



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



**PROSPECÇÃO GEOFÍSICA DE DETALHE EM ÁREA POTENCIALMENTE
MINERALIZADA EM OURO EM SÃO SEPÉ (RS)**

ANTÔNIO ELTON DA SILVA LIMA

Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente
Orientador: Prof. Dr. César Augusto Moreira

Rio Claro – SP
2019

ANTÔNIO ELTON DA SILVA LIMA

PROSPECÇÃO GEOFÍSICA DE DETALHE EM ÁREA POTENCIALMENTE
MINERALIZADA EM OURO EM SÃO SEPÉ (RS)

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus 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.

Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente
Orientador: Prof. Dr. César Augusto Moreira

Rio Claro – SP

2019

L732p

Lima, Antônio Elton da Silva

Prospecção geofísica de detalhe em área potencialmente mineralizada em ouro em São Sepé (RS) / Antônio Elton da Silva
Lima. -- Rio Claro, 2019

89 p.

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista (Unesp),
Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro

Orientador: César Augusto Moreira

1. Geofísica. 2. Eletroresistividade. 3. Polarização Induzida. 4.
Ouro. 5. Sulfetos. I. Título.

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

Essa ficha não pode ser modificada.

ANTÔNIO ELTON DA SILVA LIMA

PROSPECÇÃO GEOFÍSICA DE DETALHE EM ÁREA POTENCIALMENTE
MINERALIZADA EM OURO EM SÃO SEPÉ (RS)

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus 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. César Augusto Moreira

Prof. Dr. José Ricardo Melges Bortolin

Prof. Dr. Walter Malagutti Filho

Conceito: Aprovado

Rio Claro, 20 de setembro de 2019

Aos meus queridos pais, Doroty e Antônio.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus pela oportunidade de viver essa grande experiência que tanto contribuiu para o meu crescimento intelectual e moral diante de tudo que vivi durante esses dois anos. Foram dois grandes anos, dos quais lembrarei sempre.

Aos meus amados pais, Doroty e Antônio, cujos esforços me trouxeram até aqui, e aos meus queridos irmãos Isaac, Emerson e Elvis, que tanto me querem bem e torcem para que os meus sonhos se realizem. Obrigado por acreditarem em mim.

Ao meu orientador prof. Dr. César Augusto Moreira por ter me estendido a mão quando conversamos pela primeira vez, pelos conselhos e por todos os ensinamentos teóricos e práticos.

Ao programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente da Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho" – UNESP pela oportunidade, à secretária e amiga Rosangela, por toda ajuda disponibilizada e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq, pela bolsa concedida (Processo 163147/2017-5).

A minha melhor amiga, Suélen, por estar comigo durante todos os momentos, fossem bons ou ruins, me dando todo apoio possível, com muito amor, atenção e carinho.

A minha querida tia Maria, que tanto me ajudou desde o começo desse ciclo, assim como ao meu querido Tio Nazareno que também se preocupou em me ajudar.

Ao melhor elenco da Malhação – Temporada 2017/2: Sílvia, Stephanie, Lucas, Marcela, Marly, Bruna, Camilla. Foram muitos cafés, almoços no RU e idas ao Sujinhos regados a boas conversas e gostosas risadas que tornaram esse ciclo muito mais leve.

A melhor equipe de campo: Lívia, Mariana e Lennon, obrigado pelos esforços, estava um dia realmente muito quente, mas aguentamos firmes.

As minhas queridas amigas geólogas Tamna, Yasmin, Elane e Asley, agradeço a presença em mais esse momento da vida, com vocês ao meu lado sinto que sou muito mais forte.

As minhas queridas amigas Nayara, Eliud, Lórien e Alexandra, ao meu casal favorito Paulo e Bruno, e ao meu querido amigo Magno, por todo apoio, torcida e suporte emocional, além dos bons momentos compartilhados.

Ao meu querido amigo rio-clarense Lucas Calore por toda força, todo apoio e toda a ajuda disponibilizada inúmeras vezes. Serei sempre grato ao universo por ter cruzado os nossos caminhos.

Aos queridos amigos que me acompanham, me ajudam e torcem pelo meu sucesso desde Pitinga Katrina, Ediclei, Natália e Greice.

E por fim, agradeço ao meu professor da Geologia (UFAM) João Carvalho, cujos esforços em me ajudar superaram os limites da graduação.

Fecho esse ciclo ciente de que a vida é muito mais fácil quando temos bons amigos ao nosso lado para nos ajudar.

Agradeço todas as dificuldades que enfrentei; não fosse por elas, eu não teria saído do lugar.

Chico Xavier

RESUMO

O potencial geológico do Brasil para mineralizações auríferas é mundialmente reconhecido, quer seja pelo seu passado histórico, como por conta do expressivo número de ocorrências, depósitos, minas e as centenas de áreas ativas e inativas distribuídas por todo o país. Na região em que presente estudo foi realizado, já foram detalhados uma série de jazimentos desta natureza, caracterizadas por associações de filões de quartzo e pequenas proporções de óxidos de ferro, pirita e calcopirita. Este trabalho apresenta, portanto, os resultados de um estudo de prospecção geofísica de detalhe realizado a partir da aplicação conjunta dos métodos da Eletrorresistividade e da Polarização Induzida, integrados a análise estrutural. O local estudado consiste numa área potencialmente mineralizada em ouro no Complexo Bossoroca, localizada na zona rural do município de São Sepé (RS). Para obtenção dos dados geofísicos foram realizadas cinco linhas de 400m de comprimento e 10m de espaçamento entre eletrodos, através da técnica de tomografia elétrica em arranjo Schlumberger. O levantamento estrutural, por sua vez, considerou medidas de lineamentos, extraídas a partir de imagem SRTM da área, assim como dados de acamamentos e de fraturas de litotipos pertencente ao Complexo Bossoroca, obtidos a partir de levantamento estrutural sistemático. Os resultados de resistividade não permitiram a definição de zonas mineralizadas, possivelmente devido ao pequeno contraste existente entre a rocha encaixante e a zona mineralizada. Os dados de cargabilidade indicaram três zonas com altos valores ($\geq 4,4$ mV/V) localizadas a leste, sudoeste e sul da área investigada e interpretadas como possíveis zonas mineralizadas. Destas zonas, as encontradas a sudoeste e sul da área possuem forma de cone alongado segundo as direções NW-SE e NE-SW e apresentam continuidade lateral e em profundidade. A análise estrutural dos lineamentos e das fraturas revelou duas famílias principais com *trends* segundo as direções NE-SW e NW-SE. O conjunto de estruturas possivelmente serviu como condutos de fluxo de fluidos mineralizantes até os locais de resfriamento e retenção, reconhecidos nas regiões de altos valores de cargabilidade.

Palavras-chaves: pesquisa mineral, ouro, sulfetos, resistividade, cargabilidade, modelagem 3D.

ABSTRACT

Brazil's geological potential for auriferous mineralization is recognized worldwide for its historic past, as well as for the number of occurrences, deposits, mines and hundreds of active and inactive areas distributed throughout the country. In the region where the present study was carried out, series of such deposits have already been described, characterized by associations of quartz lodes and small proportions of iron oxides, pyrite and chalcopyrite. This work presents the results of a geophysical prospecting study obtained through the joint application of the DC resistivity and induced polarization methods, integrated to the structural analysis. The studied areas consists of a potentially gold mineralized area in the Bossoroca Complex located in the county of São Sepé (RS). In order to obtain the geophysical data, five lines with 400m in length and 10m of spacing between electrodes were made through the electrical tomography technique in a Schlumberger arrangement. The structural data collecting considered measures of lineaments, extracted from the SRTM image of the area, as well as data of bedding and fractures of lithotypes belonging to the Bossoroca Complex, obtained from a systematic structural data collecting. The results of resistivity did not allow the definition of mineralized zones, possibly due to the small contrast between the rock and the mineralized zone. The chargeability data indicated three zones with high values of load ($\geq 4,4$ mV / V) located to the east, southwest and south of the investigated area and interpreted as possible mineralized zones. These zones are elongated in NE-SW and NW-SE directions and have lateral and depth continuity. Structural analysis of lineaments and fractures revealed two main families with *trends* in the NE-SW and NW-SE directions. The set of structures possibly served as a flow conduit of mineralizing fluids to the cooling and retention sites, recognized in regions of high chargeability values.

Key-words: mineral exploration, gold, sulfides, resistivity, chargeability, 3D modeling.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de localização da área de estudo, com indicação da área potencialmente mineralizada em ouro.	16
Figura 2: Principais alvos exploratórios para ouro na região de São Sepé, Caçapava do Sul e Vila Nova do Sul, com indicação da área de estudo.	17
Figura 3: Mapa geológico simplificado do sul do Brasil, com as principais unidades Geotectônicas do Escudo Sul-rio-grandense.	23
Figura 4: Configuração tectônica de depósitos orogênicos, assim como de outros tipos de depósitos de ouro.	29
Figura 5: Representação esquemática da classificação dos depósitos orogênicos em termos de profundidade de formação.	30
Figura 6: Mapa geológico da região, com indicação da área de estudos.	31
Figura 7: Metarenito pertencente ao Complexo Bossoroca que hospeda a possível mineralização (A, B), veios de quartzo paralelos à foliação que cortam o litotipo estudado (C), blocos rolados de quartzo encontrados na área potencialmente mineralizada estudada (D).	34
Figura 8: Quartzitos pertencentes ao Complexo Bossoroca (A), com veios de quartzo em planos de fraqueza (B).	34
Figura 9: Relação resistividade e resistência para um corpo homogêneo de forma cilíndrica.	38
Figura 10: Configuração tetraeletródica usual de campo por meio de quatro eletrodos (AMNB).	39
Figura 11: Resistividade e linhas de corrente em meios homogêneos (a) e heterogêneos (b).	40
Figura 12: Formas de condução de corrente elétrica nas rochas: a) eletrolítica (ou iônica) e b) eletrônica.	41
Figura 13: Curva de descarga IP no Domínio do Tempo.	44
Figura 14: Modelo esquemático da Polarização de membrana ou eletrolítica, com indicativo do comportamento dos íons e minerais argilosos durante e após cessada a introdução de corrente elétrica.	46
Figura 15: Modelo esquemático da Polarização metálica ou eletrônica, com indicativo do comportamento dos íons e dos minerais metálicos durante e após a introdução de corrente elétrica.	46

Figura 16: Procedimento da tomografia elétrica.....	48
Figura 17: Configuração dos eletrodos no arranjo Schlumberger.....	48
Figura 18: Resistivímetro Terrameter LS, usado para obtenção dos parâmetros físicos resistividade e cargabilidade.....	52
Figura 19: Exemplificação dos eletrodos não polarizáveis com seus respectivos componentes, que consistem em um tubo de PVC, haste de cobre no seu interior, base porosa, preenchidos por solução supersaturada de sulfato de cobre (CuSO ₄).....	53
Figura 20: Disposição das 5 linhas de tomografia elétrica, com centro do arranjo posicionado sobre a área estudada e, em detalhe, o afloramento de metarenito, que hospeda a possível mineralização, frequentemente cortado por veios de quartzo, e os blocos rolados de quartzo leitoso dispostos no centro das linhas.....	54
Figura 21: Levantamento estrutural de metarenitos (A) e quartzitos (B) do Complexo Bossoroca.	55
Figura 22: Mapa de Lineamentos da área de estudo, com indicação da área de estudo.	59
Figura 23: Diagrama de roseta da Frequência Acumulada e Comprimento Acumulado dos principais <i>trends</i> estruturais da área estudada.....	60
Figura 24: Estereograma dos planos de acamamento dos metarenitos pertencentes ao Complexo Bossoroca.....	61
Figura 25: Estereograma dos planos de fraturamento dos quartzitos pertencentes ao Complexo Bossoroca.....	61
Figura 26: Modelos de inversão 2D de resistividade elétrica da área de estudo.....	63
Figura 27: Modelos de Inversão 2D de cargabilidade da área de estudo.	66
Figura 28: Modelos 3D referentes aos parâmetros resistividade (esquerda) e cargabilidade (direita).....	70
Figura 29: Mapas multiníveis para as variáveis resistividade (esquerda) e cargabilidade (direita), gerados a partir dos blocos 3D, para as profundidades de 3m, 10m e 20m.....	72
Figura 30: Mapas multiníveis para as variáveis resistividade e cargabilidade, gerados a partir dos blocos 3D, para as profundidades de 30m, 40m e 50m.....	74
Figura 31: Mapas multiníveis das variáveis resistividade e cargabilidade, gerados a partir dos blocos 3D, para as profundidades de 60m, 70m e 80m.	75
Figura 32: Modelos tridimensionais de isosuperfície de alta cargabilidade.	77
Figura 33: Localização das zonas de alta cargabilidade ($\geq 4,4$ mV/V), com indicações de pontos recomendados para análise direta por meio de sondagem exploratória.....	79

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	13
2	OBJETIVOS	15
3	CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	16
3.1	LOCALIZAÇÃO E ACESSO	16
3.2	PESQUISAS REALIZADAS EM ALVOS DE OURO E METAIS BASE NA REGIÃO DE ESTUDOS.....	17
4	CONTEXTO GEOLÓGICO.....	21
4.1	ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE (ESRG)	21
4.2	UNIDADES GEOTECTÔNICAS DO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE..	22
4.2.1	Bloco Taquarembó	23
4.2.2	Terreno São Gabriel.....	24
4.2.3	Terreno Tijucas	25
4.2.4	Batólito Pelotas	26
4.2.5	Bacias Sedimentares Pós-Orogênicas	26
4.3	CONTEXTO METALOGENÉTICO	27
4.3.1	Características Gerais	27
4.3.2	Modelo Hidrotermal Magmático	28
4.4	GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDOS	31
4.4.1	Complexo Bossoroca	32
4.5	GEOLOGIA LOCAL	33
5	FUNDAMENTOS TEÓRICOS	35
5.1	GEOFÍSICA APLICADA	35
5.2	MÉTODOS ELÉTRICOS.....	36
5.3	MÉTODO DA ELETRORRESISTIVIDADE.....	37
5.3.1	Conceitos Fundamentais	37
5.3.2	Configuração do método	38
5.3.3	Resistividade Aparente	40

5.3.4	Condução de corrente elétrica e resistividade dos materiais geológicos	41
5.4	MÉTODO DA POLARIZAÇÃO INDUZIDA	42
5.4.1	Parâmetros de Medida	43
5.4.2	O Fenômeno de Polarização Induzida	45
5.5	TÉCNICA DE CAMPO E ARRANJO	47
5.6	MÉTODOS ELÉTRICOS APLICADOS NA PROSPECÇÃO GEOFÍSICA DE DETALHE	49
6	AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DOS DADOS	52
6.1	AQUISIÇÃO DOS DADOS GEOFÍSICOS	52
6.2	AQUISIÇÃO DOS DADOS ESTRUTURAIS	54
6.3	PROCESSAMENTO DOS DADOS	56
7	RESULTADOS E DISCUSSÕES	58
7.1	RESULTADOS ESTRUTURAIS	58
7.2	RESULTADOS GEOFÍSICOS	62
7.2.1	Modelos de Inversão 2D	62
7.2.2	Modelos de Visualização 3D	69
8	CONCLUSÕES	80
	REFERÊNCIAS	83

1 INTRODUÇÃO

O Brasil ocupa cerca de 48% de extensão territorial da América do Sul, o que confere notável diversidade geológica, com múltiplos ambientes metalogenéticos do Arqueano ao recente (MELFI *et al.*, 2016). Esta configuração potencializa a existência de ocorrências de jazidas de diversas classes minerais, de grande importância para a indústria mineral do país, o que em termos gerais compreende a produção de 72 substâncias minerais, das quais 23 são metálicas, 45 não metálicas e 4 energéticas (IBRAM, 2015).

Os recursos minerais constituem a base de diversas cadeias produtivas que representam o padrão de consumo da sociedade moderna. A necessidade de assegurar uma oferta estável destes bens minerais é, portanto, imprescindível, pois dessa forma é possível garantir o crescimento do país, uma vez que não haverá falta da matéria prima mineral desejada (MME, 2011). Os investimentos em bens minerais no Brasil, da mesma forma que no resto do mundo, são direcionados principalmente à classe dos metálicos, em especial o ouro, metais básicos e ferro (MME, 2011).

O ouro apresenta *status* singular devido à sua importância histórica e valorização através dos tempos, em relação a todas as mercadorias comercializadas (DNPM, 2001). Este insumo mineral já teve o seu uso associado restritamente à ornamentação, decoração e demonstração de poder, durante o início da civilização até cerca de 650 A.C, mas também adquiriu importância fundamentalmente monetária e circulou livremente, em épocas posteriores (BOYLE, 1987). Atualmente é utilizado principalmente como matéria prima para fins industriais, em componentes eletrônicos, ou para indústria joalheira, apesar de ainda deter valor de troca diretamente relacionado com o seu valor monetário (WANDERLEY, 2015).

O Brasil ao longo da sua história foi um importante produtor de ouro, com posição de destaque no *ranking* de produção mundial (TRINDADE & BARBOSA-FILHO, 2002). Durante o ciclo do ouro (entre os anos de 1700 e 1859), por exemplo, foi o maior produtor deste insumo mineral, com produção de cerca de 16 toneladas anuais (TRINDADE & BARBOSA-FILHO, 2002). Dados mais atuais têm revelado produção anual de ouro na ordem de 85 t, cerca de 71,2 toneladas de ouro primário, o que coloca o país na 11^a colocação de maior produtor mundial (DNPM, 2016). O país apresenta, portanto, reconhecimento mundial por sua potencialidade geológica para mineralizações auríferas, o que também tem relação direta com o expressivo número de ocorrências, depósitos, minas e as centenas de áreas ativas e inativas distribuídas por todo o país (CETEM, 2002).

Na porção central do estado do Rio Grande do Sul, mais especificamente na região de São Sepé, já foram definidos diversos jazimentos auríferos, contidas em litotipos pertencentes ao Complexo Bossoroca, a exemplo das minas Bossoroca, Cerrito do Ouro e Juliana, atualmente desativadas, e das ocorrências Lavrinha e Guardinha, exploradas no passado em regime de garimpagem (CPRM, 1995; 2000; GUBERT *et al.*, 2016). São mineralizações caracterizadas por associações de filões de quartzo e pequenas proporções de óxidos de ferro, pirita e calcopirita, com forte controle estrutural segundo as apresentam direções NE-SW e NW-SE (CPRM, 1995; 2000). Estes prospectos foram definidos com base nos trabalhos sistemáticos de prospecção geoquímica em sedimentos de corrente e concentrados de bateia realizados pelo Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) e pela Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM) desde 1950 e confirmam o alto potencial regional para ouro, além de cobre, estanho e cromita.

Diante disto, é evidente que há potencial mineral para ouro na região, constatado pelas pesquisas a nível regional, no entanto, existe escassez de estudos de detalhe em novas áreas, como é o caso da área potencialmente mineralizada estudada no presente trabalho.

A prospecção geofísica de detalhe é uma ferramenta de destaque na pesquisa mineral, pois a partir dela é possível trazer novos dados de forma rápida e eficiente que propiciem o aumento do conhecimento geológico em áreas potencialmente relevantes do ponto de vista metalogenético, e conseqüentemente, a definição de alvos prospectivos em profundidade. Trata-se de um recurso integrante da maioria dos programas de exploração mineral (tanto *greenfields* como *brownfields*), devido a capacidade de mapear grandes áreas de forma rápida e econômica, delinear variações físicas sutis na geologia e detectar ocorrências de uma grande variedade de depósitos minerais, daí a sua recomendação em estudos para exploração de depósitos sulfetados (DENTITH & MUDGE, 2014).

Diante do exposto, esse estudo combinou aquisição de dados geofísicos de detalhe e levantamentos geológicos de campo em área potencialmente mineralizada, para identificação de mineralizações de ouro associadas a sulfetos em subsuperfície. O estudo forneceu uma série de informações que podem servir para o reconhecimento do potencial econômico da área e para direcionar análise direta.

2 OBJETIVOS

Realizar a análise da assinatura geofísica de área potencialmente mineralizada em ouro, integrada à análise estrutural, com intenção de delimitar possíveis corpos mineralizados, determinar suas geometrias, dimensões e profundidade.

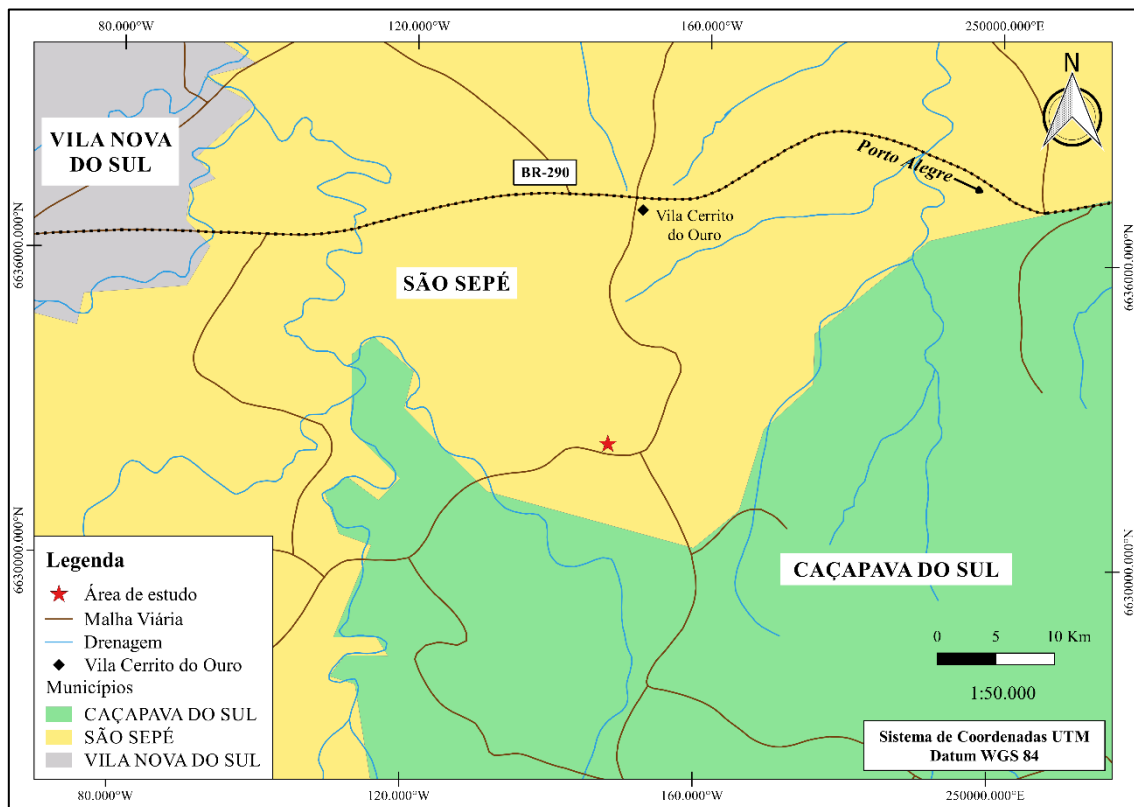
3 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

3.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de estudo está localizada no município de São Sepé, Rio Grande do Sul, situado a 265 quilômetros da capital Porto Alegre, porção central do estado. Apresenta área total de 2.202,648km², com sede municipal posicionado entre as coordenadas geográficas 53°33'55" de longitude Oeste e 30°09'38" de latitude Sul (IBGE, 2018). Faz limite a norte com o município de Santa Maria, a leste com Cachoeira do Sul, a sul com Caçapava do Sul e a oeste com São Gabriel.

O local em que foi desenvolvido o presente trabalho corresponde a área potencialmente mineralizada, situada na zona rural do município. O acesso à área, a partir de Porto Alegre, é feito por meio da rodovia federal BR 290 até a localidade Vila Cerrito do Ouro, a partir de onde deve ser percorrido um trajeto em estrada não pavimentada por aproximadamente 6 km a sul (Figura 1).

Figura 1: Mapa de localização da área de estudo, com indicação da área potencialmente mineralizada em ouro.

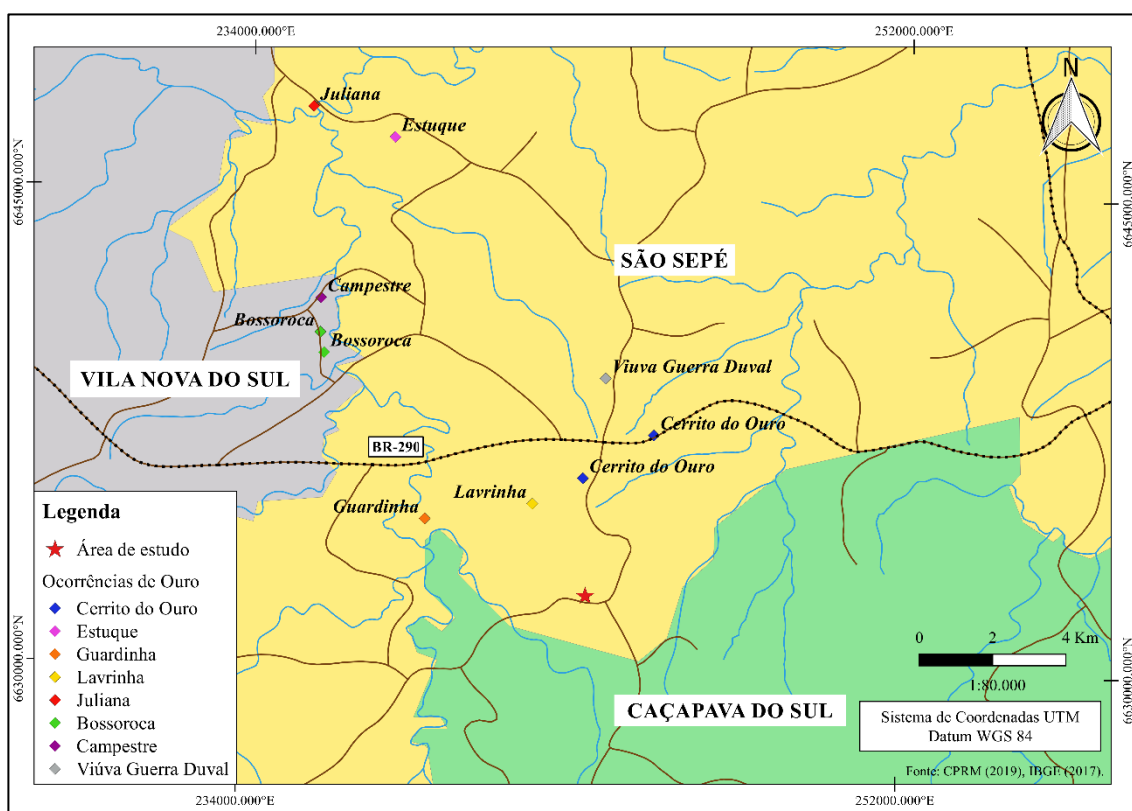


Fonte: Elaborado pelo autor.

3.2 PESQUISAS REALIZADAS EM ALVOS DE OURO E METAIS BASE NA REGIÃO DE ESTUDOS

A região de São Sepé, Caçapava do Sul e Vila Nova do Sul, são os principais alvos exploratórios para Au, bem como metais base, no estado do Rio Grande do Sul, com expressiva quantidade de ocorrências e atividades históricas de extração destes bens minerais na região que remontam do início dos anos 1900 (Figura 2) (CAMOZZATO *et al.*, 2014; CPRM, 1995, 2000).

Figura 2: Principais alvos exploratórios para ouro na região de São Sepé, Caçapava do Sul e Vila Nova do Sul, com indicação da área de estudo.



Fonte: Elaborado pelo autor.

O local selecionado para o desenvolvimento do presente trabalho corresponde a área potencialmente mineralizada, estabelecida diante do expressivo número de ocorrências existentes próximas a ela. No local não existem estudos de detalhe para estabelecimento do seu potencial mineral, realidade que também engloba uma série de outros prospectos em São Sepé, Caçapava do Sul e Vila Nova Sul.

Apesar do exposto, alguns alvos exploratórios para Au e sulfetos de metais existentes na região foram posteriormente estudados. O tópico seguinte elenca e discute melhor estes alvos em termos de métodos empregados e resultados obtidos.

O trabalho de Andriotti (1999) envolve análises geoestatísticas multivariadas de um conjunto de dados geoquímicos e de sensoriamento remoto no escudo Sul-riograndense, com o objetivo de definir guias prospectivos e a seleção de áreas de alta favorabilidade. Os resultados foram satisfatórios, dentro do que foi proposto e com isso foi mostrado em mapa, limites litológicos, feições estruturais e zonações metalogênicas que caracterizam a área de estudo, além de indicar áreas-alvo para prospecção mineral.

Em Soares (2001) foram integrados dados aerogeofísicos magnetométricos e gamaespectométricos na região do Complexo Bossoroca, zona rural do município de São Sepé. O objetivo era interpretar as principais estruturas magnéticas e radiométricas com vista à aplicação direta destes dados na exploração mineral de ouro. Como resultado, as imagens magnetométricas possibilitaram a caracterização estrutural regional e identificação de lineamentos NE-SW e NW-SW não mapeados anteriormente e que podem estar relacionados com ocorrências auríferas na região. Os dados gamaespectométricos permitiram caracterização de unidades geológicas regionais, identificação de possíveis *trends* e zonas anômalas de potássio relacionadas com as principais ocorrências auríferas da região.

O estudo de Moreira *et al.* (2011) envolveu o método geofísico da eletrorresistividade em uma ocorrência mineralizada em carbonatos de cobre, inserida na bacia sedimentar do Camaquã, localizada a noroeste da sede do município de Caçapava do Sul (RS). O método demonstrou resultados satisfatórios na caracterização da ocorrência, uma vez que permitiu relacionar os resultados de modelamento com a ocorrência mineral aflorante e sua provável continuidade em profundidade, por conta do contraste nas propriedades físicas entre as rochas encaixantes e a zona mineralizada.

O trabalho de Moreira *et al.* (2012) aplicou de forma conjunta os métodos geofísicos eletrorresistividade e polarização induzida em uma ocorrência mineral de sulfetos de cobre disseminados, previamente estudada por meio de trincheiras e sondagem testemunhada, localizada na Bacia Sedimentar do Camaquã, zona rural do município de Caçapava do Sul (RS). A análise integrada de dados geofísicos, obtidos através dos ensaios de resistividade e polarização induzida, e geológicos, obtidos pelas descrições geológicas da superfície, assim como pelas sondagens testemunhadas, permitiram o estabelecimento de zona potencialmente mineralizada.

Em Moreira *et al.* (2014) foram aplicados de forma conjunta os métodos geofísicos da eletrorresistividade e polarização induzida, com intuito de avaliar o potencial mineral do gabro Santa Catarina, localizado no município de São Sepé (RS). Os resultados obtidos a partir da associação de áreas de baixa resistividade e alta cargabilidade dos modelos de inversão 2D possibilitaram a definição de zonas potencialmente mineralizadas.

O estudo de Pereira (2015) utilizou o método da magnetometria no estudo de duas ocorrências cupríferas, a ser Capão Grande e Victor Teixeira, localizadas na zona rural do município de Caçapava do Sul (RS), com vista a caracterização da subsuperfície e verificação de possível relação de conexão entre as mineralizações dessas ocorrências. Os resultados foram associados a informações geológicas da área e resultados geofísicos de estudos anteriores e permitiram definir que as mineralizações das ocorrências estudadas não apresentam conexão.

Em Pereira *et al.* (2015) foi utilizado o método geofísico da magnetometria na região de São Sepé (RS) para avaliação do potencial de mineralização aurífera de um gabro, previamente definido como um prospecto potencial a partir de indícios obtidos em prospecção geoquímica de sedimentos de corrente. O método propiciou resultados satisfatórios, uma vez que sugerem a presença de mineralizações filonianas em fraturas.

O trabalho de Carneiro (2016) descreve levantamentos geofísicos através dos métodos da eletrorresistividade e polarização induzida associado ao reconhecimento geológico de superfície em área potencialmente mineralizada com sulfeto de cobre, na zona rural do município de Caçapava do Sul, região norte da Bacia do Camaquã. Os resultados permitiram identificar zonas de baixa resistividade coincidentes com valores de alta cargabilidade interpretadas como possíveis zonas mineralizadas.

O estudo de Cortês *et al.* (2016) apresenta a aplicação do método de eletrorresistividade associada ao mapeamento geológico de superfície em uma área potencialmente mineralizada com sulfetos de cobre. Os resultados permitiram caracterizar a ocorrência cuprífera e delinear zonas anômalas, possivelmente mineralizadas, promissoras a campanhas de prospecção por meio de perfuração.

O trabalho de Moreira *et al.* (2016) envolveu o uso integrado dos métodos geofísicos eletrorresistividade e polarização induzida, em afloramentos de filões de quartzo mineralizados da mina Cerrito do Ouro, localizada na zona rural do município de São Sepé (RS). Os dados obtidos revelaram a existência de um novo filão em

subsuperfície, o que indicam a possibilidade de incorporação de novas reservas, mediante a fixação de teor por meio de amostragem direta e análises químicas.

Em Moreira *et al.* (2018) foram empregados de forma combinada os métodos da eletrorresistividade e polarização induzida para reavaliação de uma ocorrência mineral de cobre. Os resultados obtidos permitiram o reconhecimento de zonas com alta cargabilidade e alta resistividade, possivelmente relacionadas a áreas com minérios sulfetados disseminados e silicificação.

O estudo de Silva *et al.* (2018) descreve a aplicação do método da Polarização Induzida para o estudo de ocorrência de estanho (cassiterita) associada a hidrotermalito do tipo *greisen*, localizada em São Sepé. Os trabalhos permitiram, portanto, o estabelecimento de zonas potencialmente mineralizadas, o que evidencia a possibilidade de utilização deste método na pesquisa de depósitos de cassiterita, associados a sulfetos.

Como resultado, os estudos regionais revelaram a favorabilidade a descoberta de novos depósitos na região de São Sepé, Caçapava e Vila Nova do Sul, enquanto os estudos de detalhe nos depósitos conhecidos, revelam o potencial da geofísica tanto para definição da arquitetura de depósitos conhecidos, quanto para análise de zonas favoráveis apontadas pelos estudos regionais.

4 CONTEXTO GEOLÓGICO

4.1 ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE (ESRG)

O Escudo Sul-rio-grandense (ESRG) engloba uma diversificada associação de rochas ígneas e metamórficas pré-cambrianas, agrupadas em unidades tectono-stratigráficas paleo a neoproterozóicas parcialmente recobertas por rochas sedimentares fanerozóicas (PHILIPP, *et al.*, 2018; SOLIANI JR. *et al.*, 2000). O escudo ocupa a porção centro-sul do estado do Rio Grande do Sul, com cerca de 50 mil km² de área, e é limitada a norte, oeste e sudoeste pelos sedimentos gonduânicos da Bacia do Paraná, a leste, pelos depósitos sedimentares inconsolidados da Província Costeira do Rio Grande do Sul, de idade cenozóica, que também lhes recobrem, e a sul apresenta continuidade física para além da fronteira do Brasil com o Uruguai (SOLIANI JR. *et al.*, 2000).

A gênese do ESRG é o resultado dos processos de geração e deformação de crosta continental, cuja contribuição maior ocorreu em dois ciclos orogênicos, o Transamazônico (2,26-2,00 Ga – Paleoproterozóico) e o Brasileiro (900-535 Ma – Neoproterozóico) (HARTMANN *et al.*, 2007). Destes, os eventos Neoproterozóicos dominam o cenário geológico do ESRG, com registro em quase todas as partes (CHEMALE JR, 2000). Ao longo desta Era geológica, esta área foi importante zona de acreção e retrabalhamento crustal, responsável pela configuração final do ESRG, que corresponde ao chamado Cinturão Dom Feliciano (BORBA, 2006).

O Ciclo Brasileiro abrange três eventos tectônicos principais, conforme descrito por Hartmann *et al.* (1999, 2000, 2007). O primeiro compreende o início de atividade de subducção, marcada pelo metadiorito Passinho (880 Ma), evento tectônico neoproterozóico mais velho do sul do Brasil (evento Passinho). O segundo corresponde à Orogênese São Gabriel, que é o evento de desenvolvimento do arco magmático do Terreno São Gabriel (753-680 Ma), com a formação dos Complexos Cambaí e Palma/Bossoroca. O último evento é definido pela Orogênese Dom Feliciano (650-590 Ma), que representa a extensa fusão dos remanescentes crustais antigos presentes no Batólito Pelotas, seguido da intrusão amplamente distribuída de granitos sin, tardi e pós-colisionais.

O Cinturão Dom Feliciano abrange uma associação de terrenos justapostos, compostos por unidades geotectônicas caracteristicamente distintas (HUECK *et al.*, 2018). Ocorre de Santa Catarina ao Uruguai em uma faixa de 800 km de comprimento e

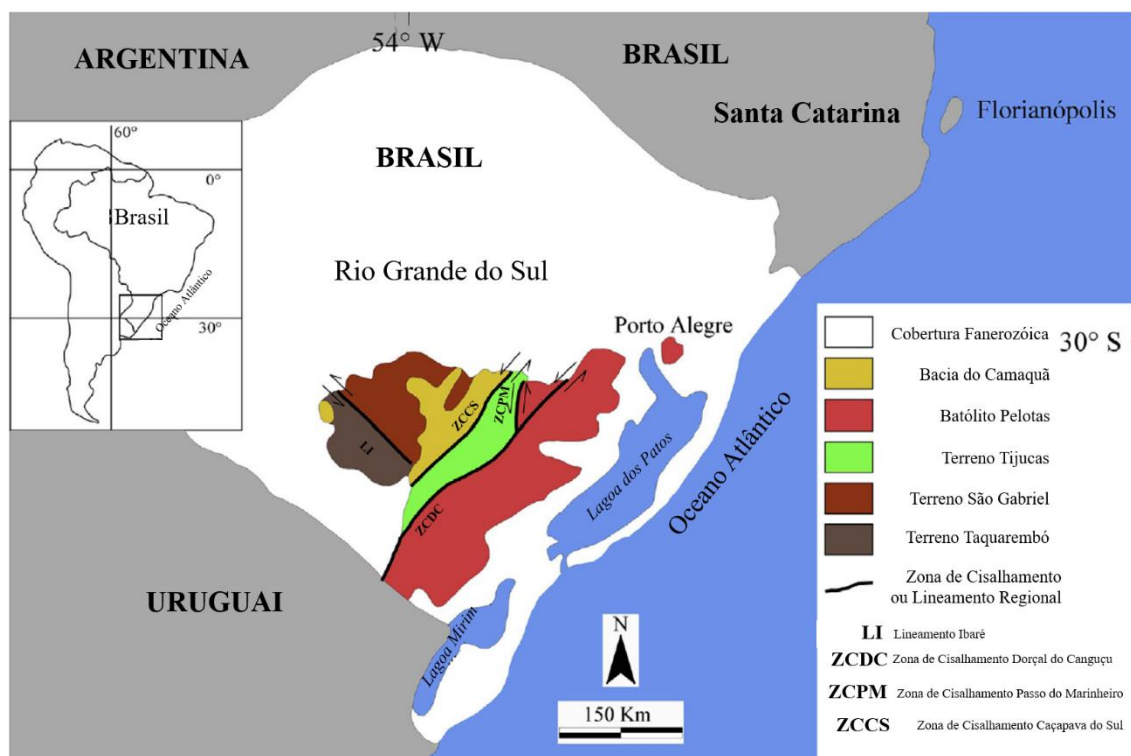
150 km de largura média conforme a orientação NE-SW (BORBA, 2006). É limitado a oeste pelas zonas de Cisalhamento Canguçu e Passo Marinheiro e a leste, pelas rochas da Planície Costeira (CHEMALE JR, 2000). Sua formação envolveu longo período de evolução, cerca 450 Ma, e teve início com a abertura do Oceano Charrua na porção sudoeste do Gondwana, há 950 - 900 Ma (PHILIPP *et al.*, 2016). Essa evolução envolveu, portanto, a superposição dos três eventos orogênicos supracitados, a ser: Passinho (0.89 – 0.86 Ga), São Gabriel (0.77 – 0.68 Ga) e Dom Feliciano (0.65 – 0.54 Ga), que são reconhecidos no Cinturão Dom Feliciano (PHILIPP *et al.*, 2016). Segundo estes autores, os eventos Passinho e São Gabriel abrangem o fechamento do oceano Charrua e geração inicial de um arco intra-oceânico (Passinho) e, posteriormente, de um arco continental (São Gabriel), enquanto o último evento compreende o fechamento do Oceano Adamastor como resposta à colisão entre os crátons Rio de La Plata e Kalahari entre 650 – 620 Ma.

O Cinturão Dom Feliciano é formado por rochas granítico-gnáissico-migmatíticas com intenso magmatismo Brasileiro (650-500 Ma) em uma crosta mais antiga predominantemente paleoproterozóica (BABINSKI *et al.*, 1997; CHEMALE JR, 2000) e é dividido, de oeste para leste, em: Terreno São Gabriel, Terreno Tijucas e Batólito Pelotas, que serão discutidos mais à frente (PHILIPP *et al.*, 2016; HARTMANN *et al.*, 2007).

4.2 UNIDADES GEOTECTÔNICAS DO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE

O ESRG é subdividido em cinco unidades principais, definidos com base nas associações de rochas, feições tectônicas, assinatura geoquímica convencional e isotópica e geofísica, a ser: Bloco Taquarembó, Terreno São Gabriel, Terreno Tijucas, Batólito Pelotas e Bacias Sedimentares pós-orogênicas (Figura 3) (HUECK *et al.*, 2018; BICCA, *et al.*, 2013; CHEMALE JR, 2000; HARTMANN *et al.*, 2007; PHILIPP *et al.*, 2007a, b). O Bloco Taquarembó é considerado o bloco mais antigo do ESRG e engloba rochas paleoproterozóicas com intrusões de granitos (gerados entre 600 e 550 Ma) e cobertura sedimentar brasileira, enquanto no neoproterozóico, o escudo é descrito em termos de Terreno São Gabriel, Terreno Tijucas e Batólito Pelotas (CHEMALE JR, 2000; HARTMANN *et al.*, 2007).

Figura 3: Mapa geológico simplificado do sul do Brasil, com as principais unidades Geotectônicas do Escudo Sul-rio-grandense.



Fonte: Bicca *et al.*, 2013.

4.2.1 Bloco Taquarembó

Datado de 2,4 Ga, o Bloco Taquarembó está situado no extremo oeste do escudo onde é limitado pelo lineamento Ibaré, a norte, anomalia magnética Superficial de Caçapava do Sul, a leste, e a oeste e ao sul é recoberta por rochas sedimentares da Bacia do Paraná (PHILIPP *et al.*, 2018, 2007b; CHEMALE JR, 2000). Esta unidade é interpretada como uma porção do cráton Rio de La Plata e é composto por um complexo granulítico, a ser o Complexo Granulítico Santa Maria Chico (CGSMC) (PHILIPP, *et al.*, 2018; 2007b; BORBA, 2006).

O CGSMC ocorre por uma área de cerca de 600 km² e é constituído predominantemente por granulitos félsicos (trondhjemíticos) e máficos, além de piroxenitos, lente de harzburgito, silimanita gnaisses, mármores e gnaisses cálcio-silicáticos (HARTMANN *et al.*, 2007). As rochas granulíticas apresentam bandamento gnáissico dominante com direção E-W, são intrudidas por corpos graníticos de idade Brasileira (entre 600 e 550 Ma) e são cobertas por rochas vulcanossedimentares geradas neste mesmo evento (PHILIPP *et al.*, 2007b). As rochas graníticas, vulcânicas e sedimentos associados estão pouco ou nada deformadas (CHEMALE JR, 2000).

4.2.2 Terreno São Gabriel

Datado entre 0,9 - 0,69 Ga, ocorre no extremo noroeste do escudo, com limites definidos pela Zona de Cisalhamento Ibaré, a sul, um sistema de falhas de direção NE-SW, a leste, e por coberturas de rochas sedimentares da Bacia do Paraná, a norte e oeste (CHEMALE JR, 2000; PHILIPP *et al.*, 2018, 2007b). Apresenta remanescentes de dois arcos magmáticos, assim como sequências ofiolíticas e depósitos metassedimentares de margens passivas associadas à sua evolução (HUECK *et al.*, 2018). Possui forma alongada na direção N20-30°E e equivale a uma área de cerca de 110 x 60 km (PHILIPP *et al.*, 2018; 2016). De acordo com esses mesmos autores, as unidades presentes no Terreno São Gabriel são controladas fortemente por zonas de cisalhamento com tendência para N30-40°E, rotacionadas para a direção N70°W pela Zona de Cisalhamento de Ibaré no limite sul do terreno.

Nesta unidade, as diferentes associações rochosas podem ser subdivididas em quatro grupos principais, a ser: Complexos Metassedimentares, Prisma de Acresção Palma, rochas relacionadas ao arco (Arco Vulcânico do Bossoroca) e por último as rochas vulcanossedimentares da Bacia do Camaquã e intrusivas associadas (PHILIPP *et al.*, 2018). Segundo estes autores, fazem parte dos Complexos Metassedimentares os paragneisses quartzo-feldspáticos intercalados com rochas cálcio-silicáticas, mármore e quartzitos impuros pertencentes ao Complexo Cambaizinho e os metapelitos, mármore, xistos cálcio-silicáticos, quartzitos, anfibolitos, rochas metavulcânicas/metavulcanoclásticas e xistos magnesianos do Complexo Passo Feio. Além destes, também ocorrem espessos pacotes de metarcósios intercalados com metapelitos, mármore e xistos cálcio-silicáticos de baixo a médio grau dos Complexos Marmeleiro e Cerro do Batovi, e por fim, as rochas metassedimentares, principalmente metarcósios, com lentes subordinadas de metarenitos, metaconglomerados e metafilitos do Complexo Pontas do Salso (PHILIPP *et al.*, 2018).

O Prisma de Acresção de Palma compreende Complexos Ofiolíticos que englobam xistos magnesianos, serpentinitos, anfibolitos, e subordinadamente, metaperidotito, metagabro, metapiroxenito e metanortosito (PHILIPP *et al.*, 2018). No grupo das rochas relacionadas ao arco estão os paragneisses do Complexo Cambaizinho, ortogneisses do Complexo Passinho e rochas da orogenia São Gabriel, representadas pelos litotipos metavulcanossedimentares do Complexo Bossoroca, ortogneisses e metagranitóides do Complexo Cambaí e granitóides da Suíte Lagoa da Meia Lua. As

rochas vulcanossedimentares da Bacia do Camaquã e intrusivas associadas, por sua vez, compreende associação formada entre 610 e 540 Ma, representada por uma bacia *foreland* e granitos relacionados aos estágios tardios e pós-orogênicos da orogenia Dom Feliciano (PHILIPP *et al.*, 2018).

Vale destacar que a área em que foi desenvolvido o presente trabalho está inserida no contexto geológico que concerne às rochas relacionadas ao arco, mais precisamente na região de domínio dos litotipos metavulcanossedimentares do Complexo Bossoroca. Essa unidade será discutida com maior detalhe em momento oportuno à frente, com vista ao entendimento da geologia local da área de estudo, em termos de rochas que hospedam as mineralizações e suas características intrínsecas.

4.2.3 Terreno Tijucas

Apresenta idade entre 2,2 - 0,8 Ga e ocorre na porção central do escudo, em faixa alongada segundo a direção N20-40°E, com cerca de 15 a 50 km de largura e 170 km de comprimento (PHILIPP *et al.*, 2018; 2016, 2007b). O terreno é limitado pelas zonas de cisalhamento Dorsal de Canguçu e Passo do Marinheiro a leste, coberto por rochas sedimentares pós-orogênicas da Bacia do Camaquã a oeste e por sedimentos da Bacia do Paraná a sul e a norte (PHILIPP *et al.*, 2007b). Esta unidade é constituída, predominantemente, por rochas pertencentes aos complexos Encantadas e Porongos.

O Complexo Encantadas consiste de uma associação de rochas gnáissicas de composição tonalítica, diorítica e trondhjemitios, com injeções tabulares métricas de corpos graníticos (sienogranitos e monzogranitos) (PHILIPP *et al.* 2016; 2007b; HARTMANN *et al.*, 2007). Além destas associações, apresenta também ocorrência restrita de corpos de anfibolitos e rochas metaultramáficas (PHILIPP *et al.* 2016; 2007b).

O Complexo Porongos é composto predominantemente por rochas metassedimentares, subdivididos em duas sequências litológicas, uma a sul e sudeste e outra a norte, que por sua vez recobrem os ortognaisses do Complexo Encantadas (PHILIPP *et al.* 2016; 2007b; HARTMANN *et al.*, 2007). A sequência sul e sudeste é composta por xistos pelíticos, quartzitos e lentes de mármore, intercalados com metariolitos, metadacitos e metandesitos, enquanto a sequência norte é mais jovem e compreende metapelitos e quartzitos intercalados com rochas metavulcânicas félsicas intrudidos por granito alcalino. (PHILIPP *et al.* 2016; HARTMANN *et al.*, 2007; JOST & BITENCOURT, 1980).

4.2.4 Batólito Pelotas

O Batólito Pelotas consiste predominantemente de um conjunto de suítes graníticas com idade entre 0,65 e 0,55 Ga (PHILIPP, *et al.*, 2018, 2016). Esta unidade ocorre ao longo de uma faixa alongada, segundo a direção N50-70°E, a leste do ESRG onde ocupa uma área aproximada de 37.000 km², com cerca de 370 km de comprimento e 70 a 110 km de largura (PHILIPP *et al.*, 2016; 2007a). Seus limites são definidos pelas zonas de cisalhamento Dorsal de Canguçu e Passo do Marinheiro a oeste, e a leste é recoberto por sedimentos da Planície Costeira. Sua geração foi controlada por cisalhamento transcorrentes dúcteis de alto ângulo (PHILIPP *et al.*, 2016; 2007a).

Dados geoquímicos e petrológicos permitiram subdividir o Batólito Pelotas em: um complexo granítico, a ser o Complexo Pinheiro Machado (biotita granodioritos a biotita monzogranitos) e sete suítes principais, denominadas Suíte Cordilheira (biotita-muscovita sieno a monzogranitos), Suíte Erval (biotita monzogranitos a sienogranitos), Suíte Viamão (biotita monzogranitos e granodioritos), Suíte Piquiri (sienitos), Suíte Encruzilhada do Sul (biotita monzogranitos a sienogranitos), Suíte Dom Feliciano (sienogranitos a mc-granitos) e Suíte Itapuã (FK granitos, sienogranitos, quartzo-sienitos e, subordinadamente, sienitos) (PHILIPP *et al.*, 2007a; 2002).

4.2.5 Bacias Sedimentares Pós-Orogênicas

As bacias sedimentares pós-orogênicas possuem idade entre 0,59 – 0,53? Ga e ocorrem na região centro-norte do Escudo Sul-rio-grandense. Destas, a Bacia Sedimentar do Camaquã possui maior representatividade no ESRG, estendida por uma faixa alongada de direção geral N30°E, com cerca de 100 km de comprimento e até 100 km de largura, recobertos tanto a nordeste como a sudoeste por rochas sedimentares da Bacia do Paraná (BICCA *et al.*, 2013; TEIXEIRA *et al.*, 2004; LIMA *et al.*, 2007; PHILIPP *et al.*, 2007b).

A Bacia do Camaquã compreende diferentes unidades de rochas, entre sedimentares e vulcanossedimentares, associadas a rochas plutônicas, separadas umas das outras por meio de inconformidades angulares ou erosivas de escala regional (PHILIPP *et al.*, 2016; BICCA *et al.*, 2013). Apresenta sucessão de aproximadamente 10 mil metros, de espessos pacotes de conglomerados, arenitos e pelitos assentados sobre terrenos ígneos e metamórficos do Escudo Sul-rio-grandense (TEIXEIRA *et al.*, 2004). Além disso,

representa uma evolução de ambientes marinhos rasos para continentais, onde dominam os ambientes flúvio-lacustres e desérticos (LIMA *et al.*, 2007).

A evolução geológica desta bacia foi caracterizada pela alternância de intervalos onde houve predomínio de eventos deposicionais, com o acúmulo de espessos pacotes sedimentares, assim como vulcanossedimentares, e intervalos predominantemente erosivos (LIMA *et al.*, 2007). Para o primeiro caso, os episódios vulcânicos dominaram normalmente na base das unidades de maior hierarquia, seguidos pela deposição de sedimentos siliciclásticos. Por conta deste contexto dinâmico, de eventos ígneos, sedimentares e deformacionais, houve geração de um complexo padrão de preenchimento, em uma série de unidades estratigráficas (LIMA *et al.*, 2007).

Diante disso, o registo geológico da Bacia do Camaquã, assim proposto por Paim *et al.*, (2000), foi incluída no Supergrupo Camaquã, que por sua vez é subdividido em cinco unidades principais, de acordo com os modelos evolutivos atualmente aceitos (BORBA, 2006), a ser: Maricá, Bom Jardim, Cerro do Bugio, Santa Bárbara e Guaritas. Essas unidades são limitadas por discordâncias angulares ou erosivas de caráter regional, daí a interpretação e nomenclatura alostratigráfica proposta por Paim *et al.*, (2000).

4.3 CONTEXTO METALOGENÉTICO

4.3.1 Características Gerais

A área potencialmente mineralizada estudada ocorre associada a rochas metavulcanossedimentares do Complexo do Bossoroca, do Terreno São Gabriel. Nessas sequências os jazimentos auríferos ocorrem sobretudo associados a filões de quartzo, de textura disseminada e paragênese composta basicamente por quartzo, pirita, arsenopirita, calcopirita e, subordinadamente, esfalerita, galena e hematita.

O ouro, nesse contexto, ocorre tanto na forma livre, como em inclusão ao longo das superfícies de clivagem da pirita (CPRM, 2000). Os veios mineralizados são concordantes ou discordantes à foliação das rochas encaixantes e apresentam atitudes que podem variar, mas comumente associados a zonas de cisalhamento com direção predominantemente para NE-SW (CPRM, 1995; 2000).

4.3.2 Modelo Hidrotermal Magmático

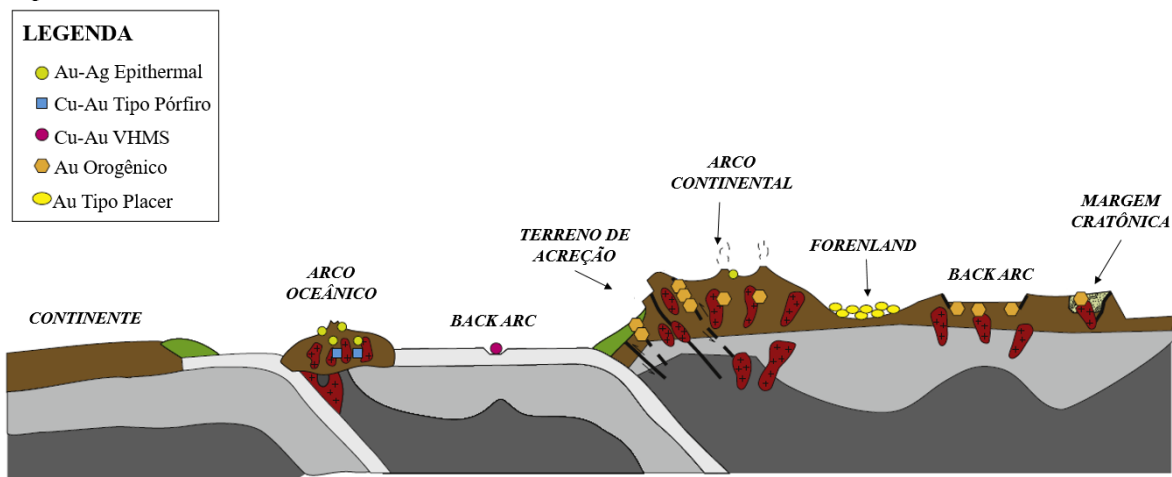
Depósitos minerais hidrotermais podem ocorrer nos mais variados tipos de ambientes geológicos, sob uma ampla faixa de variação mineralógicas diretamente relacionada com os complexos processos geológicos que lhes deram origem (REMUS, 1999a). Apesar disso, é admitido que todos são formados em decorrência de fluidos aquosos quentes que percorreram caminhos laterais e verticais específicos no interior da crosta até depositarem uma massa de minerais, oriunda de uma solução original mais ou menos modificada. (SKINNER, 1997).

Um sistema hidrotermal consiste em dois componentes principais, a ser: uma fonte de calor responsável pelo fornecimento de energia necessária (magmática, gradiente geotérmico, decaimento radiogênico, metamorfismo) e uma fase fluida, que inclui soluções derivadas de fluidos magmáticos, metamórficos, meteóricos, águas conatas ou água do mar (SKINNER, 1997). Além dos componentes citados, há necessidade de estruturas de canalização, tais como falhas, fraturas, limites entre camadas e litologias permeáveis, que direcionem as soluções para os locais de deposição.

Os depósitos minerais hidrotermais são então formados nos locais de descarga, como consequência da circulação de fluidos quentes (cerca de 50 a > 500°C) que lixiviaram, transportaram e subsequentemente precipitaram sua carga mineral em resposta a mudanças nas condições físico-químicas (SKINNER, 1997). Os minerais formados a partir desses precipitados estão diretamente relacionados, tanto espacial como geneticamente, com as zonas onde as rochas são alteradas pelos fluídos quentes que as atravessam, uma vez que a gênese dos mesmos decorre dessa interação (BIONDI, 2003).

As mineralizações de ouro que ocorrem na região de São Sepé são classificadas como depósitos de ouro de pequeno porte do tipo Orogênico Epizonal (REMUS, 1999a, 1999b). Depósitos de ouro orogênicos são comumente encontrados em regiões metamorfizadas do arco continental, bem como ao longo de regiões anteriores (*fore-arc*) e posteriores (*back-arc*) ao arco, ao longo das margens continentais ativas, mas também nas margens passivas cortadas por batólitos continentais (Figura 4) (GOLDFARB & GROVES, 2015).

Figura 4: Configuração tectônica de depósitos orogênicos, assim como de outros tipos de depósitos de ouro.



Fonte: Modificado de Goldfarb & Groves (2015).

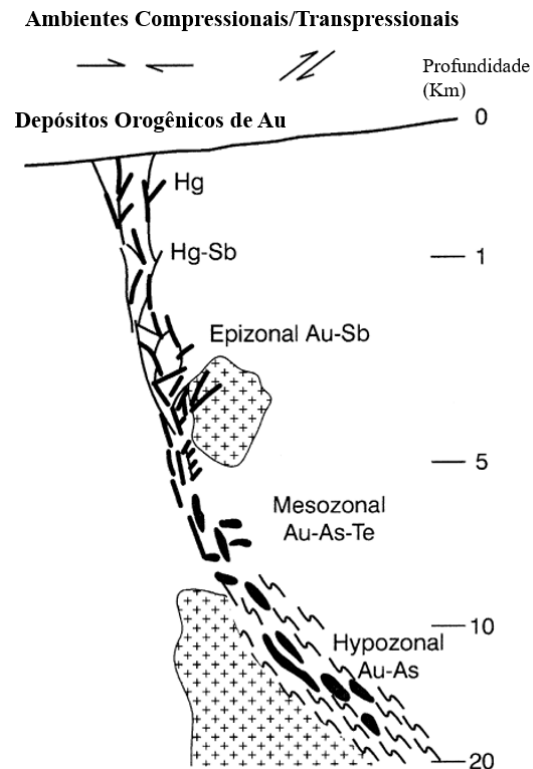
O termo Orogênico foi definido por Groves *et al.* (1998) em substituição aos então denominados Depósitos Mesotermiais, formados por mineralizações auríferas constituídos por filões de quartzo hospedados em litotipos metamórficos de diferentes idades, regionalmente deformados. O termo epizonal está relacionado com a profundidade de formação do depósito orogênico, a qual pode ocorrer de três formas, a ser: epizonais quando compreende profundidades inferiores a 6 km; mesozonais, quando encontrada em profundidades entre 6 a 12 km; e hipozonais, quando o depósito ocorre em profundidades superiores a 12 km (GROVES *et al.*, 1998) (Figura 5). Hoje em dia o termo depósito de ouro orogênico é amplamente aceito para todos os depósitos de ouro que ocorrem na forma de filões mineralizados (GROVES & SANTOSH, 2016).

Salvo algumas exceções, os depósitos orogênicos de ouro são formados em contexto tectônico relacionada a subducção, em Cinturões Orogênicos Acrecionários a Colisionais do Arqueano ao Terciário (GROVES *et al.*, 2018). A principal característica dos depósitos de ouro orogênico é o fato de estarem associados fortemente a terrenos metamorfizados e deformados de todas as idades. As armadilhas estruturais são o controle principal na formação, assim como na distribuição dos mesmos, uma vez que o fluxo de fluido de minério vai ser condicionado pela presença de estruturas permeáveis ou fraturas presentes nas rochas (GROVES *et al.*, 2016, 1998).

Depósitos dessa natureza apresentam, portanto, geometrias estruturais repetitivas que controlam o fluxo de fluido de minério e, conseqüentemente, os locais onde o ouro será depositado (GROVES *et al.*, 2018). Um exemplo disso é o fato de que em muitos

terrenos, falhas de primeira ordem ou zonas de cisalhamento aparentam terem sido as responsáveis pela condução do fluxo regional de fluidos (GROVES *et al.*, 2000; 2016).

Figura 5: Representação esquemática da classificação dos depósitos orogênicos em termos de profundidade de formação.



Fonte: Modificado de Groves *et al.* (2000).

Frequentemente depósitos orogênicos de ouro de grande volume ocorrem adjacentes a essas falhas de primeira ordem ou a zonas de cisalhamento, normalmente situados em estruturas oblíquas de segunda ou terceira ordem, que por serem sistemas mais eficientes são onde os depósitos orogênicos de ouro são formados (GROVES *et al.*, 2016). Embasado no que foi dito, é importante salientar que metodologias de pesquisa mineral que considerem esse contexto são potencialmente eficazes na exploração mineral de depósitos dessa natureza (GROVES *et al.*, 2000).

A gênese da área potencialmente mineralizada em ouro estudada estaria, portanto, associada à gênese de vários outros depósitos de ouro de pequeno porte, a exemplo do Cerrito do Ouro, Guardinha, Lavrinha e Bossoroca, que também ocorrem ao longo do Arco Vulcânico do Bossoroca (REMUS, 1999b). De acordo com estudos realizados em zircões por Remus *et al.* (1999b) através do método U/Pb via SHRIMP, a sequência vulcanogênica do arco foi gerada há 757 Ma, metamorfizada há cerca de 700 Ma, e

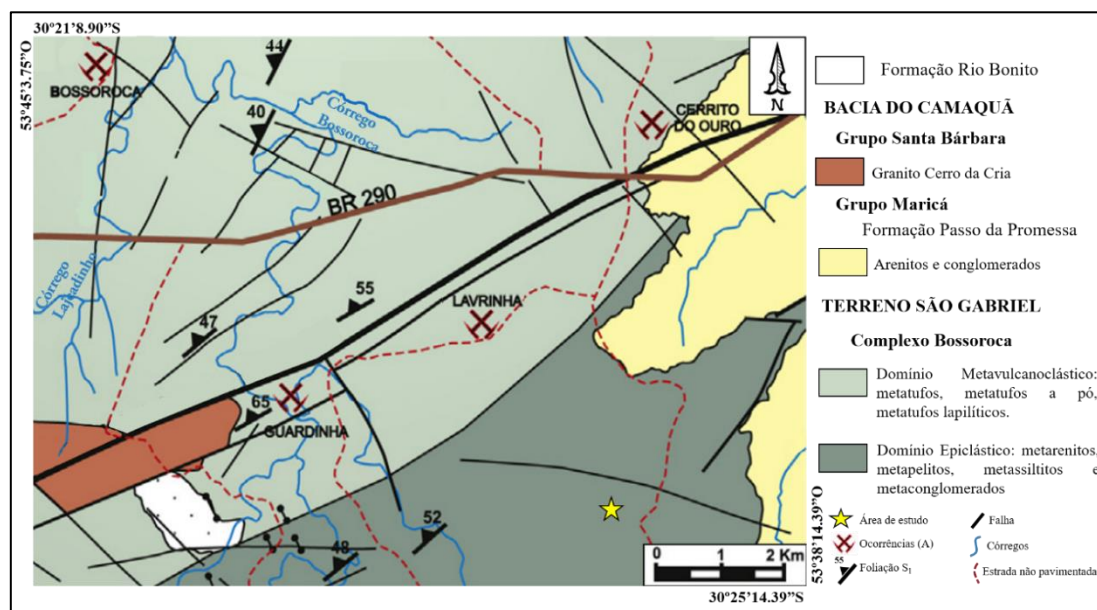
posteriormente intrudida pelo Granito São Sepé há cerca de 550 Ma. Por conta disso, a fonte dos fluidos mineralizantes que originaram esses depósitos estaria relacionada ao metamorfismo ou aos granitos intrusivos pós-tectônicos.

No entanto, dissemelhanças na composição inicial de Pb do granito e do minério encontrada na mina Bossoroca, indicam que o granito São Sepé não seria a fonte dos metais encontrados nos depósitos da região (REMUS *et al.*, 1999b). Dessa forma, a gênese dessas mineralizações estaria associada ao processo de metamorfismo regional dinamo-termal, que propiciou com que fluidos de origem profunda ascendessem através de fraturas da rocha encaixante e depositassem os metais em regiões em níveis mais rasos da crosta (REMUS *et al.*, 1999b; CPRM, 2000).

4.4 GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDOS

Na região de estudos, predominam exposições rochosas pertencentes a duas unidades principais, a ser: Complexo Bossoroca, do grupo de rochas relacionadas ao arco, do Terreno São Gabriel, embasamento da região e dominante na área estudada, e Formação Passo da Promessa, unidade basal do Grupo Maricá e da Bacia do Camaquã, que ocorre basicamente no extremo nordeste da área (Figura 6). A área potencialmente mineralizada em ouro estudada está alojada em rochas pertencentes ao Complexo Bossoroca, e por conta disso, será dado ênfase à mesma e discutida adiante.

Figura 6: Mapa geológico da região, com indicação da área de estudos.



Fonte: Modificado de Gubert (2016).

4.4.1 Complexo Bossoroça

Esta unidade apresenta área aproximada de 375 km², sendo cerca de 25 km de comprimento e 15 km de largura, esta unidade está em contato com o Complexo Arroio Lajeado a oeste, é intrudido pelo Granito São Sepé a norte, recoberto por rochas vulcânicas do Acampamento Velho e por rochas sedimentares da Formação Rio Bonito a leste, e a sul é invadido pelos granitos Cerro da Cria e Ramada (GUBERT *et al.*, 2016). Engloba uma associação rochosa composta por litotipos metavulcânicos, metavulcanoclásticos, metassedimentares e metaquímicos deformados e metamorfisados em fácies xisto verde, orientadas segundo o *trend* N20°E e com mergulho para NW (GUBERT *et al.*, 2016). Destes litotipos, duas associações de rochas principais são reconhecidas na região, a ser: Unidade Metavulcanoclástica, que ocorre predominantemente a oeste da área, e a Unidade Metassedimentar, que domina na porção leste.

A associação metavulcanoclásticas compreende predominantemente rochas metapiroclásticas, que incluem, de acordo com o tamanho dos grãos, metatufos, metatufos a pó, metatufos lapilíticos, metaconglomerados e metabrechas, e em menor proporção subvulcânicas intrusivas e fluxos de lava, com predomínio de litotipos tufáceos em relação aos demais (GUBERT *et al.*, 2016). Segundo esses autores, a gênese desta unidade tem relação com fluxos de cinzas, pedras-pomes e lavas e os seus litotipos apresentam composição que pode variar entre intermediário a ácido, mas há predomínio de rochas intermediárias.

A associação metassedimentar ocorre na forma de lentes métricas, com estratos que atingem até 20 m de largura e 150-300 m de comprimento, compostos principalmente por metarenitos, metapelitos, metassiltitos e, em menor proporção, metaconglomerados (GUBERT *et al.*, 2016). Os metarenitos apresentam estratificação plano-paralela primária e paragênese mineral composta predominantemente por quartzo, plagioclásio e muscovita, englobados por uma matriz constituída de clorita, epidoto e minerais opacos. Os metapelitos e metassiltitos apresentam bandamento composicional a nível centimétrico, normalmente com estruturas primárias (acumulação gradacional com estratificação cruzada laminada), e ocorrem como laminações centimétricas intercalados às camadas de metarenito (GUBERT *et al.*, 2016). Os metaconglomerados também ocorrem intercalados com arenitos e apresentam paragênese mineral composta por clastos arredondados e com boa esfericidade de granito, metadacito, metandesito, rochas vulcanoclásticas e quartzo, imersos em uma matriz fina a média composta por quartzo, plagioclásio, clorita, epidoto

e sericita (GUBERT *et al.*, 2016). Os seixos apresentam tamanhos que podem variar entre 4 a 60 cm, alguns esticados e com formas elípticas resultantes de intensa deformação.

Os litotipos metavulcânicos aparecem como lentes espessas de metandesitos e metadacitos que podem variar entre 0,5 a 15 m, mas que ocorrem junto à pilha metavulcanoclástica, enquanto a associação metaquímica engloba camadas regulares e contínuas de *metacherts*, principalmente. Subordinadamente, ocorrem formação ferrífera bandada e *metachert* ferruginoso, com tamanhos que podem variar de poucos centímetros a alguns decímetros, mas que normalmente ocorrem intercalados com metatufos e metatufos lapilíticos (GUBERT, *et al.*, 2016).

As associações rochosas presentes nessa unidade foram afetadas por um evento deformacional regional que culminou no desenvolvimento de duas foliações principais, a ser S1 e S2, onde a foliação S1 corresponde a uma clivagem ardosiana ou xistosidade, enquanto a foliação S2 compreende dobras isoclinais, resultado da transposição da foliação S1 (GUBERT, *et al.*, 2016). A sobreposição de uma foliação milonítica difusa sobre todas as unidades litológicas, resultou na fase de deformação D2, caracterizada por empuxo de unidades litológicas com vergência NE.

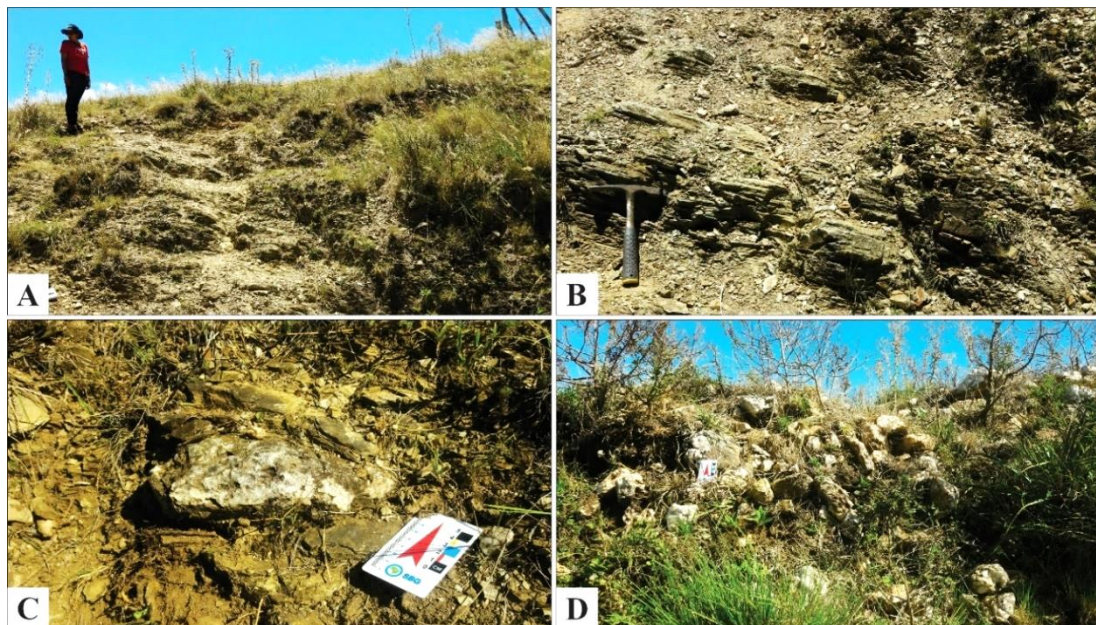
4.5 GEOLOGIA LOCAL

Localmente são escassos os afloramentos com boa exposição, haja visto que a área está bastante intemperizada e coberta por espessa camada de solo. Apesar disso, foi identificado um litotipo pertencente ao Complexo Bossoroça que aflora em exposição única em meio a um extenso pasto. O litotipo consiste em um metarenito de cor cinza esverdeada, granulação fina a média, rico em quartzo, biotita, muscovita e clorita e pontos alaranjados que indicam a alteração de ferro (Figura 7A e 7B). A rocha apresenta coesão moderada a elevada, textura granoblástica fina e é frequentemente cortada por veios de quartzo paralelos à foliação (Figura 7C). Além disso, na área estudada há grande quantidade de blocos rolados de quartzo leitoso que ocorrem em diversas áreas ao longo dela, gerados, aparentemente, devido a ação antrópica, e que podem ser indícios da exploração que pode ter acontecido no passado em regime de garimpagem (Figura 7D).

Além do litotipo supracitado, foi incorporado ao presente trabalho dados levantados por Cortês (2015) de afloramentos encontrados em estrada não pavimentada de acesso à área em estudo, também pertencentes ao Complexo Bossoroça. Este litotipo consiste em quartzito creme-amarelado/amarelo-alaranjado de granulação fina, textura

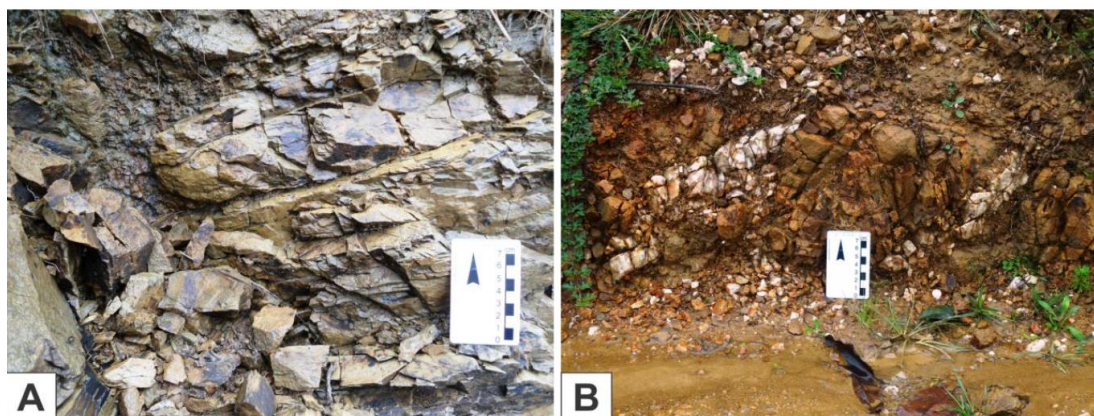
aparentemente granoblástica e estrutura foliada (Figura 8A). O litotipo comumente apresenta intercalações com metapelitos, ambos marcados por feições de metamorfismo de baixo grau. O quartzito é caracterizado por intenso fraturamento, com as principais famílias de fraturas preenchidas predominantemente por veios de quartzo (Figura 8B).

Figura 7: Metarenito pertencente ao Complexo Bossoroca que hospeda a possível mineralização (A, B), veios de quartzo paralelos à foliação que cortam o litotipo estudado (C), blocos rolados de quartzo encontrados na área potencialmente mineralizada estudada (D).



Fonte: Dados da pesquisa.

Figura 8: Quartzitos pertencentes ao Complexo Bossoroca (A), com veios de quartzo em planos de fraqueza (B).



Fonte: Cortês (2015).

5 FUNDAMENTOS TEÓRICOS

5.1 GEOFÍSICA APLICADA

A geofísica, como o próprio nome indica, apresenta íntima relação com a física, uma vez que utiliza princípios dela para realizar o estudo da Terra por meio de investigações que envolvem a realização de medições na sua superfície ou nas suas proximidades (KEAREY *et al.*, 2002). A análise dessas medidas pode revelar como as propriedades físicas do interior da Terra se distribuem, tanto verticalmente, como lateralmente e, partir disso, definir regiões interessantes que seriam as que, por algum motivo, se diferem suficientemente de outras regiões, o que configura as anomalias geofísicas (KEAREY *et al.*, 2002; MUSSETT & KHAN, 2000). Quando se trata dos ramos das ciências da Terra, a geofísica é a única que pode realmente "olhar" para o interior da mesma e dessa forma, detectar indiretamente a presença de corpos e estruturas a diferentes níveis de profundidades (MUSSETT & KHAN, 2000). Isto se dá por conta da capacidade desta ciência em adicionar a terceira dimensão aos seus estudos, ou seja, a profundidade, informação esta, que de outras formas é difícil de encontrar (MUSSETT & KHAN, 2000).

Na prospecção mineral, os métodos geofísicos podem ser utilizados para o mapeamento geológico e para a identificação de ambientes favoráveis à mineralização, o que contribui diretamente para a detecção de alvos potenciais, assim como na delimitação de alvos em ambientes mineralizados previamente mapeados (DENTITH & MUDGE, 2014). A grande vantagem da geofísica aplicada consiste na capacidade de mapear áreas em diferentes escalas, de forma rápida e econômica, com reconhecimento de sutis variações físicas na geologia que poderiam não ser observadas por investigações geológicas de campo, além da capacidade de realizar essas inferências, muitas vezes, de forma não invasiva, ou seja, sem modificar o meio físico (DENTITH & MUDGE, 2014).

Existem cinco classes principais de métodos geofísicos, a ser: Gravimetria; Magnético; Radiométrico; Sísmico e Elétricos (que englobam os métodos da Eletroresistividade, Polarização Induzida, Potencial Espontâneo e Eletromagnético) (DENTITH & MUDGE, 2014). Para cada classe há uma propriedade ou parâmetro físico ao qual o método apresenta sensibilidade, o que em termos gerais compreende respectivamente: gravidade; campo magnético terrestre; radioatividade; propagação de ondas sísmicas e campos elétricos e eletromagnéticos (KEAREY *et al.*, 2002; TELFORD

et al., 1990). No presente trabalho, por se tratar de uma prospecção geofísica de detalhe, o que envolve menor escala de trabalho, e tendo como base a proposta de identificar e delimitar alvos possivelmente mineralizados em uma área possivelmente mineralizada em ouro, foram utilizados os métodos elétricos, discutido no tópico abaixo.

5.2 MÉTODOS ELÉTRICOS

Atualmente, os métodos elétricos são amplamente utilizados para os mais variados fins, seja para estudos puramente acadêmicos, como também para fins mais práticos e de interesse social, a exemplo da pesquisa e prospecção mineral, hidrogeologia, geologia ambiental e geologia de engenharia. Essa ampla aplicabilidade tem relação direta com a praticidade, haja visto que apresentam uma diversidade muito grande de modalidades, que englobam vários métodos, técnicas de campo e arranjos possíveis, além da possibilidade de adaptação de acordo com a área a ser estudada.

Os métodos elétricos são empregados na investigação dos parâmetros físicos: resistividade elétrica, variação de voltagem em função do tempo (cargabilidade) ou frequência, potencial natural, condutividade e constante dielétrica. Alguns desses parâmetros são obtidos através de métodos passivos, e equipamentos bastante simples, que utilizam campos elétricos ou eletromagnéticos que ocorrem naturalmente nos materiais geológicos, já outros, requerem métodos ativos, cuja obtenção do parâmetro físico só é possível através do uso de equipamentos bem mais sofisticados que geram campos potenciais elétricos na subsuperfície do terreno (SHERIFF, 1989; DENTITH & MUDGE, 2014). Destes, os métodos que fazem uso de campos artificiais são muito mais utilizados e aplicados em levantamentos geofísicos, seja para a obtenção de informações sobre geometrias, dimensões e características elétricas das fontes de anomalias geofísicas, como também para o mapeamento de estruturas internas e espessura dos materiais próximos à superfície (FIGUEROLA, 1974; DENTITH & MUDGE, 2014).

As vantagens no uso desses métodos têm relação com a capacidade de controle da profundidade de penetração, assim como o custo reduzido, não apenas em termos de equipamentos, mas também no trabalho de campo, uma vez que é possível coletar informações de grandes áreas em um tempo relativamente curto e por um custo muito baixo (FIGUEROLA, 1974).

No presente trabalho foram utilizados os métodos da Eletrorresistividade e Polarização Induzida, cuja escolha se deu por serem métodos amplamente utilizados para

estudos com a mesma proposta que o presente trabalho, ou seja, delimitação de alvos em ambientes mineralizados previamente mapeados. Além disso, e principal motivo da escolha deste métodos, é o fato de a zona mineralizada apresentar paragênese mineral passível de ser individualizada por eles, uma vez que compreendem associações de filões de quartzos associados a sulfetos, cujas respostas são, na maioria das vezes, associadas a altos valores de resistividade, em função do quartzo, mineral altamente resistivo, e alta cargabilidade, em função da capacidade de carga apresentada por estes sulfetos. Os métodos supracitados serão objeto de descrição com maior detalhe no subtópico seguinte.

5.3 MÉTODO DA ELETRORRESISTIVIDADE

O método da Eletroresistividade (ER) está embasado na determinação da resistividade elétrica, um dos parâmetros físicos mais importantes utilizados na caracterização dos diferentes tipos de materiais existentes no ambiente geológico. O método consiste na introdução de corrente elétrica em subsuperfície, através de eletrodos de corrente fixados na superfície do terreno, que permitirá estabelecimento de um campo elétrico e de linhas de potencial elétrico, que por sua vez é medido através de eletrodos de potencial, também fixados em superfície.

Dessa forma, é possível obter informações quantitativas das propriedades condutoras da subsuperfície de uma área, o que possibilita a determinação aproximada da distribuição vertical e horizontal da sua resistividade elétrica (FIGUEROLA, 1974; TELFORD *et al.*, 1990; MUSSETT & KHAN, 2000).

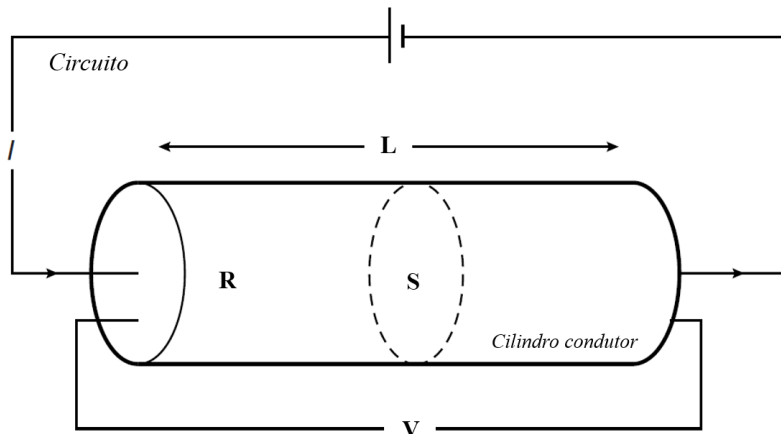
5.3.1 Conceitos Fundamentais da resistividade elétrica

A resistividade é um parâmetro físico que representa uma propriedade fundamental dos diferentes tipos de materiais encontrados em ambientes geológicos e por conta disso é considerada a mais importante quando tratamos de propriedades elétricas das rochas (FIGUEROLA, 1974). O seu estudo permite a caracterização de seus estados, em termos de alteração, fraturamento, saturação e até mesmo a identificação litológica.

Em termos físicos, é fundamentada pela Lei de Ohm que representa a relação entre a resistência elétrica (R) e a resistividade (ρ) de um corpo homogêneo condutor de forma cilíndrica (Figura 9). Para este caso, se a resistência elétrica de um cilindro condutor de comprimento L e área de seção transversal S for R , a resistividade ρ pode ser expressa

pela equação 1 (FIGUEROLA, 1974; DOBRIN, 1975; SHERIFF, 1989; MILSOM, 2006; KEAREY *et al.*, 2002).

Figura 9: Relação resistividade e resistência para um corpo homogêneo de forma cilíndrica.



Fonte: Modificado de Kearey *et al.* (2002)

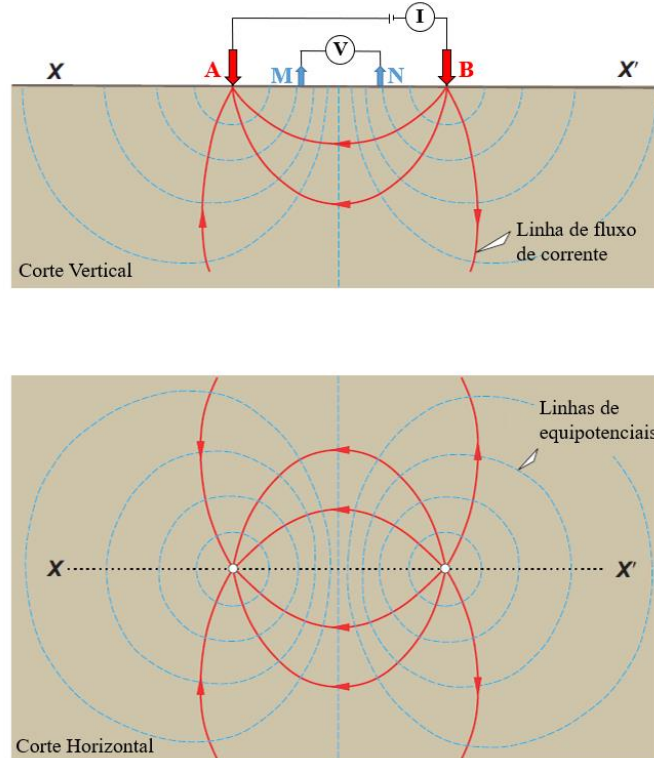
$$\rho = \frac{RS}{L} \text{ (ohm. m)} \quad \text{(Equação 1)}$$

Este parâmetro físico representa, portanto, uma medida da dificuldade que a corrente elétrica encontra ao cruzar um determinado material, expressa em Ohm.m, uma vez que relaciona o produto de uma resistência elétrica (Ohm) por comprimento (m) (SHERIFF, 1989).

5.3.2 Configuração do método

Na sua aplicação o método da eletrorresistividade consiste em um dispositivo de configuração tetraeletródica usual definido por um par (A e B) de eletrodos responsáveis por injetar corrente elétrica e um par (M e N) responsável por medir a diferença de potencial que se estabelece em virtude da passagem dessa corrente. Na figura 10 há a exemplificação desta configuração, onde a corrente elétrica de intensidade **I** é introduzida na subsuperfície pelos eletrodos A e B e o potencial **V** gerado, é medido pelos eletrodos M e N (DENTITH & MUDGE, 2014).

Figura 10: Configuração tetraeletródica usual de campo por meio de quatro eletrodos (AMNB).



Fonte: Modificado de Dentith & Mudge (2014).

O potencial nos eletrodos M e N podem ser determinados através das equações 2 e 3, respectivamente:

$$V_M = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) \quad (\text{Equação 2})$$

$$V_N = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \quad (\text{Equação 3})$$

A diferença de potencial é calculada pela subtração dos valores de potencial de V_M e V_N adquiridos para determinada posição dos eletrodos MN e pode ser expresso pelas equações 4 e 5:

$$\Delta V_{MN} = V_M - V_N \quad (\text{Equação 4), onde:}$$

$$\Delta V_{MN} = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right) \quad (\text{Equação 5})$$

Reescrevendo a equação 5 na forma da equação 6, é possível determinar o valor da resistividade ρ para determinada área investigada.

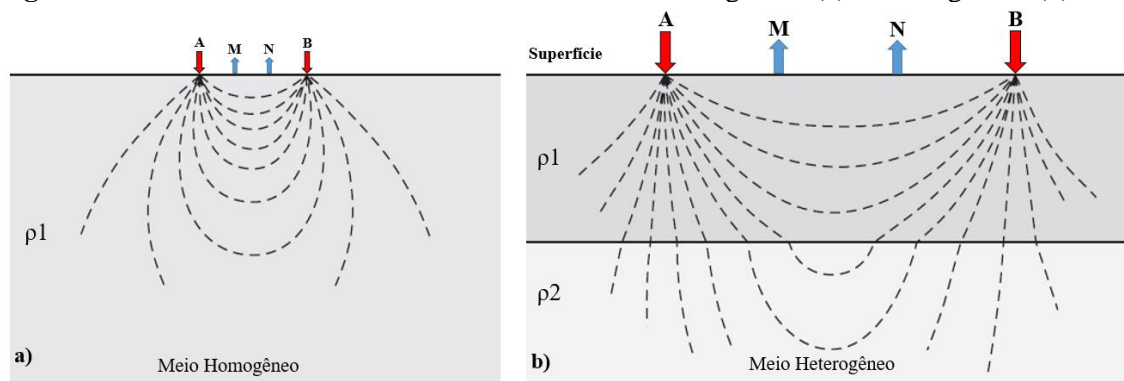
$$\rho = K \frac{\Delta V}{I} \quad (\text{Equação 6}), \text{ onde:}$$

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \quad (\text{Equação 7})$$

5.3.3 Resistividade Aparente

A configuração tetraeletródica usual funciona perfeitamente em um meio homogêneo, representado por uma área sem variações laterais e verticais, portanto valor único de resistividade elétrica (Figura 11a). Na prática, no entanto, os diferentes tipos de materiais encontrados em ambiente geológico representam um meio heterogêneo definido por suas variações laterais e verticais. Por conta disso, a diferença de potencial que ocorre em um meio homogêneo é diferente da registrada sobre um meio heterogêneo, uma vez que as alterações verticais e laterais inerentes à essa heterogeneidade dos materiais geológicos condiciona um campo elétrico com modificações (Figura 11b).

Figura 11: Resistividade e linhas de corrente em meios homogêneos (a) e heterogêneos (b).



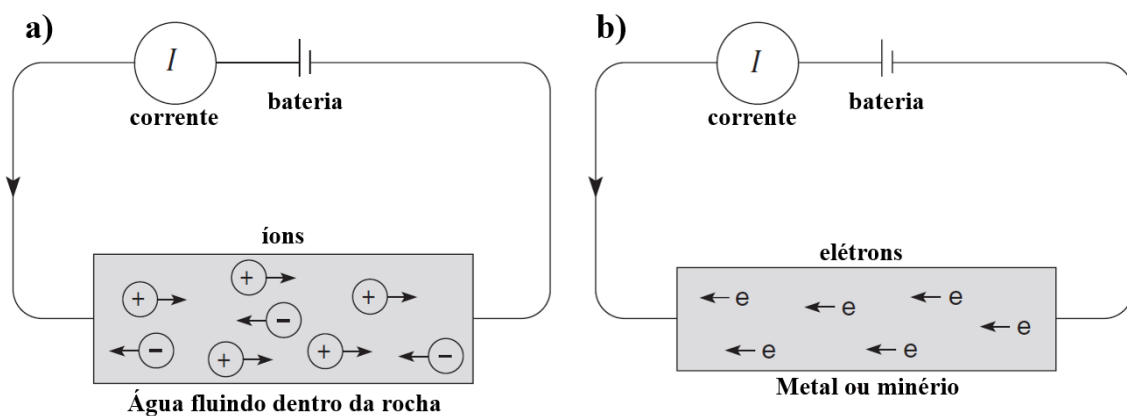
Fonte: Modificado de Musset & Khan (2000).

O valor medido pelo equipamento, e variável tomada como base para a interpretação final, representa uma média ponderada das medidas das diferentes resistividades apresentadas para um determinado volume de material geológico estudado em profundidade, cujo produto representa a resistividade aparente (ρ_a).

5.3.4 Condução de corrente elétrica e resistividade dos materiais geológicos

A condução de corrente elétrica nos diferentes tipos de materiais geológicos está condicionada por dois processos principais, a ser: condução eletrolítica (ou iônica) e eletrônica (DENTITH & MUDGE, 2014) (Figura 12).

Figura 12: Formas de condução de corrente elétrica nas rochas: a) eletrolítica (ou iônica) e b) eletrônica.



Fonte: Modificado de Musset & Khan (2000).

A condução eletrolítica ocorre por conta do deslocamento de eletrólitos sólidos (dielétricos) e eletrólitos líquidos presentes na água contida nos poros e fissuras dos materiais geológicos. A condutividade eletrônica, por sua vez, ocorre principalmente com metais e semicondutores presentes nas rochas, responsáveis por condicionar o transporte de elétrons de valência na própria matriz da rocha (MUSSET & KHAN, 2000).

A resistividade elétrica nos materiais geológicos é a propriedade física que apresenta a maior faixa de variação, com mais de 15 ordens de magnitude (ROBINSON, 1988; TELFORD *et al.* 1990). Neste contexto, esses autores estabelecem que as substâncias com resistividade inferior a 10^{-5} Ohm.m são consideradas condutoras, as com resistividade superior a 10^7 ohm.m isolantes, e substâncias que apresentam valores intermediários a essas faixas são tidas como semicondutoras.

Conforme Telford *et al.* (1990), substâncias condutoras apresentam grande número de elétrons livres que facilitam a passagem de corrente elétrica. Para o caso das semicondutoras, embora eles também possam carregar corrente elétrica, a quantidade de elétrons livres passível de realizar este trabalho é bem menor. As isolantes, por outro lado, por apresentarem ligações iônicas, os elétrons de valência não estão livres para

movimentação e assim, os portadores de carga são íons que precisam superar potenciais de barreira bem maiores do que as dos semicondutores ou condutores.

Telford *et al.* (1990) e Dentith & Mudge (2014), definem que as principais substâncias minerais consideradas como boas condutoras são os minerais metálicos, a grafita, os sulfetos (com exceção da esfalerita), os arsenetos e sulfo-arsenetos, os antimonídeos (com exceção de alguns compostos de chumbo), os teluretos e alguns óxidos, a exemplo da magnetita, manganita, pirolusita e ilmenita. A grande maioria dos óxidos, minérios e rochas porosas capazes de armazenar água são condutores intermediários, enquanto os minerais comuns formadores de rocha, silicatos, fosfatos e os carbonatos, nitratos, sulfatos e boratos são maus condutores. Neste contexto, a resistividade elétrica de tipos individuais de materiais geológicos tende a refletir principalmente os minerais formadores dessa rocha ou a saturação da mesma (DENTITH & MUDGE, 2014).

Como a paragênese das mineralizações de ouro que ocorrem na região são compostas por filões de quartzo e pequenas proporções de óxidos de ferro, pirita e calcopirita, é possível que sejam encontrados, respectivamente, valores mais altos ou mais baixos de resistividade elétrica para estas regiões em relação ao *background* apresentado pela área, que representará, por sua vez, os valores apresentados pela rocha encaixante, neste caso, o metarenito. Esta resposta tem relação com o fato de que o quartzo, mineral que forma os filões, é mau condutor de corrente elétrica, ou seja, muito resistivo, enquanto os sulfetos, que ocorrem em pequena proporção, mas disseminados, são bons condutores nessas condições, logo, podem estar relacionados com baixos valores de resistividade encontrados.

5.4 MÉTODO DA POLARIZAÇÃO INDUZIDA

O método da Polarização Induzida (IP) também está baseado na introdução de corrente elétrica na subsuperfície, através de eletrodos dispostos no solo, que estabelecerão, após certo tempo, uma tensão máxima ou sobretensão passível de ser medida através de eletrodos de potencial, também fixados no solo. No caso deste método, se interrompermos de forma abrupta a corrente aplicada, a tensão máxima gerada não cairá imediatamente para zero, mas de forma vagarosa, após certo período que pode levar segundos ou até minutos (FIGUEROLA, 1975; ROBINSON, 1988; SHERIFF, 1989; TELFORD *et al.*, 1990). Essa tensão residual, que diminui com o passar do tempo até

suas proporções originais é justamente o que causa o efeito, conhecido na literatura, como polarização induzida.

De forma correlata, é possível entender melhor este fenômeno se considerarmos o ambiente geológico como um agregado de capacitores elétricos que durante a introdução de corrente são carregados e após o corte da mesma, descarregados até seus valores naturais (ROBINSON, 1988). Essa habilidade de armazenamento de energia durante o trânsito de corrente elétrica foi inicialmente verificada em minerais metálicos e por conta disso, este método é uma das principais ferramentas na busca por recursos minerais em virtude da sua sensibilidade a minérios metálicos disseminados na rocha (DENTITH & MUDGE; 2014).

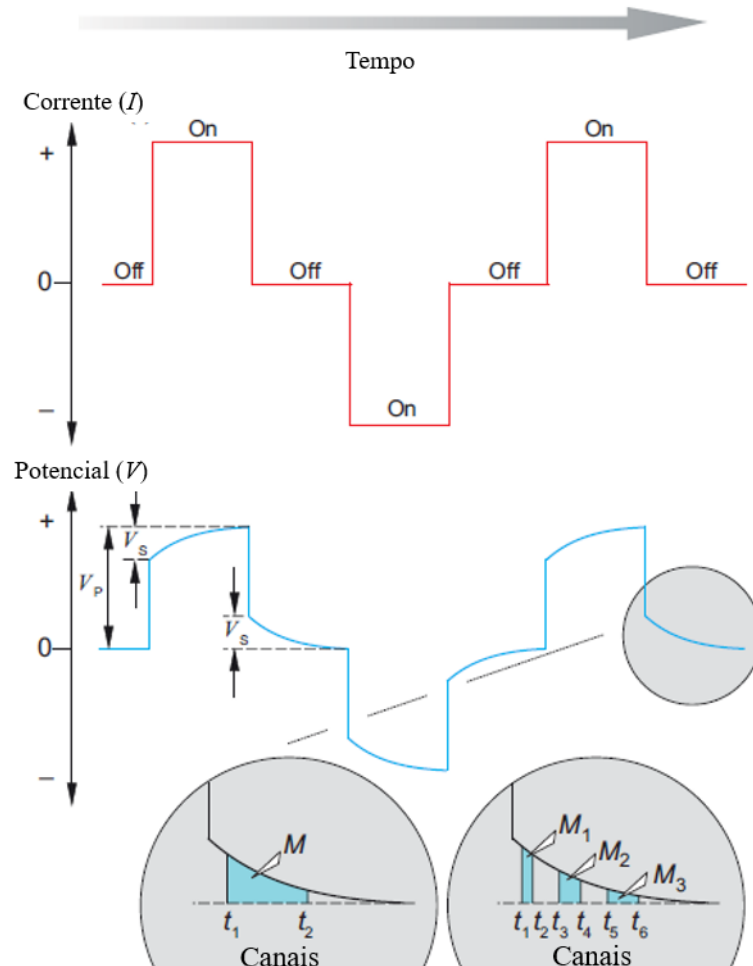
5.4.1 Parâmetros de Medida

Na prática, a intensidade da polarização induzida, também intitulada de sobretensão, é estabelecida com base no parâmetro cargabilidade (M), expressa em mV/V , e pode ser obtido de duas formas, denominados: IP Domínio do Tempo e IP Domínio da Frequência (FIGUEROLA, 1974; TELFORD *et al.*, 1990; DENTITH & MUDGE, 2014). No IP Domínio do Tempo a intensidade da polarização induzida é definida a partir do decaimento da sobretensão uma vez que a corrente aplicada é desligada, enquanto no IP Domínio da Frequência o parâmetro é obtido com base na comparação entre a resistividade aparente em determinada área submetida a correntes com frequências diferentes (DENTITH & MUDGE, 2014). No presente trabalho foi utilizado o IP Domínio do tempo, diante disso, será dada ênfase teórica apenas a esta forma de obtenção de medida.

No IP no Domínio do Tempo, a corrente aplicada sobre determinada área gera uma sobretensão associada como o carregamento do capacitor (solo) que, a princípio, aumenta acentuadamente, depois mais lentamente até atingir um valor estável então denominado de potencial V primário (V_P) (Figura 13) (DENTITH & MUDGE, 2014). Posterior a isso, a corrente transmitida é desligada e há o inverso, ou seja, acentuada queda inicial e posterior queda gradual, então denominada de potencial V secundário (V_S). Assim, a sobretensão não é estabelecida permanentemente ou anulada de imediato quando a corrente é transmitida e suspendida a pulsos sucessivos, mas varia com o tempo na forma de uma curva $\Delta V_{IP}(t)$ denominada de curva de descarga IP (Figura 13) (FIGUEROLA, 1974; TELFORD *et al.*, 1990; DENTITH & MUDGE, 2014). A

amplitude dessa curva, por sua vez, está diretamente relacionada com a capacidade de polarização do material ou conjunto de materiais encontrados em ambiente geológico.

Figura 13: Curva de descarga IP no Domínio do Tempo.



Fonte: Modificado de Dentith & Mudge (2014).

A cargabilidade (M) corresponde, portanto, à área (A) sob a curva de decaimento, definida pela relação entre o potencial V primário e o potencial V secundário ou residual gerado imediatamente após o corte da corrente (t_0) (DENTITH & MUDGE, 2014), expressa através da equação 8:

$$M = \frac{A}{\Delta Vc} = \frac{1}{\Delta Vc} \int_{t_1}^{t_2} v(t) dt \quad (\text{Equação 8})$$

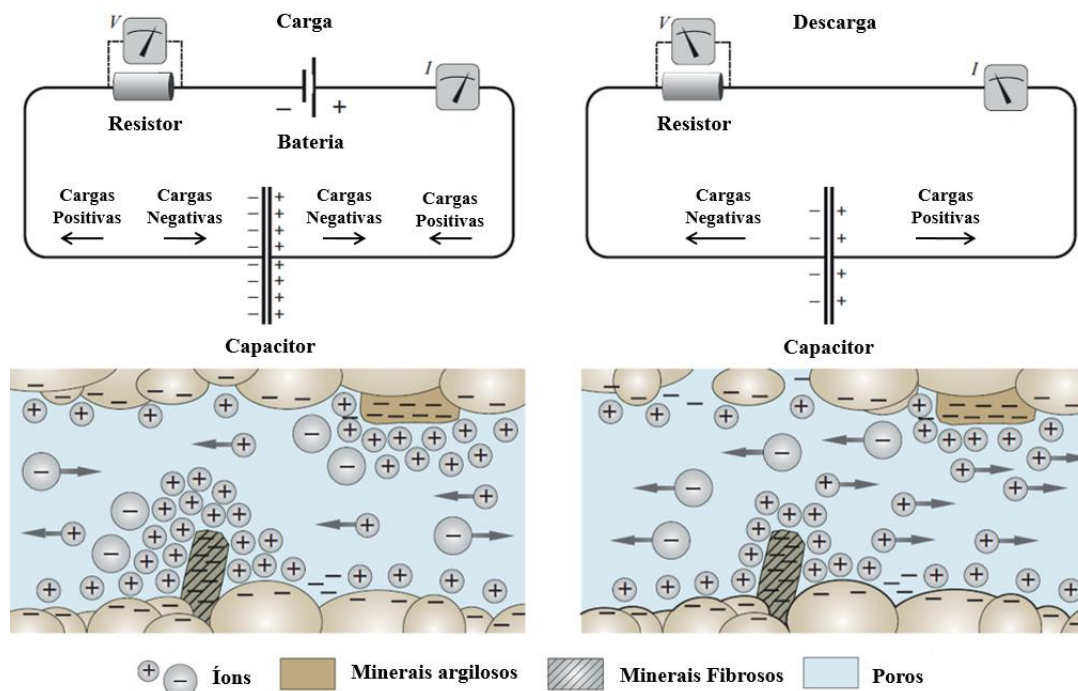
5.4.2 O Fenômeno de Polarização Induzida

Existem dois mecanismos nos quais o comportamento dos materiais encontrados em ambientes geológicos é semelhante ao de um capacitor, a ser: polarização da membrana ou eletrolítica e polarização metálica ou eletrônica (TELFORD *et al.*, 1990; DENTITH & MUDGE, 2014). Enquanto este último pode estar relacionado a minerais metálicos, objeto de estudo do presente trabalho, o primeiro não.

Conforme Dentith & Mudge (2014), a polarização de membrana ou eletrolítica ocorre por conta da presença de minerais argilosos dispostos na matriz das rochas, na ausência de minerais metálicos. Estes materiais apresentam naturalmente uma carga negativa na interface existente entre a rocha e o fluido presente nos poros (Figura 14). Com introdução de corrente elétrica haverá natural atração dos íons positivos, enquanto os íons negativos serão repelidos, com geração de uma camada superficial, ou membrana, que causará a obstrução do fluxo de corrente (TELFORD *et al.*, 1990; DENTITH & MUDGE, 2014). Nestas regiões haverá, portanto, concentração de íons em um lado e deficiência dos mesmos no outro, o que representa fisicamente a polarização elétrica (DENTITH & MUDGE, 2014). Posterior a isto, uma vez desligada a corrente elétrica, haverá natural retorno dos íons às suas proporções naturais.

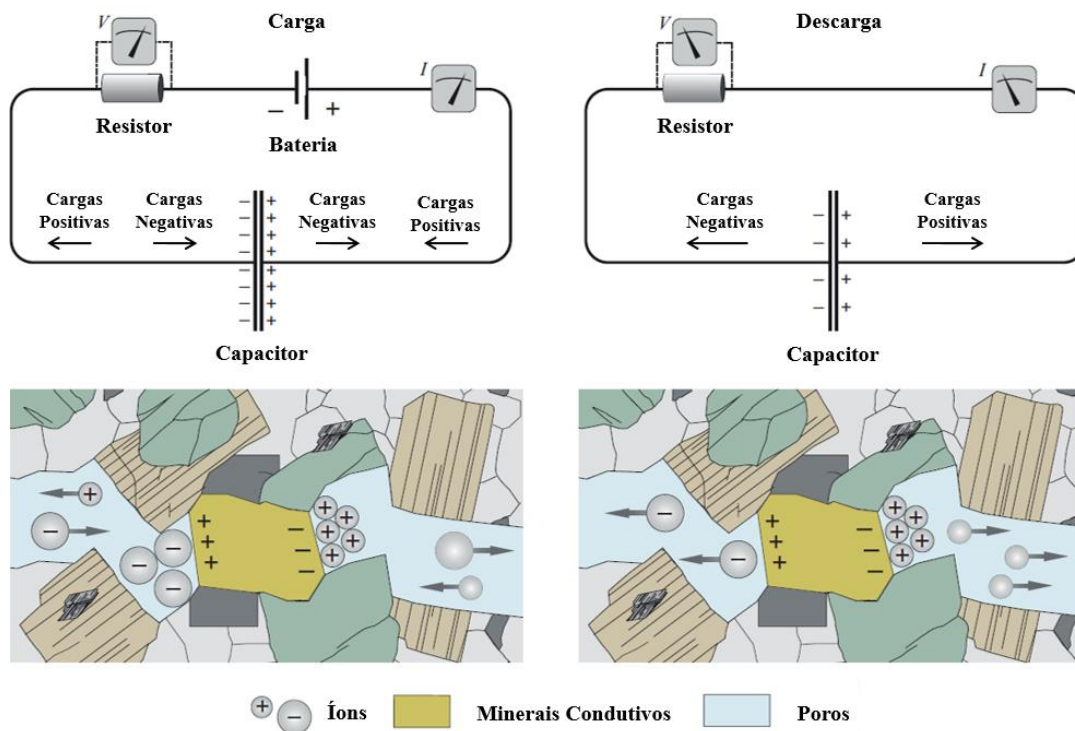
A polarização metálica ou eletrônica ocorre em decorrência da presença de minerais metálicos na matriz das rochas. Para este caso, íons que fluem através dos fluidos existentes nos poros das rochas, como resposta à corrente injetada, cruzam minerais metálicos, que por sua vez funcionam como uma espécie de barreira com a qual os íons passam a interagir (Figura 15). Para que a corrente flua os íons de um lado da barreira devem trocar elétrons com o mineral metálico, que por sua vez troca elétrons por íons do outro lado, efeito conhecido na físico-química como sobretensão (TELFORD *et al.*, 1990; DENTITH & MUDGE, 2014). Este circuito elétrico combina, condução iônica com condução eletrônica e a polarização do mineral metálico ocorre através do acúmulo de cargas em lados opostos dele. Quando cessada a corrente, estas cargas difundem lentamente e voltam às suas distribuições originais.

Figura 14: Modelo esquemático da polarização de membrana ou eletrolítica, com indicativo do comportamento dos íons e minerais argilosos durante e após cessada a introdução de corrente elétrica.



Fonte: Modificado de Dentith & Mudge (2014).

Figura 15: Modelo esquemático da polarização metálica ou eletrônica, com indicativo do comportamento dos íons e dos minerais metálicos durante e após a introdução de corrente elétrica.



Fonte: Modificado de Mudge & Dentith (2014).

Exemplos de minerais metálicos incluem praticamente todos os sulfetos (exceto a esfalerita, cinábrio e estibina), alguns óxidos como magnetita, ilmenita, pirolusita, cassiterita e a grafita (TELFORD *et al.*, 1990; DENTITH & MUDGE, 2014). A intensidade da polarização está diretamente relacionada com a concentração e à disseminação desses minerais na matriz da rocha. (TELFORD *et al.*, 1990). Este é o mecanismo mais importante para o presente trabalho, uma vez que as zonas mineralizadas das ocorrências auríferas que ocorrem na região apresentam óxidos de ferro, pirita e calcopirita, logo, anomalias com altos valores de cargaabilidade, em relação ao *background* da área, podem estar relacionados com estes minerais, e obviamente ao ouro, que ocorre associado aos mesmos.

5.5 TÉCNICA DE CAMPO E ARRANJO

As técnicas de campo representam os procedimentos práticos utilizados para a obtenção do parâmetro físico desejado. Para ensaios geofísicos de eletrorresistividade e polarização induzida existem três principais técnicas de investigação que podem ser utilizadas, a saber: sondagem, perfilagem e tomografia elétrica. Em campo, estas técnicas apresentam como diferença básica o procedimento para obtenção do parâmetro, haja visto que os eletrodos podem ser dispostos na superfície do terreno (sondagem e tomografia elétrica) ou no interior de furos de sondagens (perfilagem). A escolha de uma técnica específica dependerá principalmente do objetivo da pesquisa, ou seja, de como se deseja avaliar as variações do parâmetro físico, verticalmente ou lateralmente.

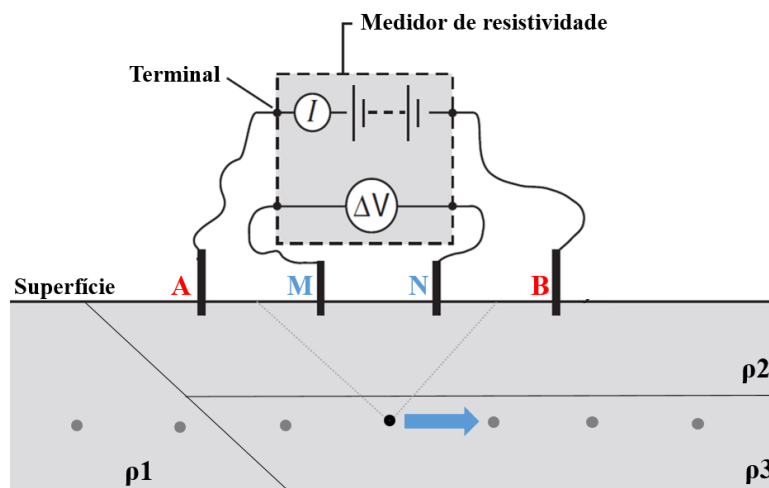
Para o presente trabalho foi utilizada a tomografia elétrica, que permite realizar um modelamento bidimensional, visto que as investigações são realizadas ao longo de linhas onde são consideradas as mudanças laterais, a diferentes profundidades, do parâmetro avaliado (Figura 16). Os resultados podem ser apresentados na forma de seções para diferentes profundidades ou na forma de mapas de profundidade.

Semelhanças entre o equipamento e os procedimentos de campo utilizados para levantamentos de eletrorresistividade e polarização induzida, contribuem significativamente para a execução de pesquisas combinadas dos métodos. Nestes casos, as medidas dos parâmetros físicos obtidas através da tomografia elétrica são feitas simultaneamente.

No desenvolvimento desta técnica, vários tipos de arranjos podem ser utilizados, tais como: Schlumberger, Wenner, gradiente e dipolo-dipolo, no entanto, para o trabalho

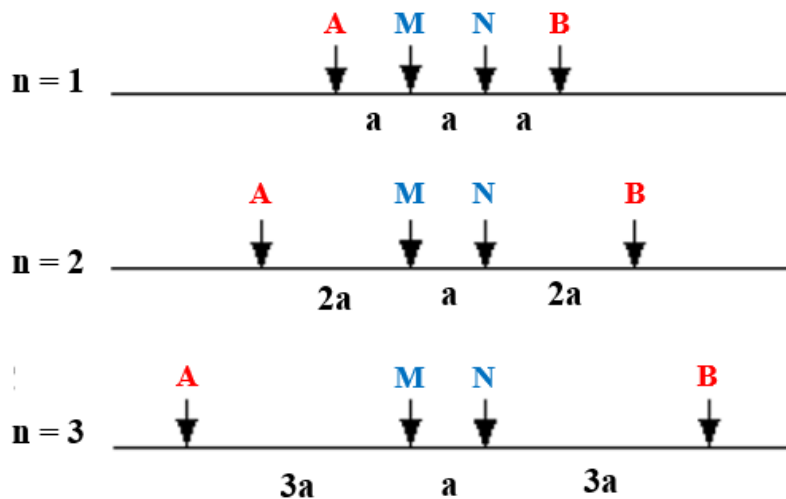
ora apresentado, foi utilizado o arranjo Schlumberger (Figura 17). Neste arranjo os eletrodos de corrente e de potencial apresentam um ponto médio comum, com expansão lateral apenas dos eletrodos de corrente, enquanto os eletrodos de potenciais permanecem fixos no centro do arranjo.

Figura 16: Procedimento da tomografia elétrica.



Fonte: Modificado de Musset & Khan (2000).

Figura 17: Configuração dos eletrodos no arranjo Schlumberger.



Fonte: Loke (2000).

As principais vantagens no uso deste arranjo estão relacionadas com a capacidade de realizar investigações a profundidades maiores (cerca de 10%), maior cobertura horizontal, além de permitir maior precisão nos dados obtidos, uma vez que as leituras estão menos sujeitas a ruídos indesejáveis (LOKE, 2000).

5.6 MÉTODOS ELÉTRICOS APLICADOS NA PROSPECÇÃO GEOFÍSICA DE DETALHE

O emprego de métodos elétricos, sobretudo resistividade e polarização induzida, para fins de pesquisa e prospecção mineral tem ganhado ainda mais destaque nos últimos anos, o que tem relação direta com um cenário em que a descoberta de depósitos por meio de métodos diretos, como prospecção geoquímica e detalhamento geológico, é cada vez mais difícil (MOON et al., 2006). As perspectivas atuais e futuras na prospecção mineral devem considerar depósitos mais profundos, encontrados principalmente por intermédio de técnicas exploratórias mais apuradas, cenário favorável ao uso de métodos geofísicos (MOON et al., 2006). Embasado nisso, uma série de trabalhos têm utilizado esses métodos com vista à identificação e detalhamento de depósitos profundos mineralizados em ouro, cobre, estanho, associados a sulfetos, como é o caso do presente trabalho, uma vez que eles apresentam assinatura geofísica passível de ser identificada.

Em Irvine & Smith (1990) são empregados vários métodos geofísicos, dentre os quais resistividade e cargabilidade, para avaliação das assinaturas geofísicas, e conseqüentemente a definição de zonas mineralizadas em diversos depósitos de ouro epitermais. No caso da mina de ouro McLaughlin nos Estados Unidos, por exemplo, a rocha encaixante é um serpentinito, caracterizado por carbonatação e argilização, além de andesitos e sedimentos silicificados e sericitizados, enquanto a zona mineralizada é constituída por quartzo, calcedônia e grande quantidade de pirita associada a ouro. Os resultados obtidos permitiram definir que áreas de elevada resistividade estão associadas a zonas de silicificação que envolve o minério, enquanto as zonas de alta cargabilidade correspondem a ocorrência de pirita associada ao corpo de minério.

Os resultados do estudo realizado por estes mesmos autores no prospecto de ouro epitermal Rhyolite Creek na Austrália, onde o minério ocorre hospedado em andesitos, dacitos e sedimentos vulcanoclásticos, indicaram uma área com altos valores de cargabilidade correlacionável a uma zona de baixa resistividade (inferiores a 10 Ω .m). Estes dados foram então correlacionados a veios mineralizados contidos em uma zona de *stockwork*.

A investigação de Locke *et al.* (1999) utiliza vários métodos geofísicos, dentre eles eletrorresistividade e polarização induzida. O intuito do estudo era a caracterização de um antigo sistema epitermal de baixa sulfetação de ouro, prata e mercúrio hospedado em arenitos carbonosos e siltitos na região de Puhipuhi, península norte da Nova Zelândia.

Os resultados obtidos através dos métodos resistividade e polarização induzida indicaram áreas de alta resistividade ($\geq 100 \Omega.m$), baixa resistividade ($\leq 10 \Omega.m$) e alta cargabilidade ($> 30 \text{ mS}$) os quais foram associados a zonas de silicificação, alteração argílica e mineralização sulfetada, respectivamente.

O estudo de Park *et al.* (2009) na mina de Yongjang, um depósito de Au-Ag localizado no extremo sul da península Coreana, utilizou o método da eletrorresistividade. As rochas encaixantes correspondem a xistos e arenitos, enquanto a mineralização consiste em vários veios de quartzo contendo quantidades significativas de ouro, prata e sulfetos. Os resultados derivados do método da eletrorresistividade foram bastante eficazes no delineamento das estruturas geológicas relacionadas aos veios de quartzo portadores de ouro. Estes aparecem como anomalias de baixa resistividade ($< 100 \Omega.m$), haja visto que quase toda a mineralização de ouro ocorre em áreas fraturadas associadas a falhas ou zonas de cisalhamento.

Em Darabi-Golestan *et al.* (2013) são utilizados os métodos da eletrorresistividade e a polarização induzida associado a dados litogeoquímicos para a identificação de zonas mineralizadas enriquecidas com sulfetos no depósito de Cu-Au tipo Pórfiro de Dalli-Northern Hill zonas no Irã. A rocha hospedeira consiste em um quartzo diorito porfirítico. Os resultados geofísicos permitiram a identificação de zonas caracterizadas por altos valores de cargabilidade ($\approx 70 \text{ mV/V}$) e baixos valores de resistividade ($\approx 10 \Omega.m$) possivelmente relacionado à maior concentração de minerais de sulfeto de Cu-Fe.

O trabalho de Gouet *et al.* (2013) emprega os métodos da eletrorresistividade e polarização induzida para identificação de canais de mineralização de ouro em uma área do Tindikala-Boutou, região leste de Camarões. A mineralização consiste em veio de quartzo contendo ouro e sulfetos metálicos, enquanto a rocha encaixante compreende granitos e granodioritos. Os resultados indicaram zonas com altos valores de cargabilidade ($>13 \text{ mV/V}$) e baixos valores de resistividade ($< 2.500 \Omega.m$), que foram definidos como zonas mineralizadas. Também foram identificadas zonas com altos valores de resistividade (superiores a $2.500 \Omega.m$), as quais foram definidas como rocha estéril.

Nos trabalhos de Cortês *et al.* (2016) foi utilizado o método da eletrorresistividade associado ao mapeamento geológico de superfície de uma área potencialmente mineralizada em sulfetos de cobre localizada no extremo norte da bacia do Camaquã, Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. A mineralização está alojada em metarenitos silicificados e intensamente fraturados, com abundante presença de malaquita e azurita

preenchendo os planos de fratura. Os resultados obtidos através do levantamento geofísico indicaram áreas de alta resistividade ($\geq 385 \Omega.m$) e baixa resistividade (com valores entre $5.85 \Omega.m$ a $21.9 \Omega.m$) que foram associadas a zonas de silicificação e mineralizações sulfetadas, respectivamente.

Em Moreira *et al.* (2016) são empregados os métodos da eletrorresistividade e polarização induzida para a definição de assinatura geofísica em filões de quartzo mineralizados em uma mina de ouro desativada, denominada Cerrito do Ouro, localizada em São Sepé, Rio Grande do Sul. Os filões mineralizados são caracterizados por associações de veios de quartzo com ouro e pequenas quantidades de óxidos de ferro, pirita e calcopirita, alojados em quartzitos. Através dos resultados foi possível caracterizar a zona mineralizada por valores de alta resistividade (superiores a $10.00\Omega.m$) e alta cargabilidade (acima $30mV/V$).

Em Kumar *et al.* (2017) foram aplicados os métodos da eletrorresistividade e polarização induzida com vista à demarcação de zona mineralizadas em ouro e sulfetos na região de Raigarh, Jashpur no estado de Chhattisgarh, na Índia central. A rocha hospedeira consiste em turmalinito-chert e metagabros, enquanto a mineralização ocorre como sulfetos disseminados nessas rochas. Os resultados mostraram zonas com baixa resistividade ($< 1.058 \Omega.m$) correlacionados a zonas de alta cargabilidade ($> 9,0 mV/V$), interpretadas como as zonas mineralizadas.

No estudo de Silva *et al.* (2018) foi utilizado o método da polarização induzida no estudo de uma ocorrência mineralizada em estanho associada com greisen. A mineralização ocorre como filões de quartzo associados a ouro, estanho e sulfetos alojados em rochas metavulcanossedimentares. Os resultados permitiram a identificação de zonas de alta cargabilidade, com valores superiores a $5.0 mV/V$, possivelmente relacionados a regiões de acumulação de sulfetos.

O contexto geológico de cada depósito é singular e fundamental para o estabelecimento da relação existente entre a resposta dos métodos utilizados e as zonas mineralizadas. Áreas distintas, mas com características similares em termos de paragênese da zona mineralizada podem apresentar respostas diferentes para os métodos elétricos aplicados. Em muitas pesquisas estas zonas podem estar relacionadas com intervalos de alta resistividade e cargabilidade, alta cargabilidade e baixa resistividade, mas também pode acontecer dos parâmetros não apresentarem correlação. No último caso, as características resistivas da mineralização e rocha encaixante podem apresentar intervalos semelhantes, o que torna o contraste sutil e a individualização bastante difícil.

6 AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DOS DADOS

Para garantir a eficiência na execução deste trabalho foi realizado uma sequência lógica de atividades divididas em duas etapas, a ser: Aquisição e Processamento. A etapa de aquisição dos dados teve início durante os trabalhos de campo realizados em janeiro de 2018 no município de São Sepé (RS), quando foram feitas as coletas de dados geofísicos e estruturais úteis ao desenvolvimento do trabalho ora apresentado. De posse desses dados, eles foram convenientemente processados e utilizados como base para a confecção de produtos gráficos capazes de permitir a correta interpretação geoeétrica e estrutural da área de estudo. As etapas supracitadas serão descritas detalhadamente a seguir:

6.1 AQUISIÇÃO DOS DADOS GEOFÍSICOS

As medidas dos parâmetros físicos resistividade e cargabilidade foram efetivadas através do resistímetro *Terrameter LS*, fabricado pela empresa sueca ABEM Instrument e cedido pelo Laboratório de Geofísica Aplicada do Departamento de Geologia Aplicada (DGA) da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho (UNESP), *campus* de Rio Claro (Figura 18).

Figura 18: Resistímetro Terrameter LS, usado para obtenção dos parâmetros físicos resistividade e cargabilidade.

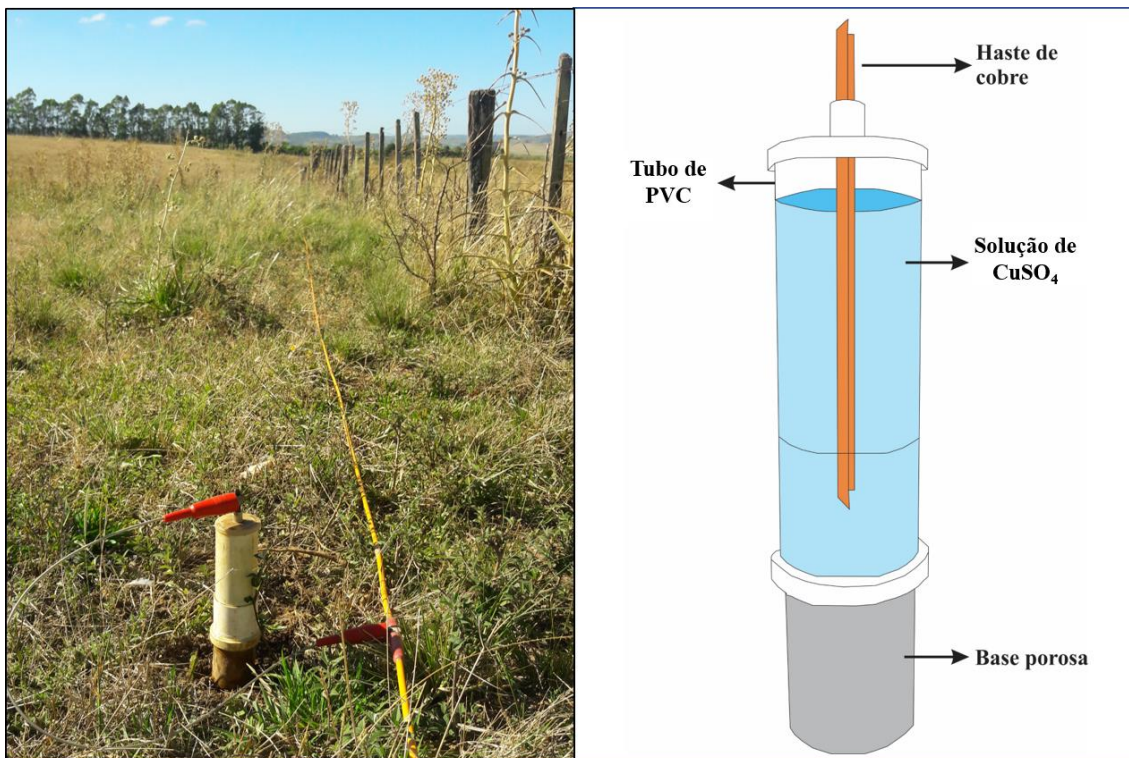


Fonte: Dados da pesquisa.

O equipamento consiste em um sistema de aquisição de dados de última geração, com 250W de potência, 4 a 12 canais de leitura, resolução de $1\ \mu\text{V}$ e corrente máxima de 2500 mA (ABEM, 2012), capaz de registrar automaticamente os dados de campo em memória interna, sob a forma de arquivo de extensão *dat.*, que podem ser acessados e retirados via entrada USB. Para o presente trabalho as configurações adotadas para o resistivímetro, definidas preliminarmente, foram de 1A de corrente com tempo de aquisição de 1,5 segundo, tempo de leitura após o corte de corrente de 0,3 segundo e leituras realizadas em duas janelas de tempo, cada um com 0,1 segundo.

Para a introdução de corrente elétrica, assim como medida do potencial elétrico artificial gerado, foram utilizados eletrodos não polarizáveis, uma estrutura que consiste em tubos de PVC, com uma haste de cobre no seu interior, base porosa de cerâmica, preenchidos por solução supersaturada de sulfato de cobre (CuSO_4) (Figura 19). Esta estrutura propicia a transferência de solução da interface entre o eletrodo não polarizável e o solo de forma lenta, com redução da resistência de contato.

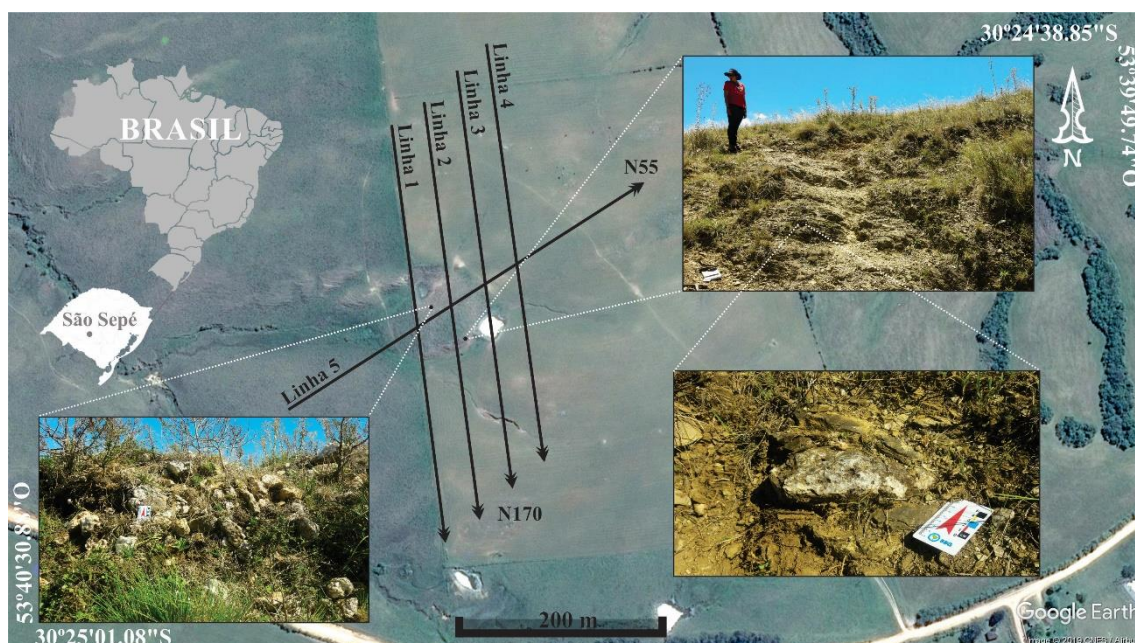
Figura 19: Exemplificação dos eletrodos não polarizáveis com seus respectivos componentes, que consistem em um tubo de PVC, haste de cobre no seu interior, base porosa, preenchidos por solução supersaturada de sulfato de cobre (CuSO_4).



Fonte: Dados da pesquisa.

O trabalho envolveu o levantamento de cinco linhas de tomografia elétrica com arranjo Schlumberger. Cada linha apresenta 400m de comprimento, com espaçamento entre os eletrodos de 10m (Figura 20). Esta configuração permitiu a leitura de 23 níveis de profundidade, com profundidades máximas estimadas em torno de 80m em sua porção central. As linhas de aquisição 1, 2, 3 e 4 foram posicionadas segundo a direção N170° e espaçadas em 40 m entre si, enquanto a linha 5 foi realizada segundo a direção N55°, de forma diagonal em relação às linhas anteriores. A disposição das linhas foi embasada em critérios estruturais com o objetivo de cruzar com as direções preferenciais de fraturamento da região.

Figura 20: Disposição das 5 linhas de tomografia elétrica, com centro do arranjo posicionado sobre a área estudada e, em detalhe, o afloramento de metarenito, que hospeda a possível mineralização, frequentemente cortado por veios de quartzo, e os blocos rolados de quartzo leitoso dispostos no centro das linhas.



Fonte: Elaborado pelo autor a partir de imagem do Google Earth Pro.

6.2 AQUISIÇÃO DOS DADOS ESTRUTURAIS

A aquisição dos dados estruturais para o presente trabalho considerou, a princípio, a identificação e extração dos lineamentos presentes na região estudada como base na metodologia estabelecida por Liu (1984), obtidos a partir de imagem SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), 1 ARC-SECOND de 30 m de resolução, disponível no site da USGS (<https://earthexplorer.usgs.gov/>). Foram, portanto, utilizados critérios expressos

nos elementos topográficos retilíneos do relevo, a exemplo de linhas ou segmentos de escarpas, alinhamentos de cristas, vales, trechos de rios ou lagos, linhas de costa alongadas, depressões alongadas etc. Além destes, também foram considerados feições lineares que separam terrenos com diferentes texturas e feições tonais lineares. Os elementos citados apresentam quase sempre forte controle estrutural, dessa forma, estruturas como fraturas ou zonas de fraturas, o que inclui falhas, zonas de falhas, zonas de cisalhamento e juntas, afetam diretamente, das mais variadas formas, a topografia ou as feições do terreno (LIU, 1984).

Durante os trabalhos de campo realizados em janeiro de 2018 no município de São Sepé – RS, também foram levantadas medidas de acamamento do litotipo pertencente ao Complexo Bossoroca que hospeda a possível mineralização da área estudada. Também foram incluídos dados estruturais de fraturamento levantados por Cortês (2015) em afloramentos de quartzitos também pertencentes ao Complexo Bossoroca e que afloram próximo à área. No total, foram realizadas 104 medidas estruturais de acamamento (Figura 21A) e 100 medidas de fraturamento (Figura 21B), ambas realizadas com auxílio de bússola tipo Brunton.

Figura 21: Levantamento estrutural de metarenitos (A) e quartzitos (B) do Complexo Bossoroca.



Fonte: A=Autoria própria (2019), B= Cortês (2015).

6.3 PROCESSAMENTO DOS DADOS

Os dados geofísicos obtidos através da tomografia elétrica, durante a fase de aquisição, são expressos em pseudoseções que caracterizam de maneira aproximada a disposição dos parâmetros físicos avaliados no meio investigado. Estes dados de resistividade e cargabilidade adquiridos em campo passaram por análise para verificação de possíveis erros, que quando presente, foram convenientemente corrigidos. Valores negativos referentes aos parâmetros avaliados identificados foram substituídos pela média aritmética de valores positivos vizinhos. Também foram adicionados a estes dados informações referentes à topografia de cada linha para evitar a distorção das seções geradas.

Para garantir a distribuição mais precisa das medidas dos parâmetros avaliados em subsuperfície é necessário que seja realizado o processamento desses dados em maior qualidade através de Modelos de Inversão. Para tanto, foi utilizado, a princípio, o Res2DInv, versão 3.53 (Geotomo Software), programa capaz de determinar automaticamente um modelo bidimensional de resistividade e cargabilidade, através de técnicas de modelagem numérica, para uma subsuperfície de onde foram adquiridos dados através de ensaios de tomografia elétrica (GRIFFITHS & BARKER, 1993).

O Res2DInv está embasado na utilização do algoritmo de mínimo quadrados com vínculo de suavidade (*smothless constrained least-square method*) que consiste na suavização e redução dos valores dos parâmetros avaliados tendo como base a maneira como foi definido na pseudoseção. O programa ajusta o parâmetro de interesse em vários blocos retangulares, cuja distribuição encontra-se vinculada à disposição dos pontos de dados das pseudoseções, o que em outras palavras quer dizer que o programa reconhece a subsuperfície como retângulos com valores constantes para o parâmetro investigado, com base no ajuste das medidas de campo (LOKE, 2010; 2003; DEGROOT-HEDLIN & CONSTABLE, 1990; LOKE & BAKER, 1996). O processamento destes dados é apresentado sob a forma de seções 2D de resistividade e cargabilidade em termos de distância por profundidade, com valores convertidos em escala gráfica em razão logarítmica e intervalos de valores em cores.

A plataforma Oasis Montaj (Geosoft) também foi utilizada no processamento dos dados geofísicos, com objetivo de elaborar modelos de visualização 3D embasados em mesma rotina de etapas básicas para interpolação adotadas na pesquisa e prospecção mineral. Para tanto, as seções 2D geradas através dos Res2DInv foram reunidas em único

arquivo, dispostos de forma sequencial e organizadas de acordo com a posição das leituras ao longo das linhas (variável “x”), espaçamento entre linhas (variável “y”), profundidade modelada pela inversão (variável “z”) e o valor de resistividade elétrica e cargabilidade (variável “R”). Posteriormente, estes dados foram lançados na plataforma e então interpolados com base no método da krigagem, seguido pela mínima curvatura para que fosse possível a suavização dos valores centrais em relação às extremidades. Além dos modelos 3D, também foram elaborados, a partir da plataforma Oasis Montaj, mapas referentes a diferentes níveis de profundidades, gerados com intervalos de 10m, a começar de 3m, que corresponde à profundidade mais superficial investigada, até 80m de profundidade, que corresponde à profundidade máxima alcançada. A plataforma Oasis Montaj (Geosoft) também permitiu a seleção de valores de cargabilidade que delimitavam feições marcantes para a elaboração de modelos de isosuperfícies que indicam a geometria tridimensional dos alvos de interesse.

O processamento dos dados estruturais de acamamento e fraturas obtidos em campo, por outro lado, foi realizado através do *software* Openstereo, que permitiu a geração de estereogramas. Com relação aos dados estruturais referentes ao mapa de lineamento, houve, a princípio, o processamento da imagem através do *software* Global Mapper, versão 12.0, com vista à redefinição de paleta de cores, para que dessa forma fosse possível melhorar a visualização dos elementos do relevo. Posterior a isto, esta imagem foi exportada como *Imagem Raster* e aberta no QGis, versão 2.18.26, para que fossem traçados os lineamentos. De posse dos lineamentos, estes tiveram seu shape exportado para o AutoCAD, versão 2018, onde, com base em rotina disponível no laboratório de Estudos Tectônicos e Estruturais da Unespetro (Centro de Geociências Aplicada ao Petróleo), foram gerados diagramas de roseta (frequência e comprimento acumulado) de 180° com ângulo das classes de 10°.

7 RESULTADOS E DISCUSSÕES

O presente capítulo compreende a exposição e interpretação dos resultados obtidos, expostos em dois subcapítulos, a ser: resultados estruturais e resultados geofísicos. O primeiro consiste na análise dos dados obtidos através do levantamento estrutural a nível semi-regional e local. O segundo, por sua vez, consiste na identificação de zonas ou intervalos com valores anômalos de resistividade e cargabilidade, existentes nos limites da área potencialmente mineralizada em ouro estudada e obtidos a partir dos métodos indutivos da eletrorresistividade e da polarização induzida.

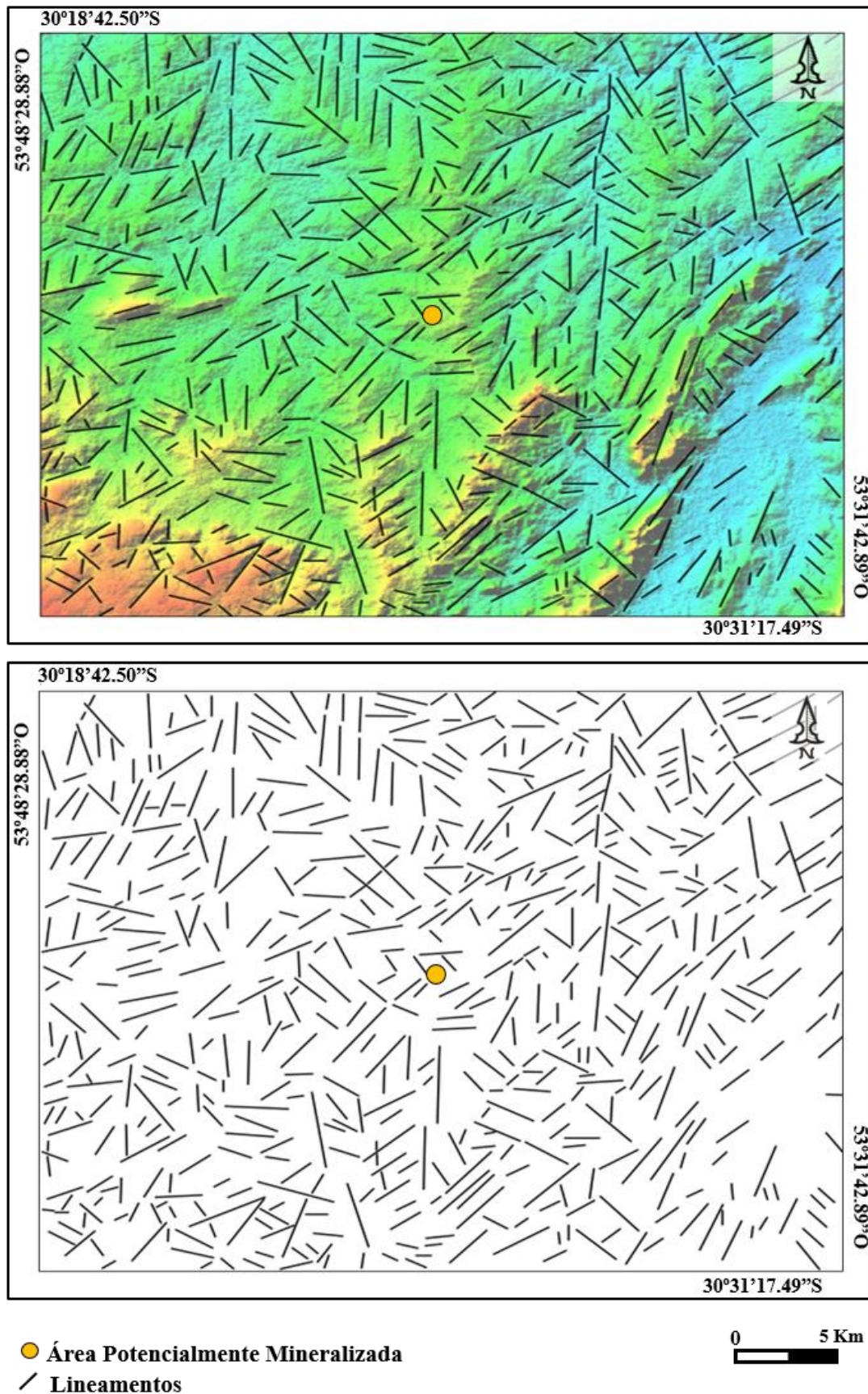
Os resultados obtidos através do levantamento estrutural serão apresentados na forma de mapa de lineamentos, diagramas de roseta e estereogramas, enquanto os resultados obtidos a partir das seções de resistividade e cargabilidade serão apresentados na forma de modelos de inversão 2D, modelos de visualização 3D, mapas de profundidade e modelos de isovalores.

7.1 RESULTADOS ESTRUTURAIIS

A região estudada apresenta grande quantidade de feições lineares expressos na topografia, os quais foram identificados e utilizados como base para composição de mapa onde é possível observar a distribuição dos principais *trends* em termos de direções e tamanhos (Figura 22). Estas informações permitem observações valiosas ao conhecimento geológico, uma vez que constituem ferramenta muito útil para investigação e análise estrutural a nível regional (LIU, 1984). No contexto do trabalho ora apresentado, a análise estrutural auxiliará no estabelecimento dos principais padrões estruturais, para que dessa forma seja possível correlacionar a estruturação local com os padrões associados a mineralizações auríferas estabelecidos pelos principais trabalhos realizados na região.

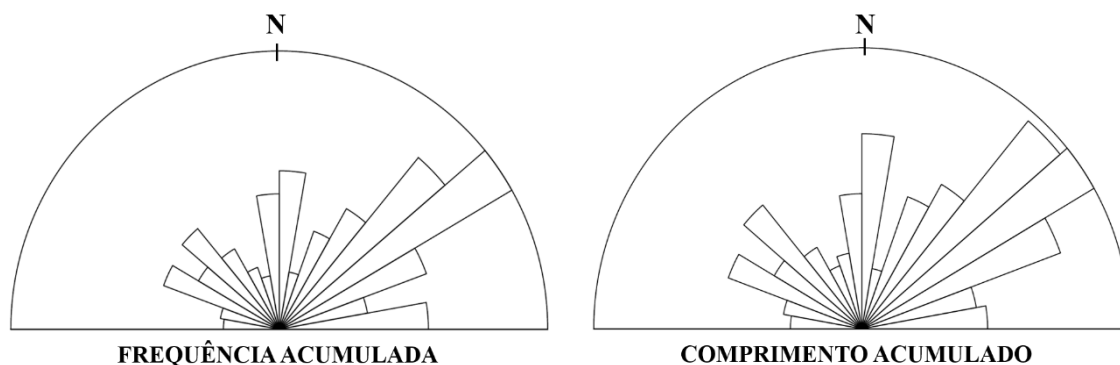
Os principais *trends* apresentados pelos lineamentos traçados no mapa apresentado abaixo foram dispostos em diagramas de roseta de frequência acumulada e de comprimento acumulado (Figura 23) de forma a facilitar o entendimento do padrão estrutural semi-regional apresentado pela área. A análise do Diagrama de Frequência Acumulada permitiu verificar forte predomínio na direção NE-SW. Além destes, também ocorrem lineamentos segundo as direções NW-SE, N-S e E-W.

Figura 22: Mapa de Lineamentos da área de estudo, com indicação da área de estudo.



Fonte: Dados da pesquisa.

Figura 23: Diagrama de roseta da Frequência Acumulada e Comprimento Acumulado dos principais *trends* estruturais da área estudada.



Fonte: Dados da pesquisa.

A análise do Diagrama de Comprimento Acumulado, por sua vez, permitiu averiguar que os lineamentos de maior comprimento também ocorrem principalmente segundo a direção NE-SW da área estudada, apesar de também ocorrerem lineamentos segundo as direções N-S e NW-SE.

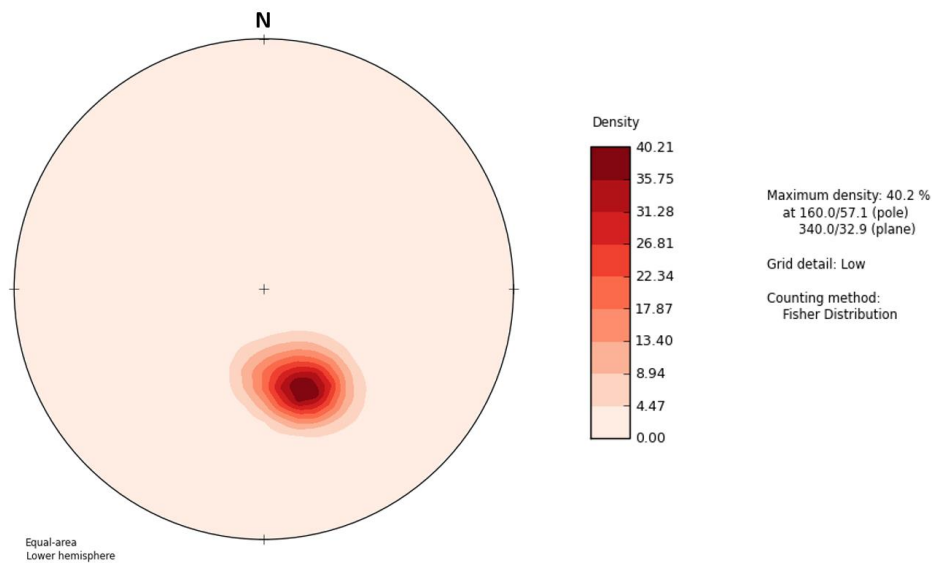
A análise estrutural local visou a identificação de relação direta ou indireta com o padrão estrutural regional e, conseqüentemente, com a possível mineralização de ouro da área estudada. Em campo foi verificado que o metarenito, rocha que hospeda a mineralização, é frequentemente cortada por veios de quartzo paralelos à foliação. Diante disso, foram coletadas medidas do acamamento apresentado por estas rochas, uma vez que estas estruturas também podem representar estruturas de canalização que direcionam soluções mineralizantes aos locais de deposição. De forma geral, os dados de acamamento do metarenito da área indicam orientação preferencial segundo a direção NE-SW e mergulho para NW, com predominância dos ângulos de mergulho entre 30° a 40°, como é possível observar no estereograma da Figura 24.

Com relação aos dados de fraturamento extraídos de quartzitos do Complexo Bossoroca que afloram nas proximidades da área estudada, suas principais famílias de fraturas apresentam orientação preferencial segundo as direções NE-SW a ENE-WSW e NW-SE a NNW-SSE, todas subverticais a verticais com variação de mergulho entre 75° a 90° (Figura 25). Em menor proporção, fraturas com direção N-S também ocorrem, com mergulho para 70°. Estas estruturas representam os principais caminhos de canalização que direcionaram as soluções para os locais de deposição.

O levantamento estrutural semi-regional e local para a região estudada permitiram a definição das principais direções e, conseqüentemente, o estabelecimentos do padrão estrutural apresentado pela área. Os dados obtidos em escala semi-regional são

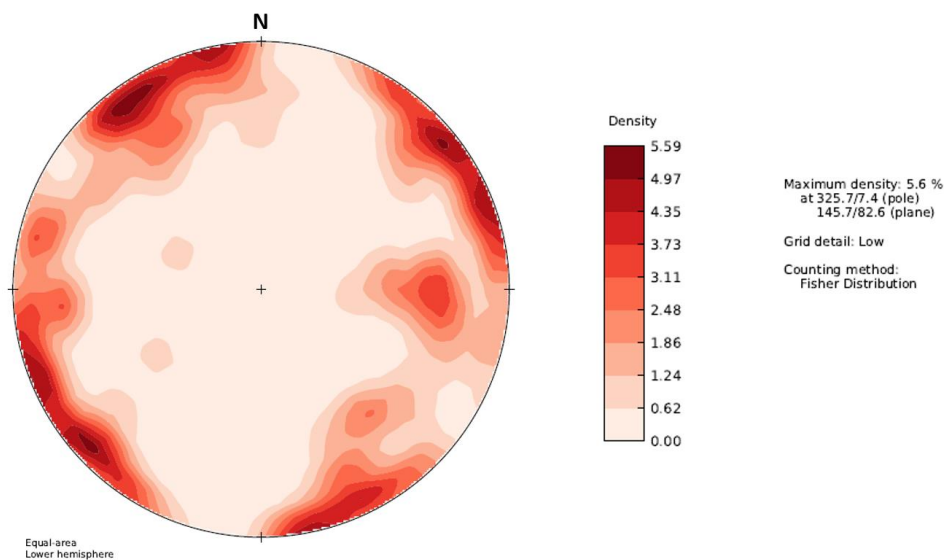
correlacionáveis com os dados obtidos a nível local, o que constitui um indício de preferência comum para fluidos mineralizantes no que concerne ao direcionamento dos mesmos para os locais de deposição. Assim, as direções NE-SW e NW-SE, e em menor proporção, as direções N-S, configuraram importantes *trends* para a geração de zonas mineralizadas.

Figura 24: Estereograma dos planos de acamamento dos metarenitos pertencentes ao Complexo Bossoroca.



Fonte: Dados da pesquisa.

Figura 25: Estereograma dos planos de fraturamento dos quartzitos pertencentes ao Complexo Bossoroca.



Fonte: Cortês (2015).

Os principais trabalhos realizados na área (i.g. REMUS, 1999; CPRM 1995; 2000), sugerem forte controle estrutural segundo as direções NE-SW e NW-SE para mineralizações de ouro que ocorrem na região, o que bate com o levantamento estrutural realizado neste trabalho. Dessa forma, fluidos mineralizantes de origem profunda ascenderam verticalmente e lateralmente através de estruturas de canalização, definidas por regiões de fraturas e limites entre camadas, segundo as orientações supracitadas, e podem ter originado as possíveis mineralizações da área estudada.

7.2 RESULTADOS GEOFÍSICOS

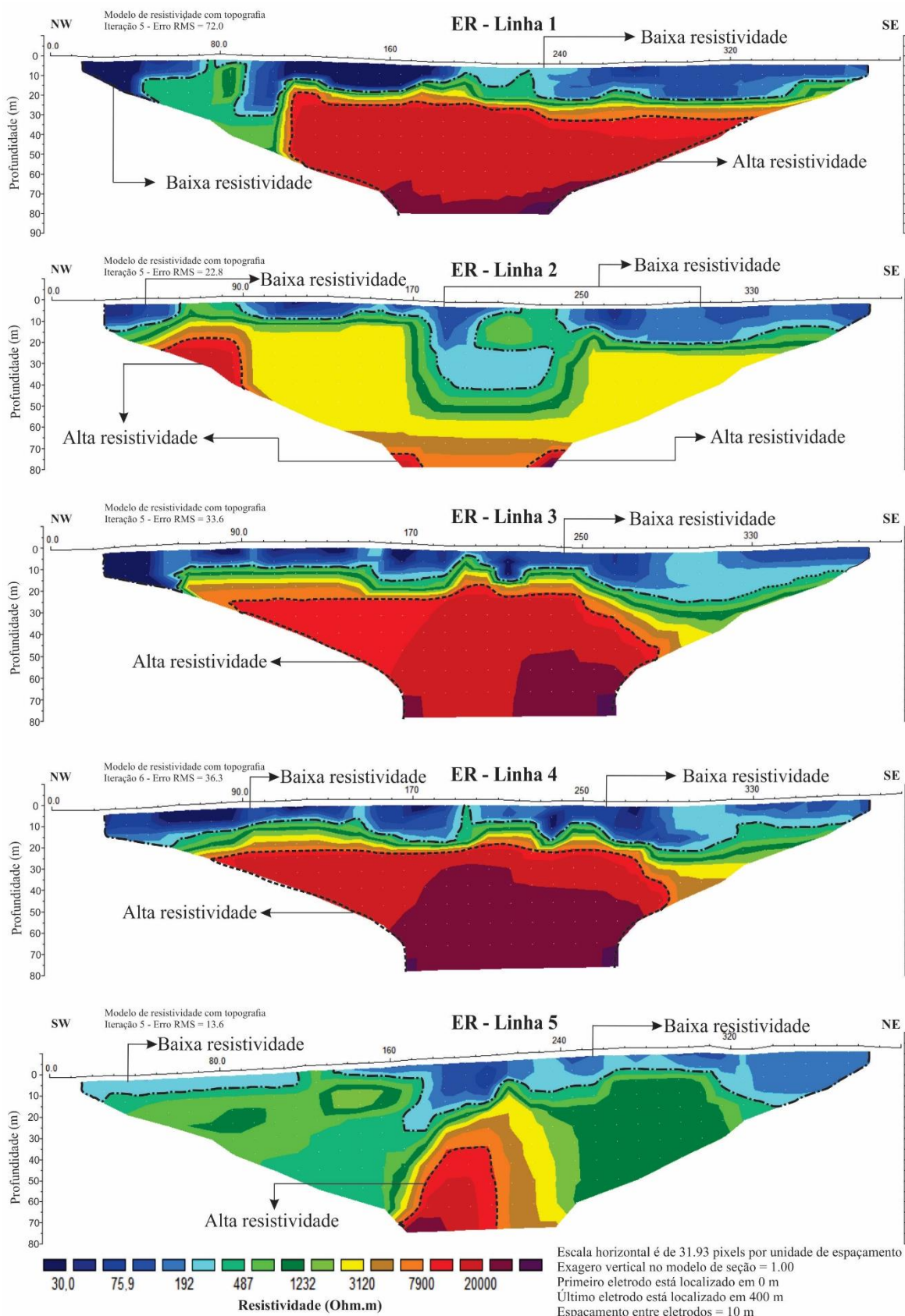
7.2.1 Modelos de Inversão 2D

Como forma de garantir uma análise que permita a comparação entre os modelos de inversão e o estabelecimento da distribuição lateral e em profundidade das zonas de interesse, os modelos de inversão 2D foram uniformizados em escala única de paleta de cores e respectiva escala de valores encontrados a partir do processamento dos dados de campo. Com base nisto, fica estabelecido que nestes produtos gráficos as cores de tonalidades quentes representam zonas ou intervalos de alta resistividade e cargabilidade, enquanto as cores de tonalidades frias representam zonas de baixa resistividade e cargabilidade.

7.2.1.1 Método da Eletrorresistividade

Os produtos gráficos referentes aos modelos de inversão 2D gerados a partir do levantamento geofísico para o método da Eletrorresistividade exibem valores que variam entre 30 Ω .m a 20000 Ω .m (Figura 26). As seções apresentam preeminência de valores menos resistivos, entre 30 Ω .m a 487 Ω .m nas porções mais superficiais, o que foi realçada nas mesmas. Estes valores comumente ocorrem até profundidades de 15 a 20m, ou mesmo 30m em algumas porções e podem estar relacionados com o manto de intemperismo, regiões naturalmente mais alteradas por estarem mais propensas à atuação de agentes intempéricos que agem no sentido de modificar as características originais das rochas. Dentro deste intervalo geoeletrico menos resistivo, ocorrem regiões um pouco mais alteradas ou mais preservadas que outras, o que culminou na distribuição de regiões com tons, dentro da faixa das cores frias, mais claras e mais escuras.

Figura 26: Modelos de inversão 2D de resistividade elétrica da área de estudo.



Fonte: Dados da pesquisa.

A partir da profundidade de 20m, até onde ocorre a zona geométrica menos resistiva, há predomínio de valores entre 1232 $\Omega.m$ a 20000 $\Omega.m$ em todas as seções. Estes valores de maior resistividade estão realçados nas seções e atingem a profundidade final investigada (80m), e consiste em uma zona geométrica bastante expressiva, pois ocupa maior área em todas as seções, com exceção da seção 5. Estes valores podem estar relacionados com porções rochosas mais preservadas por estarem menos expostas a agentes intempéricos, o que condiciona a conservação de suas características originais, naturalmente mais resistiva. Diferente da zona geométrica menos resistiva, esta zona apresenta maior homogeneidade das tonalidades referentes às cores quentes, o que pode ser um indício da preservação das características originais da rocha a maiores níveis de profundidade.

De maneira geral, as seções apresentam predomínio de menores valores de resistividade nas porções mais próximas da superfície e aumento gradativo deles com o aumento da profundidade investigada. Para ambos os casos, com exceção da seção 5, as zonas geométricas mais e menos resistivas apresentam como característica comum a horizontalidade na distribuição do parâmetro avaliado.

Somado a isto, em todas as 5 seções, dentro do intervalo geométrico menos resistivo, é possível verificar o predomínio de anomalias semicirculares a elípticas, que correspondem aos menores valores de resistividade das seções. Estas anomalias ocorrem nos primeiros 5 a 10m investigados, são representados pela cor azul escura e apresentam valores que variam entre 30 $\Omega.m$ a 76 $\Omega.m$. As seções 1, 3 e 4 apresentam essa característica de forma mais expressiva, enquanto nas seções 2 e 5 essa característica ocorre de forma um pouco menos acentuada. Estas anomalias representam as regiões mais alteradas do intervalo geométrico menos resistivo.

Para o caso das zonas mais resistivas, existe o predomínio de valores mais altos ocorrerem no centro da seção e a profundidades máximas investigadas. Esta configuração, representada pela cor vermelha e roxa e realçada nos modelos 2D, apresenta valores iguais ou que superam 20000 $\Omega.m$. Nas seções 3 e 4 essa configuração é mais expressiva, enquanto nas seções 1 e 5 essa configuração ocorre com menor expressão, limitada às regiões finais centrais das suas respectivas seções. Da mesma forma que nas duas seções anteriores, na seção 2 também ocorre menor expressividade da configuração citada, embora, para este caso, estas zonas são limitadas a duas pequenas regiões que ocorrem nas extremidades finais da seção.

Valores intermediários de resistividade ocorrem comumente nas regiões de transição das zonas geométricas anteriormente descritas, representados por tons de azul claro, verde, amarelo e laranja, com valores de resistividade que variam entre 200 $\Omega.m$ e inferiores a 20000 $\Omega.m$

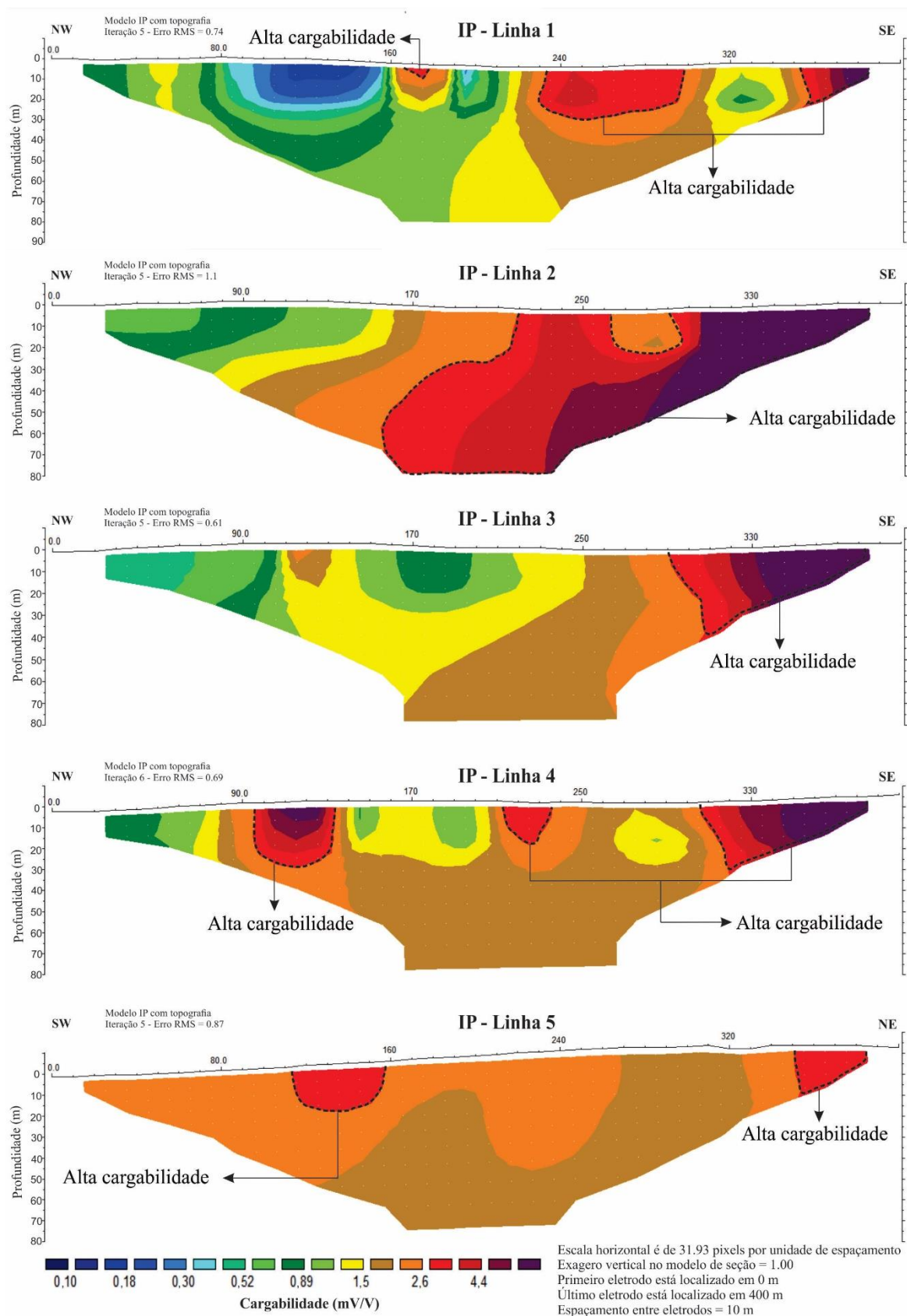
A configuração apresentada pelos modelos de inversão 2D de resistividade é de resistência menor nas porções mais superficiais e aumento gradativo à medida que aumenta a profundidade investigada, havendo, de forma geral, um padrão horizontal para esta configuração. Esta resposta pode ser análoga ao padrão apresentado por regiões onde afloram único litotipo rochoso, sem muitas variações litológicas em profundidade, assim como lateralmente. Por conta disso, os resultados mostram natural tendência de aumento de resistividade à medida que aumenta a profundidade investigada, esperado quando consideramos que regiões mais superficiais estão mais susceptíveis a alterações que modificam suas características de formação, provavelmente relacionadas à existência de solos, saprolito e graus variáveis de saturação pela presença de aquífero livre.

Com base nos dados de resistividade não foi possível realizar correlação com possíveis filões de quartzo mineralizados, e conseqüentemente definir zonas potenciais. Este fator pode estar associado com as similaridades das propriedades elétricas da rocha encaixante e dos filões, haja visto que uma vez que eles apresentam resistividades parecidas, não há contraste dessa propriedade física passível de ser individualizada nas seções.

7.2.1.2 Método da Polarização Induzida

Os produtos gráficos referentes aos modelos de Inversão 2D gerados a partir do levantamento geofísico de Polarização Induzida exibem valores que podem variar entre 0,10 mv/V a superiores a 4,4 mv/V (Figura 27). Nas seções 1, 2, 3 e 4, de forma geral, há predomínio de menores valores de cargabilidade nas porções noroestes das mesmas e que variam entre 0,10 mv/V a 2,6 mv/V. Estes valores ocorrem desde regiões mais superficiais, a partir de 3m de profundidade, até máxima profundidade investigada, a ser 80m. Para o caso da 5 seção, os menores valores de cargabilidade variam entre superiores a 1,5 mv/V, sem ultrapassar 2,6 mv/V. Estes, por sua vez, são bastante expressivos e ocorrem, assim como nas seções anteriores, desde regiões mais superficiais até a profundidade máxima investigada.

Figura 27: Modelos de Inversão 2D de cargabilidade da área de estudo.



Fonte: Dados da pesquisa.

Valores pouco expressivos de cargabilidade estão possivelmente relacionados com materiais geológicos com pouca capacidade de carga, fato diretamente relacionado com predomínio de silicatos, seja na matriz da rocha ou de seus produtos de alteração. Estas regiões são, portanto, pouco interessantes para o objetivo do trabalho ora apresentado.

As regiões que apresentam maiores valores de cargabilidade, realçadas nos modelos 2D, apresentam valores iguais ou superiores a 4,4 mv/V. As seções 1, 2, 3 e 4, possuem como característica comum a presença dessas zonas de alta cargabilidade a sudeste da área investigada, mais precisamente no fim das seções. Além dessas zonas, também ocorrem isoladamente ao longo de outras porções das seções 1 e 4 anomalias semicirculares de tamanhos variados que também apresentam altos valores de cargabilidade. Na seção 5, as maiores valores de cargabilidade ocorrem em duas regiões ao longo da mesma, sendo a primeira representado por uma anomalia semicircular, enquanto a segunda região compreende uma anomalia menor que ocorre no extremo nordeste da seção.

Estes valores de alta cargabilidade apresentados por todas as seções representam zonas de interesse para o trabalho, uma vez que podem indicar regiões relacionadas a materiais geológicos com capacidade de carga, o que tem relação direta com presença de minerais capazes de se comportarem dessa forma, neste caso, sulfetos presentes na zona mineralizada, nos quais o ouro está associado.

A seção 1 apresenta 3 zonas de interesse, cujos valores de cargabilidade foram mais altos em relação ao *background* da seção levantada. A primeira zona compreende uma pequena anomalia de forma semicircular que ocorre entre as posições 165m a 180m, aparece desde porções mais superficiais e se estende até profundidade de cerca de 8m. A segunda zona corresponde a uma anomalia semicircular mais expressiva encontrada entre as posições 233m a 300m e que também aparece desde porções mais superficiais e alcança profundidade de 25m. A última zona é definida por uma pequena região no extremo sudeste, onde são encontrados os maiores valores de cargabilidade. Esta última zona surge desde a posição 355m até o final da seção, ocorre desde porções mais superficiais com alcance máximo em torno de 15 m de profundidade, além de também apresentar provável continuidade lateral a sudeste.

Na seção 2 foi verificado a presença de apenas uma zona de alta cargabilidade, que apesar de ser a única, corresponde à zona mais expressiva dentre todas as seções levantadas. Esta zona ocorre na porção sudeste da seção, surge a partir de 220m e se

estende até o final dela, embora haja uma quebra desse padrão ao longo das posições 260 a 290m, onde ocorre uma anomalia circular com valores de cargabilidade mais baixos. Esta zona anomala se estende até a profundidade máxima investigada e também apresenta visível continuidade lateral para sudeste.

A seção 3, assim como a seção anterior, apresenta apenas uma zona de alta cargabilidade, que da mesma forma que a anterior também ocorre a sudeste da seção, no seu extremo final. Esta zona ocorre desde a posição 290m até o final da seção e surge desde porções mais superficiais até a profundidade de cerca de 40m, com continuidade lateral para sudeste também.

Na seção 4 foram encontrados 3 anomalias que apresentam altos valores de cargabilidade. A primeira zona compreende uma anomalia semicircular que aparece entre as posições 95m a 135m, ocorre desde porções mais superficiais até 30m de profundidade. A segunda zona apresenta menor expressão que a anterior, mas também compreende uma anomalia semicircular, que neste caso, ocorre entre as posições 210m a 235m, com profundidade máxima de cerca de 18m. A terceira zona ocorre ao longo da extremidade sudeste, apresenta os maiores valores de cargabilidade de toda a seção, até a profundidade de 25m e possui provável continuidade lateral. .

Na seção 5 foram encontrados duas anomalias com valores de cargabilidade mais elevadas, quando comparadas ao *background* encontrado ao longo de toda a seção. A primeira zona corresponde a uma anomalia semicircular que ocorre entre as posições 110m a 160m e alcança profundidade máxima de cerca de 20m, enquanto a segunda ocorre no extremo nordeste como uma pequena anomalia com provável continuidade lateral e com profundidade máxima de cerca de 20m também.

A configuração apresentada pelos modelos de inversão 2D de cargabilidade permitiu a definição de zonas potencialmente sulfetadas, cujos valores de cargabilidade foram altos em relação ao *background* apresentado em cada seção. Dentro deste quadro, as regiões que apresentaram maiores valores de cargabilidade ocorrem nos extremos sudeste das seções 1, 2, 3 e 4, e apresentam como característica comum, além dos altos valores de cargabilidade, a sua provável continuidade lateral, fato que também ocorre com a zona de interesse encontrada a nordeste da seção 5. Outro fato interessante visto nas seções levantadas é que as anomalias de interesse ocorrem subaflorentes, a partir da profundidade de cerca de 3m.

A magnitude apresentada pelos valores de cargabilidade tem relação direta com a presença de sulfetos metálicos nas rochas, haja visto que estes minerais quando presentes

nas mesmas acumulam cargas durante a passagem de corrente elétrica (polarização eletrônica). O fato desses minerais estarem disseminados na rocha é outro fator importante nesse processo, já que isto torna propício uma maior superfície disponível para troca iônica-eletrônica, comparado a maciços.

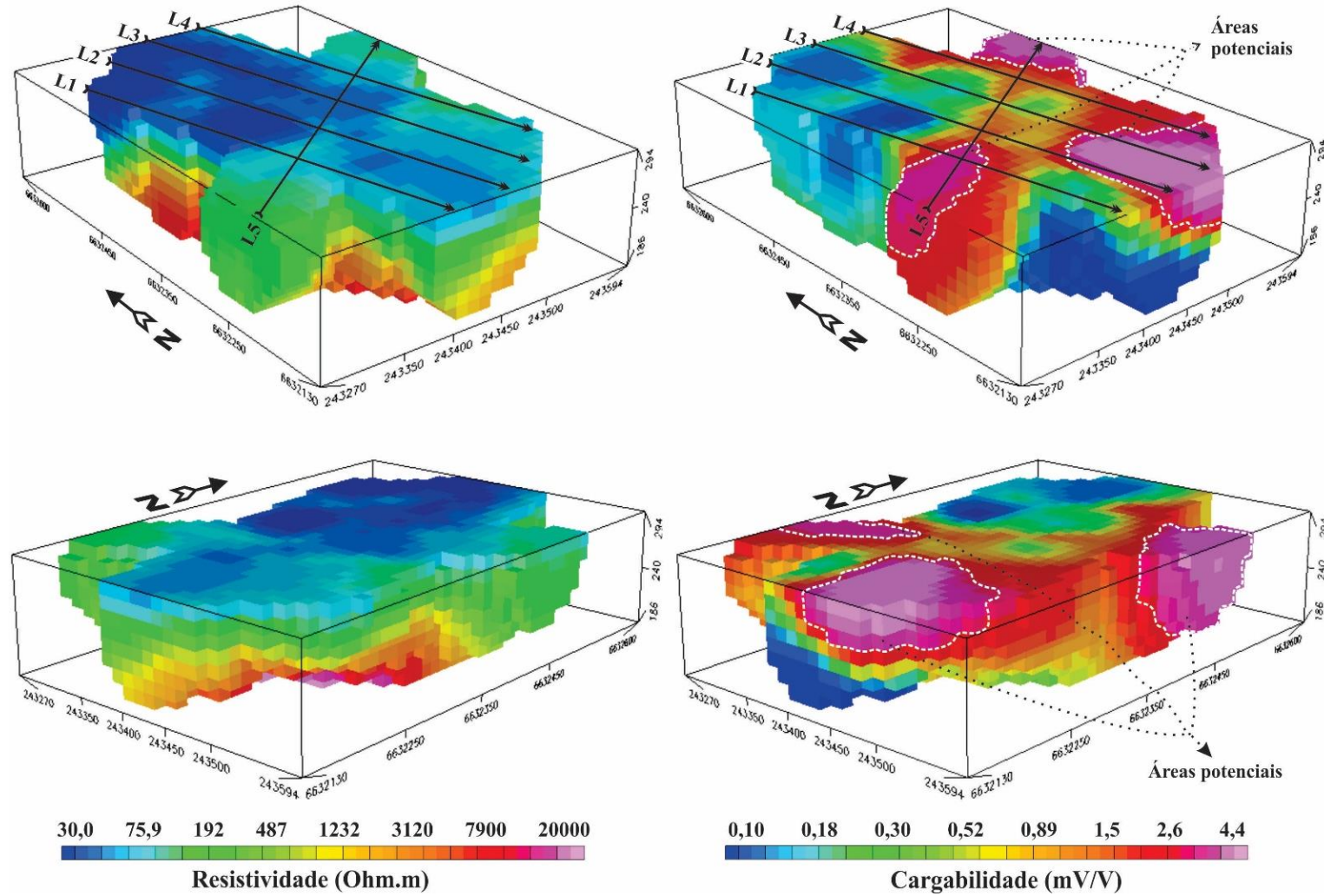
7.2.2 Modelos de Visualização 3D

Os modelos de visualização 3D foram elaborados a partir da interpolação das 5 seções obtidas através dos métodos geofísicos utilizados, com objetivo de permitir a análise tridimensional dos parâmetros físicos avaliados e com isso definir a arquitetura do possível depósito (Figura 28). Estes modelos apresentam a mesma escala que os produtos de inversão 2D, onde as cores de tonalidades quentes representam zonas ou intervalos de alta resistividade e cargabilidade, enquanto as cores de tonalidades frias representam zonas de baixa resistividade e cargabilidade.

O modelo 3D referente ao levantamento geofísico de Eletrorresistividade permitiu a visualização mais clara da tendência gradativa de aumento da resistividade à medida que aumenta a profundidade investigada. Com base no modelo gerado, é possível verificar regiões mais superficiais com valores mais baixos para a variável, enquanto em regiões mais profundas os valores de resistividade são maiores, o que corrobora com a hipótese levantada com base nos modelos 2D de que não houve contraste entre a possível zona mineralizada e a rocha encaixante.

O modelo de visualização 3D elaborado para o levantamento geofísico referente ao método da Polarização Induzida, por outro lado, permitiu a visualização e individualização de três áreas com alta cargabilidade que contrastam em relação ao *background* da área ao apresentarem valores iguais ou que superam 4,4 mV/V. Estas regiões, realçados nos modelos, estão localizadas em zonas a leste, sudoeste e sul da área, aparecem desde a profundidade de 3m, a partir de onde se estendem a diferentes níveis de profundidade. A zona anômala encontrada a sul coincide com os maiores valores de cargabilidade encontrados ao longo das seções 1, 2, 3 e 4, enquanto a zona a sudoeste coincide com as regiões de alta cargabilidade encontradas a sudeste da seção 1 e no centro da seção 5 e a zona a sudoeste, por fim, coincide com a anomalia encontrada a nordeste da seção 5.

Figura 28: Modelos 3D referentes aos parâmetros resistividade (esquerda) e cargabilidade (direita).



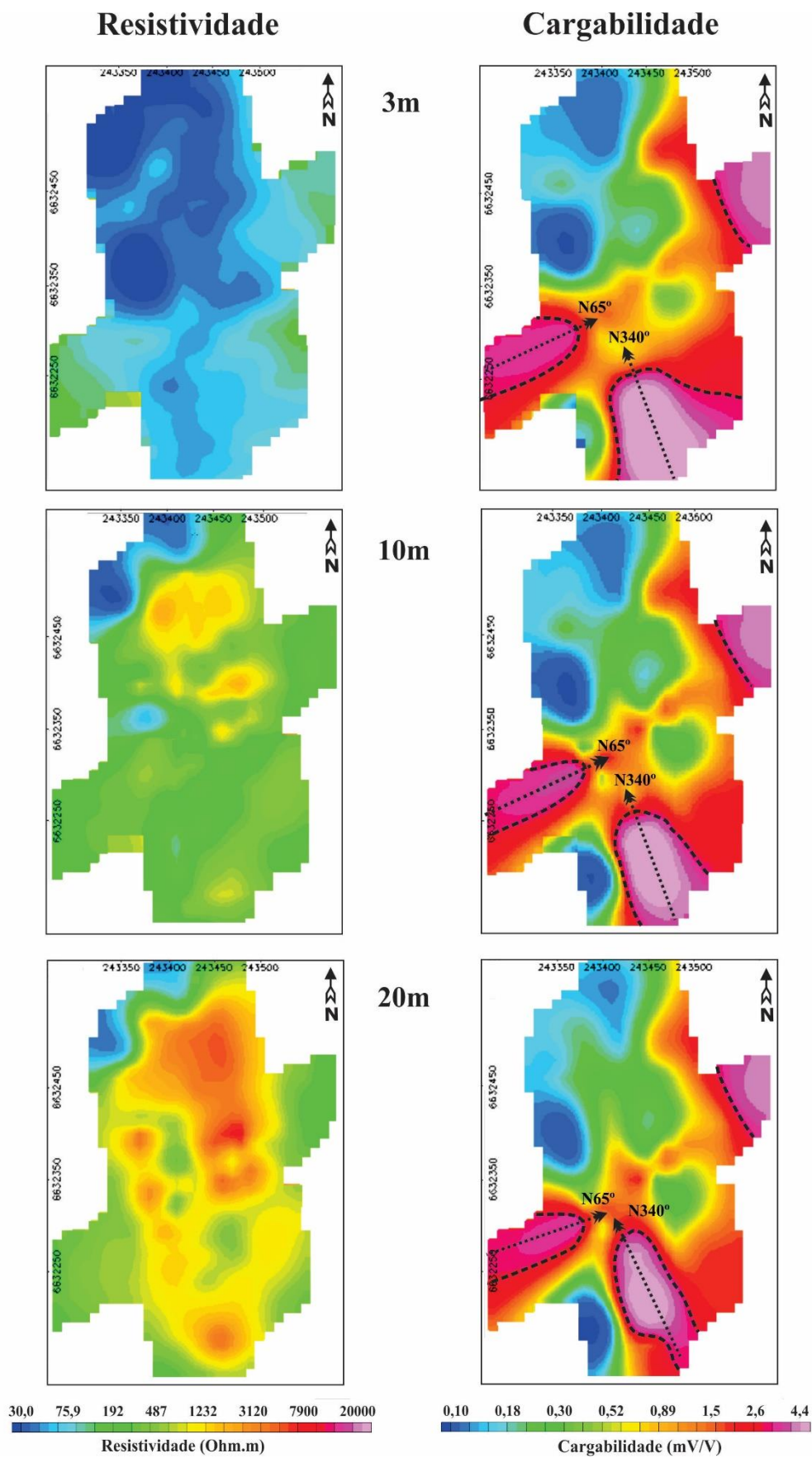
Fonte: Dados da pesquisa.

Como forma de garantir melhor interpretação da resposta dos parâmetros físicos analisados para a área de estudo, foram gerados, a partir dos modelos de visualização 3D, mapas referentes a diferentes níveis de profundidades alcançadas pelo levantamento geofísico. Os mapas foram gerados com intervalos de 10 metros, o que permitiu a formulação de 9 mapas que representam as profundidades de 3m (primeiro nível de profundidade investigado), 10m, 20m, 30m, 40m, 50m, 60m, 70m e 80m (último nível de profundidade investigado). Como esses produtos foram elaborados a partir dos modelos de visualização 3D, eles apresentam mesma escala de cores e valores que a dos produtos 2D. A análise conjunta desses produtos também auxilia na verificação de eventuais relações entre os valores de resistividade e cargabilidade.

Para a variável resistividade a região mais superficial investigada (3m), apresenta domínio de baixos valores, que ocorrem em quase totalidade do mapa e variam entre 30 Ω .m a 192 Ω .m (Figura 29). A partir de 10m de profundidade, no entanto, predominam valores medianos, entre 192 Ω .m a 487 Ω .m, mas também ocorrem valores baixos, no extremo noroeste do mapa, e também começam a aparecer valores altos de resistividade, que podem superar 1232 Ω .m. Com 20m de profundidade, por outro lado, predominam valores elevados de resistividade, entre 1232 Ω .m a 7900 Ω .m, mas também ocorrem valores baixos a medianos, entre 30 Ω .m a 487 Ω .m, principalmente nos extremos noroeste, sudoeste e leste do mapa.

Para a variável cargabilidade, foi verificado que os primeiros três mapas, equivalentes aos 3 primeiros níveis investigados, apresentam semelhanças em relação aos valores de cargabilidade encontrados (Figura 29). Diante disso, valores altos de cargabilidade, iguais ou superiores a 4,4 mv/V, realçados nos mapas, ocorrem à leste, sudoeste e sul da área, enquanto menores valores ocorrem nos extremos noroeste e sudoeste (menores que 2,6 mv/V). Somado a isto, é perceptível que essas zonas de alta cargabilidade que surgem desde 3m de profundidade tendem a diminuir suas dimensões à medida que aumenta a profundidade investigada. Além disso, para o caso das zonas de alta cargabilidade a sudoeste e sul, é nítido um controle estrutural segundo as direções azimutais N65° e N340°, respectivamente. Para o caso da zona anômala a leste, não foi possível verificar um padrão estrutural, mesmo porque a zona foi estabelecida com base em uma única anomalia presente na seção 5, enquanto as zonas anômalas a sudoeste e sul foram definidas com base na interpolação de anomalias presentes nas seções 1 e 5 e 1, 2, 3 e 4, respectivamente.

Figura 29: Mapas multiníveis para as variáveis resistividade (esquerda) e cargabilidade (direita), gerados a partir dos blocos 3D, para as profundidades de 3m, 10m e 20m.



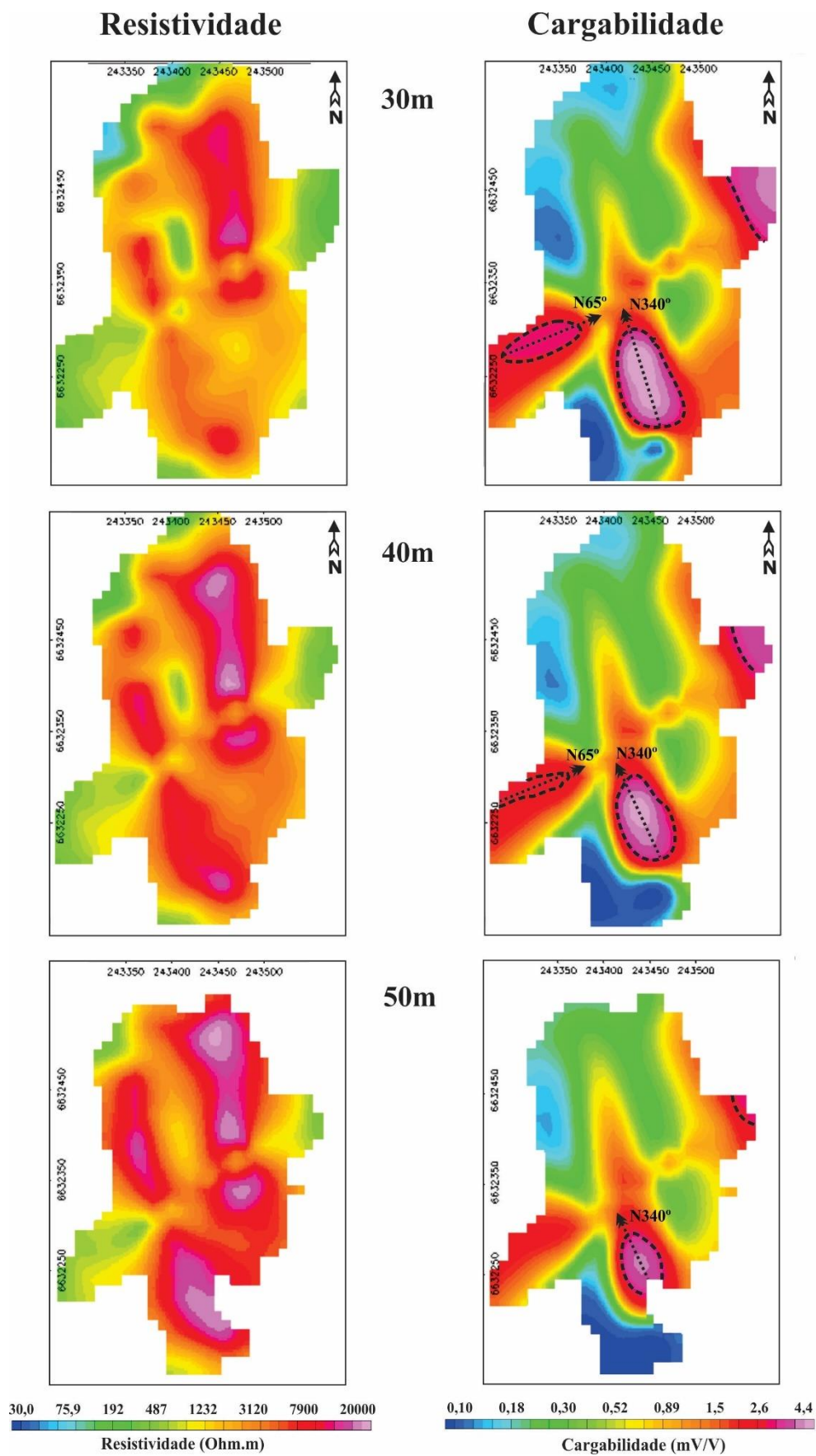
Fonte: Dados da pesquisa.

A variável resistividade nos próximos três níveis analisados (entre 30m a 50m), apresenta predominantemente valores mais elevados para o parâmetro avaliado, o que evidencia a tendência progressiva de aumento da resistividade à medida que a profundidade investigada aumenta (Figura 30). Nestes três mapas, ocorrem valores de resistividade que superam 20000 $\Omega.m$, principalmente em regiões localizadas no centro norte e a sul deles. Valores baixos a intermediários (entre 192 $\Omega.m$ a 487 $\Omega.m$), apesar de serem menos expressivos, também ocorrem, mas limitados às regiões leste e sudoeste dos mapas.

Para o caso da variável cargabilidade, o comportamento verificado nos três primeiros mapas perdura, sendo assim, os valores mais altos de cargabilidade, iguais ou superiores a 4,4 mv/V, ocorrem limitados a zonas anômalas localizadas à leste, sudoeste e sul da área, enquanto os menores valores ocorrem limitados aos extremos noroeste e sudoeste (Figura 30). Paralelo a isto, outro comportamento que continua é a tendência de diminuição das dimensões das zonas anômalas com o aumento da profundidade, bastante claro entre as profundidades de 40m e 50m. Apesar disso, para o caso das zonas de alta cargabilidade a sudoeste e sul, ainda é nítido o controle estrutural segundo as direções azimutais N65° e N340°, respectivamente.

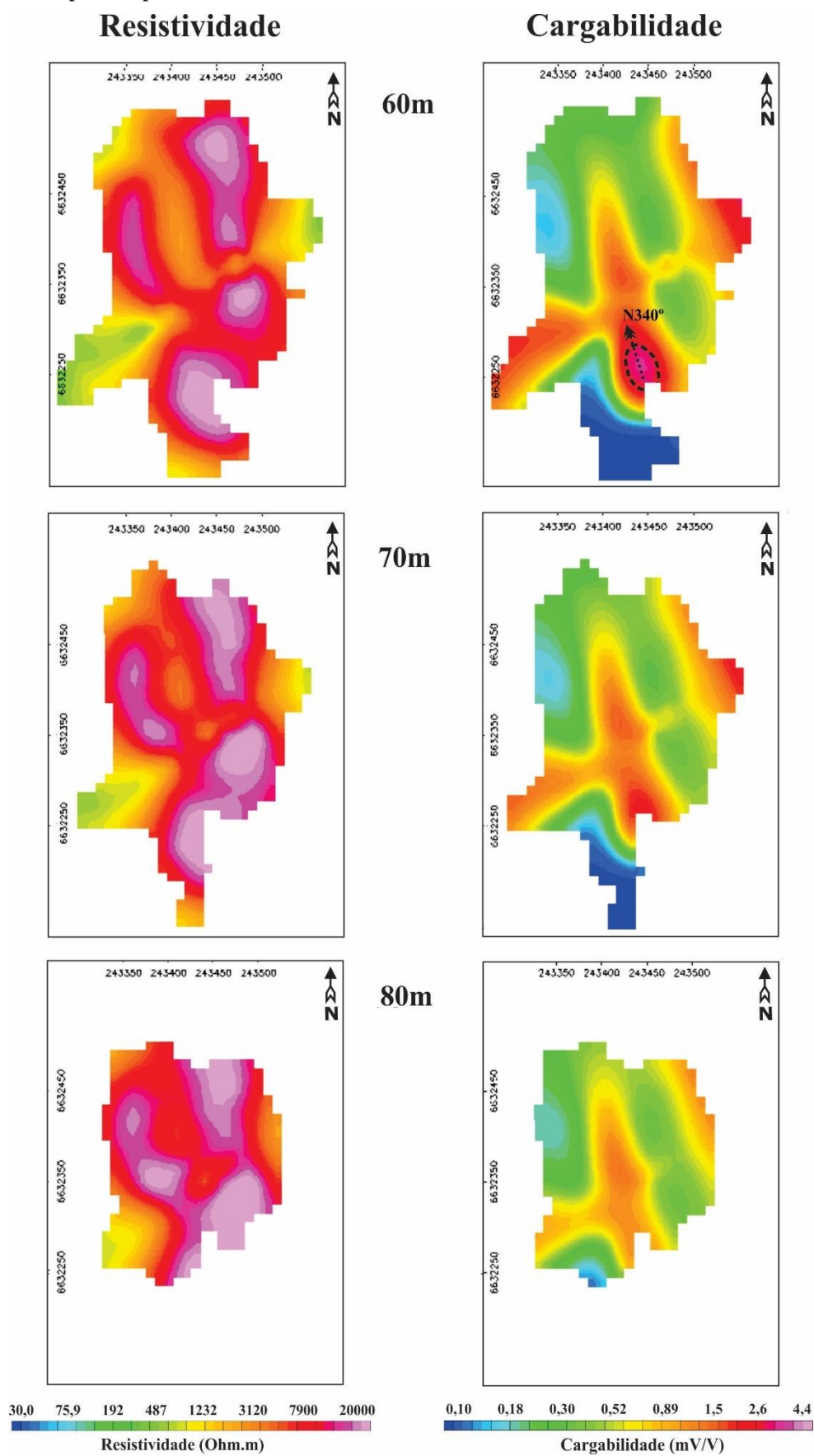
Os mapas referentes às profundidades de 60m, 70m, 80m apresentam basicamente mesmo padrão resistivo, com predomínio de altos valores, entre 3120 $\Omega.m$ a 20000 $\Omega.m$, para o parâmetro avaliado (Figuras 31). Apesar do exposto, valores menores ainda ocorrem em porções isoladas limitadas aos extremos noroeste, sudoeste e porção leste dos referidos mapas, com valores que variam entre 487 $\Omega.m$ a 1232 $\Omega.m$. Para a variável cargabilidade ainda há permanência no padrão verificado nos mapas anteriores, com tendência progressiva de diminuição das dimensões da zona de alta cargabilidade a sul, à medida que aumenta a profundidade investigada, com desaparecimento completo da mesma a cerca de 60m de profundidade (Figuras 31). O controle estrutural nesses níveis de profundidade continua evidente.

Figura 30: Mapas multiníveis para as variáveis resistividade e cargabilidade, gerados a partir dos blocos 3D, para as profundidades de 30m, 40m e 50m.



Fonte: Dados da pesquisa.

Figura 31: Mapas multiníveis das variáveis resistividade e cargabilidade, gerados a partir dos blocos 3D, para as profundidades de 60m, 70m e 80m.



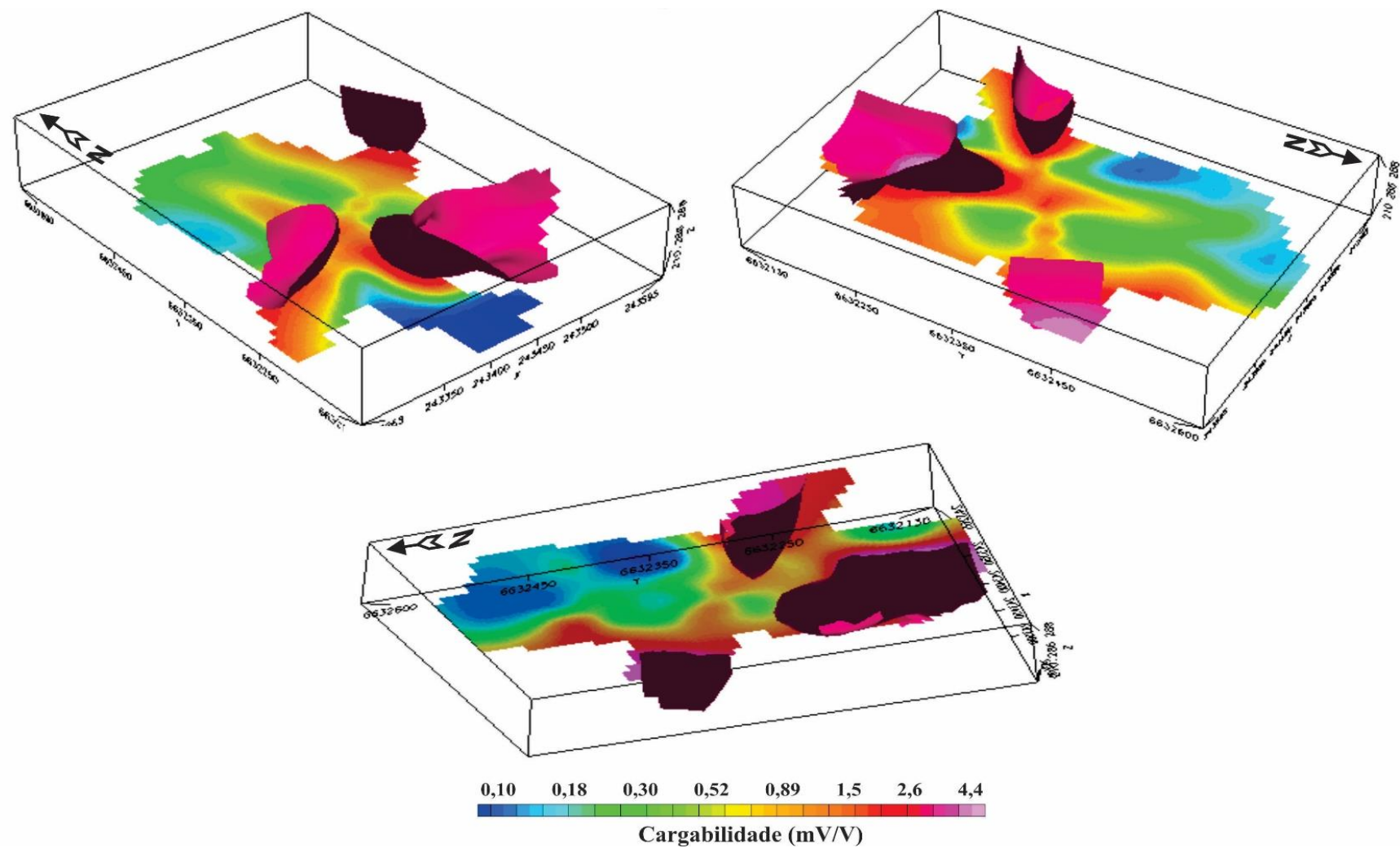
Fonte: Dados da pesquisa.

Sob o aspecto estrutural, de forma geral, o controle segundo as direções NE-SW e NW-SE apresentado pelas zonas de alta cargabilidade a sul e sudoeste é bem evidenciado. Estas zonas apresentam como característica principal um eixo maior e um eixo de menor prolongamento, o que sugere este controle atuante na colocação da provável mineralização. O tipo de fratura que permitiu com que estas soluções fossem alojadas para formação das mineralizações, remete a juntas, estruturas que possibilitam a colocação e deposição dos líquidos percolantes. O prolongamento dessas duas zonas anômalas, por outro lado, permite interpretar as mesmas como um par conjugado, haja visto que elas estão em direções opostas, mas são estruturas que se cruzam e apresentam entre si um ângulo de cerca de 90°. Tais direções condizem com os resultados obtidos pelo levantamento estrutural realizado no presente trabalho, e conseqüentemente, com os principais trabalhos realizados na área (i.g. Remus, 1999; CPRM, 1995; 2000).

A análise conjunta dos mapas gerados para os parâmetros avaliados também permitiu verificar possível correlação existente entre eles em três níveis investigadas, a ser a 40m, 50m e 60m. Nesses níveis foi possível perceber regiões nos mapas onde ocorrem altos valores de resistividade e cargabilidade concomitantes. No entanto, uma vez que os resultados obtidos para a variável resistividade apresentados nos modelos de Inversão 2D e Modelos 3D não permitiram a individualização de zonas potenciais, fica difícil estabelecer que exista, de fato, relação entre os parâmetros físicos.

Como forma de caracterizar melhor as áreas que correspondem aos valores mais altos de cargabilidade, foram elaborados modelos tridimensionais de isovalores (Figura 32). Uma vez constatado, através dos produtos gráficos apresentados e descritos até o momento, que as zonas de interesse para a variável cargabilidade apresentam valores iguais ou superiores a 4,4 mV/V, este intervalo foi utilizado como base para a definição da superfície de contorno e, conseqüentemente, formulação dos modelos. Estes modelos permitem de forma mais clara, representar morfologicamente as zonas de interesse, delimitar eventuais corpos mineralizados de ouro e, uma vez delimitados, estimar suas dimensões e profundidade.

Figura 32: Modelos tridimensionais de isosuperfície de alta cargabilidade.



Fonte: Dados da pesquisa.

A análise dos modelos tridimensionais de isosuperfície confirmou, portanto, a presença de 3 anomalias com valores de cargabilidade mais significativas, que podem representar zonas de sulfetação e que ocorrem a leste, sudoeste e sul da área estudada. Estas zonas são coincidentes com as zonas destacadas nos modelos de inversão 2D, 3D, mapas multiníveis e possivelmente correspondem a mineralizações de ouro associadas a sulfetos, tais como pirita e calcopirita. No geral, os modelos tridimensionais de isosuperfície indicam que as zonas de sulfetação possuem forma de cones alongados segundo as direções NW-SE e NE-SW e apresentam provável continuidade lateral. As zonas encontradas à sul e sudeste da área apresentam geometrias semelhantes, enquanto a zona encontrada a leste, por ter ficado fora da zona de cobertura das seções levantadas, e ter sido condicionada a partir de uma única anomalia presente na seção 5, apresenta geometria difícil de definir.

O corpo alongado segundo a direção NW-SE encontrado a sul da área estudada apresenta maior expressividade entre as três zonas definidas, com dimensões que podem superar 120m de comprimento. Somado a isto, apresenta continuidade lateral e coincide com as zonas de maiores valores de cargabilidade encontradas em todo o levantamento, fatores que a tornam, em relação às outras, muito mais interessante em termos prospectivos. O corpo encontrado a leste da área estudada, apesar de apresentar forma e dimensões um pouco mais difíceis de definir, possui comprimento de pouco mais 48m e continuidade lateral para leste da área. O último corpo identificado, que subafloira a sudoeste da área estudada, apresenta forma alongada segundo a direção NE-SW, comprimento que supera 96m e continuidade lateral também.

A análise dos modelos de isosuperfície evidenciou, mais uma vez, que as zonas de interesse a sul e sudoeste da área investigada são alinhadas segundo as direções preferenciais NW-SE e NE-SW, uma vez que apresentam um eixo maior e um eixo menor de prolongamento.

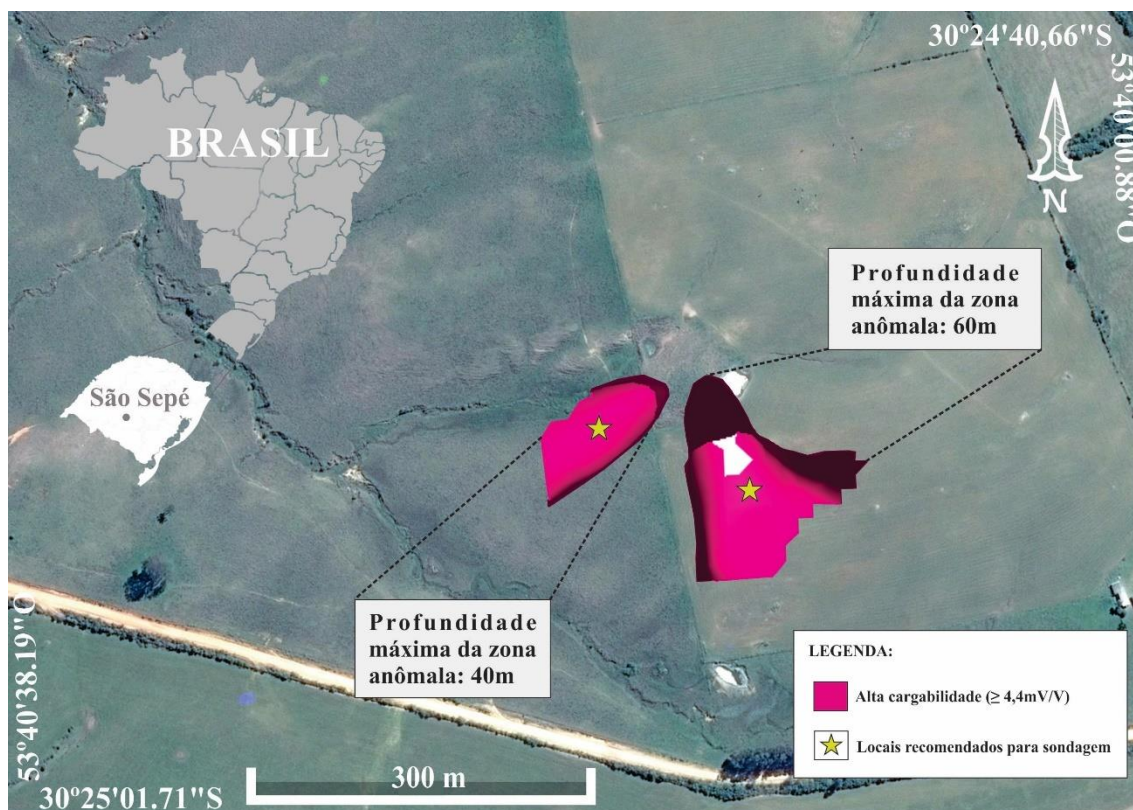
Embasado no caráter rúptil da rocha encaixante, com padrão definido pelos principais trabalhos realizados na área (e.g. REMUS, 1999; CPRM, 1995; 2000), confirmados no levantamento estrutural realizado neste trabalho e concordantes com o alinhamento apresentado pelas zonas de alta cargabilidade a sul e sudoeste, o possível depósito deve ser formado por uma rede de filões sulfetados orientados segundo essas direções.

Estruturas, tais como falhas, fraturas e acamamento, serviram como canalizações, cujos caminhos preferencias foram percorridos por fluidos hidrotermais de origem

profunda que ascenderam, interagiram com a rocha encaixante e depositaram uma massa de fluídos mineralizantes, mais ou menos modificada, dando origem à possível mineralização da área estudada. O acamamento da rocha encaixante, por sua vez, pode ter contribuído para a morfologia das zonas mineralizadas. Estas estruturas primárias, preservadas na rocha encaixante, podem ter colaborado para que os fluidos mineralizantes se distribuíssem horizontalmente entre os planos de acamamento.

Por fim, as zonas com alta cargabilidade, principalmente as zonas a sul e sudoeste, definidas como os alvos mais interessantes no presente trabalho, cujos valores foram os maiores em relação ao *background* apresentado na área estudada, foram definidas como os principais alvos para análise direta (Figura 33). O mapa da Figura 33 apresenta a distribuição espacial destes alvos, assim como os pontos recomendados para sondagem exploratória, definidos com base na morfologia apresentada pelas zonas de interesse, e disposto no centro delas.

Figura 33: Localização das zonas de alta cargabilidade ($\geq 4,4$ mV/V), com indicações de pontos recomendados para análise direta por meio de sondagem exploratória.



Fonte: Dados da pesquisa.

8 CONCLUSÕES

Em conformidade com os objetivos propostos, foi possível correlacionar os resultados obtidos no levantamento geofísico com zonas possivelmente mineralizadas e definir suas geometrias, dimensões e profundidades. Os dados estruturais, por sua vez, permitiram confirmar a atuação de um sistema de mineralização estruturalmente controlada.

A análise dos modelos de inversão 2D de cargabilidade possibilitaram a definição das zonas mais favoráveis, dentro do contexto da área potencialmente mineralizada estudada, para a presença de corpos mineralizados em profundidade, cujos valores foram altos ($\geq 4,4$ mV/V) em relação ao *background* apresentado para cada seção na área levantada. Estas zonas estão possivelmente relacionadas com a presença de sulfetos metálicos presentes na paragênese mineral que compõe a provável zona mineralizada e ocorre associado ao ouro, uma vez que estes minerais apresentam capacidade de polarização durante a passagem de corrente elétrica.

Os modelos de inversão 2D de resistividade, por outro lado, apresentaram uma configuração típica de padrão apresentado por regiões compostas por um único litotipo rochoso, com tendência de aumento do parâmetro avaliado à medida que há o aumento da profundidade investigada. Diante disso, não foi possível a definição de zonas favoráveis à existência de mineralizações, o que possivelmente tem relação com a ausência de contraste entre a rocha encaixante e os possíveis filões de quartzo mineralizados.

Os modelos de visualização 3D para o parâmetro cargabilidade permitiram a visualização e individualização de três áreas com altos valores ($\geq 4,4$ mV/V) localizadas a leste, sudoeste e sul da área investigada. Os modelos 3D de resistividade, por sua vez, contribuíram para a visualização de forma mais clara da tendência progressiva de aumento da resistividade à medida que há o aumento da profundidade investigada.

A elaboração dos mapas multiníveis para o parâmetro cargabilidade permitiu a constatação de que as possíveis zonas mineralizadas a leste, sudoeste e sul apresentam profundidade máxima de 50m, 40m e 60m, respectivamente e, para o caso das áreas de interesse a sudoeste e sul, há forte controle estrutural segundo as direções NE-SW e NW-SE. Com relação ao parâmetro resistividade, os mapas multiníveis confirmaram, mais uma vez, o padrão apresentado pelos produtos gráficos descritos anteriormente, cuja definição de zonas de interesse não foi possível.

Os mapas multiníveis também permitiram a visualização de possível correlação entre os parâmetros físicos em duas profundidades investigadas, a ser: 50m e 60m. Nestas profundidades foi verificado que valores de alta cargabilidade coincidem com altos valores de resistividade. Contudo, uma vez que os produtos gráficos referentes aos modelos 2D e 3D, para o parâmetro resistividade não permitiram individualização de zonas favoráveis, fica inviável estabelecer correlação entre os parâmetros avaliados.

Os modelos de isosuperfície de cargabilidade modelam intervalos de valores iguais ou superiores a 4,4 mV/V e permitiram a constatação e definição, em termos de forma e dimensão, das 3 anomalias que ocorrem a leste, sudoeste e sul da área estudada. Os modelos indicaram que as anomalias a sudoeste e sul possuem forma de cones alongados segundo as direções NW-SE e NE-SW e apresentam continuidade lateral e em profundidade. A anomalia encontrada a sul da área estudada apresenta maior expressividade, com dimensões que podem superar 120m de comprimento. A anomalia identificada a sudoeste, apresenta comprimento que supera 96m, enquanto a anomalia a leste possui comprimento em torno de 48m.

A análise conjunta dos mapas multiníveis de cargabilidade e dos modelos de isosuperfície, evidenciam que as zonas de interesse a sudoeste e a sul apresentam alinhamento segundo as direções NW-SE e NE-SW. O alinhamento entre estruturas locais e regionais é um claro indicativo de associação entre evolução tectônica regional e a possível mineralização em estudo.

A análise dos resultados estrutural de dados semi-regionais de lineamentos e de levantamento sistemático de fraturas expostas em afloramentos, mostraram que as orientações mais destacadas ocorrem segundo as direções NE-SW e NW-SE. Essas orientações coincidem com o alinhamento apresentado pelas anomalias encontradas nos mapas multiníveis e modelos de isosuperfícies, fato que sugere o condicionamento estrutural na formação da possível mineralização da área estudada. Paralelo a isto, também foi constatado em campo forte frequência com que veios de quartzo, paralelos à foliação, cortam a rocha encaixante. Os dados de acamamento do metarenito indicaram orientação preferencial segundo a direção NE-SW e mergulho para NW. Este condicionante indica que o acamamento também controlou o fluxo dos possíveis fluidos mineralizantes.

A zona anômala encontrada a sudoeste da área estudada apresenta orientação concordante com o acamamento da rocha encaixante (NE-SW), enquanto a zona anômala a sul é discordante (NW-SE). Os prováveis fluidos mineralizantes de origem profunda

provavelmente ascenderam através das fraturas de orientação N340° dando origem à zona anômala a sul, e, uma vez que estas estruturas cruzam com o acamamento da rocha que hospeda as possíveis mineralizações, é possível que os fluidos mineralizantes tenham impregnado o acamamento da rocha, dando origem à anomalia da zona sudoeste (N65°).

De forma geral, os resultados obtidos através do levantamento geofísico com o método da Polarização Induzida, associados ao levantamento estrutural, permitiram o detalhamento de uma área potencialmente mineralizada em ouro e reconhecer o seu potencial econômico, diante de indícios de filões mineralizados. Os resultados desse estudo permitem recomendar investigações diretas para quantificação de teores, estimativa de reservas e, conseqüentemente, uma análise do potencial econômico da área.

Somado a isto, esses resultados também são importantes no cenário atual da pesquisa mineral para a escolha de ferramentas úteis na definição de alvos profundos, haja visto que a possibilidade de serem encontrados depósitos aflorantes em superfície são cada vez mais escassos, o que torna o cenário favorável ao uso de métodos geofísicos como ferramenta.

REFERÊNCIAS

- ABEM. Terrameter LS Instruction Manual. 2012.
- ANDRIOTTI, J. L. S. Interpretação e modelamento de dados geoquímicos e de sensoriamento remoto por meio da análise de componentes principais: implicações na exploração de depósitos de metais no escudo Sul-riograndense. 247 f. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1999.
- BABINSKI, M.; CHEMALE, F.; VANSCHMUS, W. R.; HARTMANN, L. A.; SILVA, L. C. U-Pb and Sm-Nd Geochronology of the Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(3-4): 263-274, 1997.
- BICCA, M. M.; CHEMALE JR, F.; JELINEK, A. R.; OLIVEIRA, C. H. E.; GUADAGNIN, F.; ARMSTRONG, R. Tectonic evolution and provenance of the Santa Bárbara Group, Camaquã Mines region, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 48, 173-192, 2013.
- BIONDI, J. C. Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros. São Paulo: Oficina de Textos, 2003.
- BORBA, A. W. D. 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. Tese de doutorado. Universidade do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, Rio Grande do Sul, 2006.
- BOYLE, R. W. Gold: history and genesis of deposits. Van Nostrand Reinhold, p. 676, 1987.
- CAMOZZATO, E; TONIOLO, J. A.; LAUX, J. H. Metalogênese do Cinturão Dom Feliciano e fragmentos Paleocontinentais associados (RS/SC). In: SILVA, M. G.; ROCHA-NETO, M. B.; JOST, H.; KUYUMJIAN, R. M. Metalogênese das províncias tectônicas brasileiras. Belo Horizonte: CPRM. 589 p. 2014.
- CARNEIRO, 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, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho. Rio Claro, São Paulo 2016.
- CETEM – Centro de Tecnologia Mineral. Economia mineral do ouro no Brasil. Disponível em: <<http://mineralis.cetem.gov.br/bitstream/cetem/1234/1/extracao-ouro%20cap.12.pdf>> Acesso em: 10/10/17. 2002.
- CHEMALE JR, F. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. *Geologia do Rio Grande do Sul*, p. 13-52, 2000.

- CÔRTEZ, A. R. P. Integração de dados geofísicos e geológicos na caracterização morfológica de ocorrência de cobre na borda norte da Bacia do Camaquã (RS). Dissertação de mestrado, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho. Rio Claro, São Paulo, 2015.
- CÔRTEZ, A. R.; MOREIRA, C. A.; VELOSO, D. I.; VIEIRA, L. B., BERGONZONI, F. A. Geoelectrical prospecting for a copper-sulfide mineralization in the Camaquã sedimentary basin, Southern Brazil. *Geofísica internacional*, v. 55, n. 3, p. 165-174, 2016.
- CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil. Folha Passo do Salsinho SH.22-Y-A-I-4. Estado do Rio Grande do Sul. Escala 1:250.000. Brasília, CPRM, 352p. 1995.
- CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Resultados da Prospecção para Ouro na Área RS-01 -Lavras do Sul/Çaçapava do Sul, subárea Passo do Salsinho, Rio Grande do Sul. 2000.
- DARABI-GOLESTAN, F.; GHAVAMI-RIABI, R.; KHALOKAKAIE, R.; ASADI-HARONI, H.; SEYEDRAHIMI-NYARAGH, M. Interpretation of lithochemical and geophysical data to identify the buried mineralized area in Cu-Au porphyry of Dalli-Northern Hill. *Arabian Journal of Geosciences*, v. 6, n. 11, p. 4499-4509, 2013.
- DEGROOT-HEDLIN, C.; CONSTABLE, S. Occam's inversion to generate smooth, twodimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics*, v. 55, p. 1613- 1624, 1990.
- DENTITH, M.; MUDGE, S. T. *Geophysics for the mineral exploration geoscientist*. Cambridge University Press, 2014.
- DNPM - Departamento Nacional de Produção Mineral. Balanço mineral brasileiro - 2001 (Ouro). Disponível em: <<http://www.dnpm.gov.br/dnpm/paginas/balanco-mineral/arquivos/balanco-mineral-brasileiro-2001-ouro/view>> Acesso em: 11/10/17. 2001.
- DNPM - Departamento Nacional de Produção Mineral. Sumário Mineral 2016. Disponível em: <<http://www.anm.gov.br/dnpm/publicacoes/serie-estatisticas-e-economia-mineral/sumario-mineral/sumario-mineral-brasileiro-2016>> Acesso em: 11/04/18. 2016.
- DOBRIN, M. B.; STRONG, P. M.; CASAS, J. M. F. *Introducción a la prospección geofísica*. Omega, 1975.
- FIGUEROLA, J. C. *Tratado de geofísica aplicada*. 1974.
- GOLDFARB, R. J., GROVES, D. I. Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time. *Lithos*, 233, 2-26, 2015.

- GOUET, D. H.; GOUET, D. H.; NDOUGSA-MBARGA, T.; MEYING, A.; ASSEMBE, S. P.; MAN-MVELE PEPOGO, A. D. Gold mineralization channels identification in the Tindikala-Boutou area (Eastern-Cameroon) using geoelectrical (DC & IP) methods: a case study. *International Journal of Geosciences*, v. 4, p. 643-655, 2013.
- 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.
- GROVES, D. I.; GOLDFARB, R. J.; GEBRE-MARIAM, M.; HAGEMANN, S.G.; ROBERT, F. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*. V 13, p. 7-27, 1998.
- GROVES, D. I.; GOLDFARB, R. J.; KNOX-ROBINSON, C. M.; OJALA, J.; GARDOLL, S.; YUN, G. Y.; HOLYLAND, P. Late-kinematic timing of orogenic gold deposits and significance for computer-based exploration techniques with emphasis on the Yilgarn Block, Western Australia. *Ore Geology Reviews*, 17(1-2), 1-38. 2000.
- GROVES, D. I.; SANTOSH, M. The giant Jiaodong gold province: the key to a unified model for orogenic gold deposits?. *Geoscience Frontiers*, 7(3), 409-417, 2016.
- GROVES, D. I., GOLDFARB, R. J., SANTOSH, M. The conjunction of factors that lead to formation of giant gold provinces and deposits in non-arc settings. *Geoscience Frontiers*, 7(3), 303-314, 2016.
- GROVES, D. I., SANTOSH, M., GOLDFARB, R. J., ZHANG, L. Structural geometry of orogenic gold deposits: Implications for exploration of world-class and giant deposits. *Geoscience Frontiers*, 2018.
- GUBERT, M. L.; PHILIPP, R. P.; BASEI, M. A. S. The Bossoroca Complex, São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil: UPb geochronology and tectonic implications for the neoproterozoic São Gabriel Arc. *Journal of South American Earth Sciences*, 70, 1-17, 2016.
- HARTMANN, L. A.; NARDI, L. V. S.; FORMOSO, L. L.; REMUS, M. V. D.; LIMA, E. F.; MEXIAS, A. S. Magmatism and metallogeny in the crustal evolution of Rio Grande do Sul shield, Brazil. *Pesquisas*, 26:45-63, 1999.
- HARTMANN, L. A.; LEITE, J. A. D.; SILVA, L. C.; REMUS, M. V. D.; MCNAUGHTON, N. J.; GROVES, D. I.; FLETCHER, I. R.; SANTOS, J. O. S.; VASCONCELLOS, M. A. Z. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian Journal of Earth Sciences*, 47:829-844, 2000.

- HARTMANN, L. A.; CHEMALE JR, F.; PHILIPP, R. P. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. Iannuzzi R. & Frantz JC. (Org.), v. 50, p. 97-123, 2007.
- HUECK, M., OYHANTÇABAL, P., PHILIPP, R. P., BASEI, M. A. S.; SIEGESMUND, S. The Dom Feliciano Belt in Southern Brazil and Uruguay. In *Geology of Southwest Gondwana* (pp. 267-302). Springer, Cham, 2018.
- IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Disponível em: < <https://cidades.ibge.gov.br/brasil/rs/sao-sepe/panorama>>. Acesso em: 08/01/19. 2018.
- IBRAM - Instituto Brasileiro de Mineração. Informações sobre a economia mineral brasileira. Disponível em: < www.ibram.org.br/sites/1300/1382/00005836.pdf> Acesso em: 11/10/17. 2015.
- IRVINE, R.J.; SMITH, M. J. Geophysical exploration for epithermal gold deposits. *Journal of Geochemical Exploration*, v.36, 375-412, 1990.
- JOST, H.; BITENCOURT, M. F. Estratigrafia e tectônica de uma fração da Faixa de Dobramentos de Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta Geologica Leopoldensia*, 4(7):27-60, 1980.
- KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. An introduction to geophysical exploration. 3rd Edition. 2002.
- KUMAR, D. Gold - Sulphide mineralization in ultramafic-mafic-granite Complex of Jashpur, Bastar Craton, Central India: evidences from geophysical studies. *Journal Geological Society of India*. v. 90, p.147-153, 2017.
- LIMA, E. F.; SOMMER, C. A.; NARDI, L. V. S. O vulcanismo Neoproterozóico Ordoviciano no Escudo Sul-rio-grandense: os ciclos vulcânicos da Bacia do Camaquã. Iannuzzi R. & Frantz JC (Org.), v. 50, p. 79-95, 2007.
- LIU, C. C. A geologia estrutural do estado do Rio de Janeiro vista através de imagens MSS do Landsat. 1984.
- LOCKE, C. A.; JOHNSON, S. A.; CASSIDY, J.; MAUK, J. L. Geophysical exploration of the Puhipuhi epithermal area, Northland, New Zealand. *Journal of Geochemical Exploration*, v.65, p. 91-109, 1999.
- LOKE, M. H. RES2DINV versão 3.59 for Windows XP/Vista/7 for rapid 2-D resistivity and IP inversion using the least squares method (pp 1-148). 2010.
- LOKE, M. H. Rapid 2D Resistivity & IP Inversion using the least-squares method. *Geotomo Software. Manual*, 2003.
- LOKE, M. H. *Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies: A practical guide to 2-D and 3-D surveys*. V. 2. 2000.

- 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.
- MELFI, A. J.; MISI, A.; CAMPOS, D. A.; CORDANI, H. G. Recursos Minerais no Brasil - problemas e desafios. Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro. Disponível em: <<http://www.abc.org.br/IMG/pdf/doc-7006.pdf>> Acesso em: 26/10/2017. 2016.
- MILSON, J. *Field geophysics*. John Wiley and Sons, 2007.
- MME – Ministério das Minas e Energia. Plano Nacional de Mineração 2030 - Geologia, Mineração e Transformação Mineral. Brasília: Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral-SGM, 2011.
- MOON, C. J.; WHATELEY, M. K.; EVANS, A. M. *Introduction to mineral exploration*, 2nd Edition. Blackwell publishing. 2006.
- MOREIRA, C. A.; BORSSATTO, K.; ILHA, L. M.; SANTOS, S. F. D.; ROSA, F. T. G. Geophysical modeling in gold deposit through dc resistivity and induced polarization methods. *REM-International Engineering Journal*, 69(3), 293-299. 2016.
- MOREIRA, C. A.; ILHA, L. M. Prospecção geofísica em ocorrência de cobre localizada na bacia sedimentar do Camaquã (RS). *Rem: Revista Escola de Minas*, p. 305-311, 2011.
- MOREIRA, C. A., LOPES, S. M., SCHWEIG, C., SEIXAS, A. R. Geoelectrical prospection of disseminated sulfide mineral occurrences in Camaquã sedimentary basin, Rio Grande do Sul state, Brazil. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 30, n. 2, 2012.
- MOREIRA, C. A.; PAES, R. A. S.; ILHA, L. M.; BITTENCOURT, J. C. Reassessment of Copper Mineral Occurrence Through Electrical Tomography and Pseudo 3D Modeling in Camaquã Sedimentary Basin, Southern Brazil. *Pure and Applied Geophysics*, p. 1-14, 2018.
- MOREIRA, C. A.; PEREIRA, A. M.; CAVALHEIRO, M. L. D. Caracterização geométrica do gabro Santa Catarina, São Sepé (RS). *Pesquisas em Geociências*, v. 41, n. 1, p. 15-23, 2014.
- MUSSETT, A. E.; KHAN, M. A. *Looking into the earth: an introduction to geological geophysics*. Cambridge University Press, 2000.
- PAIM, P. S. G.; CHEMALE JR., F.; LOPES R.C. A Bacia do Camaquã. *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO-UFRGS. p. 231-374, 2000.
- PARK, J. O.; YOU, Y.J.; KIM, H. J. Electrical resistivity surveys for gold-bearing veins in the Yongjang mine, Korea. *J. Journal of Geophysics and Engineering*. v. 6, p. 73-81, 2009.

- PEREIRA, A. M.; MOREIRA, C. A.; BORTOLIN, J. R. M.; LOPES, S. M.; NARDY, A. J. R. Magnetometric exploration in intrusive basic with evidence of gold in northern region of the Camaquã Sedimentary Basin (RS). *Rem: Revista Escola de Minas*, v. 68, n. 2, p. 163-169, 2015.
- PEREIRA, H. G. Prospecção geofísica entre as ocorrências cupríferas Capão Grande e Victor Teixeira, Caçapava do Sul-RS. Dissertação de mestrado, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho. Rio Claro, São Paulo 2015.
- PHILIPP, R. P.; MACHADO, R.; CHEMALE JR, F. A Geração dos granitóides Neoproterozóicos do Batólito Pelotas: evidências dos isótopos de Sr e Nd e implicações para o crescimento continental da porção sul do Brasil. *Ianuzzi R. & Frantz JC (Org.)*, v. 50, p. 59-77, 2007a.
- PHILIPP, R. P.; GONZATTI, C.; AGOSTINI, I. M.; REMUS, M. V. D.; FIORENTINI, J. A. Caracterização Tecnológica das Rochas Ornamentais do Estado do Rio Grande do Sul. *Ianuzzi R. & Frantz JC (Org.)*, v. 50, p. 199-219, 2007b.
- PHILIPP, R. P., PIMENTEL, M. M., CHEMALE JR, F. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: geological relationships and U-Pb geochronology. *Brazilian Journal of Geology*, 46, 83-104. 2016.
- PHILIPP, R. P., PIMENTEL, M. M., BASEI, M. A. S. The Tectonic Evolution of the São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt, Southern Brazil: The Closure of the Charrua Ocean. In *Geology of Southwest Gondwana* (pp. 243-265). Springer, Cham. 2018.
- REMUS, M. V. D. Metalogênese dos depósitos hidrotermais de metais-base e Au do Ciclo Brasileiro no Bloco São Gabriel, RS. 1999. 179 f. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1999a.
- REMUS, M.V.D.; MCNAUGHTON, N.J.; HARTMANN, L.A.; KOPPE, J.C.; FLETCHER, I.R.; GROVES, D.I.; PINTO, V.M. Gold in the Proterozoic juvenile Bossoroca Volcanic Arc of southernmost Brazil: isotopic constraints on timing and sources. *Journal of South American Earth Sciences*, v.12, p. 349-366, 1999b.
- ROBINSON, E. S. Basic exploration geophysics. 1988.
- SILVA, M. A.; MOREIRA, C. A.; BORSSATTO, K.; ILHA, L. M.; SANTOS, S. F. Geophysical prospection in tin mineral occurrence associated to greisen in granite São Sepé (RS). *REM-International Engineering Journal*, v. 71, n. 2, p. 183-189, 2018.
- SHERIFF, Robert E. Geophysical methods. Prentice Hall, 1989.

- SKINNER, B. J. Hydrothermal mineral deposits: What we do and what we don' know. In: BARNES, H.L. (Ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 3. ed. John Wiley & Sons, p. 1-29, 1997.
- SOARES, M. S. *Processamento e interpretação de dados aerogeofísicos magnetométricos e gamaespectrométricos no estudo do controle das mineralizações auríferas na região do Complexo Bossoroca, São Sepé, RS. Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, Rio Grande do Sul. 2001.*
- SOLIANI JR, E.; KOESTER, E.; FERNANDES, L. A. D. *Geologia isotópica do Escudo Sul-río-grandense, parte II: os dados isotópicos e interpretações petrogenéticas. Geologia do Rio Grande do Sul. CIGO-UFRGS, p. 175-230, 2000.*
- TEIXEIRA, A. L.; GAUCHER, C.; PAIM, P. S. G.; FONSECA, M. D.; PARENTE, C. V.; SILVA FILHO, W. D.; ALMEIDA, A. D. *Bacias do estágio da transição da Plataforma Sul-Americana. Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Beca Produções Culturais, São Paulo, 487-537, 2004.*
- TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E. *Applied Geophysics. 2nd Edition. Cambridge University Press, Cambridge. 1990.*
- TRINDADE, R. B. E.; BARBOSA FILHO, O. *Extração de ouro: princípios, tecnologia e meio ambiente. 2002.*
- WANDERLEY, L. J. *Ouro como moeda, ouro como commodity. Revista de Economia Política e História Econômica, n 34, 2015.*