Serra dos Carajás/ PA, Mina III e Mina Nova – Greenstone Bell Crixás/GO.** Coordenação editorial: Hardy Jost, José Afonso Brod, Emanuel Texeira de Queiroz. Brasília: DNPM, ADIMB, 300p. 2001.

BRASIL, Departamento Nacional de Produção Mineral. **Economia Mineral do Brasil.** Coordenação. Antonio Fernando da Silva Rodrigues. – Brasília-DF: DNPM. 764 p. 2009.

BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. **Anuário Mineral Brasileiro: Principais Substâncias Metálicas /** Coord. Geral Wagner Fernandes Pinheiro, Osvaldo Barbosa Ferreira Filho, Carlos Augusto Ramos Neves. Brasília, 31 p, 2016.

CAMOZZATO, E.; PHILIPP, R.P.; CHEMALE, JR. F. Idades Estaterianas e Calimianas no Domo da Vigia: Complexos Vigia e Porongos, Metagranito Seival e Anfibolito Tupi Silveira, Bagé, RS. In: **SBG, SNET, 14.** Chapada dos Guimarães. Res. Expandidos (CD). Cuiabá, 2013a.

CAMOZZATO, E.; PHILIPP, R.P.; CHEMALE, JR. F. Arquitetura Estrutural do Domo da Vigia e da área Jaíba– Torrinhas (RS) como resultado de colisão oblíqua neoproterozoica. In: **SBG, SNET, 14.** Chapada dos Guimarães. Resumos Expandidos (CD). Cuiabá, 2013b.

CARMELO, A.C. - 2002 - **Caracterização de Aquíferos Fraturados por Integração de Informações Geológicas e Geofísicas.** 153p. Tese de Doutorado. Universidade de Brasília. DF. 2002.

CARRINO, T.A.; SILVA, A. M.; BOTELHO, N. F.; SILVA, A. A. C. Lógica fuzzy e técnica SAM para modelagem previsional do ouro do setor oeste da Província Mineral

do Tapajós usando aerogeofísica e sensoriamento remoto. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 29, p. 535-554, 2011.

CARVALHO, P. F. Reconhecimento geológico do Estado do Rio Grande do Sul. **Boletim do Instituto Geológico e Mineralógico do Brasil**, Rio de Janeiro, n. 66, p. 1-72, 1932.

CHAMBERS J.E., KURAS O., MELDRUM P.I., OGILVY R.D., HOLLANDS J. Electrical resistivity tomography applied to geologic, hydrogeologic, and engineering investigations at a former waste-disposal site. **Geophysics**, v. 71. p. 231-239. 2006.

CHAPMAN, R. J. & MORTENSEN; J. K. Characterization of Gold Mineralization in the Northern Cariboo Gold District, British Columbia, Canada, Through Integration of Compositional Studies of Lode and Detrital Gold with Historical Placer Production: A Template for Evaluation of Orogenic Gold Districts. **Economic Geology**; 111 (6): 1321–1345. 2016

CHAVEZ, R.E.; TEJERO, A.; ARGOTE, D. L.; CIFUENTES, G.; HERNÁNDEZ-QUINTERO, J.E.; GARCÍA-SERRANO, A. Interior Imaging of El Castillo Pyramid, Chichen Itza, Mexico, Using ERT-3D Methods: Preliminary Results. **Geofísica Internacional**, v. 56-2, p. 219-227, 2017.

CHEMALE, JR. F.; PHILIPP, R.P.; DUSSIN, I.A.; FORMOSO, M.L.L.; KAWASHITA, K.; BERTOTTI, A.L. Lu Hf and U Pb age determination of Capivarita Anorthosite in the Dom Feliciano Belt, Brazil. **Prec. Res.**, v. 186, p. 117-126, 2011.

CHEMALE, JR. F.; MALLMANN, G.; BITENCOURT, M.F.; KAWASHITA, K. Time constraints on magmatism along the Major Gercino Shear Zone, southern Brazil: implications for West Gondwana reconstruction. **Gond. Res.**, v. 22, p. 184-199, 2012.

CHEMALE JUNIOR, F. Evolução geológica do Escudo Sul-Riograndense. In: HOLZ, M.; DE ROS, L. F. (Eds.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, p.13- 52. 2000.

COGGON, J.H. A comparison of IP electrode arrays. **Geophysics**, v. 38(4), p. 737-761, 1973.

COLMAN, T.B., **Exploration for Metalliferous and Related Minerals: a guide**, 2nd edn. British Geological Survey, Keyworth, 2000.

CONDIE, K.C. **Archean greenstone Belt**. Amsterdam: Elsevier. 434p. 1981

CÔRTEZ, A.R.P. Integração de dados geofísicos e geológicos na caracterização morfológica de ocorrência de cobre na borda norte da Bacia do Camaquã (RS). 2015. 107 f. Dissertação - (mestrado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 2015

CORTES, A.R.P.; MOREIRA, C.A.; VELOSO D.I.K.; VIEIRA, L.B.; BERGONZONI, F.A. Geoelectrical prospecting for a copper-sulfide mineralization in the Camaquã sedimentary basin, Southern Brazil. **Geofísica Internacional**, v. 55(3), p. 107–117, 2016.

COSTA FILHO, J. H. Prospecção das minas de cobre de Camaquã, Rio Grande do Sul. **Boletim DNPM**, n. 59, p. 13-94, 1944.

CPRM, 1995, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. **Folha Passo do Salsinho SH.22-Y-A-I-4**. Estado do Rio Grande do Sul. Escala 1:250.000. Brasília, CPRM, 352p.

CPRM, 2014, Metalogênese das províncias tectônicas brasileiras. Maria da Glória da Silva, Manoel Barretto da Rocha Neto, Hardy Jost e Raul Minas Kuyumjian, orgs. – Belo Horizonte: CPRM, 589 p. 2014.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. **Programa de Levantamentos de Geologia Básica. Cachoeira Do Sul, SH.22-Y-A. Rio Grande do Sul.** Escala 1:250.000. Porto Alegre, p1-139, 2010.

CRÓSTA, A.P.; SOUZA FILHO, C.R. Hyperspectral remote sensing for mineral mapping: a case-study at Alto Paraíso de Goiás, Central Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 3, p. 551-554, 2000.

CROWSON, P. **Inside Mining: the economics of the supply and demand of minerals and metals.** Mining Journal Books, London, 1998.

D'ÁVILA, R.S.F.; STRIEDER, A.J.; LOSS, E.L.; HARTMANN, L.A. Reavaliação de alguns aspectos petrológicos e geoquímicos do Complexo Básico-Ultrabásico de Pedras Pretas (RS). In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 2, Florianópolis, 1985. **Atas.** Florianópolis: SBG, p.277-86, 1985.

DAHLIN, T.; LOKE, M.H. Quasi-3D resistivity imaging-mapping of three-dimensional structures using two-dimensional DC resistivity techniques. **Proceedings of the 3rd Meeting of the Environ. Eng. Geophy. Soc.**, p. 143-146, 1997.

DAHLIN, T.; ROSQUIST, H.; LEROUX, V. Resistivity-IP Mapping for Landfill Applications. **First Break**, v. 28, p. 101-105. 2010.

DE GROOT-HEDLIN, C.; CONSTABLE, S.C. Occam's inversion to generate smooth two-dimensional models from magnetotelluric data. **Geophysics**, v. 55, p. 1613-1624, 1990.

DENG, J., WANG, Q. Gold mineralization in China: Metallogenic provinces, deposit types and tectonic framework, **Gondwana Research**, vol. 36, pp 219-274, ISSN 1342-937X. 2016.

DENTITH, M.C.; FRANKCOMBE, K.F.; HO, S.E.; SHEPHERD, J.M.; GROVES, D.I.; TRENCH, A. (eds). Geophysical Signatures of Western Australian Mineral Deposits, Geology and Geophysics Department (Key Centre) and UWA Extension, University of Western Australia, Publication 26, **Australian Society of Exploration Geophysicists**, Special Publication v. 7, p. 454, 1995.

DENTITH, M. & MUDGE, S. T. **Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist**, 438p, Cambridge University Press, Cambridge, ISBN 978-0-521-80951-1. 2014.

EDWARDS, L. S. A modified pseudosection for resistivity and induced-polarization. **Geophysics**, v. 42, p. 1020-1036, 1977.

EGGERT, R. G., **Metallic Mineral Exploration: An Economic Analysis** (Washington, D.C., Resources for the Future). 1987.

EVANS, A.M. **Ore Geology and Industrial Minerals – an introduction.** Blackwell Scientific Publications, Oxford. 1993.

FACHIN, S.J.S. **Ensaio geométrico 2D no antigo lixão de Ribeirão Preto-SP:** Avaliação de parâmetros de aquisição e monitoramento ambiental de problema. Dissertação (Mestrado em Ciências) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências

Atmosféricas. Departamento de Geofísica, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.

FARR, T.G., ROSEN, P.A., CARO, E., CRIPPEN, R., DUREN, R., HENSLEY, S., KOBRICK, M., PALLER, M., RODRIGUEZ, E., ROTH, L., SEAL, D., SHAFFER, S., SHIMADA, J., UMLAND, J., WERNER, M., OSKIN, M., BURBANK, D., & ALSDORF, D. The Shuttle Radar Topography Mission. **Review of Geophysics**, 45:RG2004. DOI: <https://dx.doi.org/10.1029%2F2005RG000183>. 2007

FERREIRA, F.J.F.; ALMEIDA FILHO, R.; SILVA, F.V. Modelagem do Complexo Máfico/Ultramáfico Campo Formoso (Bahia) Através de Dados Aeromagnetométricos. **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba-PR, v. 52, p. 41-47, 2003.

FOLIO, J.L.; JOIN, J.L.; ROBINEAU, B.; COUDRAY, J.; RITZ, M. Complementary of electromagnetic prospecting and groundwater modeling to study shield volcano hydrogeology: Piton de la Fournaise volcano case study, Reunion Island. *In: Sillo et al. (Ed) Groundwater: Past Achievements and Future Challenges*. Balkema, Rotterdam, p. 385-388. 2000.

FRAGOSO CESAR, A. R. S. O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Riograndense. **XXXI Congresso Brasileiro de Geologia**, Camboriú (SC), v. 5, p. 2879 – 2892. 1980.

FRAGOSO CESAR, A. R. S.; WERNICK, E.; SOLIANI JR., E. — Evolução geotectônica do Cinturão Dom Feliciano, uma contribuição através da aplicação do modelo de tectônica de placas. **XXXII Congresso Brasileiro de Geologia**, Salvador (BA), vol. 1, p. 13 – 23. 1982.

FRAGOSO CESAR, A. R. S. **Evolução paleoambiental e tectônica da bacia do Camaquã, RS: uma introdução**. 103p. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 1983.

FRAGOSO CÉSAR, A. R. S.; LAVINA, E. L.; PAIM, P. S. G.; FACCINI, U. F. A antefossa molássica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo do Rio Grande do Sul. **XXXIII Congresso de Geologia**, Rio de Janeiro (RJ), vol. 7, p. 3272 – 3283. 1984.

FRAGOSO CÉSAR, A. R. S.; FACCINI, U. F.; PAIM, P. S. G.; LAVINA, E. L. & ALTAMIRANO, J. A. F. Revisão da estratigrafia das molassas do Ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul. **II Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia**, Florianópolis (SC). SBG, p. 477 – 491. 1985.

FRAGOSO CESAR, A. R. S. **Tectônica de Placas no Ciclo Brasileiro: As orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul**. 362p. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1991.

FRAGOSO CESAR, A.R.S.; PAES DE ALMEIDA, R. FAMBRINI, G.L.; PELOSI, A.P.M.R.; JANIKIAN, L. A Bacia do Camaquã: um sistema intracontinental anorogênico de rifts do Neoproterozoico III – Eopaleozóico no Rio Grande do Sul. *In: I Encontro sobre a estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudo e Bacias*. Porto Alegre. **Anais**, p.139-144. 2003.

FURMAN, A.; FERRE, T.P.A.; WARRICK, A.W. A sensitivity analysis of electrical resistivity tomography array types using analytical element modeling. **Vadose Zone Journal**, v. 2, p. 416–423, 2003.

GALLEY, A.G.; HANNINGTON, M.D.; JONASSON I.R. Volcanogenic massive sulphide deposits, in Goodfellow, W.D., ed., *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis*

of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: **Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division**, Special Publicatio, n. 5, p. 141-161, 2007.

GANDOLFO, O. C. B & GALLAS, J. D. F. O arranjo pólo-dipolo como alternativa ao dipolo-dipolo em levantamentos 2d de eletrorresistividade, **Revista Brasileira de Geofísica**, v.25(3), p.227-235, 2007.

GANDOLFO, O.C.B. **Um estudo do imageamento geoeétrico na investigação rasa**. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.

GASTAL, M. C. P. & LAFON, J. M. Gênese e evolução dos granitóides metaluminosos de afinidade alcalina da porção oeste do Escudo Sul-riograndense: geoquímica e isótopos de Rb-Sr e Pb-Pb. **Rev. Bras. Geoc.**, v. 28(1), p. 11-28, 1998.

GASTAL, M.C.P.; LAFON, J.M.; FERREIRA, J.F.F.; MAGRO, J.F.U.; REMUS, M.V.D.; SOMMER, C.A. Reinterpretação do Complexo Intrusivo Lavras do Sul, RS, de acordo com sistemas vulcano-plutônicos de subsidência. Parte 1: geologia, geofísica e geocronologia (207Pb/206Pb e 206Pb/238U). **Rev. Bras. de Geoc.**, v. 36 (1), p. 109-124, 2006.

GEOTOMO SOFTWARE. RES2DINV, version 3.53, **Rapid 2D resistivity & IP inversion using the least-square method - Geoelectrical Imaging 2-D & 3D**, Geotomo Software, Penang, Malaysia, 129 f. 2003.

GHARIBI, M.; BENTLEY, L.R. Resolution of 3D electrical resistivity images from inversion of 2D orthogonal lines. **J. Environ. Eng. Geophys.**, v. 10(4), p. 339-349, 2005.

GOÑI, J.C.; GOSO, H. & ISSLER, R.S. Estratigrafia e geologia econômica do pré-cambriano e eopaleozóico uruguaio e sul-riograndense. Porto Alegre. **Avulso da Escola de Geologia**, v.3, p. 1-105, 1962.

GORCEIX, H. **Notícia sobre a Jazida e Exploração do Ouro em Lavras, Província de São Pedro do Rio Grande do Sul**. Rio de Janeiro: Typographia Nacional, 23p. 1874.

GORCEIX, H. **Notícia sobre a jazida em exploração de ouro em Lavras e Caçapava, província de São Pedro do Rio Grande do Sul**. Rio de Janeiro: (s.n). 1875.

GOUET, D.H.; ASSEMBE, S.P.; MEYING, A.; BIKORO BIALOU, M.; HASKANDI, J.K.; NDOUGSA-MBARGA, T. Combined Geoelectrical Approach DC and IP Methods in the Identification of the Mineralized Bodies Parallel to the NE-SW Tectonic Line of Kadei River: Case of Quartz or Pegmatite Gold Bearing Veins of Ngoura Subdivision (East Cameroon). **International Journal of Geosciences**, v. 7, p. 891-903. 2016.

GREGORY T.R., BITENCOURT M.A.F.S., NARDI L.V.S., FLORISBAL L.M., CHEMALE JR. F. Geochronological data from TTG-type rock associations of the Arroio dos Ratos Complex and implications for crustal evolution of southernmost Brazil in Paleoproterozoic times. **Journal of South American Earth Sciences**, 57:49-60. 2015

GRIFFITHS, D. H.; BAKER, R. D. Two-dimensional resistivity imaging and Modeling in areas of complex geology. **Journal of Applied Geophysics**, v. 29, p. 211-226, 1993.



GROHMANN, C.H.; CAMPANHA, G.A.C. OpenStereo: open source, cross-platform software for structuralgeologyanalysis. In: **AGU FALL MEETING**, San Francisco, CA. Oral Presentation. 2010.

GROHMANN C.H., Campanha, G.A., Soares Junior, A., OpenStereo: um programa livre e multiplataforma para análise de dados estruturais, **XIII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos**, 2011.

GROVES, D.I. Geological concepts in the exploration for large to giant late-orogenic (mesothermal) gold deposits- the Archean greenstone experience. In: **Mesothermal Gold Deposits, Global overview**. Geology Department (key Center) & University Extension, University of Western Australia Publication, v.27, p. 114-117. 1996.

GROVES, D.I.; GOLDFARB, R.J.; GEBRE-MARIAM, M.; HAGEMANN, S.G.; ROBERT, F. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the contexto of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. **Ore Geology Reviews**, v. 13, p. 7-27. 1998.

Groves D.I.P., Bierlein .FP., Meinert L.D., and Hitzman M.W. Iron oxide copper–gold (IOCG) deposits through Earth history; implications for origin, lithospheric setting, and distinction from other epigenetic iron oxide deposits. **Economic Geology** 105: 641–654. 2010

HALLIDAY, D.; RESNICK, R.; WALKER, J. **Fundamentos de Física**. 4. ed. Wiley & Sons, Inc., 1993.

HALLOF, P.G. **On the interpretation of resistivity and induced polarization measurements**. Cambridge, MIT, Ph.D. thesis. 1957.

HART, J. & FREEMAN, H. Geophysics of the Prominent Hill prospect, South Australia. In Dentith, M.C. (Ed.), **Geophysical Signatures of South Australian Mineral Deposits**. Australian Society of Exploration Geophysicists – Special Publication, v. 12, p. 93-100. 2003.

HARTMANN, J.A.; SILVA, L.C.; REMUS, M.V.D.; LEITE, J.A.D.; PHILLIP, R.P. Evolução geotectônica do sul do Brasil e Uruguai entre 3,3 Ga e 470 Ma. In: CONGRESSO URUGUAYO DE GEOLOGIA, 2, Punta Del Este, **Actas...** Punta Del Este, p. 227-284. 1998.

HARTMANN, L.A.; PORCHER, C.C.; REMUS, M.V.D. Evolução das Rochas Metamórficas do Rio Grande do Sul. In: HOLZ, M.; DE ROS, L. F. (Eds.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, p. 79-118. 2000.

HARTMANN, L.A. & CHEMALLE JR, F. Mid amphibolite facies metamorphism of harzburgites in the Neoproterozoic Cerro Mantiqueiras Ophiolite, Southern most Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 75, n. 1, p. 109-128, 2003.

HARTMANN, L.A.; BITENCOURT, M. DE F.; SANTOS J.O.S.; MC- NAUGHTON, N.J.; RIVERA, C.B., BETIOLLO, L. Prolonged Paleoproterozoic magmatic participation in the Neoproterozoic Dom Feliciano Belt, Santa Catarina, Brazil, based on zircon U-Pb SHRIMP geochronology. **J. South Am. Earth Sci.**, v. 16, p. 477-492. 2003.

HARTMANN, L.A.; CHEMALE JÚNIOR, F.; PHILIPP, R.P. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Precambriano. In: Ianuzzi, R. & Frantz. J.C. (Ed.). **50 anos de Geologia**: Instituto de Geociências. Contribuições. Porto Alegre, p. 97-123. 2007.

- HARTMANN, L.A.; PHILIPP, R.P.; SANTOS, J.O.S.; MCNAUGHTON, N.J. Time frame of 753-680 Ma juvenile accretion during the Sao Gabriel orogeny, southern Brazilian Shield, **Gond. Res.**, v. 19, p. 84-99. 2011.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R. & COIMBRA, A. M. The Ribeira folded belt. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 5, n. 4, p. 257 – 266. 1975.
- HASUI, Y.; ALMEIDA, F. F. M. & BRITO NEVES, B. B. As estruturas brasileiras. **XXX Congresso Brasileiro de Geologia**, Recife (PE), vol. 6, p. 2423 – 2437. 1978.
- HITZMAN, M.C. Iron oxide–Cu–Au deposits: What, where, when, and why? In: Porter TM (ed.) Hydrothermal Iron Oxide Copper–Gold and Related Deposits: A Global Perspective, vol. 1, pp. 9–25. Adelaide: **PGC Publishing**. 2000
- HITZMAN, M.W., ORESKES N., AND EINAUDI M.T. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu–U–Au–REE) deposits. **Precambrian Research** 58: 241–287. 1992
- HOFF, R.; BASTOS NETO, A.; ROLIM, S.B.A. Contribuição do estudo aeromagnético e de imagens orbitais (TM Landsat 5) ao conhecimento do arcabouço geológico do Distrito Fluorítico de Santa Catarina (Brasil) e suas implicações para a prospeção de fluorita. **Pesquisas em Geociências (UFRGS)**, Porto Alegre, v. 29, n. 29, p. 37-52, 2002.
- HOLLIDAY, J.R. & COOKE, D.R. Advances in Geological Models and Exploration Methods for Copper ± Gold Porphyry Deposits. **Ore Deposits and Exploration Technology**, Paper 53, 791-809. 1997.
- HOOVER, D.B.; HERAN, W.D.; AND HILL, P.L. The Geophysical Expression of Selected Mineral Deposit Models; United States Department of the Interior, **Geological Survey**, Open File Report, p.92-557. 1992.
- HORBACH, R.; KUCK, L.; MARIMON, R. G.; MOREIRA, H. L.; FUCK, G. F.; MOREIRA, M. L. O.; MARIMON, M. P. C.; PIRES, J. de L.; VIVIAN, O.; MARINHO, D. de A. & TEIXEIRA, W. **Geologia da folha SH. 22 – Porto Alegre e parte das folhas SH. 21 - Uruguaiana e SI. 22 - Lagoa Mirim**. IBGE, Rio de Janeiro (RJ), p. 29 – 312. 1986.
- IBGE - **Geografia do Brasil**. SERGRAF/IBGE, Rio de Janeiro, vol. 5 (Região Sul). 1977.
- IRVINE, R.J.; SMITH, M.J. Geophysical exploration for epithermal gold deposits. **Journal of Geochemical Exploration**, v.36, 375-412, 1990.
- ISSLER, R. S. Evento geodinâmico Brasileiro - fechamento de oceano e colisão continental dos crátons Rio de La Plata e Dom Feliciano: granitos a duas micas e ofiolitos. **XXXII Congresso Brasileiro de Geologia**, Salvador (BA), v. 1, p. 24 – 38. 1982.
- ISSLER, R.S.; DRESCH, R.A.C.; ROISENBERG, A. Geocronologia do Gabro de Mata Grande, Município de São Sepé, Estado do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 3(2), p.124-27. 1973.
- JACKSON, V.N.; RAMOS, V.A.; TERRY, S.A.; ZUZEK, A.B. **Projeto aerogeofísico Camaquã**. Estado do Rio Grande do Sul. Porto Alegre: Texas Instruments, DNPM/CPRM/CNEM. 208p. 1973.

JANIKIAN L., ALMEIDA R.P., FRAGOSO-CESAR A.R.S., MARTINS V.T.S., DANTAS E.L., TOHVER E., MC REATH I., D'AGRELLA FILHO M.S. Ages (U-Pb SHRIMP and LA-ICP-MS) and stratigraphic evolution of the Neoproterozoic volcano-sedimentary successions from extensional Camaquã Basin, Southern Brazil. **Gondwana Research**, 21:466-482. 2012

JOST, F. & BITTENCOURT, F. Estratigrafia e tectônica de uma fração da faixa de dobramentos tijuca no Rio Grande do Sul. **Acta Geológica Leopoldensia**, v. 7(6), p. 27-60. 1980.

JOST, H. Complexos básicos e ultrabásicos do Alto Rio Vacacaí, São Gabriel, Rio Grande do Sul, Brasil. Escola de Geologia/UFRGS, Porto Alegre (RS), **Notas e Estudos**, v. 1, nº 2, p. 55 – 61. 1966.

JOST, H. **Geology and metallogeny of the Santana da Boa Vista region, southern Brazil**. University of Georgia, Athens (USA). Tese de Doutorado, 208 p. 1981.

JOST, H. & HARTMANN, L. A. A província Mantiqueira: setor meridional. In: ALMEIDA, F. F. M. e HASUI, Y. editores, **Pré-Cambriano do Brasil**. Edgard Blucher Editora, São Paulo (SP), p. 345 – 368. 1984.

JOST, H. Sedimentação e vulcanismo durante o Ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul: uma revisão. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 33. Rio de Janeiro, **Anais**, p. 3241-3257. 1985.

KAUL, P.F.T. & REINHEIMER, D. Mineralizações auríferas de Lavras do Sul, tipos, controle tectônico e guias para a localização de novos corpos mineralizados. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Porto Alegre, 1974. **Anais**. Porto Alegre: SBG. v.6. p.115-30. 1974.

KAZMIERCZAK, T. S. **Mapeamento da bacia do Camaquã com a utilização de dados geofísicos, geologia e sensoriamento remoto**. 110p. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2006.

KEAREY, P.; BROOKS, M. & HILL, L. **An Introduction to Geophysical Exploration**. Malden, Blackwell, (3): 262p. 2002.

KEAREY, P., BROOKS, M. & HILL, L. **Geofísica de Exploração**. Oficina de Textos: 422p. 2009.

KELLER, G.V.; FRISHKNECHT, F. **Electrical Methods in Geophysical Prospecting**. New York: Pergamon Press, 1970.

KIM, S.; YOON, M.J.; KIM, S.G.; KWON, D.J. **Exploration Report Colomine Placer Gold Project Cameroon**. Geotech Consultant Co., Ltd., Seoul, 87, 2009.

KIRCHNER, C.A. & ANDRIOTTI, J.L.S. Prospecção geoquímica de detalhe na associação máfica-ultramáfica de Palma, RS. **Acta Geológica Leopoldensia**, v. 5(13), p. 11-23. 1981.

KNIJNIK, P.R. & POZZA, E.V. **Geologia da área Bagé-São Gabriel – Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: DNPM/CPRM. 93p. 1971.

KOPPE, J. C.; HARTMANN, L. A.; LISBOA, P. F. C. & MONTEIRO, R. N. Aspectos geológicos e estratigráficos do Complexo Bossoroca, São Sepé, RS. **II Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia**, Florianópolis (SC), p. 32 –36. 1985.

- KOPPE, J. C. **Metalogênese do ouro na mina da Bossoroca, São Sepé – RS**. Tese de doutorado, 289 p. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1990.
- LAUX, J.H.; BONGIOLO, E.M.; CHEMALE JR., F.; SANTOS, T.C. DOS. U-Pb of Cerro Batovi Metamorphic Complex. First record of statherian rocks in the Rio Grande do Sul state – Brazil. In: **South Am. Symp. Isotope Geology**, 7. Brasília. CD-ROM. 2010a.
- LAUX, J.H.; BONGIOLO, E.M.; CHEMALE, JR. F.; GROSS, A.O.M.S.; SANTOS, T.C. DOS. Reavaliação da Idade do Complexo Santa Maria Chico, RS. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 45, Belém, **Anais**, p. 55. 2010b.
- LEÃO-SANTOS, M.; LI, Y.; MORAES, R. Application of 3D magnetic amplitude inversion to iron oxide-copper-gold deposits at low magnetic latitudes: A case study from Carajás Mineral Province, Brazil.” **Geophysics**, v.80(2), B13-B22. 2015.
- LEINZ, V.; BARBOSA, A. F. & TEIXEIRA, E. A. Mapa geológico Caçapava-Lavras. **Boletim da Diretoria da Produção Mineral**, n. 90, p. 1 – 39. 1941.
- LEITE J.A.D., HARTMANN L.A., FERNANDES L.A.D., MCNAUGHTON N.J., SOLIANI JR. E., KOESTER E., SANTOS J.O.S., VASCONCELLOS M.A.Z.. Zircon U-Pb SHRIMP dating of gneissic basement of the Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 13:739-750. 2000
- LENA L.O.F., PIMENTEL M.M., PHILIPP R.P., ARMSTRONG R., SATO K.. The evolution of the Neoproterozoic São Gabriel juvenile terrane, southern Brazil based on high spatial resolution U-Pb ages and 18O data from detrital zircons. **Precambrian Research**, 247:126-138. 2014
- LOKE, M.H.; BAKER, R.D. Practical techniques for 3D resistivity surveys and data inversion. **Geophy. Prosp.**, v. 44, p. 499-524. 1996.
- LOKE, C.A.; JOHNSON, S.A.; CASSIDY, J.; MAUK, J.L. Geophysical exploration of the Puhupuhi epithermal area, Northland, New Zealand. **Journal of Geochemical Exploration**, v.65, p. 91-109, 1999.
- LOKE, M. H. Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies: a practical guide to 2-D and 3-D surveys. **Report Geotomo LLC**, Penang, Malaysia. 67. p., 2000.
- LOWRIE, W. **Fundamentals of Geophysics**. Cambridge University Press, New York, 393 pp. 2007
- MAAS, M.V.R.; OLIVEIRA, C.G.; PIRES, A.C.B.; MORAES, R.A.V. Aplicação da geofísica aérea na exploração mineral e mapeamento geológico do setor sudoeste do cinturão cuprífero Orós-Jaguaribe. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33, n. 1, p. 279-288, 2003.
- MACHADO, N.; KOPPE, J.C.; HARTMANN, L.A. A late proterozoic U-Pb age for the Bossoroca Belt, Rio Grande do Sul, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.3, n. 2/3, p. 87-90, 1990.
- MACKENZIE, B.W. & DOGGETT, M. **Potencial econômico da exploração e pesquisa de ouro no Brasil**. DNPM, 195p. 1991
- MADRUCCI, V. **Prospecção de água subterrânea em terreno cristalino utilizando-se análise integrada de dados de sensoriamento remoto, geofísicos e técnicas de geoprocessamento, região de Lindóia, SP**. 226p Tese de Doutorado. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. São Paulo. 2004.

- MAMEDE, I. **Estimativa de parâmetros hidrogeológicos como subsídio para modelagem de aquífero integrada a estudos geofísicos na região de Bebedouro-SP**. 203p. Tese de Doutorado. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. Universidade de São Paulo. São Paulo. 2010.
- MANTOVANI, M.S.M.; SHUKOWSKY, W.; NEVES, B.B.B.; RUGENSKI, A. Gravimetric Study of a potential mineral deposit in Itaporoca Region, Brazil. **Geophysical Prospecting**, v. 56, p. 751-760. 2008.
- MARJORIBANKS, R. **Geological methods in mineral exploration and mining**. 2<sup>o</sup>ed., Springer, Heidelberg, 248pp. 2010.
- MARK, G., WILLIAMS, P., RYAN, C., AND MERNAGH, T., Fluid chemistry and ore-forming processes at the Ernest Henry Fe oxide-copper-gold deposit, NW Queensland: Townsville, James Cook University, **Economic Geology Research** 59, p. 124–125. 2001
- MELCHER, C.; MAU, H. Novas observações geológicas na região de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. **Anais Academia Brasileira de Ciências**, v.32 (2), p. 43-50. 1960.
- MENEZES, P.T.L.; OLIVEIRA, A.; PEREIRA, R.M.; FIGUEIREDO, I. Estudo Geofísico de Fonte de Água Mineral: Estudo de Caso em Santo Antônio de Pádua (RJ). **Revista de Geologia**, v. 17, n. 2, p. 165-177, 2005.
- MENEZES, P.T.L.; ROIG, H.L.; SILVA, G.B.; MANE, M.A. Prospecção mineral no Grupo Paranoá. Reprocessamento de dados aerogamaespectrométricos e interpretação integrada a imagens TM – Landsat 5. **Revista Brasileira de Geofísica**, vol. 24, n.3, p. 343-355, 2006.
- MILANEZ, B. O novo marco legal da mineração: Contexto, mitos e riscos. In: MALERBA, Julianna (org.). **Novo marco legal da mineração no Brasil: Para quê? Para quem?** Rio de Janeiro: FASE. p. 19-90. 2012.
- MILSOM J. & ERIKSEN A. Field geophysics. **Series geological field guide 28**, Wiley, 304p. 2011.
- MILSOM, J. Geophysical Methods. In: MOON, C. J.; WHATELEY, M. E. G.; EVANS, A. M. (Eds.). **Introduction to Mineral Exploration**. 2. ed. Oxford: Backwell Publishing, p. 127-154. 2006.
- MOON, C.J.; WHATELEY, M.E.G. & EVANS, A.M. **Introduction to Mineral Exploration**. Blackwell, Malden, USA, 499p. 2006.
- MORAIS, M.C.; MARTINS Jr., P.P.; PARADELLA, W.R. Informações geoambientais derivadas de imagens de radar (R99B/SIPAM) e ópticas (LANDSAT/TM5) em jazimento de minério de ferro em Carajás. **Revista da Escola de Minas**, v.62, no.2, p.131-137, 2009.
- MORAIS, M.C.; MARTINS Jr., P.P.; PARADELLA, W.R. Mapping Iron-Mineralized Laterite Environmemts Based on Textural Attributes from MAPSAR Image Simulation-SAR R99B (SIVAM-SIPAM) in the Amazon Region. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 29, p. 99-111, 2011.
- MOREIRA, C.A. & ILHA, L. M. Prospecção geofísica em ocorrência de cobre localizada na bacia sedimentar do Camaquã (RS). **REM - Revista Escola de Minas**, v. 64, n. 3, p. 305-311, 2011.

- MOREIRA, C.A.; LOPES, S.M.; SCHWEIG, C.; SEIXAS, A.R. Geoelectrical prospection of disseminated sulfide mineral occurrences in Camaquã sedimentary basin, Rio Grande do Sul state, Brazil. **Brazilian Journal of Geophysics**, 30, 169-179. 2012.
- MOREIRA, C.A.; BRAGA, A.C.O.; GODOY, L.H.; SARDINHA, D.S. Relationship between age of waste and natural electric potential generation in Sanitary Landfill. **Geofísica Internacional**, 52, 4, 375-383. 2013.
- MOREIRA, C.A.; PEREIRA, A.M.; CAVALHEIRO, M.L.D. Caracterização Geométrica do Gabro Santa Catarina, São Sepé (RS). **Pesquisas em Geociências**, v.41 (1), p.15-23, 2014.
- MOREIRA, C.A.; MUNHOZ, T.; CAVALLARI, F.; HELENE, L.P.I. Electrical resistivity to detect zones of biogas accumulation in a landfill. **Geofísica Internacional**, 54, 4, 353-362. 2015.
- MOREIRA, C.A.; LAPOLA, M. M. CARRARA, A. Comparative analyzes among electrical resistivity tomography arrays in the characterization of flow structure in free aquifer. **Geofísica Internacional**, v. 55, p. 119-129, 2016.
- MUSSETT, A. E.; KHAN, M. A. **Looking into the earth: an introduction to geological geophysics**. Nova York: Cambridge University Press, 2000.
- NARDI, L.V.S. & BITENCOURT, M.F. Geologia, Petrologia e Geoquímica do Complexo Granítico de Caçapava do Sul, RS. **Revista Brasileira de Geociências**, Porto Alegre, v. 19, n. 2, p. 153-169, jun. 1989.
- OGILVY, R.; MELDRUM, P.; CHAMBERS, J.; WILLIAMS, G. The use of 3D electrical Resistivity Tomography to characterize waste and Leachate distribution within a closed landfill, Thriplow, UK, Eur. J. Engin. **Environ. Geophys**, v.7 (11), p.11-18. 2002.
- OLAYINKA, A.I., YARAMANCI, U. Choice of the best model in 2-D geoelectrical imaging: case study from a waste dump site. Eu. J. **Environ. Eng. Geophys.**, 3: 221-244. 1999.
- OLDENBURG, D. W. & PRATT, D.A., Geophysical Inversion for Mineral Exploration: a Decade of Progress in Theory and Practice. In "**Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration**" Toronto, edited by B. Milkereit, p. 61-95. 2007.
- OLIVEIRA C.H.E., CHEMALE JR. F., JELINEK A.R., BICCA M.M., PHILLIP R.P.. U-Pb and Lu-Hf Isotopes applied to the evolution of the late to post-orogenic transtensional basins of the Dom Feliciano Belt, Brazil. **Precambrian Research**, 246:240-255. 2014
- ORELLANA, E. **Prospección Geométrica en Corriente Continua**. Paraninfo, Madri. 523 pp. 1972.
- PAIM, P.; CHEMALE JR, F.; LOPES, R. C. A Bacia do Camaquã. In: HOLZ, M., DE ROS, L. F. (Eds.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul , p. 231-274. 2000.
- PASCHOLATI, E.M.; SILVA, C.; COSTA, S.S.; OSAKO, L.S.; AMARAL, G.; RODRIGUEZ, I.P. Novas ocorrências de Urânio na região de Lagoa Real, a partir da superposição de dados geofísicos, geológicos e de sensoriamento remoto. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33, n. 2, p. 91-98, 2003.

PASSOS, N. & GAVRONSKI, E.P. **Relatório sobre Prospecção das Ocorrências Cobre do Cerro dos Andradas, Primavera e Santa Bárbara, no município de Caçapava do Sul, RS.** Porto Alegre. DNPM. 1959.

PEREIRA, H.G. **Estudo geofísico em ocorrência de cobre por meio de métodos elétrico e eletromagnético, localizado no município de Caçapava do Sul (RS).** 78 f. Monografia (Graduação em Geofísica) – Universidade Federal do Pampa, Caçapava do Sul, 2011.

PERTILLE J., HARTMANN L.A., PHILIPP R.P., PETRY T.S., LANA C.C. Origin of the Ediacaran Porongos Group, Dom Feliciano Belt, southern Brazilian Shield, with emphasis on whole rock and detrital zircon geochemistry and U-Pb, Lu-Hf isotopes. **Journal of South American Earth Sciences**, 64:69-93. 2015

PHILIPP, R. P. & MACHADO, R. The Neoproterozoic to Cambrian granitic magmatism of Pelotas Batholith, **Southern Brazil. Journal of South American Earth Sciences**, 19:461-478. 2005

PHILIPP, R. P.; NARDI, L. V. S. & MACHADO, R. O Magmatismo Granítico Neoproterozóico tardi a pós-colisional da região de Porto Alegre, RS. In: Contribuição ao Estudo dos Granitos e Rochas Correlatas. Bahia, **Publicação Especial no5, Sociedade Brasileira de Geologia**, Núcleo Bahia-Sergipe, p.129-152. 1998.

PHILIPP, R.P. & MACHADO, R. The Late Neoproterozoic granitoid magmatism of the Pelotas Batholith, southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**. 2003.

PHILIPP, R.P.; PIMENTEL, M.M. and CHEMALE JR, F. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: Geological relationships and U-Pb geochronology. **Braz. J. Geol.**, vol.46, suppl.1 pp.83-104. 2016.

PICADA, R.S. **Geologia das folhas Encruzilhada e Vigia.** Porto Alegre: DNPM/CONGEO. (Relatório Interno, 105). 1967.

PICADA, R.S. & PINTO, O. da S. **Geologia da Folha de Figueiras, município de Encruzilhada do Sul, RS.** Porto Alegre: DNPM/CONGEO. 99p. 1966.

PICADA, R.S & TESSARI, R.I. **Geologia da Folha Piquiri, escala 1:50.000.** Porto Alegre: DNPM/CONGEO. 52p. 1966.

PICADA, R.S & TESSARI, R.I. Geologia da folha de Pinheiro, Encruzilhada do Sul, RS. **Boletim da Escola de Geologia**, UFRGS (15):5-30 (Notícia explicativa). 1970.

PICADA, R. S. Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul- Riograndense. Caracterização dos sistemas de falhas. **XXV Congresso Brasileiro de Geologia**, São Paulo (SP), vol. 1, p. 167 – 191. 1971.

POLLARD, P.J., Evidence of a magmatic fluid and metal source for Fe-oxide Cu–Au mineralization, in T.M. Porter, ed., Hydrothermal Iron Oxide Copper–Gold And Related Deposits: A Global Perspective, Volume 1, **Porter Geosciences Consultancy**, Adelaide, p. 27 41. 2000

PORTO, C. G.; PALERMO, N.; PIRES, F. R. M. **Panorama da exploração e produção do ouro no Brasil.** In: Extração de ouro: princípios, tecnologia e meio ambiente. Cap.1. Rio de Janeiro: CETEM/MCT, p.1-22, 2002.

RÊGO, I.T.S.F. Aspectos petrológicos e geoquímicos do Complexo Básico-Ultrabásico de Pedras Pretas, Rio Grande do Sul. **Acta Geológica Leopoldensia** 5(10): 197-278. 1981.

REMUS, M.V.D. **Metalogênese dos Depósitos Hidrotermais de Metais Base e Au do Ciclo Brasileiro do Bloco São Gabriel, RS**. Tese De Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 170p. 1999.

REMUS, M.V.D.; MCNAUGHTON, N.J.; HARTMANN, L.A.; GROVES, D.I. In: **Symposium On Archaean Terranes Of The South American Plataform**. Brasília, 1996. Extended Abstracts... Brasília, SBG. p. 67-70. 1996.

REMUS, M.V.D.; MCNAUGHTON, N.J.; HARTMANN, L.A.; KOPPE, J.C.; FLETCHER, I.R.; GROVES, D.I.; PINTO, V.M. Gold in the Proterozoic juvenile Bossoroca Volcanic Arc of southernmost Brazil: isotopic constraints on timing and sources. **Journal of South American Earth Sciences**, v.12, p. 349-366, 1999.

REMUS, M.V.D.; HARTMANN, L.A.; MCNAUGHTON, N.J.; GROVES, D.I.; FLETCHER, I.R. The link between hydrothermal epigenetic copper mineralization and the Caçapava Granite of the Brasileiro Cycle in southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 13, p. 191-216, 2000.

RIBEIRO, M. & FANTINEL, L. M. A. Associações petrotectônicas do Escudo Sul-Riograndense. **Iheringia / Série Geológica**, Porto Alegre (RS), vol. 5, p. 19 – 54. 1978.

RIBEIRO, M. & LICHTENBERG, E. Síntese da geologia do Escudo do Rio Grande do Sul. **XXX Congresso Brasileiro de Geologia**, Recife (PE), vol. 6, p. 2451 – 2463. 1978.

RIBEIRO, M. **Geologia da Folha de Bom Jardim, Rio Grande do Sul, Brasil**. Rio de Janeiro: DNPM, Boletim 2. 1970.

RIBEIRO, M.; BOCHI, P. R.; TESSARI, R. I. & FIGUEIREDO FILHO, P. M. Geologia da quadrícula de Caçapava do Sul, Brasil. DNPM, **Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral**, nº 127, p. 1 – 232. 1966.

RICHARDS, J.P., AND MUMIN, A.H. Magmatic-hydrothermal processes within an evolving Earth: iron oxide-copper gold and porphyry Cu ± Mo ± Au deposits: **Geology**, v. 41, p. 767-770. 2013

ROBINSON, E. S. **Basic Exploration Geophysics**. John Wiley & Sons Inc., 1988.

RODRIGUES, C.R.O.; Bennedetti, O.J.; Strohschoen, J.R.O. **Geologia da Faixa II da Folha Passo do Salsinho, RS**. Porto Alegre. UFRGS, 370p. 1982.

SAALMANN, K.; HARTMANN, L.A.; REMUS, M.V.D. Tectonic evolution of two contrasting schist belts in southernmost Brazil, A plate tectonic model for the Brasileiro Orogeny. **International Geology Review**, 47:1234-1259. 2005.

SAALMANN, K.; REMUS, M.V.D.; HARTMANN, L.A. Tectonic evolution of the Neoproterozoic juvenile São Gabriel belt, southern Brazil – constraints on Brasileiro orogenic evolution of the La Plata Cratonic margin. **Journal of South American Earth Sciences**, 21:204-227. 2006.

SALMIRINNE, H. & TURUNEN, P. Ground Geophysical Characteristics of Gold Targets in the Central Lapland Greenstone Belt. **Geological Survey of Finland, Special**, Paper 44, 209-223. 2007.



SANTOS, E. L. dos; BECKEL, J.; MACEDO, P. M.; GONZALES FILHO, F. & CHABAN, M. Divisão lito-estratigráfica do Eo-Cambriano - Pré-Cambriano Superior do Escudo Sul-Riograndense. **XXX Congresso Brasileiro de Geologia**, Recife (PE), vol. 2, p. 670 – 684. 1978.

SARTORI, P. L. P. **Petrografia do Complexo Granítico de São Sepé, RS: modelo evolucionar de granitos do sul do Brasil**. Tese de Doutorado, 196 p Universidade de São Paulo, São Paulo (SP). 1978.

SILVA, A.M.; MCCAFFERTY, A.E; PIRES, A.C. B. An Integrated Exploration Approach to Map Bif-Hosted Gold Deposits in The Rio das Velhas Greenstone Belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**. Vol.33, n. 2 (Suplemento), p.29-36, 2003.

SILVA, S.M.P.; CROSTA, A. P.; FERREIRA, F.J.F.; BEURLIN, H.; SILVA, A.M.; SILVA, M.R.R.. Identificação gamaespectrométrica de placeres rutilo-monazíticos neoproterozóicos no sul da Faixa Seridó, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 28, p. 61-77, 2010.

SILVA FILHO, B.C. DA & MATSDORF, M. Análise estrutural dos metamorfitos da borda oeste do Granito Caçapava, Caçapava do Sul: implicações geológicas locais e regionais. **Anais**, III Simpósio Brasileiro de Geologia. SBG, 1: 197-222. 1987.

SILVA FILHO, B.C.; SOLIANI JR. E. Origem e evolução dos Gnaisses Cambaí: exemplo de estudo integrado de análise estrutural, petroquímica e geocronologia. Simp. Sul-Bras. Geol., 3, **Atas**, 1.127- 145, Curitiba. 1987.

SILVA FILHO, B.C. **Structural sequence and petrogenesis of the polyphaser deformed Precambrian terrane of the Vila Nova region, State of Rio Grande do Sul, Southern Brazil**. Scotland University of Glasgow 220p. (tese de doutorado). 1984.

SIMÕES, M.S.; PHILIPP, R.P.; FORMOSO, M.L.L.; CAMOZZATO, E. Geologia do Complexo Máfico-ultramáfico Mata Grande, São Sepé, RS, **Pesquisas em Geociências**, 41(2):105-120. 2014

SKINNER, B.J. Hydrothermal mineral deposits: What we do and what we don't know. In: BARNES, H.L. (Ed.) **Geochemistry of hydrothermal ore deposits**, 3<sup>th</sup> ed. John Wiley & Sons, p. 1-29. 1997.

SMIRNOV, Vladimir Ivanovich. Geology of mineral deposits. Moscou: Mir Publishers. 520p. 1976.

SOARES, M.S.; KOPPE, J.C.; ROLIM, S.B.A. Interpretação das anomalias de potássio hidrotermal e parâmetro F da região do Complexo Bossoroca, São Sepé, RS. **Revista da Escola de Minas**, Ouro Preto - MG, v. 57, n. 4, p. 39-44, 2004.

SOLIANI JR., E. **Os dados geocronológicos do Escudo Sul-Riograndense e suas implicações de ordem geotectônica**. Tese de Doutorado, 425 p. Universidade de São Paulo, São Paulo (SP). 1986.

SOUZA, V.C.G.; SALVADORETTI, P.; COSTA, J.F.C.L.; BERETTA, F.; KOPPE, J.C.; CARVALHO JUNIOR, J.A.; BASEGIO, T.M.; BASTIANI, G.A. Estimativa de qualidade de carvão por meio de perfilagem geofísica de gama natural e resistividade.. **REM. Revista Escola de Minas**, v. 63, p. 653-660, 2010.

SOUZA FILHO, C.R.; NUNES, A.R.; LEITE, E.P.; MONTEIRO, L.V.S.; XAVIER, R.P. Spatial Analysis of Airborne Geophysical Data Applied to Geological Mapping and Mineral Prospecting in the Serra Leste Region, Carajás Mineral Province, Brazil. **Surveys in Geophysics**, v. 28, p. 307-405, 2007.

SUMNER, J.S. **Principles of induced polarization for geophysical exploration**. Amsterdam, Elsevier Scientific, 277 pp. 1976.

SZUBERT, E. C.; KIRCHNER, C. A.; GRAZIA, C. A. **Projeto Levantamento Geoquímico Regional do Escudo Sul-Riograndense: 1º fase**. Porto Alegre DNPM/CPRM. 2v. 1976.

SZUBERT, E. C.; KIRCHNER, C. A.; GRAZIA, C. A.; ANDRIOTTI, J. L. S. SHINTAKU, I. **Projeto cobre nos corpos básico-ultrabásicos e efusivos do Rio Grande do Sul - relatório final da 2ª fase**. DNPM/CPRM, Porto Alegre (RS), 2 vol. 1977.

TEIXEIRA, E. Cobre no Rio Grande do Sul. **Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral, DNPM**, Rio de Janeiro, n. 22, p. 29, 1937.

TEIXEIRA, M. B.; COURA NETO, A. B.; PASTORE, V. & RANGEL FILHO, A. L. R. **Vegetação, as regiões fitoecológicas, sua natureza e seus recursos econômicos, estudo fitogeográfico. Folha SH. 22 - Porto Alegre e parte das folhas SH. 21 - Uruguaiana e SI. 22 - Lagoa Mirim**. IBGE, Rio de Janeiro (RJ), p. 541 – 632. 1986.

TEIXEIRA, A.A.; SILVA, A.M.; PIRES, A.C.B.; MORAES, R.A.V.; SOUZA FILHO, C.R. Integração e análise de dados aerogeofísicos por meio da aplicação de técnicas de processamento digital de imagens e classificação não supervisionada: o exemplo do greenstone belt Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, MG. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 24, p. 559-572, 2006.

TELFORD, W. M.W.; GELDART, L.P.; SHERIFF, R.E. **Applied Geophysics**. 2. ed. London: Cambridge University Press, 1990.

TESSARI, R.I & FIGUEIREDO FILHO, P.M. de. **Geologia da Quadrícula Cerro das Cotias**. Porto Alegre: DNPM/SOTEGEO. 1966.

TESSARI, R. I. & GIFFONI, L. E. Geologia da região Piratini – Pinheiro Machado - Bagé, RS. DNPM, **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia**, nº 246, p. 1 – 122. 1970.

TESSARI, R. I. & PICADA, R. S. Geologia da quadrícula de Encruzilhada do Sul, RS, Brasil. DNPM, **Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral**, nº 124, p. 1 – 147. 1966.

VEDANA L.A., PHILIPP R.P., BASEI M.A.S. Geochemistry and provenance of the Pontas do Salso Complex, São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil. **International Geology Review**. In press. 2016

VIEIRA, LEANDRO B.; MOREIRA, CÉSAR A.; CÔRTEZ, ARIANE R. P.; LUVIZOTTO, GEORGE L. Geophysical modeling of the manganese deposit for Induced Polarization method in Itapira (Brazil) **Geofísica Internacional**, vol. 55, núm. 2, pp. 107-117 2016.

VILLWOCK, J.A. & LOSS, E.L. Um novo tipo de complexo básico-ultrabásico na faixa serpentínica do Pré-Cambriano do Rio Grande do Sul. **Notas e Estudos da Escola de Geologia, UFRGS**, 2(1):15-22, 1970.

WARD, S. H. Resistivity and induced polarization methods: in Geotechnical and Environmental Geophysics, Vol. 1, Ward, S. H., ed: **Soc. of Expl. Geophys.** 1990.

WILDNER, W. **Caracterização geológica e geoquímica das sequências ultramáfica e vulcano-sedimentares da região de Bossoroca - RS.** Dissertação de Mestrado, 170 p. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre (RS). 1990.

WILLIAMS, P.J., BARTON, M.D., JOHNSON, D.A., FONTBOTE, L., DE HALLER, A., MARK, G., OLIVER, N.H.S., AND MARSCHIK, R. Iron oxide copper-gold deposits; geology, space-time distribution, and possible modes of origin: **Economic Geology** 100th Anniversary Volume, p. 371-406. 2005

ZACCHI, E.N.P.; SILVA, A.M.; ROLIM, V.K. Análise integrada de dados multifonte e sua aplicação no mapeamento geológico das formações ferríferas da Serra de Itapanhoacanga, Alvorada de Minas, MG. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 28, p. 643-656, 2010.

ZHOU, B. & DAHLIN, T. Properties and effects of measurements errors on 2D resistivity imaging surveying. **Near Surface Geophysics**, v.1, p.105-117, 2003.

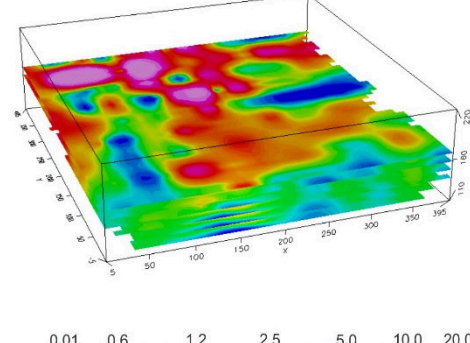
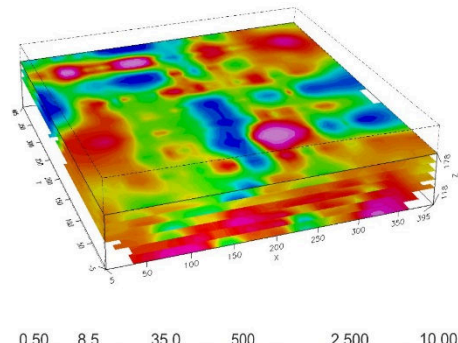
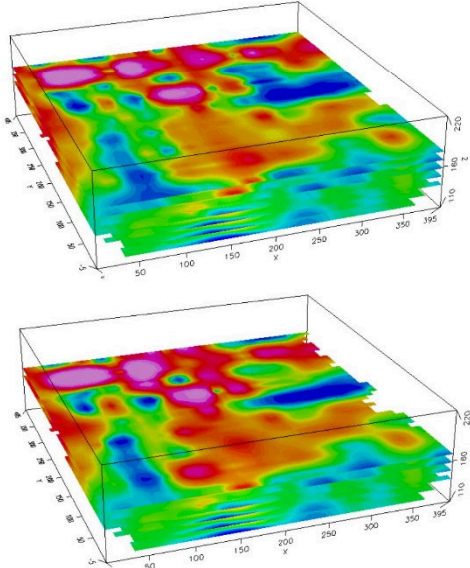
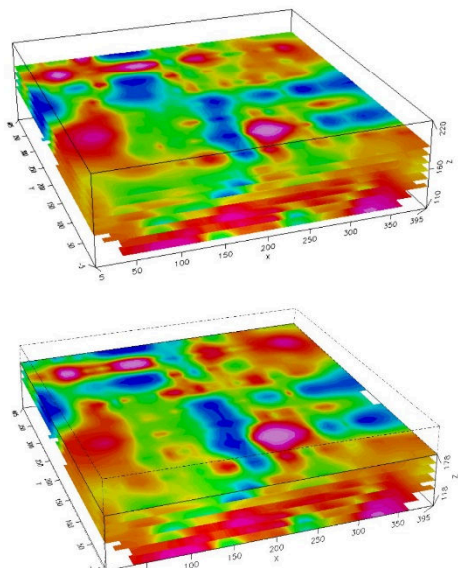
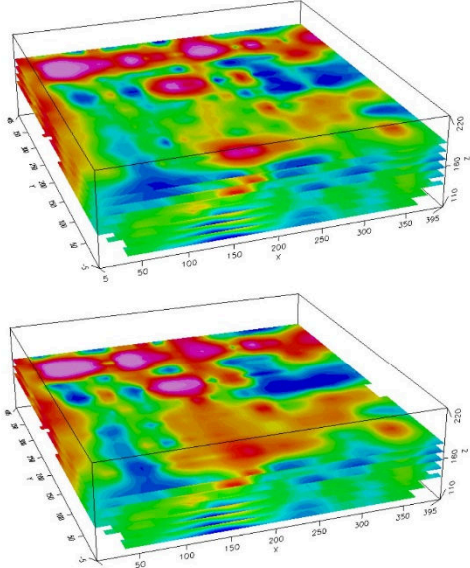
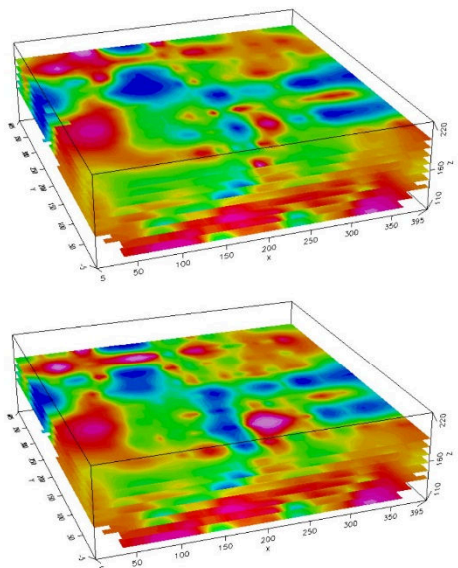
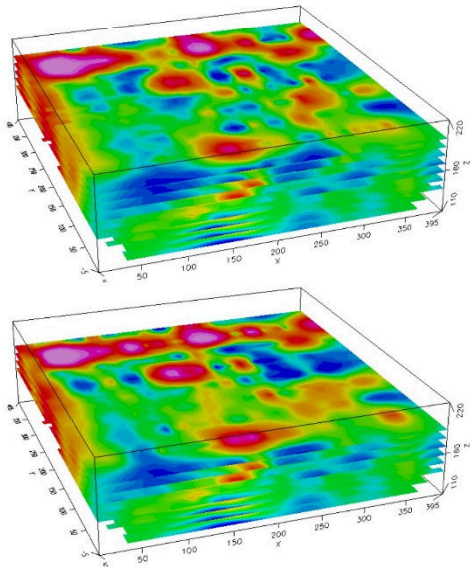
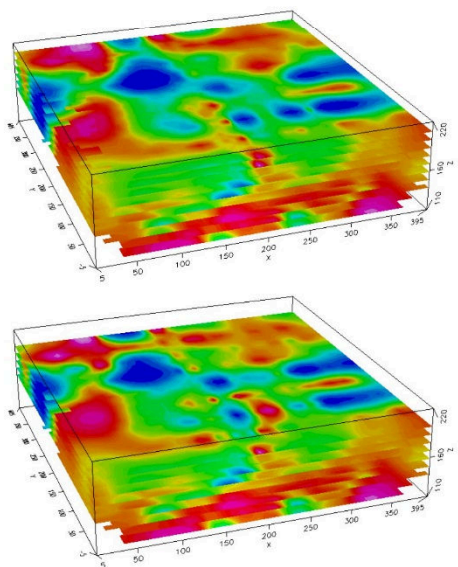
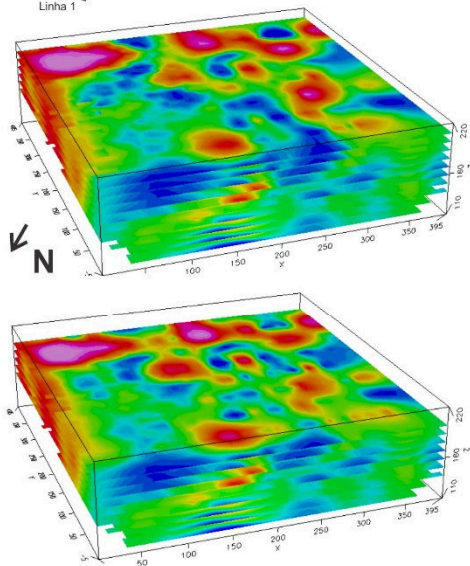
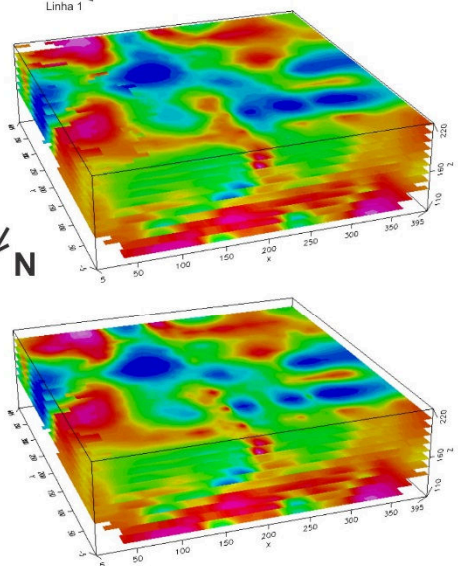
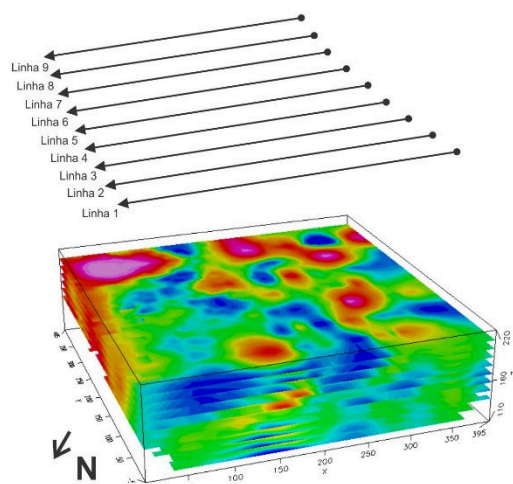
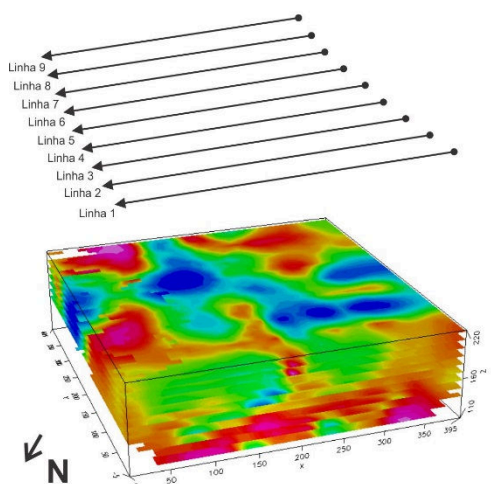
ZONGE K.L.; WYNN J.; URQUHART S. Resistivity, induced polarization, and complex resistivity, **Near-surface geophysics**, SEG investigations in geophysics series No 13, editor Dwain Butler, pp 265–300. 2005.

**APÊNDICE I –SEÇÕES INTERPOLADAS FAZENDA DO  
FUNCHO**

FAZENDA DO FUNCHO (DIPOLO-DIPOLO)

RESISTIVIDADE

CARGABILIDADE



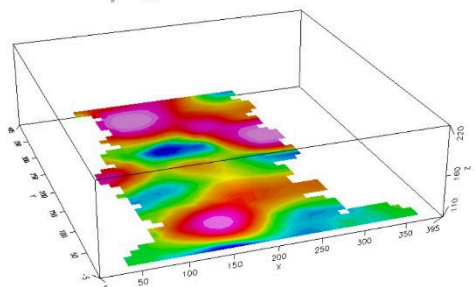
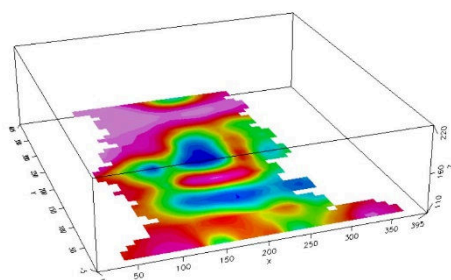
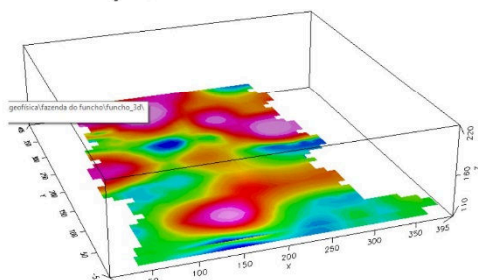
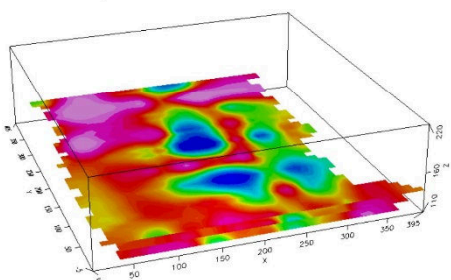
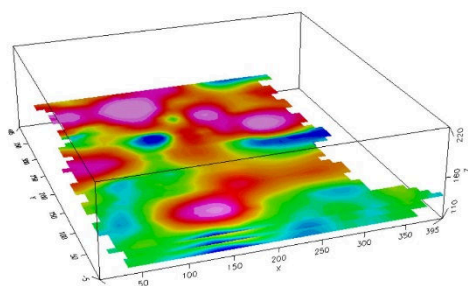
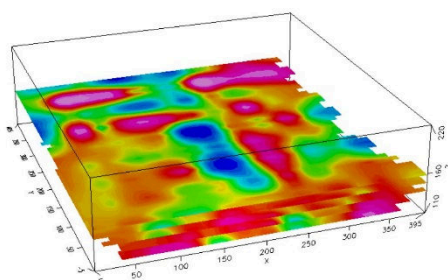
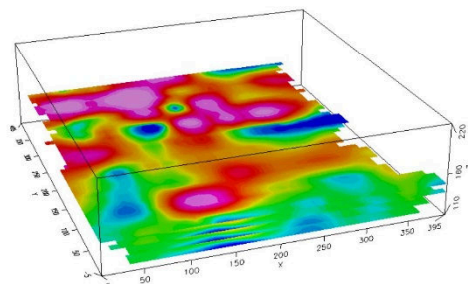
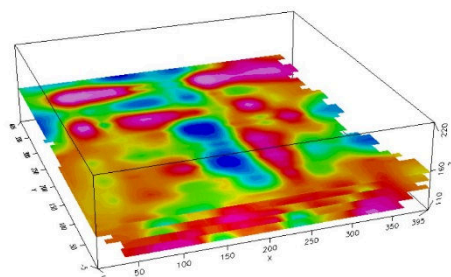
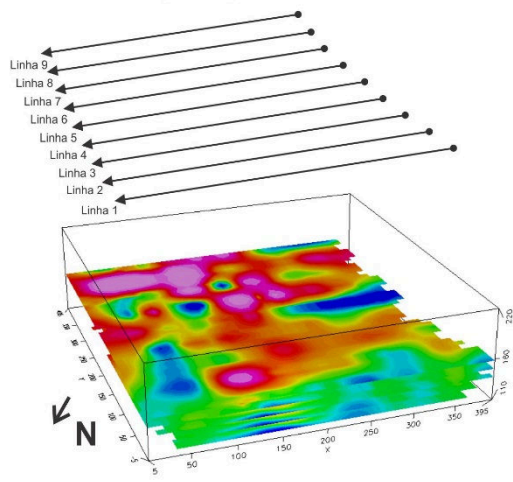
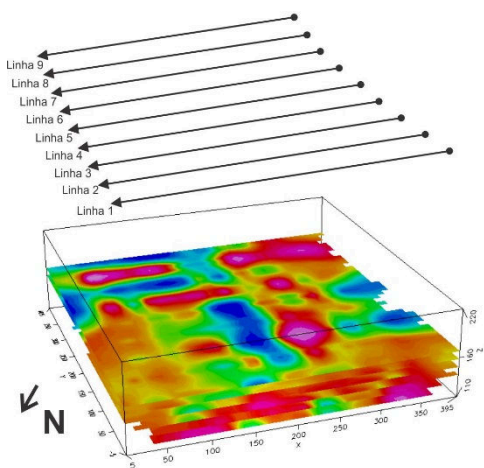
Resistividade em  $\Omega.m$

Cargabilidade em mV/V

FAZENDA DO FUNCHO (DIPOLO-DIPOLO)

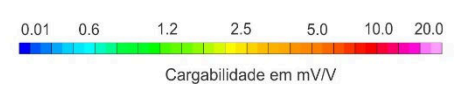
RESISTIVIDADE

CARGABILIDADE



Linha 9  
Linha 8  
Linha 7  
Linha 6  
Linha 5  
Linha 4  
Linha 3  
Linha 2  
Linha 1

Linha 9  
Linha 8  
Linha 7  
Linha 6  
Linha 5  
Linha 4  
Linha 3  
Linha 2  
Linha 1



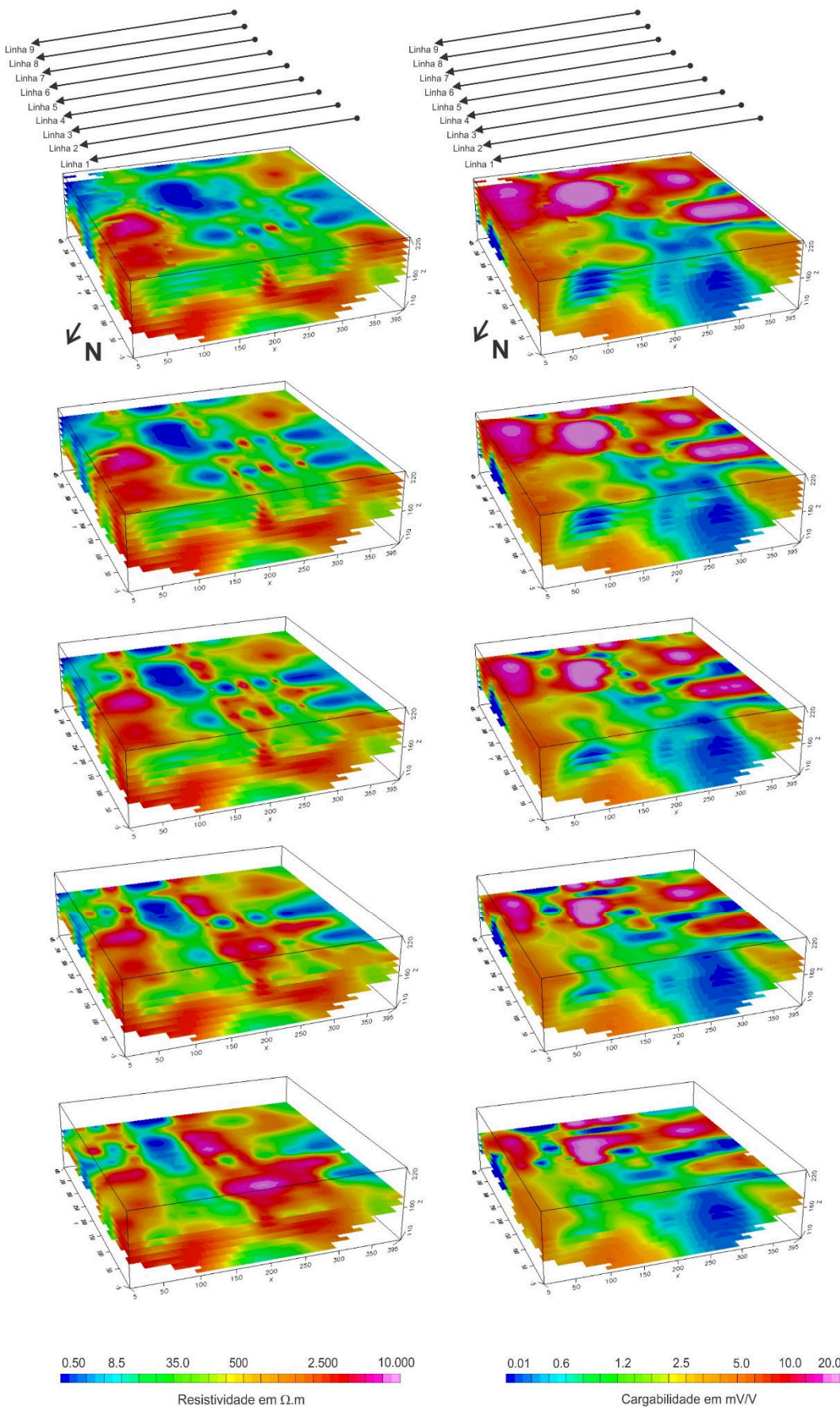
Resistividade em  $\Omega.m$

Cargabilidade em mV/V

FAZENDA DO FUNCHO (SCHLUMBERGER)

RESISTIVIDADE

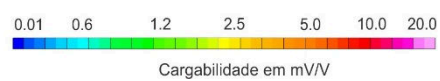
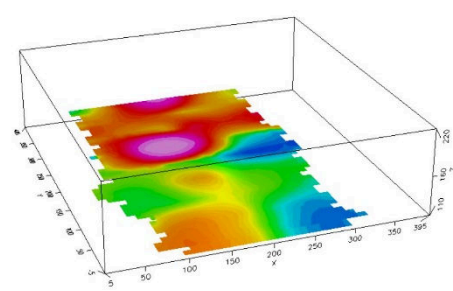
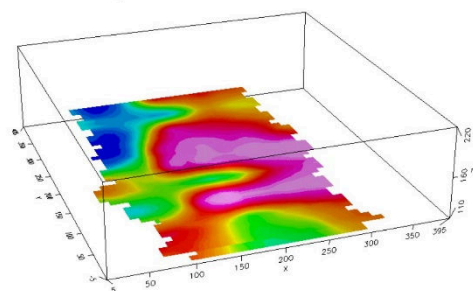
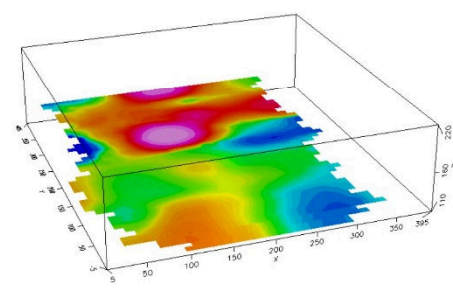
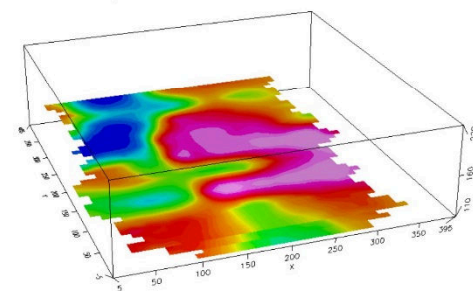
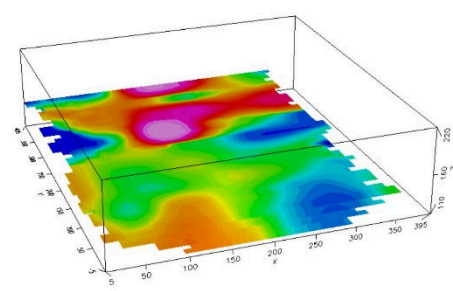
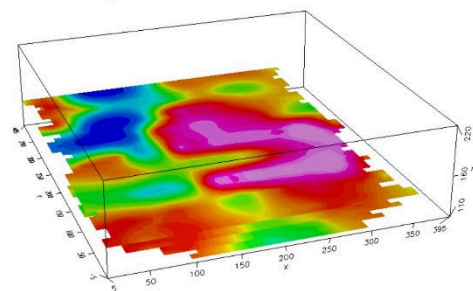
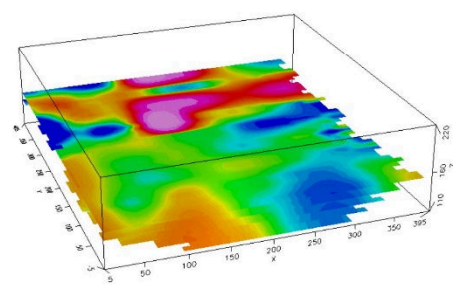
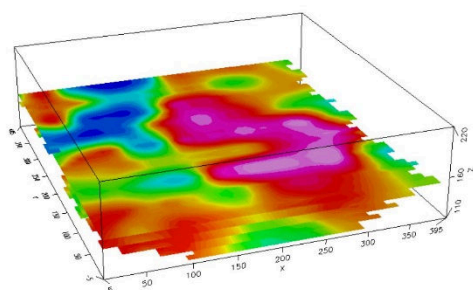
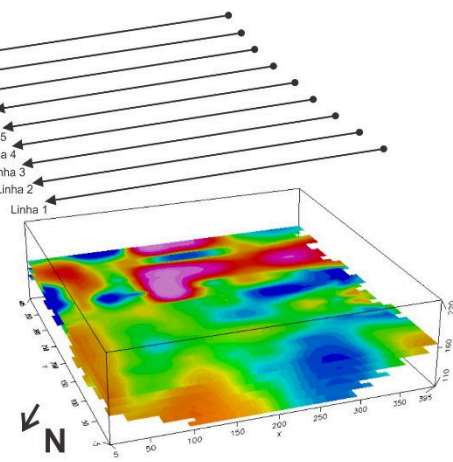
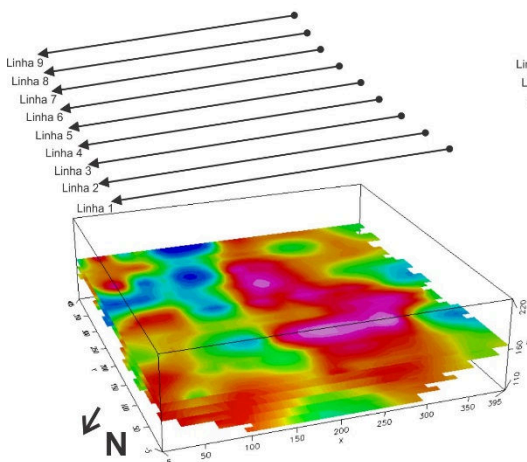
CARGABILIDADE



FAZENDA DO FUNCHO (SCHLUMBERGER)

RESISTIVIDADE

CARGABILIDADE



Resistividade em  $\Omega.m$

Cargabilidade em mV/V

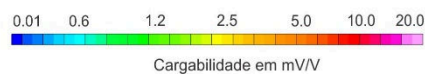
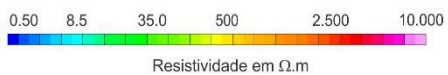
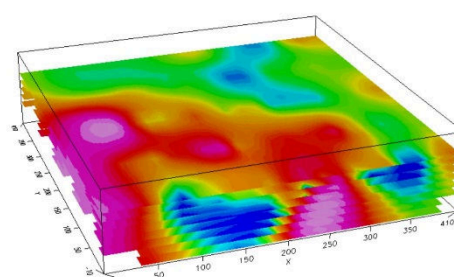
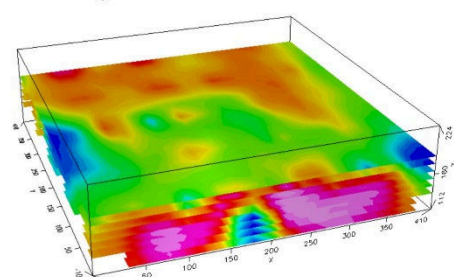
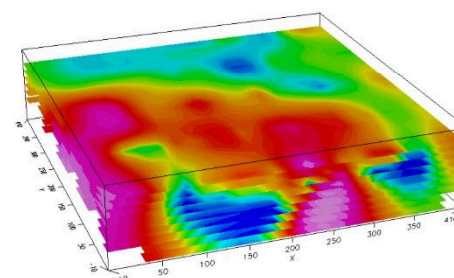
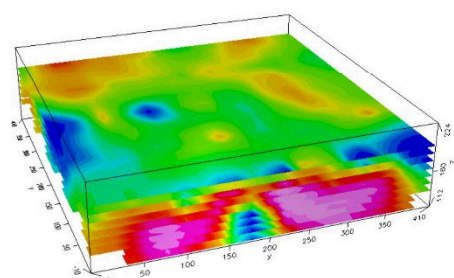
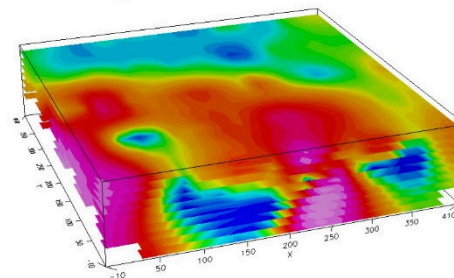
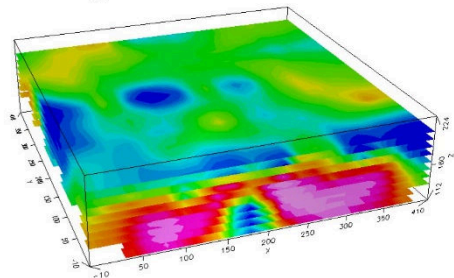
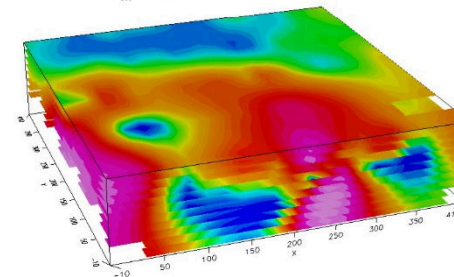
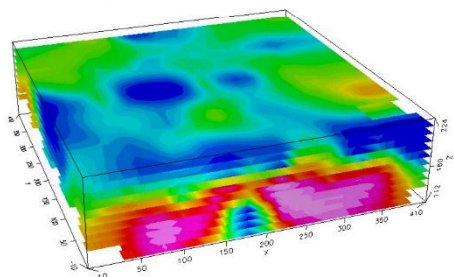
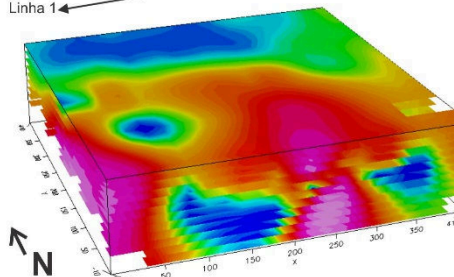
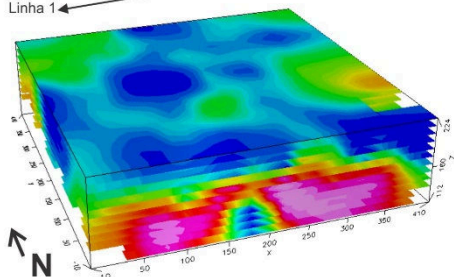
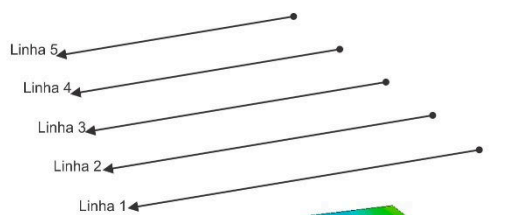
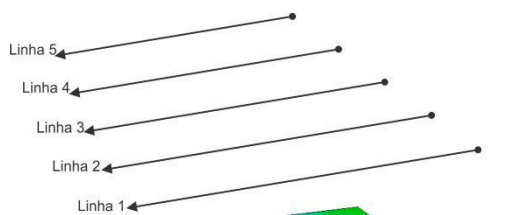


**APÊNDICE II – SEÇÕES INTERPOLADAS GABRO SANTA  
CATARINA**

GABRO SANTA CATARINA (DIPOLO-DIPOLO)

RESISTIVIDADE

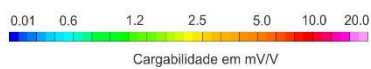
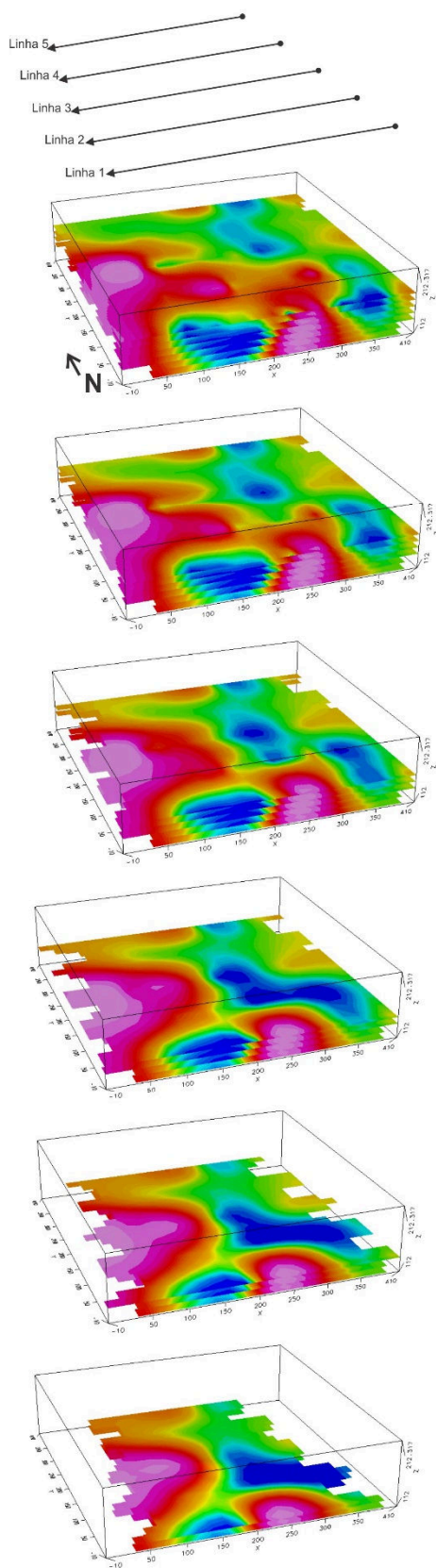
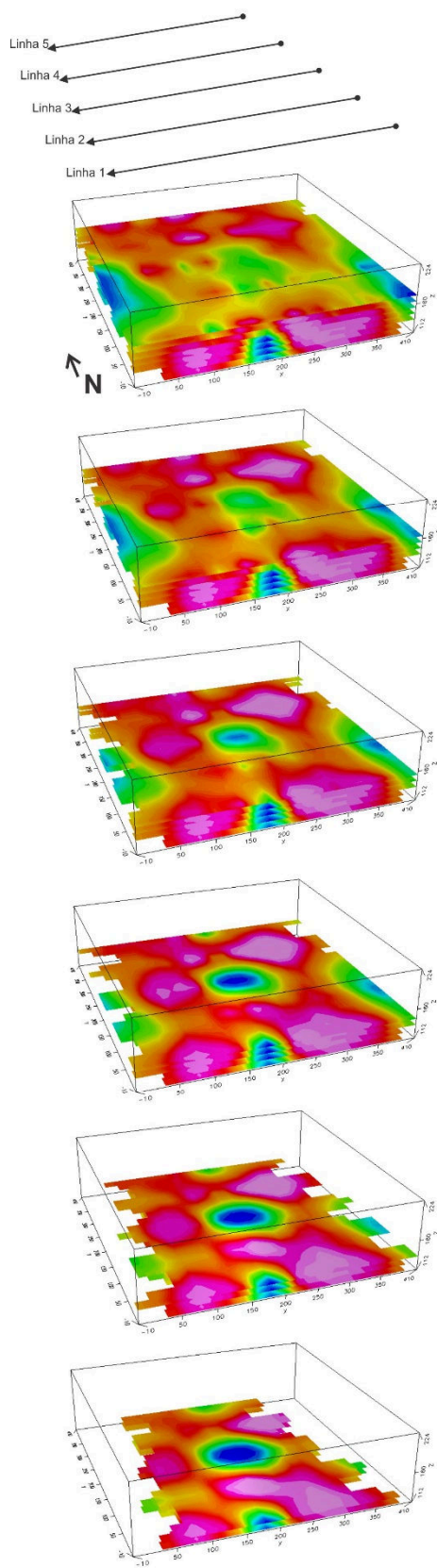
CARGABILIDADE



GABRO SANTA CATARINA (DIPOLO-DIPOLO)

RESISTIVIDADE

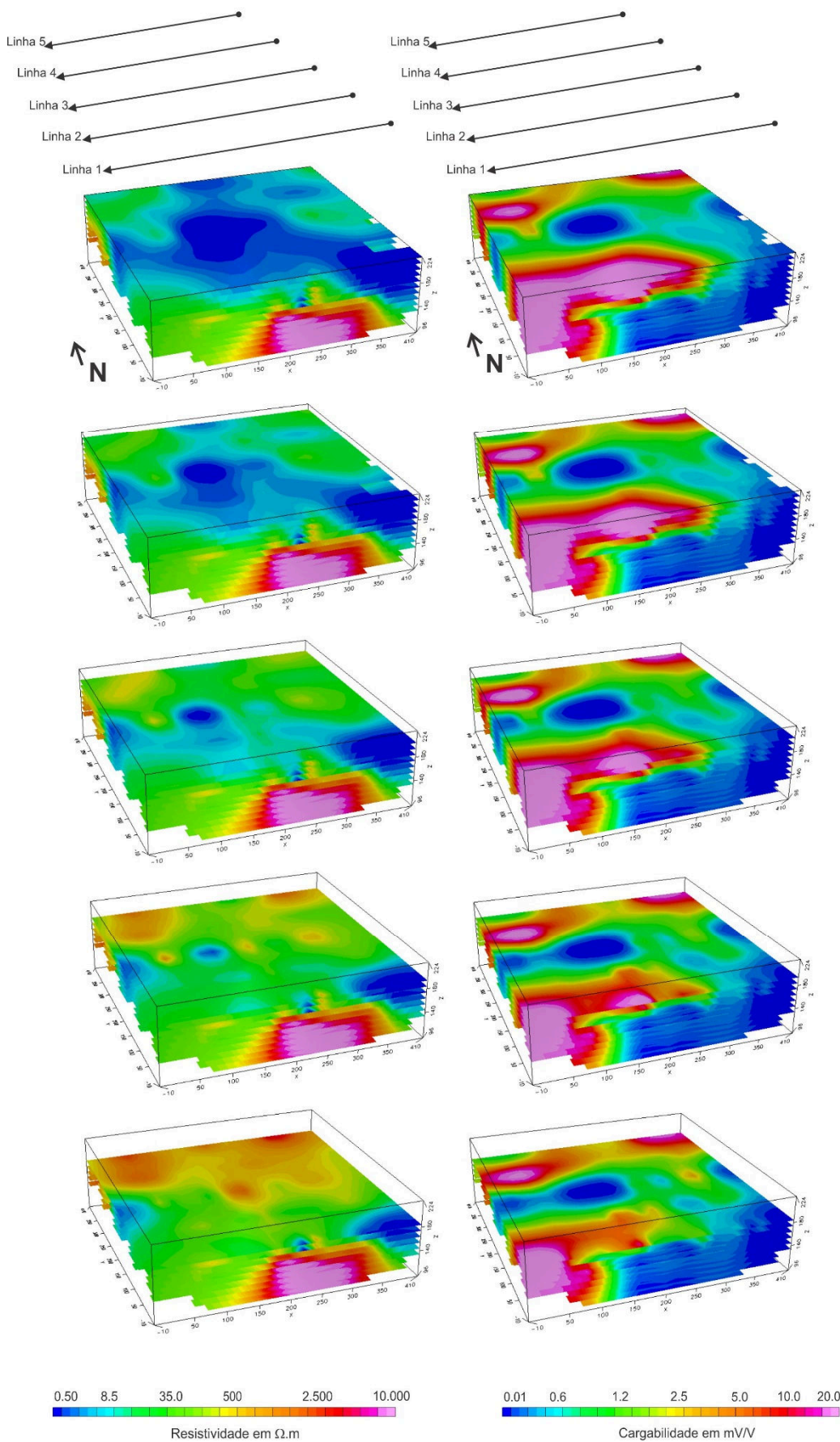
CARGABILIDADE



GABRO SANTA CATARINA (SCHLUMBERGER)

RESISTIVIDADE

CARGABILIDADE



GABRO SANTA CATARINA (SCHLUMBERGER)

RESISTIVIDADE

CARGABILIDADE

