



Universidade Estadual Paulista
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

**CARACTERIZAÇÃO DE OCORRÊNCIA DE COBRE POR MEIO DE
LEVANTAMENTO ESTRUTURAL E GEOFÍSICO EM FAIXA DE DOBRAMENTOS NA
REGIÃO DE CAÇAPAVA DO SUL (RS)**

Shaiely Fernandes dos Santos

Orientador: Prof. Dr. César Augusto Moreira

Dissertação de Mestrado 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 Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Rio Claro - SP
2017

SHAIELY FERNANDES DOS SANTOS

**CARACTERIZAÇÃO DE OCORRÊNCIA DE COBRE POR MEIO DE
LEVANTAMENTO ESTRUTURAL E GEOFÍSICO EM FAIXA DE DOBRAMENTOS NA
REGIÃO DE CAÇAPAVA DO SUL (RS)**

Dissertação de Mestrado 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 Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Prof. Dr. César Augusto Moreira

Rio Claro – SP

2017

551 Santos, Shaiely Fernandes dos
S237c Caracterização de ocorrência de cobre por meio de levantamento estrutural e geofísico em faixa de dobramentos na região de Caçapava do Sul (RS) / Shaiely Fernandes dos Santos. - Rio Claro, 2017
79 f. : il., figs.

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Cesar Moreira

1. Geofísica. 2. Pesquisa mineral. 3. Sulfeto. 4. Resistividade elétrica. 5. Cargabilidade. 6. Modelamento 3D.
I. Título.

SHAIELY FERNANDES DOS SANTOS

**CARACTERIZAÇÃO DE OCORRÊNCIA DE COBRE POR MEIO DE
LEVANTAMENTO ESTRUTURAL E GEOFÍSICO EM FAIXA DE DOBRAMENTOS NA
REGIÃO DE CAÇAPAVA DO SUL (RS)**

Dissertação de Mestrado 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 Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Cesar Augusto Moreira

Prof. Dr. Vagner Elis

Dr. Daniel Françoso Godoy

Aprovada

AGRADECIMENTOS

Ao bondoso Deus e meus anjos protetores que me guiaram e protegeram por todo o percurso até aqui.

À Telma, Michele, Shaieny e Mariane, minha linda e abençoada família, que com os laços de amor, fé e união me transmitiram perseverança, sabedoria, afeto e zelo. Obrigada por me darem essa base forte que me sustenta a cada dia.

Às minhas amigas mestradas, Fernanda, Karolliny e Carol, por todo apoio, carinho e incentivo nestes últimos anos. Aos colegas, Lenon, Juno e Marly, pela grande parceria, disposição e ajuda acadêmica.

Ao meu orientador, César Moreira, por todo conhecimento compartilhado, paciência, apoio e encorajamento. Tens minha eterna gratidão e admiração. À Rosângela por toda paciência, ajuda e lembretes.

Por fim, à CAPES – Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior, pela bolsa de estudos concedida.

RESUMO

A ampla variedade de aplicações de cobre estimula a exploração de áreas mineralizadas. A prospecção de sulfetos por meio de métodos geofísicos, como a Eletrorresistividade e a Polarização Induzida (IP), são altamente promissores devido ao contraste de resistividade elétrica e cargabilidade, onde depósitos com sulfetos disseminados ou filoneanos são caracterizados por baixa resistividade e alta polarizabilidade. Esse trabalho realizou estudo de prospecção geofísica por meio de aquisição tomográfica em ocorrência mineral de cobre, na região de Caçapava do Sul (RS). Foram realizadas três linhas de aquisição por meio da técnica de tomografia elétrica em arranjos Dipolo-dipolo, Schlumberger e Wenner com 400 metros de comprimento e 5 metros de espaçamento entre eletrodos, dispostas de forma perpendicular à estruturação geral da área, representada com um grande sinclinal, de alta complexidade geológica e estrutural, em cuja crista foram reconhecidas galerias de pesquisa com carbonatos e sulfetos de cobre. Os resultados indicam que o arranjo dipolo-dipolo melhor realça e detalha as feições em regiões com estruturas inclinadas e fraturas. Os modelos de inversão 2D e modelamento 3D apresentam regiões centrais e laterais com alta resistividade e alta cargabilidade com indicativo de provável zona de stockwork com sulfetos alojados. Zonas periféricas com moderada resistividade e moderada cargabilidade inferem possíveis áreas com presença de argilização, zonas com alta cargabilidade e baixa resistividade são prováveis zonas de sulfetação e as possíveis zonas de silicificação com altos valores de resistividade e baixos de cargabilidade, observadas nas adjacências das prováveis zonas mineralizadas.

Palavras-chave: pesquisa mineral, sulfeto, resistividade elétrica, cargabilidade, modelamento 3D

ABSTRACT

The wide variety of copper applications encourages the exploration of mineralized areas. Sulfide prospecting by means of geophysical methods, such as electrical resistivity and induced polarization (IP), are highly promising due to the contrast of electrical resistivity and chargeability, where deposits with disseminated sulfides or filonians are characterized by low resistivity and high polarizability. This work carried out a study of geophysical prospecting by means of tomographic acquisition in mineral copper occurrence, in the region of Caçapava do Sul (RS). Three acquisition lines were performed by means of electrical tomography technique using a Dipole-dipole, Schlumberger and Wenner arrangements, with a length of 400 meters and a spacing of 5 meters between the electrodes, arranged in perpendicular layout to the general structure of the area, represented by a large synclinal, of high geological and structural complexity, where research galleries with carbonates and copper sulfides were recognized in the ridge. The results indicate that the dipole-dipole arrangement best highlights and details features in regions with sloped structures and fractures. The 2D inversion models and 3D modeling indicate central and lateral regions with high resistivity and high chargeability with indicative of probable stockwork zone with housed sulfides. Peripheral zones with moderate resistivity and moderate chargeability infer possible areas with presence of argillization, zones with high chargeability and low resistivity are likely to be zones of sulfation and possible silicification zones with high resistivity values and low chargeability values, observed in the vicinity of the probable mineralized zones.

Key-words: mineral research, sulfide, resistivity, chargeability, 3D modeling.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Localização da área de estudo	13
Figura 2 - Geologia da bacia sedimentar do Camaquã, com localização da ocorrência mineral em estudo.....	17
Figura 3 - Mapa geológico da área de estudo	19
Figura 4 - Quartzito maciço com conjunta de fraturas.....	21
Figura 5 - Carbonato de cobre em amostra localizada na linha 2.	22
Figura 6 - Galeria de pesquisa contendo alteração do minério de cobre em forma de malaquita (carbonato de cobre).....	22
Figura 7 - Evidências de malaquita na parte interna da galeria.....	23
Figura 8 - Pirita em amostra localizada na linha 2.....	23
Figura 9 - Perfil geológico das Minas do Camaquã.....	25
Figura 10- Modelo de depósito epitermal.	28
Figura 11 - Parâmetros utilizados na definição de resistividade.....	30
Figura 12 - Esquema de aquisição do método de eletrorresistividade, um par de eletrodos de emissão de corrente (A e B) e outro de medida de potencial (M e N) com o espaçamento r entre eles: a. em perfil e b. em planta.....	31
Figura 13 - Mecanismos de polarização induzida: a) polarização de membrana e b) polarização de eletrodo.	35
Figura 14 - O fenômeno de polarização induzida, com decaimento do potencial após desligamento da corrente.....	36
Figura 15 - Disposição dos eletrodos de corrente (I) e potencial (V) para o arranjo Dipolo-dipolo e cálculo da resistividade aparente.....	38
Figura 16 - Disposição dos eletrodos de corrente (I) e potencial (V) para o arranjo Wenner e cálculo da resistividade aparente.	39
Figura 17- Disposição dos eletrodos de corrente (I) e potencial (V) para o arranjo Schlumberger e cálculo da resistividade aparente.	39
Figura 18- Sensibilidade dos arranjos num semi-espaço homogêneo: (a, b) Wenner, (c, d) Schlumberger, (e,f) Dipolo-dipolo.....	41
Figura 19- Mapa com posicionamento das três linhas de aquisição.	42

Figura 20- Eletrodos posicionados ao longo do perfil.....	43
Figura 21- Equipamento utilizado em campo.	44
Figura 22 - a) Estereograma de fraturas representadas por pólos de planos e linhas de contorno. Com medidas plotadas no hemisfério inferior; b) Diagrama de rosetas confeccionado para as mesmas medidas.	47
Figura 23- Seções com resultado de cargabilidade da linha 1, para os arranjos Dipolo-dipolo, Schlumberger e Wenner.	49
Figura 24-Seções com resultado de cargabilidade da linha 2, para os arranjos Dipolo-dipolo, Schlumberger e Wenner.	50
Figura 25-Seções com resultado de cargabilidade da linha 3, para os arranjos Dipolo-dipolo, Schlumberger e Wenner.	51
Figura 26- Seções com resultado de resistividade da linha 1, para os arranjos Dipolo-dipolo, Schlumberger e Wenner.	53
Figura 27-Seções com resultado de resistividade da linha 2, para os arranjos Dipolo-dipolo, Schlumberger e Wenner.	54
Figura 28-Seções com resultado de resistividade da linha 3, para os arranjos Dipolo-dipolo, Schlumberger e Wenner.	55
Figura 29- modelos 3D com integração das três linhas em parâmetros físicos de resistividade e cargabilidade para os arranjos Dipolo-dipolo e Schlumberger.	58
Figura 30- Modelamento 3D com parâmetro físico de cargabilidade	60
Figura 31- Modelamento 3D com parâmetro físico de cargabilidade	61
Figura 32- Modelamento 3D com parâmetro físico de resistividade para os arranjos Dipolo-dipolo e Schlumberger.	62
Figura 33- Modelamento 3D com parâmetro físico de resistividade para os arranjos Dipolo-dipolo e Schlumberger.	63
Figura 34-Modelo de isosuperfície 3D com parâmetro de cargabilidade para o arranjo Dipolo-dipolo.	64
Figura 35-Modelo de isosuperfície 3D com parâmetro de cargabilidade para o arranjo Schlumberger.	65

SUMÁRIO

RESUMO.....	5
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	7
CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO.....	11
1.1 Considerações Iniciais	11
1.2 Objetivos	12
CAPÍTULO 2 - CARACTERÍSTICAS DA ÁREA DE ESTUDO.....	13
2.1 Localização da Área de Estudo.....	13
2.2 Histórico da Região.....	14
CAPÍTULO 3 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	16
3.1 Contexto Geológico Local	18
3.2 Hipótese Genética para a Mineralização de Cobre da Região	24
3.2.1 Depósito Hidrotermal Magmático.....	26
CAPÍTULO 4 – MATERIAIS E MÉTODOS.....	29
4.1 Introdução	29
4.2 Método da Eletrorresistividade.....	29
4.2.1 Resistividade Elétrica.....	29
4.2.2 Tipos de Condução Elétrica	33
4.3 Método da Polarização Induzida	33
4.3.1 Polarização de Membrana	34
4.3.2 Polarização de Eletrodo.....	34
4.3.3 Medição de Polarização Induzida	35
4.4 Técnicas de Investigação e Arranjos	37
4.4.1 Arranjo Dipolo-dipolo	38
4.4.2 Arranjo Wenner.....	38
4.4.3 Arranjo Schlumberger	39
4.5 Aquisição de Dados	41
4.3 Processamento de Dados.....	44
CAPÍTULO 5 – RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	47
5.1 Modelo de Inversão 2D	48
5.2 Integração dos Modelos Geofísico-Geológico.....	56

5.3 Modelamento 3D.....	58
5.4 Correlação com Trabalhos Anteriores.....	66
CAPÍTULO 6 – CONCLUSÕES.....	69
CAPITULO 7 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	71

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

1.1 Considerações Iniciais

A grande importância do minério de cobre na economia mundial é mantida por décadas devido as propriedades físicas e químicas que lhes conferem ampla gama de usos no desenvolvimento tecnológico industrial, como na indústria elétrica e eletrônica, engenharia industrial, construção civil, transporte (indústrias automobilísticas, naval, aeronáutica e ferroviária) entre outros usos (DNPM, 2001). Esta diversidade de aplicações deste metal desperta o interesse e necessidade para a exploração de áreas mineralizadas.

Os procedimentos tradicionalmente utilizados na descoberta e caracterização de novas ocorrências minerais são: a amostragem de solo e rocha, análises químicas, ferramentas diretas como sondagem e ferramentas indiretas como os métodos geofísicos (MARANHÃO, 1985; MOON et al., 2006).

A prospecção geofísica avalia as propriedades físicas do frequente contraste entre depósitos minerais e rocha encaixante, mensurável a partir de instrumentos analíticos de campo. Os principais métodos geofísicos são: magnetometria, gravimetria, gamaespectrometria, sísmica, perfilagem de poço, sensoriamento remoto, eletromagnético e métodos elétricos.

A prospecção mineral por meio de métodos elétricos (Eletrorresistividade e Polarização Induzida) apresenta resultados satisfatórios, principalmente pelo contraste de parâmetros de resistividade e parâmetros de polarizabilidade, caracterizado por depósitos com sulfetos disseminados ou filoneanos (MOON et al., 2006, KEAREY et al., 2002). Neste trabalho foram utilizados os métodos de Eletrorresistividade e Polarização induzida (IP) através da técnica de tomografia elétrica.

O método de Eletrorresistividade é muito usado na investigação e monitoramento de águas subterrâneas e contaminação de solos, assim como em estudos de descontinuidades horizontais e verticais em subsuperfície (MUSSET & KHAN, 2000, KEAREY et al., 2002). O método da Polarização Induzida, por sua vez, foi inicialmente desenvolvido para pesquisa de sulfetos disseminados. Estudos recentes, a partir do início

dos anos 2000, mostrou a eficácia do método também em áreas impactadas por hidrocarbonetos (MUSSET & KHAN, 2000, MOREIRA et al., 2006).

Diversos trabalhos de aplicação dos métodos geoeletricos demonstram a aplicabilidade na delimitação e modelagem de ocorrências minerais sulfetadas, como: Irvine & Smith (1990), Allis (1990), Locke et al., (1999), Moreira & Ilha (2011), Moreira et al., (2012), Cortês (2016) entre outros.

O presente trabalho visa o estudo geofísico para reconhecer e detalhar a ocorrência de cobre em faixa de dobramentos na região de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. A região apresenta uma evolução estrutural policíclica com 5 fases de deformação, o que proporciona um embasamento geológico de alta complexidade.

A área de estudo selecionada já foi alvo de pesquisa durante uma campanha do Serviço Geológico do Brasil (CPRM), devido as diversas minas de cobre e ouro descritas em âmbito regional. A área apresenta uma galeria aberta com claros indícios de mineralização como a alteração do minério de cobre em carbonato de cobre (malaquita) e pirita.

1.2 Objetivos

Este trabalho propõe um estudo em área de ocorrência de cobre por meio do reconhecimento de indícios de mineralização em campo, análise estrutural e levantamento geofísico.

A análise da assinatura geofísica em produtos de modelamento 2D e 3D e a comparação do padrão de sensibilidade entre os diferentes tipos de arranjos e indicar qual melhor arranjo retrata zonas com evolução estrutural complexa, fraturas e dobras inclinadas.

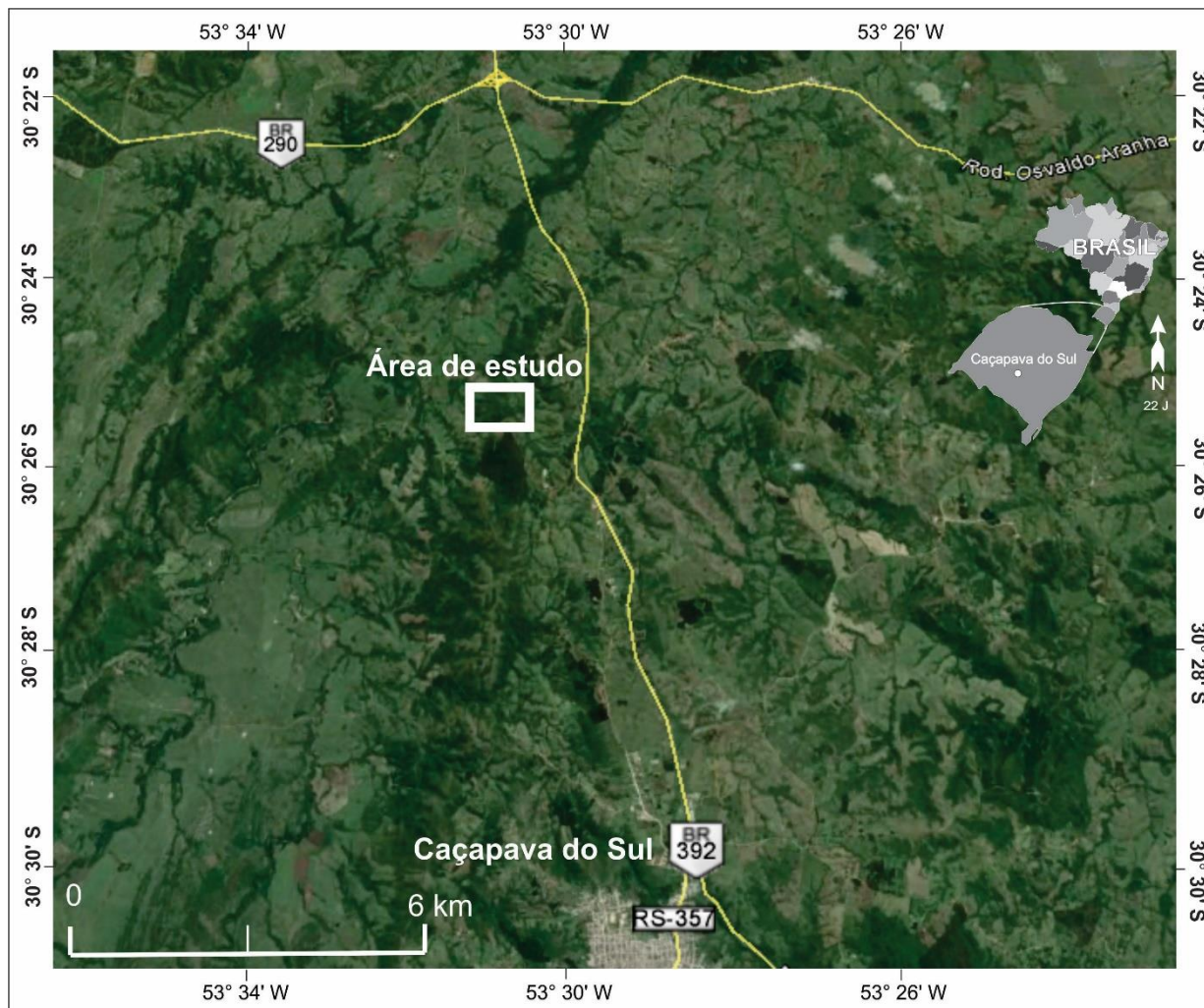
A definição de alvos para prospecção direta em profundidade, além de uma análise da eficácia do conjunto de métodos de investigação utilizados nesta pesquisa, em projetos de pesquisa mineral.

CAPÍTULO 2 - CARACTERÍSTICAS DA ÁREA DE ESTUDO

2.1 Localização da Área de Estudo

A área de estudo está localizada a 14 km da cidade de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul (Figura 1), distante 260 Km de Porto Alegre, acesso pela BR-290. As coordenadas da área são $53^{\circ}35'19''$ W, $30^{\circ}20'56''$ S e $53^{\circ}29'06''$ W, $30^{\circ}25'29''$ S. A área está inserida em uma faixa de dobramentos com sentido N-S.

Figura 1 - Localização da área de estudo



Fonte: (Google Earth, 2010).

2.2 Histórico da Região

Caçapava do Sul está localizada no centro-sul do Estado do Rio Grande do Sul. A região é historicamente conhecida por suas atividades de mineração, que remontam ao século XIX, principalmente de cobre e ouro, até a década de 1990 (RONCHI & LOBATO, 2000). Em torno de 1870, com a identificação de minerais oxidados de cobre em Lavras do Sul, capitais ingleses criaram a infra-estrutura inicial para a exploração do cobre e proporcionaram o reconhecimento da jazida (LAUX & LINDENMAYER, 2000).

Os primeiros trabalhos de extração do cobre foram feitos por agricultores de Pelotas em 1888, posteriormente assumidos por ingleses e belgas (LAUX & LINDENMAYER, 2000). Neste período, as atividades de mineração foram intensificadas e resultaram em grande avanço no que diz respeito à lavra subterrânea e aos processos de tratamento de minério. Com a queda do preço do cobre, o esgotamento da zona de minério rico, a falta de metalurgia completa e de logística de transporte as atividades tiveram que ser encerradas no ano de 1908.

Com o processo de industrialização do país na década de 1930, os depósitos minerais do Rio Grande do Sul voltaram a despertar grande interesse (HARRES, 2000). Novos estudos geológicos realizados na região resultaram na descoberta de minério de alto teor de cobre e a presença de ouro associado.

Neste cenário, a Companhia Brasileira de Cobre (CBC) é fundada em 1942, tal companhia realizou extração de minério no período de maio de 1944 a abril de 1945 e entre os anos de 1952 a 1974. Em 1948, os engenheiros Nero Passos e Victor Leinz descobrem novo filão e, a partir de então, ambos os filões passaram a se denominar de Mina Uruguai e Mina São Luiz e o local recebeu a denominação de Minas Camaquã (CPRM, 2010).

Em 1981, a realização de novas pesquisas resultou na retomada das atividades de mineração com novas técnicas de extração e produção do concentrado. A produção nesse período não atingiu as expectativas e projeções inicialmente estabelecidas. Em 1996 as atividades de lavra foram novamente paralisadas.

No decurso do período de operação das Minas do Camaquã foi admitido que o minério de cobre está associado a rochas plutono vulcano sedimentares do

Neoproterozóico Eopaleozóico do Rio Grande do Sul, representadas nas rochas da Bacia do Camaquã e granitóides contemporâneos. O minério foi extraído em duas minas subterrâneas (São Luiz e Uruguai) e eventualmente de uma pequena mina a céu aberto, denominada zona intermediária (CPRM, 2010)

CAPÍTULO 3 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Província Mantiqueira é um extenso cinturão de rochas que foi instalado na borda leste do Cráton do São Francisco/Rio de La Plata no final do Neoproterozóico/início do Paleozóico (DELGADO et al. 2003). Apresenta-se como uma faixa ao longo da região costeira entre o sul da Bahia até o Rio Grande do Sul, com extensão para o Uruguai. Sua exposição representa o Escudo Atlântico, do qual a porção do Rio Grande do Sul é usualmente referida como Escudo Sul-rio-grandense (HASUI, 2012).

Apesar de sua estruturação ser predominantemente marcada pela orogênese Brasileira, esta província preserva remanescente de rochas arqueanas, paleoproterozóicas e mesoproterozóicas (OLIVEIRA & ANDRADE, 2014).

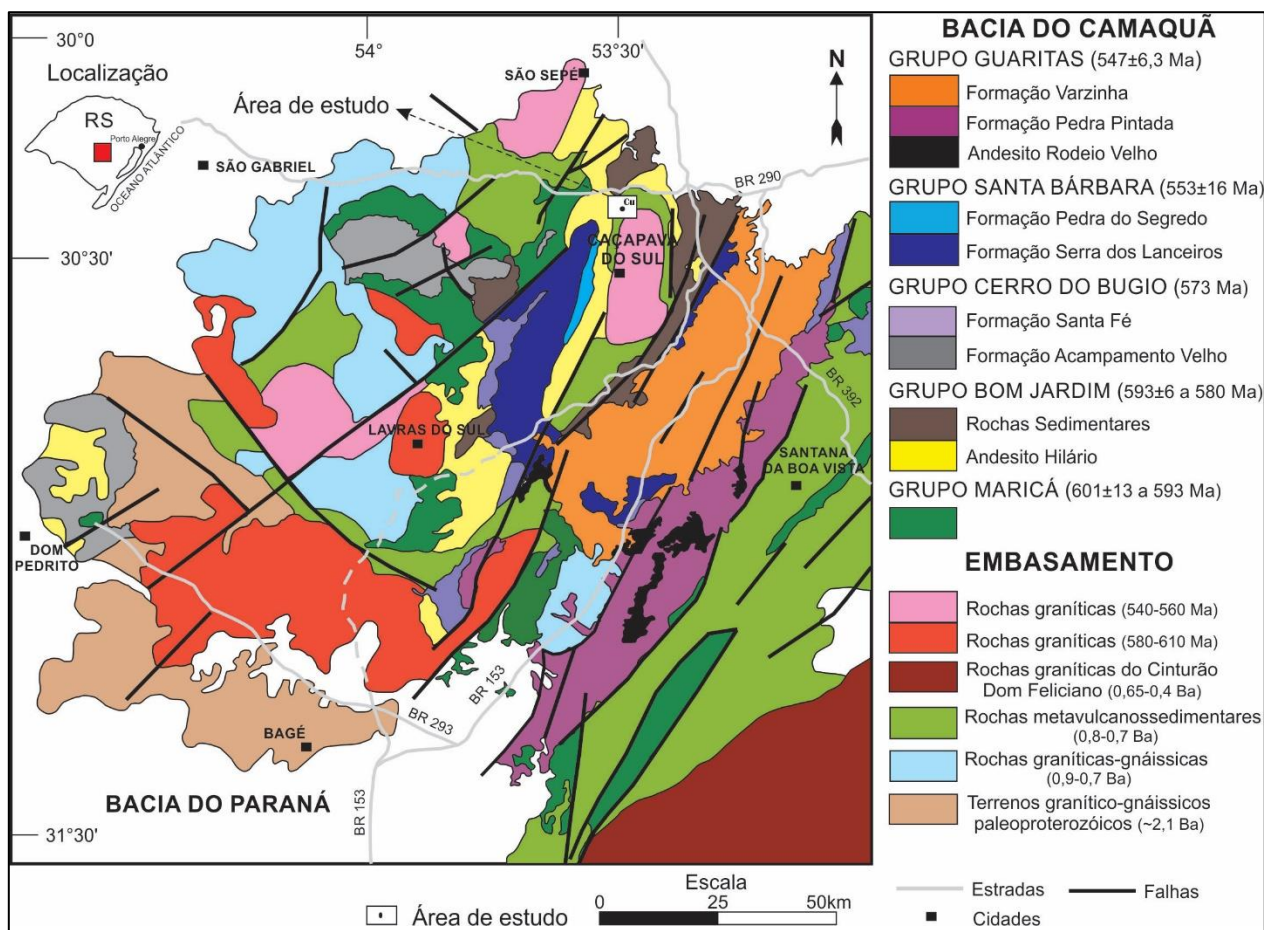
O Sistema Mantiqueira foi compartimentado em três setores, referidos como: setentrional, central e meridional por Almeida & Hasui (1984). Essa divisão se manteve através dos anos, com alterações dos limites em função do avanço dos conhecimentos geológicos e geocronológicos. Com os novos conhecimentos, os compartimentos passaram a ser considerados como correspondentes a três cinturões orogênicos: Araçuaí no setentrional, Ribeira no central e Tijucas (HASUI, 2012).

O Cinturão Tijucas é localizado no Gondwana sul-ocidental que marcou o evento Brasileiro no sul do país, desde Santa Catarina até o Uruguai, com 800 km de comprimento e largura média de 150 km, segundo a orientação NE/SW (BORBA, 2006; CHEMALE JR, 2000). É constituído por rochas granítico-gnáissico-migmatíticas em uma crosta mais antiga predominantemente paleoproterozóica. Os processos tectono-magmático tardios do Cinturão são relacionados com a gênese da Bacia do Camaquã.

Na compartimentação regional do cinturão tijucas são distinguidos os domínios Brusque e Santa Catarina na porção norte e os domínios Pelotas, Dom Feliciano, São Gabriel e Taquarembó no Rio Grande do Sul. No Uruguai, os domínios são Nico Pérez, Cuchilla Dionísio, Punta del Leste e Piedra Alta (MALLMANN et al. 2004; HARTMANN et al. 2008; SÁNCHEZ BETUCCI, 2010). O quadro geotectônico do Cinturão Tijucas consiste no Rio Grande do Sul de duas faixas orogênicas de idades distintas: uma a oeste, designada Faixa São Gabriel, e outra a leste, Faixa Dom Feliciano (HASUI, 2012).

A Faixa São Gabriel é constituída pelo Complexo Vacacaí, formado por duas unidades metavulcanossedimentares: os complexos Bossoroca (conglomerados, quartzitos, xistos, filitos, grafita-xistos, metacalcários, metavulcanoclastitos), e Passo Feio (ardósias, filitos, metacalcários, quartzitos, istos máficos, metabasaltos), (HASUI, 2012),(Figura 2).

Figura 2 - Geologia da bacia sedimentar do Camaquã, com localização da ocorrência mineral em estudo.



Fonte: (Modificado de Paim et al. 2000 e Kazmierczak 2006).

A região de estudos está inserida no Cinturão Metavulcanossedimentar, onde a evolução estrutural ocorreu em 5 fases de deformação para os metamorfitos adjacentes à borda oeste do Complexo Granítico Caçapava do Sul. A primeira fase (D1) representada por foliação altamente transposta, teria sido dobrada isoclinalmente na

segunda fase (D2), resultado da foliação transposta regionalmente dominante, associada a um bandeamento complexo.

A terceira fase teria redobrado esse bandeamento sob forma de grandes isoclinais recumbentes, associadas a falhamentos de baixo ângulo. As estruturas até então formadas teriam sido deformadas em uma quarta fase (D4), com formação de um sistema de sinformes e antiformes com planos axiais de mergulhos acentuados, enquanto a quinta fase (D5) seria caracterizada por uma clivagem de fratura ortogonal aos eixos das dobras anteriores (CPRM, 1995).

O Complexo Granítico Caçapava do Sul tem impressas feições estruturais que atestam a atuação dos esforços compressivos relacionados as fases finais de deformação D3. O corpo teve sua evolução ascensional facilitada pela criação de estrutural antiformal relacionada a fase D3. Por outro lado, as rochas graníticas encontram-se afetadas por uma foliação milonítica e dobras. Estes fatos sugerem a atuação da fase D3 por um período iniciado antes da intrusão, até a quase consolidação do corpo granítico (CPRM, 1995).

Segundo datações realizadas o processo mineralizador das Minas do Camaquã revela aos grãos mais jovens 567 ± 6 , 566 ± 6 e 544 ± 5 Ma e o Complexo Granítico Caçapava do Sul apontam idades de cristalização de 552 ± 8 Ma datado por Rb/Sr (Gastal e Lafon, 1998).

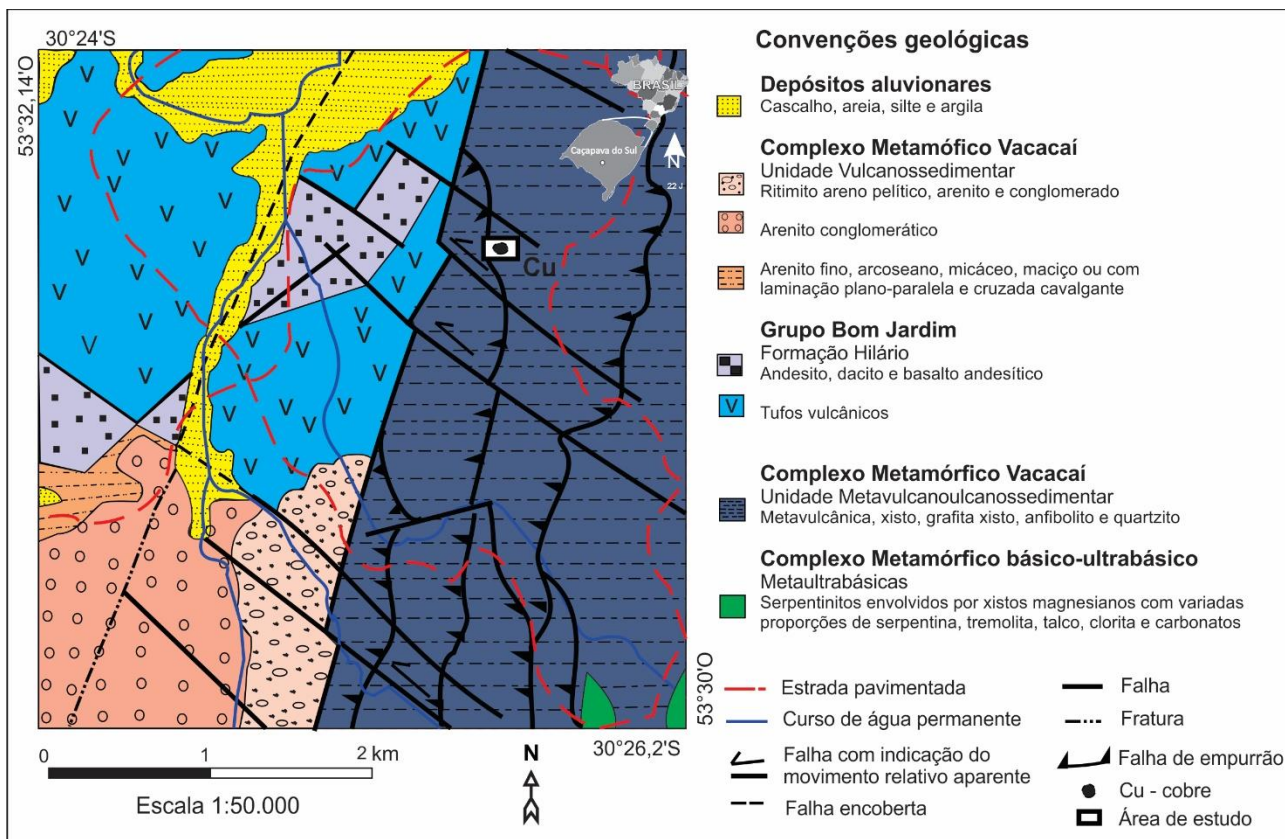
Supõe-se assim, que os eventos deformação D3, na qual originou a faixa de dobramentos da área de estudo e a ascensão do granito, ocorreram concomitantes e o calor emanado da intrusão granítica, possa ter proporcionado a remobilização de mineralizações pretéritas e a cristalização em descontinuidades estruturais criadas nesta fase de deformação.

3.1 Contexto Geológico Local

A ocorrência mineral se posiciona no Complexo Metamórfico Vacacaí, próximo ao contato com as rochas da Bacia Sedimentar do Camaquã. O Complexo Metamórfico Vacacaí engloba duas unidades: vulcanossedimentar e a metavulcanossedimentar. A

área de estudos está situada na unidade metavulcanossedimentar do Terreno São Gabriel e corresponde ao embasamento da região de estudos (Figura 3).

Figura 3 - Mapa geológico da área de estudo



Fonte: (Folha Passo do Salsinho SH-22-Y-A-I-4, CPRM, 1995).

Na unidade vulcanossedimentar contêm litofácies de ritmitos areno-pelíticos onde se alternam delgadas camadas com geometria tabular de arenitos a muito finos e de pelitos; e Litofácies de arenitos conglomeráticos formadas por uma sequência de arenitos arcoseanos, grauvacas e siltitos, com estratificação paralela e com grande continuidade lateral. As cores predominantes são o vermelho e o vermelho escuro, com granulometria média a grosseira, angulares, por vezes constituídos de fragmentos de rocha formando pequenos seixos distribuídos caoticamente ao longo das camadas (BOCCHI, 1970).

No Grupo Bom Jardim, também constituinte do mapa geológico da área, encontram-se depósitos vulcanogênicos de afinidade shoshonítica, onde predominam depósitos vulcânicos acumulados tanto em ambiente subaéreo quanto subaquoso,

representados por Fácies coerente contendo derrames de traquibasaltos a traquiandesitos, sucedendo-se andesito, denominado de Formação Hilário, ocorrendo também tufo vulcânicos (CPRM, 2000).

O complexo Metamórfico Vacacaí, unidade metavulcanossedimenter, é constituído por xistos, quartzitos, anfíbolito e níveis de metavulcânicas intermediárias, todo conjunto metamorfizado na fácies xisto verde superior a anfíbolito. Durante a fase de reconhecimento geológico preliminar foram descritos dois litotipos xistos e quartzitos, sendo este predominante.

O metamorfismo regional que afetou as rochas desta associação é de baixo grau, com rochas de grau metamórfico mais elevado nas proximidades do Complexo Granítico Caçapava do Sul, onde ocorre paragênese mineral de fácies hornblenda cornubianitos, anfíbolitos e anfíbolitos feldspatizados. Essa associação de paragêneses indica uma fácies xisto-verde, zona de clorita, para o evento metamórfico regional que afetou as rochas constituintes do cinturão (CPRM, 1995).

O Complexo Metamórfico Básico-Ultrabásico, predomina na forma de serpentinitos e xistos magnesianos, com termos metabásicos subordinados. Os serpentinitos, com o aumento nos teores de talco, tremolita e magnesianos. Estes em função das proporções dos minerais constituintes são classificados como tremolita-talco xistos, tremolita-clorita-talco xistos, entre outros (CPRM, 1995).

A área de estudo é constituída por uma sequência de morros suportada por uma faixa de dobramentos. Localmente essa faixa de dobramentos é caracterizada por uma alternância de xistos e quartzitos com alto ângulo de mergulho. A ocorrência mineral estudada está alojada na crista de um dobramento, onde foram explorados filões mineralizados em cobre nos anos 1950, a partir de galerias e trincheiras.

O quartzito apresenta textura equigranular de matriz fina, com predominância de grãos de quartzos ovalados, ausente de estruturas sedimentares e de porosidade primária. A rocha apresenta coloração amarelo a marrom, com padrão de faturamento caracterizado pelo predomínio de duas famílias, uma paralela a orientação geral do eixo de dobramentos e outra perpendicular (Figura 4).

O xisto é caracterizado por uma foliação pouco pronunciada, possivelmente devido à escassez de minerais micáceos. Os minerais predominantes são quartzo, feldspato,

biotita e muscovita em menor quantidade. Ao menos localmente, esta rocha apresenta indícios do metamorfismo de arcóseos. Os minerais predominantes são muscovita, biotita, quartzo e raros cristais de granada.

Figura 4 - Quartzito maciço com conjunta de fraturas.



Os indícios de mineralização reconhecidos na área consistem em carbonatos de cobre (malaquita e azurita), além de sulfetos de cobre e ferro (pirita), reconhecidos em exposições principalmente nas galerias de pesquisa reconhecidas na área (Figuras 5, 6, 7 e 8).

Este conjunto de fatores são indicativos da existência de minério do tipo filoniano, possivelmente contido em fraturas ou cristas de dobras parasíticas orientadas segundo o eixo de dobramentos regional (N-S).

Figura 5 - Carbonato de cobre em amostra localizada na linha 2.



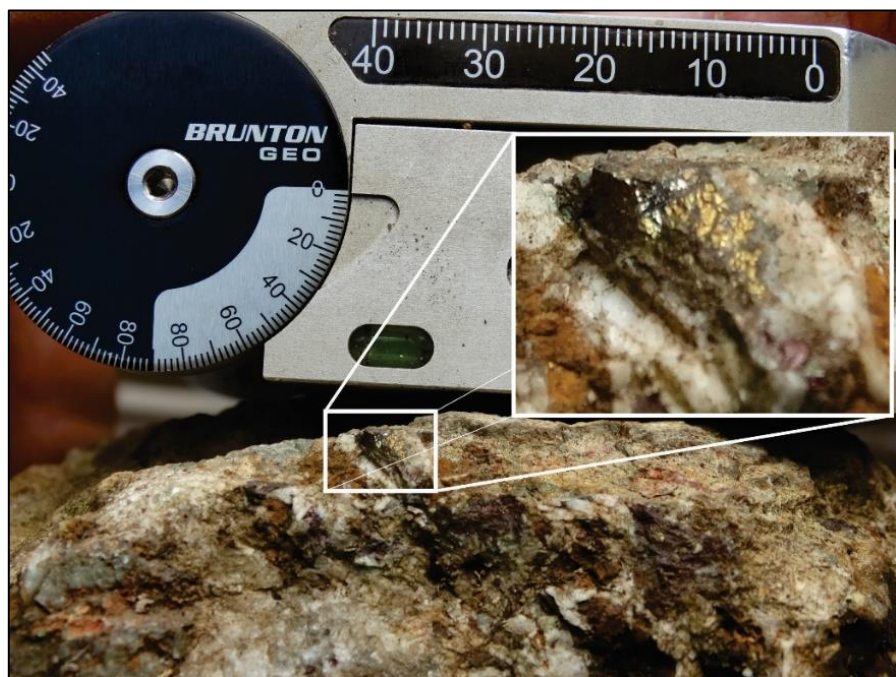
Figura 6 - Galeria de pesquisa contendo alteração do minério de cobre em forma de malaquita (carbonato de cobre).



Figura 7 - Evidências de malaquita na parte interna da galeria.



Figura 8 - Pirita em amostra localizada na linha 2.



3.2 Hipótese Genética para a Mineralização de Cobre da Região

A Bacia Sedimentar do Camaquã concentra uma sequência vulcanossedimentar que aflora no Escudo Sul-rio-grandense e depositou-se nas fases tardi- a pós-colisionais do Ciclo Brasileiro do Cinturão Dom Feliciano (CHEMALE JR. et al., 1995; PAIM et al., 2000; HARTMANN et al., 2007).

Diversas ocorrências minerais são localizadas na Bacia e apresentam grande potencialidade para fins de prospecção de metais básicos, além de contexto metalogenético e estrutural favorável diante de diversas minas de cobre e ouro descritas em âmbito regional (CPRM, 2014).

As primeiras compreensões da origem das mineralizações de CU (AU) na região das minas do Camaquã relacionam sua gênese a fluidos hidrotermais magmáticos (e.g., TEIXEIRA 1937, 1941; LEINZ & ALMEIDA, 1941; BETTENCOURT, 1972 E REMUS et al., 2000). Posteriormente no final dos anos 1970 houve modificação na interpretação da origem, a descoberta de concentrações expressivas de sulfetos disseminados e estratiformes em rochas sedimentares, introduziu o modelo sedimentar singenético e diagenético com remobilizações, por Chaban et al. 1978, Teixeira et al. 1978, Ribeiro 1978, Badi 1983, Teixeira & Gonzales 1988; entre outros.

Ao retomar a hipótese hidrotermal magmática, Beckel (1990,1992), propõe para as minas do Camaquã um modelo genético do tipo cobre pórfiro. Este caracteriza um halo de alteração hidrotermal onde parte da circulação dos fluidos ocorreu predominantemente na horizontal, ao longo da estratificação. Em relação às características observadas nas Minas do Camaquã, um dos poucos pontos favoráveis que corroboram para este tipo de modelo seria o ambiente de arco magmático que possivelmente foi desenvolvido no final do Brasileiro (LAUX & LINDENMAYER, 2000). De contrapartida, a presença de um corpo intrusivo e de zonas de alteração hidrotermal pervasivas nunca foi identificada. A alteração hidrotermal nas Minas do Camaquã é subordinada e expressa sob forma de cloritização, silicificação, sericitização, argilização e sulfetação.

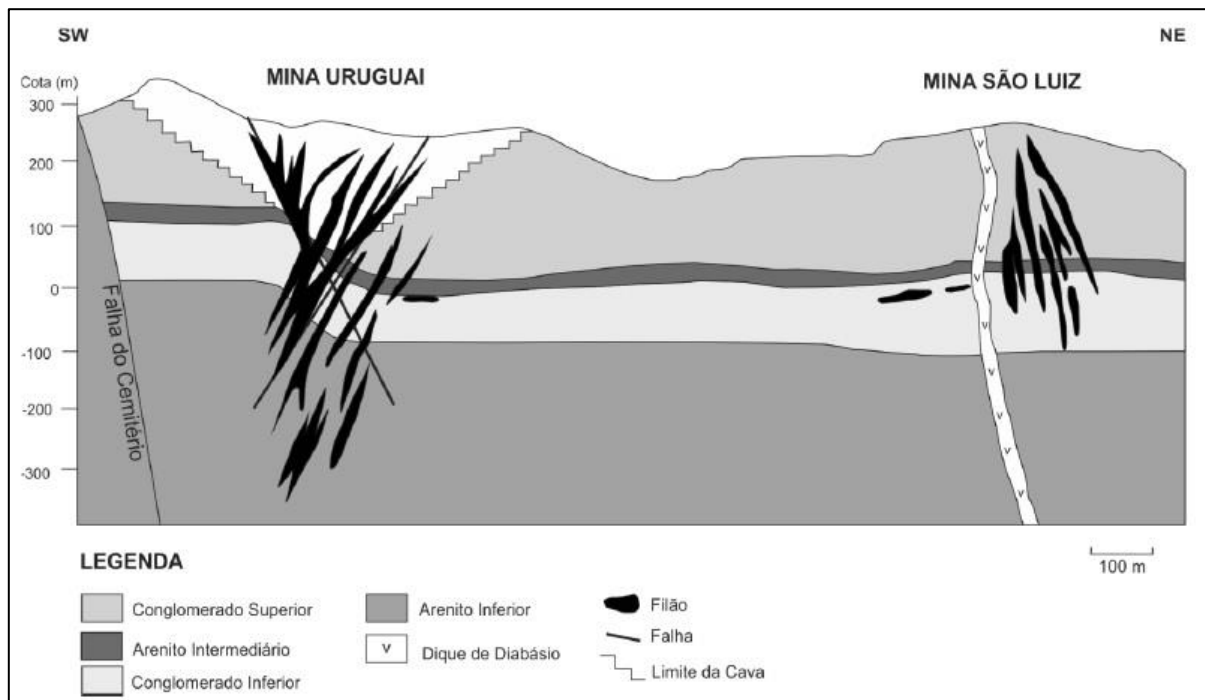
Cabe ressaltar que o sistema hidrotermal de Beckel (1990), que ultrapassa 6 km de diâmetro, corresponde aos altos gravimétricos definidos por Costa et al. (1995b) e a

anomalia de K caracterizada por Ribeiro & Araújo (1982), ambas sobre a área das minas do Camaquã.

Os modelos propostos por Bettencourt (1972) e Remus et al. (2000) apontam características que sugerem a origem hidrotermal magmática do minério, como: a mineralização controlada por zona fraturada, a presença de filões espessos, a temperatura de deposição dos principais minerais do minério em torno de 210°C a 300°C, os metais derivados de uma antiga fonte do embasamento crustal durante o final do ciclo orogênico brasileiro, em 594 Ma, datado por U / Pb SHRIMP determinado por zircões.

De acordo com as hipóteses, a ascensão dos fluidos hidrotermais originados de corpos magmáticos profundos por meio de fraturas, teria ocorrido nas minas do Camaquã, complexo mineiro constituído pelas minas Uruguai, São Luiz e jazida Santa Maria, lavrado desde o século XIX e que serviu de base para estudos geológicos detalhados e para a proposição dos principais modelos genéticos para depósitos metálicos no âmbito da Bacia Sedimentar do Camaquã (Figura 9).

Figura 9 - Perfil geológico das Minas do Camaquã.



Fonte: (RONCHI et al., 2000).

Outra característica encontrada, é o correlacionamento das Minas do Camaquã aos depósitos do tipo epitermais, referentes ao tipo de alteração associada com o minério filoneano intensamente condicionados por falhamentos e preenchimento dos filões em forma de redes venulares, uma zona de *stockwork* com fraturas e brechas interligadas (LAUX & LINDENMAYER, 2000). As margens dos veios são marcadas por intensa alteração hidrotermal representada por silicificação, cloritização, caolinização e sulfidação, esta última com presença de minério disseminado (LAUX et al., 2005).

3.2.1 Depósito Hidrotermal Magmático

No sistema hidrotermal magmático, a energia necessária para a formação do depósito mineral é a energia térmica proveniente da intrusão magmática. O transporte dos componentes químicos que constituem o depósito é feito pelos fluidos aquosos quentes, canalizados através de estruturas como; falhas, fraturas e litologias permeáveis (BIONDI, 2003).

A movimentação de fluidos quentes lixivia, transporta e precipita a carga mineral em resposta às mudanças nas condições físico-químicas, de tal modo, que é constantemente acompanhada por alterações. A alteração da rocha pela passagem de fluidos quentes é caracterizada pelo desenvolvimento de assembleia mineral e reflete na composição da rocha, assim como nas propriedades e quantidade de fluido que atravessou o sistema (ROOB, 2005).

A assembleia mineral é resultante da alteração hidrotermal e varia em função de 5 fatores: temperatura, pressão, composição da rocha hospedeira, composição do fluido e a relação fluido-rocha no processo de alteração (REED, 1997).

Os precipitados formam minérios que sempre estão associados, espacial e geneticamente, às zonas de alteração hidrotermal (BIONDI, 2003; ALLIS, 1990). Este processo envolve uma série de processos metassomáticos (troca de componentes químicos entre os fluidos e as rochas encaixantes) (PIRAJNO, 1992).

Os principais tipos de alterações relacionadas a estes depósitos hidrotermais magmáticos descritos por Roob (2005), Biondi (2003) e Pirajno (1992) são:

- Carbonatação: ocorre a formação de minerais carbonáticos durante a alteração da rocha e promovida por fluidos de baixa salinidade caracterizados por elevadas pressões parciais de gás carbônico (CO_2) e pH alcalino.
- Sericitização: formada pela lixiviação de Ca, Na e Mg dos aluminossilicatos. É muito comum em uma grande variedade de depósitos metálicos hidrotermais e é formado sobre uma ampla faixa de temperatura por meio de hidrólise de feldspatos para formar sericita.
- Argilização: é caracterizada pela formação de minerais de argila devido ao intenso metasomatismo H^+ (lixiviação por fluidos ácidos), em temperaturas abaixo de 250°C , onde são removidos da rocha encaixante diversos elementos alcalinos.
- Zonas silicificadas: formadas por minerais amorfos de sílica durante halos de alteração hidrotermal. Este tipo de alteração é característico em depósito de metais preciosos em alto nível epitermal.
- Sulfetação: provém de fluidos que contêm metais em solução que precipitam formando os minérios e os corpos mineralizados. Muitas vezes alojam em zonas de fraqueza, fraturas e veios ramificados e concentrados de quartzo.

Será adotado, como o mais indicado para a área de estudo, este modelo de depósito hidrotermal magmático para a interpretação de dados e integração com a assinatura geofísica.

3.2.1.1 Modelo Epitermal

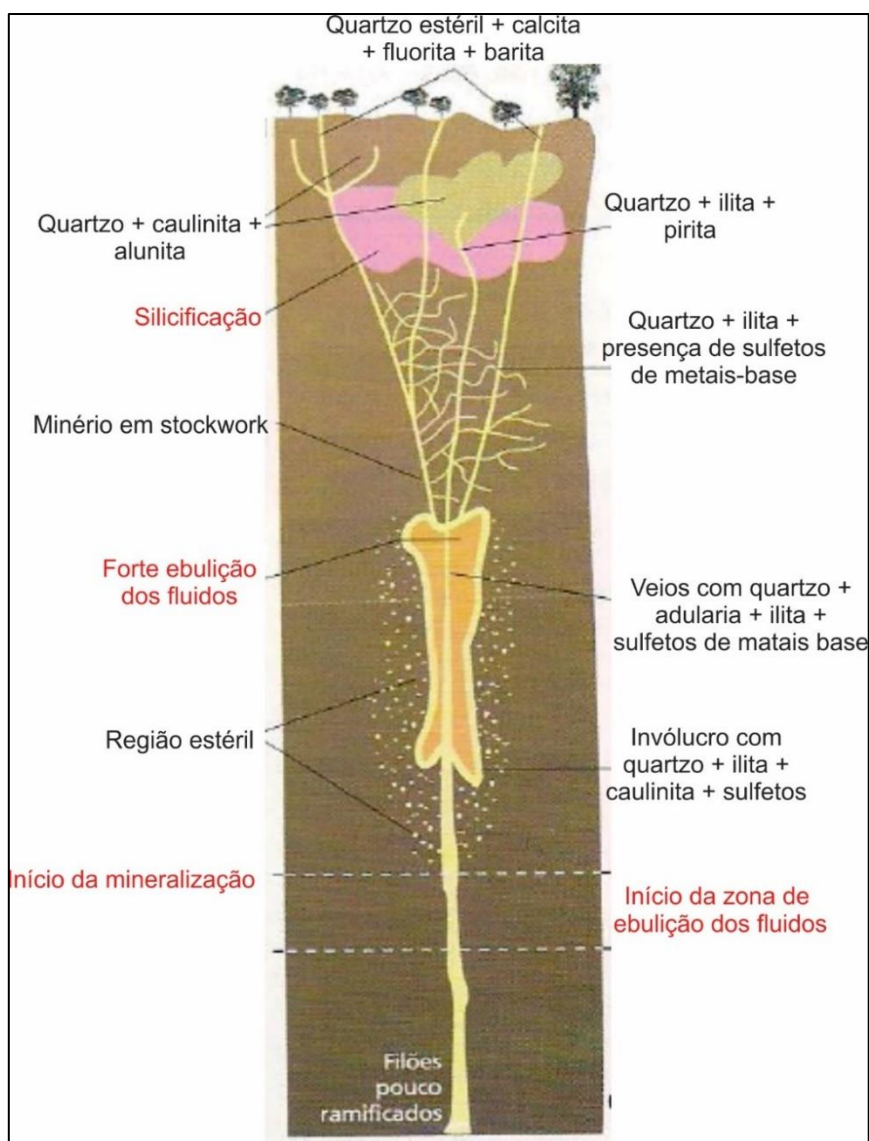
Das hipóteses genéticas propostas para a mineralização das Minas do Camaquã, o modelo definido para as ocorrências de cobre foi o modelo epitermal. Depósitos epitermais, por definição, são formados sob temperaturas relativamente baixas e em ambientes próximos à superfície, a partir de sistemas hidrotermais normalmente dentro de 1,5 km a superfície da terra, na forma de veios ou disseminações (BIONDI, 2003).

A formas dos depósitos epitermais são controladas pelas estruturas através das quais os fluidos mineralizadores migram e precipitam seus solutos, pela reatividade dos fluidos hidrotermais, pela dimensão das plumas hidrotermais e pelas características das litologias onde os solutos das soluções hidrotermais precipitam. As formas mais comuns

são as filonares, as disseminadas em brechas e sedimentos vulcanoclásticos, as disseminadas ou maciças estratiformes e os *stockworks* (Figura 10).

Existem dois tipos principais de depósitos, a depender da mineralogia de alteração presente: depósitos epitermais de alta sulfetação e de baixa sulfetação. Fluidos neutros e alcalinos, dos ambientes de baixa sulfetação, geram preferencialmente depósitos filoneanos ou venulares com encaixantes argilizadas por esmectitas e ilitas. Além desses minerais, são diagnósticos as gangas com quartzo, calcedônia, calcita, sericita e carbanotas, e minérios com pirita (BIONDI, 2003).

Figura 10- Modelo de depósito epitermal.



Fonte: (Modificado de Biondi, 2003).

CAPÍTULO 4 – MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 Introdução

A geofísica de exploração é baseada na aplicação de métodos que utilizam parâmetros físicos voltados para o estudo da subsuperfície. Deste modo, implica a investigação dos materiais localizados em subsuperfície através da utilização dos contrastes existentes entre as propriedades físicas das rochas e a interpretação desses registros, de forma a obter estruturas geológicas presentes (MOON et al., 2006).

Os métodos geoelétricos exploram as diferenças nas várias propriedades elétricas das rochas e minerais. Os métodos utilizam correntes contínuas ou correntes alternadas de baixa frequência para investigar as propriedades elétricas de subsuperfície (KEAREY et al., 2002). Neste trabalho foram aplicados os métodos da Eletrorresistividade e Polarização Induzida, com o objetivo de medir a resistividade elétrica e a polarizabilidade dos sulfetos na área em estudo.

O método da eletrorresistividade é utilizado no mapeamento de rochas com diferentes porosidades, na detecção de aquíferos e contaminação na hidrogeologia, na prospecção mineral, na investigação de salinidade e no levantamento arqueológico. O método da polarização induzida é muito aplicado em estudos de prospecção e pesquisa mineral, principalmente na busca de depósitos de sulfetos disseminados (MUSSET & KHAN, 2000).

4.2 Método da Eletrorresistividade

4.2.1 Resistividade Elétrica

O método da eletrorresistividade elétrica consiste na investigação subsuperficial da distribuição do parâmetro físico resistividade elétrica (ρ). Esta propriedade física do solo e da rocha, representa a dificuldade oferecida por estes componentes à passagem da corrente elétrica através dos mesmos, ou seja, está relacionada aos mecanismos de propagação de corrente elétrica nos materiais. Como definição conceitual, é tratada como a resistência entre as faces opostas de um cilindro unitário (MUSSETT & KHAN, 2000).

Este método analisa o fluxo de corrente elétrica introduzida no solo por meio de aterramento galvânico e as medidas da diferença de potencial (ddp) resultantes em superfície. A resistividade das rochas geralmente depende da quantidade de água e sais dissolvidos presentes em seus poros, mas também pode ser influenciada pela presença de muitos minerais metais (MUSSETT & KHAN, 2000).

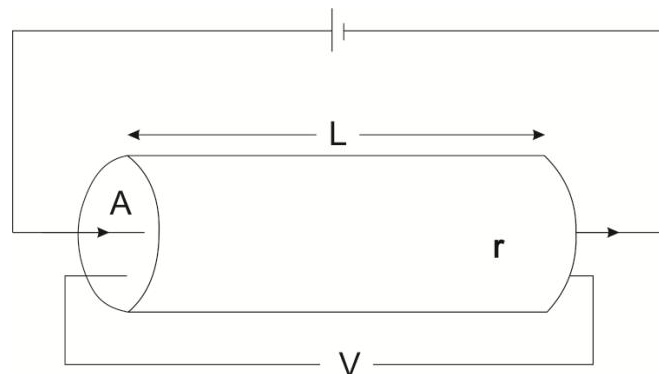
A Lei de Ohm expressa a relação, instituída de forma empírica, entre ddp (U), corrente elétrica (I) e resistência elétrica de um material (R), na qual a ddp é diretamente proporcional à corrente elétrica e inversamente proporcional à resistência elétrica, onde a unidade básica de R é ohms (Ω), ddp é em volts e I em ampère (HALLIDAY et al., 1993):

$$R = \frac{U}{I} \quad (1)$$

A resistividade elétrica (ρ) é obtida por meio de uma relação entre o valor em *ohms* medido para um cilindro condutor de material homogêneo e de comprimento L, a partir da *ddp* em um circuito simples e o volume deste condutor. Esta relação admite a proporcionalidade entre a resistividade elétrica (ρ) e a resistência (R) do cilindro. Deste modo, as dimensões do cilindro definem o valor da resistividade elétrica proporcional à área da seção transversal do cilindro (A) e inversamente proporcional ao seu comprimento (L) (Figura 11), (TELFORD et al., 1990).

$$\rho = \frac{RA}{L} \text{ (ohm.m)} \quad (2)$$

Figura 11 - Parâmetros utilizados na definição de resistividade.

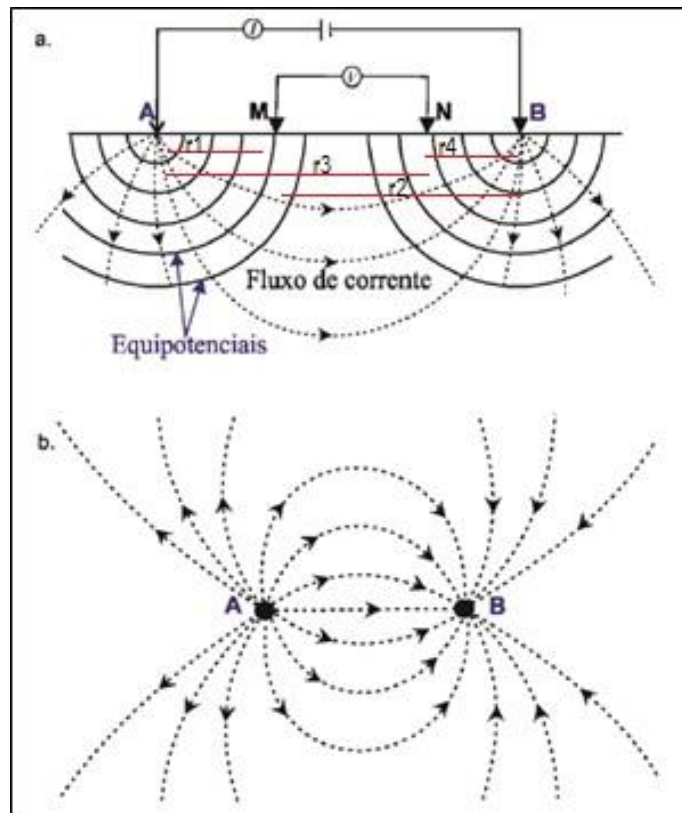


Fonte: (KEAREY et al., 2002).

Para que ocorra a propagação do campo elétrico no meio físico, são utilizados um par de eletrodos de corrente (A e B) e um par de eletrodos de potencial (M e N). A corrente é injetada no solo em A e B e medida a ddp em M e N (MUSSET & KHAN, 2000).

Ao considerar um modelo de subsuperfície homogêneo e isotrópico, o potencial elétrico diminui radialmente conforme a distância da fonte (eletrodos de corrente A e B), de modo a constituir superfícies semi-esféricas concêntricas com o mesmo valor de potencial. As linhas de fluxo de carga elétrica são estabelecidas em direções perpendiculares às superfícies equipotenciais, no sentido do maior para o menor potencial elétrico (Figura 12) (ROBINSON, 1988).

Figura 12 - Esquema de aquisição do método de eletrorresistividade, um par de eletrodos de emissão de corrente (A e B) e outro de medida de potencial (M e N) com o espaçamento r entre eles: a. em perfil e b. em planta.



Fonte: (Modificado de MUSSET & KHAN, 2000).

Deste modo, a diferença de potencial medida para determinada posição dos eletrodos MN, pode ser representada por:

$$V_M = \frac{\rho}{2\pi} \left[\frac{I_1}{r_1} + \frac{I_2}{r_2} + \dots + \frac{I_n}{r_n} \right] \quad (3)$$

$$V_M = \frac{I\rho}{2\pi} \left[\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right] \quad (4)$$

$$V_N = \frac{I\rho}{2\pi} \left[\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right] \quad (5)$$

$$V_M - V_N = \frac{I\rho}{2\pi} \left[\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right] \quad (6)$$

$$V_M - V_N = \frac{I\rho}{2\pi} \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right] \quad (7)$$

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right] \quad (8)$$

4.2.1.1 Resistividade Aparente

Uma vez que a Terra não é homogênea e nem isotrópica, os valores de resistividade elétrica variam e apresentam contrastantes em meios estratificados que podem causar perturbações nas superfícies equipotenciais. Neste caso, o valor final a ser convertido em resistividade elétrica resulta de uma média ponderada das resistividades de cada um dos materiais por onde a corrente atravessou, presentes na subsuperfície (MUSSET & KHAN, 2000). Assim, a resistividade resultante do conjunto da interferência de cada uma é chamada de resistividade aparente (ρ_a):

$$\rho_a = K \cdot \frac{\Delta V}{I} \quad (9)$$

Onde K é o fator geométrico que depende da disposição geométrica dos eletrodos de corrente (A e B) e potencial (M e N) utilizados em cada medida:

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \quad (10)$$

4.2.2 Tipos de Condução Elétrica

A corrente elétrica se propaga nos materiais através de três modos diferentes: por condução eletrônica (ôhmica), condução dielétrica, ou condução eletrolítica (iônica). A condução eletrônica ocorre em metais e cristais, através da movimentação dos elétrons livres presentes neste tipo de material. Devido à estrutura e ao tipo de ligação química (metálica), os elétrons estão fracamente ligados aos átomos e são transportados com facilidade (LOWRIE, 2007).

A condução eletrolítica ocorre devido o deslocamento de carga em meio aquoso, originada pela migração de íons livres dissolvidos nos espaços vazios da rocha (poros, fraturas, falhas, contatos). Neste tipo de condução, o aumento da umidade, salinidade e temperatura (maior agitação e mobilidade dos íons) favorecem a condução de corrente através dos elementos em subsuperfície (TELFORD et al., 1990).

A condução dielétrica ocorre em materiais pouco condutores ou isolantes, os quais não contêm elétrons livres. Normalmente um material dielétrico se torna condutor quando é ultrapassado o seu campo de ruptura. Assim, se aumentarmos muito campo elétrico aplicado sobre o dielétrico, o material se converte em um condutor (LOWRIE, 2007).

4.3 Método da Polarização Induzida

A Polarização induzida é caracterizada por ser um fenômeno elétrico que se manifesta a partir do estímulo do meio físico através de corrente elétrica e sua resposta observada como o retardamento na perda de voltagem nos materiais quando é interrompido o fluxo de corrente (SUMMER, 1976).

Quando a corrente elétrica injetada no terreno é interrompida, a voltagem não cai a zero imediatamente. Após uma grande queda inicial, a voltagem sofre um caimento gradual durante alguns segundos até atingir o valor zero. Um fenômeno semelhante é observado quando a corrente é ligada. Após um repentino aumento inicial da voltagem, esta aumenta gradualmente durante um intervalo de tempo discreto até um valor estável. O terreno, então, age como um capacitor e armazena carga elétrica, isto é, torna-se eletricamente polarizado (LOWRIE, 2007)

A polarização surge da presença de pequenas partículas condutoras nas rochas, por isso é muito utilizado para detectar minérios disseminados, que são compostos de discretas partículas de minerais condutores em uma matriz não-condutora (MUSSET & KHAN, 2000).

A energia elétrica é armazenada em rochas principalmente por processos eletroquímicos e essa polarização pode ocorrer de duas maneiras, polarização de membrana e polarização de eletrodo.

4.3.1 Polarização de Membrana

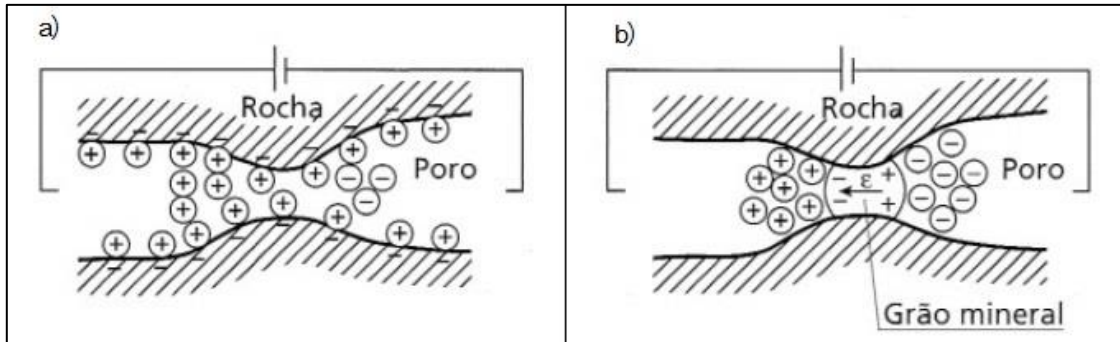
A Polarização de membrana é conhecida como condução eletrolítica. Ocorre quando a maior parte dos minerais formadores de rochas possuem uma carga negativa em suas superfícies exteriores em contato com o fluido dos poros e atraem íons positivos para sua superfície. Estes se acumulam na superfície do grão e estendem-se para os poros adjacentes. Quando a voltagem externa é aplicada, os íons positivos podem atravessar essa “nuvem” de carga positiva, porém os íons negativos se acumulam, dificultando a sua passagem pelo poro. Os íons negativos e positivos, assim, se amontoam de cada lado do bloqueio. O efeito funciona como uma membrana que seleciona a passagem de apenas um tipo de íon. Esta acumulação temporária de íons negativos causam a polarização iônica. Ao ser removida a voltagem aplicada, os íons retomam a suas posições originais após um período finito de tempo, que causa um decaimento gradual da voltagem. Este efeito ocorre geralmente em rochas que contêm argilominerais (Figura 13a) (LOWRIE, 2007).

4.3.2 Polarização de Eletrodo

A medida em que uma corrente contínua é aplicada no solo, os minerais metálicos presentes nos poros da rocha permitem um caminho eletrônico alternativo para o fluxo de corrente. O mineral metálico bloqueia o poro e quando uma voltagem é aplicada, cada lado do espaço do poro (cargas positivas e negativas) são empurradas sobre os lados opostos do grão. Então, os íons negativos e positivos se acumulam de cada lado do grão, tentando ou liberar elétrons para o grão ou aceitar elétrons conduzidos através do grão.

Consequentemente, os íons acumulados de cada lado do grão causam um aumento de carga (Figura 13b). Quando a corrente é cessada abruptamente, os íons tendem a voltar lentamente de volta a seus locais de origem, havendo um decaimento gradual de voltagem entre os eletrodos de potencial (KEAREY et al., 2002).

Figura 13 - Mecanismos de polarização induzida: a) polarização de membrana e b) polarização de eletrodo.



Fonte: (KEAREY et al., 2002).

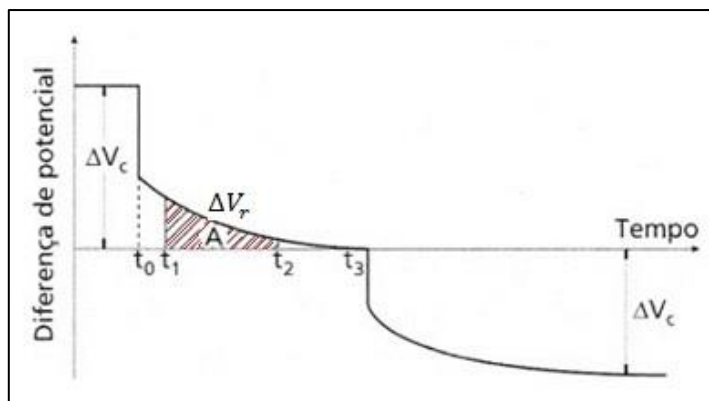
4.3.3 Medição de Polarização Induzida

A medição de um caimento de voltagem pode ser realizada de duas formas; no domínio do tempo e domínio da frequência. Neste trabalho foi utilizado o método IP no Domínio do tempo.

A medição da ddp no domínio do tempo é obtida pela razão entre a voltagem máxima (ΔV_r) originada pela corrente residual (a partir do desligamento da corrente) e a voltagem estável (ΔV_c), (quando a corrente está ligada). O parâmetro medido é a cargabilidade (M), definida como área (A) sob a curva de decaimento, obtida a partir da integração da variação dos valores das voltagens de polarização num certo intervalo de tempo ($t_1 t_2$) (Figura 14), (TELFORD et al., 1990; LOWRIE, 2007; KEAREY et al., 2002):

$$M_{t_1 t_2} = \frac{A}{\Delta V_c} = \frac{1}{\Delta V_c} \int_{t_1}^{t_2} V_r(t) dt \quad (11)$$

Figura 14 - O fenômeno de polarização induzida, com decaimento do potencial após desligamento da corrente.



Fonte: (KEAREY et al., 2002).

4.4 Técnicas de Investigação e Arranjos

Existem diversas técnicas de aquisição de dados geofísicos, sendo que as principais para aplicação do método polarização induzida e eletrorresistividade são: sondagem elétrica vertical (SEV) e tomografia elétrica.

A técnica da tomografia elétrica, é mais aplicada em estudos de mudanças laterais de estruturas, como falhas e fraturas, corpos mineralizados, diques, na prospecção de aquíferos em meio fissurado (ORELLANA, 1972).

A tomografia elétrica é realizada com um grande número de eletrodos conectados a um cabo. Este cabo é conectado a um equipamento próprio para a aquisição de medidas de resistividade e cargabilidade. Este equipamento permite uma pré-programação da sequência de medições e outros parâmetros de pesquisa (como a corrente a ser usada). O programa interno do equipamento seleciona automaticamente os eletrodos apropriados para cada medição (LOKE, 2000).

A leitura ocorre através de uma série de medidas obtidas do deslocamento constante de um par de eletrodos para outro em apenas um sentido ao longo do perfil, com espaçamento fixo entre eles. O requisito fundamental para aquisição de medidas é a introdução de corrente elétrica no solo através de um par de eletrodos de corrente (C1 e C2) e medição da tensão (ddp) através dos eletrodos de potencial (P1 e P2). A corrente é levada a fluir ao longo dos trajetos que conduzem da fonte ao receptor pela diferença de potencial estabelecida entre os eletrodos de corrente e potencial (LOWRIE, 2007).

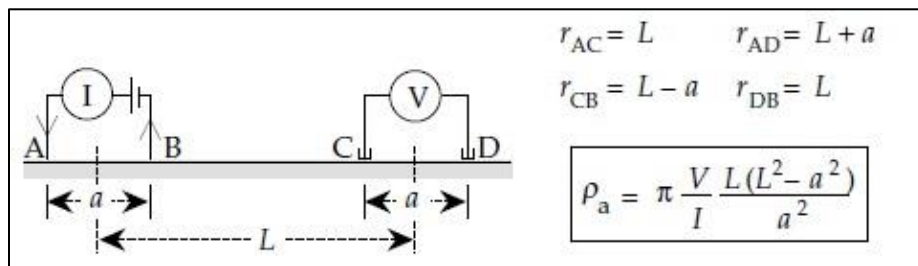
À medida que as leituras dos eletrodos de corrente são distanciadas dos eletrodos de potencial, é possível realizar leituras do parâmetro físico em profundidades crescentes, efetuando as medidas de resistividade e/ou cargabilidade (KEAREY et al., 2002).

Na aplicação desta técnica, existem vários arranjos, que variam de acordo com a finalidade de cada investigação por exemplo: o tipo de alvo e as variações esperadas horizontais ou verticais, razão sinal/ruído e a profundidade de investigação desejada. Os arranjos utilizados foram Dipolo-dipolo, Wenner e Schlumberger.

4.4.1 Arranjo Dipolo-dipolo

O arranjo Dipolo-dipolo se caracteriza por posicionar o par de eletrodos de injeção de corrente (AB) numa extremidade e o par de eletrodos de potencial (CD) na outra. A. O espaçamento entre os eletrodos AB e CD permanece fixo, e a leitura é realizada com aumento da separação entre os dipolos. Quanto maior for essa distância, maior será a profundidade de investigação (n), na qual é o ponto de intersecção entre uma linha que parte do centro do arranjo dos eletrodos AB e outra que parte do centro do arranjo dos eletrodos CD, com ângulos de 45° (Figura 15), (LOWRIE, 2007).

Figura 15 - Disposição dos eletrodos de corrente (I) e potencial (V) para o arranjo Dipolo-dipolo e cálculo da resistividade aparente.

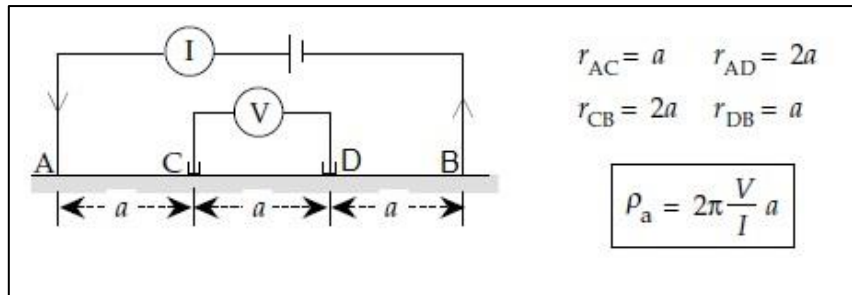


Fonte: (LOWRIE, 2007).

4.4.2 Arranjo Wenner

No arranjo Wenner os quatro eletrodos são dispostos em linha com espaçamento (a) constante entre eles. São dois eletrodos de correntes (AB) fixados nas extremidades e dois eletrodos de potencial (CD) fixados na parte central e realiza a leitura com o aumento equivalente da abertura entre todos os eletrodos: $a=AC=CD=DB$. A profundidade de investigação aumenta com o incremento de abertura entre os eletrodos, sempre múltipla de “ a ” (Figura 16), (LOWRIE, 2007).

Figura 16 - Disposição dos eletrodos de corrente (I) e potencial (V) para o arranjo Wenner e cálculo da resistividade aparente.

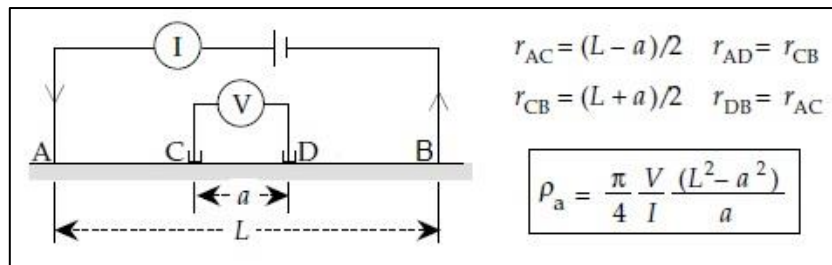


Fonte: (LOWRIE, 2007).

4.4.3 Arranjo Schlumberger

A configuração deste arranjo mantém os eletrodos de potencial (CD) fixados em sua porção central e os de corrente (AB) fixados nas suas extremidades, porém a leitura é realizada de acordo com o aumento do espaçamento entre os eletrodos de corrente, os eletrodos de potencial permanecem com a mesma abertura. Deste modo, a distância entre os eletrodos de potencial é fixa, $CD=a$, e dos eletrodos de corrente $AB=L$, como condição em $CD \leq AB/5$, assim, para esta relação o erro nas leituras de campo seria de aproximadamente 4% (Figura 17), (ORELLANA, 1972).

Figura 17- Disposição dos eletrodos de corrente (I) e potencial (V) para o arranjo Schlumberger e cálculo da resistividade aparente.



Fonte: (LOWRIE, 2007).

Devido aos distintos posicionamentos dos eletrodos, cada arranjo descreve um padrão diferente e posicionamento no traçado dos contornos da função sensibilidade.

O arranjo Wenner apresenta uma propagação verticalizada dos vetores, na qual ocorre horizontalização do campo elétrico e superfícies equipotenciais. Obtêm contornos

quase horizontais abaixo do centro dos arranjos, que atenua sob o aumento do espaçamento entre os eletrodos (FURMAN et al., 2013).

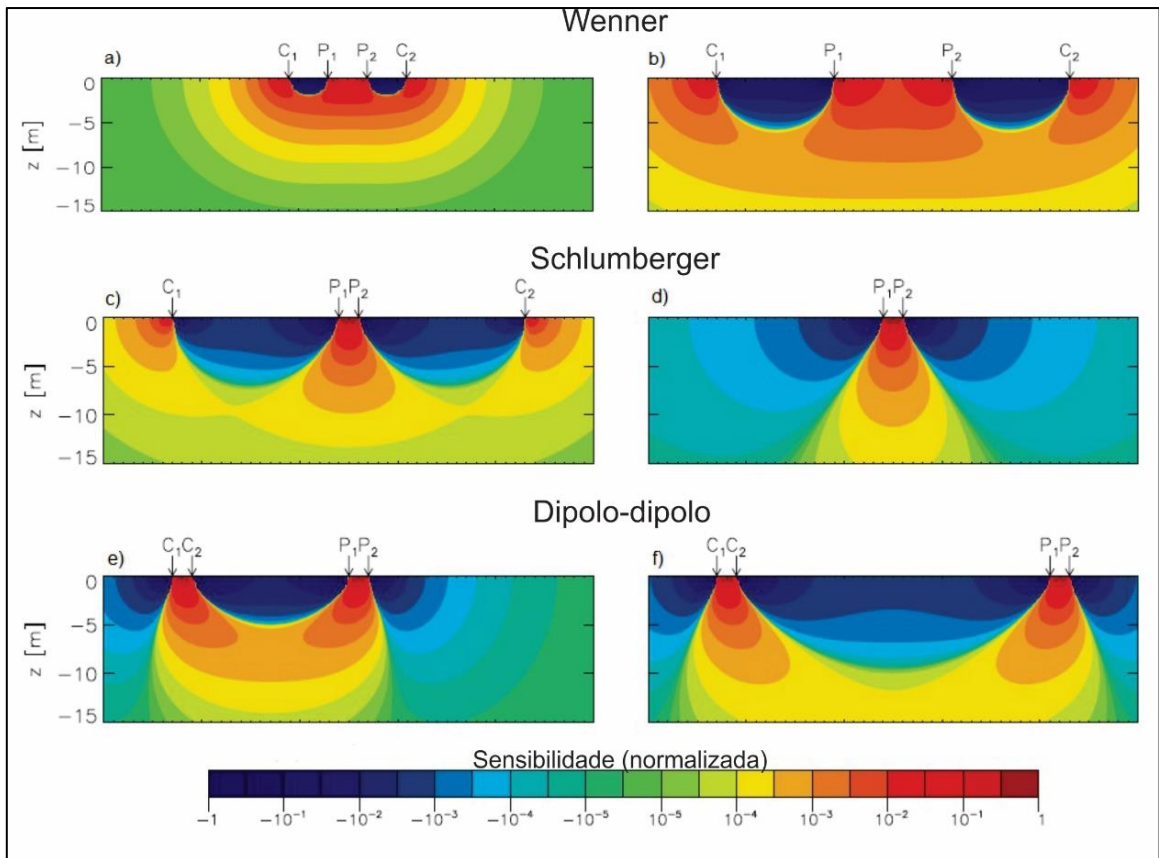
Este arranjo oferece bons resultados em mapeamento de estruturas horizontais, pois é relativamente sensível à variações verticais de resistividade em subsuperfície, desta forma, fornece uma boa resolução vertical. No entanto, apresenta baixa sensibilidade para variações horizontais de resistividade, portanto, não oferece bom desempenho na definição de estruturas estreitas e verticais (resolução lateral), e apresenta em suas seções contornos quase horizontais abaixo do centro do arranjo (KNÖDEL et al., 2007).

O padrão que o arranjo Schlumberger apresenta, ocorre de forma semelhante ao Wenner, porém os contornos quase horizontais exibem uma leve curvatura mais acentuada abaixo do centro do arranjo. Esta curvatura é devido ao alto espaçamento entre os eletrodos (FURMAN et al., 2013). Deste modo, estes dois arranjos são mais promissores para localização de interfaces horizontais.

O arranjo Dipolo-dipolo apresenta uma propagação inclinada dos vetores, que gera a verticalização do campo elétrico e superfícies equipotenciais. Apresenta padrão de contorno quase vertical e muito sensível a variações horizontais, assim as interfaces verticais podem ser melhor localizadas (Figura 18).

O arranjo Dipolo-dipolo apresenta a vantagem de ser um arranjo simétrico, portanto, é mais fácil o correto posicionamento de uma anomalia na interpretação qualitativa de uma pseudo-seção, apresenta também uma boa resolução lateral (horizontal). Todavia, uma grande desvantagem deste arranjo é a baixa razão sinal/ruído, principalmente quando torna grande a separação entre os pares de dipolos (MOREIRA et al., 2016; FURMAN et al., 2013; VIEIRA et al., 2016)

Figura 18- Sensibilidade dos arranjos num semi-espaço homogêneo: (a, b) Wenner, (c, d) Schlumberger, (e,f) Dipolo-dipolo.



Fonte: (Modificado de Knödel et al., 2007).

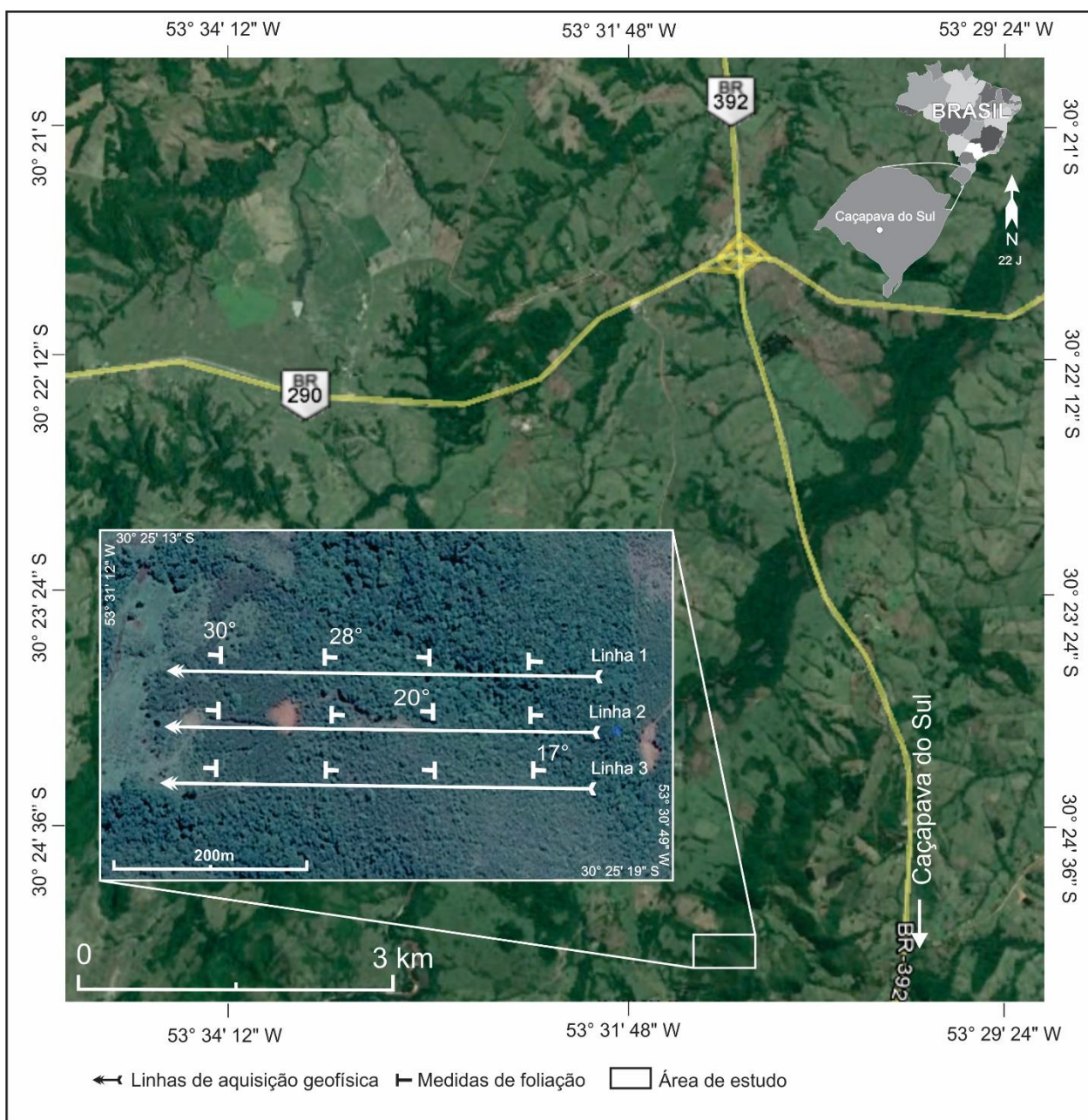
4.5 Aquisição de Dados

A etapa de aquisição de dados foi iniciada com o reconhecimento da área, descrição do afloramento do embasamento (representado na região pelo Complexo Metamórfico Vacacaí) e de indícios de mineralização, e levantamento geológico-estrutural. Com o objetivo de um adequado posicionamento das linhas de tomografia elétrica, foi realizado levantamento estrutural de 200 medidas de fraturas por meio de bússola, e as mesmas foram processadas no *software Openstereo* (GROHMANN & CAMPANHA, 2010).

O levantamento geofísico consistiu na realização de leituras de resistividade elétrica e polarização induzida por aplicação da técnica de tomografia elétrica, em 3 linhas de investigação com comprimento individual de 400m dispostas paralelamente e

separadas a cada 50m. A leitura ocorreu no sentido E-W com o objetivo de cruzar a orientação geral do dobramento em estudo (eixo N-S). Foram obtidas também algumas medidas de foliações que revelaram 2 dobras entre as 3 linhas de aquisição (Figura 19).

Figura 19- Mapa com posicionamento das três linhas de aquisição.



Fonte: (Google Earth).

Foram utilizados 21 eletrodos posicionados ao longo da linha, com espaçamento de 5 metros entre eles. Os mesmos foram preenchidos com solução de sulfato de cobre (CuSO_4), caracterizados por uma haste de cobre em seu interior e base porosa, que permite o trânsito da solução e percolação no solo. A solução reduz a resistência de contato e minimiza a geração de correntes parasitárias geradas pelo uso de eletrodos metálicos (Figura 20).

Figura 20- Eletrodos posicionados ao longo do perfil.



O equipamento geofísico utilizado foi o resistímetro Terrameter LS, fabricado pela ABEM *Instrument* (Suécia) que consiste em módulo único de transmissão e recepção de sinais automatizados a partir de programação prévia, com 250 W, resolução de $1 \mu\text{V}$ 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 foi disponibilizado pelo laboratório de Geofísica do Departamento de Geologia Aplicada da Universidade Estadual Paulista (UNESP) (Figura 21).

Os parâmetros de configuração do equipamento para aquisição da polarização induzida foram: corrente de 400mA, tempo de envio de corrente 1.5s, 2 janelas de leituras fixas e consecutivas de 0.1s, início da janela de leitura após o corte de corrente (*delay time*) 0.3s. Este tempo de espera (*delay time*) serve para impedir a interferência de outra

fonte de energia (Força Eletromotriz - FEM) associada à bateria após o desligamento do circuito.

O resistímetro ajusta automaticamente à geometria de leitura dos eletrodos a partir do décimo nível de leitura, no qual ele aumenta o espaçamento entre os eletrodos de 5 m para 10 m. Desta maneira, o equipamento também acusa problemas com a resistência de contato e em qual dos eletrodos estaria dando o erro de leitura. Foi definido e programado no equipamento, anterior a aquisição, um fator de qualidade de 4%.

Figura 21- Equipamento utilizado em campo.



4.3 Processamento de Dados

Os dados geofísicos foram processados no programa RES2DINV desenvolvido pela Geotomo Software, que determina automaticamente um modelo de seção bidimensional (2D) da subsuperfície a partir de dados de resistividade e cargabilidade, em termos de distância x profundidade (Griffiths & Barker, 1993). Foram incorporados os dados referentes à topografia de cada linha, assim o processamento considerou o ajuste topográfico no modelo de inversão.

A rotina de inversão utilizada dos dados implementados no software RES2DINV são a inversão por blocos ou polígonos (*block inversion*) e a inversão por suavização

(*smooth inversion*). O programa divide a pseudo-seção em blocos retangulares, que representarão a mesma, pelo ajuste das medidas de campo. Esta otimização procura reduzir a diferença entre os valores de resistividade aparente, calculados e medidos em campo, pelo ajuste da resistividade do modelo de blocos. A inversão por suavização, 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 (LOKE & BARKER, 1996, 2000)

O produto numérico da inversão 2D de cada seção foi reunido em uma única planilha, que registra a posição das leituras ao longo das linhas (variável x), espaçamento entre linhas (variável y), profundidade modelada pela inversão (variável z) e o valor do parâmetro geofísico (variável resistividade/cargabilidade). Essa planilha foi utilizada para geração dos modelos de visualização 3D, transferidos no programa *Oasis Montaj*, pertencente a plataforma *Geosoft*, que segue a mesma rotina de etapas básicas adotadas em pesquisa mineral. O plano de amostragem é frequentemente definido a partir de critérios estatísticos, estruturais, disposição espacial de uma acumulação mineral, dentre outros. Um procedimento simples consiste em amostragens por um conjunto de furos perpendicular ao eixo principal da estrutura, sucedidos por um conjunto paralelo de linhas de furo (MOON et al., 2006).

A resolução da malha de amostragem é condicionada ao espaçamento entre furos, entre linhas de furos e entre quantidade de amostras coletadas por furos. De qualquer forma, o resultado analítico das amostras é tabelado e modelado em termos bidimensionais e posteriormente interpolado em termos tridimensionais. O modelo 3D final é transformado num bloco, com dimensões dependentes de critérios estatísticos e de malha amostral, ao qual é atribuído um teor baseado em análises químicas e um valor médio de densidade relativo a rocha que hospeda o minério (MOON et al, 2006; MOREIRA et al. 2016; CHEN, 2011; HOULDING, 2012).

Portanto, para a realização deste trabalho, o modelo utilizado foi uma adaptação destes métodos empregados em pesquisa mineral com critérios dependentes de parâmetros físicos, como a resistividade e a cargabilidade.

A interpolação espacial é um procedimento matemático de ajuste de uma função à pontos não amostrados, baseando-se em valores obtidos em pontos amostrados. O

programa Geosoft interpola os dados pelo método da krigagem, seguida da aplicação do método estatístico de mínima curvatura para suavização dos valores centrais em relação às extremidades. A Krigagem é um dos métodos de interpolação espacial que leva em consideração o padrão de variabilidade espacial do conjunto de amostras medidas (LANDIM, 2000).

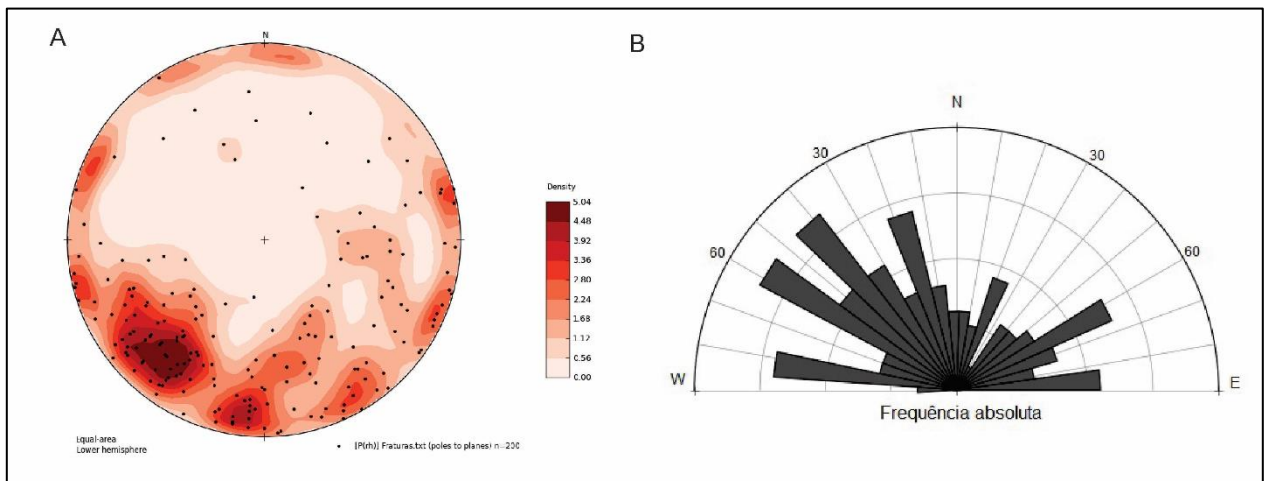
CAPÍTULO 5 – RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste capítulo, os resultados serão apresentados em duas etapas. A primeira compreende os dados obtidos através do levantamento estrutural, que serão apresentados em estereograma e diagrama de roseta. A segunda etapa engloba os dados obtidos através do levantamento geofísico. Os resultados são apresentados com os parâmetros de cargabilidade e resistividade em modelo de inversão 2D e modelos de visualização 3D de resistividade e cargabilidade para todas linhas de aquisição.

Posteriormente, serão abordados aspectos teóricos de modelo genético de mineralização e a integração dos modelos geofísicos 2D e 3D, e a correlação com trabalhos de geofísica aplicados à pesquisa mineral.

Os resultados do levantamento estrutural indicaram duas famílias de fraturas, com direções N39/47W, N54/62W e acamamento para NE. Baseado neste arcabouço estrutural, foi proposta a aquisição de dados no sentido E/W. Os resultados estão apresentados em estereograma e diagrama de roseta (Figuras 22a e 22b).

Figura 22 - a) Estereograma de fraturas representadas por pólos de planos e linhas de contorno. Com medidas plotadas no hemisfério inferior; b) Diagrama de rosetas confeccionado para as mesmas medidas. Total de 200 medidas.



5.1 Modelo de Inversão 2D

As seções apresentam o modelo de inversão de resistividade e cargabilidade para os três tipos de arranjo utilizados, Dipolo-dipolo, Schlumberger e Wenner. A pesquisa atingiu profundidades máximas reais em torno de 90 metros em sua porção central.

O método de polarização induzida resultou em modelos de inversão para cargabilidade. Na linha 1, a seção do arranjo Dipolo-dipolo apresenta zonas de alta cargabilidade próximas a superfície com valores entre 19,2 e 46,2 mV/V. Já os arranjos Schlumberger e Wenner apresentam apenas uma única feição de alta cargabilidade, 46,2 mV/V e 19,2 mV/m respectivamente, no início de cada seção (Figura 23).

Na linha 2 as feições mais evidenciadas ocorrem no arranjo Dipolo-dipolo. Duas feições de alta cargabilidade, uma na zona central e a outra na porção final da seção (entre 19,2 mV/V e 46,2 mV/V), e uma feição circular com cargabilidade moderada de 8 mV/V, próxima à superfície (Figura 24).

A linha 3 apresenta mais feições, do que as linhas 1 e 2. O arranjo Dipolo-dipolo exhibe zonas de alta cargabilidade, 46,2 mV/V, nas quais contrastam com os baixos valores circundantes. Os arranjos Schlumberger e Wenner destacaram apenas uma feição de alta cargabilidade, no início e final da seção respectivamente, com valores entre 19,2 mV/V e 46,2 mV/V (Figura 25).

Como observado, o arranjo Dipolo-dipolo foi o mais eficaz em delinear feições contrastantes com base na estrutural local, região em meio a zonas de dobras inclinadas e fraturadas, ou seja, interfaces verticais. Esta relação ocorre pela configuração de disposição dos eletrodos na superfície, que ocasiona a propagação inclinada do fluxo de corrente, diferente dos arranjos Schlumberger e Wenner que a propagação é verticalizada. Assim, como apresentado no Capítulo 4.4, a sensibilidade dos arranjos quanto ao posicionamento dos eletrodos e ilustrado pela Figura 18.

Figura 23- Seções com resultado de cargabilidade da linha 1, para os arranjos Dipolo-dipolo, Schlumberger e Wenner.

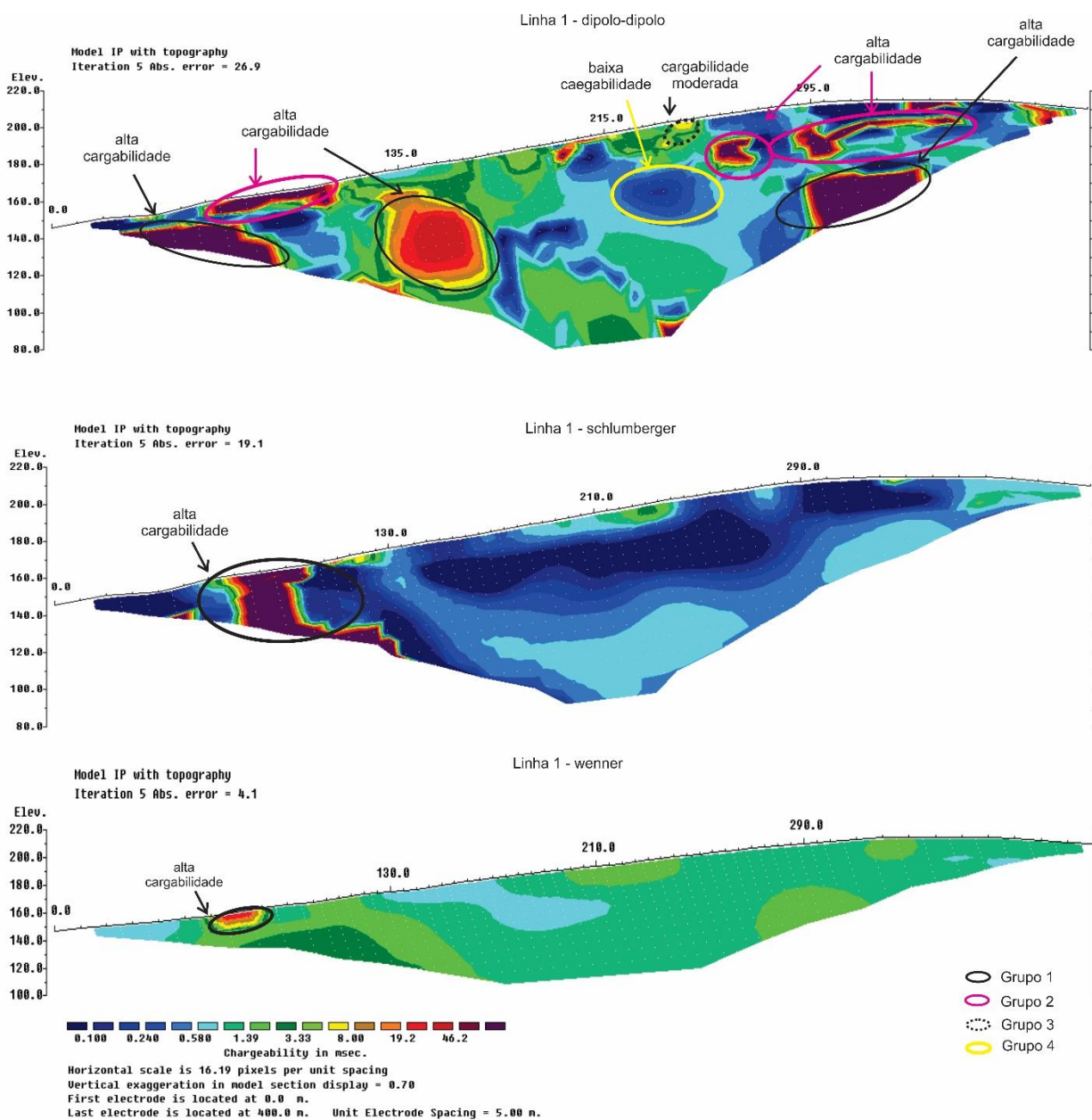


Figura 24-Seções com resultado de cargabilidade da linha 2, para os arranjos Dipolo-dipolo, Schlumberger e Wenner.

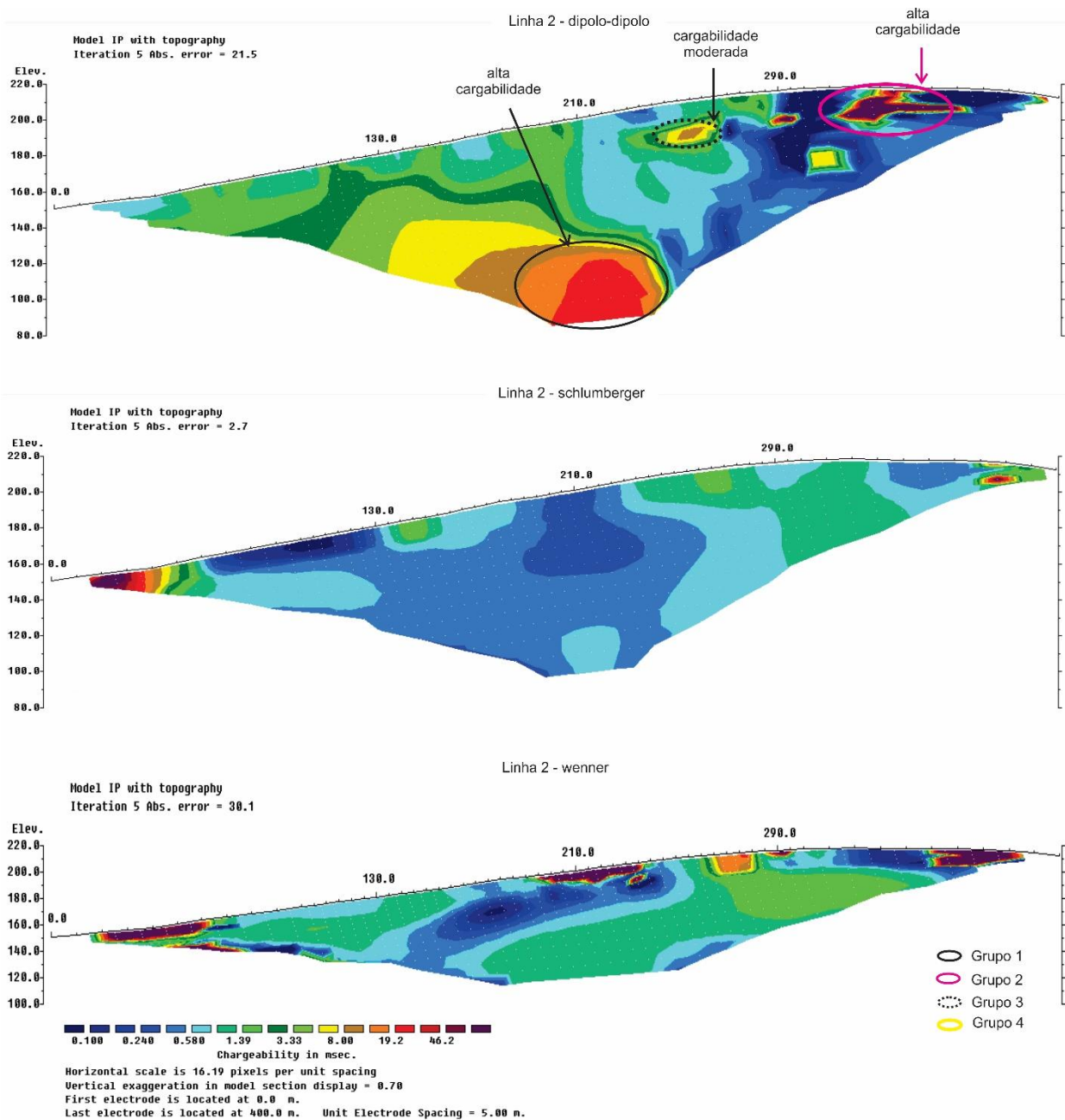
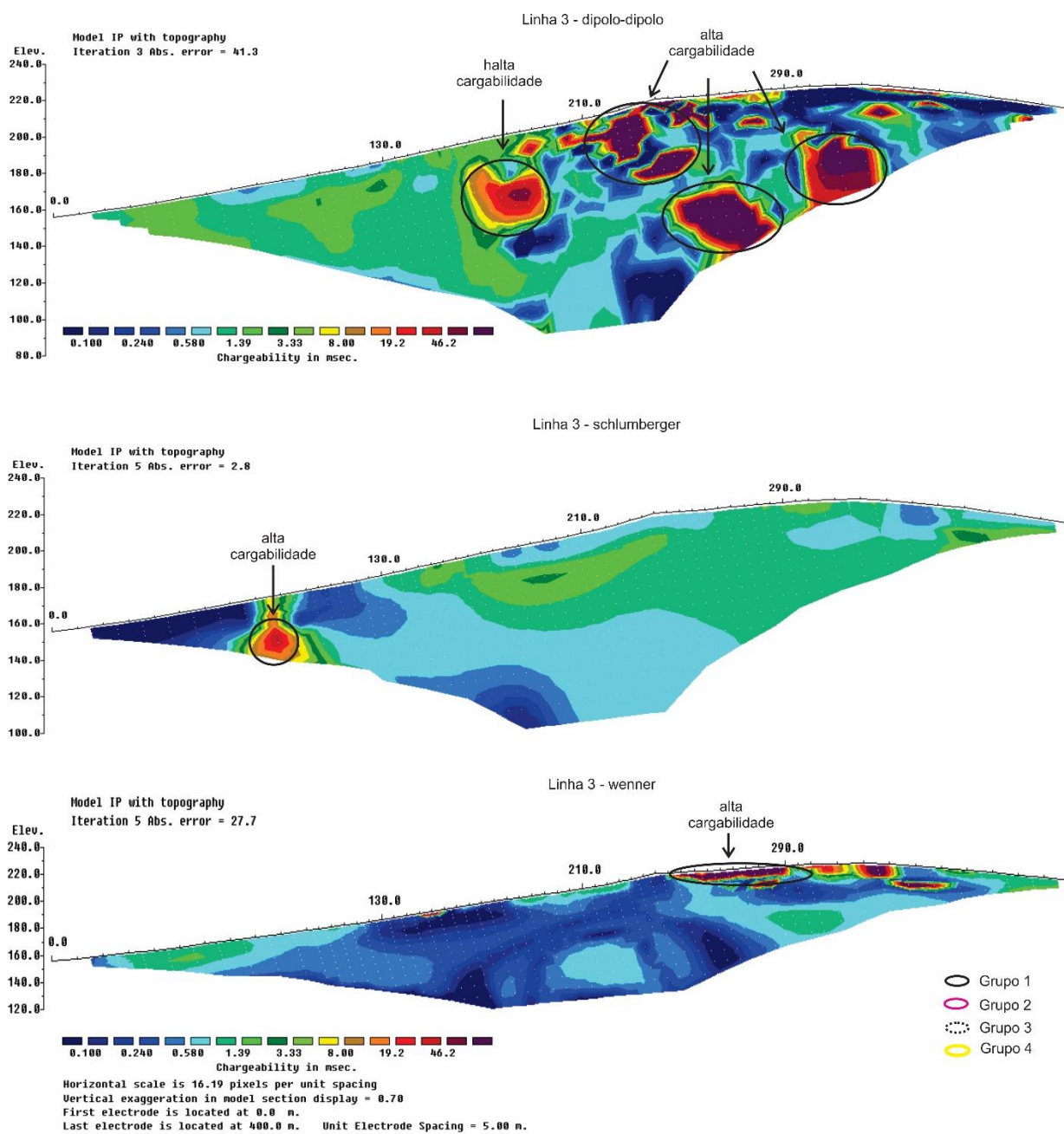


Figura 25-Seções com resultado de cargabilidade da linha 3, para os arranjos Dipolo-dipolo, Schlumberger e Wenner.



Na linha 1, os modelos de inversão para resistividade, apresentam uma zona de altos valores no início da seção, que varia entre 2147 $\Omega.m$ a uma resistividade moderada de 400 $\Omega.m$ e também uma zona de alto valor, na média de 11859 $\Omega.m$, no final do perfil. As zonas de moderada a baixa resistividade apresentam formatos mais arredondados espalhados ao longo do perfil, nas distâncias de 100 m e 220 m, variando a resistividade entre 70,4 $\Omega.m$ a 400 $\Omega.m$. A resistividade mais baixa está concentrada na parte final da seção, logo a cima a zona de alta resistividade. Neste intervalo, a partir de 300 m, há variação entre 12,8 $\Omega.m$ a 70,4 $\Omega.m$, que são apresentados nos três arranjos (Figura 26).

Na linha 2 os perfis apresentam zonas centrais com valor moderado de resistividade de 400 $\Omega.m$. Na seção com arranjo Dipolo-dipolo evidenciam duas feições próximas, separadas por um alto resistivo de 11859 $\Omega.m$, nas distâncias entre 180 m e 260 m. Nos arranjos Schlumberger e Wenner, estas feições de valor resistivo moderado aparecem apenas em um único formato, mais alongado, posicionadas entre as distâncias 150 m e 200 m. Os três arranjos expõem zonas de baixa resistividade próximas a superfície, variando de 12,8 $\Omega.m$ a 70,4 $\Omega.m$ (Figura 27).

A linha 3 exibe feições próximas a superfície com resistividade moderada de 400 $\Omega.m$ e feições com baixa resistividade de 12,8 $\Omega.m$ a 70,4 $\Omega.m$. Na porção final da seção, os três arranjos apresentam uma feição de alta resistividade, na média de 11859 $\Omega.m$ (Figura 28).

Figura 26- Seções com resultado de resistividade da linha 1, para os arranjos Dipolo-dipolo, Schlumberger e Wenner.

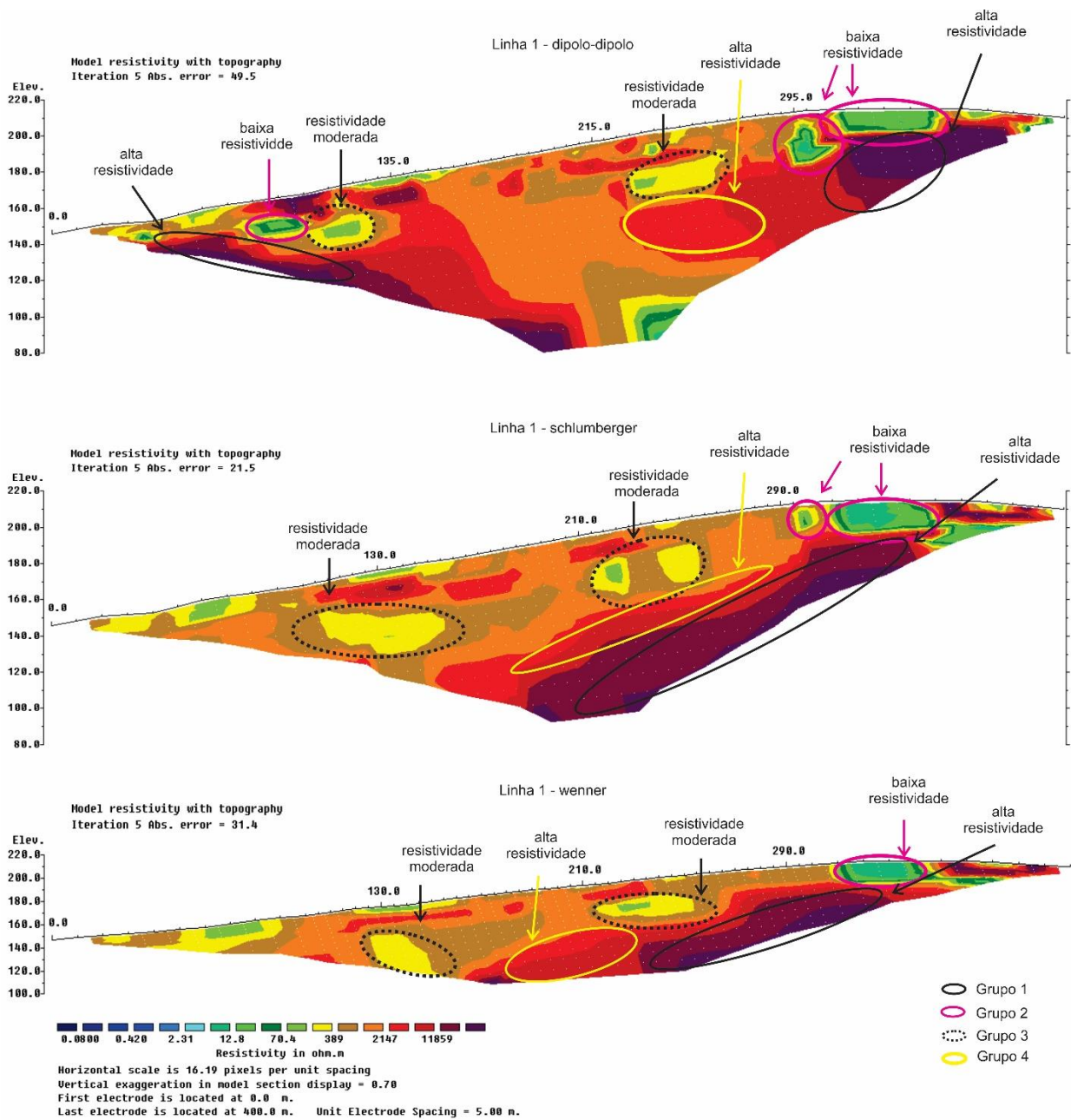


Figura 27-Seções com resultado de resistividade da linha 2, para os arranjos Dipolo-dipolo, Schlumberger e Wenner.

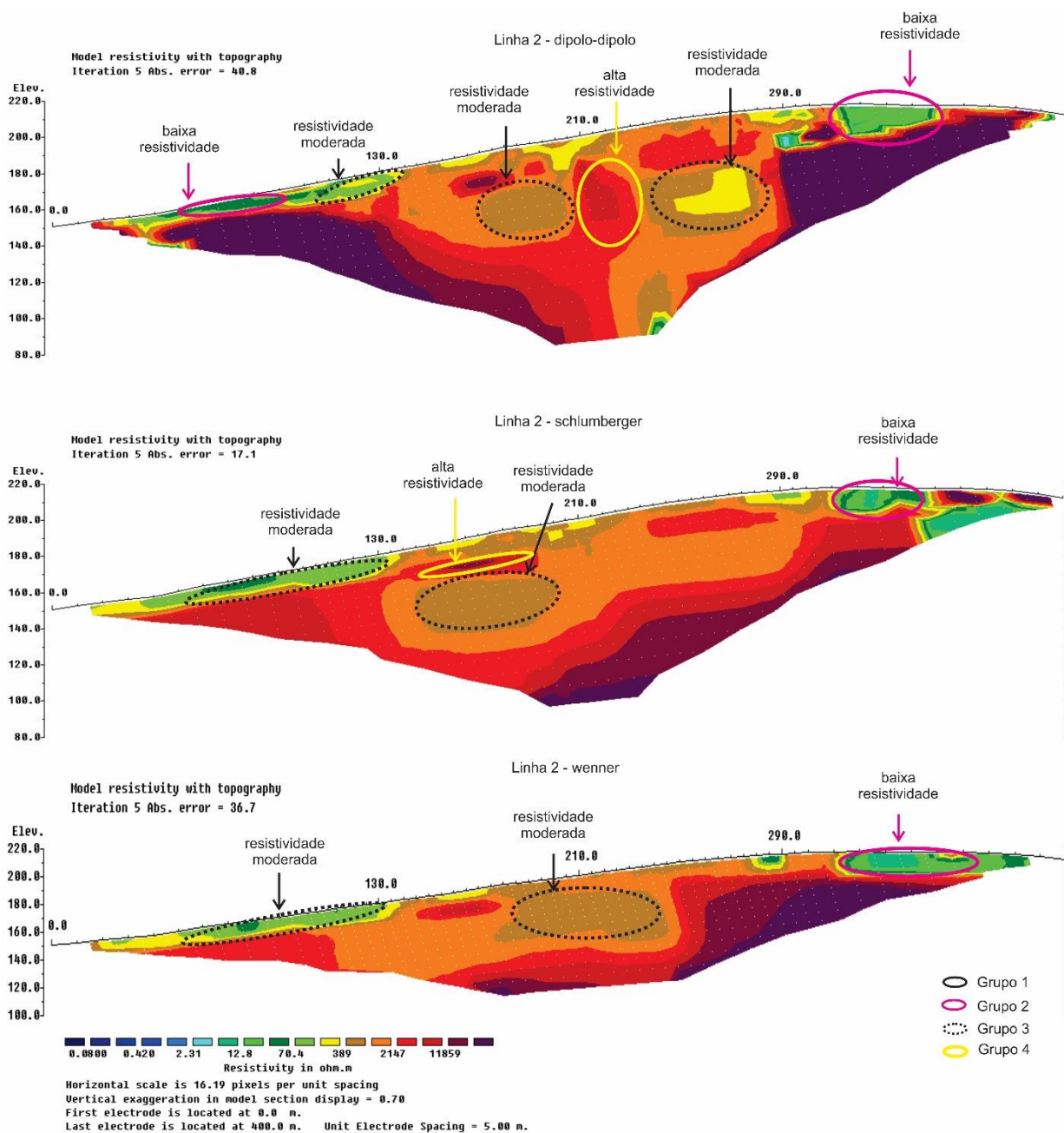
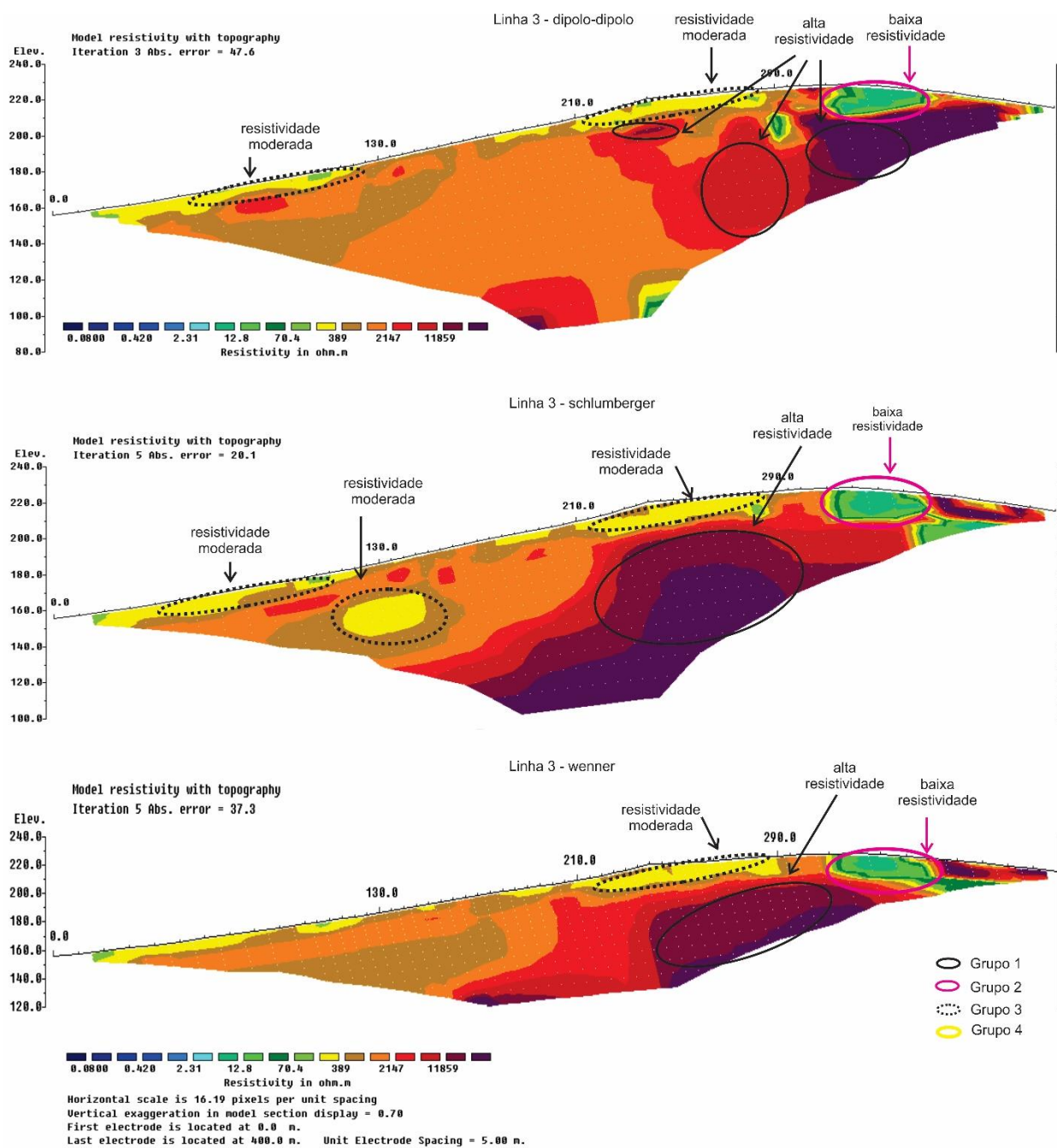


Figura 28-Seções com resultado de resistividade da linha 3, para os arranjos Dipolo-dipolo, Schlumberger e Wenner.



5.2 Integração dos Modelos Geofísico-Geológico

Estas feições destacadas e apresentadas nos modelos de inversão 2D, estão diretamente relacionadas com a estrutural, tectonismo e litologia da área. A região de estudo foi afetada por metamorfismo termal ocorrido por evento tectônico compressivo que resultou no basculamento e dobramento das camadas (CPRM, 1995). Este processo realocou o minério para zona de menor pressão, ou seja, na crista da dobra, posicionado em formato de filão. As atividades do sistema hidrotermal causam significativas mudanças físicas na rocha hospedeira e que resultam em anomalias. Os veios e filões mineralizados estão sempre envolvidos por um halo de alteração hidrotermal bem desenvolvido, normalmente proporcional à dimensão dos filões. (ROBB, 2005; BIONDI, 2003).

As estruturas de mineralização podem ser caracterizadas por contrastes em parâmetros geoeletricos. Zonas com sulfetos disseminados reagem como capacitores, que acumulam a carga da corrente elétrica aplicada, ocasionando assim, o efeito da polarização induzida. As zonas com alta concentração de sílica apresentam um comportamento dielétrico, que dificulta a passagem de corrente elétrica, onde ocorre o efeito de resistência. Portanto, com base nesses conceitos físicos e na geologia local, é possível interpretar as zonas de cargabilidade e resistividade (ALLIS, 1990).

A identificação de zonas com potencial de acumulações minerais sulfetadas é baseada em faixas de valores de cargabilidade, parâmetro físico diretamente influenciado pela presença de sulfetos disseminados no contexto geológico em estudo, além de faixas de resistividade e suas relações com feições ou estruturas de mineralização, reunidos em 4 grupos. Estes grupos apresentam as seguintes características: zonas com altos valores de resistividade ($\geq 2147 \Omega.m$) e altos de cargabilidade ($\geq 19.2 \text{ mV/V}$), são do grupo 1, zonas com baixos valores de resistividade ($\leq 12,8 \Omega.m$) e altos de cargabilidade ($\geq 19.2 \text{ mV/V}$), são do grupo 2, zonas com valores moderados de cargabilidade ($\geq 8 \text{ mV/V}$) e resistividade ($\geq 389 \Omega.m$), fazem parte do grupo 3 e zonas com altos valores de resistividade ($\geq 2147 \Omega.m$) e baixos de cargabilidade ($\leq 3,3 \text{ mV/V}$), pertencem ao grupo 4 (Figuras 23, 24, 25, 26, 27 e 28):

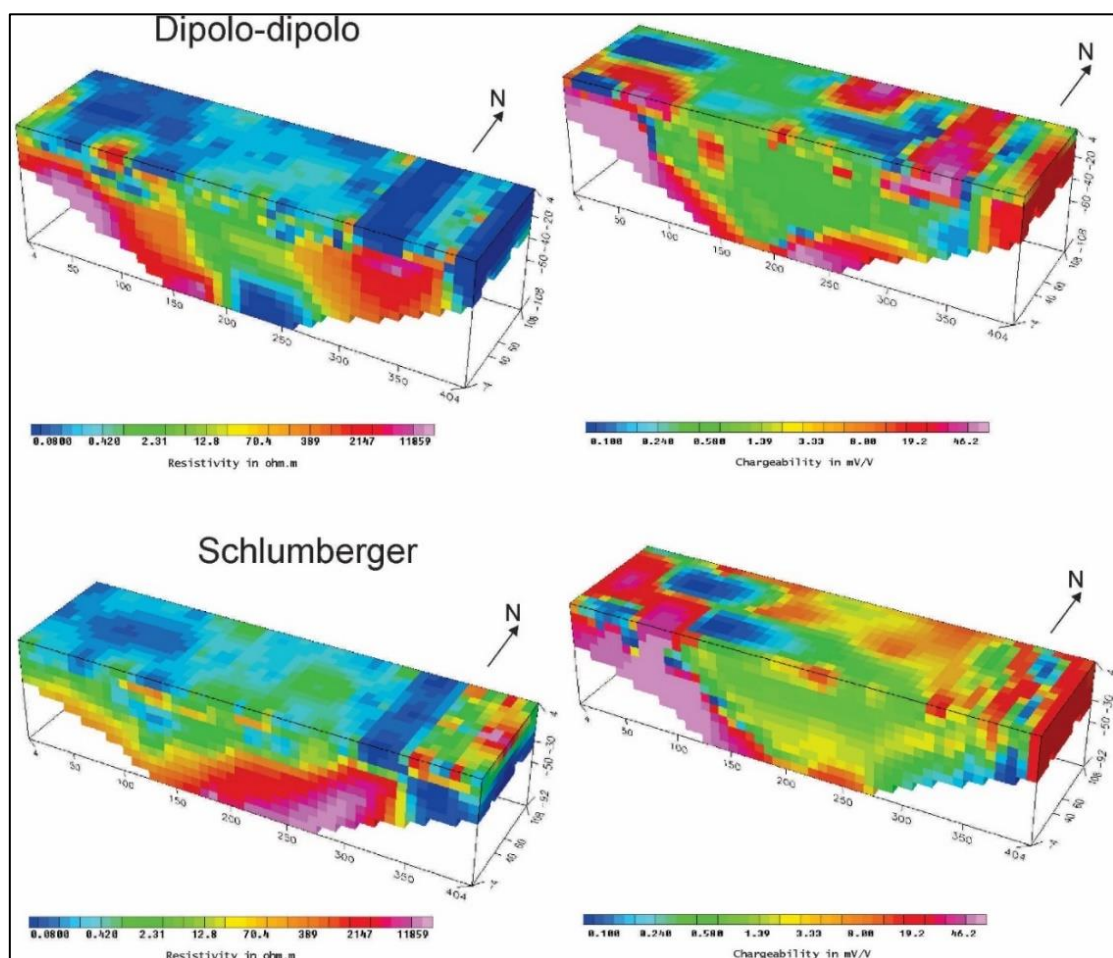
- O grupo 1 indica regiões com concentração de sulfetos e quartzo. As descrições geológicas de campo possibilitaram o reconhecimento de quartzitos fraturados predominantemente. Este conjunto de fatores justifica a ocorrência de mineralizações sulfetadas do tipo *stockwork*, caracterizadas por uma rede concentrada de fraturas preenchidas por uma associação de quartzo e sulfetos (BIONDI, 2003). Nesse sentido, os altos valores de cargabilidade associados a uma zona condutiva indicam a ocorrência de minérios disseminados em veios de quartzo.
- O grupo 2 indica a presença de sulfetos e uma provável área de sulfetação em xisto, comumente descrita numa grande variedade de depósitos metálicos hidrotermais (ROOB, 2005). As zonas de alta cargabilidade apresentam valores equivalentes a zonas sulfetadas descritas em superfície (grupo 1). As áreas de baixa resistividade referentes a este grupo são extremamente baixas e podem ser atribuídos de trocas químicas e gênese de mineralizações sulfetadas. Esta zona apresenta o potencial para os maiores teores de sulfetos de cobre da área.
- O grupo 3 indica regiões com presença de teores substancialmente menores de sulfetos, e pode estar relacionado a possíveis áreas de argilização em xisto. Zona de alteração argílica é caracterizada pela formação de argilominerais devido a lixiviação ácida, oriunda do processo de percolação de fluido hidrotermal no xisto. Tipicamente ocorre metassomatismo sob temperaturas abaixo de 250°C, apresenta uma forma extrema de lixiviação onde são removidos da rocha encaixante diversos elementos alcalinos por fluidos ácidos (PIRAJNO, 1992).
- O grupo 4 indica áreas com baixo teor de sulfetos, inferido como possíveis zonas de silicificação. A cimentação da rocha por quartzo, durante os processos hidrotermais, resulta na diminuição da porosidade e no conseqüente aumento da resistividade (ROOB, 2005). Neste contexto, zonas resistivas e com baixos valores de cargabilidade são indicativas de zonas de silicificação periféricas às zonas de sulfetação.

5.3 Modelamento 3D

A integração e interpolação dos modelos de inversão permitiu a geração de modelos de visualização 3D ou quase 3D (Figura 29). O processamento subsequente permitiu a geração de mapas de parâmetros físicos para diferentes níveis de profundidade, separados a cada 10 m, desde a superfície até 100 metros de profundidade.

Foram realizados os modelos apenas para os dados dos arranjos Dipolo-dipolo e Schlumberger, pois as distribuições dos pontos adquiridos foram insuficientes para a interpolação de dados no arranjo Wenner.

Figura 29- modelos 3D com integração das três linhas em parâmetros físicos de resistividade e cargabilidade para os arranjos Dipolo-dipolo e Schlumberger.



Os modelamentos 3D com parâmetro de cargabilidade apresentam feições significativas a partir de 30 m, até a profundidade de 90 m, com valores superiores a 19 mV/V. Na região central, entre as distâncias 200 m a 300 m, são observadas também zonas de alta cargabilidade no sentido da linha 2 para linha 3, que podem ser correlacionadas com as feições circulares da linha 3 no modelo de inversão 2D e altos valores na porção inicial da seção (Figuras 30 e 31).

Os modelamentos 3D com parâmetro de resistividade apresentam importantes feições entre 10 m e 70 m de profundidade. Estas feições são observadas na distância de 100 m e na região final a partir dos 270 m, que varia de 389 Ω .m a 2147 Ω .m (Figuras 32 e 33).

Neste conjunto de dados é possível observar duas feições relevantes, tanto para resistividade quanto para cargabilidade. Estas feições localizadas na porção inicial e final do mapa, apresentam formatos alongados e direções distintas, uma N-S e outra E-W. As duas são caracterizadas com cargabilidade e resistividade altas, o que retoma a provável mineralização disseminada em veios, modelo *stockwork* apresentada no grupo 1.

No modelo de cargabilidade, ao final do mapa, é possível notar que esses altos valores se localizam entre 0 e 30 m de profundidade, e quando comparado com o modelo para resistividade os altos valores permanecem até 70 m de profundidade. Portanto é possível observar elementos do grupo 4 a partir do nível de 40 metros de profundidade.

No modelo de isosuperfície 3D para o arranjo Dipolo-dipolo, é possível observar uma estrutura de geometria inclinada de alta cargabilidade, 30 mV/V, localizada na porção central do modelo. Este volume de alta cargabilidade pode refletir uma zona mineralizada em sulfetos, acompanhado por baixos valores de resistividade, características que permitem associa-la a uma provável zona de sulfetação. É possível notar também um segundo corpo de alta cargabilidade na porção final do modelo, caracterizado por alta resistividade e associado a uma possível zona de acumulação de sulfetos do tipo *stockwork* (Figura 34).

O modelo de isosuperfície 3D para o arranjo Schlumberger não apresenta estruturas que podem refletir zonas com mineralização sulfetada. O posicionamento dos eletrodos em superfície, resulta numa propagação vertical dos vetores, o que dificulta o uso desse arranjo em áreas com estruturas inclinadas (Figura 35).

Figura 30- Modelamento 3D com parâmetro físico de cargabilidade para os arranjos Dipolo-dipolo e Schlumberger.

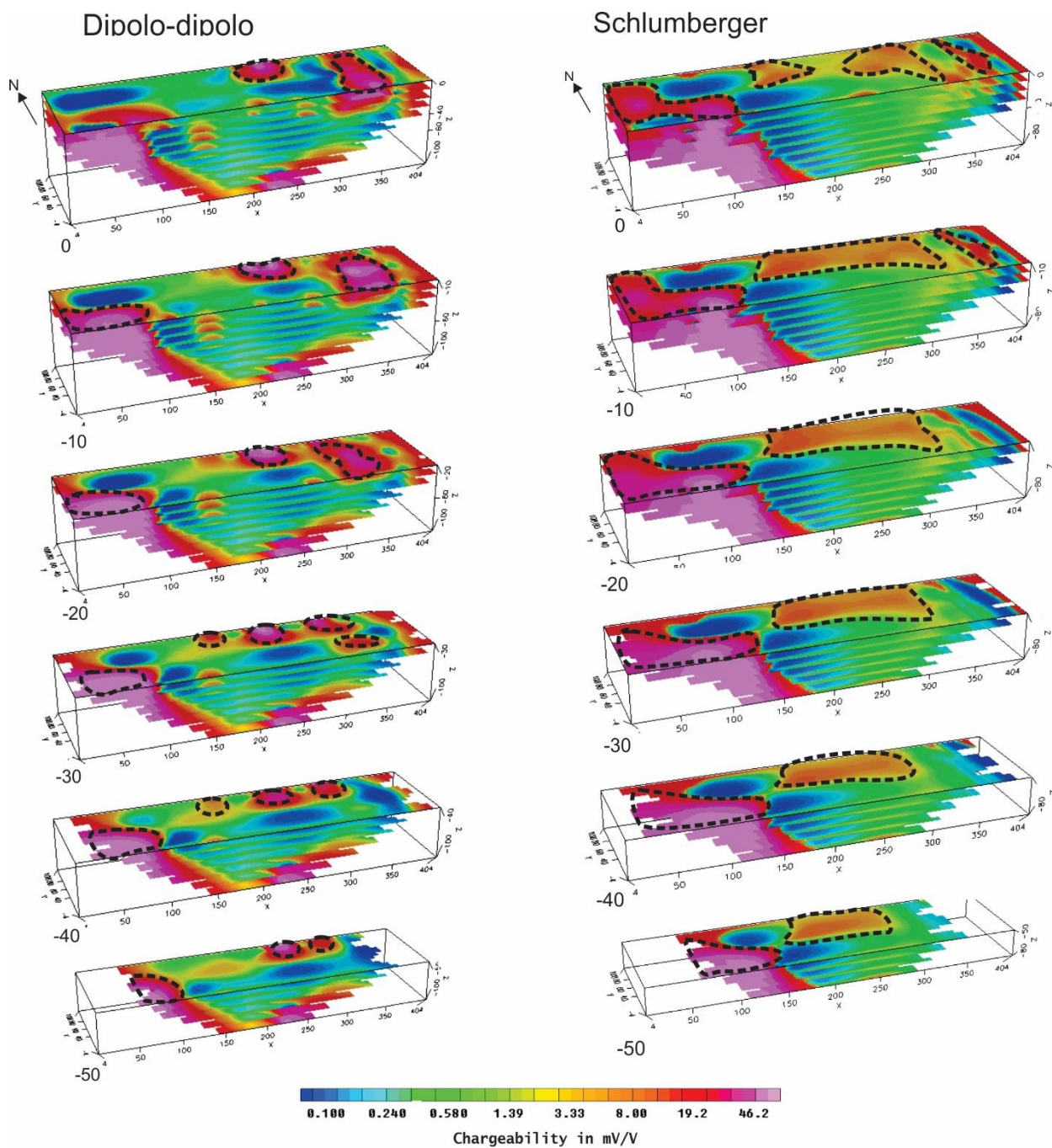


Figura 31- Modelamento 3D com parâmetro físico de cargabilidade para os arranjos Dipolo-dipolo e Schlumberger.

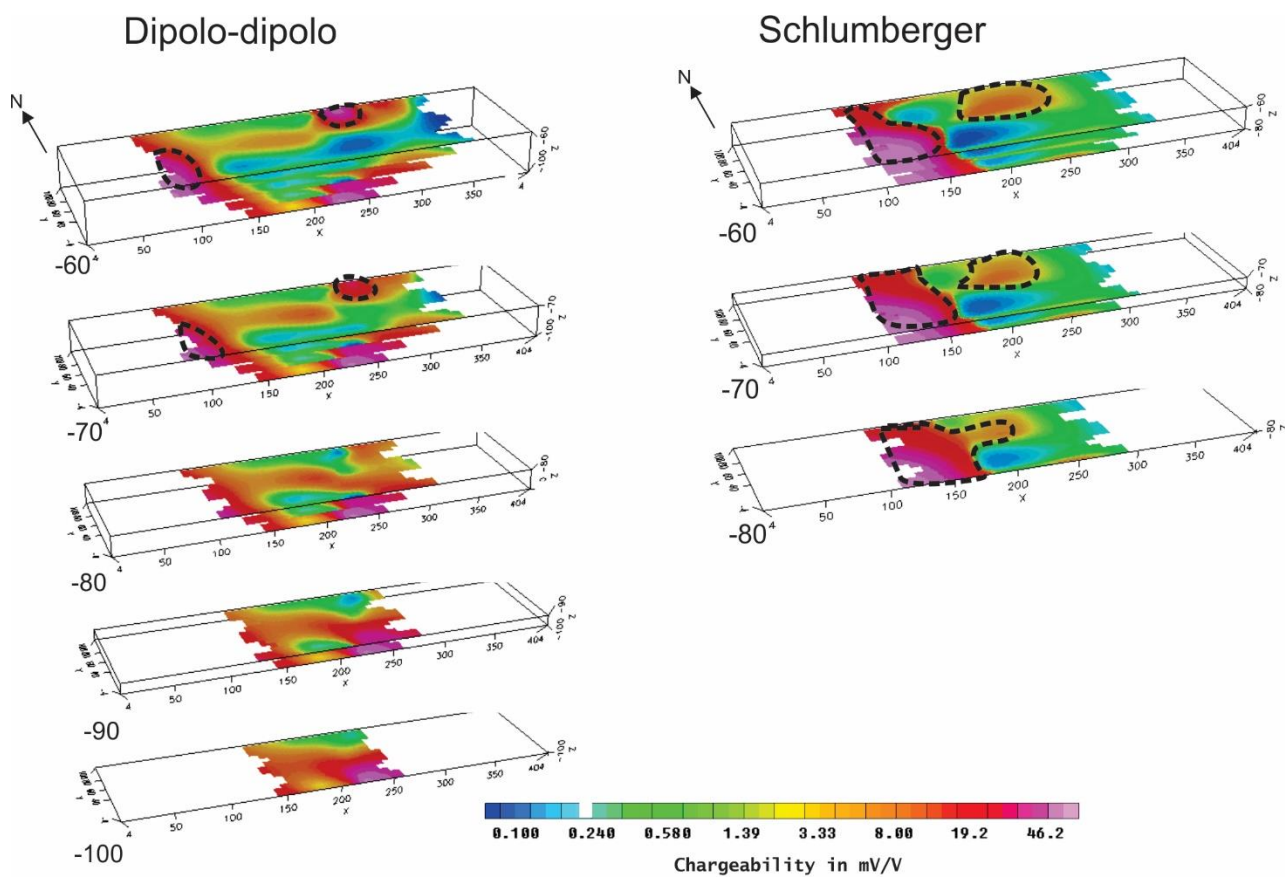


Figura 32- Modelamento 3D com parâmetro físico de resistividade para os arranjos Dipolo-dipolo e Schlumberger.

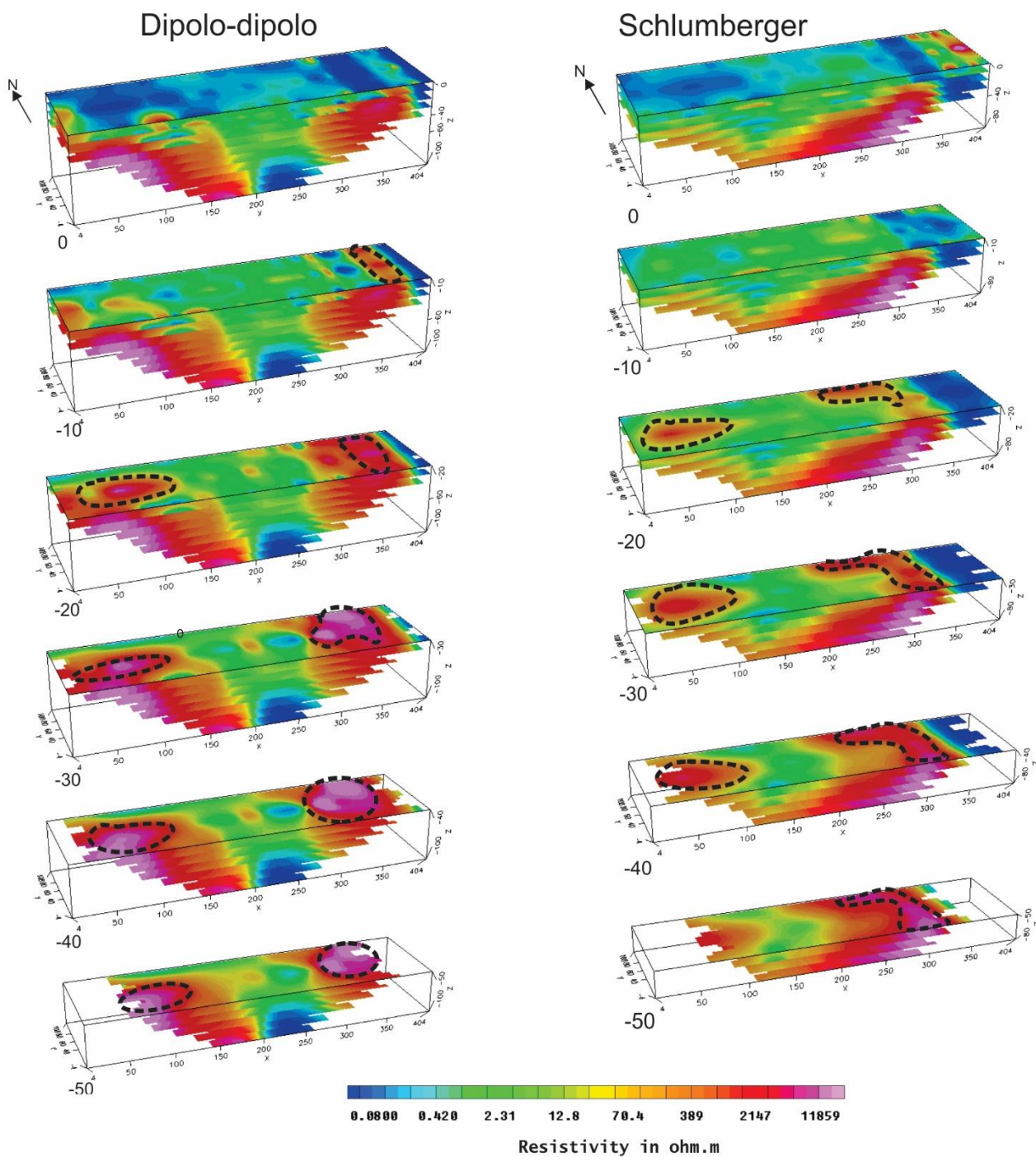


Figura 33- Modelamento 3D com parâmetro físico de resistividade para os arranjos Dipolo-dipolo e Schlumberger.

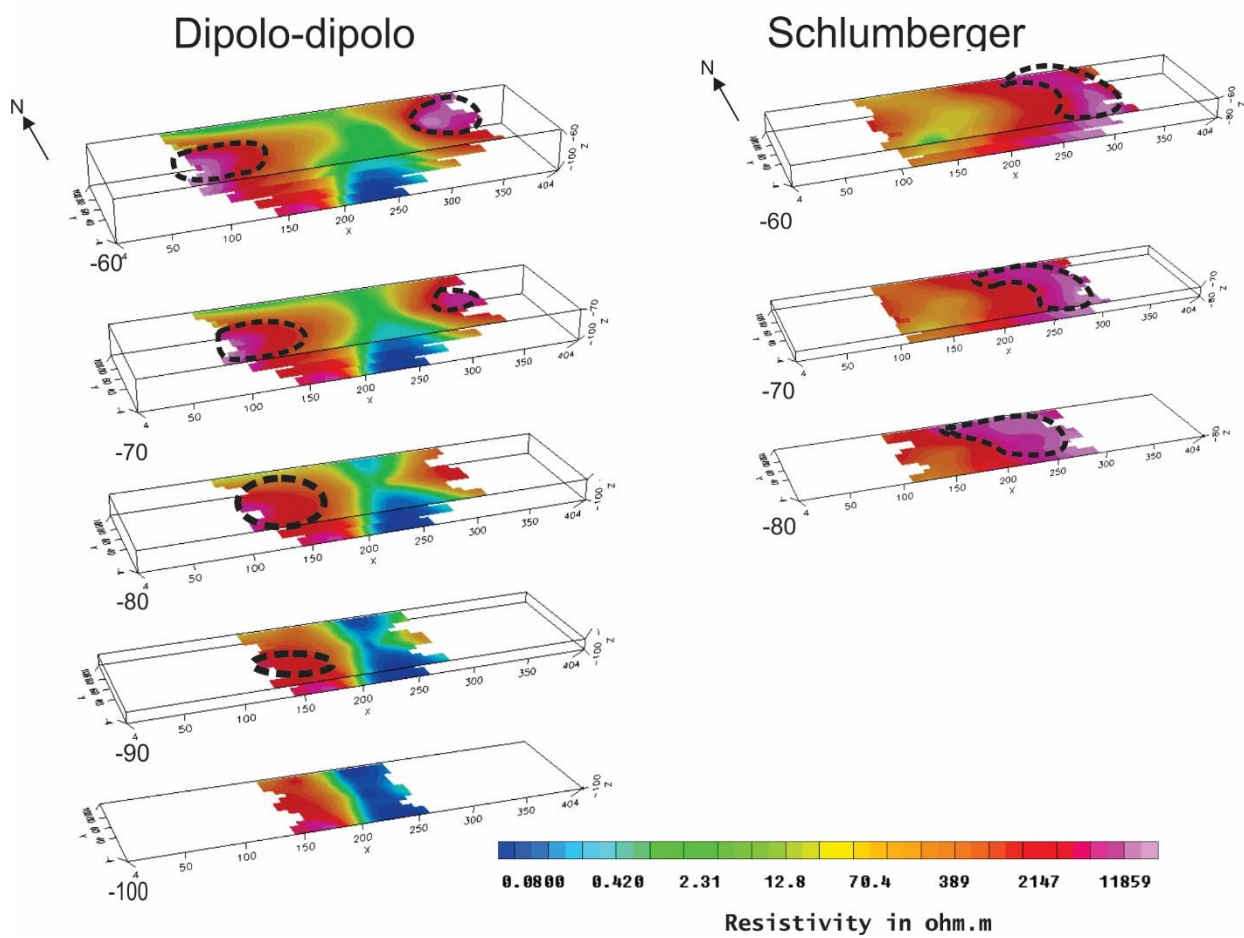


Figura 34-Modelo de isosuperfície 3D com parâmetro de cargabilidade para o arranjo Dipolo-dipolo.

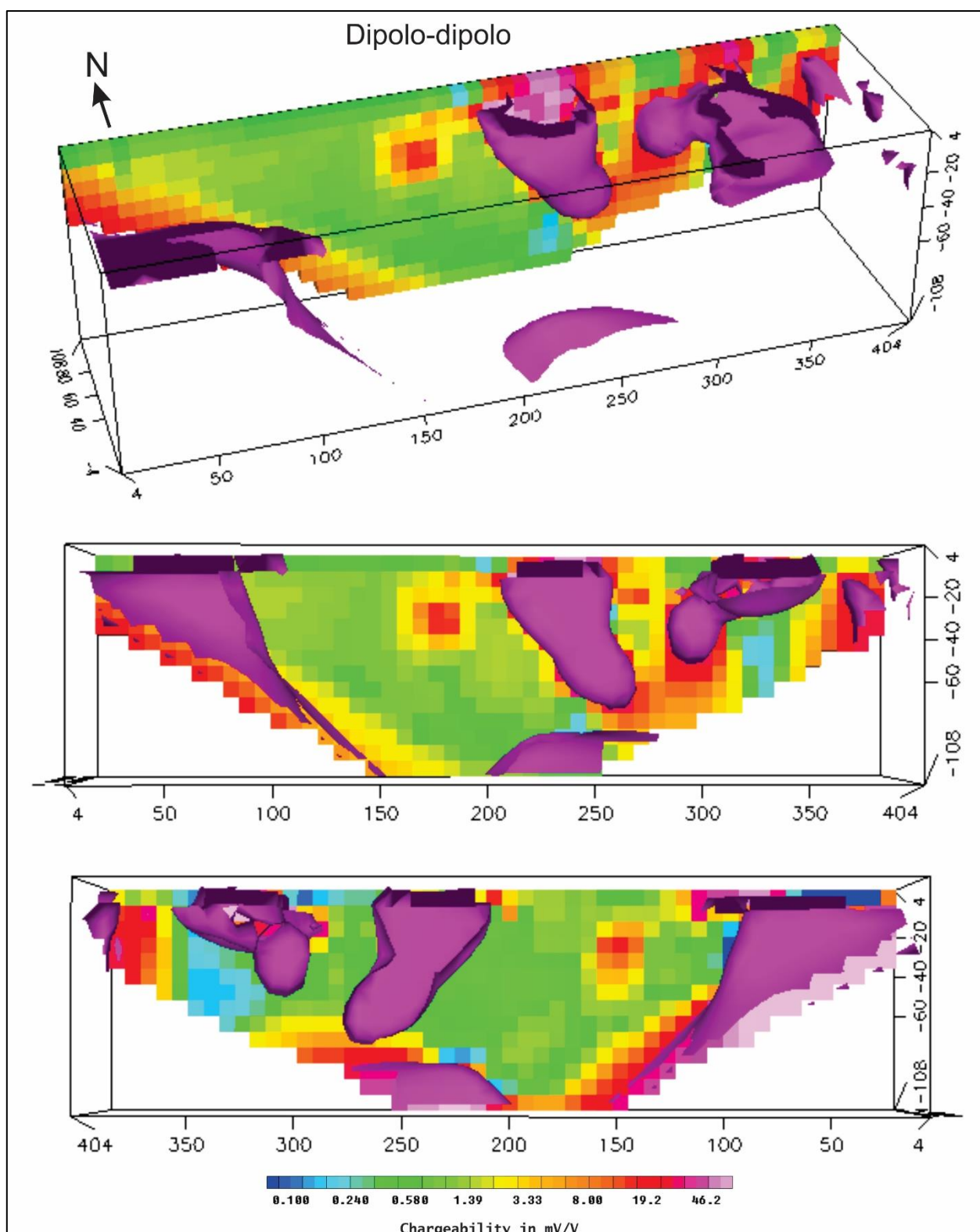
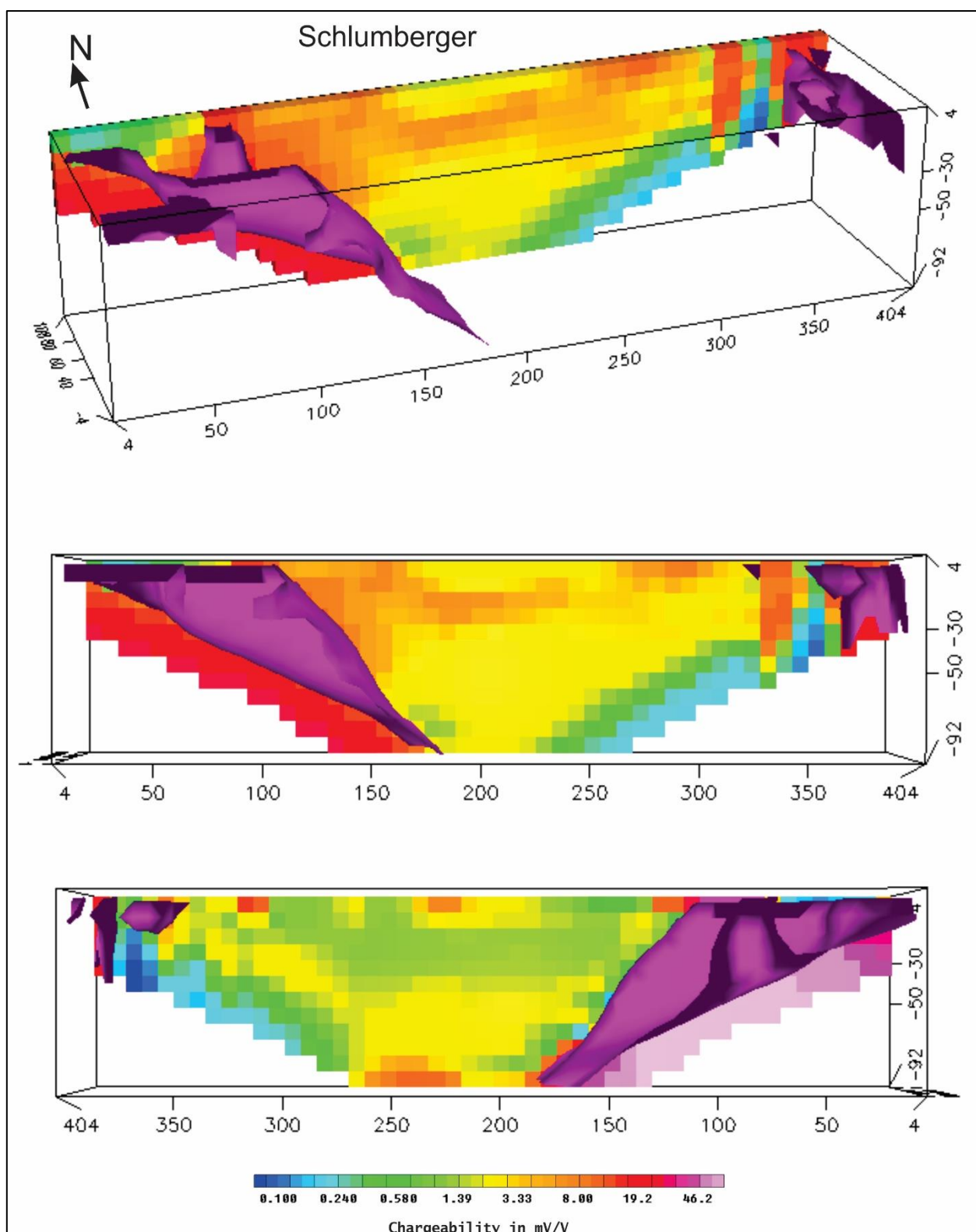


Figura 35-Modelo de isosuperfície 3D com parâmetro de cargabilidade para o arranjo Schlumberger.



5.4 Correlação com Trabalhos Anteriores

Trabalhos anteriores na região de estudos mostram a aplicação de prospecção geofísica e descrição geológica, através dos métodos eletrorresistividade e polarização induzida para depósitos hidrotermais. Assim também, como outros trabalhos internacionais referentes às zonas de alterações hidrotermais a partir da integração dos parâmetros físicos de resistividade e cargabilidade. Estes apresentam semelhanças com o presente trabalho aplicado.

No trabalho de Irvine & Smith (1990) foram aplicados os métodos geoeletricos para prospecção de ouro epitermal, realizado na Austrália. Estes autores concluíram que, a alteração hidrotermal reduz a resistividade elétrica da maioria das rochas vulcânicas, por uma ou duas ordens de magnitude, a partir de valores normais de 50-250 ohm.m. Isto ocorre devido à substituição de minerais de feldspato e piroxênio por argila e minerais zeólitos com capacidade de troca de cátions relativamente alta. Seções específicas da zona de alteração podem ser dominadas por altos teores de sulfeto (10-40% de pirita) e argilominerais. Os autores observaram um forte sinal de cargabilidade, juntamente com uma zona de baixa resistividade representada por veios mineralizados que transportam 10 a 30% de pirita e ocasionais zonas de pirita maciça com 1 metro de espessura. Essa aplicação demonstrou a eficiência de métodos geoeletricos na prospecção de minérios sulfetados em zonas de hidrotermalismo.

Estas zonas de alterações hidrotermais são correlativas com o presente trabalho, no qual apresenta de moderada a baixa resistividade para áreas que indicam uma provável alteração argílica.

O trabalho de Allis (1990), foi elaborado com intuito de revisar as mudanças nas propriedades físicas das rochas que resultaram de processos de alterações hidrotermais. O autor cita exemplos de sistemas ativos como na Nova Zelândia, Filipinas e no Japão e apresenta grande contraste com diminuição da resistividade através da alteração da rocha hospedeira por fluido geotérmico. Essas resistividades são geralmente na gama de 10-30 Ω m, e diminui para menos de 10 Ω m em zonas com avançada alteração argílica. Allis concluiu que estas zonas de baixa resistividade podem ser causadas pela reação da rocha com águas ácidas, aquecidas a vapor. Assim as pesquisas com métodos

geoeletricos são, portanto, ideais para a detecção de sistemas epitermais em grandes áreas de exploração.

No trabalho de Côrtes et al. (2016), foram realizados estudos na região do Capão Grande, onde os resultados indicaram uma zona de baixa resistividade ($\leq 20 \Omega.m$) e alta cargabilidade (74 mV/V) a 60 m de profundidade, relacionada a uma zona sulfetada e circundada por áreas de alta resistividade ($\geq 305 \Omega.m$), apontando zona de silicificação. A zona sulfetada é constituída por sulfetos de cobre disseminados em zona de *stockwork* e por fraturas preenchidas por sulfetos maciços em menor proporção. Zona de argilização periférica ao depósito foi expressa pela ocorrência abundante de carbonatos de cobre em superfície.

Em correlação ao trabalho anterior, o local de estudo também apresentou áreas com alta cargabilidade e baixa resistividade denominadas prováveis zonas de sulfetação, circundadas por uma possível zona de silicificação, indicativo de alta resistividade.

O trabalho de Moreira et al. (2012), apresentou a ocorrência da Colônia de Santa Bárbara, com indícios de mineralizações disseminadas em tufo vulcânicos e em veios de quartzo, também a presença de carbonatos e barita. Os dados revelaram um contraste de valores entre os principais litotipos da área, com baixa cargabilidade (1,8 mV/V) para metaconglomerados e andesitos e altos valores (70 mV/V) para tufo vulcânicos. Os valores mais baixos de resistividade na superfície refletiram a presença de areia parcialmente ou totalmente saturada. As zonas mineralizadas apresentaram características como alta cargabilidade (≥ 70 mV/V) e baixa resistividade (≤ 11000). Localizaram ocorrências minerais em intersecção dos sistemas de falhas, servido provavelmente como um caminho preferencial para o fluxo de fluidos hidrotermais. No entanto, predominou altos valores de cargabilidade na área dos tufo vulcânicos, indicando a presença de sulfetos disseminados.

Este processo provavelmente também ocorreu na área deste presente estudo, onde foram reconhecidas descontinuidades estruturais ocasionadas por eventos de deformação da fase D3, refletido na faixa de dobramentos regional. Evento este, concomitante com a intrusão granítica, que possivelmente proporcionou a remobilização de mineralizações e seu alojamento em fraturas.

De modo geral, a interpretação deste trabalho apresenta ser condizente à estudos anteriores na região quanto a parâmetros físicos, cargabilidade e resistividade, para prováveis zonas sulfetadas e de demais alterações hidrotermais. Porém, cabe ressaltar que o local de estudos não possui arenitos, andesitos e tufos vulcânicos como na região ao redor, é composta basicamente por quartzito, na qual não demonstra o mesmo contraste de valores entre diferentes litotipos apresentados nos trabalhos anteriores.

CAPÍTULO 6 – CONCLUSÕES

A despeito da complexidade geológica e estrutural da área de estudos, os resultados geofísicos possibilitaram o reconhecimento de zonas com assinatura geofísica compatível com acumulações minerais sulfetadas estruturalmente controladas, baseado em indícios de mineralização descritos em campo e em dados revisados em estudos de prospecção geofísica em ocorrências minerais semelhantes.

Para pesquisas em regiões com tamanha complexidade geológica é recomendado o estudo e entendimento prévio sobre metalogêneses e zonas de dobramentos com intuito de dar suporte a interpretação de dados.

Os indícios de mineralização que caracteriza a ocorrência mineral em superfície, são constituídos por carbonatos de cobre (malaquita) e pirita, descritos na galeria de pesquisa. Estes minerais são evidências associadas a porções periféricas de depósitos sulfetados, como reconhecido em estudos anteriores na região.

O arranjo dipolo-dipolo foi o melhor arranjo em apresentar a assinatura geofísica e realçar as feições em áreas com estruturas inclinadas, dobras e fraturas devido ao padrão de posicionamento dos eletrodos na superfície.

Os modelos de inversão 2D apresentam áreas circulares de moderada a alta intensidade, tanto para resistividade quanto cargaabilidade, relacionadas a prováveis mineralizações. Essa resposta é relacionada ao comportamento condutivo e polarizável dos sulfetos e ao comportamento isolante dos veios de quartzo.

Dessa forma, o método da polarização induzida demonstrou resultados satisfatórios na caracterização das ocorrências de cobre, uma vez que permitiu verificar a continuidade lateral e a profundidade das zonas com concentração de sulfetos devido ao contraste das propriedades físicas entre as rochas encaixantes e as zonas mineralizadas. Os dados obtidos neste trabalho permitiram também estabelecer que entre 0m e 80m ocorrem as zonas mais promissoras a estudos de investigação direta.

O modelo genético atribuído a área é do tipo hidrotermal-magmática, que apresenta diversos elementos (*stockwork*, veios com concentração de sulfetos, sulfetação, silicificação, argilização). Contudo, diante de uma evolução tectônica

policíclica regional, os elementos deste depósito não apresentam a estrutura clássica de zonação.

Os modelos de isosuperfícies 3D possibilitaram o dimensionamento de estruturas contrastantes aos parâmetros físicos, intimamente relacionados a elementos de arquitetura de depósito do tipo hidrotermal e ao evento de dobramento presente na região. Tais resultados demonstram que o uso integrado de métodos geoeletricos, aliados a levantamentos geológicos e estruturais são satisfatórios para a caracterização de depósitos e estudos de detalhamento em prospecção mineral.

Assim, diante da concentração de sulfetos em zonas de alta cargabilidade e alta resistividade (grupo 1) e alta cargabilidade e baixa resistividade (grupo 2), é recomendado trabalhos de investigação direta via sondagem testemunhada direcionada, com o objetivo de verificar teores e a viabilidade econômica da ocorrência. A existência de mineralizações sob a forma de corpos individualizados e independentes, torna a detecção por investigação direta (sondagens) algo extremamente difícil, com elevado custo e baixo grau de sucesso.

Neste sentido, os resultados deste estudo demonstram também a possibilidade de uso de métodos geoeletricos na definição de alvos para sondagem em condicionantes geológicos de alta complexidade.

CAPITULO 7 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALLIS, R.G. Geophysical anomalies over epithermal systems. **Journal of Geochemical Exploration**, v. 36, p. 339-374, 1990.

BABINSKI, M.; CHEMALE JR., F.; HARTMANN, L.A.; VAN SCHMUS, W.R. & SILVA, L.C. Juvenile accretion at 750-700 Ma in southern Brazil. **Geology**, v. 24(5):439-442, 1996.

BADI W.S.R. **Mineralização de chumbo e zinco em arenitos do Distrito Camaquã, RS**. Dissertação de Mestrado, IG/UFRGS, 137p, 1983.

BECKEL, J. **Metalogênia Del Cu, Pt y Zn em La Cuenca de Camaquã durante El Ciclo Orogênico Brasileiro, Rio Grande do Sul (Brasil)**. Tese de doutorado, Univ.Salamanca,Espanha, 1990, 275p.

BECKEL, J. Características físico-químicas do fluido hidrotermal, formador das mineralizações de cobre das minas de Camaquã, RS. In: Workshop sobre as bacias molássicas brasileiras 1. São Leopoldo, **Boletim de resumos expandidos...** SBG, 1992. p. 6-11

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

BIONDI, J.C. **Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros**. São Paulo: Oficina de Textos, 2003.

BOCCHI, Pedro Ramos. **Geologia da Folha de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul**. Rio de Janeiro, DNPM, Boletim 245, 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**. 2006. 109 f. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências – UFRGS, Porto Alegre, 2006.

CHABAN N., SANTOS E.L., MACHADO P.M., GONZALES M.A., BECKEL J. 1978. **Ocorrência de cobre sedimentar no Cerro dos Martins, Caçapava do Sul, RS.** In: SBG, Cong. Bras. Geol., 30. Recife, Anais, 4:1445-1457.

CHEMALE Jr., F. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: HOLZ, Michael; DE ROS, Luiz Fernando (Org.). **Geologia do Rio Grande do Sul.** Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2000. p. 13 - 52.

CHEN, D. **Advances in Data, Methods, Models and Their Applications in Geoscience.** New York: InTeOpP, 2011, 348p

CORDEIRO, H.P.; **Integração de dados geofísicos e estruturais no estudo de ocorrência de cobre localizada na região norte da bacia sedimentar do Camaquã (RS).** Dissertação de Mestrado, IGCE/Uesp, 2016.

CÔRTEZ, 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, VOL. 55-3, 2016.

COSTA, A.F.U., CHEMALE JR. F., MAGRO F.H.S., DIAS N.L. **Modelagem gravimétrica da Bacia do Camaquã, RS.** Simp. Nac. Estudos Tectônicos, 5. Gramado: SBG. Bol. Res. Expandidos, 234-235, 1995b.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. **Passo do Salsinho. Folha SH-22-Y-A-I-4, Estado do Rio Grande do Sul, Escala 1:50.000.** Programa Levantamentos Geológicos do Brasil. Brasília, 1995.

CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul, Escala 1:750.000,** 2000.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. **Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras.** Programa Geologia do Brasil, Recursos Minerais. Belo Horizonte, 2014.

Delgado I.M., Souza, J.D., Silva L.C. Silveira Filho N.C., Santos R.A., Pedreira A. J. Guimarães, J.T., Angelim L.A.A., Vasconcelos A.M., Gomes I.P., Lacerda Filho J.V.L., Valente C.R., Perrotta M.M. & Heineck C.A. **Geotectônica do Escudo Atlântico.** In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H. Gonçalves (eds.). Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. CPRM, Brasília, 2003, p. 227-334.

DNPM - DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL. Balanço Mineral Brasileiro. Brasília: DNPM, 2001. Disponível em: <http://www.dnpm.gov.br/assets/galeriadocumento/balancomineral2001/cobre.pdf>

FOSSEN, H. **Structural Geology**. Cambridge. Chapter 14, 2013.

FURMAN, A; FERRÉ TY P. A.; WARRICK, A.W. **A Sensitivity Analysis of Electrical Resistivity Tomography Array Types Using Analytical Element Modeling**. Vadose Zone Journal. VOL. 2, 2003.

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**. Revista Brasileira de Geociências 28(1): 11-28, março de 1998

GOOGLE EARTH. Versão 4.3 (beta). Europa Technologies – US Dept. of state Geographer, 2010.

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 structural geology analysis. In: AGU FALL MEETING, 2010, San Francisco, CA. Oral Presentation

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

HARTMANN ET AL. **Deepest exposed crust of Brazil – SHRIMP establishes three events**. Geology, 27: 947-950, 1999.

HARTMANN, L.A., CHEMALE F.JR. & PHILIPP, R.P., 2007. Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: Iannuzzi, R & Frantz, J.C. (Eds). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, 99-123.

HARTMANN L.A., LIU D., WANG Y., MASSONE H.J., SANTOS J.O.S. 2008. Protolith age of Santa Maria Chico granulites dated on zircons from an associated amphibolite-facies granodiorite in southernmost Brazil. **An. Acad. Bras. Cienc.**, 80(3):543-551

HASUI, Y. Sistema Orogênico Mantiqueira. **Geologia do Brasil**. São Paulo. 2012.
HOULDING, S. **3D Geoscience Modeling: Computer Techniques for Geological Characterization**. Springer, Heidelberg, 2012, 309p.

IBRAM - INSTITUTO BRASILEIRO DE MINERAÇÃO. Informações e Análises da Economia Mineral Brasileira, 2012. Disponível em: <<http://www.ibram.org.br/sites/1300/1382/00002806.pdf>>. Acesso em: 09/01/2016.

IRVINE, R.J.; SMITH, M.J. Geophysical exploration for epithermal gold deposits. **Journal of Geochemical Exploration**, v.36, 375-412, 1990.

KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. An introduction to Geophysical Exploration. Blackwell Science, London, 3^oed., 2002, 281p
MOON, C. J.; WHATELEY, M. E. G.; EVANS, A. M. **Introduction to Mineral Exploration**. 2^o ed. Backwell Publishing, Oxford, 499 pp., 2006

KNÖDEL K., LANGE G., VOIGT H. **Environmental geology: handbook of field's methods and case studies**. Springer, Hannover, 1374 pp., 2007.

LANDIM, P. M. B.; **Introdução aos métodos de estimação espacial para a confecção de mapas**. Texto Didático 02, UNESP, 2000. 20 pp.

LAUX J.H., LINDENMAYER Z.G. 2000. **Minas do Camaquã: um século de evolução de hipóteses genéticas**. In: Ronchi L.H., Lobato A.O.C. (Orgs.) Minas do Camaquã, um estudo multidisciplinar. São Leopoldo: UNISINOS, p. 133-164.

LAUX, J.H.; LINDENMAYER, Z.G.; TEIXEIRA, J.B.; BASTOS NETO, A. Ore genesis at the Camaquã copper mine, a neoproterozoic sediment-hosted deposit in Southern Brazil. **Ore Geology Reviews**, v. 26, p. 71–89, 2005.

LEINZ V. & ALMEIDA S. 1941. **Gênese da Jazida de Cobre de Camaquã**. Porto Alegre: DPM, Secretaria dos Negócios de Agricultura Indústria e Comércio do Estado do RS, 56 p. (Boletim 88).

LOKE, M. H.; BAKER, R. D., Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by quasi-Newton method. **Geophysical Prospecting**, v. 44, p. 131-152, 1996.

LOCKE, C.A.; JOHNSON, S.A.; CASSIDY, J.; MAUK, J.L. Geophysical exploration of the Puhupuhi epithermal area, Northland, New Zealand. **Journal of Geochemical Exploration**, 65: 91-109, 1999.

LOKE, M. H. 2000. **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, William. **Fundamentals of Geophysics**. Cambridge University Press, New York, 2^o ed., 393p. 2007.

MALLMANN G., CHEMALE JR. F., MORALES L.F.G. 2004. Evolução estrutural da porção sul do Terreno Nico Pérez, Uruguai: registro da convergência entre as Placas Rio de La Plata e Kalahari no final do Neoproterozóico. **Rev.Bras. Geoc.**, 34(2):201-212.

MARANHÃO, R.J.L. **Introdução a Pesquisa Mineral**. Banco do Nordeste do Brasil, Fortaleza, 2^oEd., 1985, 796p.

MEDEIROS, W.E.; LIMA, O.A.L. Origem do potencial elétrico espontâneo em rochas cristalinas fraturadas e sua utilização na locação de poços. **Revista Brasileira de Geofísica**, 17(2,3): 103-116, 1999.

MOON, C. J.; WHATELEY, M. E. G.; EVANS, A. M. **Introduction to Mineral Exploration**. 2. ed. Oxford: Backwell Publishing, 2006.

MOREIRA, C. A.; DOURADO J. C.; BRAGA, A. C. O. **Aplicação da técnica de caminhamento elétrico em área contaminada por derivados de petróleo**. Revista Brasileira de Geofísica 24(3): 383-392, 2006.

MOREIRA, C. A.; ILHA, L. M. Prospecção geofísica em ocorrência de cobre localizada na bacia sedimentar do Camaquã (RS). **Revista da Escola de Minas**, Ouro Preto, v. 64, n. 3, p. 309-315, 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. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 30, n. 2, p. 169-179, 2012.

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**, VOL. 55-2, 2016.

MUSSETT, A. E.; KHAN, M. A. **Looking into the earth: an introduction to geological geophysics**. Nova Yorque: Cambridge University Press, 2000.

OASIS MONTAJ, GEOSOFT Inc. version 6.4.2 (HJ), 2012.

ORELLANA, E. **Prospeccion Geoelectrica en Corriente Continua**, Biblioteca Técnica Philips, Madrid: Paraninfo, 523 p, 1972.

PAIM, P.; CHEMALE JR, F.; LOPES, R. C. A Bacia do Camaquã. *In*: HOLZ, M., DE ROS, L. F. (Org.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2000. p. 231-274.

PIRAJNO, F. **Hydrothermal mineral deposits: Principles and fundamental concepts for the exploration geologist**. Berlin: Springer-Verlag, 1992.

REED, M.H. **Hydrothermal alteration and its relationship to ore fluid composition**. In H.L. Barnes (ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. John Wiley, pp. 303–66, 1997.

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 Brasiliano Cycle in southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 13, p. 191-216, 2000

RENAC, C.; MEXIAS, A. S.; GOMES, M. E. B.; RONCHI, L. H.; NARDI, L. V. S.; LAUX, J. H. **Isotopic fluid changes in a Neoproterozoic porphyry–epithermal system: The Uruguary mine, southern Brazil**. *Ore Geology Reviews* 60 (2014) 146–160.

RES2DINV, GEOMOTO SOFTWARE., 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.

RIBEIRO M.J. **Mapa Previsional do Cobre no Escudo Sul-Rio-Grandense: nota explicativa.** Brasília: DNPMIDFPM, 103 p. (Boletim Série Geológica 3, Seção Geologia Econômica 1), 1978.

RIBEIRO M.J. & ARAÚJO L. **Anomalias de potássio associadas a rochas sedimentares do Eo-Paleozóico mineralizado do Rio Grande do Sul e implecações para a prospecção.** Ciências da Terra, 5:8-12, 1982.

RIBEIRO, M.J. **Sulfetos em Sedimentos Detríticos Cambrianos do Rio Grande do Sul, Brasil.** Tese de Doutorado, IG/UFRGS, 416 p., 1991.

ROBINSON, E. S. **Geoelectrical surveying.** In: **Basic Exploration Geophysics.** [S.l.]: John Wiley & Sons Inc., p. 445-498, 1988.

ROOB, L. **Introduction to ore-forming processes.** Oxford: Blackwell, 2005.

RONCHI LH & LOBATO AOC. 2000. **Minas do Camaquã, um estudo multidisciplinar.** São Leopoldo: Unisinos. 366 pp.

Sánchez Bettucci L., Peel E., Oyhançabal P. 2010. **Precambrian geotectonic units of the Rio de La Plata craton.** *Int. Geol. Rev.*, 52:32-50.

SOLIANI JUNIOR, E.; KAWASHITA, K.; BAITELLI, R. A Geologia Isotópica do Escudo Sul-rio-grandense - Parte I: métodos isotópicos e valor interpretativo. In: HOLZ, M.; DE ROS, L. F. (Eds.). **Geologia do Rio Grande do Sul.** Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2000, p.161- 174.

SUMNER, J.S. **Principles of Induced Polarization for Geophysical Exploration.** Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam. 277p. 1976.

SURFER, GOLDEN SOFTWARE, Inc. version 11.0.642.Surface Mapping System 2012.

TEIXEIRA E. **Cobre no Rio Grande do Sul**. Rio de Janeiro: DNPM/DFPM, 29 p. (Avulso 22), 1937.

TEIXEIRA E. **A mina de cobre de Camaquã, RS**. Rio de Janeiro: DNPM/DFPM, 47 p. (Boletim 49), 1941.

TEIXEIRA G., GONZÁLES A.P., GONZÁLES M.A., LICHT O.A.B. **Contribuição ao estudo das mineralizações cupríferas disseminadas no Distrito Minas do Camaquã**. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 30. Recife, Anais, 4: 1.644-1.654, 1978.

TEIXEIRA G. & GONZALES M.A. **Minas do Camaquã, município de Caçapava do Sul, RS**. In: Schobbenhaus C., Coelho C.E.S. (Coords.) Principais Depósitos Minerais do Brasil. Rio de Janeiro, DNPM/CVRD, 3:33-41, 1988

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

TERRAMETER LS. Fabricado pela ABEM Instrument, Suécia.

TONIOLO J.A., GIL C.A.A., SANDER A. **Metalogenia das Bacias Neoproterozoico Eopaleozoicas do Sul do Brasil: Bacia do Camaquã**. Porto Alegre: CPRM, 154 p., 2007.

TONIOLO J.A., REMUS M.V.D., REISCHL J.L. **Depósito de Cobre das Minas do Camaquã, Rio Grande do Sul**. In: Brito R.S.C., Silva M. da G., Kuyumjian R.M. (Eds.) Modelos de depósitos de cobre do Brasil e sua resposta ao intemperismo. Brasília: CPRM, VIII:163 -188, 2010.

VIEIRA, L.B.; MOREIRA, C.A.; CÔRTEZ, A.R.P; LUVIZOTTO, J.L. **Geophysical modeling of the manganese deposit for Induced Polarization method in Itapira (Brazil)**. Geofísica Internacional, VOL. 55-2, 2016.

WILDNER, W.; LOPES, R.C. Evolução Geológica do Paleoproterozoico ao recente. In: **Geodiversidade do Estado do Rio Grande do Sul** - Serviço Geológico do Brasil- CPRM. p.17-35. Porto Alegre, 2010.