



Universidade Estadual Paulista
"Júlio de Mesquita Filho"
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

KAROLLINY BORSSATTO

PROSPECÇÃO GEOFÍSICA EM DEPÓSITO DE OURO FILONIANO NA
REGIÃO DE CERRITO DO OURO, SÃO SEPÉ – RS

Rio Claro – SP
2018

Universidade Estadual Paulista
“Júlio de Mesquita Filho”
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

KAROLLINY BORSSATTO

PROSPECÇÃO GEOFÍSICA EM DEPÓSITO DE OURO FILONIANO NA REGIÃO
DE CERRITO DO OURO, 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.

Orientador: Prof. Dr. César Augusto Moreira

Rio Claro – SP

2018

551 Borssatto, Karolliny
B738p Prospecção geofísica em depósito de ouro filoniano na
região de Cerrito do Ouro, São Sepé - RS / Karolliny
Borssatto. - Rio Claro, 2018
50 f. : il., figs.

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

1. Geofísica. 2. Polarização induzida. 3.
Eletrorresistividade. 4. Ouro. 5. Sulfeto. 6. Hidrotermalismo.
I. Título.

KAROLLINY BORSSATTO

PROSPECÇÃO GEOFÍSICA EM DEPÓSITO DE OURO FILONIANO NA REGIÃO
DE CERRITO DO OURO, 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.

Orientador: Prof. Dr. César Augusto Moreira

Comissão Examinadora

Prof. Dr. César Augusto Moreira

Prof. Dr. Fabiano Cabañas Navarro

Dr. Daniel Françoso de Godoy

Conceito: Aprovada.

Rio Claro, SP 23 de Julho de 2018.

Dedico este trabalho a minha
mãe, Maria Inêz.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus, que me abençoou e permitiu que eu vivesse plenamente mais esse capítulo de minha vida. Sou grata por Sua promessa que se cumpre em minha vida todos os dias.

Agradeço a Universidade Estadual Paulista e a toda coordenação do Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente por estar de portas abertas para formar novos profissionais docentes e pesquisadores, contribuindo para o avanço da ciência no país. Estendo este agradecimento a Capes, pelo financiamento concedido, fundamental para a conclusão deste trabalho. E ao meu orientador, Professor Dr. César Augusto Moreira, por sua dedicação ao seu trabalho e a seus alunos. Pela orientação no trabalho e nos rumos de minha carreira.

À minha mãe, agradeço por não me deixar fraquejar nunca. Por ser sempre meu porto seguro e motivo da minha alegria de viver. Às minhas irmãs, sobrinhas e sobrinhos que me inspiram e me fazem querer dar o melhor de mim todos os dias. Lhes amo muito e vivo com saudades.

Como não se vive só de pesquisa e trabalho, devo meus agradecimentos também a todos os meus amigos que me acompanharam nesses dois anos. Especialmente à Marly pela parceria nos momentos filosóficos, por nossas sessões terapêuticas acompanhadas de muito chá e pipoca. À Fernanda pelo enorme coração que me acolheu na cidade, na família, na vida. À Shaiely pela doçura e companhia nos momentos de distração e risadas. Priscila por não me deixar sem forró nem sushi e pela sua amizade que me acalmou o coração e só me trouxe alegria. E aos amigos que estão distante e mesmo assim sempre me deram suporte, meu agradecimento será eterno. Especial para Amanda e Jenison, sem a amizade de vocês tudo seria menos feliz.

Agradeço ainda aos meus amigos de Caçapava do Sul que me acolheram nos trabalhos de campo e nas minhas férias: Cláudia, Fernanda, Luana, Rosângela, Eloisa e André, obrigado por serem sempre tão incríveis.

RESUMO

Este trabalho apresenta os resultados dos métodos de Polarização Induzida e Eletroresistividade por meio de levantamentos 2D e modelos de visualização 3D, com objetivo de avaliar a distribuição de filões potencialmente mineralizados em ouro nas imediações de uma mina desativada. A mineralização consiste em uma rede de veios de quartzo com ouro, sulfetos e óxidos de ferro disseminados nos veios. O contexto geológico da área abrange quartzitos e quartzitos pertencentes à unidade metavulcanossedimentar do Complexo Metamórfico Vacacaí. Na aquisição, foram levantados dados em 6 perfis de 410m através do arranjo dipolo-dipolo. Também foram adquiridos dados estruturais de fraturas devido à possibilidade de atuação de sistemas de mineralização estruturados. Os resultados indicaram a presença de zonas com altos valores de resistividade (redes de veios de quartzo) e um corpo de formato cilíndrico com altos valores de cargabilidade (zona sulfetada). Entretanto, as zonas de alta resistividade e de alta cargabilidade não coincidem espacialmente. Isso indica que no caso estudado a zona de potencial mineralização não possui associação com os veios de quartzo. Nesse caso, a possibilidade da mineralização ter sido condicionada pela evolução tectônica da área é considerada, visto que os dados estruturais apresentaram famílias de fraturas com direções NW, NE e N-S. O encontro das fraturas pode ter sido o conduto pelo qual o fluido hidrotermal ascendeu e depositou os metais disseminados na rocha encaixante, detectado por meio de altos valores de cargabilidade.

Palavras-chave: polarização induzida. eletroresistividade. ouro. sulfeto. hidrotermalismo.

ABSTRACT

This work shows the results of the Induced Polarization and Eletrorresistivity methods through 2D surveys and quasi 3D models, in order to evaluate the distribution of potentially mineralized gold veins surroundings of a disused mine. The mineralization consists on a network of quartz veins with gold, sulphides and iron oxides disseminated in the veins. The geological context of the area includes quartzites and quartzschists related to the metavulcanosedimentary unit of the Vacacaí Metamorphic Complex. In the acquisition, data were collected in 6 profiles of 410m through the dipole-dipole arrangement. Structural fracture data were also acquired due to the possibility of performing structured mineralization systems. The results indicated the presence of zones of high resistivity values (networks of quartz veins) and a cylindrical body with high chargeability values (sulphide zone). However, high resistivity and high chargeability zones do not coincide spatially. This indicates that in the case studied the zone of potential mineralization has no association with the quartz veins. In this case, the possibility of mineralization having been conditioned by the tectonic evolution of the area is considered, since the structural data presented fracture families with NW, NE and N-S directions. The crossing of the fractures may have been the conduit through which the hydrothermal fluid ascended and deposited the disseminated metals in the host rock, detected through high values of chargeability.

Keywords: induced polarization. resistivity. gold. sulfide. hydrothermalism.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Localização da área de estudos	13
Figura 2 - Cava abandonada da Mina Cerrito do Ouro.	14
Figura 3 - Compartimentação geológica simplificada do ESG 15	15
Figura 4 - Compartimentação geológica da área de estudo.	16
Figura 5 - Modelo de distribuição de depósitos orogênicos.	19
Figura 6 – A) Afloramento da rocha encaixante (quartzito, Complexo Metamórfico Vacacaí). B) Quartzito no contato com o veio de quartzo, bastante intemperizada...21	21
Figura 7 - Veio mineralizado de quartzo leitoso, com fraturamento em blocos.	21
Figura 8 - Esquema representativo dos principais tipos de conduções elétricas presentes no meio geológico.	24
Figura 9 - Distribuição das linhas equipotenciais e corrente elétrica em modelo de subsuperfície homogêneo e isotrópico, visto em perfil (A) e em planta (B).....	26
Figura 10 - Representação dos tipos de polarizações: eletrônica ou de eletrodo e eletrolítica ou de membrana. (a) comportamento das cargas antes da aplicação de corrente. (b) depois da aplicação de corrente.	28
Figura 11 - Fenômeno da polarização induzida. Em t_0 a corrente é desligada e a ddp decai gradualmente a zero. Um efeito similar ocorre em t_3 quando a corrente é religada. "A" representa a área sob a curva de decaimento para o intervalo de tempo $t_1 - t_2$	29
Figura 12 - Esquema arranjo Dipolo-Dipolo.	31
Figura 13 - Disposição das linhas de aquisição geofísica.	33
Figura 14 – Imagem de satélite e mapa de lineamentos regionais.....	37
Figura 15 - Diagrama de roseta com fraturas regionais.....	38
Figura 16 - Seções de resistividade, com destaque para zonas de altos valores.	40
Figura 17 - Seções de cargabilidade, com destaque para zonas de altos valores.....	42
Figura 18 – Modelos de visualização 3D em camadas.....	43
Figura 19 - Modelo de isossuperfícies de alta cargabilidade e alta resistividade.	44
Figura 20 - Localização de zonas sulfetadas com indicações de pontos recomendados para sondagem.....	45

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	10
2	OBJETIVOS.....	12
3	ÁREA DE ESTUDO	13
3.1	Localização e Histórico da Área	13
3.2	Contexto Geológico Regional	14
3.3	Contexto Metalogenético	18
3.4	Contexto Geológico Local.....	20
4	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA DO MÉTODO GEOFÍSICO	23
4.1	Eletrorresistividade (ER).....	23
4.2	Polarização Induzida (IP).....	27
4.3	Técnicas e Arranjos	30
5	MATERIAIS E MÉTODOS	32
5.1	Aquisição	32
5.2	Processamento.....	34
6	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	36
6.1	Dados Estruturais	36
6.2	Dados geofísicos - Resistividade.....	38
6.3	Dados geofísicos - Cargabilidade	41
6.4	Modelos de visualização 3D	43
7	CONCLUSÕES.....	46
	REFERÊNCIAS.....	48

1 INTRODUÇÃO

Historicamente o ouro é usado pelas civilizações na confecção de joias e adornos há mais de 6000 anos, além de assumir papel de lastro monetário para os principais países do mundo e na indústria eletroeletrônica. Entretanto, segundo o boletim do BNDES (2000), o ouro tem sofrido progressivamente um processo de desmonetização e assumido papel de *commodity*.

Sob esse contexto, a viabilidade da exploração do ouro passa a ser condicionada pelo valor associado ao minério no mercado internacional e aumenta a exigência sobre a eficiência das técnicas de prospecção utilizadas, de modo que essas aperfeiçoem o processo de identificação de novos depósitos da maneira mais rentável possível.

As atividades de mineração exigem processos de alta complexidade para prospecção, extração e beneficiamento de minérios. Para o controle de lavra, são necessários estudos detalhados acerca dos condicionantes geológicos e controles de mineralização, além de amostragem de rocha para definição de teores, modelamento das zonas mineralizadas, planejamento dos procedimentos de desmonte de rocha, lavra e logística de transporte, e uma cadeia de processos e controles em unidades de beneficiamento (EVANS, 1993).

Em diversos casos, a recorrência de eventos de deformação e metamorfismo resulta em contextos geológicos de alta complexidade estrutural, com sequências de dobramentos polifásicos, instalação de fraturas e falhas em direções variadas, cisalhamentos, etc. Tais condicionantes proporcionam a concentração de elementos químicos em locais de alívio de pressão que, aliados ou concomitantes a processos hidrotermais e/ou metassomáticos, resultam em acumulações minerais de interesse econômico (MCCAFFREY et al. 1999).

A complexidade da estruturação dos depósitos é por vezes atribuída a ampla disseminação de metais como ouro e sulfetos em poros, veios ou filões, frequentemente preenchidos por quartzo e barita. As técnicas amostrais tradicionais de estimativa de reservas e quantificações de teores na mineração são caracterizadas por investigações pontuais, que frequentemente resultam em estimativas conflitantes quando comparadas ao minério obtido após o beneficiamento (MARJORIBANKS, 2010).

O adensamento da malha amostral é condicionado aos custos de perfuração, amostragem e de análises químicas, que em muitos casos são alternativas diante da redução de teores na lavra ou desaparecimento da zona mineralizada.

A geofísica é uma alternativa como ferramenta de previsibilidade, na detecção de novas reservas em atividades de mineração. Seu uso tradicional em atividades de pesquisa mineral proporcionam a descoberta e o detalhamento de depósitos minerais, com resultados que possibilitam a redução de custos devido à locação adequada de furos de sondagem testemunhados (DENTITH; MUDGE, 2014).

Diversos trabalhos recomendam o uso de métodos geofísicos em estudos de gênese e exploração de depósitos auríferos. Os trabalhos de Irvine; Smith (1990), Locke et al. (1999) e Moreira et al (2016) avaliam as mudanças das propriedades elétricas de depósitos de ouro resultantes da alteração hidrotermal em sistemas epitermais, com aumento da resistividade causada por intensa silicificação e aumento da cargabilidade pela presença de sulfetos disseminados.

2 OBJETIVOS

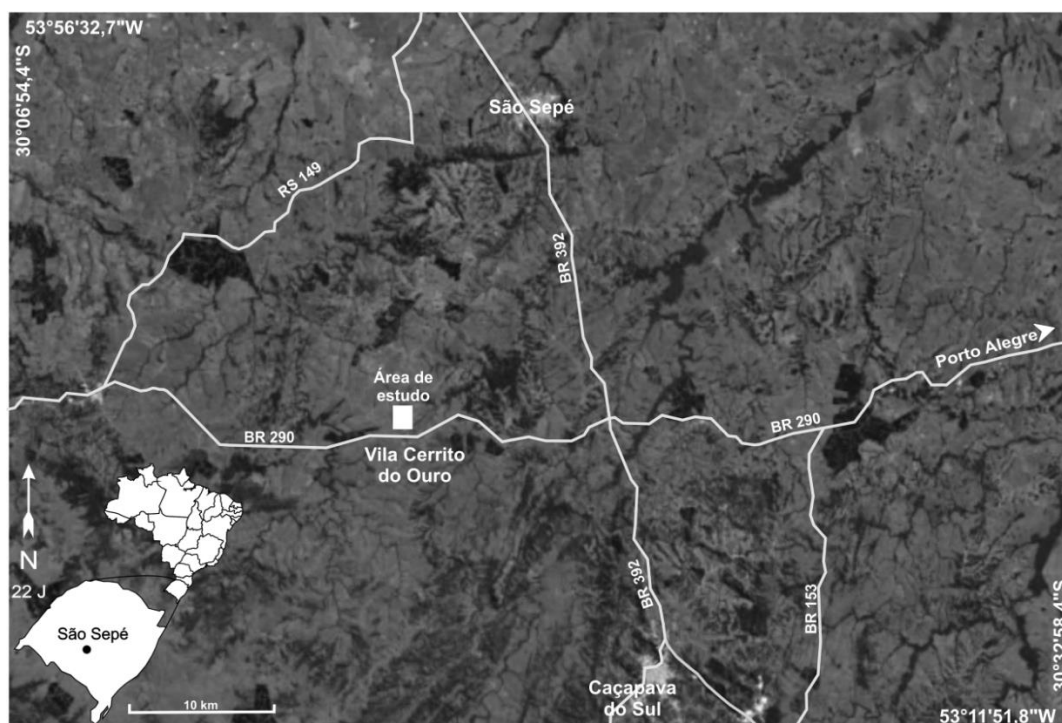
Avaliar a distribuição de filões potencialmente mineralizados em ouro nas imediações de uma mina desativada a partir do uso conjuntos de análise estrutural e métodos geofísicos elétricos.

3 ÁREA DE ESTUDO

3.1 Localização e Histórico da Área

A área de estudo está incluída na Folha Geológica SH.22-Y-A-I-4 (Passo do Salsinho), porção central do estado do Rio Grande do Sul, no município de São Sepé. Distante cerca de 240 Km da capital Porto Alegre, com acesso pela rodovia BR-290 (Figura 1).

Figura 1 - Localização da área de estudos



Fonte: Modificado de Google Earth, 2018.

A cidade de São Sepé tem população de cerca de 24 mil habitantes, com economia voltada principalmente para atividades agropastoris, com forte produção de grãos como arroz e soja, dentre outras culturas. A região possui representação de alguns recursos minerais, como ouro, carvão e calcário.

Apesar de não ter nenhuma mineração ativa no município atualmente, no passado a mineração de ouro impulsionou o desenvolvimento da região com a operação da mina Cerrito do Ouro (Figura 2), ativa durante o período de 1986 a 1993. A produção média da mina girava em torno de 20kg de ouro por ano e as reservas eram

estimadas em 202.000 T, com teor médio de 5.65g/T (CPRM, 1995). A mina foi desativada devido o elevado custo de lavra em função da queda no preço do minério.

Figura 2 - Cava abandonada da Mina Cerrito do Ouro.



Fonte: Autora.

3.2 Contexto Geológico Regional

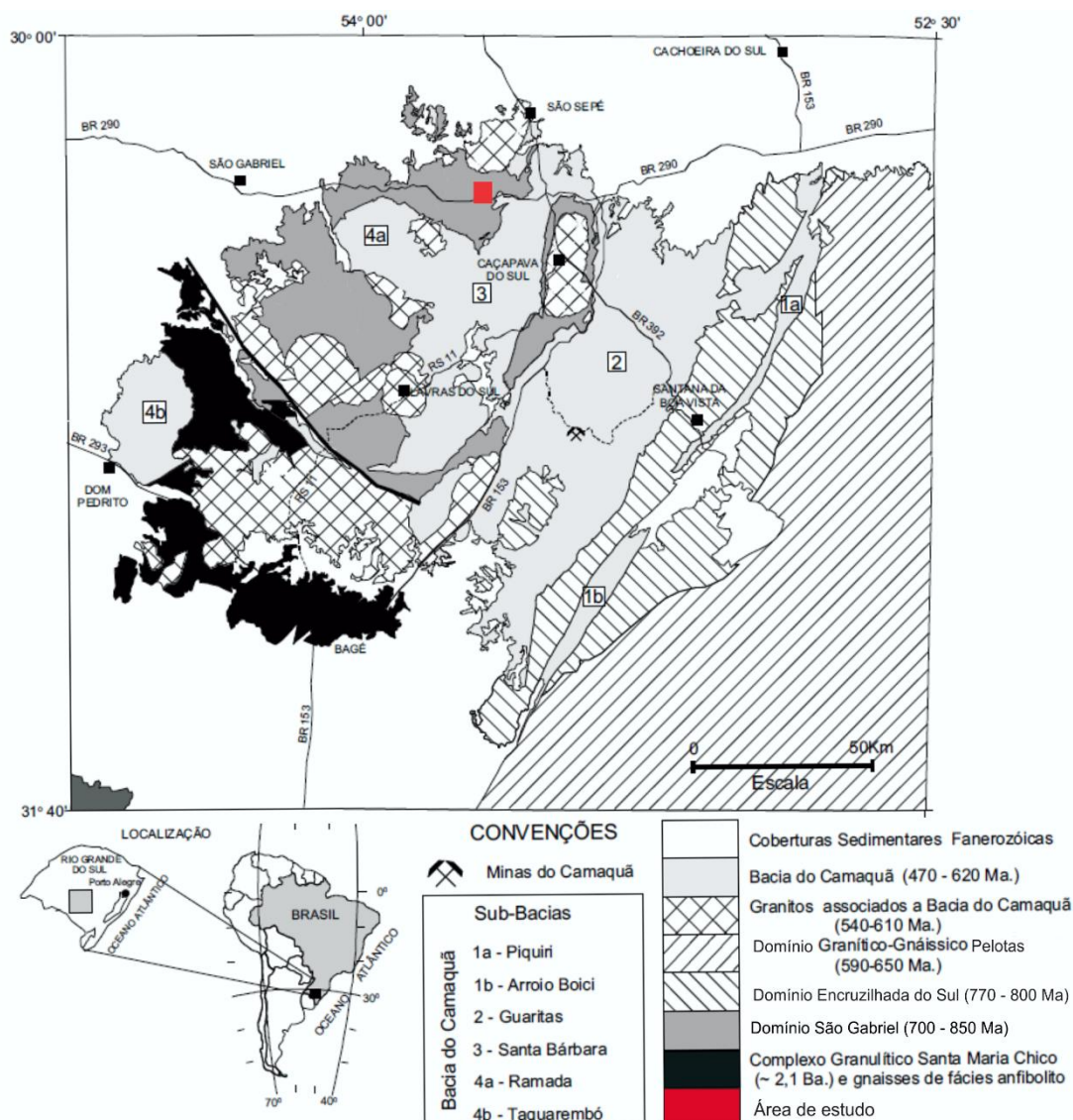
A área de estudo está inserida no contexto geológico do Escudo Sul-Riograndense (ESRG), que por sua vez compreende a porção meridional da Província Mantiqueira e abrange áreas do estado do Rio Grande do Sul onde predominam rochas ígneas, metamórficas e sedimentares pré-paleozóicas de origem e evolução diversas, caracterizado por uma compartimentação em blocos limitados por falhamentos regionais de direção NE-SW (CPRM, 1995).

O ESRG é uma importante região sob o ponto de vista geológico devido a sua diversidade de associações petrotectônicas em uma área relativamente pequena, o que exhibe uma história evolutiva complexa. Hoje a área é tectonicamente estável, no entanto a região foi resultado de processos de construção da crosta continental e oceânica, arcos de ilhas vulcânicas e cinturões orogênicos no Pré-Cambriano (HARTMANN et. al., 2007).

Segundo Chemale Jr., (2000), a gênese do ESRG está ligada aos ciclos Transamazônico (Paleoproterozóico) e Brasileiro/Pan-Africano (Neoproterozóico). De acordo com Borba (2006), ao longo do Neoproterozóico, o escudo assumiu importante configuração como zona de acreção e retrabalhamento crustal, que corresponde ao chamado cinturão Dom Feliciano.

O ESRG é subdividido em quatro domínios: Taquarembó, São Gabriel, Encruzilhada do Sul e Pelotas, definidos a partir de características estruturais, petrotectônicas e isotópicas distintas, e limitados por estruturas tectônicas de expressão em subsuperfície (Figura 3).

Figura 3 - Compartimentação geológica simplificada do ESRG

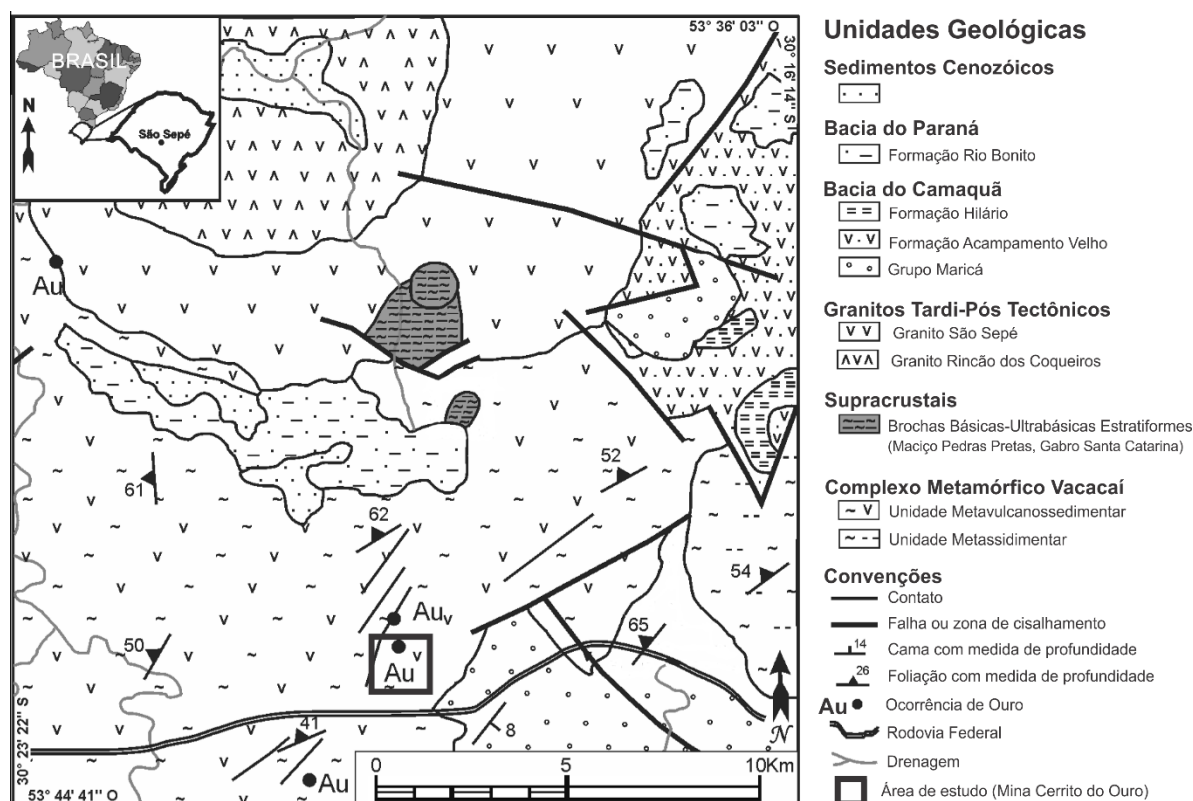


Fonte: Modificado de PAIM, et al, 2000.

O Domínio São Gabriel, onde está inserida a área de estudo, ocorre ao norte do lineamento de Ibaré e a oeste da sutura de Caçapava. Junto com o Domínio Encruzilhada do Sul formam o embasamento das associações vulcano-plutano-sedimentares da Bacia do Camaquã. É o único terreno Neoproterozóico de assinatura claramente juvenil do ESRG, formado pelos complexos Cambaí e Vacacaí.

O Complexo Metamórfico Vacacaí é limitado principalmente por coberturas vulcanossedimentares não metamorfizadas intrudidas por granitóides sintranscorrentes e pós-tectônicos. De acordo com Chemale Jr., (2000), o complexo metamórfico Vacacaí é constituído predominantemente por rochas metavulcanoclásticas com intercalações subordinadas de rochas porfíricas resultantes de derrames de lavas de composição andesítica. Esporadicamente ocorrem intercalações de rochas epiclásticas, representadas por metaconglomerados, metapelitos arenosos e metapelitos carbonosos (Figura 4).

Figura 4 - Compartimentação geológica da área de estudo.



Fonte: modificado de CPRM, 2000.

Segundo CPRM (2000), os termos vulcanoclásticos são constituídos por fragmentos de dimensões que variam entre pó e lúpili, com amplo domínio dos tufos a

pó. Os fragmentos lapilíticos são predominantemente juvenis e/ou conatos, com eventual ocorrência de fragmentos acidentais de composição granítica. Rochas petrograficamente classificadas como metandesitos e metadacitos são interpretadas como resultantes de derrames intercalados no pacote vulcanoclástico. São de coloração verde a verde-acinzentado, porfiríticas com fenocristais milimétricos de plagioclásio e quartzo, além de máficos totalmente transformados, envolvidos por uma matriz microgranular. Suas paragêneses minerais são compatíveis com a fácies xisto-verde, zona da clorita, para o metamorfismo regional. Paragêneses indicativas de uma fácies metamórfica mais elevada são observadas apenas nas proximidades dos corpos graníticos pós-tectônicos (~550Ma), cuja intrusão gerou uma auréola de metamorfismo de contato. A idade do complexo varia entre 705 ± 2 Ma, de acordo com o trabalho de Machado et al, (1990).

O metamorfismo da fácies xisto verde a anfibolito são afetadas por duas (MACHADO et al., 1990) a quatro fases de deformação (PORCHER et al., 1995). As duas primeiras fases de deformação estão englobadas dentro de um único evento deformacional progressivo, em que a primeira teria conferido um regime dúctil e a segunda, um regime dúctil-rúptil a rúptil (KOPPE, 1990).

A primeira fase de deformação (D1) foi responsável pelo dobramento de transposição do acamamento das Unidades Metavulcanoclástica e Metapelíticas que constituem a Unidade Metavulcanossedimentar. A segunda fase (D2) resultou em um expressivo transporte de massas de noroeste para sudeste, evidenciados pelos imbricamentos tectônicos que caracterizam o arranjo estrutural entre as diversas associações metamórficas na região. O caráter alóctone das associações metamórficas é indicado pelos seguintes aspectos estruturais: Complexo Gnáissico, Complexo Metamórfico Básico/Ultrabásico e Unidade Metavulcanossedimentar (CPRM, 1995).

A terceira fase (D3) é responsável pelo redobramento coaxial e geração de dobras do tipo normal, com eixos de caimento moderado, ora para NNE, ora para SW. De maneira geral, são dobras abertas, frequentemente de tendência monoclinal, com os flancos inclinados com mergulho para NW.

As dobras geradas na quarta fase (D4) estão caracterizadas por apresentarem eixos com orientação próxima da ortogonalidade em relação às estruturas estabelecidas nas fases anteriores. Apresenta dobras suaves, de dimensões decimétricas, representadas por ondulações da foliação metamórfica, que constituem dobras de

flanco, ou seja, dobramentos super impostos aos limbos das estruturas das fases anteriores (CPRM, 1995).

As rochas do Complexo Metamórfico Vacacaí apresentam de modo geral estruturas com direção preferencial NE com mergulho 50° para NW, provavelmente formada por um componente de empurrão em sistema transpressivo (REMUS et al., 1999). Fraturamentos e falhamentos gerados em regime rúptil que afetam todo o Complexo imprimem orientações preferenciais NNE-SSW e, secundariamente, NW-SE e E-W (KOPPE, 1990).

3.3 Contexto Metalogenético

Depósitos de origem hidrotermal ocorrem em ambientes geológicos diversificados e possuem grandes variações mineralógicas, devido sua formação por processos geológicos complexos. São originados por fluxos de fluidos quentes que depositam minerais na crosta a partir da solução original, que pode ou não sofrer alterações durante o percurso (SKINNER, 1997). Os minerais concentrados por processos hidrotermais são limitados, dentre eles os sulfetos estão entre os que ocorrem mais frequentemente e em diversos depósitos hidrotermais.

Além dos fluidos e da fonte de calor, é necessário que haja estruturas de canalização (falhas, fraturas, rochas permeáveis) para que as soluções possam concentrar e formar deposição. Os depósitos minerais hidrotermais são formados nos locais de descarga, sejam eles um conduto ou uma rede de fraturas (PIRAJNO, 2009).

A circulação desses fluidos quentes lixivia, transporta e precipita minerais conforme as mudanças físico-químicas impostas e por isso sempre gera alterações na rocha por onde passou. Na rocha, essa alteração é marcada por assembleias de minerais diferentes da matriz original, o que reflete as propriedades e a quantidade do fluido que atravessou o sistema (ROOB, 2005).

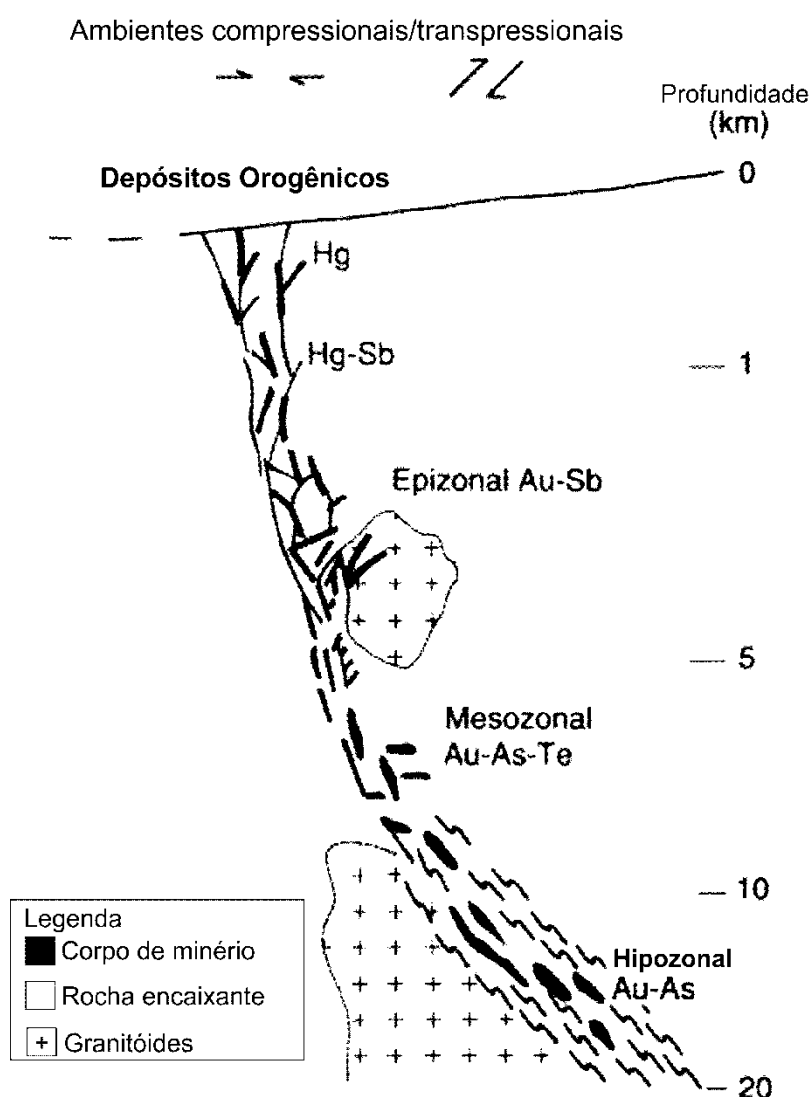
Os minerais precipitados formam minérios que geralmente estão associados, espacial e geneticamente, às zonas onde as rochas foram alteradas ou, como conhecidas, zonas de alteração hidrotermal (BIONDI, 2003).

O trabalho de Groves et al (1998) propôs a reclassificação dos chamados depósitos mesotermiais em depósitos orogênicos. Esses depósitos consistem, em sua maioria, em mineralizações de ouro, com associação de sulfetos (majoritariamente

sulfetos de ferro), em veios de quartzo inseridos em terrenos metamorfizados, de todas as idades. Esses depósitos foram ainda subdivididos conforme sua profundidade em: epizonais (< 6 Km), mesozonais (6-12 Km) e hipozonais (> 12 Km) (Figura 7).

Os depósitos orgênicos possuem forte controle estrutural, geralmente associados à falhamentos regionais. A deposição ocorre a partir de soluções com baixa salinidade e pH quase neutro (GROVES et al, 1998)

Figura 5 - Modelo de distribuição de depósitos orgênicos.



Fonte: Modificado de Groves et al, 1998.

A mineralização da mina Cerrito do Ouro foi concentrada a partir de um depósito orgênico epizonal, associado a vários outros depósitos de Au de pequeno porte

que ocorrem ao longo do chamado Arco Vulcânico da Bossoroca, por exemplo: Bossoroca, Gardinha, Cerrito do Ouro, entre outros (REMUS et al,1999). Os depósitos de ouro dessa região estão representados por jazimentos filonianos, caracterizados por filões de quartzo com associações de ouro e pequenas proporções de óxidos de ferro, pirita e calcopirita. Os filões apresentam direções NE e NW (CPRM, 1995).

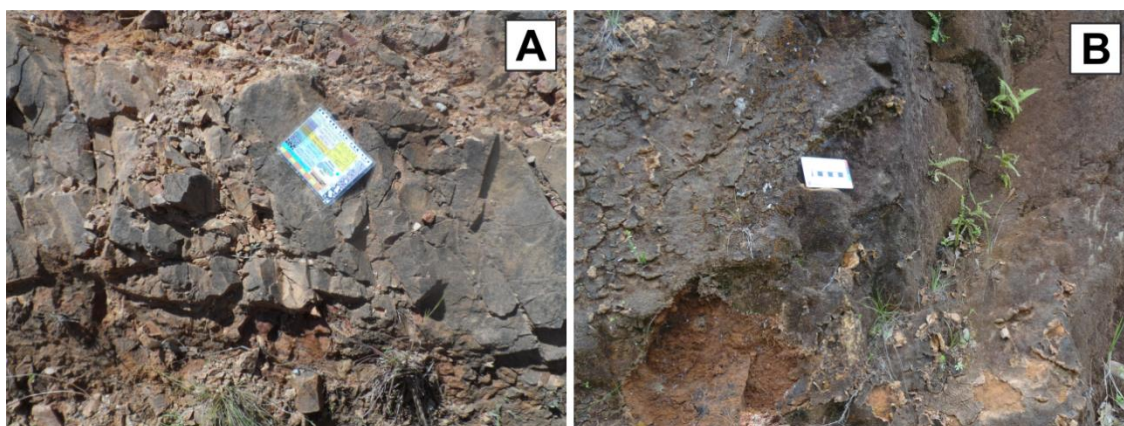
O estudo de Remus et al (1999) indicou, através de datação pelo método SHRIMP U/Pb que o minério da mina da Bossoroca, de formação associada à mineralização da mina Cerrito do Ouro, é compatível com a idade estimada do pico do metamorfismo e do vulcanismo de formação da rocha encaixante (~700 Ma). Entretanto, a intrusão do granito São Sepé data de cerca de 550 Ma e gerou uma auréola térmica de metamorfismo regional. Além disso, a composição inicial de Pb do granito é diferente do minério da Bossoroca, e mostra que o granito São Sepé não é a fonte dos metais encontrado nos depósitos da região.

Portanto, os metais foram remobilizados durante o processo de metamorfismo regional dinamotermal, por fluidos de origem profunda que ascenderam através de fraturas da rocha encaixante e depositaram os metais em locais estruturalmente controlados em níveis mais rasos da crosta (Remus et al, 1999).

3.4 Contexto Geológico Local

O Complexo Metamórfico Vacacaí é constituído localmente por quartzitos e quartzo-xistos pertencentes à unidade metavulcanossedimentar. Consiste em quartzito amarelado/alaranjado, de granulação fina e com foliações. As rochas apresentam intenso fraturamento e os litotipos ricos em micas são fortemente intemperizados (Figura 6 A e B). Conforme a proximidade com o veio de quartzo o grau de intemperismo da rocha encaixante aumenta e forma um solo argiloso, de coloração vermelho escuro, com presença de bastante vegetação e limo (Figura 6B).

Figura 6 – A) Afloramento da rocha encaixante (quartzito, Complexo Metamórfico Vacacaí). B) Quartzito no contato com o veio de quartzo, bastante intemperizada.



Fonte: Autora.

O veio mineralizado consiste em quartzo leitoso, com alto fraturamento. As fraturas possuem duas direções preferenciais, NE e NW, ou seja, cujo cruzamento origina blocos (Figura 7).

Figura 7 - Veio mineralizado de quartzo leitoso, com fraturamento em blocos.



Fonte: Autora.

Os depósitos de ouro encontrados são primários do tipo filão, com disseminações de ouro, sulfetos (pirita e calcopirita) e óxidos de ferro, subconcordantes ou discordantes com metassedimentos do Complexo Metamórfico Vacacaí, além de

acumulações de ouro secundárias em depósitos coluvial/aluvial. Esses filões apresentam, em geral, orientação NE e NW, muitos dos quais foram minerações ativas no passado, reunidos sob a descrição de Distrito do Ouro do Rio Grande do Sul por Suszczyński (1975).

A mineralização consiste numa complexa zona de veios de quartzo individualmente constituídos por vênulas centimétricas orientados em diversas direções. Apresentam coloração branca e aspecto leitoso, com tonalidade avermelhada ao longo de fraturas devido à ocorrência de hidróxidos de ferro. O ouro ocorre amplamente disseminado nos veios (CPRM, 1995).

4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA DO MÉTODO GEOFÍSICO

Os métodos geofísicos são fundamentados no fato de que as rochas diferem em uma ou mais de suas propriedades físicas e, quando detectadas, essas variações podem fornecer informações sobre os materiais que as provocaram.

Na aplicação de métodos elétricos são avaliadas as propriedades elétricas dos materiais geológicos. Esses métodos lidam com fenômenos puramente galvânicos e, portanto, utilizam corrente contínua ou mesmo alternada, mas de frequência muito baixa ($< 10\text{Hz}$), tal que o fenômeno de indução possa ser desprezado. A corrente pode ser introduzida no terreno através de eletrodos enquanto a diferença de potencial é medida através de outros eletrodos. Dentre os métodos elétricos destacam-se o método do Potencial Espontâneo (SP), o método da Eletrorresistividade (ER) e o método da Polarização Induzida (IP) (LOWRIE, 2007).

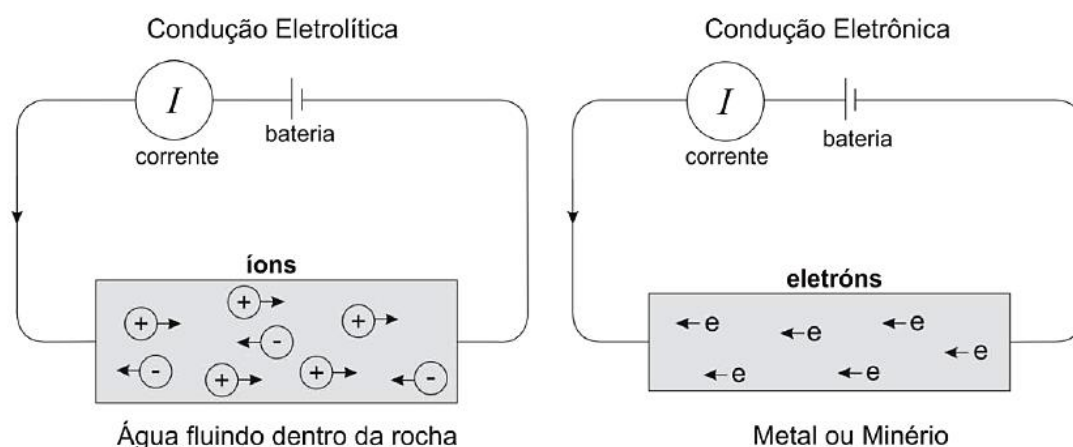
Neste capítulo trataremos com mais detalhamento os métodos da Eletrorresistividade e da Polarização Induzida, que foram utilizados nos levantamentos geofísicos deste trabalho.

4.1 Eletrorresistividade (ER)

A resistividade é uma das propriedades físicas mais variáveis, pois correntes elétricas propagam nas rochas de três maneiras: eletrônica (ou ôhmica), eletrolítica (ou iônica) e condução dielétrica. A primeira é o fluxo de corrente normal, que ocorre em materiais que contém elétrons livres, como em metais nativos e grafite. Na eletrolítica, a corrente é transportada por íons a uma taxa relativamente lenta e por último, a condução dielétrica ocorre em materiais pouco condutores ou isolantes (LOWRIE, 2007).

Nas rochas e solos os processos de condução predominantes no condicionamento da resistividade são condutividade eletrolítica e eletrônica (Figura 8).

Figura 8 - Esquema representativo dos principais tipos de conduções elétricas presentes no meio geológico.



Fonte: MUSSET; KHAN, 2000.

A maior parte dos minerais formadores de rochas é isolante, e a corrente elétrica é conduzida através de uma rocha principalmente pela passagem de íons nas águas dos poros. Assim, a maior parte das rochas conduz a eletricidade por processos eletrolíticos mais que por processos eletrônicos. Portanto, a porosidade é o principal controle da resistividade de rochas, que geralmente aumenta com a diminuição da porosidade. Nas rochas cristalinas essa porosidade está representada por fissuras e zonas de fraturas (KEARY et al, 2002).

A condução eletrônica ocorre através do transporte de elétrons livres na matriz da rocha, que geralmente possuem velocidade média elevada. Eles colidem com os átomos do metal – que ocupam posições fixas na rede cristalina – e saltam para direções aleatórias. Quando o campo elétrico é aplicado, os elétrons adquirem velocidade comum de modo que sua movimentação na direção do campo ocorre a uma velocidade muito menor. A resistividade é determinada pelo tempo médio livre entre as colisões. Caso o arranjo atômico possibilite colisões frequentes, a resistividade é alta; caso haja um tempo livre médio longo entre as colisões, a resistividade é baixa (LOWRIE, 2007). A resistividade é, portanto, controlada pelo modo de agregação dos minerais e o grau de impurezas.

A condução eletrônica é típica de metais naturais e minerais de minério metálicos, que tendem a serem bons condutores por conterem quantidade considerável de elétrons disponíveis que passam de um átomo a outro com grande facilidade (KELLER; FRISHKNECHT, 1970).

A ER é utilizada no estudo de discontinuidades horizontais e verticais das propriedades elétricas do solo e também na detecção de corpos tridimensionais de condutividade elétrica anômala. Esse método estuda a resistividade elétrica das rochas, através de correntes elétricas geradas artificialmente, que são introduzidas no solo e as diferenças de potencial geradas são medidas em pontos da superfície (KEARY et al, 2002).

Para entender como medir a resistividade de um material, precisamos entender o conceito físico de resistência elétrica, ou seja, capacidade que um corpo tem de opor-se à passagem da corrente elétrica.

A resistência elétrica varia conforme o comprimento, a largura e a natureza do material do condutor, além da temperatura a que ele é submetido. Todos esses fatores são relacionados por uma equação conhecida como Segunda Lei de Ohm:

$$R = \frac{\rho l}{A} \quad \text{Eq. (1)}$$

Sendo que: R é a resistência elétrica do condutor; ρ é a resistividade; l é o comprimento do condutor; A é área de seção transversal do condutor. A unidade de medida da resistência elétrica no Sistema Internacional de Unidades (S.I.) é o Ohm (Ω), que representa a razão volt/Ampere.

A resistividade é uma propriedade específica dos materiais e depende de características microscópicas intrínsecas, por esse motivo é a propriedade física estudada neste método, visto que o meio geológico é heterogêneo e medidas de resistência não nos dariam informações sobre as rochas em subsuperfície.

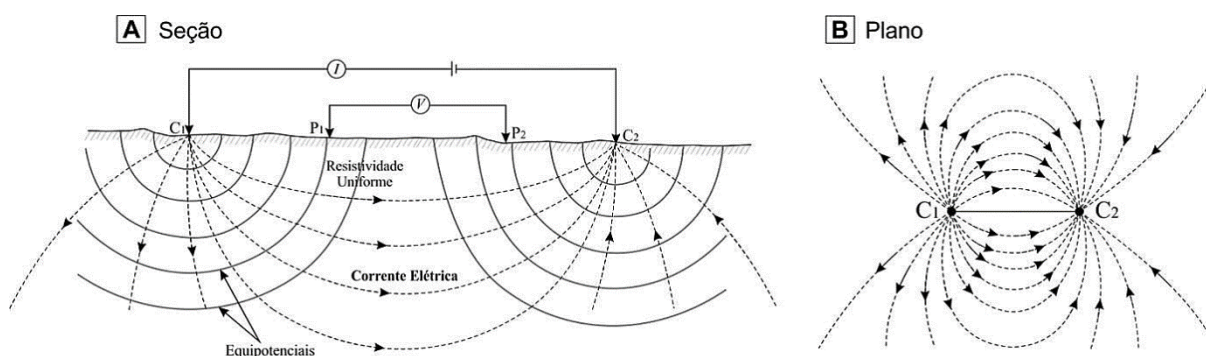
Partindo da equação 1, podemos calcular a resistividade do material segundo a resistência medida, da seguinte forma:

$$\rho = \frac{RA}{l} \quad \text{Eq. (2)}$$

A unidade no S.I. para a resistividade é o Ωm . A propriedade recíproca da resistividade é a condutividade elétrica, medida no S.I. em Siemens por metro (Sm^{-1}).

A corrente elétrica no meio físico é estabelecida a partir da diferença de potencial entre duas extremidades. Em um modelo de subsuperfície homogêneo e isotrópico, o potencial elétrico diminui radialmente conforme a distância da fonte pontual, de modo a constituir superfícies semiesféricas concêntricas com o mesmo valor de potencial. As linhas de fluxo de carga elétrica são estabelecidas em direções perpendiculares às superfícies equipotenciais, no sentido do maior para o menor potencial elétrico, conforme figura 9 (ROBINSON, 1988).

Figura 9 - Distribuição das linhas equipotenciais e corrente elétrica em modelo de subsuperfície homogêneo e isotrópico, visto em perfil (A) e em planta (B).



Fonte: Modificado de MUSSET; KHAN, 2000.

Em uma situação ideal, ou seja, onde o meio estudado é homogêneo e isotrópico, o valor de resistividade obtido corresponderá à resistividade verdadeira do meio. Contudo, o meio geológico raramente apresenta homogeneidade, a predominância é de materiais heterogêneos e anisotrópicos e, desse modo, apresentam resistividades contrastantes que podem causar perturbações na propagação da corrente elétrica.

Neste contexto, os valores medidos não representam a distribuição real das resistividades, mas um conjunto da interferência dessa propriedade dos diversos componentes geológicos do meio físico subsuperficial. O parâmetro obtido em função das heterogeneidades intrínsecas do meio geológico representa uma média ponderada das resistividades de cada um dos materiais presentes entre as equipotenciais medidas (DENTITH; MUDGE, 2014). Esse parâmetro é denominado resistividade aparente (ρ_a), e pode ser calculado por:

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{i} \quad \text{Eq. (3)}$$

Onde ΔV é a diferença de potencial (ddp) medida e K é o fator geométrico. Esse fator depende da disposição geométrica dos eletrodos de corrente (C_1 e C_2) e de potencial (P_1 e P_2), ou seja, depende de como o conjunto de eletrodos foi arranjado. Esse fator pode ser obtido por:

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{c_1 P_1} - \frac{1}{c_2 P_1} - \frac{1}{c_1 P_2} + \frac{1}{c_2 P_2} \right)^{-1} \quad \text{Eq. (4)}$$

As resultantes de potencial elétrico em cada eletrodo de potencial (P_1 e P_2) utilizadas para calcular a ddp são obtidas em função da distância dos eletrodos de potencial em relação aos eletrodos de corrente C_1 e C_2 , conforme a posição da super-

fície equipotencial em que estejam. O fator K relaciona todas as posições relativas dos eletrodos à resultante de ddp final nos eletrodos de potencial P_1 e P_2 , que será convertida em resistividade elétrica (Equação 3).

Em solos e rochas, os mecanismos pelos quais a corrente elétrica é propagada são caracterizados pela sua condutividade σ , que numericamente pode ser expressa como o inverso da resistividade (HALLIDAY et al., 1993). Então,

$$\sigma = \frac{1}{\rho} = \frac{l}{RA} = \frac{\left(\frac{i}{A}\right)}{\left(\frac{V}{l}\right)} = \frac{J}{E} \quad \text{Eq. (5)}$$

onde J é a densidade de corrente (em A/m²) e E o campo elétrico (em V/m).

Produtos da ação de processos hidrotermais, responsáveis pela gênese de diversos depósitos de sulfetos disseminados, resultam na formação de zonas de argilização, silicificação, além de falhas e cisalhamentos que podem ser preenchidos por diversos minerais, num conjunto que resulta em grandes contrastes de parâmetros físicos (WARD, 1990).

Alguns minerais como a grafita, óxidos e sulfetos, são excelentes condutores de elétrons, caracterizados pela redução da resistividade das rochas quando presentes em quantidades significativas (MILSOM, 2006). Contrastes detectáveis geralmente surgem quando um condutor elétrico, como um depósito metálico, reside em rochas resistivas, como as silicáticas de modo geral (LOWRIE, 2007).

4.2 Polarização Induzida (IP)

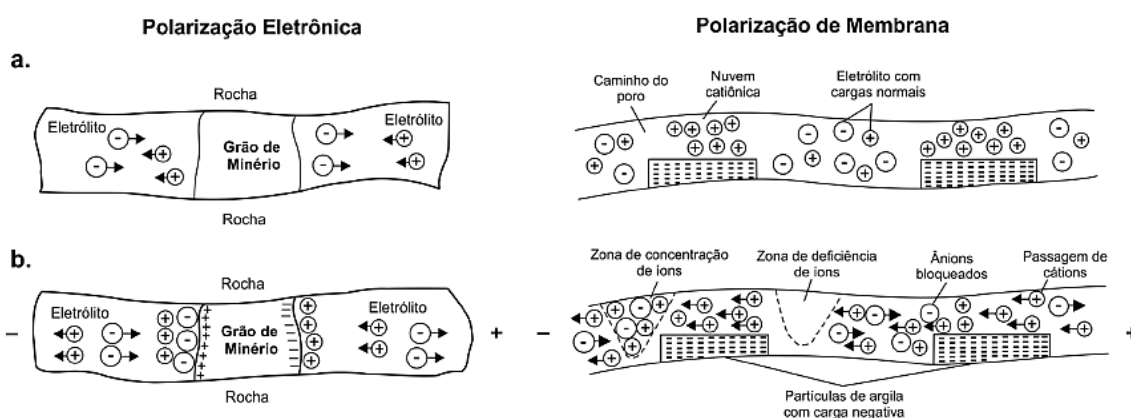
O fenômeno de polarização induzida ocorre quando um material, após submetido à passagem de uma corrente elétrica, armazena uma certa quantidade de energia. As cargas elétricas são polarizadas e esse passa a funcionar com capacitor. Quando a corrente aplicada é cessada, as cargas elétricas polarizadas tendem a voltar a seu estado natural. Essa movimentação de cargas gera uma corrente residual, que por sua vez, pode ser identificada em superfície através da ddp gerada.

Os principais materiais que apresentam essa propriedade são os metais, e por isso o método de IP foi originalmente desenvolvido para a pesquisa desse tipo de mineral no meio geológico, como para a pesquisa de sulfetos disseminados, uma vez que estes atuam como um conjunto de capacitores elétricos carregados durante o trânsito de corrente elétrica. Quando cessada a corrente, o equipamento geofísico mede em superfície a descarga do potencial elétrico acumulado (LOWRIE, 2007).

Portanto, o método de IP analisa a intensidade do fenômeno de polarização elétrica baseado na habilidade que alguns materiais geológicos apresentam em acumular carga, mesmo em rochas de resistividades altas, e nas diferenças de concentrações e mobilidade de íons nos fluidos dos poros, que variam localmente no terreno (KNODEL et al., 2007).

Existem dois tipos do fenômeno de polarização (Figura 10), a eletrolítica (de membrana) e a eletrônica (de eletrodo). A polarização de membrana é expressiva em rochas que contêm alguma porcentagem de argilominerais distribuídos na matriz, pois na ausência de fluxo de carga elétrica, os argilominerais são naturalmente polarizados devido à superfície externa carregada negativamente, passível de ser submetida a um acúmulo de cátions. Dessa forma, quando a corrente elétrica é aplicada no meio subsuperficial, os íons são movidos em direções opostas. Com a cessação da mesma, os cátions tendem a retornar a sua posição original e, assim, produzir uma corrente residual. A polarização de eletrodo, por sua vez, é o fenômeno que acontece nos minerais metálicos, onde o processo de condução de corrente é eletrônico (LOWRIE, 2007).

Figura 10 - Representação dos tipos de polarizações: eletrônica ou de eletrodo e eletrolítica ou de membrana. (a) comportamento das cargas antes da aplicação de corrente. (b) depois da aplicação de corrente.



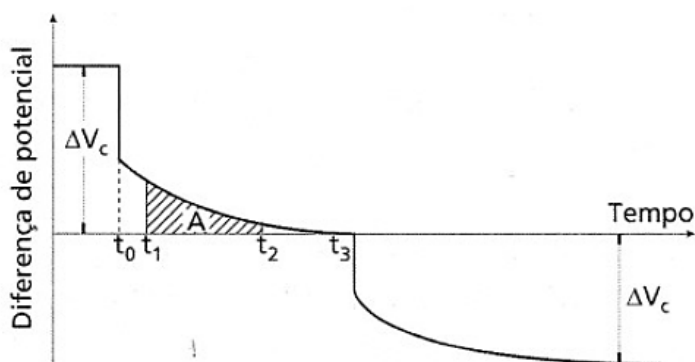
Fonte: Modificado de TELFORD et al, 1990.

Na prospecção de jazidas metálicas, o interesse é pelo efeito de polarização de eletrodo. No entanto, não é possível distinguir entre os efeitos durante as medições. Logo, a polarização de membrana pode ser considerada como ruído, que reduz a efetividade do levantamento (KEAREY et al, 2002). Neste caso, o conhecimento do

contexto geológico é de extrema importância, para garantir que os valores obtidos representem de fato ocorrências minerais. Neste trabalho, a interferência pela polarização de membrana foi desconsiderada, pois as litologias da área não apresentam argilominerais em suas matrizes (quartzitos/xistos e quartzo).

Dois efeitos são observados durante a medição de IP, a propriedade capacitiva do solo causa tanto o caimento transiente da voltagem residual como a variação da resistividade aparente como uma função da frequência. Esses dois fenômenos são representações da IP no domínio do tempo e da frequência, respectivamente (KEAREY et al, 2002). Neste trabalho trataremos apenas da metodologia aplicada, levantamento IP no domínio do tempo.

Figura 11 - Fenômeno da polarização induzida. Em t_0 a corrente é desligada e a ddp decai gradualmente a zero. Um efeito similar ocorre em t_3 quando a corrente é religada. "A" representa a área sob a curva de decaimento para o intervalo de tempo $t_1 - t_2$.



Fonte: KEAREY, et al, 2002.

O parâmetro medido nesses levantamentos é a cargabilidade (M), definida matematicamente como a área A sob a curva de decaimento durante certo intervalo de tempo $t_1 - t_2$ normalizado pela diferença de potencial no estado estacionário ΔV_c (Figura 11).

$$M = \frac{A}{\Delta V_c} = \frac{1}{\Delta V_c} \int_{t_1}^{t_2} v(t) dt \quad \text{Eq. 6}$$

A cargabilidade é medida logo após a corrente polarizada ser desligada, durante um intervalo de tempo determinado (Figura 11). A área A é fornecida pelo aparato de medição, onde é obtida por integração analógica. Diferentes minerais são distinguidos por cargabilidades características; por exemplo, a pirita tem $M = 13,4$ ms para

um intervalo de 1 s, e a magnetita, 2,2 ms para o mesmo intervalo. A figura 11 também mostra que a polaridade da corrente é revertida (KEARY et al, 2002).

4.3 Técnicas e Arranjos

A técnica de tomografia elétrica foi desenvolvida análoga à técnica de tomografia sísmica. Basicamente, a tomografia sísmica usa sinais de ondas refletidas e refratadas de fontes controladas para descrever perturbações de velocidade na crosta terrestre. De forma similar, a tomografia elétrica é usada para descrever a resistividade do meio, desde próximo à superfície até algumas dezenas de metros. Outra analogia aplicada é a inversão de parâmetros, enquanto na sísmica, tempo é invertido para obter velocidade de propagação, na tomografia elétrica de resistividade a inversão é realizada para obter valores de resistividade real a partir de resistividade aparente (LOWRIE, 2007).

A tomografia elétrica resulta em modelagem bidimensional da superfície, onde são consideradas as mudanças do parâmetro tanto verticalmente como lateralmente. Os resultados podem ser apresentados como mapas planos, a uma ou mais profundidades, ou em seções transversais, denominadas pseudo-seções.

Os métodos elétricos são facilmente aplicáveis à técnica de tomografia. Sua semelhança na aplicação dos métodos também permite que as medidas sejam realizadas concomitantemente. Os levantamentos consistem basicamente em um par de eletrodos de corrente (C_1 e C_2) e outro de potencial (P_1 e P_2), espaçados regularmente. No caso de pesquisas bidimensionais, os eletrodos são arranjados linearmente e para investigações tridimensionais uma malha de linhas sequenciais é levantada (LOWRIE, 2007).

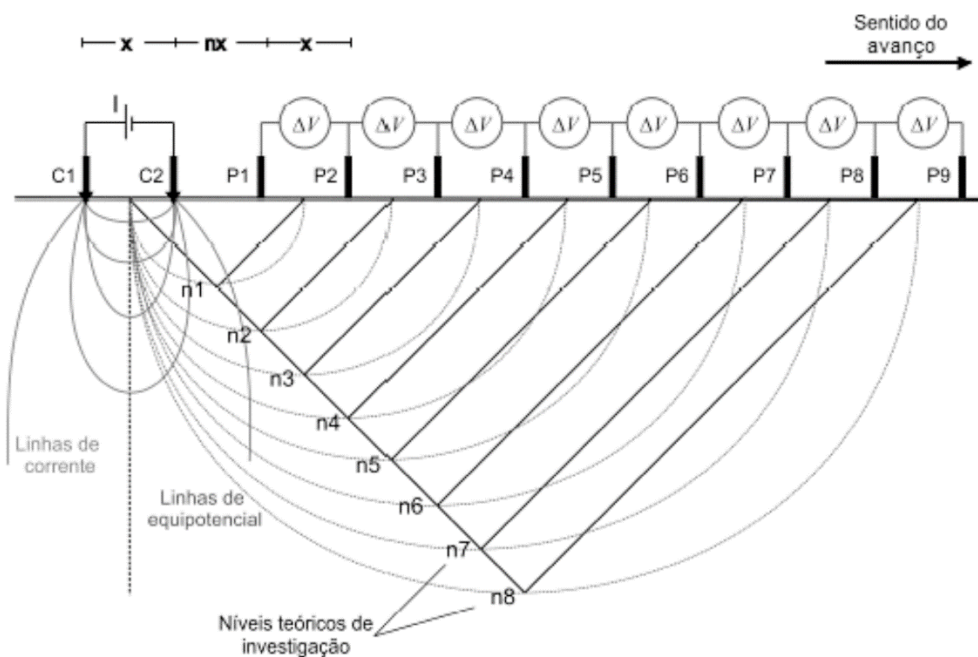
Os três principais arranjos de eletrodos utilizados para levantamentos elétricos são Wenner, Schlumberger e Dipolo-Dipolo.

O arranjo Dipolo – Dipolo, por sua vez, é o mais utilizado em levantamentos de ER e IP. O espaçamento (x) entre $C_1 - C_2$ é igual a $P_1 - P_2$ e mantido constante durante todo o levantamento. A diferença desta configuração está no posicionamento dos eletrodos, pois os eletrodos de corrente são posicionados lado a lado aos de potencial e não entre eles, como nos arranjos anteriores. O avanço do arranjo é realizado com o afastamento (nx) do par de eletrodos $P_1 - P_2$ a cada medida (Figura

12), para investigar diversos níveis de profundidade de investigação ($n = 1, 2, 3, \dots$). A profundidade alcançada é estimada como $nx/2$ (LOWRIE, 2007).

No arranjo Dipolo-Dipolo o ponto medido é estimado a partir 45° do centro de cada par de eletrodos.

Figura 12 - Esquema arranjo Dipolo-Dipolo.



Fonte: Adaptado de KEARY, et al, 2002.

O arranjo dipolo-dipolo, utilizado neste trabalho, apresenta muitas vantagens. A principal delas é o fato de ser um arranjo simétrico que possibilita uma interpretação qualitativa da pseudo-seção, o correto posicionamento de uma anomalia torna-se mais fácil. Outra vantagem, em termos práticos, é a facilidade operacional em campo, além de que o dipolo-dipolo é o que oferece a melhor resolução para levantamentos bidimensionais e sua principal desvantagem é sua baixa razão sinal/ruído (GANDOLFO; GALLAS, 2007).

O dipolo-dipolo apresenta uma boa resolução lateral e oferece um bom desempenho no mapeamento de estruturas verticais. Porém, não é adequado para a identificação de estruturas horizontais (para melhores resultados na definição de estruturas horizontais, deve ser usada a Sondagem Elétrica Vertical - SEV, arranjo Schlumberger).

5 MATERIAIS E MÉTODOS

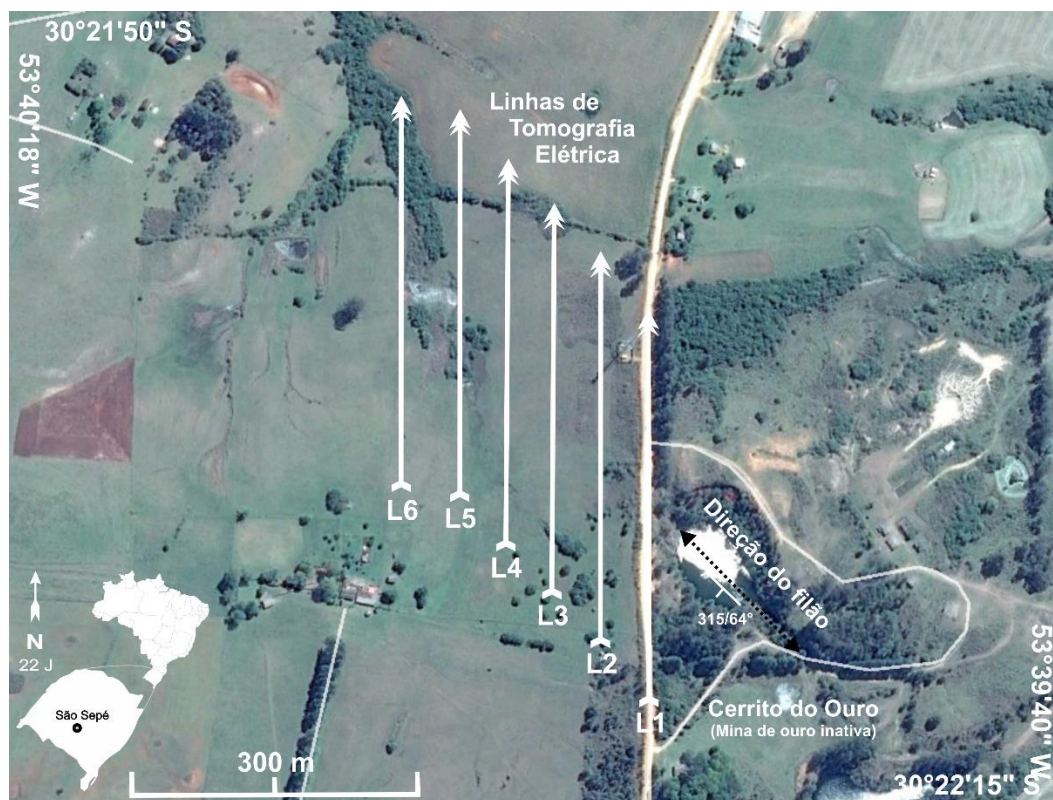
5.1 Aquisição

Para o planejamento do levantamento geofísico foram utilizadas imagens de satélite, via Google Earth, com o objetivo de reconhecer as principais direções de falhamentos regionais e relevo para definir o posicionamento das linhas de imageamento. O trabalho de Moreira et al (2016) foi usado como base para definição de parâmetros de levantamento, como espaçamento entre linhas, geometria de arranjo e espaçamento entre eletrodos. Além disso, a folha geológica representativa da região (Folha Geológica SH.22-Y-A-I-4, Passo do Salsinho) foi consultada para análise geológica e metalogenética da área.

A possibilidade de atuação de sistemas de mineralização estruturados levou a realização de levantamento estrutural de fraturas, entretanto não foi possível a realização de medidas em campo devido alto fraturamento dos afloramentos encontrados. Os dados estruturais utilizados nesse trabalho foram identificados a partir de redes de drenagens, observadas em imagens de satélite. Foram identificadas 315 fraturamentos em escala de 1:5000, numa região que abrange a área estudada, além de outra ocorrência de ouro próxima, chamada Viúva Guerra Duval. Os dados foram plotados em diagrama de rosetas através do software Stereonet.

Com isso, o levantamento geofísico consistiu na aplicação dos métodos da eletrorresistividade e polarização induzida, selecionados devido ao histórico de aplicações de depósitos sulfetados e ao grande contraste de propriedades físicas entre rocha hospedeira e zonas mineralizadas, com a realização de seis linhas de imageamento elétrico em arranjo Dipolo-Dipolo de 410 m de comprimento cada. Os eletrodos foram espaçados em 10 m e as linhas em 50m. Esse espaçamento permitiu a leitura de 23 níveis de profundidade. O centro do arranjo foi posicionado segundo a direção preferencial do veio mineralizado (315°) e as linhas foram direcionadas N-S (Figura 13), com o objetivo de cruzar a direção preferencial de fraturamento da região (NW).

Figura 13 - Disposição das linhas de aquisição geofísica.



Fonte: Modificado de Google Earth.

O equipamento utilizado foi o resistímetro Terrameter LS, fabricado pela ABEM Instruments e pertencente à Universidade Estadual Paulista, com eletrodos de cerâmica não polarizáveis, que consistem em um tubo de base cerâmica, preenchido com solução supersaturada de sulfato de cobre (CuSO_4) e com haste condutora de cobre em seu interior. Esse tipo de eletrodo permite a lenta percolação da solução para o solo, o que reduz a resistência do contato e a geração de correntes parasíticas geradas pelo uso de eletrodos metálicos de contato galvânico (GEOTOMO SOFTWARE, 2003).

Este equipamento permite a realização simultânea de ensaios de Potencial Espontâneo (SP), Eletrorresistividade (ER) e Polarização Induzida (IP), através de ciclos periódicos de transmissão e recepção de sinais, cálculo automático da resistência de contato e do desvio padrão do conjunto de medidas. A calibração do equipamento seguiu os seguintes parâmetros: 1 s de transmissão de corrente com 0,3 s de intervalo de leitura; 2 janelas de aquisição de 0,2 s cada; corrente aplicada de 500 mA.

5.2 Processamento

Os dados extraídos do equipamento representam uma pseudo-seção de resistividade e cargabilidade aparente. Observados esses pontos, os dados gerados pelo equipamento precisam passar por uma série de processamentos para que possam de fato representar o mais próximo possível do diagnóstico local real.

Para a inversão 2D dos dados de resistividade/cargabilidade aparente (medida) para os valores calculados (reais) foi utilizado o software Res2dinv (GEOTOMO SOFTWARE, 2003).

A inversão geofísica pode ser definida como o processo matemático que determina um modelo idealizado de subsuperfície com base em um conjunto finito de dados observados, cuja resposta esteja em concordância com os valores medidos em campo. Os dados foram invertidos pelo método inversão por suavização (*smooth inversion*). Esse modelo de inversão é baseado no método matemático dos mínimos quadrados, que possui como objetivo minimizar a soma dos quadrados dos erros entre a resposta do modelo e as observações. A partir desta otimização, o modelo inicial é modificado de forma iterativa para que a diferença entre a resposta do modelo e os valores dos dados observados seja reduzida (LOKE, 2000). A diferença entre os valores de resistividade aparente, calculados e medidos em campo, pelo ajuste da resistividade do modelo de blocos é expressa pelo erro RMS (*Root Mean Squared*) (LOKE; BARKER, 1996).

Para obter o valor do erro RMS as diferenças encontradas entre os valores medidos e os dados calculados são elevadas ao quadrado e somadas. A soma é, então, dividida pelo número de dados, para obter a média cuja raiz quadrada fornece um valor característico de erro na mesma unidade dos dados originais (GEOTOMO SOFTWARE, 2003).

Ainda sobre o tratamento dos dados, foi adicionado aos dados geofísicos dados de topografia coletados a partir de informações de altimetria de imagens de satélite do Google Earth, 2018.

Após finalizado o processamento das seções 2D, os dados são reunidos em uma única planilha, com uma nova coluna correspondente a posição de cada seção no espaço, conforme suas posições realizadas em campo. Esta nova planilha é carregada na plataforma Oasis Montaj (GEOSOFT), para interpolação das linhas e geração do modelo de visualização 3D. O modelo de interpolação utilizado foi o da mí-

nima curvatura. Esse modelo estima valores para pontos não medidos através de equações diferenciais que suavizam a superfície. Os resultados gerados por esse método apresentam contornos suaves no interior das células, onde os dados são calculados utilizando a média global dos dados amostrados (LANDIM, 2004).

Vale ressaltar que, para a confecção de um modelo 3D completo a aquisição deve ser realizada em uma malha regular, com os mesmos espaçamentos nas direções perpendiculares. Entretanto a aquisição 3D não é rotineiramente utilizada como a aquisição 2D, principalmente devido ao custo e tempo significativamente maiores. Para o caso de o levantamento consistir em uma série de aquisições 2D, paralelas ou não, cada perfil pode ser individualmente invertido e posteriormente combinados em uma malha irregular. Nesse caso chamamos a esse modelo quasi 3D, ou modelo de visualização 3D (DAHLIN; LOKE, 1997).

A partir do modelo de visualização 3D, foram gerados mapas em camadas de cada 10m de profundidade. Além disso, foram selecionados os valores de cargabilidade e resistividade que delimitavam as feições mais marcantes dos dois métodos para a criação de isso-superfícies que indicam a geometria tridimensional da anomalia.

6 RESULTADOS E DISCUSSÕES

6.1 Dados Estruturais

A análise estrutural de feições regionais permitiu o reconhecimento de padrões que podem estar relacionados às mineralizações e servirem como guias prospectivos. Em regiões de contexto geológico metamórfico, a estrutura da rocha é refletida no relevo e as drenagens ocorrem nas zonas de fraquezas das rochas, onde o intemperismo atua com maior facilidade. Estudos realizados por CPRM (1995) analisaram sedimentos de rios da região para a identificação de zonas anômalas para ouro. Foram identificadas 41 estações anômalas, a maioria delas (exceto uma associada a filões encaixados no Granito São Sepé) foram associadas às áreas de exposição de rochas do Grupo São Gabriel.

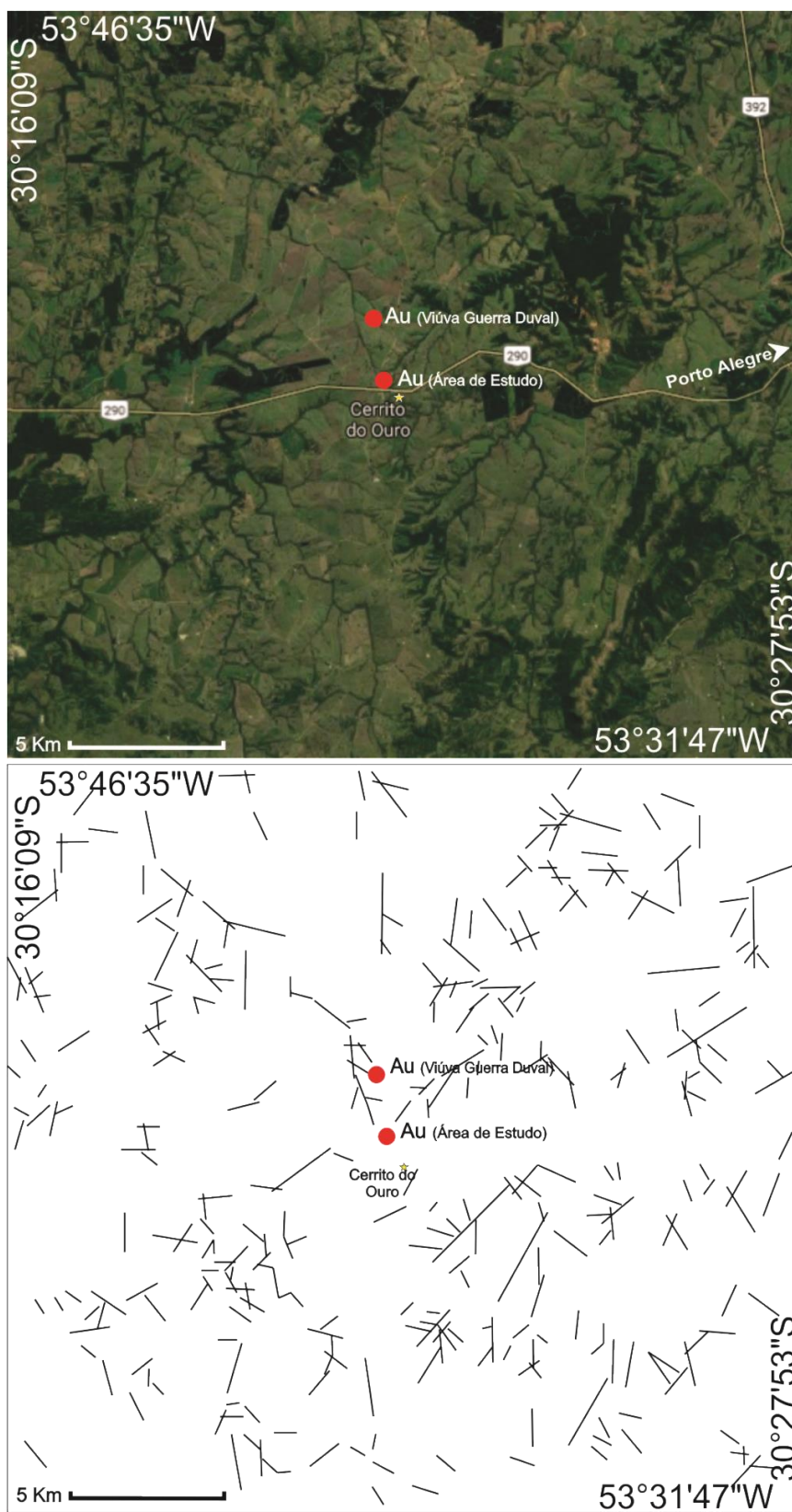
Isso mostra que segmentos retilíneos de drenagens da região podem estar associados a fraturas mineralizadas, que após intemperismo causado pela lixiviação da água, sedimentaram nos leitos dos rios, possibilitando a análise por concentrados de bateia. Dessa forma, as imagens de satélite podem ser usadas nessa etapa para o reconhecimento das feições do relevo e segmentos retilíneos de drenagens, relacionados com fraturas do embasamento.

Os dados estruturais foram reunidos em mapa e diagrama de roseta para destaque das principais orientações. Os lineamentos regionais identificados pelas redes de drenagens estão apresentados na figura 14. A figura 15 apresenta o diagrama de rosetas elaborado a partir das direções medidas desses lineamentos.

A análise do diagrama permitiu identificar uma família de fraturas preferencial com direção NW e uma secundária com direção N-S. Ainda, uma família subordinada pode ser observada com direção NE.

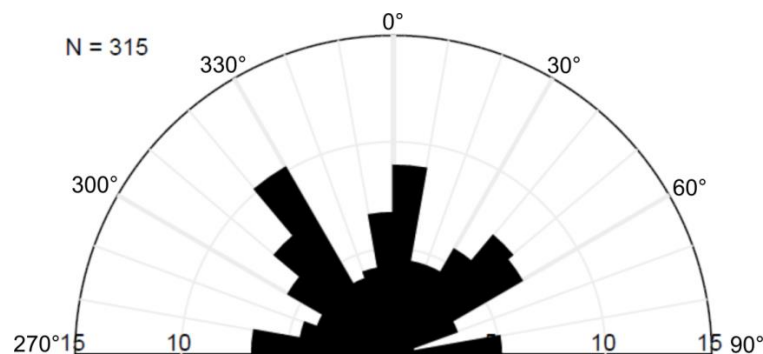
Os quartzitos e xistos do Complexo Metamórfico Vacacaí, que constituem as rochas hospedeiras locais, sofreram um processo de deformação que inclui quatro fases, como citado na seção 3.2 deste trabalho. Durante a fase D3, um esforço compressional NW propiciou a formação de estruturas com direção preferencial NE. Na fase D4, esse esforço foi aplicado quase que ortogonalmente e formou estruturas de direções preferenciais NW.

Figura 14 – Imagem de satélite e mapa de lineamentos regionais.



Fonte: Modificado de Google Earth, 2018.

Figura 15 - Diagrama de roseta com fraturas regionais.



Fonte: Dados da pesquisa.

Nesse contexto, a rede de drenagens provavelmente está condicionada a deformação regional mais recente, ou seja, fraturas com orientação NW. As fraturas resultantes desse processo também serviram de conduto para a percolação de fluidos hidrotermais e formação do veio de quartzo lavrado.

As estruturas observadas com direção NE foram associadas com a terceira fase de deformação, responsável pela mineralização de ocorrências próximas, como a mina da Bossoroca, estudada por Remus, 1999.

A família de estruturas direcionadas N-S são associadas com o processo de mudança de regime de esforços, que resultaram na formação de fraturas com atitudes intermediárias em relação aos esforços principais aplicados.

A integração entre dados estruturais e geofísicos são fundamentais para compreender a evolução metalogenética da mineralização em estudo, conforme os objetivos propostos neste trabalho.

6.2 Dados geofísicos - Resistividade

As seções de resistividade apresentadas nesse tópico foram processadas no *software* Res2dinv através de inversão por suavização, que permite a visualização dos valores de resistividades calculados para os perfis levantados.

Os resultados foram normalizados dentro de uma mesma escala de cores com valores que variam entre 1 e 50.000 $\Omega.m$, para possibilitar a comparação entre os perfis e avaliar a distribuição espacial das zonas resistivas.

A região estudada apresenta contexto geológico resistivo além de estar localizada em um alto topográfico e distantes de drenagens. Essas características dificultam

tam a identificação de contrastes de resistividade e por isso a escala de distribuição logarítmica foi adotada para os valores de contorno.

Essa escala é mais apropriada para grandes intervalos de valores de resistividade, pois a função logarítmica aplicada extrapola os valores extremos e favorece a visualização dos contrastes. Portanto, os altos valores calculados na inversão dos dados representam uma amplificação dos valores reais para melhor interpretação do perfil.

A figura 16 reúne os dados de resistividade dos perfis levantados. As zonas com altos valores de resistividade, acima de 50.000 Ω .m, foram realçadas e identificadas como zonas de interesse.

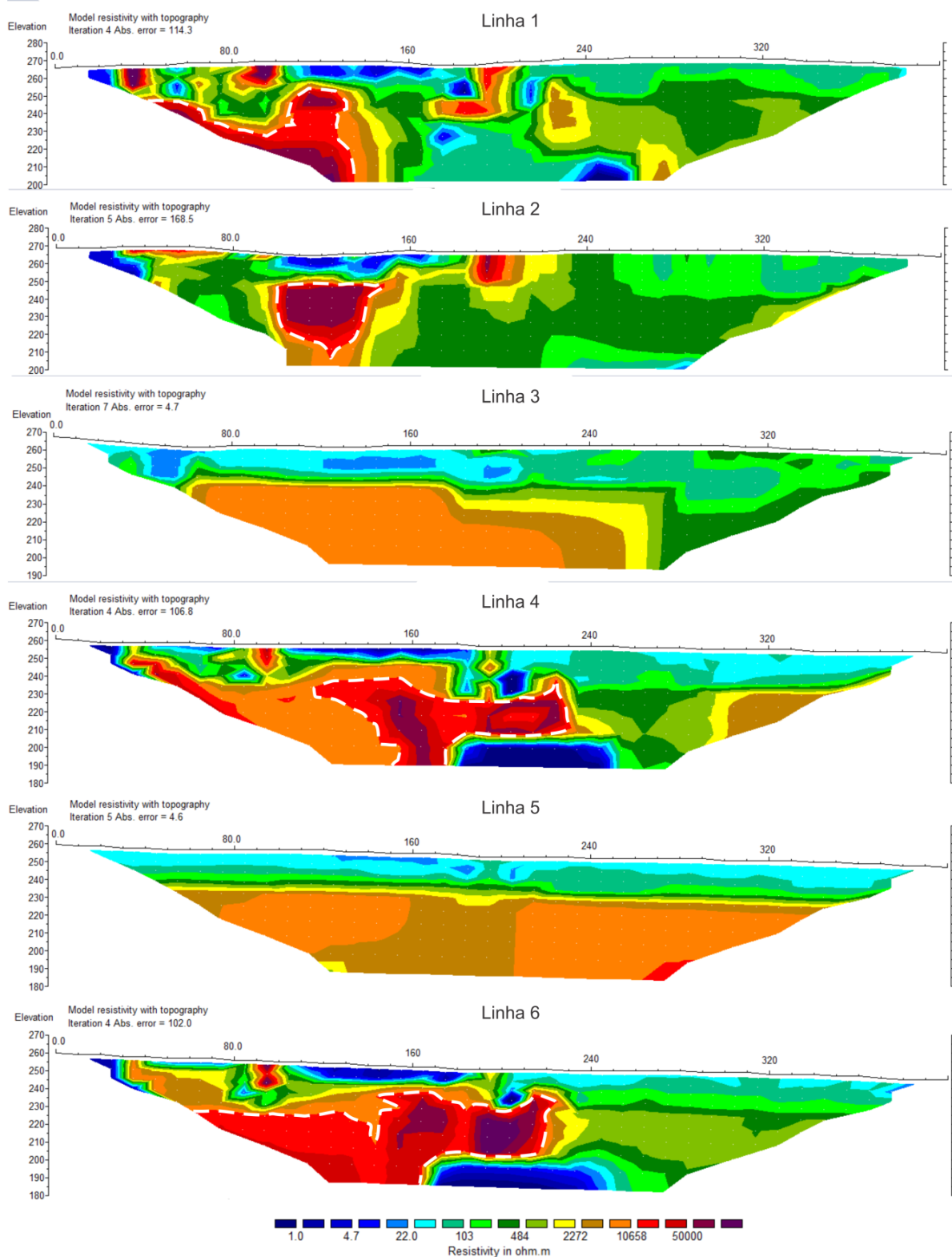
Nas linhas 1, 2, 4 e 6 as regiões com alta resistividade apresentam padrões circulares a elípticos com dimensões que variam desde cerca de 50 m (Linha 2) até dimensões aproximadas de 160 m de diâmetro (Linha 6).

As linhas 3 e 5 apresentam valores de resistividades que variam entre 20 e 10.000 Ω .m, com pequena variação lateral e ausência de zonas com grandes contrastes resistivos. Conforme a configuração do levantamento geofísico, realizado em linhas paralelas, essa descontinuidade dos valores de alta resistividade pode representar ausência de conexão lateral entre as zonas anômalas identificadas.

Em mineralizações de contexto metalogenético formado por ação de processos hidrotermais, são identificados alguns aspectos característicos, como zonas de argilização ou zonas de silicificação, muitas vezes associadas à ocorrência de minerais metálicos (WARD, 1990). Mais especificamente, os depósitos do tipo orogênico epizonal apresentam formação de redes de veio de quartzo, condicionados por falhas e fraturas presentes na rocha hospedeira (GROVES, et al, 1998). Esse contexto resulta em grandes contrastes de resistividade devido à propriedade isolante desse mineral.

Nesse sentido, a análise e interpretação dos perfis sugerem que durante a formação da mineralização o líquido hidrotermal percolou fraturas NW da rocha encaixante e formou redes de veios de quartzo independentes.

Figura 16 - Seções de resistividade, com destaque para zonas de altos valores.



Fonte: Dados da pesquisa.

6.3 Dados geofísicos - Cargabilidade

O processamento e inversão dos dados de cargabilidade foram realizados em conjunto com os dados de resistividade elétrica. As seções estão apresentadas na figura 17, com os altos valores destacados (acima de 64 mV/V).

Na linha 1, as anomalias foram identificadas em pontos isolados com profundidades a partir de 15m. Apresentam formato arredondado com cerca de 50 m de diâmetro. Na linha 2 existe um corpo com altos valores de cargabilidade localizado entre 200 m e 330 m, com formato alongado verticalmente. Com as dimensões de levantamento utilizadas não foi possível identificar limite inferior do corpo, o que infere que este tenha continuidade com a profundidade.

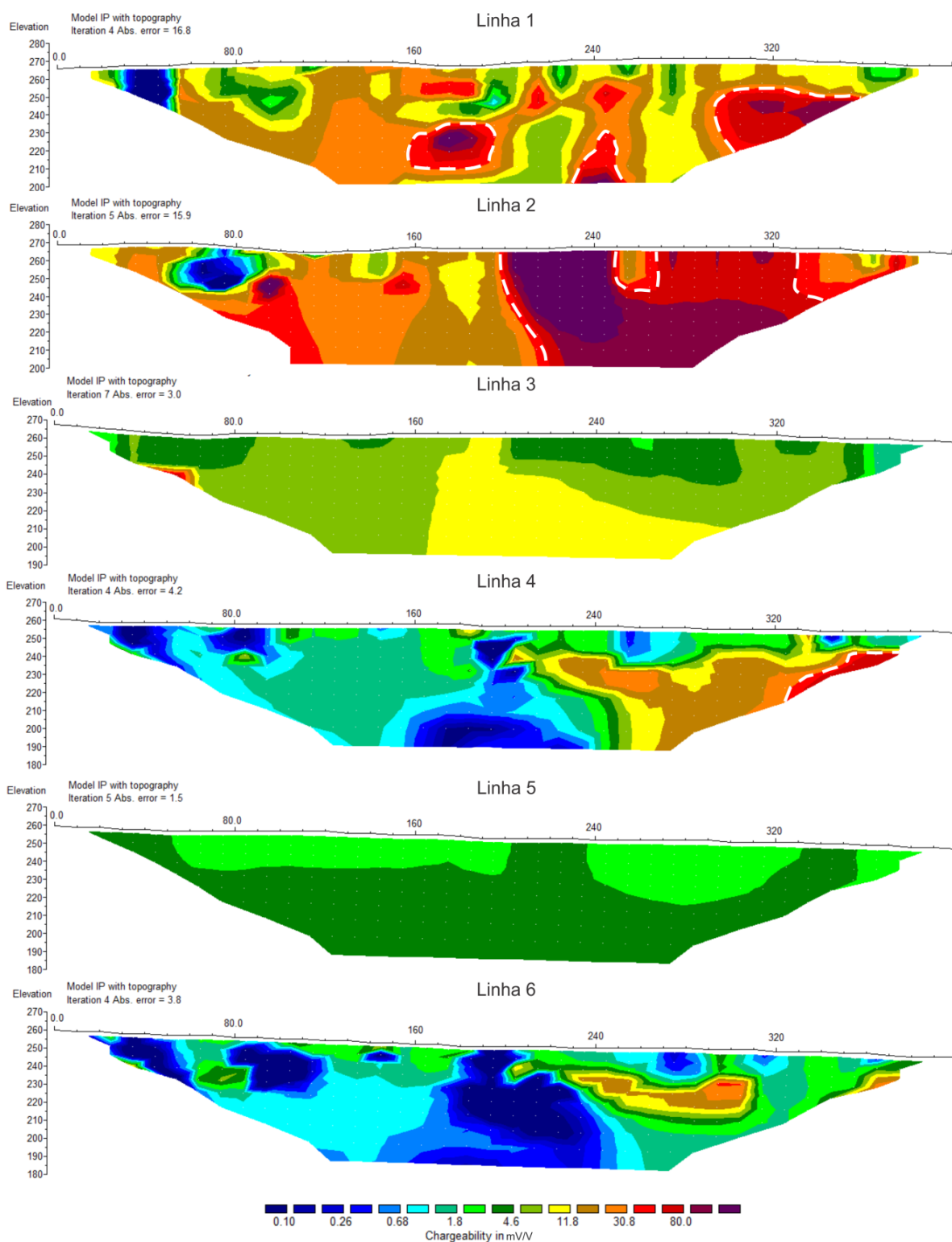
Nas linhas 3, 4, 5 e 6 os valores de cargabilidade identificados diminuem, com valores máximos de cerca de 20 mV/V. Nesses perfis, a ausência de contrastes de cargabilidade expressivos indicam também a ausência de zonas de interesse, com exceção para uma pequena anomalia identificada na linha 5, a partir de 330 m. Que pode estar associada a uma zona de alta cargabilidade que não foi completamente abrangida pelo levantamento realizado.

Minerais de minério metálico, dentro de contextos de mineralizações hidrotermais, estão geralmente representados por sulfetos. Por sua vez, esses minerais possuem propriedades capacitivas, reconhecíveis por altos valores de cargabilidade.

Com base no fenômeno físico de polarização eletrônica predominante neste tipo de material, o efeito de capacitância gerado pelos grãos de sulfetos metálicos é mais pronunciado quando este está disseminado na rocha hospedeira. Dessa forma, a área de superfície disponível para a troca iônica-eletrônica é maior, quando comparada a corpos de sulfetos maciços (KEAREY et al, 2002).

A partir desses conceitos, as zonas de alta cargabilidade identificadas nos perfis foram interpretadas como zonas de mineralizações sulfetadas. Assim como na formação das redes de veios de quartzo, as mineralizações identificadas por meio dos resultados de Polarização Induzida indicam controle estrutural na formação do depósito, condicionado pelas fraturas da rocha hospedeira.

Figura 17 - Seções de cargabilidade, com destaque para zonas de altos valores

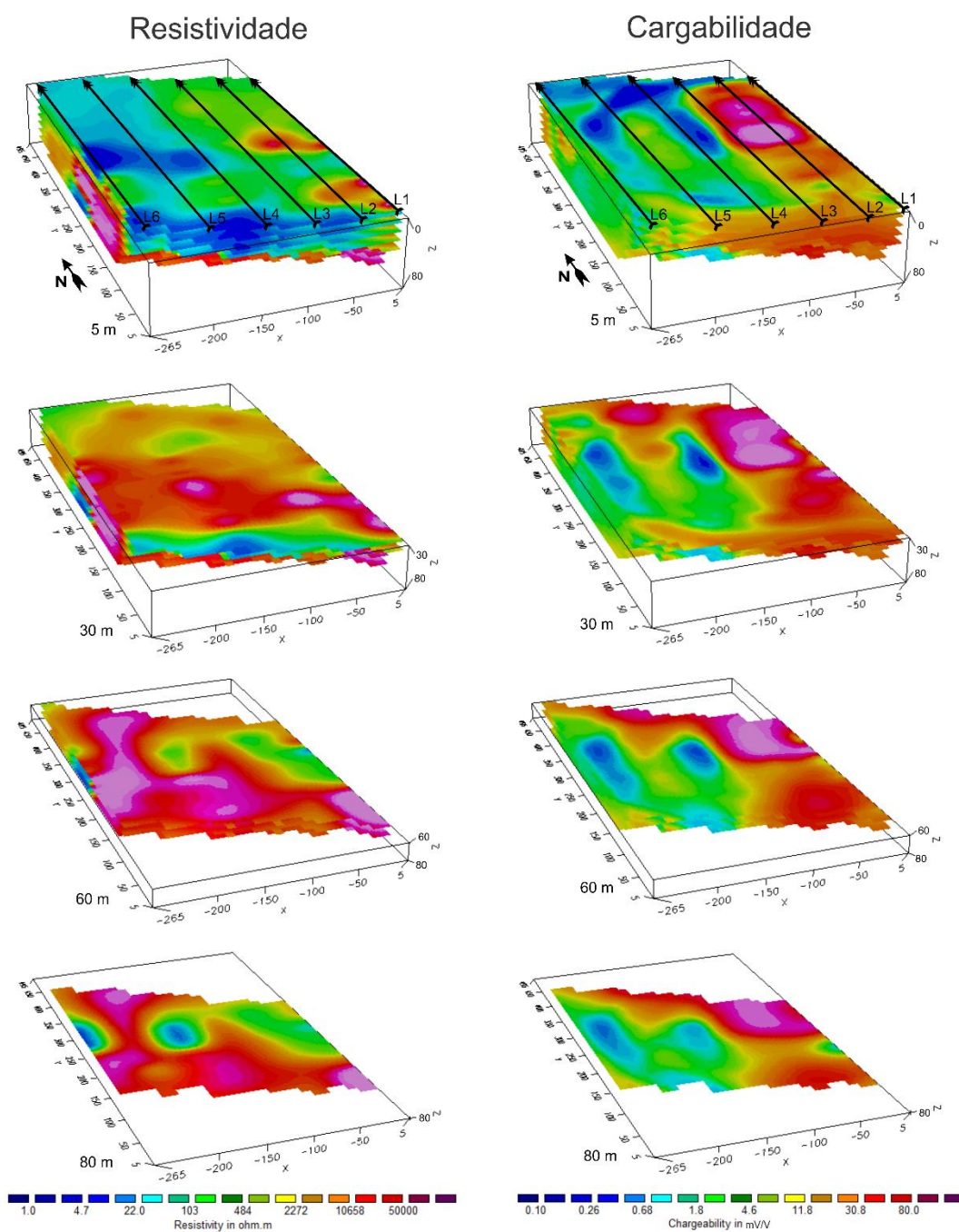


Fonte: Dados da pesquisa.

6.4 Modelos de visualização 3D

Os blocos 3D foram elaborados a partir das seções de inversão apresentadas nas seções anteriores, tanto para o parâmetro resistividade quanto para cargabilidade (Figura 18). A interpolação dos dados foi feita pelo método da mínima curvatura através do *software* Oasis Montaj (Geosoft).

Figura 18 – Modelos de visualização 3D em camadas.



Fonte: Dados da pesquisa.

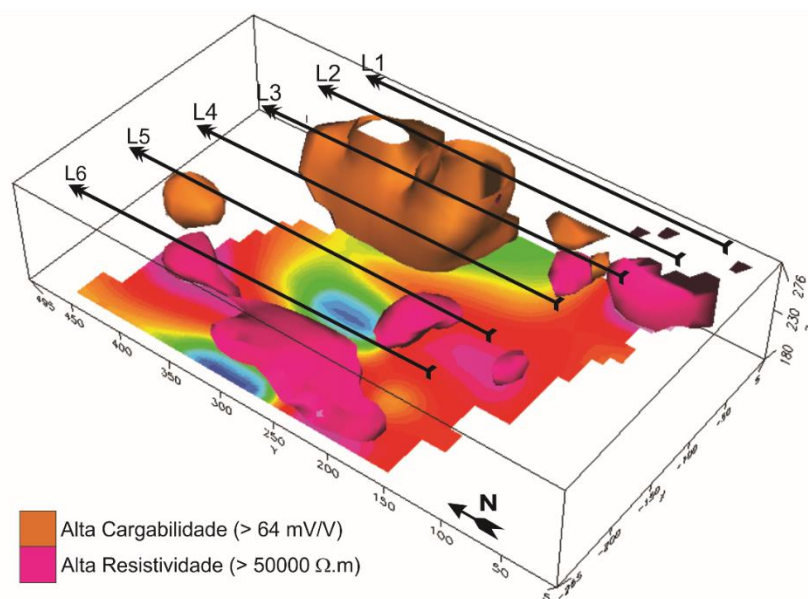
Para a apresentação dos resultados na figura 18, foram selecionadas camadas a cada 30m de profundidade, exceto a última camada. A escala de cores apresentada segue o mesmo padrão de normalização das seções 2D.

Esse modelo de visualização permite observar a distribuição espacial das zonas relacionadas aos veios de quartzo e à sulfetação. A análise dos resultados revela a ausência de conexão entre zonas.

É possível verificar também que zonas de sulfetação podem ser identificadas em diversas profundidades, enquanto que as zonas associadas às redes de veios de quartzo apresentam maiores profundidades e ocorrem a partir de 30m.

A partir desse modelo, as zonas de maior interesse tanto de cargabilidade quanto de resistividade foram selecionadas para a criação de modelo de isossuperfície. Foram selecionados os valores de 64 mV/V para cargabilidade e de 50.000 $\Omega.m$ para resistividade (Figura 19).

Figura 19 - Modelo de isossuperfícies de alta cargabilidade e alta resistividade.



Fonte: Dados da pesquisa.

Nesse modelo é possível avaliar com mais clareza a posição relativa entre os corpos identificados. Outra vantagem da utilização do modelo de isossuperfície é a possibilidade de avaliar a morfologia estimada para os alvos identificados.

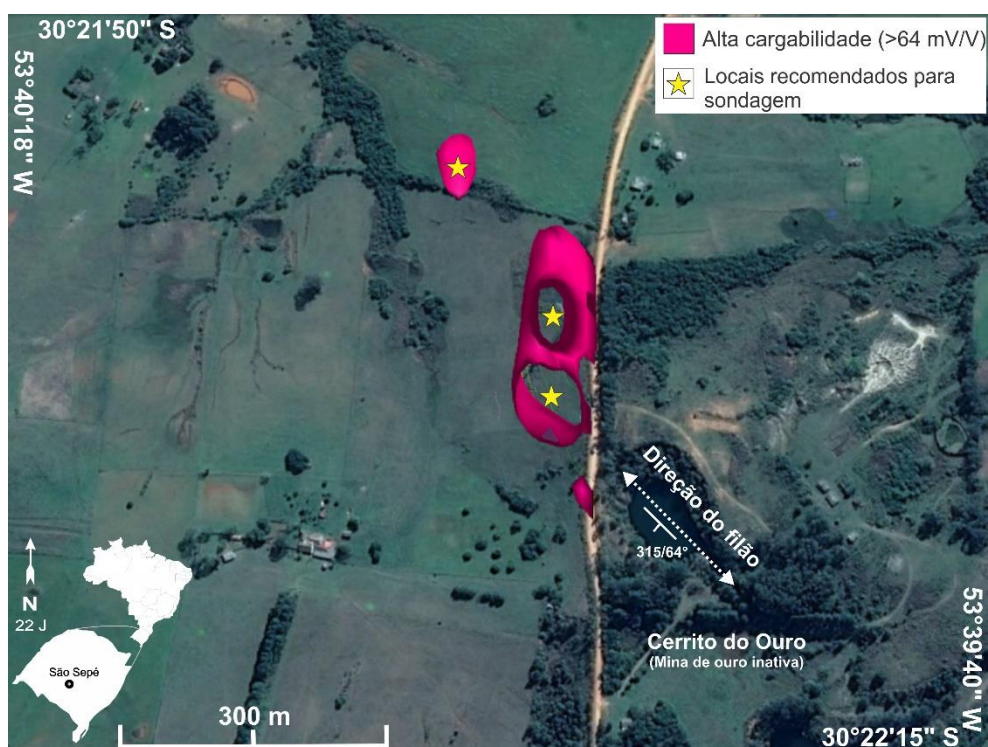
Nas zonas interpretadas como redes de veios de quartzo a modelagem apontou corpos independentes distribuídos ao longo da área estudada. Podemos observar que esses corpos possuem uma orientação NW entre si, provavelmente associ-

ada ao faturamento causado pela fase de deformação D4. A zona identificada como sulfetada apresenta formato cilíndrico, alongado verticalmente e limitado às primeiras linhas de aquisição. Apresenta direção preferencial N-S que indicam mineralizações intermediárias formadas durante o processo de remobilização dos esforços de NW para NE, das fases de deformação D3 e D4.

A morfologia indicada pela modelagem 3D dos dados de cargabilidade representa um modelo de depósito tubular formado pela percolação de fluidos hidrotermais em juntas de fraturas. Nesses contextos, o processo de hidrotermalismo resulta em depósitos de minério disseminados na rocha encaixante. No caso estudado a disseminação dos sulfetos de ferro propiciou a identificação de uma anomalia de altos valores de cargabilidade associada à mineralização de ouro.

Em detrimento deste fato, a zona de alta cargabilidade foi definida como alvo para estudos de caracterização de minério e incorporação de reserva em caso de avanço da mina. Nesse contexto, o mapa da figura 20 foi elaborado para ilustrar a distribuição espacial dos alvos de interesse. Os pontos recomendados para sondagens exploratórias foram definidos com base na morfologia da zona sulfetada e localizados no centro nas estruturas.

Figura 20 - Localização de zonas sulfetadas com indicações de pontos recomendados para sondagem.



Fonte: Elaborado pela autora.

7 CONCLUSÕES

Os resultados obtidos por meio da integração entre os métodos geofísicos e a os dados estruturais da área possibilitaram a delimitação de alvos potenciais para prospecção direta. Os contrastes evidenciados pelos métodos da Polarização Induzida e Eletrorresistividade nos levantamentos 2D demonstram a importância do reconhecimento estrutural para definição de parâmetros de levantamentos geofísicos.

A análise integrada dos dados com modelos metalogenéticos proposto para a área de estudos é fundamental para a interpretação dos contrastes observados através da geofísica. Nas seções de inversão 2D, a descontinuidade entre as zonas com altos valores de resistividade e os altos valores de cargabilidade limitados às primeiras linhas de aquisição discordantes das zonas resistivas evidenciam o forte controle estrutural associado a depósitos orogênicos epizonais.

Os modelos de visualização 3D em camadas permitiram análises de profundidades estimadas para os corpos identificados. Neles podemos observar que ambas as zonas de alta resistividade e alta cargabilidade possuem continuidade com a profundidade. O modelo de isossuperfícies permitiu analisar a morfologia desses corpos, além de indicações acerca da evolução metalogenética do depósito.

As zonas com altos valores de resistividade apresentaram característica de redes de quartzo independente, orientadas entre si para NW, coincidente com a direção preferencial do veio aflorante.

A morfologia apresentada pelo modelo de alta cargabilidade pode indicar que a provável zona sulfetada foi condicionada pela evolução tectônica da área. A remobilização dos esforços compressivos entre as fases de deformação D3 e D4 gerou fraturas de orientação intermediária (N-S). Com o estabelecimento da fase D4, houve a formação de fraturas ortogonais às da fase D3 e consequente abertura de juntas de fraturas. Com isso, o líquido hidrotermal que continha os metais pode ter percolado através desse sistema de e possibilitado a gênese de mineralizações em filões verticais e posterior preenchimento das fraturas N-S.

Este estudo demonstra as vantagens de emprego da geofísica em estudos de incorporação de reservas nas imediações de áreas comprovadamente mineralizadas, seja em pesquisas incipientes ou na expansão de frentes de lavra em minas em operação. Além disso, os resultados obtidos evidenciam que outros modelos genéti-

cos devem ser considerados para a região, devido à complexidade estrutural decorrente das deformações ocorridas.

Na exploração mineral, o adensamento da malha amostral está condicionado aos altos custos de perfuração. A análise conjunta de todos os resultados apresentados possibilitou definir pontos específicos recomendados para sondagens exploratórias e, conseqüentemente, em economia nos recursos destinados à pesquisa.

Prospecção geoquímica e levantamentos estruturais podem ser realizados para definições de teores, estimativas de reservas e avaliação do potencial econômico da mineralização.

REFERÊNCIAS

- BIONDI, J.C. **Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros**. São Paulo: Oficina de Textos, 2003.
- BORBA, A.W. **Evolução geológica da "Bacia do Camaquã" (Neoproterozóico e Paleozóico Inferior do Escudo Sul-rio-grandense, RS, Brasil): uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica**. 2006.110p. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2006.
- CHEMALE JUNIOR, F. Evolução geológica do Escudo Sul-Riograndense. In: HOLZ, M.; DE ROS, L. F. (Eds.). **Geologia do Rio Grande do Sul. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul**, 2000, p.13- 52.
- CPRM. Programa **Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: Folha Passo do Salsinho**, Escala 1:50.000. Brasília: CPRM, 1995. 359p.
- CPRM. **Folha Cachoeira do Sul, Rio Grande do Sul**. Escala 1:250.000, Brasília: CPRM, 2000. 86p.
- DAHLIN, T.; LOKE, M.H.; Quasi-3D resistivity imaging – Mapping of three dimensional structures using two dimensional DC resistivity techniques. In: **Meeting Environmental and Engineering Geophysics**, n. 3., 1997, Aarhus, Denmark. p. 143-146.
- DENTITH, M., MUDGE, S. T. **Geophysics for the mineral exploration geoscientist**. New York: Cambridge University Press, 2014. 516p.7
- EVANS, A. M. **Ore geology and industrial minerals: an introduction**. Malden: Blackwell Science, 1993. 403p.
- GANDOLFO, O. C.B; GALLAS, J. D. F. O arranjo polo-dipolo como alternativa ao dipolo-dipolo em levantamentos 2D de Eletrorresistividade. **Revista Brasileira de Geofísica**, v 25, n 3, p. 227-235, 2007
- GEOTOMO SOFTWARE. **Res2DINV. Rapid 2D resistivity & IP inversion using the last square inversion**. 2003. 127 p.
- 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
- HALLIDAY, D.; RESNICK, R.; WALKER, J. **Fundamentos de Física**. 4. ed. Wiley & Sons, Inc., 1993.
- HARTMANN, L. A.; PHILIPP, R. P.; SANTOS, J. O.; MCNAUGHTON, N.J. Time frame of 753-680 Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny, Southern Brazil. **Gondwana Research**. V 19, n 1, p. 84-99, 2007.

IRVINE R., SMITH M. **Geophysical exploration for epithermal gold deposits.**

Journal of Geochemical Exploration, v. 36, n. 1, p. 375–412, 1990.

KEARY, P.; BROOKS, M; HILL, I. **An introduction to Geophysical exploration.** 3^a

ed. Reino Unido: Blackwell Publishing Company, 2002.

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

KNÖDEL, K.; LANGE, G.; VOIGT, H.J. (Eds.). **Environmental geology: Handbook of field methods and case studies.** Berlin: Springer, 2007, p. 205-239.

KOPPE, J.C. **Metalogênese do ouro da Mina da Bossoroca, São Sepé, RS.** 1990. 289 f. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1990.

LANDIM, P. M. B. **Análise estatística de dados geológicos.** 2. ed. Editora Unesp, 2004.

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, n. 2, p. 91–109, 1999.

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.

LOKE, M. H. 2000. **Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies: a practical guide to 2-D and 3-D surveys.** Report Geotomo LLC, Penang, Malaysia. 67. p. 2000.

LOWRIE, W. **Fundamentals of Geophysics.** 2. ed. New York: Cambridge University Press, 2007.

MACHADO, N.; KOPPE, J.C.; HARTMANN, L.A. A late proterozoic U-Pb age for the Bossoroca Belt, Rio Grande do Sul, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.3, n. 2/3, p. 87-90, 1990.

MARJORIBANKS, R. **Geological methods in mineral exploration and mining.** Heidelberg: Springer, 2010. 238p.

MCCAFFREY, K.J.W., LONERGAN, L., WILKINSON, J. J. **Fractures fluid Flow and Mineralization.** Londres: Geological Society, 1999, 337p.

MILSOM, J. Geophysical Methods. In: MOON, C. J.; WHATELEY, M. E. G.; EVANS, A. M. (Eds.). **Introduction to Mineral Exploration.** 2. ed. Oxford: Backwell Publishing, 2006, p. 127-154.

- MOREIRA, C.A; BORSSATTO, K.; ILHA, L.M.; SANTOS, S. F; ROSA, F.T.G. Geophysical modeling in gold deposit through DC Resistivity and Induced Polarization methods. **Revista Escola de Minas**. V 63, n3. P. 293-299. 2016.
- MUSSETT, A. E.; KHAN, M. A. **Looking into the earth: an introduction to geological geophysics**. Nova Yorque: Cambridge University Press, 2000.
- PAIM, S. G., LOPES, R. C. **Geologia da Região das Minas do Camaquã**. Minas do Camaquã. Porto Alegre: Editora Unisinos, 2000. 366p.
- PIRAJNO, F. **Hydrothermal Processes and Mineral Systems**. Austrália: Springer, 2009.
- PORCHER, C.A.; LEITES, S.R.; RAMGRAB, G.E., CAMOZZATO, E. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil**. Passo do Salsinho. Folha SH. 22-Y-A-I-4. Estado do Rio Grande do Sul. CPRM, 339 f., 1995.
- RELATÓRIO ANUAL BNDES. Rio de Janeiro: **Banco Nacional de Desenvolvimento Econômico e Social**, 1999-. Anual. Continuação de Sistema BNDES: relatório de atividades.
- 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, 1999.
- REMUS, M.V.D.; MCNAUGHTON, N.J.; HARTMANN, L.A.; KOPPE, J.C.; FLETCHER, I.R.; GROVES, D.I.; PINTO, V.M. Gold in the Proterozoic juvenile Bossoroca Volcanic Arc of southernmost Brazil: isotopic constraints on timing and sources. **Journal of South American Earth Sciences**, v.12, p. 349-366, 1999.
- ROBINSON, E. S. **Basic Exploration Geophysics**. John Wiley & Sons Inc., 1988.
- ROOB, L. **Introduction to ore-forming processes**. Oxford: Blackwell, 2005.
- SKINNER, B.J. Hydrothermal mineral deposits: What we do and what we don't know. In: BARNES, H.L. (Ed.) **Geochemistry of hydrothermal ore deposits**, 3. ed. John Wiley & Sons, 1997, p. 1-29.
- SUSZCZYNSKI, E. **Os recursos minerais reais e potenciais do Brasil e sua metalogenia**. São Paulo: Interciências. 1975
- TELFORD, W. M.W.; GELDART, L.P.; SHERIFF, R.E. **Applied Geophysics**. 2. ed. London: Cambridge University Press, 1990.
- WARD, S. H. Resistivity and induced polarization methods. In: Society of Exploration Geophysics. **Investigations in Geophysics, Geotechnical and Environmental Geophysics**. v. 1, n. 5, p. 147-198, 1990.