

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro

**CORRELAÇÃO ENTRE DADOS GEOFÍSICOS E GEOLÓGICOS EM
OCORRÊNCIA DE COBRE LOCALIZADA NA BACIA SEDIMENTAR DO
CAMAQUÃ - RS**

Syngra Machado Lopes

Orientador: Prof. Dr. Walter Malagutti Filho

Dissertação de mestrado elaborada junto
ao Programa de Pós-Graduação em
Geologia Regional, para obtenção do Título
de Mestre em Geologia Regional.

Rio Claro (SP)

2013

Aluno – Syngra Machado Lopes

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Walter Malagutti Filho

Prof. Dr. Jose Domingos Faraco Gallas

Prof. Dr. Cesar Augusto Moreira

Resultado: Aprovada

Rio Claro, 1 de outubro de 2013.

Cem vezes por dia eu me lembro de que minha vida interior e exterior dependem do trabalho de outros homens, que estão vivos e mortos, e que eu devo me esforçar para me manifestar na mesma medida em que recebi.

- Albert Einstein

Dedico este trabalho aos meus pais que
me ensinaram a perseguir meu ideal com
dedicação e coragem...

AGRADECIMENTOS

Inicio meus agradecimentos a DEUS, por me iluminar e abrir meus caminhos...sem ele eu certamente não teria dado conta!

A meus pais, José Carlos e Rosalva, meu infinito agradecimento. Sempre acreditaram em minha capacidade e me acharam A MELHOR de todas, mesmo não sendo. Isso só me fortaleceu e me fez tentar, não ser A MELHOR, mas a fazer o melhor de mim. Obrigada pelo amor e apoio incondicional!

Ao professor Walter Mallagutti, pela orientação, amizade e dedicação, que acreditou em meu potencial de uma forma que eu não acreditava ser capaz de corresponder. Sempre disponível e disposto a me ajudar, querendo que eu aproveitasse cada segundo dentro do mestrado para absorver algum tipo de conhecimento, um grande profissional, sempre o terei como um exemplo a ser seguido.

Ao Prof. Dr. César Augusto Moreira, pela ajuda, amizade, dedicação e apoio durante a realização deste trabalho, também por ter me guiado até a pós-graduação, Muito Obrigada!

Ao Prof. Dr. Gallas pelas dicas e sugestões durante a qualificação, as quais contribuíram muito para o enriquecimento deste.

À Fabíola Servidone pela amizade, apoio, incentivo e recepção em sua cidade natal...

A minha querida irmã, Mygre, por ser tão importante na minha vida. Sempre ao meu lado, mesmo distante me pondo para cima e me fazendo acreditar que posso mais que imagino.

Ao meu esposo Flávio pelo apoio e por estar sempre ao meu lado ...

Aos amigos Adriano, Alice, Camila, Felipe, Karla, Lenom (a gauchada da pós) pela amizade infinita e parceria em todos os momentos e em todas as

rodas de desabafo. Obrigada por dividirem comigo as angústias e alegrias. Foi bom poder contar com vocês!

Agradeço, também, à CAPES pelo apoio financeiro, a seção técnica de pós graduação IGCE / UNESP, A Rosangela pela amizade e por estar sempre disposta a nos ajudar, Obrigada a todos pelo apoio!

Ninguém vence sozinho... OBRIGADA A TODOS!

SUMÁRIO

ÍNDICE DE FIGURAS E FOTOS	iii
RESUMO.....	v
ABSTRACT.....	vi
CAPITULO 1 – INTRODUÇÃO.....	1
1.1 Generalidades.....	1
1.1.1 Considerações iniciais	1
1.2 Justificativas e Objetivos.....	2
CAPITULO 2 – Caracterização da área de estudos	4
2.1 - Localização da área de estudos	4
2.2 - Histórico da ocorrência	5
CAPÍTULO 3 - GEOLOGIA.....	7
3.1 - Origem e Evolução da Bacia do Camaquã	7
3.2 - Geologia regional.....	9
3.3 - Geologia local	11
3.4 - Hipóteses genéticas para as ocorrências de minerais na Bacia do Camaquã	13
3.4.1 - Modelo hidrotermal	14
3.4.2 - Modelo hidrotermal – depósitos do tipo cobre pórfiro	15
3.4.3 - Modelo sedimentar	16
3.4.4 - Modelo sedimentar – depósito estratiforme do tipo Red Bed	17
3.4.5 - Modelo epitermal	18
CAPITULO 4 – MÉTODOS GEOFÍSICOS - FUNDAMENTAÇÃO TEORICA .	20
4.1 - Teoria dos Métodos Geoeletricos	20
4.1.1 - Introdução	20
4.1.2 - Método da Eletroresistividade.....	21
4.1.4 - Resistividade no meio geológico.....	24
4.2 - Método da Polarização Induzida (IP)	25
4.3 - Técnicas e Arranjos	28
4.4 - Revisão de trabalhos anteriores	31
CAPITULO 5 – Materiais e Métodos.....	34
5.1 - Aquisição dos Dados	36

5.2 - Processamento dos dados	37
CAPITULO 6 - RESULTADOS	38
6.1 - Apresentação dos resultados.....	38
CAPITULO 7 - INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO	50
CAPITULO 8 – CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	58
CAPITULO 9 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	61

ÍNDICE DE FIGURAS E FOTOS

Foto 1 - Tufo vulcânico.....	12
Foto 2 – Presença de malaquita sobre afloramento.....	12
Foto 3 – Andesito com preenchimento carbonático.....	13
Foto 4 - Arenito conglomeráticos.....	13
Foto 5 – Resistivímetro Syscal Pro.....	35
Foto 6 – Perfuração, fixação e preenchimento de um eletrodo leitura.....	36
Figura 1 – Localização da área de estudo.....	5
Figura 2 – Descrição do furo de sondagem.....	6
Figura 3- Mapa geológico da Bacia do Camaquã.....	8
Figura 4 – Mapa geológico da área de estudos.....	9
Figura 5– Lei de Ohm para um condutor linear	22
Figura 6 – Propagação de campo elétrico em meio tridimensional, por meio de um dispositivo de quatro eletrodos.....	23
Figura 8 – Fenômeno de polarização induzida, com decaimento da diferença de potencial e registro num intervalo de tempo definido.....	26
Figura 9 – Mecanismos de polarização induzida. (a) polarização de membrana (b) polarização metálica ou eletrônica.....	27
Figura 10 – Arranjo Wenner-Schlumberger.....	31
Figura 11 – Disposição das linhas de em campo, com posição direção e sentido de mergulho do furo de sondagem testemunhado.....	35
Figura 12– Localização da linha N0° no arranjo de campo.....	40
Figura 13 – Modelo de inversão em termos de resistividade, cargabilidade e fator metal para a linha N0°.....	40
Figura 14– Localização da linha N30° no arranjo de campo.....	42
Figura 15 – Modelo de inversão em termos de resistividade, cargabilidade e fator metal para a linha N30°	43
Figura 16– Localização da linha N60° no arranjo de campo.....	44
Figura 17 - Modelo de inversão em termos de resistividade, cargabilidade e fator metal para a linha N60°.....	45
Figura 18– Localização da linha N90° no arranjo de campo.....	45

Figura 19 - Modelo de inversão em termos de resistividade, cargabilidade e fator metal para a linha N90°	46
Figura 20– Localização da linha N120° no arranjo de campo.....	48
Figura 21 – Modelo de inversão em termos de resistividade, cargabilidade e fator metal para a linha N120°	48
Figura 22– Localização da linha N150° no arranjo de campo.....	49
Figura 23 – Modelo de inversão em termos de resistividade, cargabilidade e fator metal para a linha N150°	49
Figura 24 – Modelo 3D em termos de resistividade.....	51
Figura 25 – Modelo 3D em termos de cargabilidade.....	53
Figura 26 – Modelos 3D em termos de resistividade e cargabilidade, com modelos de inversão de maior representatividade em termos de cargabilidade.....	54
Figura 27 – Bloco 3D em termos de resistividade, com realce da cunha de sedimentos de planície de inundação saturados.....	55
Figura 28 - Diagrama de roseta, com as principais famílias de falhas e fraturas.....	58

RESUMO

Os métodos geofísicos elétricos, principalmente a eletrorresistividade e polarização induzida (IP), são de grande relevância nos estudos das Geociências, principalmente em investigações de áreas com potencial mineral. Este trabalho visa integrar dados geofísicos, geológicos e furos de sondagens, para o estudo de uma ocorrência mineral de sulfeto de cobre disseminado, localizada no extremo norte da bacia sedimentar do Camaquã (RS). Esta bacia é composta por um conjunto de rochas sedimentares, vulcânicas e vulcanoclásticas, com deformações e falhamentos pós-deposicionais, na qual são descritas diversas ocorrências minerais, principalmente, Cu, Zn, Au, Ag e Pb. Estudos geoquímicos prévios resultaram na descoberta da ocorrência mineral Colônia do Santa Bárbara, pelo Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) em 1965. Perfurações testemunhadas em conjunto com geoquímica de solos realizadas nesta época apresentaram resultados insatisfatórios. Estudos metalogenéticos recentes no âmbito da bacia sedimentar do Camaquã sugerem a possibilidade de jazimentos do tipo sulfetos disseminados, em contraste ao modelo filoniano historicamente aceito. Dados geofísicos adquiridos, integrados aos dados geoquímicos prévios, complementados por descrições litológicas e levantamentos estruturais, são utilizados neste trabalho na tentativa de reavaliar as potencialidades econômicas da ocorrência, além da necessidade do estudo de modelos metalogenéticos para direcionamento de pesquisas minerais.

Palavras-chave: eletrorresistividade, polarização induzida, sulfeto, pesquisa mineral.

ABSTRACT

Electrical geophysical methods, especially the Electrical Resistivity and Induced Polarization (IP) are of great importance in the geosciences studies, especially in investigations of areas with mineral potential. In this work, we intend to integrate geophysical, geological, geochemical and boreholes, for the study an occurrence of disseminated copper sulphide, located in the northernmost of the sedimentary basin of Camaquã (RS). This basin consists in a set of sedimentary rocks, volcanic and vulcanoclastic with deformation and post-depositional faulting, in which are described several mineral occurrences, mainly Cu, Zn and Au. Previous geochemical studies resulted in the discovery of mineral occurrence by the Departamento Nacional de Pesquisa Mineral (DNPM) in 1965. Witnessed drillings carried this season showed unsatisfactory results in the decision of the finalization of the research. Recent metallogenic studies within the Camaquã sedimentary basin of suggest the possibility of disseminated sulphides types, deposits in contrast to the historically accepted filonian model. Newly acquired geophysical data will be integrated to the previous geochemical data, supplemented by lithological descriptions and structural surveys in an attempt to reassess the economic potential of the event, besides the need for metallogenic models targeting mineral research.

Keywords: resistivity, induced polarization, sulfide, mineral prospecting.

CAPITULO 1 – INTRODUÇÃO

1.1– Generalidades

O presente trabalho apresenta e discute os resultados de um estudo geofísico em ocorrência de cobre localizada na bacia sedimentar do Camaquã (RS). Este alvo foi descoberto em estudos geoquímicos prévios em sedimento de corrente e solo nos trabalhos realizados pelo Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) em 1965. Detalhamentos efetuados por meio de dois furos de sondagem testemunhados, revelaram baixos teores de cobre, fato que resultou na classificação do alvo como uma ocorrência mineral. Modelos metalogenéticos posteriormente descritos para outras áreas da bacia sedimentar serviram de base para programação dos estudos geofísicos e reavaliação da ocorrência.

1.1.1 - Considerações iniciais

A demanda crescente por jazimentos com teores decrescentes de metais impulsionam o desenvolvimento e aperfeiçoamento de técnicas de prospecção mineral. As formas mais usuais de prospecção mineral são: geofísica, geoquímica e caracterização geológica (PEREIRA, 2003).

A prospecção geofísica avalia propriedades físicas características dos materiais geológicos, de forma indireta por meio de instrumentos de medição.

Os principais métodos geofísicos são: sísmica, magnetometria, gravimetria, gamaespectometria, eletromagnéticos aéreos e terrestres, métodos elétricos, sensoriamento remoto, sonar e ecobatimetria.

Os métodos elétricos (eletrorresistividade, polarização induzida, e potencial espontâneo) apresentam de modo geral resultados satisfatórios em estudos de prospecção mineral, principalmente o método da polarização induzida, o qual foi desenvolvido essencialmente para estudos de sulfetos disseminados.

Atualmente, estes métodos são utilizados para diversos fins e com bastante eficácia em estudos ambientais, hidrogeologia e engenharia, sendo principalmente utilizados em investigações de maior detalhe onde existem estudos geológicos prévios.

Levantamentos geofísicos aliados a estudos geológicos proporcionam uma série de informações necessárias para formular e propor pontos para amostragem direta em locais potencialmente mineralizados, com reflexos na economia de recursos financeiros e racionalização do tempo.

Os métodos de pesquisa diretos tradicionalmente utilizados são poços de pesquisa, trincheiras e a sondagem geológica, utilizados em investigações de subsuperfície, pois, podem atingir profundidades em torno de 2 metros para as trincheiras e até 10 metros para os poços. O detalhamento de alvos é realizado por meio de sondagens testemunhadas, cujo objetivo amostrar rochas em profundidades que não possam ser atingidas por trincheiras ou poços de pesquisa dependendo dos objetivos do estudo de Pesquisa Mineral (MARANHÃO, 1989).

A prospecção geoquímica consiste na análise química de diversos tipos de materiais como sedimento de corrente, concentrados de bateia, solos, rochas, água de superfície e subterrânea, além de vegetação. O objetivo desta ferramenta é a detecção de áreas com enriquecimento ou empobrecimento de elementos químicos que direta ou indiretamente indiquem a presença de acumulações minerais economicamente viáveis (MOON, 2006).

1.2- Justificativas e Objetivos

Neste trabalho foi realizados estudos geofísicos numa ocorrência mineralizada em cobre localizada no município de Caçapava do Sul (RS), por meio dos métodos da eletrorresistividade e polarização induzida.

O objetivo geral é correlacionar descrições geológicas em afloramentos e em testemunhos de sondagem com medidas dos parâmetros físicos de resistividade elétrica e cargabilidade.

Os objetivos específicos foram:

- ❖ Levantamento bibliográfico dos principais modelos metalogenéticos de minérios sulfetados no âmbito da bacia sedimentar do Camaquã;

- ❖ Reunião de informações em pesquisa mineral, com ênfase para a ocorrência de cobre Colônia Santa Bárbara;
- ❖ Caracterização dos principais litotipos da área, além de análise estrutural a partir de medidas de campo, com o objetivo de determinar as principais famílias de falhas e fraturas e assim correlacionar estas com a ocorrência mineral e resultados;
- ❖ Processamento e Integração de dados geofísicos e geológicos, aliados aos modelos metalogenéticos propostos para a região de estudos;
- ❖ Análise da eficácia dos procedimentos de pesquisa mineral e recomendações;

CAPITULO 2 – Caracterização da área de estudos

Este trabalho investiga uma ocorrência mineral localizada na Bacia sedimentar do Camaquã; nesta bacia é encontrada a principal mina de cobre do estado do Rio Grande do Sul denominada Mina de Camaquã, que apresenta diversos estudos relacionados à sua gênese e evolução, assim como estudos geoquímicos e geofísicos.

Segundo Teixeira (1937), Leinz e Almeida (1941) e Costa Filho (1944), a gênese do minério de Camaquã é de origem hidrotermal encontrado em filões e preenchendo fraturas que provocam alterações na rocha encaixante, como silicificação, argilização e disseminações.

Segundo estudos realizados na época destes trabalhos, a ascensão de fluidos hidrotermais originados de corpos magmáticos profundos se deu por meio de fraturas nas rochas sobrejacentes e teria resultado no depósito de Camaquã.

Este modelo também é defendido no trabalho de Bittencourt (1972), com algumas variações quanto às possíveis fontes magmáticas.

A partir das características apontadas nos trabalhos supracitados, Beckel (1990) sugere que os fluidos hidrotermais formadores dos depósitos de Camaquã são semelhantes aos depósitos do tipo cobre pórfiro.

Um modelo metalogenético para os modelos de cobre pórfiro clássico implica em um ambiente constituído por arcos vulcânicos plutônicos alcalinos e calcialcalinos, do tipo arco de ilha ou margem continental ativa, relacionados com fenômenos de subducção de placa oceânica (SAWKINS, 1990; SILLITOE, 1993; TITLLEY, 1983).

2.1 - Localização da área de estudos

A área de estudos está localizada a 12km do centro da cidade de Caçapava do Sul- RS (Figura 1), distante 260 Km de Porto Alegre, sendo denominada Ocorrência Colônia Santa Bárbara por Bocchi (1965), inserida na Bacia Sedimentar do Camaquã. As coordenadas do ponto central da área são:

30° 25'17" S e 53°31'57" O, a partir do qual foi posicionado o arranjo para aquisição de dados geofísicos.



Fonte: Adaptado de *Google Earth*.
 Figura 1 – Localização da área de estudo.

2.2 - Histórico da ocorrência

A ocorrência Colônia de Santa Bárbara é descrita por Bocchi (1965) e foi prospectada pelo Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM).

Os minerais farejadores de mineralização são barita, quartzo e calcita nas juntas e zona brechada, que em superfície dão lugar a siderita.

Os minerais de superfície são representados por malaquita e calcosina secundária, com níveis horizontalizados na parte superior do solo.

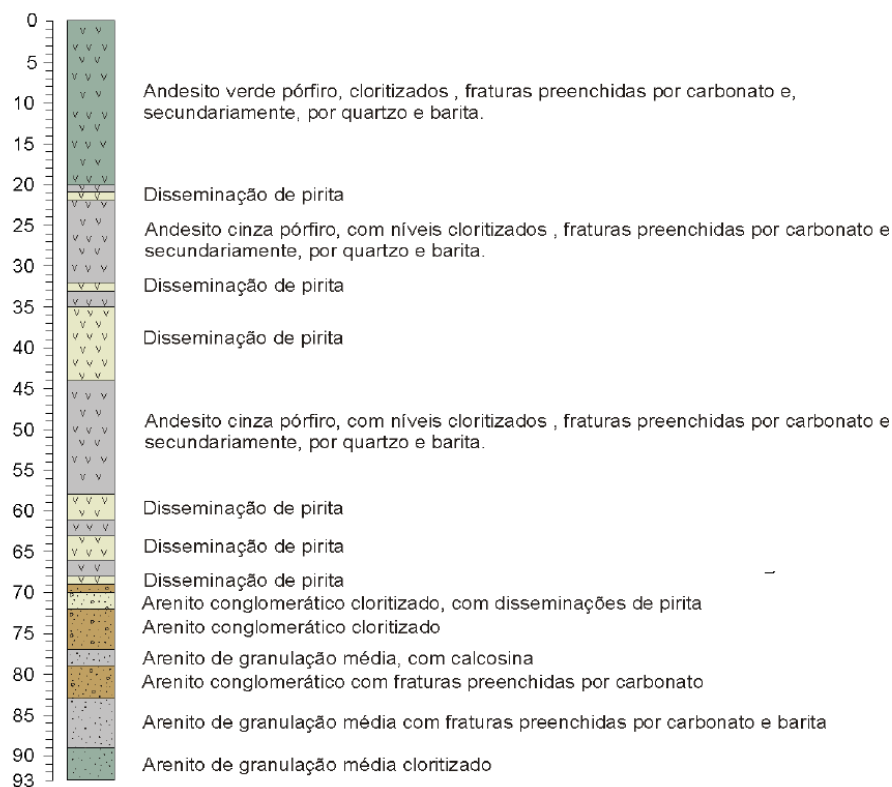
Os trabalhos de reconhecimento da área iniciaram a partir de detalhamento geológico e topográfico e posteriormente com abertura de três

trincheiras, sendo que dez metros da trincheira 1 foram amostrados, com amostragem do tipo canal de metro em metro.

As análises mostraram que o teor em cobre da amostra mais rica não atingia 1%.

Para comprovação dos resultados foram realizados dois furos de sondagem perpendicularmente à estrutura, de modo tal que se obtivesse uma seção completa da faixa mineralizada, com inclinação de 35° para o furo 1 e 60° para o furo 3. A Figura 2 ilustra a descrição litoestratigráfica para o furo 3. O primeiro furo não foi adotado neste estudo já que não se pode saber atualmente sua localização exata.

O trabalho de Schweig (2010) apresenta um estudo geofísico e estrutural realizados nesta área. Os resultados sugerem que a mineralização apresenta um forte controle estrutural, pois a localização da ocorrência está localizada no cruzamento de planos de falha ortogonais, com direção N50° e N150°, além do posicionamento do tufo vulcânico e andesitos com blocos soerguidos por falhas em relação ao metaconglomerado.



Fonte: Adaptado de Bocchi, 1965.

Descrição litoestratigráfica para o furo – escala em metros.

Figura 2 – Descrição do furo de sondagem, adaptado de Bocchi (1970).

CAPÍTULO 3 - GEOLOGIA

3.1 - Origem e Evolução da Bacia do Camaquã

O contexto geológico da Bacia do Camaquã é marcado por alta complexidade. Seus registros estratigráficos compreendem rochas de várias origens como: marinha, aluvial e eólica bem como rochas vulcânicas e vulcanoclásticas de várias composições. Estes registros ocorrem em afloramentos isolados relativamente distantes, dificultando ainda mais seu entendimento (BORBA, 2006).

A denominação Bacia Camaquã é um termo consagrado que se refere a um conjunto de unidades estratigráficas sedimentares e vulcanogênicas aflorantes na região do Escudo Sul-rio-grandense como mostra a Figura 3.

A evolução geológica desta bacia foi marcada por intervalos de deposição com características sedimentares, vulcanossedimentares, além de intervalos erosionais. Tais eventos ígneos, sedimentares e deformacionais, ocorreram pela alternância entre intervalos deposicionais de espessas camadas sedimentares e vulcanossedimentares. Estas fases dominadas por intensa subsidência e aporte sedimentar de grande volume tornam o caráter de preenchimento da bacia marcado por fases alternadas: ora atividades vulcânicas, ora deposição de sedimentos siliciclásticos (TROIAN, 2009).

A atividade magmática teve uma grande importância na evolução desta bacia e é registrada por rochas vulcânicas e vulcanoclásticas de composição ácida e básica que estão representadas na base dos grupos Bom Jardim e Guaritas e, com menos intensidade, porém presente no grupo Maricá (PAIM *et al*, 1999).

O registro geológico da referida bacia de acordo com os modelos evolutivos aceitos atualmente, é dividido em cinco grandes contextos: Maricá, Bom Jardim, Acampamento Velho, Santa Bárbara e Guaritas (PAIM, 2000).

O Grupo Maricá é composto por arenitos, siltitos, folhelhos e conglomerados subordinados. O Grupo Bom Jardim aflora em vários pontos da bacia, composto, basicamente, por rochas vulcânicas, vulcanoclásticas e sedimentares (BORBA, 2006).

A Formação Acampamento Velho recobre as unidades Maricá e Bom Jardim, apresenta sucessão vulcânica bimodal, ou seja, rochas basálticas na base e riolíticas no topo. Já o Grupo Santa Bárbara é composto por arenitos, conglomerados e siltitos avermelhados, claramente de origem continental, onde ocorrem também associações de fácies de leques aluviais.

O Grupo Guaritas é composto também por arenitos, conglomerados e siltitos organizados em duas sequências deposicionais eólicas e uma sequência de origem fluvial, com derrames de rochas basálticas alcalinas (BORBA, 2006).

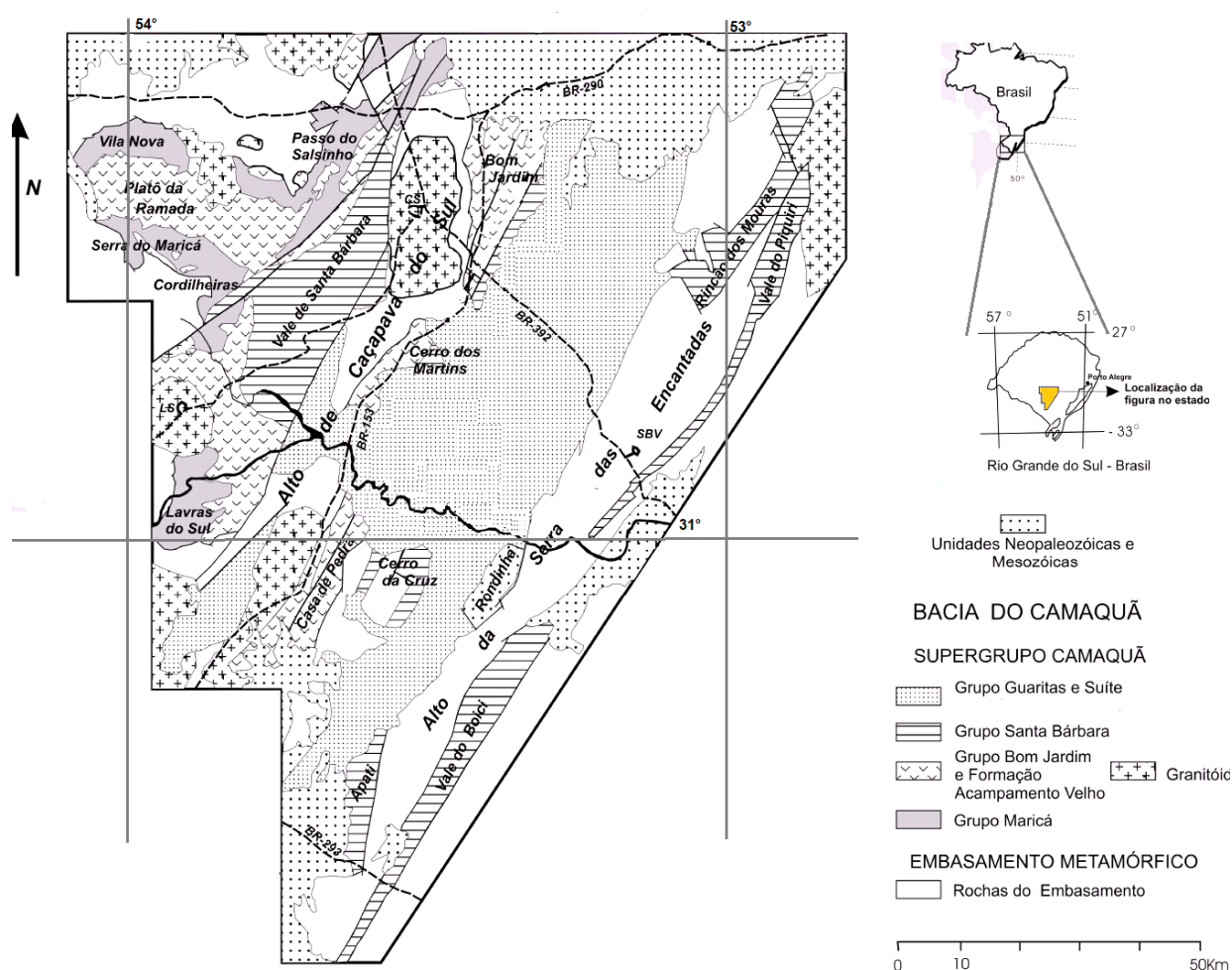


Figura 3- Mapa geológico da Bacia do Camaquã (adaptado de FRAGOSO-CESAR *et al.*, 1985).

3.2 - Geologia regional

Em termos regionais, na área de estudos ocorrem litotipos pertencentes ao Complexo Metamórfico Vacacaí, sequências vulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Bom Jardim, Acampamento Velho e sedimentos Quaternário (Figura 4).

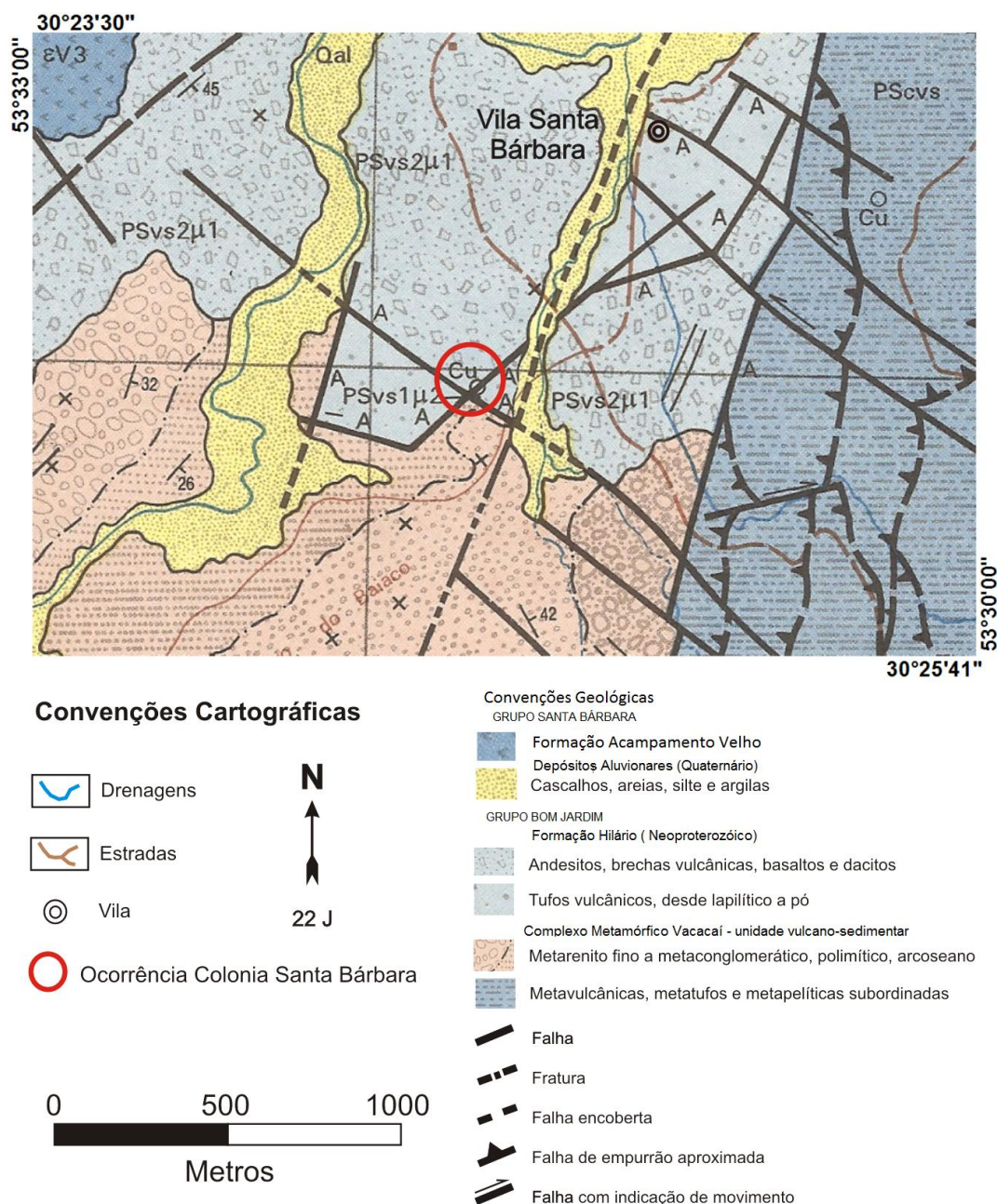


Figura 4 – Mapa geológico da área de estudos (CPRM, 1995)

O Complexo Metamórfico Vacacaí reúne as unidades vulcanossedimentar e metavulcânica. O metamorfismo regional que afetou as

rochas desta associação é de baixo grau, com rochas de grau metamórfico mais elevado apenas nas proximidades das intrusões graníticas, onde ocorre paragênese mineral de fácies hornblenda cornubianitos (RIBEIRO, 1970). Foi definido um zoneamento para o metamorfismo regional, que varia da zona da clorita até a zona da estauroлита (RIBEIRO & FANTINEL, 1978).

A unidade metavulcanossedimentar é constituída predominantemente por rochas pelíticas com ocorrências subordinadas de estreitos níveis arenosos e esporadicamente de rochas ortoderivadas. A escassez de afloramentos e a superposição de uma foliação milonítica, que transpõe as feições primárias e as feições deformacionais, impedem a caracterização da relação entre litotipos metassedimentares e os ortoderivados.

As rochas metapelíticas apresentam coloração cinza-escuro e cinza esverdeado, com bandamento milimétrico ocasionado pela alternância de bandas claras e escuras. As rochas carbonáticas, associadas à litologias metapelíticas estão representadas por lentes de mármore, de granulometria fina a média, constituídas basicamente de carbonatos, com presença de talco e clorita.

As rochas metavulcânicas são predominantemente constituídas de rochas tufáceas e, subordinadamente, vulcânicas, as quais se associam a litologias epiclásticas. Os litotipos metavulcano-clásticos, em função da variação da granulometria dos fragmentos constituintes, são classificados em tufos, tufos lapilíticos, tufos a pó, derrames e depósitos epiclásticos.

Tufos a pó são amplamente dominantes em relação aos demais litotipos desta unidade, apresentados com aspecto homogêneo de coloração cinza a cinza-esverdeado, frequentemente com fenoclastos submilimétricos envolvidos por uma matriz fina.

As metavulcânicas são rochas com representação subordinada em relação à unidade vulcanoclástica. Constituem níveis métricos com rochas de aspecto maciço, com foliação metamórfica incipiente. São rochas de coloração verde a verde-acinzentado, de granulação fina a média e com fenocristais de 1 mm a 3,5 mm envolvidos por uma matriz microgranular.

O Grupo Bom Jardim representa um evento vulcânico que superpõe às rochas siliciclásticas do Grupo Maricá.

A Formação Hilário pertence a este grupo e engloba um extenso vulcanismo andesítico com derrames, tufos e brechas conglomerados, vulcanismos, fluxos de lama, *greywacke*, diques de rochas máficas intrusivas e localmente, rochas dacíticas no topo da sequência (CPRM, 2000).

Esta formação agrupa todos os depósitos de natureza vulcânica sejam eles derrames, rochas subvulcânicas ou vulcanoclásticas, estas tanto de natureza piroclásticas como epiclásticas, relacionadas ao magmatismo intermediário a básico de afinidade shoshonítica (NARDI & LIMA, 1985) de idade neoproterozóica (~592 Ma) que repousam em discordância angular sobre Grupo Maricá e rochas do escudo Sul-rio-grandense.

Esta unidade é afetada por evento tectônico compressivo que resultou no basculamento e dobramento das camadas. São comuns mergulhos da ordem de 45° até camadas verticalizadas junto ao plano de falhas inversas de baixo ângulo (4° a 15°) com as quais estão associados cavalgamentos de blocos (CPRM, 2000).

Os andesitos ocorrem como derrames e diques, com cor cinza-escuro e cinza-esverdeado por vezes bordô ou cinza-avermelhado, textura porfirítica caracterizada pela presença de fenocristais de feldspato, hornblenda e quartzo imersos em matriz afanítica ou microcristalina e localmente podem exibir finos veios compostos por barita, malaquita e carbonatos.

Os basaltos que ocorrem na forma de derrames ou diques são cinza-escuro e preto, apresentam textura porfirítica com fenocristais de piroxênio (augita) e plagioclásio imersos a uma matriz de granulação fina. Os dacitos apresentam cor avermelhada, textura porfirítica com fenocristais de plagioclásio e quartzo, este último com golfos de corrosão, imersos em matriz constituída por um material vítreo alterado e pequenos cristais de feldspato e quartzo.

3.3 - Geologia local

Na área de estudos são descritos três litotipos básicos: tufos vulcânicos, metaconglomerados e andesitos. O tufo vulcânico compõe as feições fisiográficas mais elevadas da área de estudos, com metaconglomerados e andesitos posicionados nas porções mais baixas do terreno.

Na área há em superfície tufo com alteração acentuada, vermelho escuro, dispostos em fragmentos arredondados em matriz fina constituída por cinza vulcânica, com ocorrências pontuais de malaquita (Foto1).



Foto 1 - Tufo vulcânico.

Próximo à drenagem, na parte mais baixa do terreno ocorrem exposições de andesitos bastante alterados, de coloração esbranquiçada, fortemente fraturados e ricos em veios de quartzo, carbonatos e barita. Na área ocorrem manchas esverdeadas, associadas à presença de azurita (Foto 2) e manchas de carbonatos (Foto 3).



Foto 2 – Presença de azurita em andesito alterado.



Foto 3 – Andesito com preenchimento carbonático.

Em altitudes intermediárias ocorrem metaconglomerados de cor avermelhada, com fragmentos ovalados e constituídos por seixos de quartzo e fragmentos provenientes de rochas graníticas (Foto 4).



Foto 4 – Metaconglomerado avermelhado.

3.4 - Hipóteses genéticas para as ocorrências de minerais na Bacia do Camaquã

A Bacia do Camaquã apresenta mineralizações sulfetadas de cobre em rochas sedimentares, na forma de filões e disseminações, das quais a mais representativas compreendem as Minas do Camaquã.

Estas minas apresentaram cerca de um século de atividade econômica, mas, a evolução dos modelos genéticos sobre as mineralizações foi e ainda é tema de muitas discussões (LAUX E LINDENMAYER, 2000).

Inicialmente ao lavrar filões espessos, o modelo hidrotermal-magmático foi adotado sem restrições, porém ao mesmo que os filões eram menos espessos em profundidade, surgiu a descoberta de concentrações expressivas de sulfetos disseminados e estratiformes em rochas sedimentares, e isto fez com que um modelo sedimentar-singenético a diagenético passasse a ser mais aceito.

Assim, com o aumento expressivo na profundidade de extração e uma suposta exaustão das reservas o modelo hidrotermal do tipo epitermal passou a ser considerado como mais adequado.

Atualmente as principais propostas genéticas sugeridas para as Minas do Camaquã, de acordo com os respectivos modelos teóricos existentes na literatura geológica, são: minério filoneano, minério disseminado. (LAUX E LINDENMAYER, 2000).

3.4.1 - Modelo hidrotermal

Vários trabalhos executados na área levaram à conclusão de que a gênese do minério sulfetado filoneano é de origem hidrotermal magmática, pois este é encontrado preenchendo fraturas e formando filões de até um metro de espessura, os quais produziram alterações nas rochas encaixantes.

Esse modelo, com algumas variações, principalmente relacionadas às possíveis fontes magmáticas, teve a sua aceitação máxima com o trabalho de Bettencourt (1972).

Assim, a teoria hidrotermal-magmática que resulta na formação dos sulfetos como o produto final foi a primeira proposta para a gênese dos minérios sulfetados para a região das minas do Camaquã, bem como para os inúmeros indícios cupríferos associados aos falhamentos a noroeste, que cortam as litologias do Grupo Bom Jardim, assim como para a ocorrência Colônia de Santa Bárbara, este modelo foi aceito até meados de 1970.

Entre o fim da década de 70 e o início dos anos 90, o modelo sedimentar-singenético, e posteriormente diagenético, do tipo *Red Beds*, foi o

mais aceito para as Minas do Camaquã (VEIGEL, 1989; VEIGEL E DARDENNE, 1990). Isso devido ao estudo detalhado da diagênese das rochas da área, apresentado pela primeira vez por Veigel (1989).

Em 1990 Beckel retoma os estudos e propôs para as Minas do Camaquã um modelo genético do tipo cobre pórfiro, que considera que os filões são nitidamente discordantes, epigenéticos, que produziram alterações mineralógicas no contato filão-rocha encaixante, com presença de silicificações e argilizações com caolinita, sericita e clorita; Além disso, o minério econômico é encontrado em filões com finas camadas de minério disseminado.

A mineralização Camaquã está condicionada por zonas de fraturamento, resultantes de movimentos recorrentes e mudanças na composição das soluções mineralizadoras (LAUX E LINDENMAYER, 2000).

Os dados relativos à temperatura de formação do depósito de Cu das Minas do Camaquã foram obtidos por meio de geotermometria de clorita, tanto as disseminadas como as presentes em veios mostram temperaturas de equilíbrio entre 187°C e 328°C. Com valores entre 286 e 328°C para Lima (1998), entre 187 e 287°C para Laux e Lindenmayer (1998) e entre 230° e 250°C para Ronchi *et al.* (1998).

3.4.2 - Modelo hidrotermal – depósitos do tipo cobre pórfiro

De acordo com as hipóteses clássicas estudadas na época, onde os fluidos hidrotermais originados em um corpo magmático profundo ascenderiam através de fraturas das rochas sobrejacentes, com cristalização dos minerais de minério, o depósito das Minas do Camaquã foi classificado como hidrotermal-magmático por Teixeira (1937), Leinz e Almeida (1941) e Costa Filho (1944).

De acordo com as características apresentadas pelos autores anteriores e por seus trabalhos, Beckel (1990) sugeriu que os fluidos hidrotermais formadores dos depósitos de Cu das Minas do Camaquã seriam semelhantes aos depósitos do tipo pórfiro.

Os depósitos do tipo pórfiro são produtos da atuação de grandes sistemas hidrotermais relacionados com a colocação de plútons, em pequenas

profundidades, e seu subsequente resfriamento (LAUX & LINDENMAYER, 2000).

Estudos geofísicos da região das minas detectaram anomalias de potássio (RIBEIRO & ARAÚJO, 1982) e altos gravimétricos (COSTA, 1994), estes dados são indicativos de sistemas hidrotermais e/ou corpos magmáticos em profundidade. No entanto, a presença desse corpo intrusivo responsável pela mineralização em profundidade, próximo das zonas mineralizadas, como proposto por Beckel (1990), nunca foi confirmado.

Além disto, o minério dos depósitos das Minas do Camaquã foi encontrado em filões, *stockworks* e disseminações, controlados por grandes falhamentos regionais, bastante diferente do intenso fraturamento característico de depósitos do tipo cobre pórfiro (LAUX E LINDENMAYER, 2000).

Os fluidos responsáveis pela alteração nos depósitos de Cu pórfiro são magmáticos, altamente salinos e geralmente efervescentes em temperaturas mais altas, entre 250°C a 500°C com valores de 30% a 60% equivalente em peso de NaCl.

A alteração potássica e a formação inicial dos sulfetos de Cu (calcopirita e bornita) é, em geral, efeito de fluidos magmáticos; enquanto que na zona fílica, a distribuição dos metais envolve a participação de águas não magmáticas (BEANE & TITLEY, 1981).

Contrariamente aos depósitos tipo Cu pórfiro, fluidos altamente salinos nunca foram encontrados nas Minas do Camaquã, onde a salinidade dos fluidos é em geral de baixa a moderada. (BETTENCOURT, 1976; BECKEL, 1990).

3.4.3 - Modelo sedimentar

A proposta de uma origem sedimentar para as mineralizações da Bacia do Camaquã é baseada na descoberta de sulfetos de cobre disseminados nos arenitos, concordantes com estruturas sedimentares.

O modelo sedimentar, inicialmente singenético, evolui para “singenético remobilizado” (SUSCZCYNKI, 1975; TEIXEIRA *et al.*, 1978b; TEIXEIRA E GONZALES, 1988) e posteriormente para diagenético a diagenético com

remobilizações (VEIGEL, 1989, 1992; VEIGEL & DARDENE, 1990; Ribeiro, 1991, 1992; entre outros).

Vários indícios direcionaram as pesquisas para a procura da possível fonte do cobre dentro de um modelo sedimentar singenético. Como resultado foi observado que as rochas em algumas formações apresentavam um *background* de cobre bastante elevado, atingindo teores em torno de 0,10% Cu em conglomerados e arenitos (LAUX & LINDENMAYER, 2000).

Para Ribeiro (1978), a fonte do cobre poderia ser as rochas do Complexo Metamórfico Vacacaí, que corresponderiam ao embasamento da bacia.

Este embasamento possui inúmeros indícios de cobre e o segundo possui áreas de elevado *background* neste metal, como mostram os trabalhos de Ribeiro *et al.* (1966), Palacky e Dias (1978) e Reischel *et al.* (1982). Suszcynski (1975) foi o primeiro a publicar e sugerir o modelo sedimentar com remobilização da mineralização para filões, modelo que já havia sido aventado por Ribeiro (1968).

A descoberta da Jazida Santa Maria reforçou a hipótese do modelo sedimentar. A descoberta de sulfetos de Pb e Zn em arenitos, no mesmo intervalo estratigráfico do minério das minas do Camaquã, levou Licht (1980) e Badi (1983) a proporem uma zonalidade entre essa jazida e as Minas do Camaquã.

3.4.4 - Modelo sedimentar – depósito estratiforme do tipo Red Bed

Segundo Haynes (1986) e Brown (1993), ambientes indicativos de sulfetos sedimentares de cobre possuem sedimentos clásticos de alta energia como maiores constituintes, depositados em ambientes de leques aluviais e associados a arenitos eólicos.

Nesse modelo a rocha fonte é depositada em ambientes áridos, o que é confirmado pela presença de gipsita, anidrita e halita ou pela evidência de lagos efêmeros. A maioria dos depósitos de sulfetos estratiformes, segundo Haynes (1986) e Brown (1993), foi depositada em bacias continentais fechadas ou associadas a *rifts*.

As Minas do Camaquã estão encaixadas em sedimentos clásticos de alta energia, como os maiores constituintes, depositados em ambientes de leques aluviais e associados a arenitos eólicos. Possuem evidências da presença de lagos efêmeros, condições importantes para a formação de depósitos estratiformes de cobre do tipo *Red Beds* (LAVINAL *et al.*, 1985; FACCINI *et al.*, 1987; RIBEIRO, 1991; TEIXEIRA *et al.*, 1978a; VEIGEL, 1989;).

O modelo teórico prevê a formação destes depósitos em bacias transgressivas e condicionados à existência de uma camada reduzida, carbonosa e pirítica, enriquecida em enxofre primário e sobreposta a sedimentos oxidados e salinos dos *red beds*. Estes últimos, ricos em hematita e associados com leques aluviais, seriam a principal fonte de cobre dos depósitos estratiformes (LAUX E LINDENMAYER, 2000).

Ao contrário do usualmente observado nos depósitos estratiformes de cobre, as Minas do Camaquã apresentam zonas da pirita-calcopirita nas rochas de granulometria mais grossas e próximas da paleobacia, situando as zonas com bornita-calcopirita em sedimentitos algo mais finos e distais.

Dados relativos à temperatura de formação das cloritas, encontradas nos halos de alteração em torno dos filões, têm revelado temperaturas muito elevadas para os processos sedimentares diagenéticos postulados, com valores entre 190°C e 330°C (LAUX *et al.*, LIMA, 1998; 1998; RONCHI *et al.*, 1998).

Além disso, a salinidade dos fluidos não ultrapassa a 15% equivalente em peso de NaCl (BETTENCOURT, 1976; BECKEL, 1990, 1992; LIMA *et al.*, 1998; LIMA, 1998; RONCHI *et al.*, 1998), muito baixa quando comparada àquelas características de depósitos de cobre estratiforme, geralmente superiores a 20% equivalente em peso de NaCl (ROEDDER, 1984).

3.4.5 - Modelo epitermal

O modelo sedimentar passou novamente a ser questionado pelo corpo técnico da CBC (Companhia Brasileira do Cobre, operadora das minas do Camaquã neste período), em 1996, (LAUX E LINDENMAYER, 2000), próximo ao esgotamento das reservas, visto que o controle do minério econômico, em

profundidade, era predominantemente estrutural, preenchendo fraturas, e subordinadamente disseminado.

A presença de filões, em forma de *pipes* e formando “rosários”, portadores de sulfetos de cobre, molibdenita e ouro, o último com teores economicamente importantes, levou à proposição de um modelo do tipo epitermal, para as mineralizações cuproauríferas das Minas do Camaquã (LIMA E ALMEIDA, 1996; LIMA *et al.*, 1997; LAUX *et al.*, 1998; REMUS *et al.*, 1999).

Outras características encontradas que poderiam ser correlacionadas aos depósitos do tipo epitermal são referentes ao tipo de alteração associada com o minério filoneano; o estilo de fraturamento e preenchimento dos filões em forma de rosários, junto à existência de *pipes* (LAUX E LINDENMAYER, 2000).

CAPITULO 4 – MÉTODOS GEOFÍSICOS - FUNDAMENTAÇÃO TEORICA

4.1 - Teoria dos Métodos Geoelétricos

4.1.1 - Introdução

Os métodos geofísicos geoelétricos podem ser classificados de duas formas básicas quanto ao princípio de aquisição: métodos de campo natural ou de campo artificial. Os métodos de campo natural consistem em medidas de potenciais elétricos produzidos por uma série de fenômenos que naturalmente ocorrem no ambiente geológico. Os métodos de campo artificial necessitam de campo elétrico produzido a partir de baterias ou geradores. Em todos os casos, os parâmetros físicos envolvidos são potencial elétrico natural, resistividade ou condutividade elétrica e a polarizabilidade.

Os principais métodos geoelétricos são eletrorresistividade, polarização induzida e potencial espontâneo.

O método da eletrorresistividade é empregado no estudo de descontinuidades horizontais e verticais que resultam em contraste de propriedades elétricas, aplicado em estudos hidrogeológicos, estratigráficos, prospecção mineral, estudos ambientais e geotécnicos. A resistividade elétrica é um dos parâmetros físicos de maior variabilidade nos materiais geológicos.

O método de polarização induzida é aplicado em estudos de prospecção e pesquisa mineral, principalmente na busca de depósitos de sulfeto disseminado, finalidade para a qual foi primordialmente desenvolvido. A compreensão dos fenômenos envolvidos na polarização dos materiais permite o uso desta ferramenta em outras áreas de pesquisa, como estudos hidrogeológicos, de engenharia e ambientais.

Em contrapartida, o potencial espontâneo é um método de campo natural, ou seja, dispensa qualquer forma de campo elétrico artificial. Este potencial deriva de atividades eletroquímicas ou mecânicas, apresenta vasta aplicação em estudos de prospecção mineral, perfilagens de poços, mas principalmente em estudos ambientais, hidrogeologia e geologia de engenharia (Gallas, 2000).

4.1.2 - Método da Eletroresistividade

4.1.2.1 Resistividade Elétrica

A resistividade elétrica é a capacidade que determinado material possui de resistir à passagem de corrente elétrica e está relacionada aos mecanismos de propagação de corrente elétrica nos materiais. Em geral, a propagação de corrente elétrica em solos e rochas ocorre devido ao deslocamento de íons dissolvidos na água contida nos poros e fissuras, sendo afetada principalmente pela composição mineralógica, porosidade, teor em água, quantidade e natureza dos sais dissolvidos, pois é fundamental que haja contraste entre a rocha encaixante e a zona mineralizada (LOWRIE, 2007).

Fisicamente, a corrente elétrica se propaga de duas maneiras: condução eletrônica e condução iônica.

A condução eletrônica é a que ocorre principalmente nos materiais que apresentam elétrons livres como é o caso dos sulfetos metálicos e dos metais.

Condução iônica se dá em um eletrólito, onde o fluxo da corrente se passa através de íons (GALLAS, 2000).

Podemos sintetizar a resistividade como a quantificação do processo de condução eletrônica nos metais da seguinte forma: A resistividade elétrica ρ de um cilindro sólido de comprimento L e seção A, de resistência R entre seus extremos é representada por:

$$\rho = \frac{RA}{L} \quad (\text{equação 1})$$

Sendo a área A em metros quadrados, L em metros e R em ohms, a unidade da resistividade ρ será expressa em ohms.m.

Já a resistência R de um material pode ser medida através da voltagem V aplicada entre os extremos do cilindro e da corrente I que flui através deste (KEAREY *et al.*, 2002), de onde se tem a Lei de Ohm

$$R = \frac{V}{I} \quad (\text{equação 2})$$

onde a unidade de R é ohm.m, V é em volts e I em ampère (GALLAS,2000).

As observações experimentais sobre condutores diferentes do mesmo material mostraram que um condutor longo tem uma resistência maior do que um fio de curto, e um condutor fino tem uma maior resistência que um fio grosso (Figura 5).

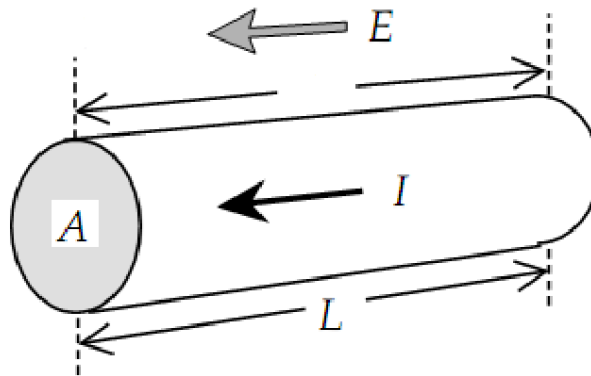


Figura 5 – Lei de Ohm para um condutor linear (LOWRIE, 2007).

Assim pode-se concluir que a resistividade de determinado material é proporcional ao comprimento L e inversamente proporcional à área transversal A deste condutor (LOWRIE, 2007) (equação 3):

$$R = \rho \frac{L}{A} \quad (\text{equação 3})$$

A recíproca da resistividade é a condutividade σ , cuja unidade é Siemens por metro (S/m).

Assim

$$\sigma = \frac{1}{\rho} = \frac{L}{R} = \frac{\frac{I}{A}}{\frac{V}{L}} = \frac{\vec{J}}{\vec{E}} \quad (\text{equação 4})$$

Onde J é a densidade de corrente em (A/m²) e E o campo elétrico em (V/m) (GALLAS,2000).

Para a propagação do campo elétrico no meio, é utilizado basicamente dois eletrodos de corrente I estes A e B e dois eletrodos de potencial ou seja de leitura M e N (Figura 6). Assim a corrente é injetada em A e B e lida a diferença de potencial em M e N .

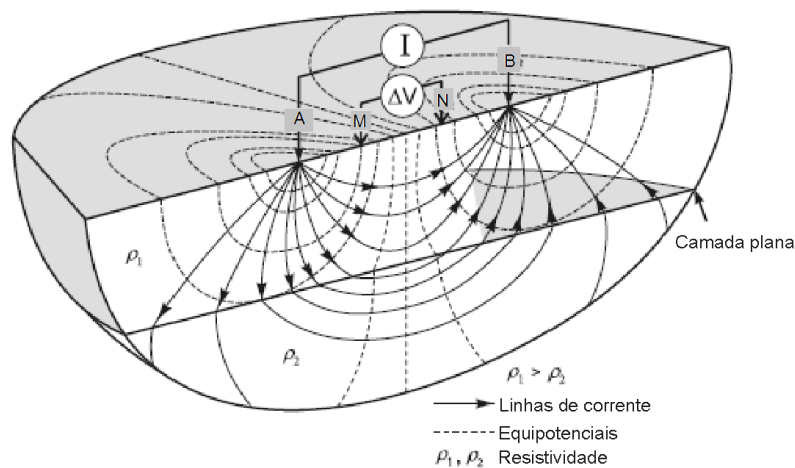


Figura 6 – Propagação de campo elétrico em meio tridimensional, por meio de um dispositivo de quatro eletrodos (KNODEL, 2007).

A resistividade de um meio isotrópico e homogêneo pode ser calculada a partir da equação 5:

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} \cdot K \quad (\text{equação 5})$$

onde P é a resistividade, o K que é o fator geométrico, I a corrente e o ΔV a variação de potencial.

O fator geométrico K é expresso da seguinte forma (equação 6):

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \quad (\text{equação 6})$$

4.1.3 Resistividade Aparente

O conceito de resistividade aparente, representado por P_a é de muita importância nos estudos de geofísica, pois é a variável experimental que expressa os resultados das medições da maioria dos métodos geoeletricos, e também a que é usada como base para interpretação do método da eletrorresistividade (MOURA, 2002).

A resistividade “verdadeira” de um substrato rochoso e isotrópico pode ser calculada conforme a equação 5.

Porém, a terra não é homogênea e nem isotrópica, os valores de resistividade elétrica variam a cada ponto, tanto lateralmente como em profundidade, assim o valor medido em superfície irá igualmente variar para cada posição.

Esta resistividade fictícia que se obtém aplicando a expressão válida para meios homogêneos (mas com dados obtidos em meios heterogêneos) é denominada resistividade aparente, expressa pela equação:

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad (\text{equação 7})$$

A resistividade aparente é uma resultante que sofre a influência das diversas resistividades existentes no volume investigado. Trata-se de um conceito formal, não podendo ser considerada como uma média das resistividades em subsuperfície (ORELLANA, 1972).

4.1.4 - Resistividade no meio geológico

É de extrema importância na aplicação dos métodos geofísicos no conhecimento das propriedades físicas dos materiais geológicos, solos, rochas e minerais, para assim melhor interpretar seus resultados adquiridos através da geofísica, e no caso dos métodos geoeletricos é necessário identificar as propriedades elétricas destes materiais como: resistividade, condutividade, polarizabilidade, etc.

A forma com que a corrente elétrica penetra no solo se dá de três formas distintas de condução, ou seja, condução eletrônica, condução eletrolítica e condução dielétrica (LOWRIE, 2007).

- *Condução Eletrônica*: típica dos metais. Os elétrons livres em um metal apresentam velocidade média alta (cerca de $1.6 \times 10^6 \text{ms}^{-1}$ em cobre).

Estes se chocam com os átomos do metal, que ocupam locais fixos da estrutura, e saltam em direções aleatórias. Quando um campo elétrico é aplicado, os elétrons adquirem uma velocidade de tração comum, que é

sobreposto a seus movimentos aleatórios, de modo que eles se movem a uma velocidade muito menor (cerca de $4 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-1}$ para o cobre) na direção do campo (LOWRIE, 2007).

Este tipo de condução ocorre nos materiais que possuem estrutura homogênea, alta concentração de elétrons livres e elevada mobilidade.

- *Condução Eletrolítica*: ocorre em soluções aquosas que contêm íons livres. A molécula de água é polar (isto é, tem um momento de dipolo elétrico permanente), com um forte campo elétrico que degrada moléculas de sais dissolvidos em forma positiva e íons carregados negativamente.

É o principal tipo de condução elétrica nos materiais geológicos, onde o meio é poroso, sedimentos inconsolidados e fissuras ou descontinuidades das rochas (LOWRIE, 2007).

- *Condução Dielétrica*: ocorre em meios isolantes ou materiais que apresentam uma fraca condutividade elétrica. Um fenômeno característico deste tipo de condução é polarização dielétrica, onde se caracteriza pelo deslocamento brusco dos elétrons através da influência de um campo elétrico induzido (LOWRIE, 2007).

A maior parte dos minerais formadores de rochas é isolante e, neste caso, a passagem de corrente elétrica ocorre principalmente pelo fluxo de íons nas águas que estão armazenadas nos poros. Sendo assim, a maioria dos materiais geológicos conduz eletricidade por processos eletrolíticos e, apenas em alguns casos, por processos eletrônicos como: metais e grafite.

4.2 - Método da Polarização Induzida (IP)

Quando uma corrente elétrica circula em materiais terrestres podem surgir concentrações de carga em várias partes do semi-espaço, que tendem a retornar à sua posição original quando a circulação de corrente é interrompida.

Durante alguns segundos, uma determinada fração da voltagem inicial injetada permanece no terreno, enquanto as concentrações de cargas são dissipadas, este fenômeno é denominado polarização induzida (IP) (KEAREY *et al.*, 2002).

A polarização induzida pode ser observada nos domínios do tempo e da frequência. Apesar de ser complexo, este fenômeno é semelhante à descarga

de um capacitor (domínio do tempo) ou à variação de impedância de uma corrente alternada (domínio da frequência).

O potencial elétrico de decaimento $V(t)$ é geralmente registrado durante um intervalo de tempo definido (t_1, t_2) (Figura 8).

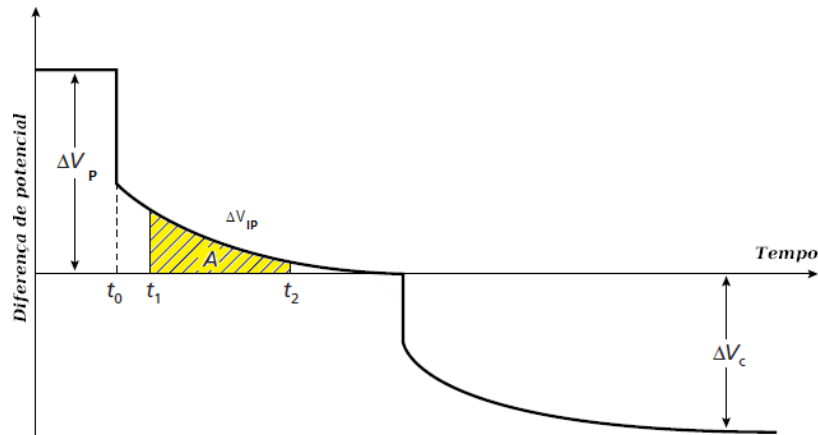


Figura 8 – Fenômeno de polarização induzida, com decaimento da diferença de potencial e registro num intervalo de tempo definido (KEAREY *et al.*, 2002).

Na polarização induzida, IP-Domínio do Tempo, a curva de descarga $\Delta V_{ip} = f(t)$ é o objeto de análise.

O parâmetro medido em IP (tempo) é chamado de cargabilidade (M) e pode ser expresso em milivolt/Volt:

$$M = \frac{1}{V_p} \int_{t_2}^{t_1} V_{ip} dt \quad (\text{Equação 8})$$

A polarização no meio geológico ocorre de duas formas principais: a polarização metálica ou eletrônica e a polarização de membrana.

A passagem de corrente em solos e rochas ocorre, principalmente, por fluxo eletrolítico.

O efeito conhecido como polarização de membrana ocorre porque a maior parte dos minerais formadores de rocha possui carga total negativa em suas superfícies exteriores, cujo contato com o fluido dos poros atrai íons positivos para sua superfície exercendo assim um efeito de membrana

bastante comum na presença de argila, onde os poros são relativamente pequenos.

Ao aplicar voltagem em cada lado do espaço do poro, cargas positivas e negativas são acumuladas sobre os lados opostos do grão, os íons positivos e negativos se acumulam separadamente de cada lado do grão mineral. A taxa dos íons que são conduzidos é mais lenta do que a taxa de troca de elétrons com íons. Assim, ao se acumularem de cada lado do grão, os íons causam um aumento de carga e, quando a voltagem é removida os íons se dispersam lentamente de volta a seus locais originais, causando um decaimento transitório de voltagem (Figura 9a).

Quando os minerais metálicos estão presentes em uma rocha, é aberto um caminho eletrônico ou polarização eletrônica para o fluxo de corrente (KEAREY *et al.*, 2002).

Este acúmulo de íons é dissipado quando o potencial elétrico é removido os íons voltam ao estado original anterior num processo de lenta dispersão, seguido ao decaimento transitório de voltagem, conhecido como polarização metálica ou eletrônica (Figura 9b).

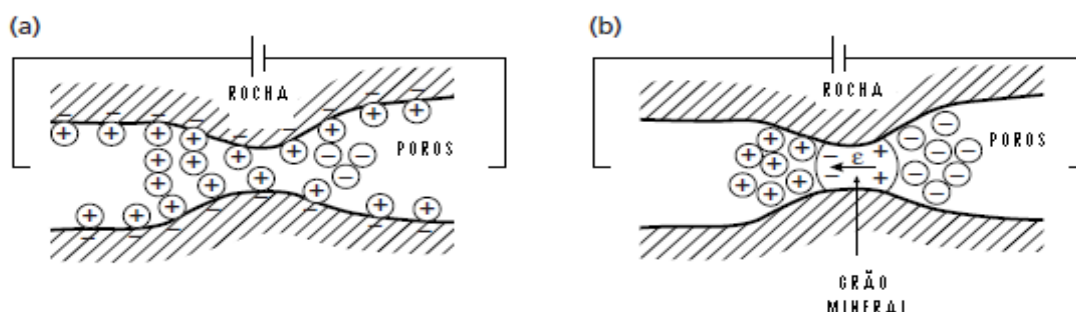


Figura 9 – Mecanismos de polarização induzida. (a) polarização de membrana (b) polarização metálica ou eletrônica (KEAREY *et al.*, 2002).

Estes efeitos de polarização também ocorrem na presença de argilas, em comparação com rochas livres de argilas e metais onde os poros são particularmente pequenos e diminuem com o aumento da salinidade dos fluidos nos poros.

Baseado nos valores de resistividade aparente (ρ_a) e cargabilidade (M) é efetuado o cálculo do parâmetro fator metal (MFa).

O MFa pode ser calculado a partir do domínio do tempo ou medições no domínio da frequência. No domínio do tempo, o fator é obtido através da seguinte equação (equação 9):

$$MFa = \frac{1000.M}{\rho a} \quad (\text{equação 9})$$

O fator metal é expresso em ohm.m/mV/V e serve principalmente como um parâmetro interpretativo (SUMNER, 1976).

4.3 - Técnicas e Arranjos

A aquisição de dados geofísicos pode ser efetuada através de diversas técnicas. Para a aplicação do método da eletrorresistividade e polarização induzida, tais técnicas diferem entre si em função do tipo de investigação a ser realizada: técnica do imageamento elétrico (IE) ou caminhamento elétrico (CE), sondagem elétrica vertical (SEV) e perfilagem elétrica.

Este trabalho adota a técnica de imageamento elétrico, caracterizada pela disposição dos eletrodos ou sensores numa direção, com deslocamento constante após as leituras em apenas num sentido. À medida que os eletrodos de corrente são distanciados dos eletrodos de potencial, é possível realizar leituras do parâmetro físico em profundidades crescentes.

A técnica do imageamento elétrico é muito utilizada para estudos de investigações laterais de um parâmetro físico de uma ou várias profundidades determinadas e efetuadas na superfície do terreno. Assim, os resultados obtidos se relacionam entre si através de mapas ou seções.

O arranjo a ser utilizado varia de acordo com o objetivo de cada investigação, como por exemplo, o tipo de alvo e as variações esperadas horizontais ou verticais, razão sinal/ruído e a profundidade de investigação desejada. A forma de disposição dos eletrodos para a realização das técnicas é então chamada de arranjo, apesar do grande número de possibilidades de arranjos, poucos deles são efetivamente utilizados em trabalhos de pesquisa.

Os arranjos mais utilizados nos métodos geoeletricos são: Schlumberger, Wenner, Wenner-Schlumberger, Dipolo-Dipolo, Polo-Dipolo, Gradiente e etc. (MILSON, 1989).

- Arranjo Wenner:

Este arranjo utiliza quatro eletrodos dispostos em linha com espaçamento constante entre dipolos, sendo um par eletrodos de corrente e o outro de potencial. De maneira geral apresenta bons resultados no mapeamento de estruturas horizontais, pois é relativamente sensível a variações verticais em subsuperfície apresentando, assim, boa resolução vertical.

Uma das principais vantagens deste arranjo é a elevada razão sinal/ruído que o mesmo proporciona ao mesmo tempo que uma das principais desvantagens é a perda rápida da cobertura em profundidade, ou seja, a medida em que aumenta o espaçamento entre os eletrodos a cobertura horizontal em subsuperfície diminui drasticamente (GANDOLFO, 2007).

- Arranjo Dipolo-Dipolo:

Este é o arranjo mais utilizado em estudos geoeletricos, sendo utilizado para diversos fins, também conhecido como arranjo “axial”. Neste arranjo os eletrodos são dispostos em linha, e o espaçamento entre os eletrodos de corrente e potencial permanece fixo durante todo levantamento, cada afastamento entre os pares representa mais um nível de profundidade investigado, Quanto maior a distância entre os pares, mais profundo será o nível investigado, respeitando, é claro os limites (GANDOLFO, 2007).

Quando o dipolo de corrente é afastado do de potencial menores serão as leituras obtidas até que o ruído estará com a mesma intensidade que o sinal.

Geralmente, devido à baixa razão sinal/ruído, as investigações se restringem a 5 ou 6 níveis de profundidade quando são utilizadas grandes aberturas entre os dipolos, Este arranjo apresenta boa resolução lateral, porém uma das maiores desvantagens é a baixa relação sinal/ruído, principalmente quando se torna grande a distância entre dipolos.

Apresenta em geral bons resultados em estruturas verticais, em teoria não sendo recomendado para estruturas horizontais.

- Arranjo Schlumberger:

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

O arranjo Schlumberger é um dos mais usados em sondagens elétricas verticais, ou seja, este arranjo é moderadamente sensível a estruturas tanto horizontais como verticais, Já a sondagem elétrica vertical apresenta bom contraste vertical (meios estratificados).

A profundidade média investigada com este arranjo é cerca de 10% maior do que a permitida pelo arranjo Wenner para a mesma distância entre os eletrodos externos.

Com a combinação destes dois arranjos temos um arranjo híbrido o Wenner-Schlumberger que permite uma cobertura horizontal ligeiramente maior que a do arranjo Wenner (GANDOLFO, 2007).

Este trabalho utilizou o arranjo Wenner-Schlumberger, caracterizado por pares de eletrodos de corrente e potencial, ou seja, de potencial no centro e os eletrodos de corrente nos extremos com espaçamento constante entre si. Esta configuração caracteriza o arranjo Wenner e permite a leitura do primeiro nível de profundidade (Figura 10).

Para a investigação de níveis mais profundos, os eletrodos de corrente são distanciados dos eletrodos de potencial, que por sua vez, permanecem com espaçamento constante. Esta nova configuração caracteriza o arranjo Schlumberger.

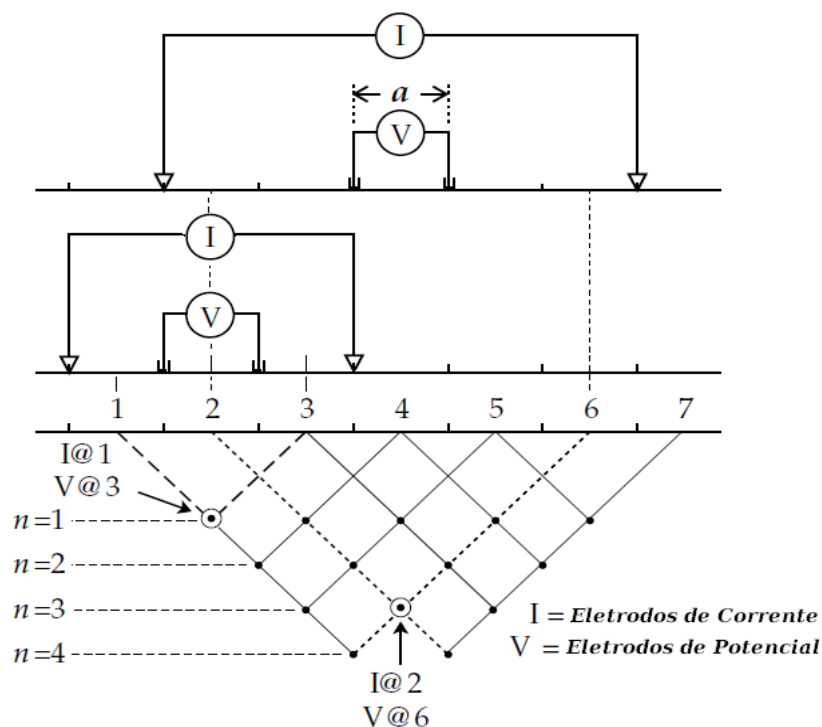


Figura 10 – Arranjo Wenner-Schlumberger (LOWRIE, 2007).

4.4 - Revisão de trabalhos anteriores

O trabalho de White *et al.* (2001), apresenta estudos de aplicação dos métodos da eletrorresistividade e polarização induzida, num depósito de cobre e ouro pórfiro na Austrália. O minério está contido em rochas vulcânicas básicas a intermediárias e vulcanoclásticas, assentadas sobre calcários e sotopostos por quartzitos, arenitos e andesitos. Na área existiu uma mina com 6,12g/T de ouro em depósitos supergênicos.

Levantamentos estruturais mostraram que ouro e cobre são estruturalmente controladas e veios de quartzo com duas a três séries de direções de fraturas (MORRISOM, 1998). A aquisição de dados consistiu num arranjo multieletrodo polo-dipolo para processamento 3D. Os resultados permitiram a caracterização de zonas de alta cargabilidade concomitantes a zonas de baixa resistividade, associadas às concentrações de minérios provadas por meio de furos de sondagem. Valores de IP de 35mV/V foram obtidos em zonas com 1,67g/T de ouro e 0,72% de cobre.

Por meio da aplicação integrada dos métodos de gravimetria, magnetometria, eletrorresistividade e polarização induzida, Locke *et al.* (1999)

estudam um depósito de sulfetos do tipo epitermal, localizado em Puhipuhi (Nova Zelândia). A área de estudos consiste num antigo sistema geotermal, com mineralizações em mercúrio, ouro e prata, atribuídos a um sistema epitermal de baixa sulfetação, encaixados em arenitos carbonosos e siltitos, falhados preferencialmente na direção N/S.

Os resultados de gravimetria indicaram zonas de baixa densidade associadas às rochas do embasamento alçadas, em cujo contato estão presentes as mineralizações. Os dados de IP e resistividade indicaram zonas de intensa silicificação, confirmadas por testemunhos de sondagem, enquanto que os dados magnéticos permitiram a delimitação de intrusivas básicas possivelmente associadas ao evento de mineralização regional.

Irvine & Smith (1990) realizaram levantamentos de Polarização Induzida e Eletroresistividade na mina de ouro McLaughlin, Califórnia (USA). Segundo evidências as rochas do depósito sofreram alteração hidrotermal, com forte controle estrutural da mineralização. A rocha hospedeira é um serpentinito, carbonatado e com forte argilização, além de andesitos e sedimentos silicificados e sericitizados. Grande parte deste depósito é constituída por quartzo, veios de calcedônia e alto teor de pirita.

Os resultados apresentaram áreas de elevada resistividade associadas a presença de quartzo e forte anomalia de cargabilidade próximo à superfície, que tende a diminuir de intensidade em profundidade, semelhante ao ocorrido com a resistividade.

Na prospecção de ouro epitermal Rhyolite Creek (Austrália), Irvine & Smith (1990) aplicaram os métodos de eletroresistividade e polarização induzida. O corpo mineral ocorre em andesitos, dacitos e sedimentos epivolcanoclásticos, com alteração hidrotermal e presença de pirita e pirofilita e gênese do tipo alta sulfetação. Os autores observaram também uma anomalia de cargabilidade intensa em conjunto com uma zona de baixa resistividade.

A resposta geofísica foi relacionada a veios mineralizados contendo de 10% a 30% de pirita com ocasionais zonas de pirita maciça de 1 metro de espessura, determinados a partir de sondagens e trabalhos posteriores.

Segundo estudos de New South Wales (Austrália), Irvine e Smith (1990) aplicaram o método da eletroresistividade em mineralização de ouro epitermal, contida nos veios de quartzo em lavas basálticas para andesíticas, numa

sequência vulcânica dominada por rochas vulcânicas e andesítica riolíticas. A zona oxidada prolonga-se por 60 m abaixo da superfície, a vulcânicas básicas e argila caulinítica. Os veios principais de quartzo apresentam alta resistividade se comparados às rochas vulcânicas.

Assim Irvine e Smith (1990) concluíram que os efeitos da alteração hidrotermal, associada com depósitos de ouro epitermal diferem das perspectivas de prospecção, dependendo de fatores como idade geológica, tipo de rocha, a natureza dos fluidos hidrotermais e nível de erosão. Geralmente não há alterações significativas nos parâmetros físicos detectáveis por meio de métodos geoeletricos, o que define sistemas de alteração e componentes específicos associados.

Desta forma, os métodos da polarização induzida e eletrorresistividade são eficazes na detecção de condutores enterrados, sistemas de alteração textural ou veios de quartzo auríferos e zonas silicificadas.

O trabalho de Moreira & Ilha (2011) descreve os resultados de aplicação dos métodos da eletrorresistividade e da polarização induzida no estudo de ocorrência de cobre localizada em arenitos do Grupo Maricá, bacia sedimentar do Camaquã (RS). Os autores propõem o uso da disposição azimutal de linhas de caminhamento elétricos, com centro do arranjo posicionado sobre a ocorrência mineral aflorante. Os resultados sugerem a continuidade da mineralização em profundidade, caracterizada por baixos valores de resistividade e elevada cargabilidade.

A existência de uma zona com resistividade bastante elevada ao redor da área mineralizada, é interpretada como a fase final de cristalização de fluidos hidrotermais responsáveis pela gênese da ocorrência mineral, com zona central enriquecida em óxidos e sulfetos de cobre, zona intermediária enriquecida em carbonatos de cobre e zona exterior rica em quartzo.

O estudo de Gallas (2000) realizado no âmbito da bacia Camaquã utilizou os métodos da resistividade e polarização induzida, trabalhou com dados realizados obtidos através de duas campanhas geofísicas realizadas pelo IPT (Instituto de Pesquisas Tecnológicas) no projeto Camaquã, nas proximidades das Minas do Camaquã no município de Caçapava do Sul (RS) na área onde ocorre a jazida Santa Maria, mineralizada a Pb, Zn, e Ag. Os resultados de cargabilidade, resistividade e potencial espontâneo obtiveram

excelentes resultados, principalmente num contexto de mineralizações disseminadas.

No ano de 1981 foi realizada a primeira campanha geofísica por solicitação da CBC (Companhia Brasileira do Cobre) que teve como objetivo correlacionar anomalias de IP e resistividade com anomalias geoquímicas existentes já confirmadas por sondagens.

Já na segunda etapa no ano de 1983 o próprio IPT obteve interesse em realizar levantamentos na região da Jazida Santa Maria, esta mineralizada com chumbo, zinco e prata associada, já em fase de cubagem e estudos de viabilização de lavra, esta etapa teve como interesse a caracterização de corpos com altos teores dentro da massa mineralizada.

O autor conclui que o método da polarização induzida pode ser indicado além do seu uso consagrado em pesquisas de sulfetos, em outros estudos onde os alvos apresentem alta polarizibilidade como, por exemplo, certas argilas e contaminantes, o minério existente correspondeu de maneira excelente ao método polarização induzida com ótimos contrastes entre minério e a rocha encaixante.

CAPITULO 5 – Materiais e Métodos

Neste trabalho foi utilizada a técnica de imageamento elétrico em arranjo Wenner-Schlumberger, com espaçamento entre os eletrodos de 20m. Foram realizadas leituras de resistividade e cargabilidade em 10 níveis de profundidade.

Foram realizadas 6 linhas de imageamento elétrico com 480m de comprimento cada linha, num total de 2040m de aquisição. Tais linhas foram dispostas em superfície de forma azimuthal, com ponto central das linhas fixado sobre a ocorrência mineral, espaçadas num ângulo de 30° (Figura 11).

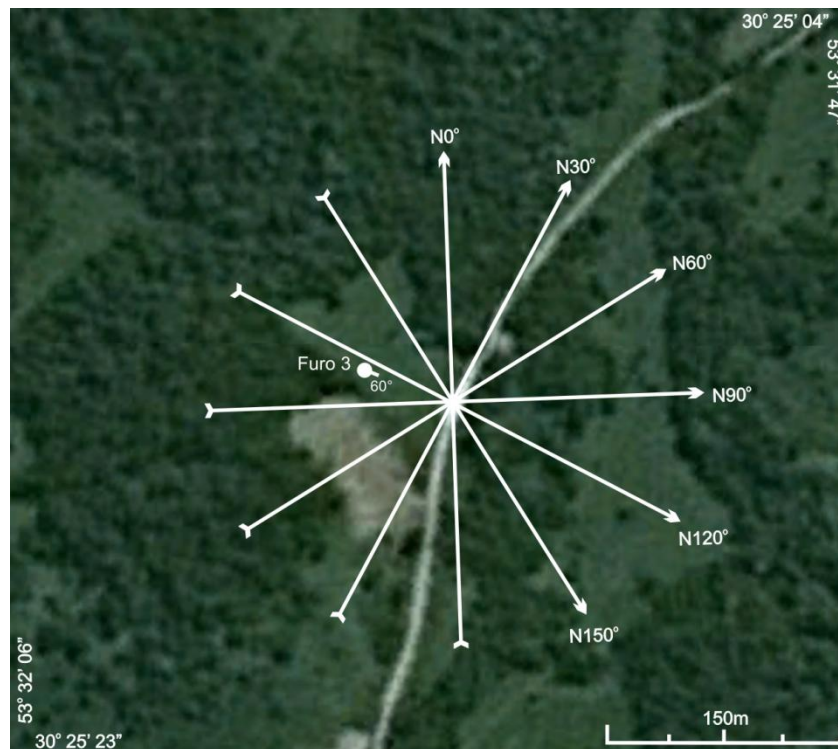


Figura 11 – Disposição das linhas em campo, com posição direção e sentido de mergulho de furo de sondagem testemunhado.

O equipamento utilizado na aquisição dos dados de resistividade e cargabilidade foi o resistímetro Syscal Pro, fabricado pela *Iris Instruments* (França) que pertence a Universidade Federal do Pampa (Foto 5).



Foto 5 – Resistímetro Syscal Pro.

O equipamento Syscal Pro combina um transmissor, um receptor e uma unidade de comutação num único equipamento. Com uma tensão máxima de 800V, corrente máxima de 2,5A, resolução de $1\mu\text{V}$ e dez canais de leituras simultâneas.

As medidas de polarização induzida são muito pequenas em relação ao sinal emitido pelo equipamento. Desta forma, é necessário o uso de dispositivos que minimizem ou anulem eventuais ruídos nas medidas.

Este trabalho utilizou eletrodos não polarizáveis à base de uma solução de sulfato de cobre supersaturada (CuSO_4). Este procedimento praticamente anula a geração de correntes parasíticas geradas pelo uso de eletrodos metálicos, algo que inviabiliza este tipo de medida.

5.1 - Aquisição dos Dados

A configuração do equipamento para aquisição usada neste trabalho foram as seguintes: corrente injetada de 1A, tempo de leitura de 2000ms e janela única de leitura de 160ms.

Inicialmente foram perfurados os pontos de fixação dos eletrodos, por meio de uma haste metálica. Posteriormente foram fixados os eletrodos de leitura, do tipo não polarizável e com base porosa, os quais foram preenchidos por uma solução supersaturada de sulfato de cobre (CuSO_4), posteriormente conectado ao cabo de leitura (Foto 6).



Foto 6 – Perfuração, fixação e preenchimento de um eletrodo de leitura.

Os pontos de leitura foram georreferenciados e as medidas de campo foram armazenadas em *notebook* durante a sua obtenção em campo.

Durante a preparação das linhas foi realizada a identificação dos litotipos aflorantes, para posterior correlação com o mapa geológico, além de auxiliar na interpretação dos dados geofísicos.

5.2 - Processamento dos dados

Os dados foram tabelados numa planilha onde foram adicionadas as coordenadas geográficas. O editor utilizado foi o *Surfer*, um pacote de programas gráficos comerciais desenvolvidos pela *Golden Software Inc.* que pode ser utilizado para a edição de planilhas, cálculos e confecção de mapas de variáveis, a partir de dados adquiridos.

O processamento das linhas envolveu o uso do programa RES2DINV, que determina um modelo bidimensional (2D) da subsuperfície a partir de dados obtidos por levantamentos de imageamento elétrico.

Este programa é projetado para inverter grandes conjuntos de dados. O modelo 2D usado pelo programa de inversão consiste em uma série de blocos retangulares, a disposição dos blocos é ligada à distribuição dos pontos dos dados na pseudo-seção. A distribuição e tamanho dos blocos são gerados automaticamente pelo programa conforme a distribuição dos pontos de dados.

A profundidade da linha inferior dos blocos é definida para ser aproximadamente igual à profundidade equivalente de investigação dos pontos de dados com o maior espaçamento entre eletrodos (EDWARDS, 1977).

A sub-rotina de modelagem direta é usada para calcular os valores de resistividade aparente, onde uma técnica de otimização não linear por mínimos quadrados é usada para a rotina de inversão (DEGROOT-HEDLIN E CONSTABLE 1990, LOKE & BARKER, 1996). O resultado é apresentado sob a forma de seção com distância versus profundidade, em termos de pseudo-seção, seção calculada e seção modelada.

A modelagem 3D utilizou somente os dados de campo, por meio da plataforma Oasis Montaj desenvolvido pela Geosoft. O *software* permite o processamento de um grande volume de dados espaciais. Permite ainda

efetuar tarefas de processamentos complexos como: interpolação de dados, edição de mapas, edição e integração de dados de diversas naturezas.

Dentre os vários métodos de interpolação, é necessário um que apresenta elevado nível de precisão, fidelidade aos dados de entrada num limite arbitrário definido pelo usuário, que a superfície interpolada seja contínua e suave em todos os locais (LANDIM, 2003).

Dentre os diversos algoritmos disponíveis na plataforma, este trabalho adota o método de mínima curvatura para interpolação dos dados de campo e geração de mapas de isovalores para todos os 10 níveis de profundidade investigados, para cada parâmetro medido e derivado. Posteriormente, estes mapas foram integrados sob a forma de um modelo tridimensional, cujo produto é apresentado neste trabalho.

A interpolação consiste em um procedimento matemático de ajuste de uma função a pontos não amostrados, baseada em valores obtidos em pontos amostrados. A partir dos pontos amostrados é definido um reticulado com espaçamento relativo aos pontos (LANDIM, 2003). O valor de cada nó do reticulado é calculado por seleção de pontos mais próximos dos valores conhecidos. Definidos os valores, há uma filtragem de modo a suavizar os contornos resultantes e permitir o melhor ajuste com os valores originais. A partir da interpolação dos dados, são criados os mapas e sistemas de informações georreferenciados.

CAPITULO 6 - RESULTADOS

6.1 - Apresentação dos resultados

Os resultados são apresentados sob a forma de modelo de inversão em termos de resistividade elétrica, cargabilidade e fator metal.

Estes em termos de resistividade de um modo geral se apresentam de forma amplamente variáveis, com valores extremos entre $60\Omega.m$ e $588000\Omega.m$; já os valores de cargabilidade são menos variáveis, entre $0,40mV/V$ a $72mV/V$ e para os modelos de fator metal apresentam-se valores bastante oscilantes considerando que a resistividade apresentou valores relativamente altos.

Os modelos de fator metal apresentam grandes variações entre as linhas desde 0,013mV/V/Ohm.m até 9,7mV/V/Ohm.m

Os valores de resistividade extremamente altos resultam de uma forma de processamento de dados, a fim de que fosse possível realçar feições de interesse para este estudo, foi utilizado o método de inversão do quadrado da distância, o qual extrapola dados brutos de entrada do programa, parcialmente condicionado à amplitude de variação entre valores máximos e mínimos. Além disto, também foi utilizada escala logarítmica cuja também extrapola valores, pois, utilizando outra forma de processamento a anomalia não ficaria expressa como desta forma.

Desta forma, os dados modelados de resistividade e cargabilidade obtidos para a área de estudos, não permitem comparações com outros trabalhos que utilizam, por exemplo, métodos de inversão de suavização como vizinhança (*natural neighbor*) ou mínima curvatura (*minimum curvature*).

A linha N0° (Figura 12) apresenta resistividade que varia de 3225Ω.m próximo a superfície, até 548096Ω.m a partir de 25m de profundidade (Figura 13). Entre 260m e 300m ocorre uma zona de baixa resistividade, com valores mínimos de 11644Ω.m desde a superfície até 20m de profundidade.

O aumento contínuo da resistividade com a profundidade deve indicar a presença de solo em superfície, sucedido por rocha cristalina ou litificada em profundidade.

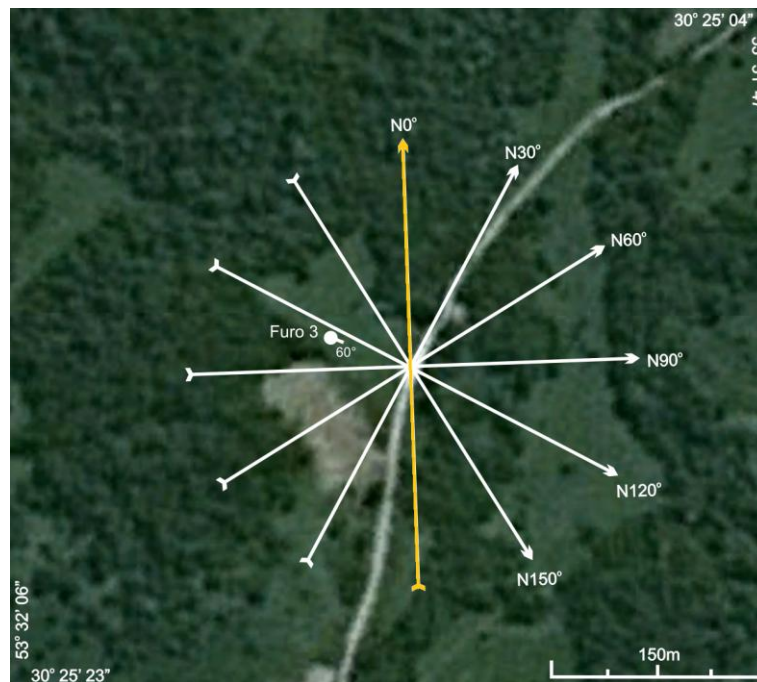


Figura 12 – Localização da linha N0° no arranjo de campo.

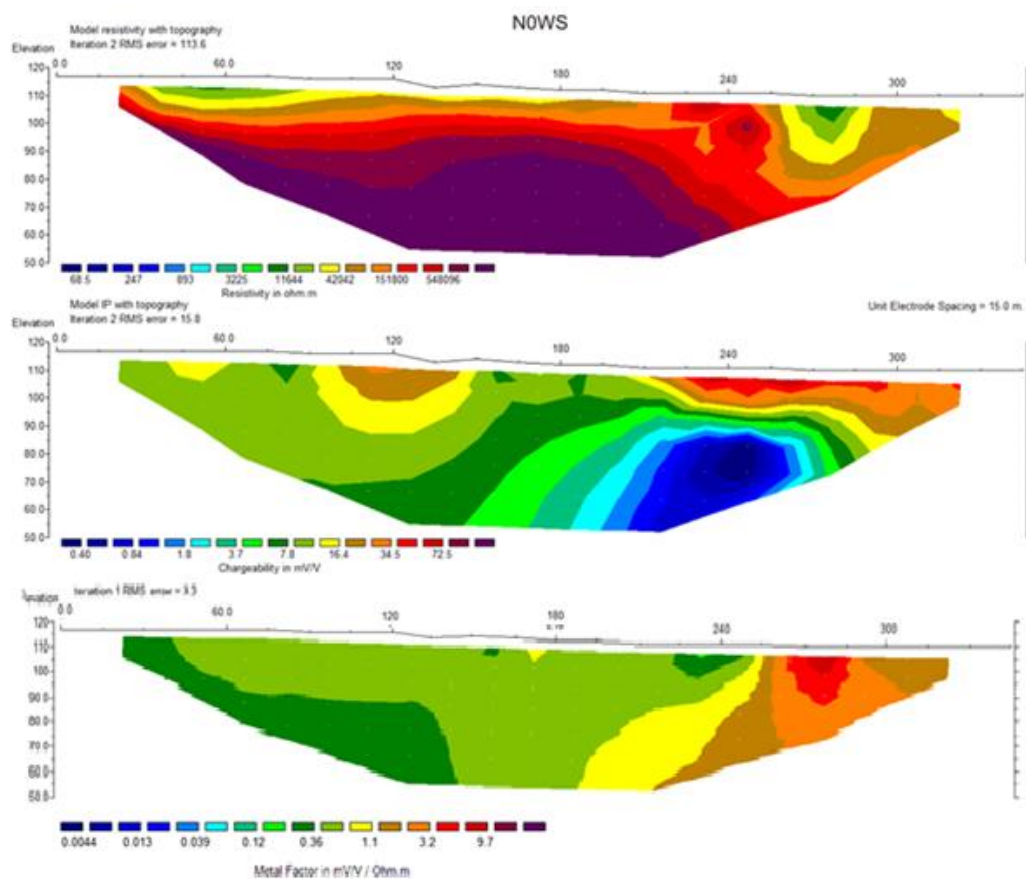


Figura 13 – Modelo de inversão em termos de resistividade, cargabilidade e fator metal para a linha N0°

A porção final desta linha atinge uma área de várzea de um córrego localizado a nordeste do centro do arranjo. Desta forma, os baixos valores de resistividade devem estar associados à presença de água, que preenche sedimentos porosos e inconsolidados.

O modelo de cargabilidade para esta linha apresenta um grande contraste entre a porção inicial, com valores entre 3,7mV/V e 16mV/V, e a porção final, com valores entre 3,7mV/V e 0,40mV/V. No intervalo de baixa resistividade descrito no final da seção ocorrem altos valores de cargabilidade.

O modelo de fator metal apresenta uma variação de valores entre 0,12mV/V/Ohm.m e 9,0mV/V/Ohm.m, com predomínio de elevados valores na porção final e valores moderados e homogêneos para o restante da seção.

Esta porção coincide com elevados valores de resistividade, ao passo que não houve influencia dos valores de cargabilidade, neste caso.

A linha N30° apresenta resistividade que varia de 11644Ω.m próximo a superfície, até 548096Ω.m a partir de 30m de profundidade (Figura 15). O aumento contínuo da resistividade com a profundidade deve indicar a presença de rocha cristalina ou litificada em profundidade. O padrão contínuo de resistividade em termos laterais impossibilita a identificação de contatos litológicos nesta seção. Entretanto, há uma tendência de espessamento da camada superficial de baixa resistividade, no sentido para o final da linha.

O modelo de cargabilidade apresenta valores medianos e pouco variáveis em praticamente toda a seção, entre 7,8mV/V a 34,5mV. Entre 60m e 195m predominam valores entre 3,7mV/V a 16mV/V, sucedido por valores entre 16mV/V e 34mV/V entre 0m e 60m e entre 195m a 345m.

O intervalo entre 120m e 135m apresenta uma faixa vertical de baixa cargabilidade, aparentemente não relacionado com variações de resistividade. Em campo foi possível constatar que esta linha cruza tufos vulcânicos entre 0m e 165m, sucedida por metaconglomerados até o final.

Os valores de fator metal são bastante homogêneos, entre 0,1mV/V/Ohm.m e 0,8mV/V/Ohm.m. A seção é bastante homogênea até 180m, enquanto que sentido ao final ocorre um pequeno aumento de valores. A posição 180m marca uma interface claramente definida na seção de

cargabilidade, entre uma área de altos valores e um área de baixos valores, e o contato entre litotipos repete-se bem definido também na seção do fator metal.

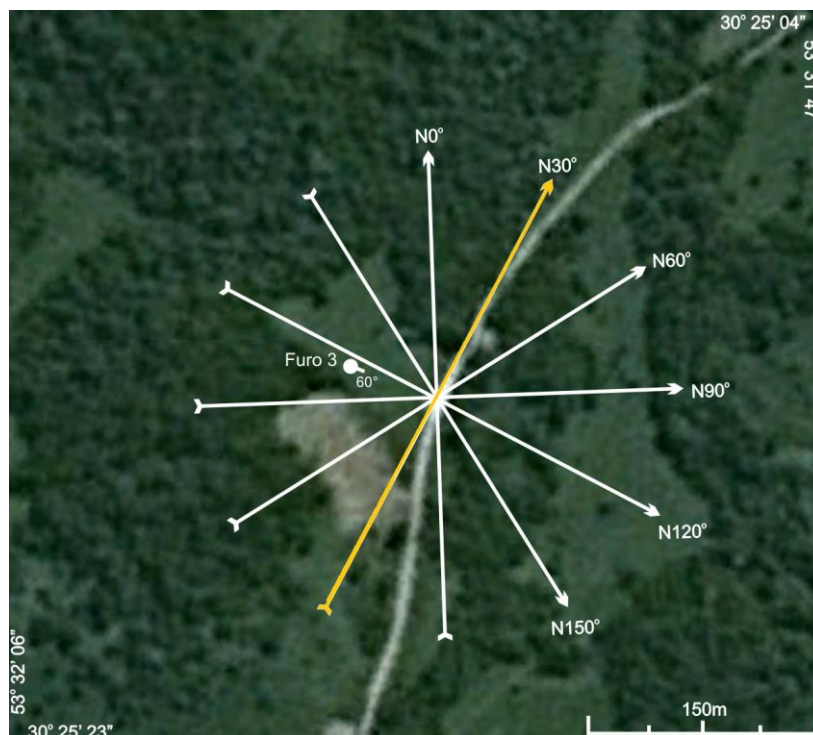


Figura 14 – Localização da linha N30 no arranjo de campo.

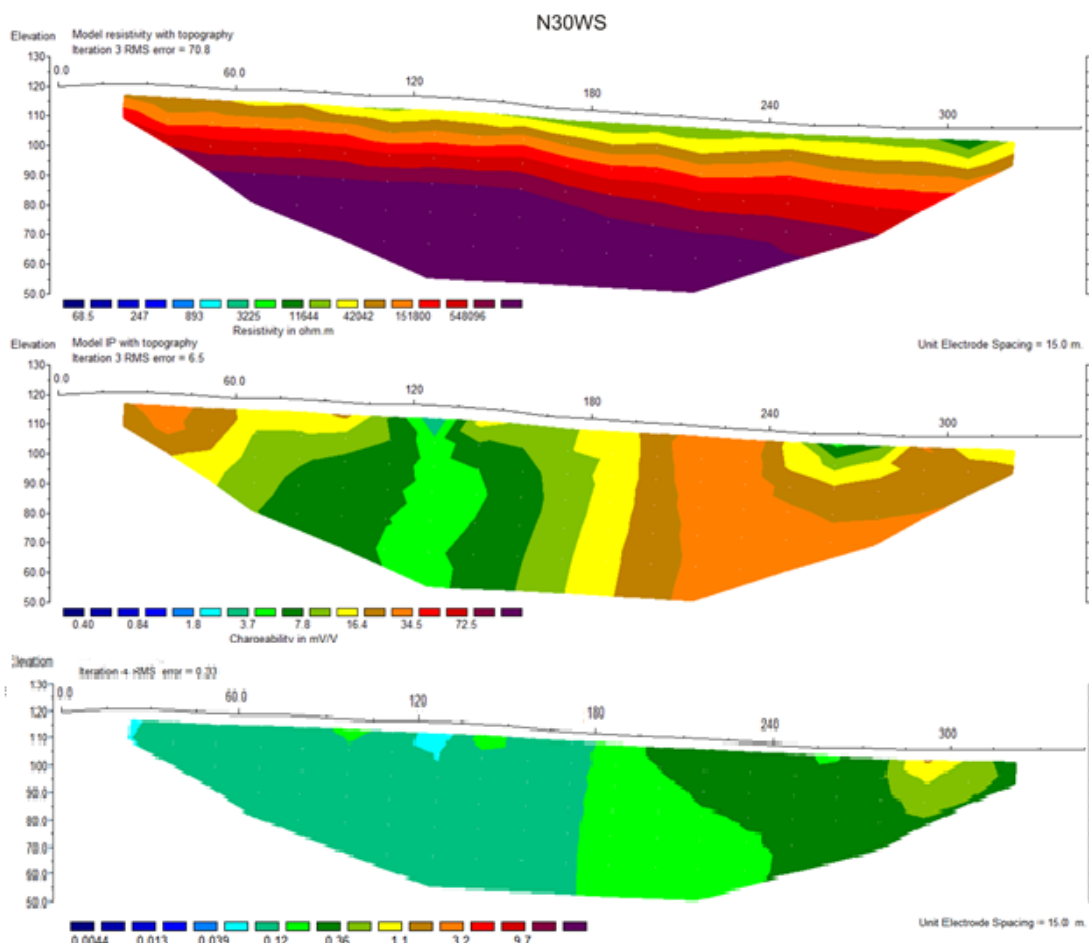


Figura 15 – Modelo de inversão em termos de resistividade, cargabilidade e fator metal para a linha N30°.

A linha N60° apresenta valores de resistividade de moderados a altos, que variam de $11644\Omega.m$ a $151800\Omega.m$ desde o início da linha até os primeiros 30m de investigação em superfície. Em termos gerais, ocorre o aumento da resistividade com a profundidade, com valores entre $11644\Omega.m$ e $548096\Omega.m$. Entretanto, há um intervalo entre 60m e 110m com resistividade substancialmente menores com o aumento da profundidade, que define uma janela de baixa resistividade (Figura 17).

A seção de cargabilidade apresenta um grande contraste de valores lateralmente, com faixa de transição entre 120m e 180m da linha. Entre 0m a 120 m valores de cargabilidade relativamente altos e variam de $7,8mV/V$ a $72,5mV/V$, que gradam para valores drasticamente menores a partir de 180 m, entre $0,40mV/V$ a $1,8mV/V$ (Figura 17).

Este contraste de valores mostra nitidamente o contato entre diferentes litotipos verificado em campo, ou seja, presença de tufo vulcânico entre 0m e 160m e metaconglomerado deste ponto em diante. Desta forma, os altos valores de cargabilidade estão relacionados com o domínio de tufo vulcânicos (sulfetos), enquanto que os baixos valores de cargabilidade são relacionados ao domínio de metaconglomerados.

Os valores bastante baixos de cargabilidade no domínio de metaconglomerados são um indicativo do predomínio de quartzo neste litotipo.

A seção de fator metal complementa as demais, pois do início da linha ate a metade onde se encontra baixa resistividade, alta cargabilidade e valores de moderados a altos para o fator metal e do meio em diante estes valores caem juntamente com a cargabilidade.

A linha N90° apresenta valores de resistividade de moderados a altos, que variam de 11644 $\Omega.m$ a 548096 $\Omega.m$ ao longo da linha, também é observado o aumento da resistividade com a profundidade (Figura 19). A seção de cargabilidade apresenta-se semelhante à linha N60° e os valores de fator metal estão variando entre 0,1 e 4 mV/V/Ohm.m.

O fator metal nesta linha apresenta valores baixos, com uma elevação a partir dos 260 m, na parte final da linha onde pode ser observada uma anomalia com valores em torno de 6.0 7mV/V/Ohm.m.

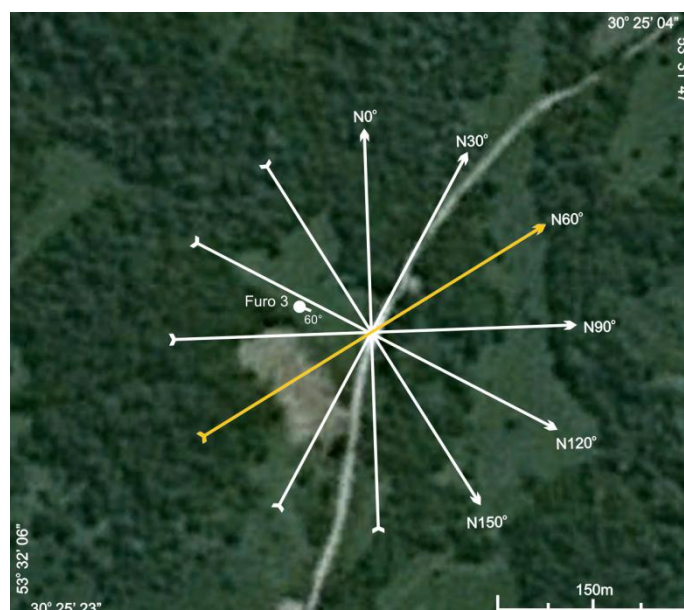


Figura 16 – Localização da linha N60° no arranjo de campo.

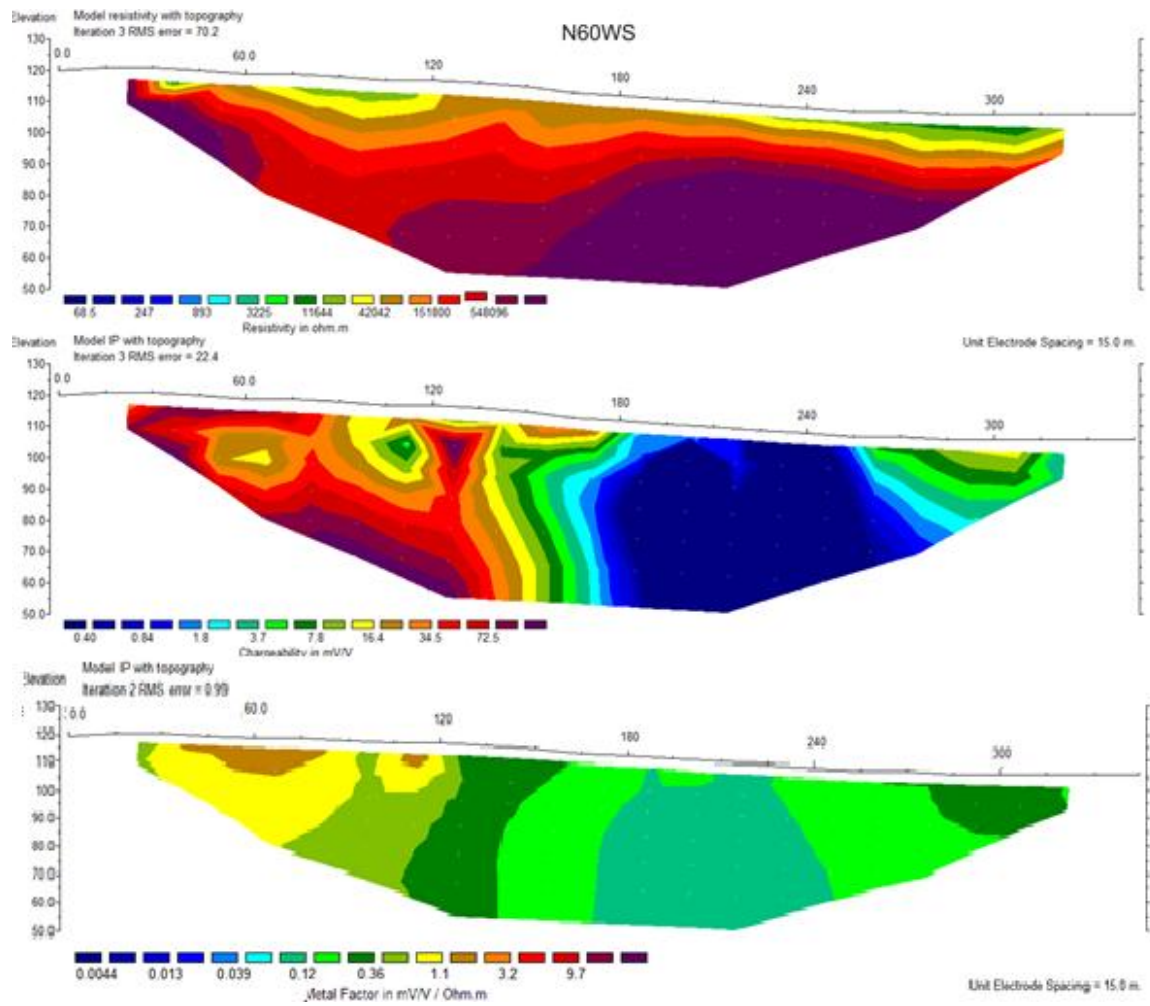


Figura 17 - Modelo de inversão em termos de resistividade, cargabilidade e fator metal para a linha N60°.

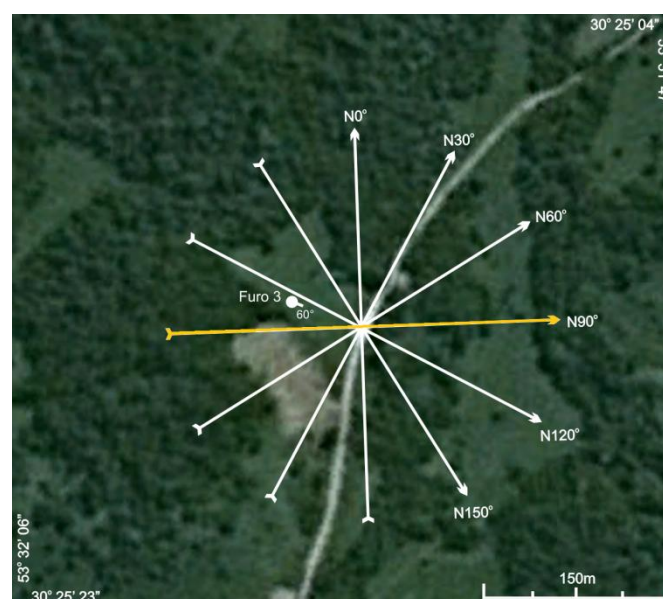


Figura 18 – Localização da linha N90° no arranjo de campo.

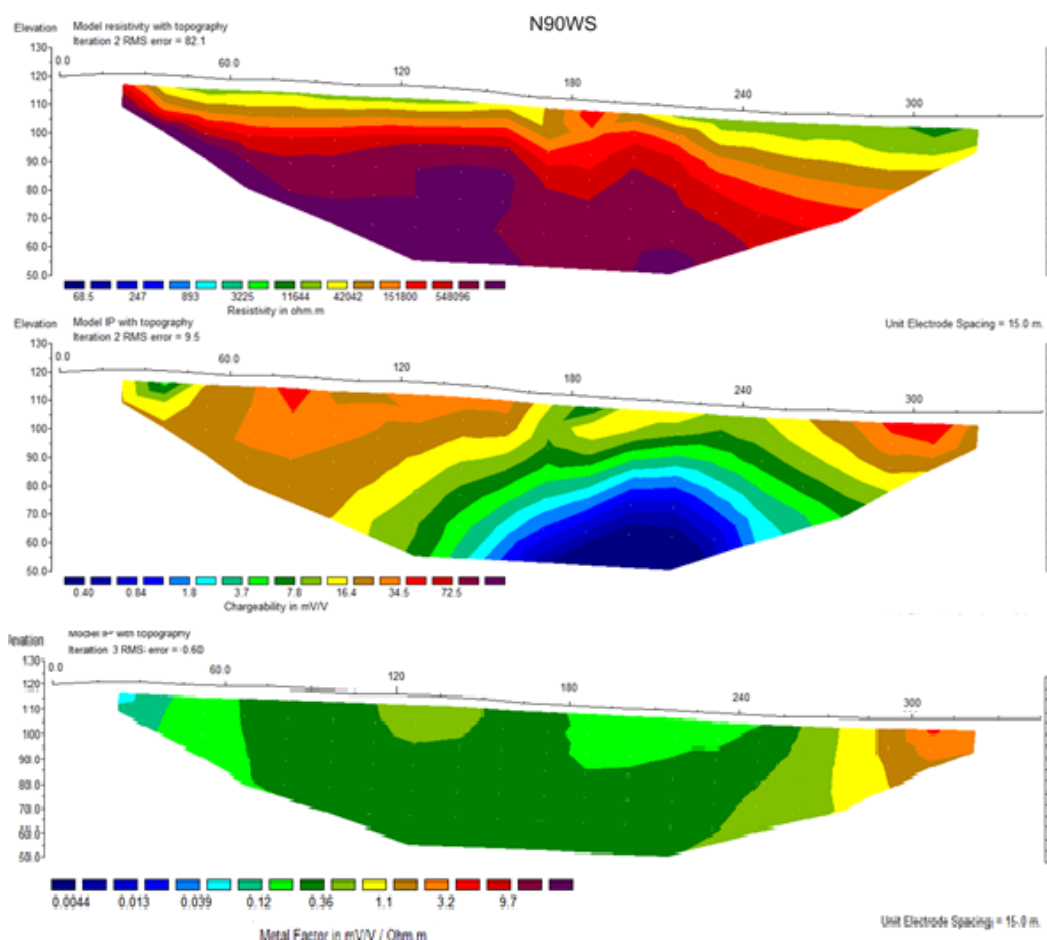


Figura 19 - Modelo de inversão em termos de resistividade, cargabilidade e fator metal para a linha N90°

A linha N120° apresenta camadas horizontais até aproximadamente 30 m de profundidade, com aumento da resistividade com a profundidade e valores entre 3225Ω.m e 508096Ω.m (Figura 21). O intervalo entre 140 m e 200m apresenta em profundidade valores máximos em torno de 151800 Ω.m.

O furo adotado para correlação com os dados geofísicos, foi realizado próximo a posição 160m, ou seja, este foi locado no limite do minério.

A seção de cargabilidade apresenta um grande contraste de valores, que variam de 3,7mV/V a 72,5mV/V. O intervalo entre 0m a 160m predominam valores de cargabilidade em torno de 25mV/V, com formato superficial. O intervalo entre 160 m e o final da seção é marcado por valores cargabilidade mais baixos em profundidade.

A seção de fator metal apresenta valores extremamente altos ao decorrer da seção em torno de $9,7\text{mV/V/Ohm.m}$ entre 100m e 250m onde os valores de cargabilidade também apresentam-se de moderados a altos, esta variação do fator metal e cargabilidade, em semelhança à linha N60°, apresenta o contraste de valores de cargabilidade mostra nitidamente o contato entre diferentes litotipos verificado em campo, ou seja, presença de tufo vulcânico entre 0m e 160m e metaconglomerado deste ponto em diante.

Desta forma, os altos valores de cargabilidade estão relacionados com o domínio de tufo vulcânicos (sulfetos), enquanto que os baixos valores de cargabilidade são relacionados ao domínio de metaconglomerados.

A linha N150° apresenta camadas horizontais de resistividade, com valores que aumentam gradativamente com a profundidade, que variam de $3225\Omega.m$ a $548096\Omega.m$ (Figura 23).

Os resultados das medidas de cargabilidade nesta seção esta decrescendo de acordo com a profundidade, as camadas mais superficiais apresentam uma cargabilidade de aproximadamente $16,4\text{mV/V}$ e a camada mais profunda detectada nesta seção apresenta valores de cargabilidade extremamente baixos em torno de $1,8\text{mV/V}$.

Em termos de fator metal, é possível a identificação de uma zona de intensidade elevada localizada na mesma posição que a baixa resistividade, fato este que corrobora a hipótese da presença de sulfetos de cobre nesta posição e novamente pode ser observado o contraste entre as litologias.

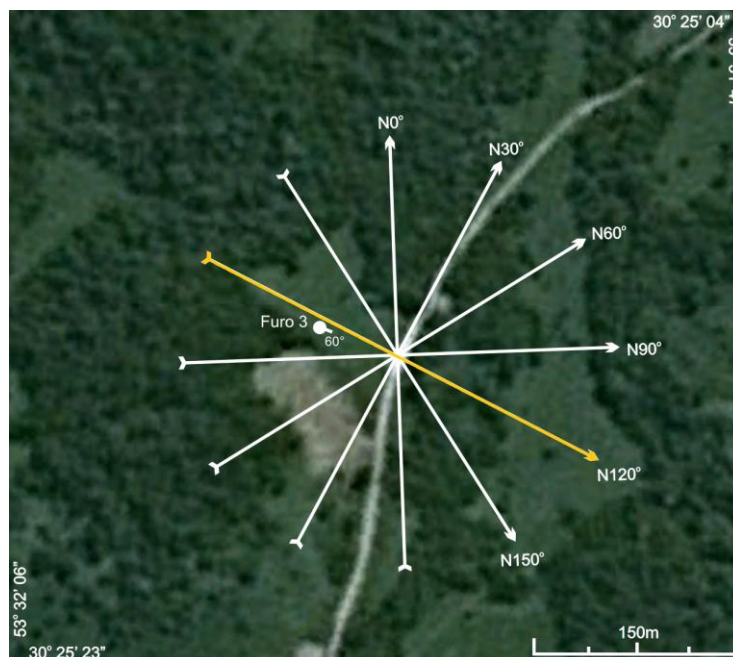


Figura 20 – Localização da linha N120° no arranjo de campo.

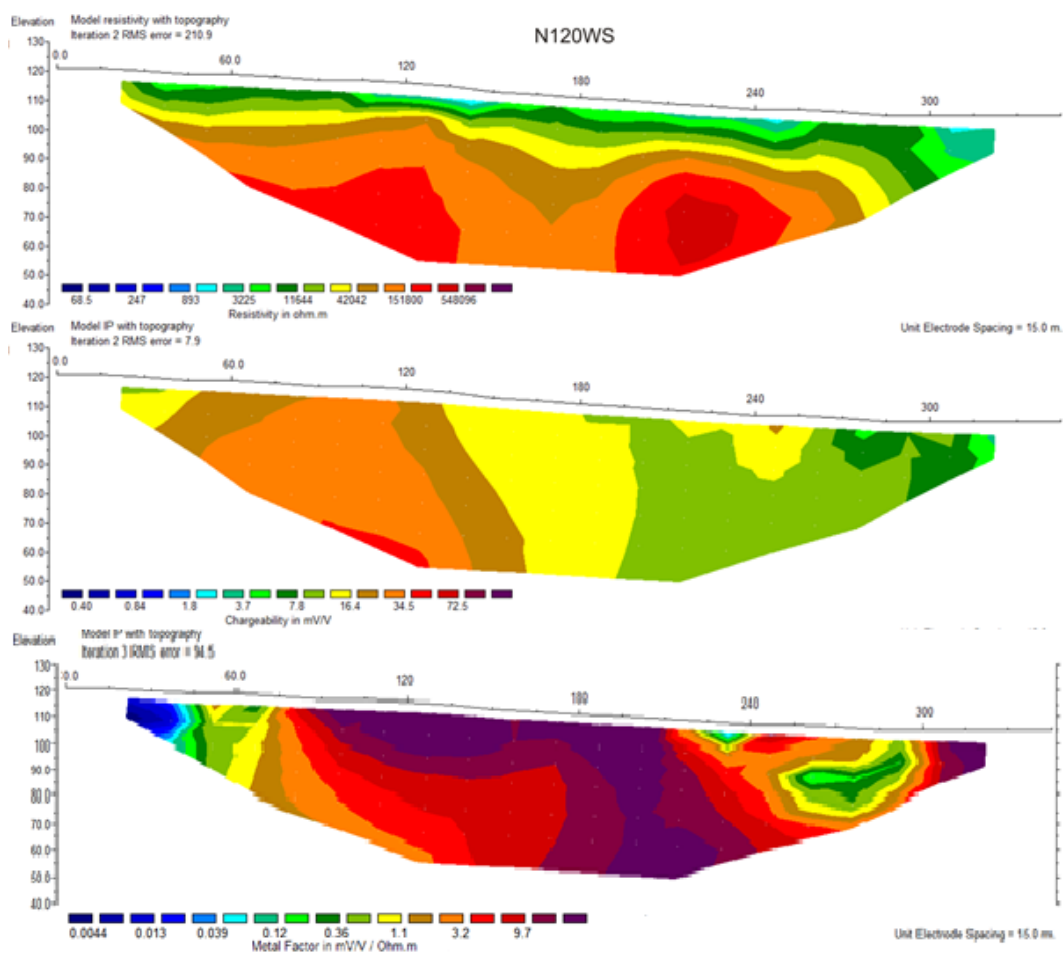


Figura 21 – Modelo de inversão em termos de resistividade, cargabilidade e fator metal para a linha N120°.

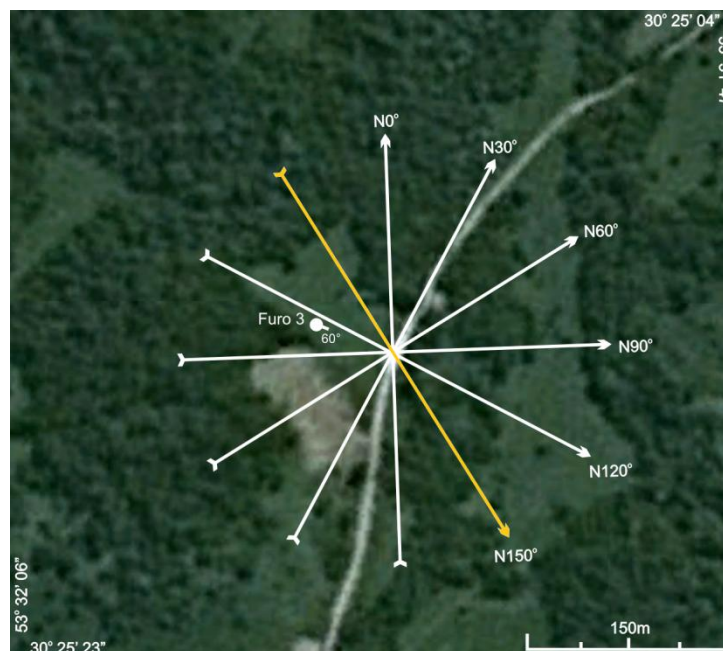


Figura 22– Localização da linha N150° no arranjo de campo.

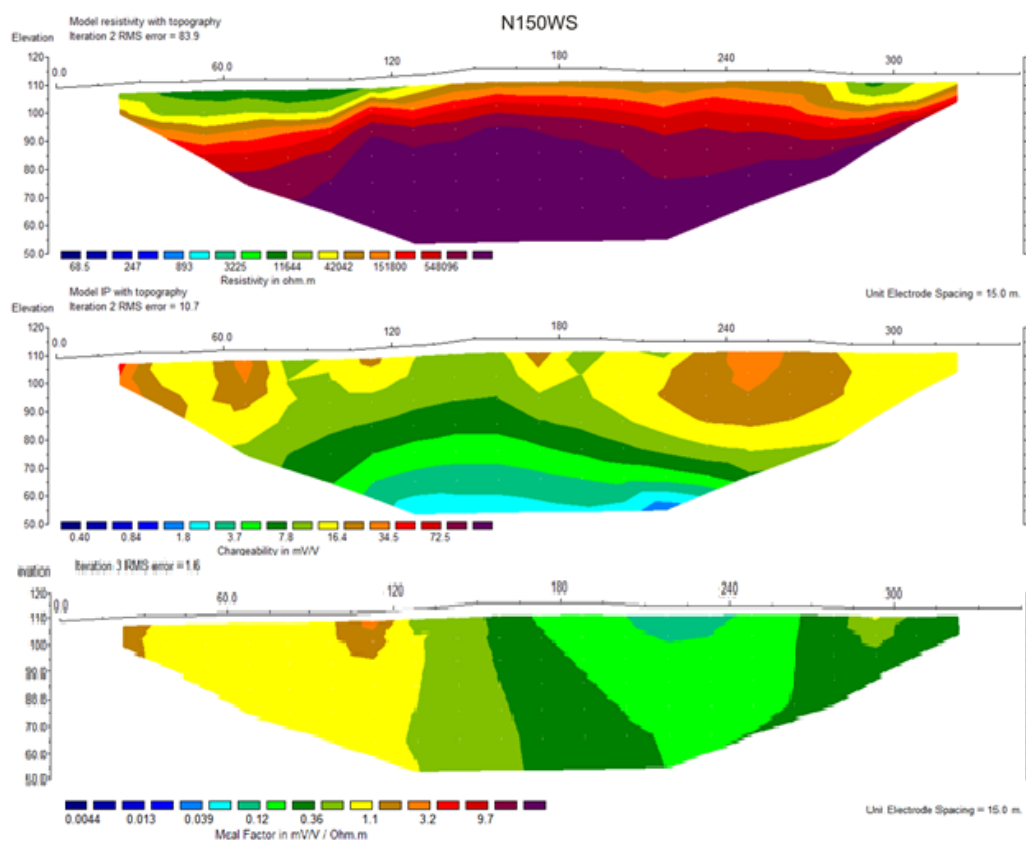


Figura 23 – Modelo de inversão em termos de resistividade, cargabilidade e fator metal para a linha N150°.

CAPITULO 7 - Interpretação e Discussão

Os dados modelados para cada seção de resistividade e cargabilidade foram georreferenciados e reunidos em uma única planilha para geração de modelos tridimensionais, apresentados em escalas de cores, onde elevados valores são apresentados em cores quentes (tons de rosa), enquanto que baixos valores são apresentados em cores frias (tons de azul).

Os blocos que apresentam uma visualização tridimensional apresentam um ângulo de visão próximo a $N40^\circ$, escolhido para uma visualização adequada das principais feições de maior importância aos objetivos do trabalho. Foram gerados dois blocos por parâmetro físicos medidos, rotacionados para uma visão em perspectiva aérea e de subsuperfície.

O bloco de cargabilidade revela claramente a ocorrência de altos valores entre o azimuth $N30^\circ$ e $N90^\circ$, predominante no início das linhas $N30^\circ$, $N60^\circ$ e $N90^\circ$, ou seja, na porção SW da área de estudos.

Esta região é representada por tufo a pó e tufo lapilítico que constituem as porções mais elevadas do terreno, localmente caracterizados por coloração vermelha a rosa escuro, com matriz de granulometria areia média e fragmentos centimétricos de clastos vulcânicos. Algumas exposições apresentam impregnações de carbonatos de cobre como malaquita.

O furo 1 está posicionado em campo próximo ao contato por falha normal entre os tufo e metaconglomerados e descreve a presença de níveis sulfetados em pirita e cloritização em profundidade. Este furo está posicionado numa interface entre valores de cargabilidade moderados a altos, com mergulho para $N120^\circ$, ou seja, no sentido para uma zona com baixos valores de cargabilidade (Figura 25).

A intensidade dos valores de cargabilidade aliada à presença destes litotipos para além da área de cobertura das linhas pode indicar a continuidade de uma zona com sulfetos disseminados no sentido oeste.

O modelo 3D de resistividade (Figura 24) apresenta baixos valores na extremidade SW do bloco, na mesma área de ocorrência de valores de elevada

cargabilidade. Contudo, a área de baixa de resistividade é menos abrangente, com valores pouco contrastantes quando comparados à área de cargabilidade.

O modelo 3D de fator metal não foi gerado, pois, os dados adquiridos neste parâmetro apresentaram falta de contraste com a rocha encaixante, devido a valores extremamente altos de resistividade o que possivelmente ofuscou os valores de fator metal em algumas seções.

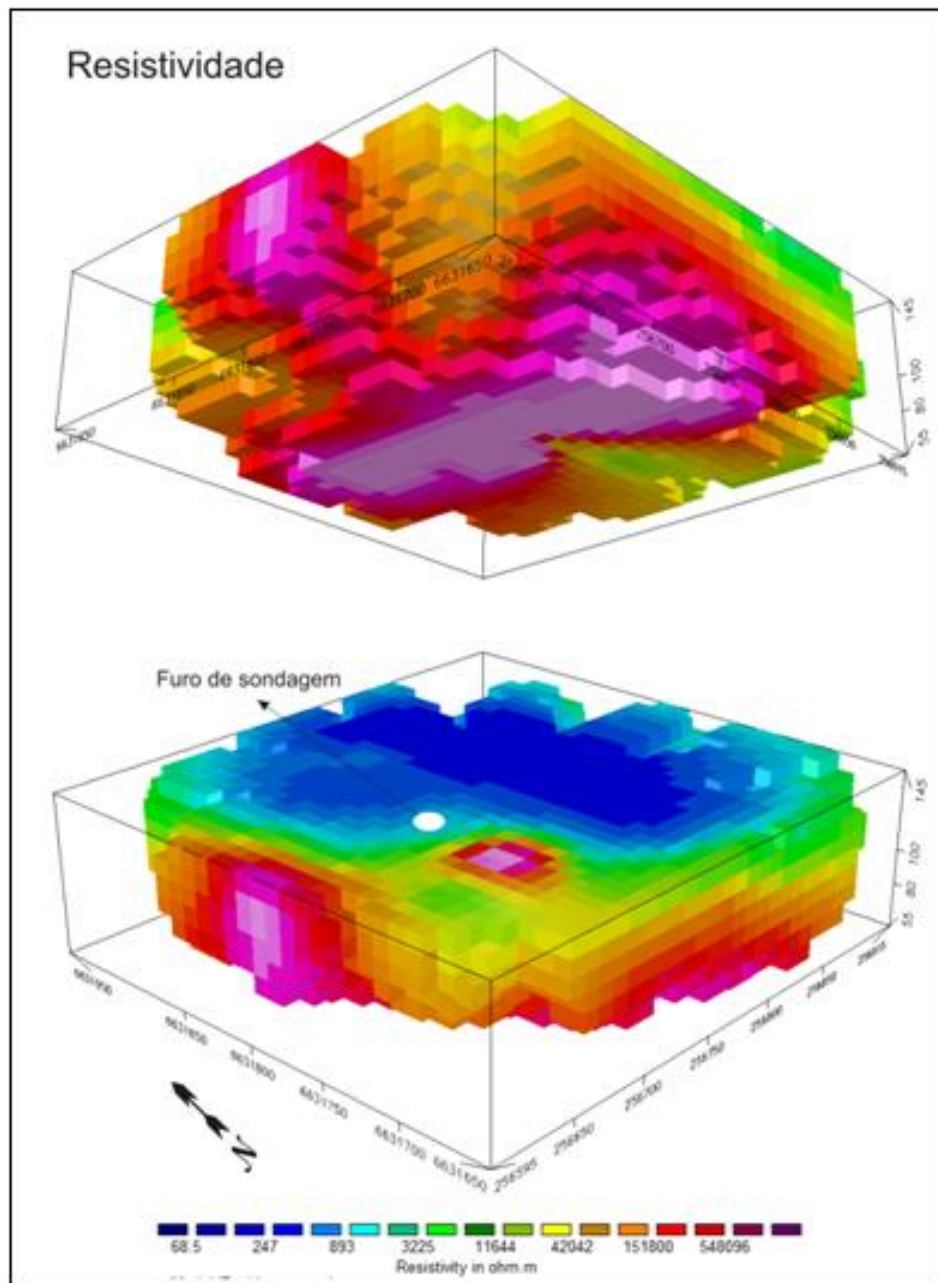


Figura 24 – Modelo 3D em termos de resistividade.

Isto ocorre provavelmente devido a altíssima resistividade predominante na área de tufo vulcânico, em torno de $550000\Omega.m$. A presença de sulfetos disseminados proporcionam uma queda pouco pronunciada da resistividade, mas suficiente para resultar num contraste com a rocha em redor.

Esta região é representada por tufos a pó e tufos lapelíticos que constituem as partes mais elevadas do terreno, localmente caracterizadas por coloração vermelha a rosa escuro, com matriz de granulométrica areia média e fragmentos centimétricos de clastos vulcânicos. Algumas exposições apresentam impregnações de carbonatos de cobre, como malaquita.

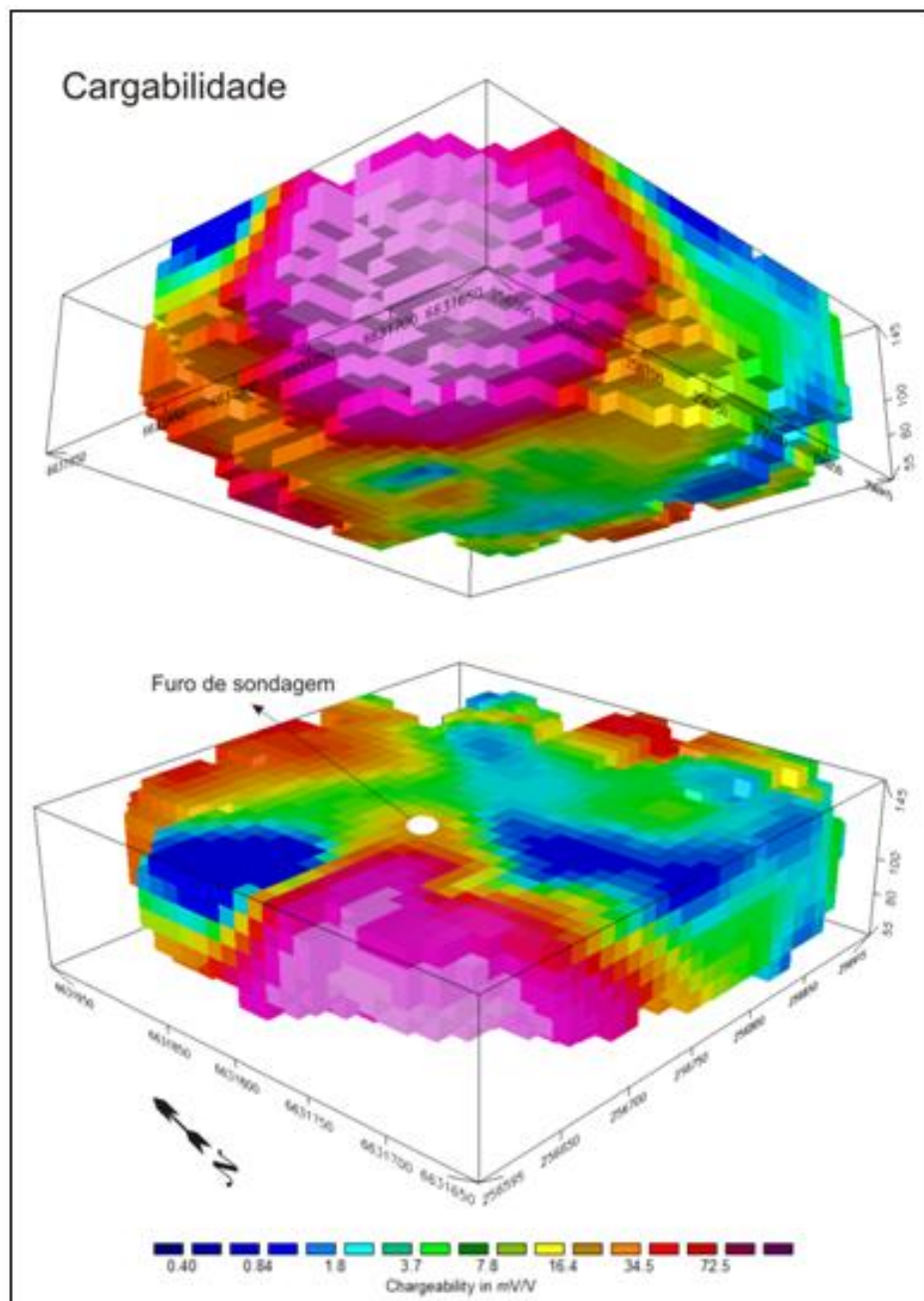


Figura 25 – Modelo 3D em termos de cargabilidade.

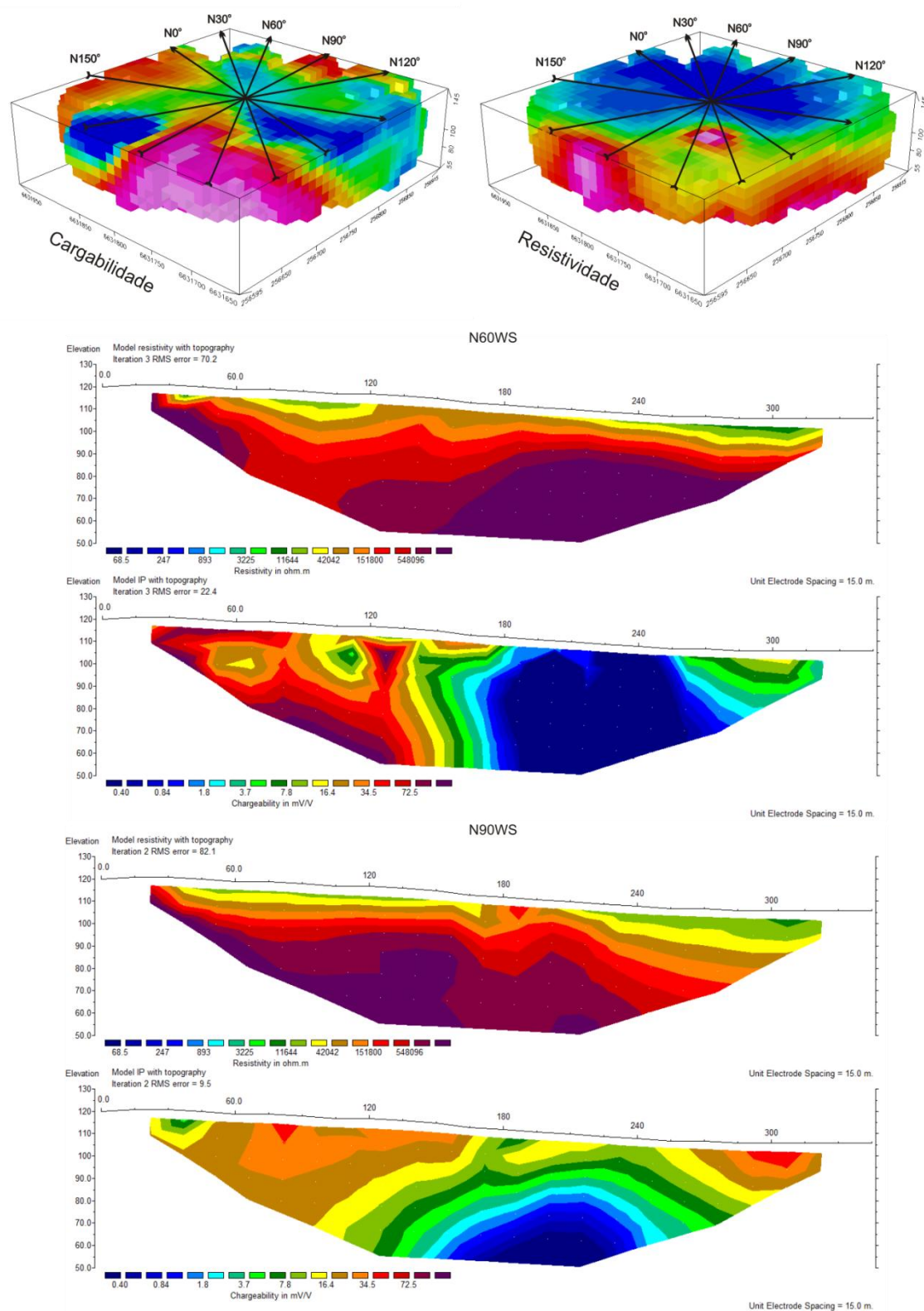


Figura 26 – Modelos 3D em termos de resistividade e cargabilidade, com modelos de inversão de maior representatividade em termos de cargabilidade.

Os dados revelam claramente um contraste de valores entre os principais litotipos da área, ou seja, baixos valores de cargabilidade para metaconglomerados e andesitos e altos valores para os tufos vulcânicos, o que pode ser visualizado nas figuras 24 e 25.

A visão em perspectiva de subsuperfície indica elevados valores de resistividade em toda a base do bloco, correlacionável com áreas de baixa cargabilidade, algo que indica a provável ausência de mineralizações além da área de tufo vulcânico, ou seja, no domínio de metaconglomerado.

A vista aérea do bloco ocorre uma extensa área de baixa resistividade, valores em torno de $68,5\Omega.m$, limitada apenas por valores mais elevados de resistividade na extremidade SW da área. Os levantamentos de campo indicam que num perfil NE/SW, basicamente no sentido das linhas N60° e N90°, ocorrem inicialmente tufos vulcânicos até a quebra de relevo, aproximadamente 180m do início da seção (Figura 26). Neste ponto existe em campo o contato entre o tufo vulcânico e metaconglomerados, que gradualmente são recobertos por sedimentos arenosos de planície de inundação, depositados por uma drenagem cruzada no final das linhas.

Neste contexto, os valores de baixa resistividade superficiais refletem em grande parte, a presença de sedimentos arenosos parcial a totalmente saturados, que aumentam sua espessura de forma gradual no sentido NE (Figura 27).

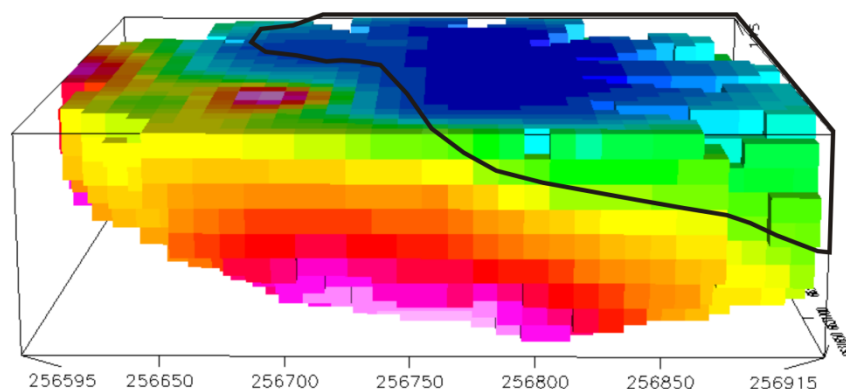


Figura 27 – Bloco 3D em termos de resistividade, com realce da cunha de sedimentos de planície de inundação saturados (baixa resistividade).

Os depósitos de cobre ou modelos genéticos associados descritos mundialmente, como mineralizações em skarns, sulfetos maciços em rochas

vulcânicas (VMS) e subdivisões, além de depósitos tipo Olympic Dam, aparentemente não proporcionam qualquer correlação com as mineralizações da bacia sedimentar do Camaquã (RONCHI & LOBATO, 2000).

As principais hipóteses genéticas para as mineralizações em cobre na referida bacia compreendem o modelo hidrotermal filoniano de origem magmática, depósito do tipo cobre pórfiro e o modelo sedimentar singenético (ALTAMIRANO, 1981; BECKEL, 1990; BETTENCOURT, 1972; COSTA FILHO, 1994; LICHT, 1980; SANTOS & CHABAN, 1978).

Não existem estudos geoquímicos ou detalhamento quanto à gênese da ocorrência mineral estudada. Entretanto, são possíveis algumas correlações com estudos realizados nas Minas do Camaquã, a mais importante e compreendida jazida de cobre de toda bacia sedimentar.

O modelo hidrotermal-magmático de formação de sulfetos como produto final consiste na primeira proposta para a gênese dos minérios sulfetados para a região das Minas do Camaquã, bem como para inúmeros indícios cupríferos associados aos falhamentos NW que cortam as litologias do Grupo Bom Jardim (BECKEL, 1990; BETTENCOURT, 1972, 1976; COSTA FILHO, 1994; LEINZ *et al.*, LEINZ E ALMEIDA, 1941; MELCHER E MAU, 1960.). Neste modelo, plutões graníticos ou mesmo as rochas andesíticas da Formação Hilário seriam as responsáveis pelas mineralizações.

Para Bettencourt (1972), a mineralização está condicionada por zonas de fraturamento, tendo havido movimentos recorrentes e mudanças de composição das soluções mineralizadoras. Inicialmente as soluções teriam sido ricas em Fe, Si e S. O enriquecimento posterior em cobre e a outra fase de fraturamento teria sido responsável pela deposição dos sulfetos.

O modelo de cobre pórfiro da Mina do Camaquã apresenta uma gênese do minério sulfetado filoniano com uma origem hidrotermal magmática, com minério presente em fraturas e filões de até um metro de espessura, os quais produziram alterações nas rochas encaixantes como silicificação e argilizações, além de disseminações (COSTA FILHO, 1994).

Os depósitos do tipo pórfiro são produtos da atuação de grandes sistemas hidrotermais relacionados com a colocação de plútons, em pequena profundidade e subsequentes resfriamentos.

Feições diagnósticas incluem fraturamentos e alteração hidrotermal das encaixantes, fraturadas e alteradas, que indicam mudanças nas condições físico-químicas durante o desenvolvimento do sistema, que inclui circulação de águas de varias fontes como por fase residual oriunda do resfriamento de intrusivas.

Na ausência de indicadores ou marcadores geoquímicos especificamente para a área de estudos, as principais evidências apontam para o modelo genético do tipo cobre pórfiro, visto que a descrição dos furos testemunhados indica cloritização de intervalos andesíticos e presença de níveis sulfetados, além de um sistema de fraturas descritos no mapa geológico e verificados durante os levantamentos de campo.

A colocação do minério estudado aparentemente ocorreu por meio de um sistema de fraturas por onde fluiu o liquido de origem hidrotermal magmática, que resultou em preenchimento de espaços vazios em fraturas e poros, conforme sugere os dados geológicos e geofísicos.

Os dados obtidos a partir do levantamento estrutural foram processados no programa StereoNet (Noruega). Este programa consiste num pacote gráfico que permite análise de dados estruturais como medida de falhas, fraturas, eixos de dobra, acamamentos, indicadores cinemáticos, entre outros.

Foram realizadas 160 medidas estruturais por meio de bússola, em alguns afloramentos em campo, Estas medidas são apresentadas sobre a forma de diagrama de roseta (Figura 28). O diagrama apresenta duas zonas com predomínio de valores, com direções principais a noroeste (NW) e subordinadamente a nordeste (NE) N160°.

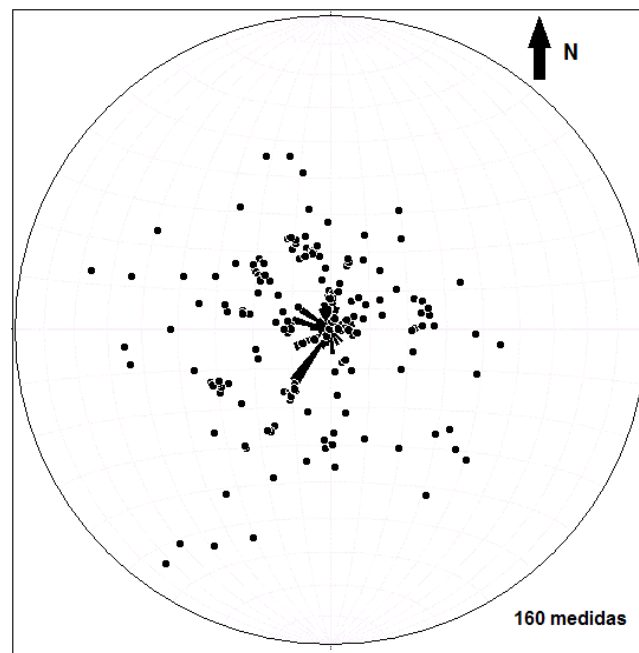


Figura 28 - Diagrama de roseta, com as principais famílias de falhas e fraturas.

CAPITULO 8 – CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os métodos geofísicos utilizados demonstraram resultados bastante satisfatórios, pois permitiram relacionar os litotipos com áreas de alteração hidrotermais e uma provável zona mineralizada.

Os dados apontam para anomalias de elevada cargabilidade que apresentam valores contrastantes entre litotipos, ou seja, baixos valores de cargabilidade para metaconglomerados e andesitos e altos valores para os tufos vulcânicos. Os dados de resistividade apresentam valores intermediários de resistividade para metaconglomerados e andesitos e baixa resistividade para a rocha o tufo vulcânico.

Diversos trabalhos de aplicação dos métodos geofísicos da eletrorresistividade e polarização induzida em áreas acumulatórias de sulfeto indicam a coincidência entre mineralizações hidrotermais, baixos valores de resistividade e altos valores de cargabilidade. A descrição do furo testemunhado apresenta vários níveis com sulfeto disseminado, intervalo de andesito cloritizado, além de impregnações de malaquita em afloramentos de superfície, que caracterizam a origem hidrotermal da mineralização.

A ocorrência mineral é associada ao cruzamento de dois sistemas de falhas no mapa geológico de maior detalhe disponível para a área, que sugere um depósito mineral estruturalmente controlado. Contudo, a associação entre alta cargabilidade e baixa resistividade ocorre basicamente em tufos vulcânicos (rocha hospedeira do sulfeto), litotipo caracterizado por matriz fina a média e por fragmentos epiclásticos. Desta forma, a geofísica aponta para um depósito sulfetado de origem hidrotermal basicamente formado pelo preenchimento de poros, com minério em fraturas de forma subordinada.

O sistema de falhamentos provavelmente foi utilizado como caminho preferencial para o fluxo de fluidos hidrotermais de origem magmática, segundo estudos de mineralizações semelhantes no contexto da bacia sedimentar do Camaquã.

O acesso destes fluidos a litotipos com alta porosidade e com condições favoráveis de cimentação possibilitou a gênese de sulfetos disseminados predominantemente nos tufos vulcânicos, o que pode ser observado de acordo com as anomalias de cargabilidade.

O resfriamento de todo o sistema resultou também em níveis sulfetados em preenchimento de fraturas, conforme indicado nas descrições de andesito com níveis sulfetados em profundidade.

Esta rocha apresenta porosidade muito baixa, ou seja, eventuais mineralizações podem ocorrer somente em zonas de fratura. Os dados geofísicos apontam para uma hipótese semelhante para o caso de metaconglomerados.

O arranjo Wenner-Schlumberger apresentou resultados satisfatórios devido à possibilidade de correlações entre os parâmetros físicos cargabilidade e resistividade, com os principais litotipos e mineralizações presentes na área.

A disposição radial das linhas em superfície possibilitou a geração de modelos 3D, que permitem a análise integrada do parâmetro físico medido em diversas posições, além da compreensão espacial do corpo de minério e cobertura dos diversos litotipos.

Este estudo demonstra que uma interpretação adequada de dados geofísicos obtidos em prospecção mineral exige conhecimentos mínimos acerca dos principais modelos genéticos da mineralização. Existem quatro

tipos básicos de modelos genéticos que descrevem depósitos de sulfetos de cobre e ferro em nível mundial.

O modelo do tipo cobre pórfiro aparentemente é o mais indicado para a classificação da ocorrência mineral estudada, conforme sugerem os dados disponíveis e os dados obtidos neste trabalho, aliado ao conhecimento obtido em diversas mineralizações estudadas na região, com destaque para os depósitos das Minas do Camaquã.

Neste sentido, o reconhecimento de feições que caracterizem depósitos minerais e, que ao mesmo tempo, sejam detectáveis por meio de métodos geofísicos e contrastantes com as rochas encaixantes, também são fundamentais em geofísica de exploração mineral, como no caso de alterações hidrotermais e zonas de cimentação, representadas neste trabalho por cloritização e sulfetos disseminados.

Assim, o reconhecimento de feições que caracterizem depósitos minerais e que, ao mesmo tempo, sejam detectáveis por meio de métodos geofísicos e contrastantes com as rochas encaixantes, também são fundamentais em geofísica de exploração mineral. No caso da área estudada, tais feições são representadas basicamente por sulfetos disseminados no litotipo de maior porosidade.

O detalhamento dos horizontes mineralizados ou teores de minério compreendem uma etapa posterior ao proposto neste trabalho.

Portanto, são recomendados ainda detalhamentos por meio de geofísica, principalmente por métodos elétricos, polarização induzida, eletromagnéticos, Magnetometria e gravimetria devido ao relevante contraste de propriedades físicas entre litotipos, níveis mineralizados e zonas de alteração hidrotermal.

Estudos geoquímicos futuros seriam adequados na área tanto para definição de teores quanto para uma compreensão da gênese do minério, por meio de perfurações e amostragem em áreas indicadas pelos produtos geofísicos.

CAPITULO 9 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALTAMIRANO, J. A. F. 1981. **Contribuição à gênese das ocorrência cupríferas estratiformes do Cerro dos Martins**, RS.Dissertação Mestrado,UFRGS.194p.

BADI, W. S. R. A sistemática de prospecção na “Janela Bom Jardim”. In: SIMPÓSIO SUL BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1., Porto Alegre, **Atas...**, SBG, 1983. p. 117-124.

BEANE, R. E. & TITLEY, S. R. 1981. Porphyry copper deposits. Part II. Hydrothermal alteration and mineralization. **Economic Geology**, Volume 75, p. 235-269.

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

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

BETTENCOURT, J. S. **A mina de cobre de Camaquã, Rio Grande do Sul**. Tese de Doutorado. USP, 1972. 175 p.

BETTENCOURT, J. S. Mineralogie, inclusions fluides et isotopes stables d'oxigène et de soufre de la mine de culvre de Camaquã – RS, (une étude preliminaire). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA., 29. 1976, Ouro Preto, **Anais...**, SBG. v. 2, p. 409-423.

BOCCHI, Pedro Ramos. 1965. **Relatório da Ocorrência Cuprífera de Colônia de Santa Barbara**. Brasil. Div. Fom. Prod. Min., DNPM. Inédito.

BOCCHI, Pedro Ramos. 1970. **Geologia da Folha de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul**. Rio de Janeiro, DNPM, Boletim 245.

BORBA, André, Weissheimer. **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**. Porto Alegre, 2006. Tese de Doutorado em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 121 p.

BRAGA, A.C. O., **Métodos da eletrorresistividade e polarização induzida aplicados nos estudos da captação e contaminação de águas subterrâneas: uma abordagem metodológica e prática**. Tese apresentada ao concurso público para obtenção do título de Livre-Docente, Unesp, Rio Claro-SP, 2006.

BROWN, A. C. Sediment-hosted stratiform copper deposits. In: SHEAHAN, P. A. & CHERRY, M. E. Ed. In: Ore Deposit Models, Vol. II. **Geoscience Canada**, Reprint. Series 6, p. 99-115, 1993.

COSTA FILHO, J. H.. Prospeção das minas de cobre de Camaquã, Rio Grande do Sul. Departamento Nacional de Produção Mineral - DNPM. Ministério da Agricultura. **Boletim...** nº 59. p. 13 - 94. 1944.

COSTA FILHO, J.H.;Prospeção das minas de cobre de Camaquã, Rio Grande do Sul.DNPM.Ministério da Agricultura.**Boletim...**n 59.p.1994,13-94.

DeGROOT-HEDLIN, C. & CONSTABLE, S. Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. **Geophysics**, n. 55, p. 1613- 1624. 1990.

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

FACCINI, U. F.; PAIM, P. S. G; FRAGOSO-CESAR, A. R. S. 1987. **Análise faciológica das molassas brasileiras na região das minas do Camaquã**, RS. In: Simpósio sul-brasileiro de geologia.,3. Curitiba, Atas.,SBG. v.1, p. 75-91.

FACHIN, Sérgio Junior da Silva. **Ensaio geoeletricos 2D no antigo lixão de Ribeirão Preto – SP: avaliação de parâmetros de aquisição e monitoramento ambiental do problema**. Dissertação de mestrado, IAG – USP. São Paulo. 2007. 142 p.

FERREIRA, J. F. **Técnicas e Aplicações de Imageamentos Elétricos 2-D e 3-D** , Curitiba, 2002.

FRAGOSO CESAR,A.R.S.,FACCINI,U.F.,PAIM,P.S.,LAVINA,E.L.,ALTAMIRANO,J.A.F. Revisão da Estratigrafia das Molassas do Ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul. IN SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2, Florianópolis. **Anais...** 1985, SBG, 477-491.

GALLAS, J. D. F. **Principais metodos geoeletricos e suas aplicacoes em prospecção mineral, hidrogeologia, geologia de engenharia e geologia ambiental**. 2000.Tese (Doutorado em Geociencias e Meio Ambiente) – Instituto de Geociencias e Ciencias Exatas, Universidade Estadual Paulista. 2000.

GANDOLFO, O. C.B. **Um estudo do imageamento geelétrico na investigação rasa**. 2007. Tese (Doutorado em Recursos Minerais e Hidrogeologia)- Instituto de Geociências Universidade de São Paulo- USP.

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

HAYNES, D. W. Stratiform copper deposits hosted by low-energy sediments: II. Nature of source rocks and composition of metal-transporting water. **Economy Geology**, 81(2): 266-280, 1986.

IRVINE, R. J. & SMITH, M. J. Geophysical exploration for Epithermal deposits. **Journal of Geochemical Exploration**, n. 36, p. 375-412. 1990.

KEAREY, Philip.; BROOKS, Michael.; HILL, Ian. **An introduction to Geophysical Exploration**. Blackwell Science, London, 3oed., 2002, 281p.

KNÖDEL, Klaus.; LANGE, Gerhard.; VOIGT, Hans. Jorgen. **Environmental Geology: Handbook of Field Methods and Case Studies**. Berlim: Springer-Verlag, 2007, 1374p.

LANDIM, Paulo Miltom Barbosa. **Introdução aos métodos de estimação espacial para confecção de mapas**. DGA,IGCE,UNESP/Rio Claro, Lab. Geomatemática, Texto Didático 02, 20 pp. 2000. Disponível em <<http://www.rc.unesp.br/igce/aplicada/textodi.html>>.

LANDIM, Paulo Miltom Barbosa. **Análise estatística de dados geológicos**. 2ª Ed. São Paulo. Editora UNESP. 253p. 2003.

LAVINA, E. L. G.; FACCINI, U. F.; PAIM, P. S. G.; FRAGOSO-CESAR, A. R. S. 1985. Ambientes de sedimentação da bacia do Camaquã, eo-paleozóico do Rio Grande do Sul, **Acta Geol. Leopoldensia...** 21: 185-227.

LAUX, Jorge Henrique; LINDENMAYER, Zara Gerhardt. As Minas do Camaquã: Um século de evolução de hipóteses genéticas. In: RONCHI, Luiz Henrique; LOBATO, Anderson Orestes Cavalcante. **Minas do Camaquã – Um estudo multidisciplinar**. São Leopoldo: Unisinos, 2000. p. 133-164.

LAUX, J. H. & LINDENMAYER, Z. G. Caracterização da mineralização Cu(Au) de um setor da mina Uruguai, minas do Camaquã, Brasil: Geotermometria da clorita. In: Cong. lat. geol., 10 e Cong. nac. geol. econ., 6, Buenos Aires, **Actas...**, 3: 124-129, 1998.

LEINZ, V. & ALMEIDA, S. C. 1941. Gênese da jazida de cobre “Camaquã”, município de Caçapava – Rio Grande do Sul. Secretaria dos Negócios de

Agricultura Indústria e Comércio do Estado do Rio Grande do Sul, DPM, **Boletim...** nº 88, 56 p.

LICHT, O. A descoberta da Jazida (Zn,Pb,Cu), Rio Grande do Sul-Brasil: Um caso histórico de prospecção geoquímica. In: 31º Congresso Uruguayo de Geologia, **Anais...**, Balneário de Camboriú, SBGF.v.1,1980,p.141-153

LIMA, E. F. & NARDI, L. V. S. 1998. **O vulcanismo shoshonítico e alcalino da bacia do Camaquã**: Estado do Rio Grande do Sul-Brasil. In: Congr. uruguayo de geol., 2. pp. 263-268.

LIMA, L. de. 1998. A Mina Uruguai e Jazida Santa Maria – **Distrito Mineiro de Camaquã (RS): Um Estudo Petrológico, Gequímico e Geotermométrico**. Pós-Graduação em geologia. UNISINOS. Dissertação de Mestrado. 109 p.

LIMA, L. de & ALMEIDA, D. del, P. 1996. O jazimento epitermal de minas do Camaquã e Jazida Santa Maria (RS): Contribuição à petrografia e geotermometria. In: Cong. bras. geol., 39. Salvador, **Resumos...**, SBG. v.3, p. 280-283.

LIMA, L. de; ALMEIDA, D. P. M.; COLLAO, S. 1997. La mina Uruguai, distrito minero de Camaquã: Geología y características químicas de los minerales de alteración y metálicos (RS) – Brasil. In: Cong. geol. chileno, 8. **Resumenes Expandidos...**, v. 2, p. 925-929.

LOCKE, Carinne A., JOHNSON Simon A., CASSIDY John, MAUK Jeffrey. **Geophysical exploration of the Puhupuhi epithermal area, Northland, New Zealand**. Journal of Geochemical Exploration vol. 65, p.91–109,1999.

LOKE, Meng Heng & BARKER, Ron. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. **Geophysical Prospecting**, n. 44, p. 131-152. 1996a.

LOWRIE, William. **Fundamentals of Geophysics**. Cambridge University Press, New York, 2^o ed., 393p. 2007.

MARANHÃO, R. J. L. 1989. **Introdução a Pesquisa Mineral**. Fortaleza, Banco do Nordeste do Brasil (2): 796.

MELCHER, C.& MAU,H,1960.Novas Observações Geológicas na região de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. **Anais...** Acad. Brasil. Ciências, 32(1),43-50.

MILSON, J. **Field geophysics**. Milton Keynes: Open University, 1989. 182 p. : il.

MOON C.J.; MICHAEL K.G.; WHATELEY& ANTHONY.; M. EVANS.;**Introduction to Mineral Exploration**, second edition, Blackwell publisshimg, 469p, 2006

MOREIRA, C.A.; ILHA, L. M.; Prospecção geofísica em ocorrência de cobre localizada na bacia sedimentar do Camaquã (RS). REM. **Revista Escola de Minas**, v. 64, p. 305-311, 2011.

MOREIRA, C A ; LOPES, S. M. ; SCHWEIG, C.. Polarização Induzida aplicada no estudo de ocorrência de Cobre localizada a noroeste de Capaçava do Sul - RS. **Geociências** (São Paulo. Online), v. 31, p. 321-330, 2012.

MORRISOM, G.W. **Copper Hill: Magmatic - Hydrothermal Evolution: Magmatic and Hydrothermal**, 1998.

MOURA, H.P; Emprego **da eletrorresistividade e da polarização induzida na caracterização geolétrica de áreas de disposição de resíduos sólidos urbanos**, Tese de doutoramento, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2002.

NARDI, Lauro Valentim Stoll.; LIMA, Evandro Fernandes. A Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, RS. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 15, n.2, p.139-146, 1985.

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

PAIM, Paulo; CEMALE Jr, Farid; LOPES, Ricardo Cunha. A Bacia do Camaquã. In: HOLZ, Michael; DE ROS, Luiz Fernando (Org.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2000. p. 231-274.

PALACKY, G. J. & DIAS, A. C. 1978. Prospeção de sulfetos maciços no núcleo pré-cambriano de Caçapava do Sul (RS). In: Cong. bras. geol., 30. Recife, **Anais...**, SBG. v. 5, p. 2312-2322.

PEREIRA, Ronaldo Mello. **Fundamentos de Prospeção Mineral**. Editora Interciência. 2003, 167p.

PORCHER, Carlos Alfredo et al. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. **Folha Passo do Salsinho**, Folha SH.22-Y-A-I-4. Estado do Rio Grande do Sul. Escala 1:50.000. Brasília: CPRM, 1995.358 p.

PORCHER, Carlos Alfredo & LOPES, Ricardo da Cunha. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil**. Folha Cachoeira, Folha SH.22-Y-A. Estado do Rio Grande do Sul. Escala 1:250.000. Brasília, 2000: CPRM, 117 p.

PORCHER, Carla Cristine; FERNANDES, Luiz Alberto Davila.; MONTEIRO, Andréia Oliveira. Zoneamento Metamórfico das Granadas e Dados de Geotermometria dos Metamorfitos Cerro do Facão - Suíte Metamórfica Porongos (RS). In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 5., 1995, Gramado. **Boletim de resumos Expandidos...** Gramado: Sociedade Brasileira Geologia, 1995. p. 69-70.

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

RIBEIRO, M., BOCCHI, P. R., FIGHUEIREDO FILHO, P. M. E Tessari, R. I. 1970. Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, RS, Brasil. **Boletim da divisão de Geologia e Mineralogia, DNPM**, v. 127, 232p.

RIBEIRO, M. & FANTINEL, L. M. **Associações petrotectônicas do Escudo Sul-Riograndense: tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul**. Iberingia, série Geológica, 1978, 5:19-54.

REISCHEL, J. L.; KOLLING, S. L.; FELDMANN, E. Ocorrências de ouro em formações ferríferas pré-cambrianas, Caçapava do Sul, RS. In: Cong. bras. geol., 32. 1982, Salvador, **Anais...**, SBG. v. 3, p. 912-921.

REMUS, M. V.; HARTMANN, L. A.; McNAUGHTON, N. J.; GROVES, D. I.; REICHL, J. L.; DORNELLES, H. T. The Camaquã Cu (Au, Ag) and Santa Maria Pb-Zn (Cu-Ag) Mines of Rio Grande do Sul, southern Brazil. In: SILVA, M. G.; MISI, A. **Base Metal Deposits of Brazil**. Salvador: MME CPRMDNPM, 1999.

RIBEIRO, M. J. Síntese sobre os minérios estratiformes da “Bacia do Guaritas”. In: Workshop sobre as bacias molássicas brasileiras, 1. São Leopoldo, **Boletim de resumos Expandidos...**, SBG, 1992, p. 120-123.

RIBEIRO, M. J. 1991. **Sulfetos em sedimentos detríticos cambrianos do Rio Grande do Sul, Brasil**. Tese de Doutorado. IG-UFRGS, 416 pp.

RIBEIRO, M. J. & ARAÚJO, L. 1982. Anomalias de potássio associadas a rochas sedimentares do Eo-paleozóico mineralizado do Rio Grande do Sul e implicações para a prospecção. **Ciências da Terra**, v. 5, n(8/9): 8-12.

RIBEIRO, M. Investigação preliminar sobre a gênese de algumas ocorrências cupríferas da Folha Bom Jardim. In: Cong. bras. geol., 22, 1968, Belo Horizonte, **Anais...**, SBG. v. 1, p. 65-73.

RIBEIRO, M.; BOCCHI, P. R.; FIGUEIREDO FILHO, P. M.; TESSARI, R. I. 1966. **Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul**, RS, Brasil. Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral, DNPM, Rio de Janeiro, Boletim nº127, 232 p., II mapa. RIBEIRO, M. J. 1978. Mapa provisional do cobre no Rio Grande do Sul. MME-DNPM, Série Geologia Econômica. nº1, 104 pp. ROEDDER, E. 1984. **Ore deposition environments**. In: RIBBE, P.H. Ed. Fluid Inclusions. Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America. 12: 413-472.

RONCHI, H.L.; LOBATO, C.O.; **Minas do Camaquã**. Editora Unisinos.2000,p.348.

RONCHI, L. H.; MURTA, C. R.; GODOY, M. M. O minério sulfetado no arenito inferior da mina de cobre Uruguai, RS. In: Cong. bras. geol., 40. Belo Horizonte, 1998, **Resumos...**, SBG-MG, p. 154

SANDRIM, A. & EIMING, S. Geophysical and petrophysical study of an iron oxide copper gold deposit in northern Sweden. **Ore Geology Review**, vol 29, p.1-18, 2006.

SANTOS,J.F.& CHABAM,N.; **Concentrações de cobre sedimentar do tipo red-bed em Caçapava do Sul (RS)**. In: Cong.bras.geol.,30.Recife, Anais...,SBGF.v.6,1978,p.2562-2575.

SAWKINS, F. J. 1990. **Metal Deposits in Relations to Plate Tectonics. Second Edition. Springer- Verlag**. Cap. 1, p. 17- 70.

SCHWEIG, C. **Caracterização geoelétrica da ocorrência de Cobre Colônia de Santa Bárbara, Município de Caçapava do Sul (RS)**. Caçapava do Sul, 2010. 77 p. Monografia (Graduação em Geofísica) – Universidade Federal do Pampa.

SHARMA, P.V.; **Environmental and Engineering Geophysics**. Cambridge University Press, Cambridge.

SILLITOE, R. H. 1993. **Ephitermal models: Genetic types, geometrical controls and shallow features**. In: KIRKHAM, R. V.; SINCLAIR, W. D.; THORPE, R. I.; DUKE, J. M. Mineral Deposit Modeling. Geological Association of Canada. Special Paper 40, p. 403-417.

SOLIANI Jr., Eduardo. **Os Dados Geocronológicos do Escudo Sul-Rio-Grandense e Suas Implicações de Ordem Tectônica**. São Paulo, 1986. Tese (Doutorado em Geociências), Universidade de São Paulo. 425 p

SUMNER, John. **Principles of induced polarization for geophysical exploration**. Amsterdam: Elsevier Scientific, 1976. 277 p.

SUSCZYNSKI, E. 1975. **Os Recursos Minerais Reais e Potenciais do Brasil e sua Metalogenia**. Livraria Interciências Ltda. 532 p

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

TEIXEIRA, G.; GONZALES, A. P.; GONZALES, M. A.; LICHT, O. A. B. Contribuição ao estudo de mineralizações cupríferas disseminadas no distrito minas do Camaquã. In: Cong. bras. geol., 30. Recife, 1978a, **Anais..**, SBG., v. 4, p. 1644-1654.

TEIXEIRA, G.; GONZALES, A. P.; GONZALES, M. A.; LICHT, O. A. B. Situação das Minas do Camaquã, Rio Grande do Sul. In: Cong. bras. geol., 30. Recife, 1978b, **Anais..**, SBG. v. 4, p. 1893-1905.

TEIXEIRA, G. & GONZALEZ, A. P. 1988. **Minas do Camaquã, município de Caçapava do Sul, RS**. In: SCHOBENHAUS, C. & COELHO, C. E. S. Cood. Principais Depósitos Minerais do Brasil, DNPM-CVRD. v 3, p. 33-41.

TELFORD, W.M.; Geldart, L.P.; Sheriff, R.E. 1990. **Applied geophysics**. Cambridge University Press, Second Edition, 770 p.

TITLEY, S. R. 1983. **Geological setting of Porphyry Copper Deposits: Southeastern Arizona**. In: TITLEY, S.R Editor. *Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits . Southwestern North America*. The University of Arizona Press, p. 37-58

TROIAN, G. C., **CLOTITIZAÇÃO NA MINA URUGUAI, MINAS DO CAMAQUÃ/RS-BRASIL**. Tese de doutoramento pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul, programa de Pós Graduação em Geociências, Porto Alegre 2009.

VEIGEL, R. 1989. **Evolução diagenética e mineralização Cu-Pb-Zn dos Red-Beds do Distrito de Camaquã - RS**. Dissertação de Mestrado. Universidade de Brasília – UnB. 185 p.

VEIGEL, R. 1992. **Diagênese de rochas silisiclásticas: O exemplo do membro Vargas, eo-paleozóico da bacia do Camaquã – RS**. *Acta Geol. Leopoldensia*, 15 (35): 27-153.

VEIGEL, R. & DARDENNE, M. A. 1990. Paragênese e sucessão mineral nas diferentes etapas da evolução da mineralização Cu-Pb-Zn do distrito de Camaquã, RS. **Revista Brasileira de. Geociências**, 20(1/4): 55-67.

WHITE S. R.M.S. COLLINS R. DENNE R. HEE R. BROWN P. A new survey design for 3D IP inversion modelling at Copper Hill. **Exploration Geophysics**, vol 32, p.152 – 155, 2001.