

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

“Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro

HENRIQUE PELORCA CARNEIRO

INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOFÍSICOS E ESTRUTURAIS NO
ESTUDO DE OCORRÊNCIA DE COBRE LOCALIZADA NA
REGIÃO NORTE DA BACIA SEDIMENTAR DO CAMAQUÃ (RS)

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

Orientador: Prof. Dr. César Augusto Moreira

Rio Claro – SP
2016

549
C289i Carneiro, Henrique Pelorca
Integração de dados geofísicos e estruturais no estudo de ocorrência de cobre localizada na Região Norte da Bacia sedimentar do Camaquã (RS) / Henrique Pelorca Carneiro. - Rio Claro, 2016
93 f. : il., figs., fots., mapas

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

1. Mineralogia. 2. Pesquisa mineral. 3. Sulfeto. 4. Eletroresistividade. 5. Polarização induzida. 6. Modelamento 3D. I. Título.

HENRIQUE PELORCA CARNEIRO

INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOFÍSICOS E ESTRUTURAIS NO
ESTUDO DE OCORRÊNCIA DE COBRE LOCALIZADA NA
REGIÃO NORTE DA BACIA SEDIMENTAR DO CAMAQUÃ (RS)

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

Comissão Examinadora

Prof. Dr. César Augusto Moreira

Prof.^a Dra. Ana Olivia Barufi Franco de Magalhães

Dr. Daniel Françoso de Godoy

Resultado: Aprovado

Rio Claro, 08 de Novembro de 2016

À C. J. e F., com muito amor.

“A persistência é o menor caminho do êxito”

Charles Chaplin

RESUMO

Este trabalho apresenta resultados gerados através de levantamentos geofísicos terrestres de eletrorresistividade e polarização induzida integrado ao reconhecimento geológico de superfície em área potencialmente mineralizada com sulfeto de cobre, localizada a noroeste do município de Caçapava do Sul, sul do Brasil, na região norte da Bacia Sedimentar do Camaquã. A ocorrência mineral é caracterizada por veios de quartzo contidos em sericita clorita quartzo xisto, com impregnações de malaquita, óxidos de ferro. A análise estrutural local revelou a existência de um sistema de fraturas com direções principais N40-50W e N70-80E. O levantamento geofísico consistiu em 6 linhas de tomografia elétrica dispostas de maneira azimutal com distância angular de 30° uma da outra em arranjo Wenner-Schlumberger, com 400 m cada dispostas segundo critérios estruturais previamente estabelecidos. Os modelos de inversão representados através de seções 2D indicaram áreas de baixa resistividade coincidentes com valores de alta cargabilidade predominantemente em profundidades abaixo dos 40 metros, interpretadas como possíveis concentração de sulfetos. A elaboração do modelo 3D possibilitou a geração de mapas multiníveis a cada 10 metros de profundidade a partir da superfície para as variáveis de eletrorresistividade e polarização induzida, que conjuntamente com modelos tridimensionais de isosuperfície para cargabilidade colaborou no mapeamento geométrico, continuidade lateral, profundidade e controle estrutural NE-SW e NW-SE para o corpo mineralizado.

Palavras Chave: pesquisa mineral, eletrorresistividade, polarização induzida, sulfeto, modelamento 3D.

ABSTRACT

This paper presents the results generated through geophysical surveys of DC Resistivity and induced polarization integrated with geological reconnaissance of surface in an area potentially mineralized with copper sulfide, located to the northwest of the Caçapava do Sul city, northern region of Camaquã sedimentary basin, southern Brazil. The mineral occurrence is characterized by quartz veins contained in sericite quartz chlorite schist, with impregnations of malachite, iron oxides. The structural analysis of the site revealed the existence of a system of fractures with main directions N40-50W and N70-80E. The geophysical survey consisted in 6 lines of electrical tomography arranged in an azimuthal way with angular distance of 30° from each other in Wenner-Schlumberger arrangement, with 400 m each arranged according to previously established structural criteria. The inversion models represented through 2D sections indicated areas of low resistivity coincident with values of high chargeability predominantly at depths below 40 meters, interpreted as possible concentration of sulfides. The development of the 3D model enabled the generation of multilevel maps every 10 meters of depth from the surface for the resistivity and chargeability variables, which together with three-dimensional models of isosurface for chargeability collaborated on geometric mapping, lateral continuity, depth and structural control NE-SW and SE to the mineralization.

Key Words: mineral exploration, DC resistivity, induced polarization, sulfide, 3D modeling.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 4. Mapa de localização da área de estudo com as principais rodovias que dão acesso a área de estudos e delimitação do município de Caçapava do Sul (RS)	6
Figura 5.1.1. Mapa geológico regional mostrando as unidades geotectônicas onde está inserida a área de estudos (PAIM et al. 2000)	9
Figura 5.1.2. Coluna Estratigráfica da Bacia Sedimentar do Camaquã. Relaciona unidades estratigráficas, configuração e preenchimento das sub-bacias, descontinuidades deposicionais, eventos ígneos e classificação das distintas bacias superimpostas. Modificado de Paim et al. (2000).	11
Figura 5.2.1.1. Geologia da área de estudo. Mostra as principais litologias que ocorrem aos arredores da Ocorrência Cuprífera Vitor Teixeira. Simplificado de Oliveira (2000).	17
Figura 5.2.1.2. A) Afloramento composto por clorita quartzo sericita xisto pertencente à Formação Campestre, inserida no Complexo Metamórfico Vacacaí. Local da Ocorrência Cuprífera Vitor Teixeira. B) Amostra de clorita quartzo sericita xisto com presença de fraturas preenchidas por Malaquita. C) Afloramento de clorita quartzo sericita xisto localizado na drenagem (distância aproximada de 100 metros a sudeste da Ocorrência. Contém veios de quartzo associados com sulfetos, já oxidados, paralelos à foliação principal. D) Quartzitos com fraturas preenchidas por veios de quartzo dessimétricos pertencentes ao Complexo Metamórfico Vacacaí. E) Sericita clorita quartzo xisto com microfenocristais de quartzo e plagioclásio dispersos em matriz de granulometria muito fina, por vezes afanítica, composta por clorita e sericita (aumento de 5x). Nicóis cruzados. F) Estrutura bandada em clorita quartzo sericita xisto (aumento de 5x). Nicóis cruzados.	19
Figura 5.2.2.1. Alto relevo sustentado por vulcânicas ácidas e rochas piroclásticas da Formação Acampamento Velho e riólitos associados à Formação Passo da Promessa. Ambas litologias estão encaixadas nas rochas sedimentares do Grupo Maricá.	21
Figura 5.2.2.3. A) Afloramento fraturado de riólito alojado na Formação Passo da Promessa. B) Riólito marrom com microfenocristais bipiramidais de quartzo em matriz afanítica. C) Microfotografia de riólito (aumento de 2,5x). Nicóis descruzados. D) Riólito com microfenocristais bipiramidais de quartzo dispersos em matriz quartzo-feldspática (aumento 2,5x). Nicóis cruzados. E) Amostra de riólito com cavidades milimétricas e microfenocristais bipiramidais de quartzo. F) Microfenocristal de quartzo com feições de corrosão magmática (aumento de 10x). Nicóis cruzados.	25
Figura 5.3. Mapa Geológico com as principais estruturas que afetam as rochas da Bacia do Camaquã e áreas adjacentes. Modificado de Almeida (2012)	27
Figura 7.2.1.1. Analogia entre corrente elétrica e água. Modificado de Musset e Khan (2000).	36
Figura 7.2.1.2. A resistência de um fio (homogêneo e isotrópico) depende parcialmente de suas dimensões. Modificado de Musset e Khan (2000).	37

Figura 7.2.2. Intervalo de resistividade elétrica de algumas rochas, solos e minérios comuns. Modificado de Lowrie (2007).	39
Figura 7.2.3. Caminho do fluxo de corrente em subsuperfície através de um meio estratificado (heterogêneo). Apresenta de maneira esquemática duas camadas de diferentes resistividades. Camada superior com resistividade menor do que a camada inferior. Arranjo composto por quatro eletrodos, sendo A e B eletrodos de corrente e M e N de potencial.	40
Figura 7.2.4. Configuração geral de quatro eletrodos para medidas de resistividade, que consiste em um par de eletrodos de corrente (C_1 e C_2) e um par de eletrodos de potencial (P_1 e P_2) (LOWRIE, 2007).	43
Figura 7.2.4.1. Disposição dos eletrodos de corrente e potencial em arranjo Wenner (LOWRIE, 2007)	44
Figura 7.2.4.2. Disposição dos eletrodos de corrente e em arranjo Schlumberger (LOWRIE, 2007)	45
Figura 7.2.4.3. Arranjo de eletrodos Wenner-Schlumberger e a sequência de medidas utilizadas para a construção de uma pseudo-seção (BORGES, 2007, modificado de LOKE, 2000).	46
Figura 7.3. Medição do decaimento do potencial induzido. Modificado de Musset e Khan (2000).	47
Figura 7.3.1. Efeitos de polarização de membrana. Apresenta distribuição normal de íons em um arenito poroso e membrana de polarização no mesmo litotipo devido a uma corrente aplicada. Modificado de Telford et al. 2000.	48
Figura 7.3.2. Efeito de polarização de eletrodo. a) fluxo eletrolítico no poro da rocha. b) polarização de eletrodo.	49
Figura 8.1. A e B) Levantamento geológico e estrutural realizado em xistos mineralizados com malaquita pertencentes ao Complexo Metamórfico Vacacaí (fotografia A) e em meta arenitos da Formação Passo da Promessa (fotografia B).	51
Figura 8.2. Linhas de aquisição geofísica distribuídas em arranjo azimutal. Centro do levantamento próximo à ocorrência cuprífera Vítor Teixeira	52
Figura 8.3. A figura mostra as etapas percorridas para a aquisição dos dados geofísicos. A) disposição do cabo em seu respectivo azimute. B) pequenas cavas encharcadas com água feitas para permitir o contato direto do eletrodo com o solo. C) eletrodo não polarizável totalmente preenchido por solução de sulfato de cobre já posicionado dentro da cava. D) conexão da haste de cobre do eletrodo no cabo multicabos por meio de fios e garras metálicas. Em detalhe, foto do eletrodo de cerâmica não polarizável. E) calibração do aparelho para aquisição. F) equipamento utilizado para a coleta de dados geofísicos (TERRAMETER LS) e bobinas.	53
Figura 9.1.1. Imagem da área de estudos com contatos geológicos (GOOGLE EARTH, 2016) e estimativa de fraturas.	58

Figura 9.1.2. Estereogramas de fraturas representadas por pólos de planos e linhas de contorno com medidas plotadas no hemisfério inferior. E diagrama de rosetas confeccionado para as mesmas medidas. a) Total de 396 medidas retiradas do embasamento e da bacia. b) Medidas de fraturas em riólitos pertencentes a bacia. c) Fraturas retiradas de clorita quartzo sericita xistos do embasamento.	60
Figura 9.1.3. Fraturas de orientação de orientação NW-SE e NNE-SSW de alto ângulo contidas em riólitos microporfiríticos pertencentes a bacia.	61
Figura 9.2.1. Modelos de inversão de resistividade, com distância e profundidade (em metros).	65
Figura 9.2.2. Modelos de inversão de cargabilidade apresentados na forma de seções 2D....	68
Figura 9.3.1. Modelos de bloco 3D apresentado na forma de mapas de níveis, a partir da superfície até a profundidade de 30 metros, para variáveis de resistividade e cargabilidade.....	70
Figura 9.3.2. Modelos de bloco 3D apresentados na forma de mapas e níveis separados entre si da profundidade de 40 metros até a profundidade de 70 metros, para variáveis de resistividade e cargabilidade.	71
Figura 9.3.3. Modelos de blocos 3D para a variável cargabilidade com valor mínimo de 30 mV/V.	72

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
2. JUSTIFICATIVA	3
3. OBJETIVOS.....	5
3.1.Gerais	5
3.2 Específicos	5
4. ÁREA DE TRABALHO	6
5. GEOLOGIA REGIONAL	8
5.1 Contexto Geotectônico.....	8
5.2 Geologia Local.....	14
5.2.1 <i>Complexo Metamórfico Vacacaí</i>	14
5.2.2 <i>Bacia Sedimentar do Camaquã</i>	20
5.2.2.1 <i>Formação Acampamento Velho</i>	20
5.2.2.2 <i>Formação Arroio América</i>	21
5.2.2.3 <i>Formação Passo da Promessa</i>	23
5.3 Geologia Estrutural.....	26
6. COBRE	28
6.1 Histórico	28
6.2 Modelo Hidrotermal Magmático.....	30
6.3 Considerações a respeito do modelo genético.....	32
7. FUNDAMENTOS TEÓRICOS DOS MÉTODOS GEOFÍSICOS	33
7.1.Geofísica aplicada	33
7.2. Eletorresistividade	34
7.2.1 <i>Corrente elétrica – fundamentos</i>	35
7.2.2 <i>Propriedades elétricas nas rochas</i>	37
7.2.3 <i>Corrente elétrica nas rochas</i>	40
7.2.4 <i>Técnicas e arranjos</i>	42
7.3. Polarização Induzida	46
7.3.1 <i>Polarização de membrana</i>	48
7.3.2 <i>Polarização de eletrodo</i>	49
8. PROCESSAMENTO E AQUISIÇÃO DE DADOS	50
9. RESULTADOS E DISCUSSÕES	57

9.1 Geologia Estrutural.	57
9.2 Modelos de Inversão 2D.....	62
9.2.1. <i>Resistividade</i>	62
9.2.2 <i>Cargabilidade</i>	66
9.3 Mapas multiníveis e modelos 3D.....	69
10. CONCLUSÕES	74
11. BIBLIOGRAFIA	76

1. INTRODUÇÃO

Os recursos minerais assumem cada vez mais forte importância para a população, para a manutenção, desenvolvimento e crescimento econômico brasileiro. São matérias primas não renováveis que possui amplas aplicações no mercado, dentre elas assume grande relevância no setor de desenvolvimento tecnológico. No entanto, esses recursos minerais dependem estritamente da pesquisa mineral, responsável pela descoberta de novas ocorrências e depósitos minerais economicamente viáveis para o prospecto.

Quando um prospecto é definido, os trabalhos de exploração avançam através de uma série de etapas progressivas detalhadas, onde o sucesso conduz ao início de uma nova fase e, em contrapartida, resultados negativos podem ocasionar descarte do prospecto, venda, ou espera de novas tecnologias. Geralmente, técnicas de prospecção obedecem uma sequência de fases de trabalho que são primordiais para o desenvolvimento do prospecto como, geração de alvos, alvos de perfuração, avaliação de recursos de perfuração e estudos de viabilidade (MILSON & ERIKSEN, 2011; MARJORIBANKS, 2010).

Uma das técnicas utilizadas para a busca e investigação de uma jazida é a geofísica de exploração (REEDMAN, 1979). Em fases iniciais de pesquisa normalmente são aplicados métodos geofísicos aéreos com intuito de definir novos alvos em escala regional, e posteriormente levantamentos geofísicos terrestres com finalidade de detalhar e delimitar as jazidas em subsuperfície (FORD et al., 2007).

A cada dia novas reservas são descobertas e cada vez mais a complexidade dos depósitos são maiores e mais difíceis de serem encontrados. Estão mais raros os depósitos expostos na superfície e atualmente a necessidade de técnicas mais refinadas como a geofísica, para a descoberta de novas jazidas situadas em subsuperfície são cada vez mais requeridas (MOON et al., 2006).

Os métodos geofísicos são uma ferramenta de alta aplicabilidade na pesquisa mineral, principalmente na pesquisa de minérios e sulfetos (maciços e/ou disseminados), pois, a partir do contraste de propriedades físicas entre um alvo potencialmente mineralizado e a rocha encaixante é possível à detecção de acumulações minerais economicamente significativas (DENTITH & MUDGE, 2014).

As descobertas trouxeram para o país investimentos na extração e metalurgia do cobre incentivando a política econômica, já que é uma importante matéria prima utilizada em diversos setores industriais, especialmente no setor elétrico, no setor de transporte e na construção civil (MME, 2016). O amplo emprego desse metal, como insumo básico para outros setores

produtivos, decorre de suas características técnicas, como alta condutibilidade elétrica e térmica, excelente resistência à corrosão, alta plasticidade, facilidade de manufatura e de liga com outros metais, ótimas características de abrasão e soldagem, e excelentes condições básicas para deposição eletrolítica (RONCHI et al., 2000).

O Escudo Sul-Rio-Grandense, localizado na porção centro sul do estado do Rio Grande do Sul, foi alvo de inúmeras investidas estrangeiras a partir do final do século XIX, onde acreditavam no grande potencial dos recursos minerais existentes principalmente nas intermediações do município de Caçapava do Sul, locais onde foram encontradas várias ocorrências e jazidas de cobre, com algumas, inclusive, já exploradas (RONCHI et al., 2000).

Na folha Passo do Salsinho (SH-22-Y-A-I-4), onde está inserida a área de trabalho, foram cadastradas cinco ocorrências e um indício de mineralização cuprífera, dentre elas a ocorrência Vitor Teixeira, localizada a noroeste do município de Caçapava Do Sul (RS) e descrita pelo DNPM em 1970.

A utilização da prospecção geofísica nesta ocorrência cuprífera por meio dos métodos de Eletrorresistividade e Polarização Induzida colaborou na avaliação e determinação da geometria, da continuidade lateral e profundidade do corpo mineralizado. Além do método indireto de prospecção citado, a utilização de métodos diretos como o mapeamento estrutural na região de ocorrência mineral contribuiu no reconhecimento das principais estruturas e na arquitetura do depósito.

2. JUSTIFICATIVA

Além dos depósitos das Minas do Camaquã, várias outras ocorrências de cobre em torno do município de Caçapava do Sul foram registradas. Na Folha Passo do Salsinho (SH-22-Y-A-I-4), onde a área de trabalho está inserida, foram cadastradas cinco ocorrências e um indício de mineralização cuprífera pelo DNPM. Dentre elas, a ocorrência Santa Bárbara, Capão Grande, Colônia Santa Bárbara, Espinilho, Vitor Teixeira (ocorrência de estudo deste trabalho) e Bugio (PORCHER, 1995). Algumas dessas ocorrências já foram alvo de pesquisas em trabalhos anteriores, como é o caso das ocorrências Capão Grande e Colônia Santa Bárbara.

Estudos geofísicos através dos métodos de Eletrorresistividade e Polarização Induzida (IP) realizados na ocorrência cuprífera Colônia de Santa Bárbara integraram valores de resistividade e cargabilidade com dados geológicos de superfície e subsuperfície por meio de testemunho de sondagem. A diferença nos valores dos parâmetros físicos medidos em relação aos principais litotipos presentes na área de ocorrência, durante a aquisição das linhas em várias posições, permitiu a visualização da continuidade lateral da mineralização. Valores de alta cargabilidade coincidiram com valores de baixa resistividade na região representada por tufos vulcânicos em superfície, com impregnações de malaquita e azurita (MOREIRA et al., 2011).

Na ocorrência Capão Grande, localizada aproximadamente a 2 km a nordeste da ocorrência cuprífera Vitor Teixeira, foi empregado o método da eletrorresistividade a partir da técnica caminhamento elétrico para as medidas de resistividade elétrica. O contraste nas propriedades físicas entre as rochas encaixantes e a zona mineralizada mostraram anomalias circulares de baixa intensidade, interpretadas como sendo sulfetos devido ao alto potencial condutivo, enquanto anomalias de alta intensidade correspondem a zonas de silicificação. Na seção correspondente a linha de aquisição N96° foi identificada uma anomalia vertical de baixa resistividade elétrica coincidente com a orientação de uma das principais famílias de fraturas medidas em campo. Essa orientação é equivalente às descritas para diversas ocorrências cupríferas no âmbito da Bacia do Camaquã, e provavelmente representa o caminho preferencial de acesso de flúidos hidrotermais na área da ocorrência mineral (MOREIRA et al., 2011).

Assim como as investidas estrangeiras tiveram sua importância na procura de metais base no segundo período do século XIX, contribuindo para a sociedade e para a economia Sul Rio-Grandense, os trabalhos posteriores realizados nas ocorrências cupríferas localizadas aos arredores do município de Caçapava do Sul também colaboraram com a pesquisa mineral do estado. Os resultados dos levantamentos geofísicos usados confirmaram a presença da mineralização em subsuperfície, permitindo a visualização da continuidade lateral e

profundidade do corpo em relação às rochas encaixantes. Na ocorrência Capão Grande, além da confirmação de anomalias circulares em profundidade, foi identificada mineralização em estruturas com orientação vertical seguindo direção preferencial NE – SW.

Portanto a aplicação geofísica por meio dos métodos elétricos de Eletrorresistividade e Polarização Induzida na ocorrência cuprífera Vitor Teixeira contribuiu para o descobrimento de novas mineralizações em subsuperfície, bem como sua geometria, continuidade lateral e a profundidade. A integração dos dados geofísicos com as principais estruturas da região permitiu a visualização do controle estrutural e metalogenético da mineralização.

Devido à localização da ocorrência, praticamente no contato entre as rochas do Complexo Metamórfico Vacacaí pertencentes ao Cinturão Vila Nova com as rochas do Grupo Maricá contidas na Bacia Sedimentar do Camaquã, o uso da geofísica também auxiliou no comportamento da mineralização tanto nas rochas da Bacia quanto nas rochas do Embasamento.

3. OBJETIVOS

3.1 Objetivos Gerais

A utilização da prospecção geofísica por meio dos métodos de Eletorresistividade e Polarização Induzida na ocorrência cuprífera de Vitor Teixeira (descrita pelo DNPM em 1970), localizada a noroeste do município de Caçapava do Sul (RS), implicou na avaliação e determinação da geometria, da continuidade lateral e profundidade do corpo mineralizado. A integração com o mapeamento estrutural na região da ocorrência mineral ajudou no reconhecimento das principais estruturas presentes, colaborando para possíveis controles do minério.

3.2. Objetivos Específicos

Através da aplicação dos métodos diretos e indiretos de pesquisa mineral envolvidos e características geológicas da região, foram propostos os seguintes objetivos específicos:

- Caracterizar a geologia local em termos litológicos, estratigráficos e estruturais e suas relações com a mineralização em estudo.
- Adquirir dados geofísicos por meio dos métodos da Eletorresistividade e Polarização Induzida;
- Processar e gerar modelos 2D e 3D, para análise da geometria, continuidade lateral e profundidade do corpo mineralizado;
- Integrar dados geofísicos e geológicos interpretados com a orientação das principais estruturas medidas em campo, na tentativa de definir o controle estrutural e metalogenético da ocorrência cuprífera;

4. ÁREA DE TRABALHO

A área do presente trabalho está situada na porção noroeste do município de Caçapava do Sul, localizado a centro-sul do estado do Rio Grande do Sul, próxima à divisa territorial com o município de São Sepé (Figura 4).

Partindo da capital do estado Porto Alegre, o acesso até o local de estudo pode ser realizado parcialmente através da rodovia federal Osvaldo Aranha (BR-290) por aproximadamente 250 km até a Vila Cerrito do Ouro, onde toma-se para a direção sul a estrada municipal Caçapava do Sul/ Lavras do Sul cerca de 9 km para chegar nos afloramentos mineralizados da ocorrência cuprífera Vitor Teixeira. Outra forma de chegar até o local é a partir da cidade de Caçapava do Sul através das estradas municipais Passo do Santa Bárbara e Santa Barbinha.

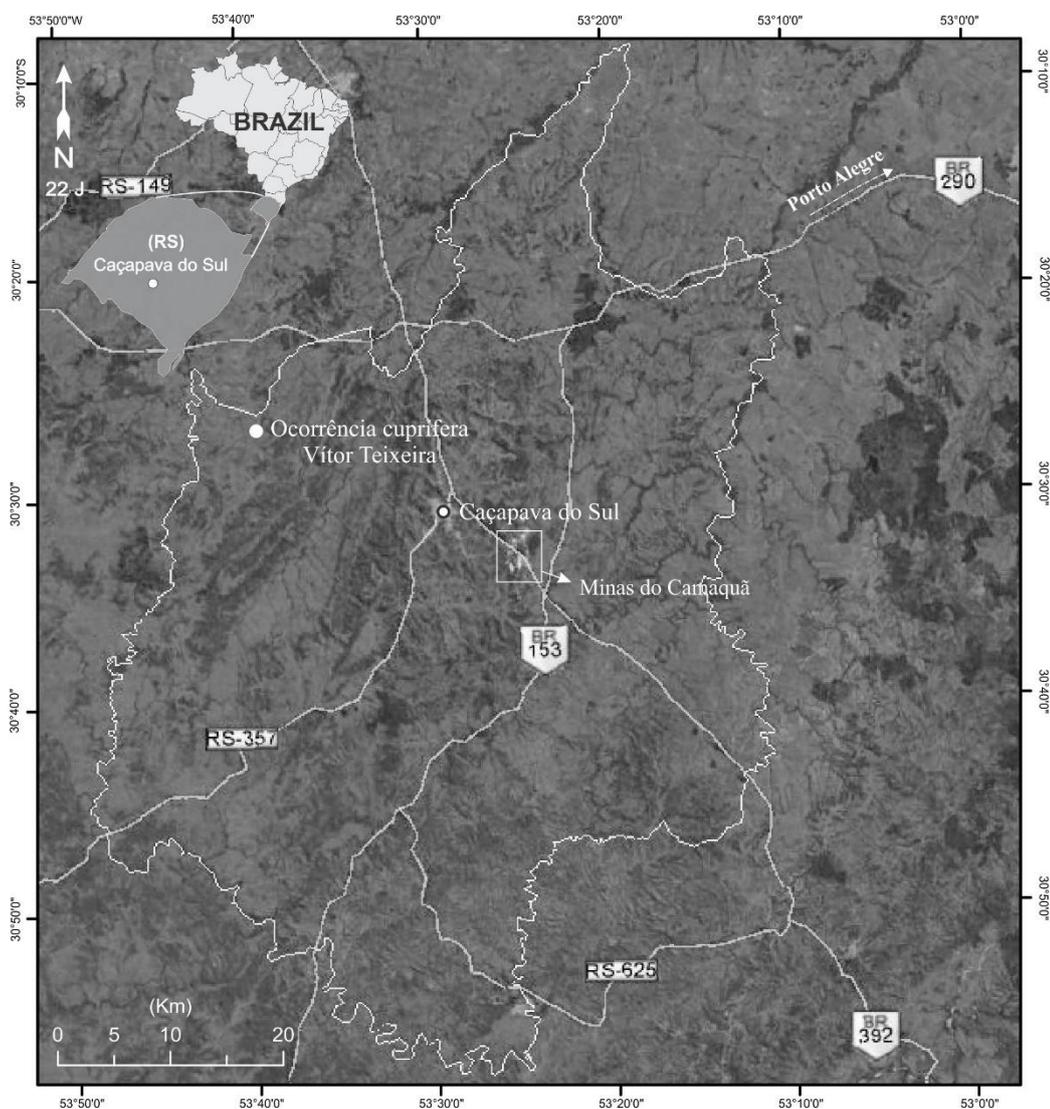


Figura 4. Mapa de localização da área de estudo com as principais rodovias que dão acesso a área de estudos e delimitação do município de Caçapava do Sul (RS).

As atividades mineiras no estado do Rio Grande do Sul são clássicas. Além do potencial e mineralizações existentes no Escudo Cristalino, a região das atuais Minas do Camaquã, localizada a sudeste do município de Caçapava do Sul, também foi alvo de inúmeras investidas estrangeiras. A identificação de minerais oxidados de cobre por garimpeiros ingleses, fez com que o interesse por esta região fosse despertado na segunda metade do século XIX (LAUX et al., 2000).

Ocorrências de ouro e prata conjuntamente com cobre chamaram a atenção das autoridades governamentais, que passaram a investir nessa atividade econômica, após pesquisas confirmarem a qualidade e quantidade de algumas reservas, através da criação da Companhia Brasileira do Cobre (CBC) em 02 de setembro de 1942 (HARRES, 2000). Antes da criação da CBC três empresas exploraram a mina na virada do século XIX, mas foram empreendimentos efêmeros, implementados com recursos privados.

Com o domínio da empresa estatal, o empreendimento de extração mineral manteve uma regularidade nessa atividade econômica até o ano de 1996, período que foi dado o fim das atividades de exploração devido ao esgotamento da jazida.

Na região das Minas do Camaquã, portanto, as investidas estrangeiras a procura dos metais e a criação de uma companhia estatal para desenvolver a atividade econômica, foram, respectivamente, de suma importância, pois propiciaram o descobrimento de uma nova jazida mineral e deu continuidade às atividades de extração das minas conhecidas como Mina do Uruguai e São Luiz. Elas compreendem dois corpos de minério denominados de mina Uruguai (lavra a céu aberto e subterrânea) e mina São Luiz (subterrânea), que ocorrem em forma de filões e disseminações. O teor e a tonelagem do minério, cerca de 15.103.000t, valor, este, somado das duas minas (RIBEIRO, 1991), junto com outros fatores, proporcionaram ao depósito sua viabilização econômica.

No auge das atividades, a implementação da mineração em escala industrial se fez acompanhar da montagem de uma infraestrutura urbana, que está na origem do surgimento de uma vila próxima às minas. Era administrada pela própria Companhia Brasileira de Cobre e chegou a abrigar até 4 mil habitantes (HARRES, 2000), que eram estritamente dependentes de maneira direta e indireta das minas. Contudo, do ponto de vista econômico, o cobre representou importante contribuição para a indústria extrativa do Rio Grande do Sul, em termos de capitais investidos e produção. No ponto de vista social houve geração de emprego e melhoria da qualidade de vida para a população que habitava a vila das minas do Camaquã.

5. GEOLOGIA REGIONAL

5.1. Contexto Geotectônico

A Bacia de Camaquã, contexto geológico do presente trabalho, está situada na porção meridional da Província Estrutural Mantiqueira, mais especificamente no Escudo Sul-Rio-Grandense, que congrega associações de rochas metamórficas, ígneas e sedimentares, de idade, origem e evolução diversas. Outras denominações foram atribuídas para este mesmo segmento tectônico, dentre elas, Cinturão Orogênico Tijucas (HASUI et al., 1975), e posteriormente chamado de Cinturão Orogênico Dom Feliciano por Fragoso-César (1980).

O sistema orogênico Mantiqueira foi gerado durante o Ciclo Brasileiro no Neoproterozóico através de episódios colisionais diacrônicos e apresenta-se como uma faixa de direção NE-SW na região costeira do Brasil, estendendo do sul da Bahia até o Rio Grande do Sul, com parte no Uruguai. Possui cerca de 3.000 km de comprimento, 200 km de largura na parte sul e 600 km na parte norte (HASUI, 2012). Cobre uma grande área, constituído pelas faixas móveis Araçuaí, a norte da província, Ribeira, no centro, e na porção sul pelas faixas Dom Feliciano e São Gabriel, todas formadas em idades distintas e estritamente correlacionadas com os orógenos localizados na parte ocidental do continente africano.

Na porção sul da Província Mantiqueira, o Escudo Sul-Rio-Grandense é dividido por Chemale Jr. et al. (1995b) em quatro unidades geotectônicas. O Complexo Granulítico Santa Maria Chico, que é a unidade mais antiga do escudo, provavelmente gerado no Arqueano e metamorfizado no Paleoproterozóico, constituído por gnaisses quartzo-feldspáticos, gnaisses máficos, anortositos, ultramafitos e rochas supracrustais metamorfizadas na fácies anfíbolito a granulito. As outras unidades foram geradas e/ou deformadas no Ciclo Brasileiro, representadas pelo Cinturão Vila Nova com gnaisses tonalíticos a monzograníticos, ultramafitos e mármore da fácies anfíbolito do Grupo Cambaí, e rochas metavulcano-sedimentares justapostas a rochas máfico-ultramáficas metamorfizadas na fácies xisto verde a anfíbolito, reunidas no Complexo Metamórfico Vacacaí; pelo Cinturão Tijucas que compreende rochas supracrustais do Grupo Porongos, de fácies xisto verde a anfíbolito, estruturalmente sobreposto aos Gnaisses Encantadas; e o Cinturão Dom Feliciano, com gnaisses e anortositos pré-brasileiros e uma associação de gnaisses, migmatitos e granitos do Complexo Pinheiro Machado com pico tectono-metamórfico principal em torno de 600 Ma (Figura 5.1.1).

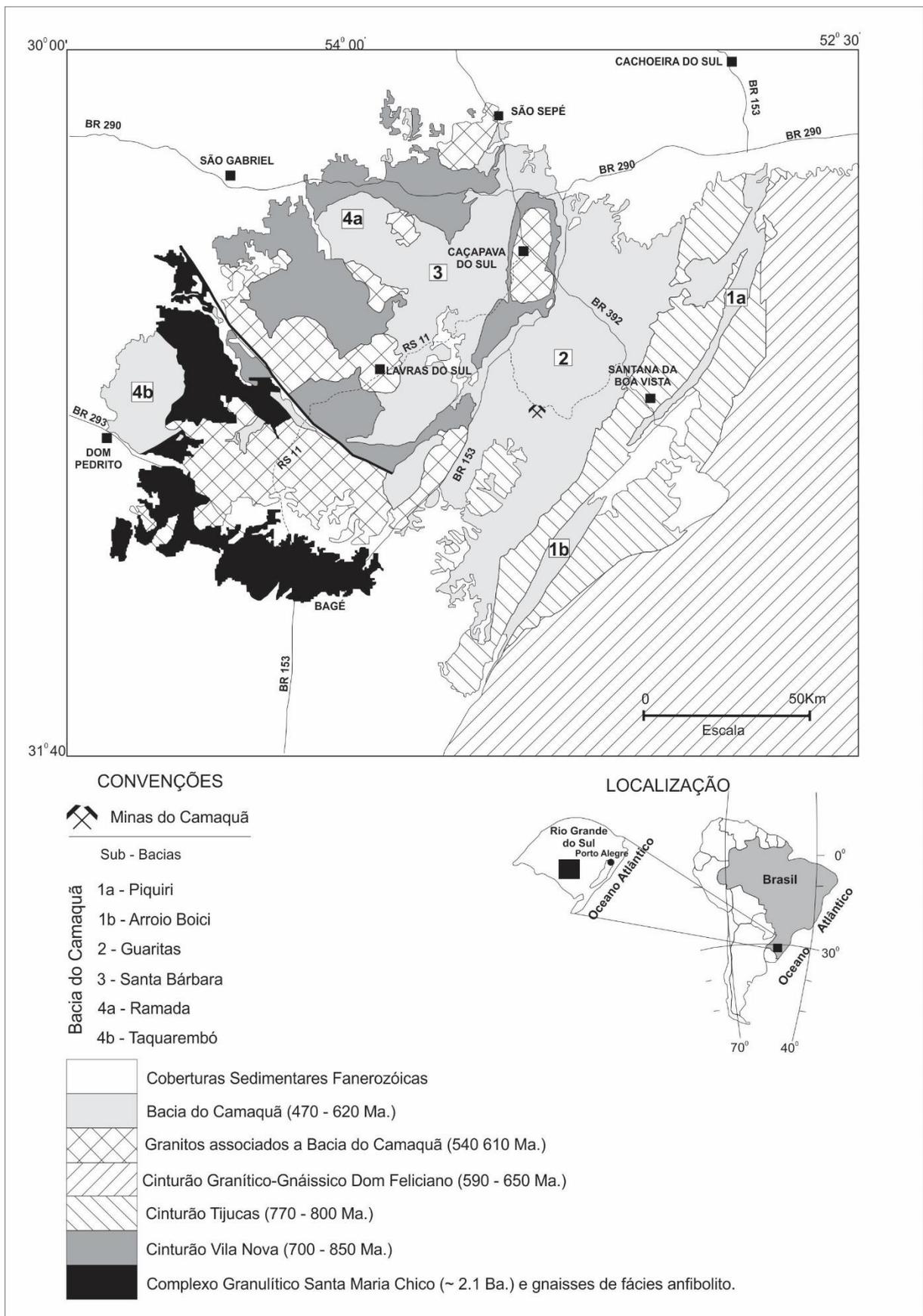


Figura 5.1.1. Mapa geológico regional com as unidades geotectônicas onde está inserida a área de estudos. Modificado de Paim *et al.* 2000.

Durante as orogêneses pertencentes ao Ciclo Brasileiro, especificamente aquelas incluídas na porção sul da Província Estrutural Mantiqueira, houve a formação de bacias tardi a pós-tectônicas associadas a esses episódios colisionais, dentre elas a Bacia Sedimentar de Camaquã. Situada no centro do Escudo Sul-Rio-Grandense ela está assentada sobre as rochas ígneas e metamórficas pertencentes aos domínios tectônicos do Cinturão Granítico-Gnáissico Dom Feliciano, Cinturão Tijuca, Cinturão Vila Nova e o Complexo Granulítico Santa Maria Chico, e recoberta tanto para NE como para SW pelas rochas sedimentares permianas da Bacia do Paraná (PAIM et al., 2004).

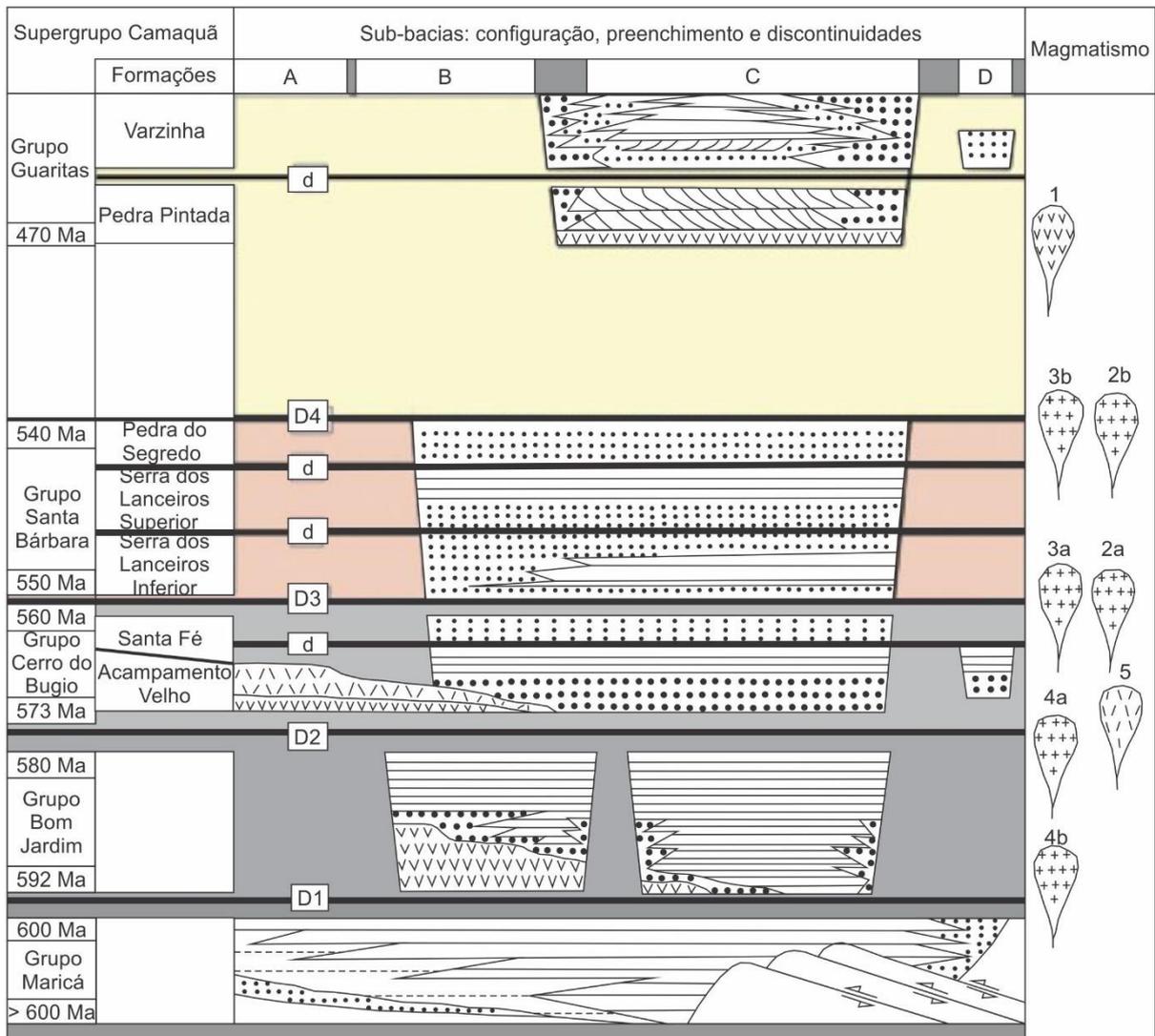
Segundo os mesmos autores a Bacia está fragmentada em várias sub-bacias, tendo seu pacote estratigráfico total alongado na direção N30E, com cerca de 100 km de comprimento e 100 km de largura. O conjunto das unidades que preenchem a bacia possui um intervalo cronológico de 620-450 Ma (PAIM et al., 2000), levando em consideração as rochas mais antigas situadas na base estratigráfica e as mais recentes do topo.

Apesar da grande diversidade de trabalhos realizados dentro da Bacia, principalmente de cunho estratigráfico, ainda permanecem conflitos quanto à inclusão de determinadas sucessões de camadas sedimentares em uma ou outra unidade, pois existem rochas pertencentes a um mesmo evento deposicional incluídas em unidades litoestratigráficas distintas.

Os estudos de Paim et al. (2000) na Bacia de Camaquã a respeito do arcabouço estratigráfico demonstraram a presença de cinco grandes unidades sedimentares limitadas entre si por discordâncias angulares, que representam episódios tectônicos de deformação, soerguimento e erosão seguido pela retomada da subsidência, deposição e atividade magmática (Figura 5.1.2).

As rochas mais antigas da Bacia de Camaquã são aquelas pertencentes ao Grupo Maricá, base da sequência estratigráfica, com idade de $630,2 \pm 3,4$ Ma, obtida através do método U-Pb SHRIMP em zircões pertencentes às rochas vulcânicas explosivas contemporâneas à deposição dos sedimentos da Formação Maricá de acordo com Borba et al. (2007).

É dividida pelo mesmo autor em três sucessões, a Inferior, cujo limite basal é discordante dos litotipos pertencentes aos Complexos Vacacaí e Cambaí (Domínio São Gabriel), composta predominantemente por arenitos arcoseanos alterados e friáveis de granulação fina a grossa, com estratificação cruzada acanalada e planar, pode ainda ser conglomerático com seixos e blocos muito arredondados, de composição predominante granito-gnáissica; a Intermediária é constituída principalmente por siltitos e argilitos verde acinzentados, maciços ou estratificados; por fim, a sucessão Superior, composta por arenitos grossos conglomeráticos,



Sistemas deposicionais

	Desértico, predominantemente eólico
	Prodelta
	Planície aluvial e deltaica conglomerática
	Planície aluvial e deltaica arenosa
	Marinho raso
	Vulcânicas ácidas
	Vulcânicas básicas à intermediárias

Datações Radiométricas (U/Pb - SHRIMP)

	Rochas vulcânicas básicas à intermediárias 1 - Andesito Rodeio Velho - 470 ± 19 Ma
	Complexos graníticos 2a - Leucogranito - 565 ± 14 Ma
	2b - Granito deformado - 541 ± 11 Ma
	3a - Fácies monzogranítica - 559 ± 7 Ma
	3b - Fácies microgranítica - 542 ± 6 Ma
	4a - Fácies pertita - 580 ± 7 Ma
	4b - Fácies granodiorítica - 592 ± 5 Ma
	Rochas vulcânicas ácidas 5 - Riólitos Acampamento Velho - 573 ± 18 Ma

Discordâncias

	D1	Angular
	d	Erosiva

Sub-bacias

A - Ramada - Taquarembó	C - Guaritas
B - Santa Bárbara	D - Piquiri-Arroio-Boici

Figura 5.1.2. Coluna Estratigráfica da Bacia Sedimentar do Camaquã. Relaciona unidades estratigráficas, configuração e preenchimento das sub-bacias, discontinuidades deposicionais, eventos ígneos e classificação das distintas bacias superimpostas. Modificado de Paim et al. (2000).

dispostos em camadas lenticulares com estratificação cruzada acanalada, planar e horizontal. A associação de fácies dada pelos pacotes sedimentares Inferior, Médio e Superior do Grupo Maricá segundo Borba et al. (2007) sugerem respectivamente ambiente de origem fluvial, marinha e novamente fluvial. O que constitui, da base para o topo das três sucessões, um trato de sistemas de mar baixo, posteriormente assumindo trato de sistemas transgressivos, e ao final da sequência deposicional, trato de sistemas de mar alto.

A sequência deposicional posterior, Grupo Bom Jardim, também possui contato por discordância angular com as rochas sotopostas do Grupo Maricá (PAIM et al., 2004). Nela há significativas quantidades de rochas com procedência vulcânica pertencentes a Formação Hilário, que se relacionam a um magmatismo cálcico-alcalino de composição básica a intermediária e afinidade shoshonítica, predominado por andesitos com fenocristais orientados de labradorita e andesina, imersos em uma matriz composta por plagioclásio, augita, olivina, Ti-magnetita e apatita (LIMA & NARDI, 1998). Rochas piroclásticas, vulcanoclásticas e epiclásticas também fazem parte do pacote desta sequência deposicional, incluindo conglomerados aluviais, arenitos e ritmitos areno-pelíticos. O conjunto de fácies sugere a presença de pequenos sistemas de leques aluviais e deltaicos provenientes de altos topográficos que então já subdividiam a bacia (PAIM et al., 2004).

Essas duas primeiras unidades a se depositarem na bacia sofreram deformações mais intensas quando comparadas com as demais unidades que fazem parte do pacote, incluindo dobras, falhas de cavalgamento, falhas transcorrentes e extensionais, metamorfizadas em condições incipientes (anquimetamorfismo). O contato entre essas duas unidades com as demais (sobrepostas) marca o limite entre as molassas dobradas e não dobradas de Almeida (1969).

A base do Grupo Cerro do Bugio é composta por rochas de filiação magmática e estão associadas a Formação Acampamento Velho, assentadas com discordância angular sobre o Grupo Bom Jardim. Foram estudadas por Porcher et al. (2000) e Wildner et al. (1994) como sendo representantes de um vulcanismo riolítico a traquítico, de afinidade alcalina comendíítica. Levantamentos estratigráficos mais recentes, como o de Janikian et al. (2005), registraram depósitos de tufos grossos, lapilli e brecha tufos de fluxos piroclásticos (ignimbritos), e também uma camada espessa de riolitos dispostos no topo desta mesma formação. A formação Santa Fé, inclusa ainda no Grupo Cerro do Bugio, corresponde a unidade estratigráfica proposta por Paim et al. (1995) para representar uma sucessão de camadas de conglomerados compostos predominantemente por clastos de rochas vulcânicas ácidas,

representativos de sistemas aluviais entrelaçados, alojados com contato erosivo sobre a Formação Acampamento Velho.

O Grupo Santa Bárbara, não diferente dos demais, também é separado do grupo inferior (Formação Santa Fé) localmente por discordância angular e por outra parte erosiva, e faz contato por meio de falha com a Formação Hilário, pertencente ao Grupo Bom Jardim (PORCHER et al., 2000). Está constituída predominantemente por arenitos e pelitos avermelhados, com arenitos conglomeráticos a conglomerados passando a predominar nas camadas do topo. Os arenitos finos a muito finos e os pelitos avermelhados a róseos constituem camadas tabulares com espessura variando entre 1 e 15 cm. São comuns intercalações de camadas lenticulares de arenitos médios contendo intraclastos de pelito e exibindo estratificação cruzada tangencial. Os pelitos possuem laminação plano-paralela, ou quando na fração silte, laminação cruzada cavalgante; em algumas camadas pelíticas são encontradas gretas de contração. Arcóseos e arcóseos conglomeráticos róseos, contendo grânulos de quartzo e seixos de quartzo, xisto, granitos e quartzitos, ocorrem em camadas lenticulares (PORCHER et al., 2000).

Paim et al. (2000) subdivide o Grupo Santa Bárbara em três unidades menores. Serra dos Lanceiros Inferior (base), Serra dos Lanceiros Superior (unidade intermediária) e Pedra do Segredo (topo), separadas uma da outra através de contato erosivo. Representam depósitos de um sistema flúvio-deltáico arenoso, compreendendo um evento transgressivo na base, seguido por uma progradação deltaica e seu afogamento por um segundo evento transgressivo, culminando seu registro com um segundo evento progradacional que instala na bacia um sistema fluvial entrelaçado (PORCHER et al., 2000 e PAIM et al., 1995).

Trabalhos posteriores como o de Borba et al. (2003) a respeito de estratigrafia de sequências e evolução deposicional, também resultaram na subdivisão de três sequências deposicionais (Sequências I, II e II) para esse mesmo grupo de rochas, e o reconhecimento de cinco associação de fácies: leques aluviais, leques deltaicos frontais, lacustre, depósito de rio entrelaçado arenoso e depósito de rio entrelaçado de cascalho acamadado.

De acordo com Paim et al. (2004) os grupos Cerro do Bugio e Santa Bárbara são caracterizados por uma associação de rochas deformadas com menor intensidade do que os dois grupos anteriores, sendo apenas afetados por falhas transcorrentes e extensionais.

A sequência de rochas do topo do pacote de rochas que preenchem a Bacia do Camaquã corresponde ao Grupo Guaritas. O ambiente deposicional na qual essas rochas foram sujeitas difere um pouco dos demais devido à contribuição eólica durante sua formação. Está assentado sobre as rochas do Grupo Santa Bárbara por discordância angular com as camadas

dominantemente horizontalizadas e está dividida em duas unidades separadas por discordância erosiva, a Formação Pedra Pintada (base) e Formação Varzinha (topo). A unidade que compõe a base é composta por arcóseos médios a finos, róseos a avermelhados, exibindo estratificação cruzada acanalada de grande, médio e pequeno porte, laminação plano-paralela e ocasionalmente intercalações de lentes de pelitos. Essas rochas representam ambiente desértico por depósitos de dunas e depósitos relacionados a áreas de interdunas úmido (PAIM et al., 1995). Ainda, neste intervalo sedimentar, há rochas vulcânicas básicas classificadas como andesitos, basalto-andesitos e basaltos, pertencentes ao Membro Rodeio Velho.

A Formação Varzinha é composta por camadas de ortoconglomerados polimícticos, contendo seixos, blocos e matações de granitos, quartzo, gnaiss, quartzito, xisto, riolito e andesito, e sua matriz é composta por arcóseo médio a grosso. Arcóseos avermelhados, de granulação média a grossa, conglomeráticos, com estratificação cruzada acanalada sucedem as camadas de conglomerados. No topo da sucessão de camadas, são encontrados arenitos finos, muito bem selecionados, quartzosos, exibindo estratificação cruzada de grande porte. Conforme Paim et al. (1995), caracterizam-se por uma sucessão de fácies aluviais e subordinadamente eólicas na base e deltaica no topo.

5.2. Geologia Local

5.2.1. *Complexo Metamórfico Vacacaí*

Na região da ocorrência cuprífera Vitor Teixeira ocorrem rochas pertencentes ao embasamento (Cinturão Vila Nova), e rochas pertencentes aos Grupos Maricá e Cerro do Bugio, situadas na base estratigráfica da Bacia Sedimentar do Camaquã (Neoproterozóica).

O Cinturão Vila Nova (Neoproterozóico a Paleozóico) é representado por gnaisses granodioríticos a tonalíticos, rochas vulcano-sedimentares de fácies xisto verde a anfibolítica, unidades máficas-ultramáficas, granitos foliados, formados e/ou deformados pelo evento São Gabriel que ocorreu entre 700-750 Ma (CHEMALE et al., 1994a). Está situado na parte centro-oeste do estado do Rio Grande do Sul, e mostra um arranjo lito estratigráfico complexo, encoberto por coberturas Fanerozóicas. Ele é dividido por Chemale Jr. et al. (1995) em Supergrupo Vacacaí e Grupo Cambaí.

O Grupo Cambaí é subdividido em duas Formações, Cambaizinho e Cerro Mantiqueiras. O que compreende gnaisses monzograníticos, granodioríticos, dioríticos,

tonalíticos e trondhjemitic intercalados com anfibolitos, meta-ultramáficas e margas, todos metamorfisados na fácies anfibolito.

Na Formação Cerro Mantiqueiras, sequências máfica-ultramáficas ocorrem como corpos isolados. De acordo com trabalhos geoquímicos realizados por Remus (1990), é dominada por xistos ricos em magnésio, serpentinitos, metaharzburgitos e anfibolitos, todos metamorfisados na fácies anfibolítica. Entretanto, um retrometamorfismo para fácies xisto verde é frequentemente identificado.

Para a Formação Cambaizinho, Chemale et al. (1995) reconheceu pelo menos cinco associações: gnaisses dioríticos polideformados, que estão intrudidos por metatrondhjemitos, pegmatitos monzograníticos dobrados, metadioritos foliados e pegmatitos indeformados. Datações por U/Pb em zircões de gnaisses dioríticos dessa Formação realizadas por Chemale et al. (1944a) concedeu uma idade de 704 ± 12 Ma, que é interpretada como a cristalização de cristais de zircão durante a deformação.

Sotoposto às rochas do Grupo Cambaí, Chemale Jr. et al. (1995), inclui rochas vulcano-sedimentares deformadas e metamorfisadas e rochas máfica-ultramáficas do Grupo Palma e corpos estratiformes básico-ultrabásicos, denominadas por ele de Supergrupo Vacacaí.

O Grupo Palma compreende três Formações, da base para o topo: Formação Cerro da Cruz, Formação Passo Feio e Formação Campestre, com grau de metamorfismo amplo, de fácies xisto verde baixo à anfibolito. Ocorre como uma unidade alongada segundo a direção NE-SW, exposta a oeste da cidade de Caçapava do Sul, como uma unidade metamórfica alongada com direção N-S, circundando o Batólito de Caçapava do Sul, e como unidades alongadas WNW-ESSE controladas pela Zona de Cisalhamento Ibaré.

A exposição oeste detém a sequência mais completa, que consiste em empurrões compostos de unidades na fácies xisto verde à anfibolito baixo. Elas são representadas pelas Formações Cerro da Cruz e Campestre.

A Formação Cerro da Cruz consiste em rochas máfica-ultramáficas como xistos ricos em magnésio, serpentinitos e metabasaltos (composição toleítica a alto-Mg) com quartzitos e margas intercalados (NAUMANN et al., 1984).

Aos redores do Batólito Caçapava do Sul ocorre a Formação Passo feio. Nesta estão inclusos pelitos, xistos com anfibólio e gnaisses, metagabros e rochas meta-vulcanoclásticas, com xistos ricos em magnésio subordinados, gnaisses quartzo-feldspáticos, margas, quartzitos e metabasaltos almofadados com afinidade toleítica.

Denominada por Koppe et al. (1985), a Formação Campestre compreende cálcio-alcaninas, rochas vulcanoclásticas riolíticas a basaltos andesíticos e lavas, associadas com epiclásticas (pelitos gráficas metamorfisados, arenitos e siltitos) e rochas químicas (cherts e formações ferríferas) (KOPPE, 1990).

Através de trabalhos realizados na Folha Cacheira do Sul, mais especificamente na região entre Cerrito do Ouro e o Arroio Bossoroca, Porcher (2000), denominou para as rochas da Formação Campestre de Koppe et al. (1985) em Associação Metavulcânica. Constituída predominantemente por rochas metavulcano-clásticas com intercalações subordinadas de rochas porfiríticas resultantes de derrames de lavas de composição andesítica. Onde, esporadicamente, ocorrem intercalações de rochas epiclásticas, representadas por metaconglomerados, metapelitos arenosos e metapelitos carbonosos (Figura 5.2.1.1).

Os termos Vulcano-clásticos são compostos por fragmentos de dimensões variando entre pó e lapili, com amplo domínio de tufos a pó. Sua mineralogia essencial está representada por plagioclásio, intensamente epidotizado ou transformado em carbonato, sericita e clorita, e quartzo. Os fragmentos lapilíticos são predominantemente juvenis e/ou conatos, com eventuais fragmentos acidentais de composição granítica (PORCHER, 2000).

Rochas petrograficamente classificadas por Porcher (2000) como metandesitos e metadacitos foram interpretadas como resultantes de derrames intercalados no pacote Vulcano-clástico. São verdes a verde acinzentado, porfiríticas, com fenocristais milimétricos de plagioclásio e quartzo, além de máficos totalmente transformados, envolvidos por uma matriz microgranular.

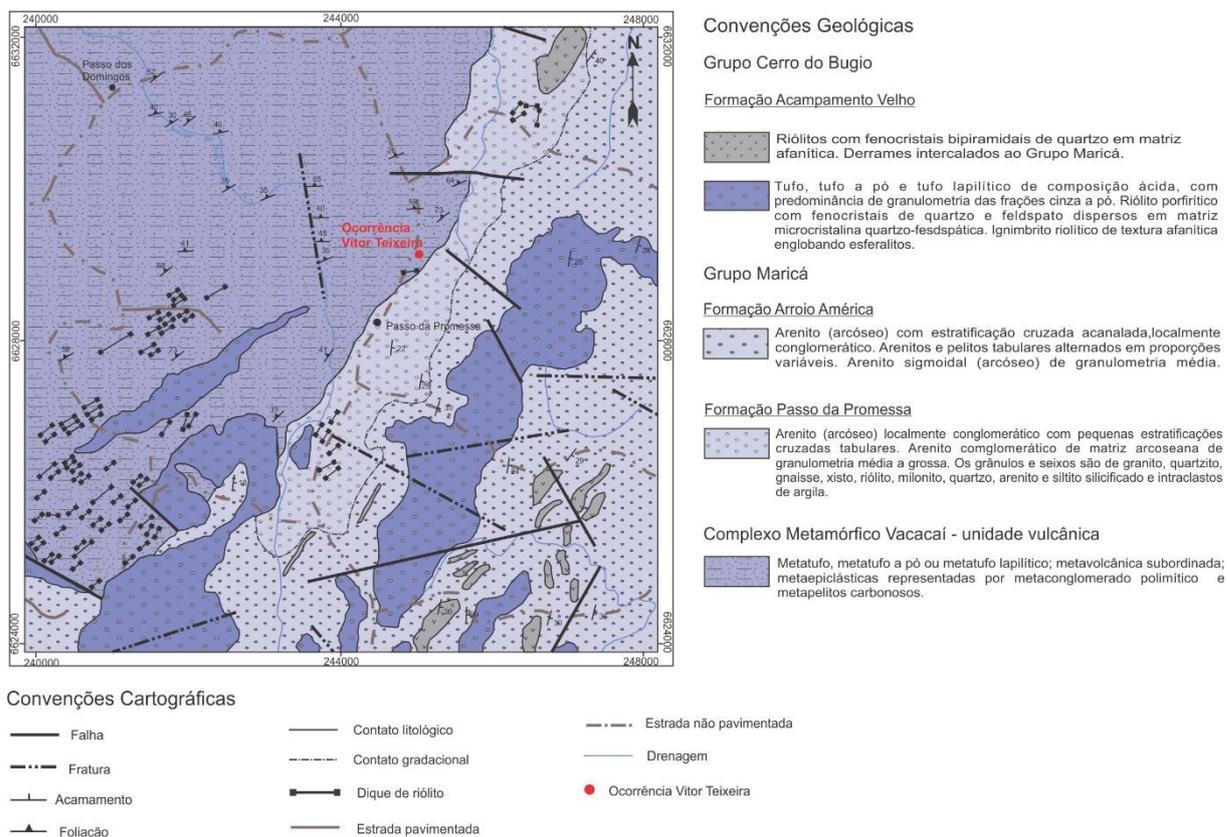


Figura 5.2.1.1. Geologia da área de estudo. Mostra as principais litologias que ocorrem aos arredores da Ocorrência Cuprífera Vitor Teixeira. (Simplificado de OLIVEIRA, 2000).

A ocorrência de malaquita (Figura 5.2.1.1) está alojada principalmente em fraturas e microfraturas de clorita quartzo sericita xistos e/ou sericita clorita quartzo xistos pertencentes a Formação Campestre. Estas rochas correlatas ao embasamento, estão expostas aos arredores da ocorrência cuprífera, mais especificamente a oeste e a leste da estrada municipal Caçapava do Sul/Lavras do Sul (Figura 5.2.1.2 A, B e C).

Os afloramentos onde essas rochas estão expostas são caracterizados por intenso fraturamento, apresentando várias famílias de fraturas. Possuem foliação predominante de direção N70E e mergulho aproximado de 30° para noroeste, paralela ao bandamento composicional.

Os xistos são cinza a cinza esverdeado, compostos praticamente por clorita, sericita, plagioclásio e quartzo como assembleia mineralógica principal, epidoto, apatita, caulinita e malaquita como minerais secundários. Rutilo e opacos, incluindo óxido/hidróxido de ferro, fazem parte do arcabouço como traços.

Apresenta granulometria fina a muito fina, por vezes afanítica, e foliação contínua do tipo xistosidade, dada principalmente por minerais micáceos (clorita + sericita) e cristais de

quartzo e plagioclásio deformados e orientados associados. Estrutura bandada de composição quartzo-feldspática e sericita + clorita associadas, de tamanho milimétrico também é comum (Figura 5.2.1.2 F).

Os cristais de plagioclásio, quando dispersos na matriz micácea, são euhédricos com cerca de 1mm, apresenta hábito característico e normalmente possuem alto grau de alteração. Dentre as alterações se encaixa a sericitização, saussuritização, onde os cristais de plagioclásio alteram para microcristais com hábito granular de epidoto, e em argilominerais (caulinita).

Assim como os cristais de plagioclásio, os grãos de quartzo, apresentam tamanhos semelhantes, porém anhédricos, deformados e recristalizados.

Ambos microfenocristais se destacam em relação a matriz devido aos seus tamanhos, o que assume, à essas rochas, textura microporfirítica (Figura 5.2.1.2 E).

Pequenas proporções de malaquita é visível somente em três lâminas, confeccionadas a partir de amostras retiradas do afloramento, o qual contém a ocorrência de cobre em estudo. É verde, raramente mostram hábito acicular e ocorrem principalmente preenchendo microfraturas e acompanhando a foliação presente.

Nesta mesma litologia ocorrem veios decimétricos de quartzo leitoso, com cavidades de geometria cúbica, associados a sulfetos já oxidados, que ocorrem in situ e por meio de inúmeros blocos localizados aos arredores da ocorrência cuprífera (Figura 5.2.1.2 C).

A norte da Ocorrência Cuprífera Vitor Teixeira, mais especificamente nas proximidades da ocorrência de malaquita e azurita Capão Grande, Cortês (2015) descreve quartzitos creme-amarelado/amarelo-alaranjado de granulometria fina, textura aparentemente granoblástica e com estrutura foliada, pertencentes à unidade metavulcanossedimentar do Complexo Metamórfico Vacacaí (Figura 5.2.1.2 D).

Corpos estratiformes básico-ultrabásicos aparecem estreitamente relacionados a unidades supracrustais do Grupo Palmas. O Gabro Mata Grande de 20 km² e o Complexo Pedras Pretas de 2,55 km² são dois dos principais corpos plutônicos máficos do Cinturão Vila Nova. Eles são estratiformes e mostram bandamento com espessura milimétrica à métrica, e composicionalmente variam de peridotito a anortosito, com uma composição de gabro dominante. Eles são dois: rochas piroxênio toleíticas e o Gabro Mata Grande é predominantemente de composição troctolítica (CHEMALE Jr. et al., 1995).

As texturas magmáticas de ambos corpos básico-ultrabásicos são bem preservadas, mesmo com superposição de eventos regionais subsequentes e contatos metamórficos (CHEMALE Jr. et al., 1995).

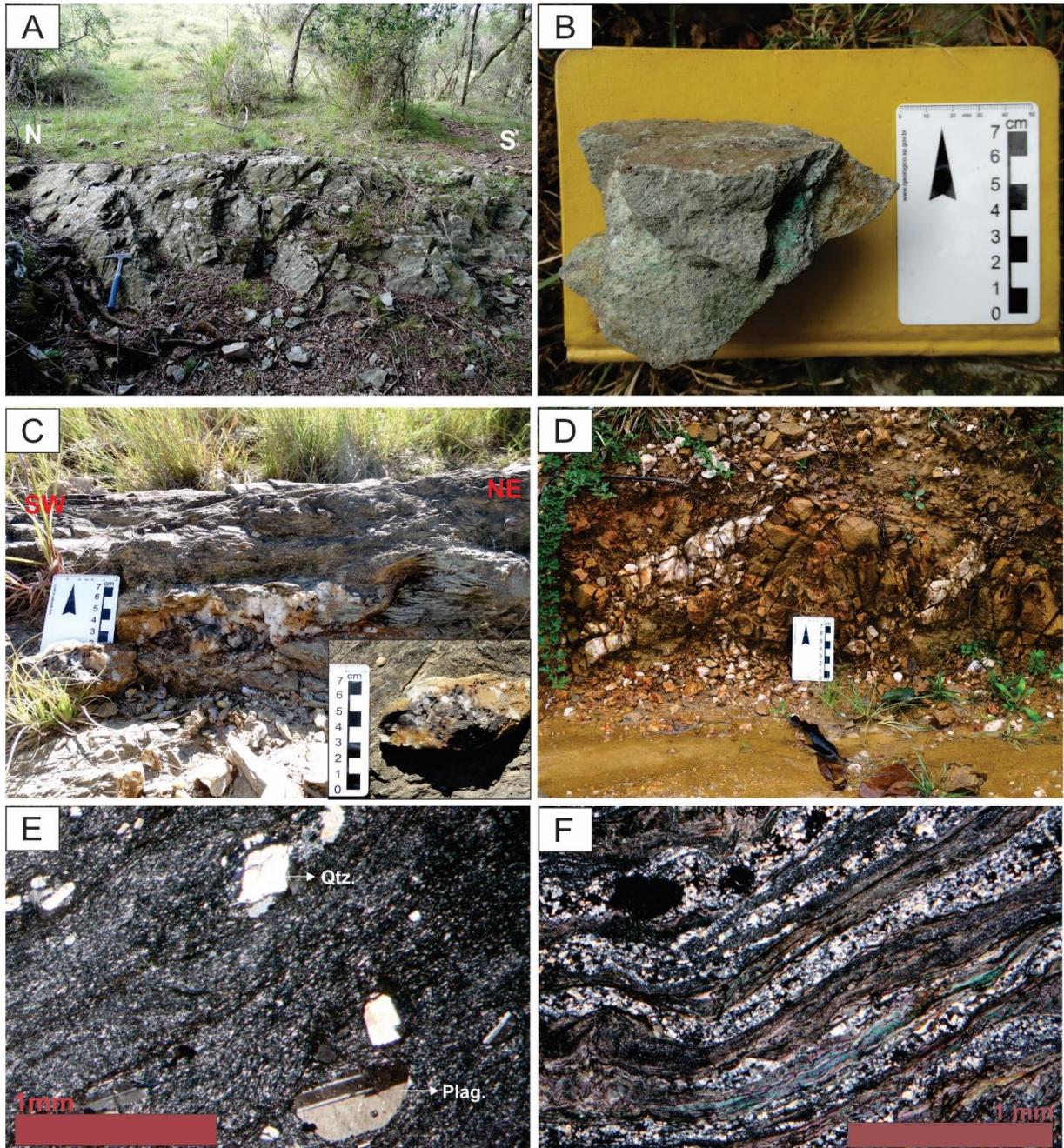


Figura 5.2.1.2. A) Afloramento composto por clorita quartzo sericita xisto pertencente à Formação Campestre, inserida no Complexo Metamórfico Vacacaí. Local da Ocorrência Cuprífera Vitor Teixeira. B) Amostra de clorita quartzo sericita xisto com presença de fraturas preenchidas por Malaquita. C) Afloramento de clorita quartzo sericita xisto localizado na drenagem (distância aproximada de 100 metros a sudeste da Ocorrência). Contém veios de quartzo associados com sulfetos, já oxidados, paralelos à foliação principal. D) Quartzitos com fraturas preenchidas por veios de quartzo dessimétricos pertencentes ao Complexo Metamórfico Vacacaí. E) Sericita clorita quartzo xisto com microfenocristais de quartzo e plagioclásio dispersos em matriz de granulometria muito fina, por vezes afanítica, composta por clorita e sericita (aumento de 5x). Nicóis cruzados. F) Estrutura bandada em clorita quartzo sericita xisto (aumento de 5x). Nicóis cruzados.

5.2.2. *Bacia do Camaquã*

5.2.2.1. *Formação Acampamento Velho*

A Formação Acampamento Velho engloba todos os litotipos vulcânicos relacionados ao evento magmático ácido que afetou a Bacia do Camaquã durante o Cambriano, incluído fácies de derrames e de rochas piroclásticas. Dentre vários locais que estão expostas, a oeste de Caçapava do Sul, aflora sob a forma de cristas alongadas sustentadas por diques e *sills* encaixados em rochas sedimentares da Formação Maricá (LOPES, 2000) (Figura 5.2.2.1).

O mesmo autor, através de trabalhos realizados na Folha Cachoeira do Sul, reconheceu que os principais litotipos presentes na área são representativos de derrames de lavas riolíticas, depósitos de fluxo piroclástico ou de queda e autobrechas, sendo classificados como riólitos, ignimbritos, tufos a pó, cinza ou a lúpili e brechas vulcânicas.

Os riólitos apresentam tom avermelhado e textura porfirítica, com fenocristais de quartzo piramidal imersos em matriz microcristalina de composição quartzo-feldspática, por vezes exibe textura traquítica fluidal, com alinhamento por fluxo dos microfenocristais de quartzo e feldspato.

Os ignimbritos são castanho avermelhados, textura hialofítica e exibem estruturas de fluxo plano-paralelas e convolutas.

As rochas piroclásticas originadas pela consolidação de depósitos de queda, aflora com camadas com boa continuidade lateral, principalmente as rochas de grão fino, podendo ser maciça ou apresentar gradações granulométricas e laminação plano-paralela. Normalmente são esverdeadas e a granulometria varia desde a fração pó até lapili, sendo classificadas como tufos a pó, tufos e tufos lapilíticos.

Ainda pertencente a Formação Acampamento Velho, as brechas, apresentam como principais componentes os cristaloclastos, vitroclastos e litoclastos que, ao microscópio, estão imbricados e produzem uma incipiente orientação na rocha, ligados por uma matriz normalmente de fração cinza.

Manifestações vulcânicas de natureza ácida foram originalmente reconhecidas por Santos et al. (1978). São representadas por derrames de riólitos e aparecem intercaladas em sedimentos do Grupo Maricá. Constitui corpos alongados, concordantes com a atitude das camadas sedimentares, representados por rochas avermelhadas a rósea, em que se destacam fenocristais bipiramidais de quartzo imersos em uma matriz afanítica. Apresentam estruturas esféricas, dada por resfriamento rápido.

A mineralogia essencial, com base nos microfenocristais, envolve quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio, o que classifica a rocha como riólito. Os acessórios incluem zircão e opacos, enquanto os minerais secundários são representados por sericita, argilominerais e opacos provenientes, principalmente, da alteração de feldspatos.

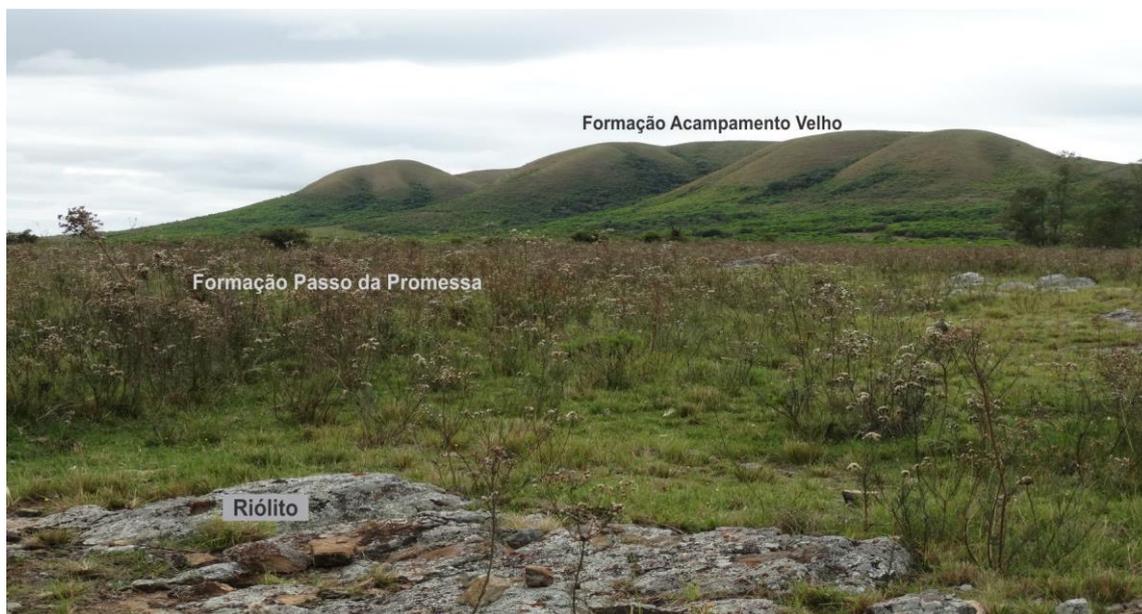


Figura 5.2.2.1. Alto relevo sustentado por vulcânicas ácidas e rochas piroclásticas da Formação Acampamento Velho, e riólitos associados à Formação Passo da Promessa. Ambas litologias estão encaixadas nas rochas sedimentares do Grupo Maricá.

5.2.2.2. Formação Arroio América

Denominada por Pelosi & Fragoso-Cesar (2003) a partir de mapeamentos realizados no Grupo Maricá na região do Passo do Salsinho, a Formação Arroio América, contém uma espessura variável entre 350 e 550 metros. É composta principalmente por arenitos e arenitos conglomeráticos intercalados, com estratificação cruzada acanalada.

As fácies conglomeráticas, frequentes em toda unidade, ocorrem em camadas decimétricas tabulares de conglomerados maciços sustentados por seixos e calhaus e como lentes com estratificação cruzada acanalada.

Esta Formação corresponde à sucessão superior da coluna estratigráfica de Borba et al. (2004a). Que descreve a unidade com espessura de 300 metros, composta por arenitos grossos a conglomeráticos, dispostos em camadas lenticulares, e árcoseos líticos. Esses são dominados por quartzo e feldspato, com importante contribuição de fragmentos vulcânicos e piroclásticos.

Trabalhos de mapeamento realizados dentro da Folha Passo do Salsinho por Leites et al. (1995) definiram para esta unidade uma faixa alongada de direção nordeste, com aproximadamente 20 km de extensão e largura variável entre 3 km e 7 km. Composta por arcóseos (finos a médios, eventualmente grosseiros), pelitos e, subordinadamente, conglomerados, constituindo litofácies de arenitos sigmoidais, arenitos e pelitos tabulares, arenitos com estratificação cruzada acanalada e conglomerados.

Dentre elas, predomina a fácies de arenitos sigmoidais, constituída por espessos pacotes de arcóseos cinza-esverdeado, cinza róseo e avermelhado. Apresentam granulometria média, por vezes fina, com grau de selecionamento dos grãos de moderado a bom. São pouco micáceos, mas contém abundantes minerais escuros, que dão a rocha uma textura de “sal e pimenta”. Em afloramento são maciços e bastante fraturados, caracterizam camadas lenticulares amalgamadas entre si, que forma lobos sigmoidais.

Intercalações de arenitos finos e pelitos ocorre na litofácies de arenitos e pelitos tabulares. Possui persistente continuidade lateral e marcante tabularidade das camadas. O conjunto apresenta tons acinzentado, cinza-esverdeado, cinza-róseo, avermelhado a bordô e, quando intemperizado, castanho-amarelado.

A litofácies de arenitos com estratificação cruzada acanalada apresentam granulometria de média a fina, raras vezes mais grosseira. Localmente são conglomeráticos, com raros seixos (de granito, quartzito ou quartzo) arredondados, dispostos de maneira caótica. São pouco micáceos, com grau de selecionamento de moderado a bom. Em alguns casos têm aspecto maciço e bastante silicificados. Estratificação cruzada acanalada de médio a grande porte é sua estrutura característica.

Ainda, para a mesma Formação, Leites et al. (1995) descreve litofácies de conglomerados, que ocorre de forma restrita, constituindo pequenas lentes de conglomerados polimíticos organizados, com granodecrescência ascendente (gradação normal) e seixos imbricados. Os seixos são arredondados, compostos por granito, riólito, quartzito, quartzo de veio e intraclastos de argila. A matriz é um arenito arcoseano cinza-esverdeado a cinza-róseo, de granulometria fina a média, pouco micáceo, que mostra grau de selecionamento de moderado a bom.

5.2.2.3. Formação Passo da Promessa

Representa a base da sucessão estratigráfica do Grupo Maricá e conseqüentemente da Bacia do Camaquã. A natureza de seu contato basal com as rochas metamórficas e ígneas pertencentes ao Complexo Metamórfico Vacacaí, segundo Borba et al. (2007), é por desconformidade. Já Pelosi & Fragoso-Cesar (2003) definem esse contato com o embasamento metamórfico por falhas normais com componentes laterais, e por discordância angular e litológica na região de Lavras do Sul.

No entanto, essa relação de contato ainda é discutida, uma vez que a presença de falhas, aliada à ausência de fácies de borda de bacia, dificulta a caracterização do registro sedimentar basal do Grupo Maricá (PELOSI & FRAGOSO-CESAR, 2003).

A Formação Passo da Promessa é composta por fácies muito semelhantes às da Formação Arroio América. Aflora na região homônima e é constituída por 500 a 700 metros de arenitos e arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada, localmente com níveis conglomeráticos. As fácies mais comuns são de arenitos médios a grossos com estratificação cruzada acanalada, localmente com seixos e calhaus esparsos nos planos frontais das estratificações. Os conglomerados são subordinados e possuem arcabouço de seixos e calhaus bem arredondados (PELOSI & FRAGOSO-CESAR, 2003).

É análoga a sucessão inferior de Borba et al. (2004a), constituída por arenitos arcoseanos alterados e friáveis, com estratificação acanalada e planar, e originária de ambiente fluvial.

Duas litofácies foram reconhecidas por Leites et al. (1995): Arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada e arenitos com estratificação cruzada tabular.

A primeira é dominante na unidade, constituída por espessos pacotes de arcóseos róseos a avermelhados. Apresentam granulometria que varia de média a grossa; são feldspáticos e pouco micáceos. Em geral são conglomeráticos com seixos de granito, quartzito, gnaiss, xisto esverdeado, riólito, milonito, quartzito leitoso, intraclastos de argila e, ocasionalmente rochas sedimentares silicificadas (siltitos e arenitos), distribuídos de maneira dispersa ou concentrada na matriz.

A segunda litofácies ocorre subordinadamente, sendo constituída por arcóseos idênticos aos descritos na fácies anterior, mas que tem como característica a presença de estratificações cruzadas tabulares de pequeno porte.

Nas proximidades da área de trabalho há várias exposições de riólito alojados às rochas sedimentares da Formação Passo da Promessa (Figura 5.2.2.3 A e B). Segundo Santos et al.

(1978) e Borba et al. (2007) são provenientes da Formação Acampamento Velho, que aproveitaram a fraqueza da zona de contato entre embasamento e bacia para se posicionarem durante os respectivos eventos magmáticos na forma de intrusões tabulares.

Os riólitos são cinza amarronzados a róseo alaranjado quando moderadamente alterados, com presença de microfenocristais bipiramidais de quartzo com cerca de 1mm dispersos em matriz afanítica, por vezes microcristalina de composição quartzo-feldspática (Figura 5.2.2.3 C, D e E).

Apresenta textura microporfirítica, com microfenocristais euhédricos de quartzo normalmente apresentando faces arredondadas e feições de corrosão magmática (Figura 5.2.2.3 F).

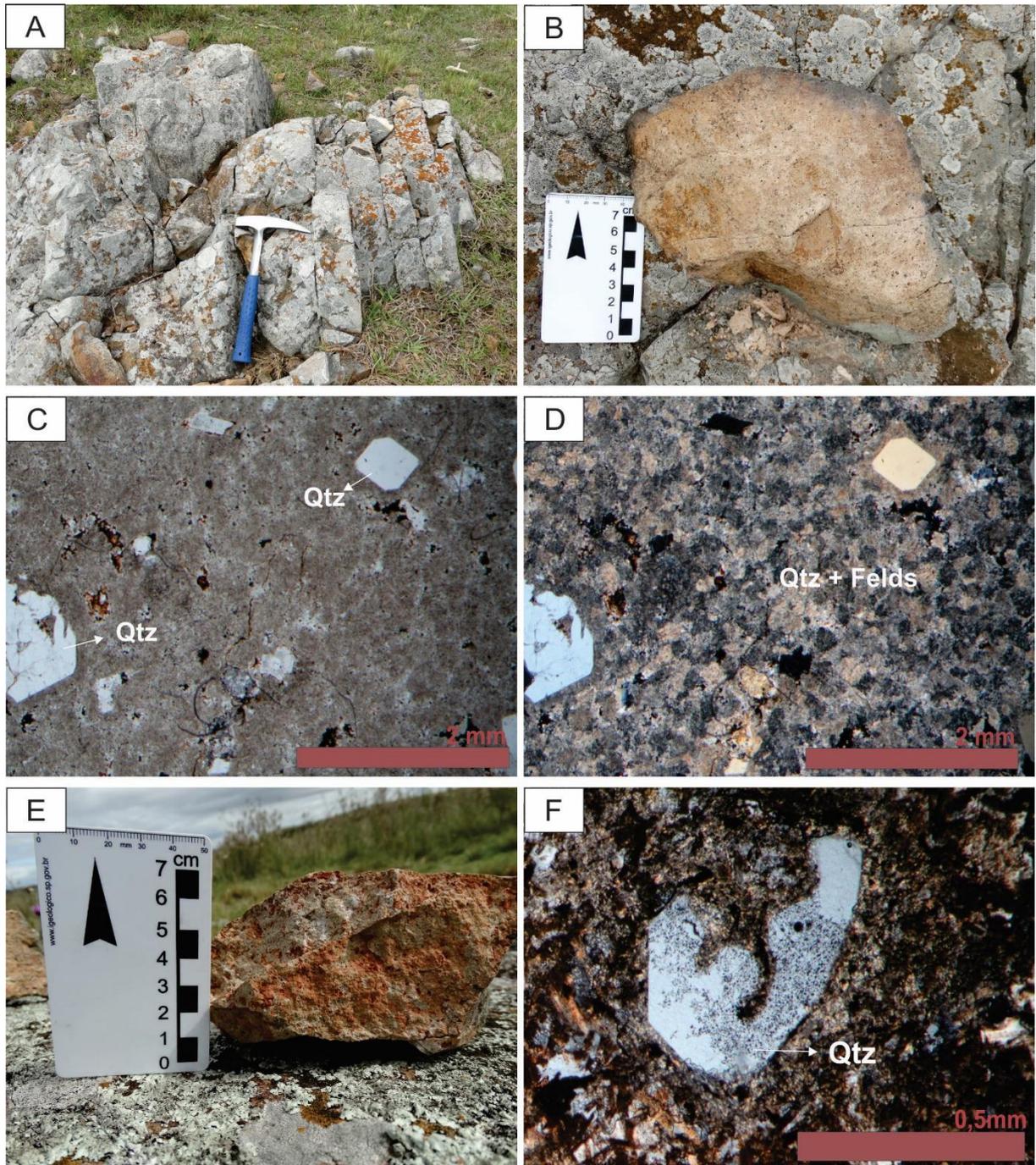


Figura 5.2.2.3. A) Afloramento fraturado de riólito alojado na Formação Passo da Promessa. B) Riólito marrom com microfenocristais bipiramidais de quartzo em matriz afanítica. C) Microfotografia de riólito (aumento de 2,5x). Nicóis descruzados. D) Riólito com microfenocristais bipiramidais de quartzo dispersos em matriz quartzo-feldspática (aumento 2,5x). Nicóis cruzados. E) Amostra de riólito com cavidades milimétricas e microfenocristais bipiramidais de quartzo. F) Microfenocristal de quartzo com feições de corrosão magmática (aumento de 10x). Nicóis cruzados.

5.3. Geologia Estrutural

O início de trabalhos de cunho estrutural, propício para elaborar uma sistemática do quadro tectônico na região da área em estudo, foram realizados por Ribeiro et al. (1966) na Geologia da Quadrícula Caçapava do Sul, onde colocaram em evidência as direções de falhas que afetaram o Escudo Sul-Riograndense.

Devido a características comuns, esses autores, agruparam as falhas em sistemas, nos quais se destacam dois principais: o Sistema de Falhas Irapuá e o Sistema de Falhas Cerrô da Vigia. O primeiro com direções preferenciais nordeste-sudoeste e o segundo com direção noroeste-sudeste.

O Sistema de Falhas Irapuá é posto por Ribeiro et al. (1966) como o de maior importância, relacionado com atividades magmáticas andesíticas e com mineralizações cupríferas, e de maior extensão. É representado pelas falhas de Santa Bárbara e Cêro dos Cabritos.

As falhas de Santa Bárbara de orientação NE-SW, tem uma direção que varia entre N30°E e N10°E. Ela possui uma extensão com mais de cem quilômetros de comprimento e afeta as rochas pertencentes ao Complexo Metamórfico Vacacaí, Grupo Maricá, Crespos e Santa Bárbara, fazendo parte da maior estrutura denominada de *horst* de Caçapava do Sul.

Apresenta uma faixa brechada com várias dezenas de metros de largura, além de inúmeras falhas secundárias associadas, que formam ângulos agudos com a falha principal. Normalmente, na zona de falha principal, além de brechas existentes devido ao deslocamento relativo de blocos, há dobras de arrasto, caracterizada por flexura das camadas ao longo da falha principal.

Com distribuição regional, as falhas Cêro dos Cabritos, tem direção geral N50°E, e afeta as rochas do Grupo Maricá, Formação Crespos e Santa Bárbara. Ao longo destas falhas, além da ampla faixa brechada que pode atingir centenas de metros de largura, é comum diques de andesito também brechados.

Falhas de menor expressão com mesma orientação, por este motivo incluídas no sistema de falhas Irapuá, são interceptadas por falhas de direção NW-SE que fazem parte do sistema de falhas Cêro do Vigia, o que indica a posterioridade do sistema de falhas Irapuá, salientado por Ribeiro (1966a).

Ambos sistemas de falhas estão relacionados a direções marcantes de anisotropia do embasamento, apresentam evidências de reativações sucessivas e estão associadas a contatos

entre as unidades que compõem a bacia e destas com o embasamento (ALMEIDA, 2005; ALMEIDA et al., 2009).

No geral, as unidades que compõem a bacia ocorrem em blocos estruturais, limitados por falhas de alto ângulo, que comportam sucessões basculadas até 60°, com direções variadas, mas predominantemente a NE (ALMEIDA, 2005; ALMEIDA et al., 2009) (Figura 5.3). Eventos deformacionais sobrepostos causaram falhamentos rúpteis, principalmente de natureza transcorrente e normal, bem como blocos inclinados e dobras de arrasto. Falhas inversas são de ocorrência local e sem nível estratigráfico específico, consideradas como resultado dos esforços horizontais responsáveis pelas falhas transcorrentes predominantes (ALMEIDA, 2005).

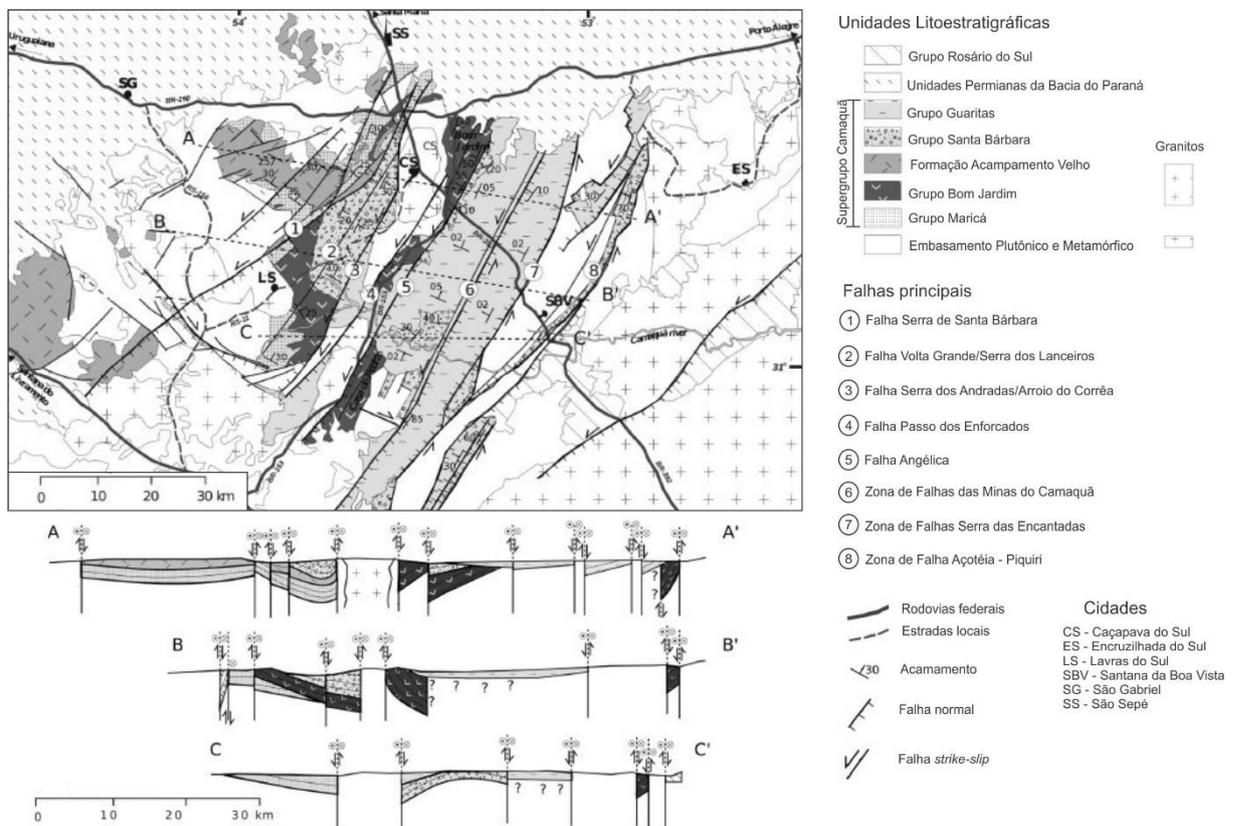


Figura 5.3. Mapa Geológico com as principais estruturas que afetam as rochas da Bacia do Camaquã e áreas adjacentes. Modificado de Almeida (2012).

No registro estratigráfico da bacia são reconhecidas falhas rúpteis de alto ângulo, normais, oblíquas ou transcorrentes, geralmente estriadas e que localmente constituem feixes de falhas com rejeitos expressivos, por vezes associados a dobras de arrasto, verticalização de camadas e raramente brechas tectônicas (ALMEIDA, 2005). Além destas estruturas, nos Grupos Maricá e Bom Jardim (normalmente basculado) também são reconhecidas falhas inversas rúpteis e dobras suaves e abertas (PAIM et al., 2000).

Mesmo com alguns estudos voltados à caracterização estrutural e análise de paleotensões das unidades que hospedam a mineralização das Minas do Camaquã (BETTENCOURT, 1972; SANTOS, 2010; SANTOS et al., 2012; BICCA et al., 2013), ainda são escassos trabalhos que focam na geologia estrutural da bacia e dos litotipos que os compõem, com destaque para o trabalho de Almeida (2005).

No que diz respeito à sua evolução tectônica, apesar de amplamente estudada as ideias divergem tanto no caráter simples ou múltiplo de eventos quanto ao que se refere aos esforços tectônicos vigentes durante a sua formação (TEIXEIRA et al., 2004).

6. COBRE

6.1. Histórico

A descoberta das primeiras ocorrências de cobre no Brasil data do século XIX e ocorreu inicialmente no Ceará (Pedra Verde 1833), depois no Rio Grande do Sul (Camaquã 1865) e na Bahia (Caraíba 1874) (JOST et al., 2010).

Estudos mais sistemáticos sobre as reservas de cobre no Brasil foram desenvolvidos a partir de 1936, sob a responsabilidade do Departamento Nacional de Produção Mineral, que destaca como significativas as ocorrências do minério no Rio Grande do Sul, na Bahia, na Paraíba, Ceará, e em Goiás.

Como dito previamente, é um dos principais metais utilizados na indústria de base, principalmente as indústrias do setor elétrico, do setor de transporte e na construção civil.

Assume a importância nesses setores devido à sua vasta utilidade como insumo básico para diversos meios produtivos, por suas características técnicas, como alta condutibilidade elétrica e térmica, excelente resistência à corrosão, é um metal dúctil, séctil e maleável, possui facilidade de manufatura e de liga com outros metais, ótimas características de abrasão e soldagem, e excelentes condições básicas para deposição eletrolítica (RONCHI *et al.*, 2000).

Ocorre tanto no estado nativo (100% de Cu), quanto constituindo sulfetos como a calcocita (Cu_2S , 79% de Cu), covellita (CuS , 66% de Cu), calcopirita (CuFeS_2 , 34% de Cu), bornita (Cu_5FeS_4 , 56-69% de Cu), além de óxidos, caso da cuprita (CuO , 88% de Cu), carbonatos, como a malaquita ($\text{Cu}_2[(\text{OH})_2/\text{CO}_3]$ 57% de Cu) e azurita ($\text{Cu}_3[\text{OH}/\text{CO}_3]_2$, 55% de Cu) e silicatos, caso da crisocola ($\text{CuSiO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), com teores variáveis de cobre (ABREU, 1973).

Nos últimos anos houve uma melhoria significativa do grau de conhecimento das características geológicas do território nacional, em decorrência da aquisição de novos dados aerogeofísicos de alta resolução e da realização de trabalhos sistemáticos de cartografia geológica em diferentes áreas do país. Isto permitiu a melhor compreensão dos depósitos de cobre conhecidos e o reconhecimento de áreas de favorabilidade para a presença de novos depósitos.

No ano de 2014 as reservas lavráveis brasileiras de cobre somaram 10,84 milhões de t de Cu contido, queda de 3,3% em relação ao ano anterior, com destaques para os estados do Pará (82% do total), Goiás, Alagoas e Bahia. No mesmo ano a produção nacional de concentrado de cobre alcançou um total de 301.197 t em metal contido, aumento de 11,2% em relação ao ano de 2013, com destaque para os estados do Pará (69,3% do total), Goiás (22,2%) e Bahia (8,5%), principais produtores do Brasil (MME, 2016).

Em termos mundiais, as reservas de minério de cobre registram em 2014 um total de 703 milhões de toneladas em metal contido, quantidade 1,9% superior ao ano de 2013. Já a produção de concentrado, em metal contido, alcançou, no mesmo ano, uma quantidade de 18,71 milhões de toneladas, acréscimo de 2,5% em relação ao ano anterior. Os principais produtores do metal concentrado foram, Chile (31,0% do total), China (8,7%), Peru (7,5%), EUA (7,3%), Austrália (5,3%), e Brasil (1,6) (MME, 2016).

Os depósitos de cobre ocorrem, de forma natural, em várias maneiras. Podem formar-se tanto por segregação magmática, o que inclui os importantes depósitos na região do Lago Superior, em Michigan (E.U.A.), das ocorrências do oeste do Estado do Paraná, como por deposição hidrotermal, substituição metassomática, sedimentação e oxidação superficial com enriquecimento supergênico.

Distinguem-se, usualmente, dois tipos principais de jazidas: filões e depósitos disseminados. No primeiro caso, as jazidas são geralmente de teores mais elevados e de pequenas dimensões, enquanto que os depósitos disseminados constituem grandes volumes, porém de baixos teores. A maioria destas são representadas por depósitos de cobre pórfiro, jazidas associadas a intrusões de monzonitos pórfiros de idade mesozoica ou terciária que constituem as grandes jazidas dos E.U.A., dos Andes (Peru e Chile) e África (Rodésia, Zâmbia, Catanga).

6.2. Modelo Hidrotermal Magmático

Depósitos minerais hidrotermais ocorrem em ambientes geológicos diversificados, originados a partir de processos geológicos complexos. A conexão existente entre eles é de que todos são originados a partir de fluidos aquosos quentes e que depositaram uma massa de minerais a partir da solução original mais ou menos modificada, com um limitado campo de minerais concentrados, como sulfetos. (SKINNER, 1997).

A circulação de fluídos quentes (cerca de 50 a $> 500^{\circ}\text{C}$) lixivia, transporta, precipita a carga mineral em resposta às mudanças nas condições físico químicas e é, por isso, invariavelmente acompanhada por alterações. A alteração da rocha pela passagem de fluidos é marcada pelo desenvolvimento de assembleia mineral que é diferente da original e reflete na composição da rocha, assim como nas propriedades e quantidade de fluido que atravessou o sistema (ROOB, 2005).

Os precipitados formam minérios que sempre estão associados, espacial e geneticamente, às zonas onde as rochas foram alteradas ou, como conhecidas, zonas de alteração hidrotermal (BIONDI, 2003). Isso envolve uma série de processos metassomáticos (troca de componentes químicos entre os fluidos e as rochas encaixantes) nos quais o metassomatismo alcalino e H^+ possuem particular importância, especialmente em sistemas hidrotermais relacionados com rochas ígneas (PIRAJNO, 2009).

De modo geral, os principais fatores que controlam os processos de alteração são a natureza das rochas encaixantes, composição dos fluidos, concentração, atividade e potencial químico dos componentes dos fluidos, como H^+ , CO_2 , O_2 , K^+ , S_2 etc. Em sistemas epitermais, mais importante do que a composição da rocha encaixante é a porosidade da mesma, temperatura e composição do fluido (PIRAJNO, 1992).

O modelo hidrotermal magmático para as Minas do Camaquã foi proposto inicialmente por Carvalho (1932), Teixeira (1937), Leinz & Almeida (1941) e Costa Filho (1944) e perdurou até a metade dos anos setenta. Posteriormente, Beckel (1990) propôs para as Minas do Camaquã um modelo do tipo cobre pórfiro.

A origem hidrotermal magmática para o depósito das Minas do Camaquã foi baseada no fato que os filões (minério econômico) possuem até um metro de espessura, são discordantes, epigenéticos e foram capazes de produzir alterações mineralógicas (no contato filão-rocha encaixante) como silicificação e argilização, além de disseminações (LAUX & LINDENMAYER, 2000). Ademais, os filões formam zonas brechadas e juntas penadas (zona

de *stockwork*), com fraturas e brechas interligadas. Segundo os mesmos autores, as mineralizações cupríferas “clássicas” encontradas em toda Bacia do Camaquã mostram distribuição regional marcadamente linear, segundo falhamentos na direção N20E.

Das hipóteses genéticas propostas para a mineralização das Minas do Camaquã, os modelos que mais parecem similares às características das ocorrências de cobre localizadas no norte da bacia são:

a) Cobre Pórfiro: Os depósitos minerais do tipo pórfiro são produtos da atuação de grandes sistemas hidrotermais relacionados com a colocação de plútons, em pequenas profundidades, e seu resfriamento (LAUX & LINDENMAYER, 2000). Possuem íntima relação espacial e genética com as partes apicais da intrusão do granitoide e possuem minérios disseminados e dispersos em fraturas, fissuras (BIONDI, 2003). Estão relacionados com ambiente subvulcânico, plutônico ou vulcânico, relacionados com zonas de subducção (arco de ilha ou margem continental ativa) e geralmente correspondem a depósitos de alta tonelagem e de baixo teor.

O modelo para este tipo de depósito implica em fraturamento das encaixantes e alteração hidrotermal pervasiva das mesmas, aonde é possível reconhecer diversas zonações: a alteração potássica, central e mais profunda; externamente à esta, a zona fílica e/ou sericitica (onde a quantidade total de cobre atinge seu máximo) e, mais afastada do foco térmico, a zona propilítica, que pode ser interrompida por zona de alteração argílica intensa (BIONDI, 2003, LAUX & LINDENMAYER, 2000).

Em relação às características observadas nas Minas do Camaquã, um dos poucos pontos favoráveis que comportam para este tipo de modelo seria o ambiente de arco magmático que possivelmente foi desenvolvido no final do Brasiliano (LAUX & LINDENMAYER, 2000). Em contrapartida, a presença de um corpo intrusivo e de zonas de alteração hidrotermal pervasivas nunca foi identificada. A alteração hidrotermal das Minas do Camaquã é subordinada e expressa sob a forma de cloritização, silicificação, sericitização, argilização e sulfetação.

b) Modelo Epitermal: Depósitos epitermais, por definição, se formam sob temperaturas relativamente baixas e em ambientes próximos à superfície, a partir de sistemas hidrotermais normalmente dentro de 1,5 km da superfície da Terra, na forma de veios ou disseminações (BIONDI, 2003). Geralmente estão associados com vulcanismo

continental ou magmatismo e possuem três tipos principais, a depender da mineralogia de alteração presente: depósitos epitermais de alta sulfetação, de baixa sulfetação e de sulfetação intermediária (BIONDI, 2003).

O tipo de alta sulfetação tem gênese ligada a fluidos ácidos e oxidados, formado próximo a fontes magmáticas de calor e espacialmente associados a Cu-Au pórfiros. Neste tipo de depósito, são descritos sulfetos como enargita e luzonita. O tipo de baixa sulfetação, por sua vez, contém pirita, esfalerita e calcopirita e ocorre em uma posição distal em relação à fonte de calor. É originado a partir de fluidos reduzidos com pH quase neutro (BIONDI, 2003, ROOB, 2005, PIRAJNO, 2009).

Este modelo foi suportado pelo claro controle estrutural da mineralização de cobre, hospedada em veios discordantes e *stockworks*, aliado à faixa de temperaturas moderadas e pela baixa salinidade dos fluidos mineralizantes (LAUX et al., 2005). Em contrapartida, a paragênese mineral complexa típica de depósitos epitermais, padrões de alteração típicos e ambiente tectônico favorável estão ausentes nos corpos de minério de Camaquã (LAUX & LINDENMAYER, 2000, LAUX et al., 2005).

6.3. Considerações a respeito do modelo genético

Mineralizações de Cu (Au) e de outros metais básicos estão distribuídas em diferentes níveis estratigráficos em toda Bacia do Camaquã e em diferentes litotipos do embasamento metamórfico, representado pelo Escudo Sul-Riograndense. Com esta ampla gama de contextos geológicos e metalogenéticos distintos, é de se esperar que esta região tenha sido palco de diversos e distintos eventos mineralizantes, de diferentes gêneses. Apesar de não ter sido descrito uma fonte ígnea responsável pela mineralização magmática-hidrotermal/epitermal da Minas do Camaquã ou outros depósitos e ocorrências minerais, é indiscutível o fato da região estar localizada ao redor de diversos granitos brasileiros, como os granitos Lavras, São Sepé e Caçapava. Além disso, é necessário considerar uma possível contribuição das rochas magmáticas da própria bacia na gênese das diversas mineralizações.

O trabalho de Remus et al. (2000) discute a relação entre a mineralização de cobre em rochas do embasamento (sequência metassedimentar metamorfizada) e o granito Caçapava, além da relação entre a mineralização dos depósitos das Minas do Camaquã e Santa Maria e as rochas do embasamento. Ocorrências em que o cobre está hospedado nas rochas da sequência vulcanossedimentar – como de Andradas, Santa Bárbara e Ciocari - mostram gênese ligada a

uma fonte sedimentar com clara contribuição de uma fonte magmática. Os autores concluem que as rochas do embasamento não poderiam ter sido a principal fonte para os depósitos das Minas do Camaquã e Santa Maria, mas não discutem a relação com o granito Caçapava.

Para o depósito das Minas do Camaquã ainda carecem de estudos profundos que investigam a relação entre a mineralização e os granitoides presentes na região. A partir das características estratigráficas geoquímicas e isotópicas, Laux et al. (2005) propõe origem hidrotermal-epitermal ou, alternativamente, hidrotermal-magmática distal para as Minas do Camaquã. Até o advento de estudos mais profundos, este parece ser o modelo metalogenético mais consistente para esta região.

7. FUNDAMENTOS TEÓRICOS DOS MÉTODOS GEOFÍSICOS

7.1 Geofísica Aplicada

A geofísica, como sugere Musset e Khan (2000), é baseada na aplicação de métodos físicos voltados para o estudo da Terra. Deste modo, detém a capacidade de investigação dos materiais localizados em subsuperfície através da utilização dos contrastes existentes entre as propriedades físicas das rochas, possibilitando seu mapeamento, e através da interpretação desses registros obter a localização dos corpos mineralizados e estruturas geológicas presentes.

O sucesso na prospecção geofísica, então, depende das características que diferenciam o objeto foco de estudo (minerais de minério, rochas, dentre outros) dos demais que o rodeiam, e logicamente da escolha adequada do método geofísico empregado de acordo com as especificidades geológicas da área.

Possui ampla aplicabilidade na indústria de óleo e gás natural, que através do desenvolvimento de métodos baseados na variação das propriedades elásticas das rochas e métodos sísmicos, conseguem determinar grandes estruturas como falhas, anticlinais, sinclinais e rochas reservatório.

É uma importante ferramenta na prospecção de minerais, que normalmente utilizam métodos que medem a variação da condutividade elétrica, corrente natural da Terra, taxa de decaimento das diferenças potenciais artificiais introduzidas no solo, variações locais de gravidade, magnetismo e radioatividade, fornecendo informações sobre a natureza das estruturas abaixo da superfície, permitindo determinar os lugares mais favoráveis dos depósitos minerais procurados (TELFORD et al., 1990).

Os métodos geofísicos, ao longo do tempo, sofreram evoluções, aperfeiçoamentos e foram adaptados para atingir as necessidades de seus inúmeros campos de atuação. Com algumas limitações eles podem ser aplicados em vários ambientes: na superfície terrestre, com aparelhos portáteis; através de transporte aéreo (com restrições de métodos), e por meio de navios, voltado para investigação do assoalho oceânico. A vantagem é que observações são feitas em subsuperfície usando medidas retiradas na superfície (MUSSET e KHAN, 2000).

Na pesquisa mineral são mais comuns os métodos com aplicabilidade na superfície terrestre e aerotransportados. Dentre eles estão incluídos o magnetométrico, gravimétrico, eletrorresistividade, polarização induzida, potencial espontâneo, eletromagnético e gamaespectométrico.

As condições geológicas oferecidas pela área onde será realizado este trabalho, principalmente o contexto geológico local, permitirá a utilização dos métodos de eletrorresistividade e polarização induzida para atingir os objetivos propostos.

7.2 Eletrorresistividade

Dentre todos os métodos geofísicos existentes, a eletrorresistividade se enquadra no grupo dos métodos conhecidos como geoeletricos. Ele é usado no estudo de descontinuidades horizontais e verticais, nas propriedades elétricas do solo, e também na detecção de corpos tridimensionais de condutividades elétricas anômalas (KEAREY et al., 2002). Contudo, pesquisas de resistividade medem a variação da resistência elétrica, ou condutividade, proporcionada pelas diferentes propriedades físicas que as rochas e minerais oferecem (MUSSET & KHAN, 2000).

Grande parte das rochas que compõem a crosta terrestre são constituídas de minerais modais que possuem baixa condutividade elétrica, o que torna o método dependente da quantidade de água subterrânea que preenchem os poros e/ou estruturas, e dos sais nela dissolvidos. Portanto, a corrente elétrica é transportada principalmente pelos íons contidos na água, tendo como principal composto o cloreto de sódio. Alguns metais e minerais que contêm enxofre em sua composição química, conduzem corrente elétrica de maneira eficiente por fluxo de elétrons, sendo importantes na prospecção de minérios sulfetados (MILSON, 2003).

Embora existam métodos geofísicos que fazem uso de fontes naturais de corrente elétrica, o método da eletrorresistividade utiliza fontes artificiais de corrente para produzir

potencial elétrico. A fonte pode produzir corrente direta ou corrente alternada de baixa frequência (0.1 – 30 Hz) (KNODEL et al., 2007).

Levantamentos de resistividade investigam a subsuperfície pela passagem de corrente elétrica por meio de eletrodos inseridos no solo. Tradicionalmente, técnicas, de outro modo, tem sido designada para determinar a estrutura vertical das camadas da terra, como a sondagem elétrica vertical, SEV, ou variação lateral, como perfilagem elétrica; entretanto, métodos de imageamento elétrico mais sofisticados estão sendo cada vez mais usados quando há ambas variações, lateral e vertical.

7.2.1. *Corrente elétrica - Fundamentos*

A matéria é feita de átomos, que podem ser convenientemente visualizados como um pequeno núcleo, de carga positiva, composto por prótons e nêutrons, cercado por elétrons de carga negativa. Normalmente, a quantidade de cargas positivas e negativas são iguais, o que gera equilíbrio e neutralidade elétrica. Somente quando há desequilíbrio faz um corpo ter uma carga, e suas propriedades elétricas tornam-se aparentes. Na aplicação da resistividade o interesse é com o movimento, ou fluxo, de cargas através das rochas, ao invés de desequilíbrio.

Para um fluxo de cargas elétricas ao redor de um circuito fechado, Musset e Khan (2000), faz uma analogia de um circuito elétrico com fluxo de água através de canos (Figura 7.2.1.1a e b).

Da mesma forma que um fluxo de água é uma corrente, o fluxo de carga é uma corrente elétrica, onde, por convenção, tem seu sentido de movimento do fluxo positivo (+ve) para o negativo (-ve). Porém, a movimentação dos elétrons é no sentido oposto.

A corrente elétrica é medida em amperes (amps.). Não é uma quantidade real de carga elétrica em desequilíbrio existente em algum instante, mas a quantidade que passa em qualquer ponto do circuito em 1 segundo. As cargas passam pelo circuito muitas vezes, assim como a água circula repetidas vezes em torno de um sistema de aquecimento central.

Assim como a diferença de pressão entre as extremidades da tubulação é necessária para fazer a água fluir, para gerar um fluxo de corrente elétrica também é necessária uma diferença de “pressão” elétrica. Chamada de diferença de potencial (d.p) e tem como unidade de medida o volt (V).

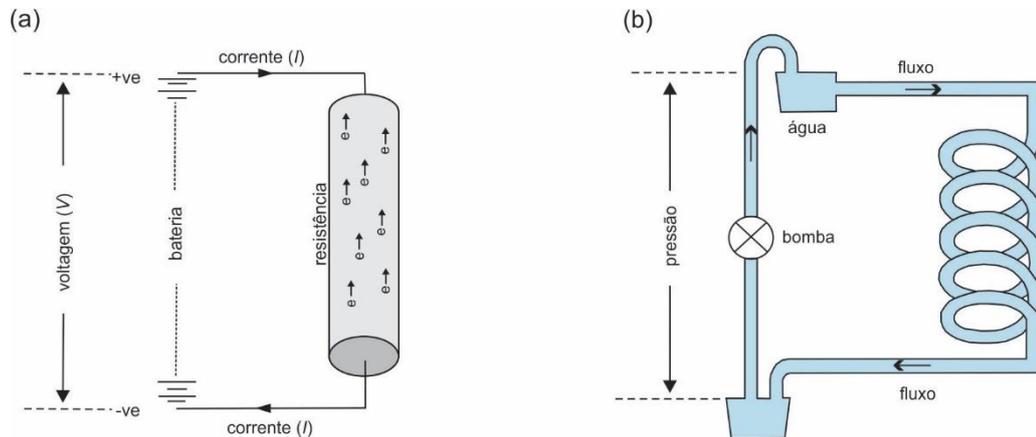


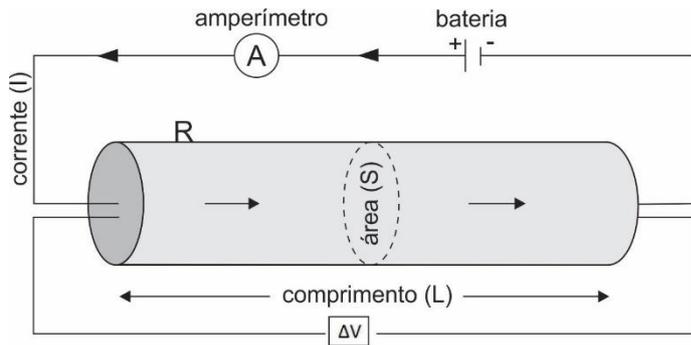
Figura 7.2.1.1. Analogia entre corrente elétrica e água. Modificado de Musset e Khan (2000).

Em 1827, o cientista Georg Simon Ohm estabeleceu que a corrente elétrica I em um fio condutor é proporcional a diferença de potencial ΔV através dele, onde R é a resistência do condutor, que tem por unidade de medida o *ohm* (Ω). Essa simples proporção de corrente para diferença de potencial é chamada de Lei de Ohm, e é expressa pela equação:

$$\Delta V = R.I \quad \text{(Equação 1)}$$

O inverso da resistência é chamado de condutância de um circuito, sua unidade de medida é a inversa de *ohm* (Ω^{-1}), unidades esta que pode ser chamada de *mho* ou *siemens* (S) (LOWRIE, 2007).

Observações experimentais em fios diferentes do mesmo material mostrou que fios longos tem uma resistência maior do que fios curtos, e um fio fino tem uma resistência maior do que um fio espesso. Portanto, a resistência de um dado material é proporcional ao seu comprimento (L) e inversamente proporcional a sua área da seção transversal (S) (Figura 7.2.1.2). O valor da resistência também depende do tipo de material e de sua forma. Exemplo dado a um fio de cobre que tem menor resistência do que um de chumbo com as mesmas dimensões, enquanto um fio longo e fino tem maior resistência do que um curto e grosso de mesmo material. Quando dobra o comprimento a resistência duplica, mas dobrando a área da seção transversal a resistência cai pela metade, assim como dobrar a área da seção transversal de um tubo dobraria a taxa de fluxo de água dele (MUSSET & KHAN, 2000) (Figura 7.2.1.2).



$$\rho = \frac{R \cdot S}{L} \quad (\text{Equação 2})$$

ρ = resistividade elétrica (ohm.m)
 R = resistência elétrica (ohm)
 S = área da seção transversal do cilindro (m²)
 L = comprimento do cilindro (m)
 ΔV = diferença de potencial (volt)

Figura 7.2.1.2. A resistência de um fio (homogêneo e isotrópico) depende parcialmente de suas dimensões. Modificado de Musset e Khan (2000).

A constante de proporcionalidade ρ é a resistividade do condutor. Ela é uma propriedade física do material do condutor, que expressa sua capacidade de se opor a um fluxo de carga. O inverso de resistividade é chamado de condutividade do material, denotada σ . A unidade de medida da resistividade é *ohm-metro* ($\Omega \cdot m$) e a de condutividade é o inverso *ohm-metro* ($\Omega^{-1} m^{-1}$) (LOWRIE, 2007).

7.2.2. Propriedades elétricas nas rochas

A resistividade elétrica (ρ), como dito anteriormente, é uma medida da dificuldade que a corrente elétrica encontra para sua passagem em um dado material, sendo uma das principais propriedades elétricas dos materiais geológicos.

Nas rochas e solos a resistividade depende, dentre outros, dos seguintes fatores predominantes: porosidade, composição mineralógica, grau de saturação, resistividade do fluido que preenche os vazios (em função da concentração de sais dissolvidos no fluido), tamanho e forma das partículas sólidas, e da temperatura e estado da solução aquosa contida nos poros ou nas estruturas das rochas.

A propagação da corrente nesses materiais, segundo Lowrie, (2007) e Telford et al., (1990), pode ocorrer através de três diferentes mecanismos de condução, dentre elas, a eletrônica, dielétrica e condução eletrolítica. A condução eletrônica ocorre em metais e cristais, condução dielétrica em isolantes, e a eletrolítica em líquidos.

- *Condução eletrônica* é típica de um metal (ex. materiais geológicos que tem metal em sua composição). Os elétrons livres em um metal têm uma velocidade média alta (cerca de $1.6 \times 10^6 \text{ ms}^{-1}$ no cobre). Eles colidem com os átomos do

metal, que ocupam lugares fixos, e saltam para fora em direções aleatórias. Quando um campo elétrico é aplicado, os elétrons adquirem uma velocidade de deriva comum, que é imposta nos seus movimentos aleatórios, então eles se movem em uma velocidade muito menor (cerca de $4 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-1}$ no cobre) na direção do campo. A resistividade é determinada pelo tempo livre médio entre colisões. Se um arranjo atômico causa colisões frequentes, a resistividade é alta, ao passo que um longo tempo livre médio entre colisões resulta em baixa resistividade. A resistividade de alguns minerais (ex. silicatos) é mais alta do que a de um condutor, porém inferior à de um isolante. Eles são chamados de semicondutores.

- *Condução dielétrica* ocorre em condutores pobres ou isolantes, que contém poucos elétrons livres ou nenhum. Sob a influência de um campo elétrico externo variável, os elétrons atômicos são ligeiramente deslocados em relação ao seu núcleo; esta ligeira separação relativa de cargas negativas e positivas é conhecida como *polarização dielétrica* do material e ela produz uma corrente conhecida como *corrente de deslocamento*.
- *Condução eletrolítica* ocorre em soluções aquosas que contém íons livres. A molécula de água é polar com um forte campo elétrico que quebra moléculas de sais dissolvidos em íons de carga positiva e negativa. Como exemplo, em uma solução salina, a molécula de cloreto de sódio (NaCl) dissocia em íons de Na^+ e Cl^- . A solução é chamada de *eletrólito*. Os íons no eletrólito são mobilizados por um campo elétrico, que gera um fluxo de corrente. Carga elétrica é transportada por íons positivos na direção do campo e íons negativos para direção oposta. A resistividade de um eletrólito pode ser entendida pela analogia com o fluxo de água através de um tubo parcialmente bloqueado. A corrente elétrica no eletrólito envolve o transporte físico de material (íons), que resulta em colisões com as moléculas do meio (eletrólito), causando resistência ao fluxo. Condução iônica é, portanto, mais lenta do que condução eletrônica.

Dentre os tipos de condução elétrica citados, a eletrolítica, é o principal tipo de condução que ocorre no meio geológico. De acordo com McNeil, (1980) o fluxo de corrente elétrica nos

materiais geológicos é do tipo iônico ou eletrolítico, e acontece em relação ao percentual de saturação em água e o grau de porosidade da matriz do material.

Uma grande diferença entre sedimentos não consolidados e rochas está no tipo de geometria dos poros. Em rochas sedimentares a porosidade é geralmente intergranular, que consiste em cavidades ainda remanescentes do processo de compactação.

A porosidade de rochas ígneas e metamórficas, geralmente, são extremamente pequenas, o que eleva consideravelmente sua resistividade (Figura 7.2.2). No entanto, contém fraturas, normalmente preenchidas por soluções aquosas, que podem ser suficientemente grandes e numerosas para gerar condutividade elétrica (McNEIL, 1980).

Para Gandolfo (2007), solos com granulometrias mais finas tendem a conduzir melhor a corrente elétrica. Solos argilosos conduzem melhor a corrente do que solos arenosos, devido a certas propriedades de suas partículas que mantêm a água por adesão. Em solos superficiais, os valores de resistividade variam de acordo com o grau de compactação.

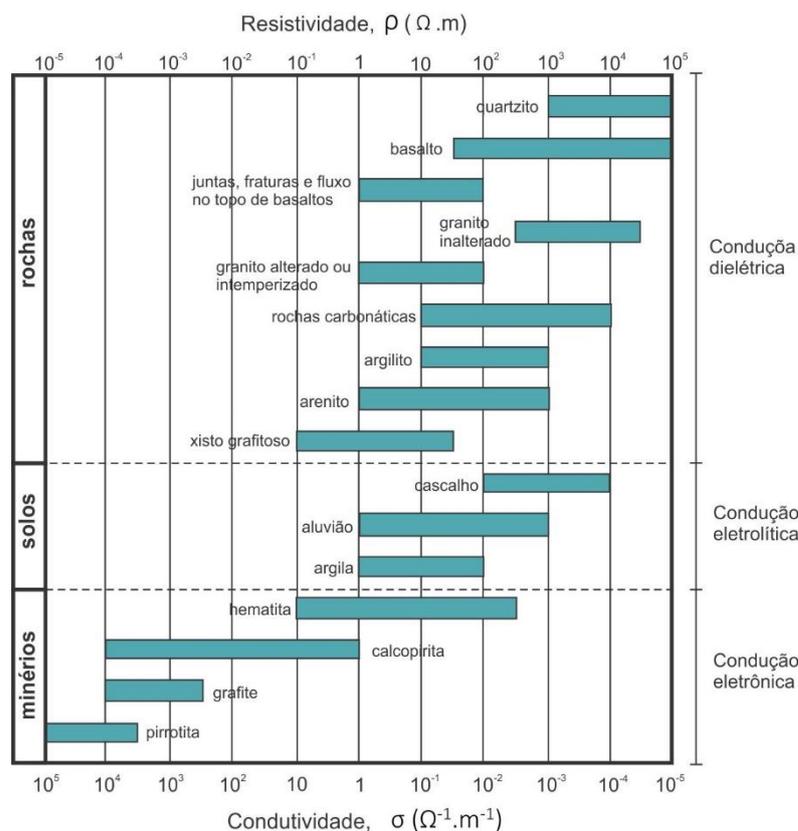


Figura 7.2.2. Intervalo de resistividade elétrica de algumas rochas, solos e minérios comuns. Modificado de Lowrie (2007).

7.2.3 Corrente elétrica nas rochas

Em geral, levantamentos geofísicos realizados por métodos de resistividade aplicam corrente direta por meio de fontes artificiais para produzir um campo de potencial elétrico em subsuperfície.

Em quase todos métodos de resistividade os arranjos são compostos por quatro eletrodos inseridos na superfície do terreno. A corrente é introduzida no solo através de dois eletrodos pontuais (A, B) e a diferença de potencial é medida pelos outros dois eletrodos (os eletrodos de potencial M e N) (Figura 7.2.3). O objetivo de gerar e medir a diferença de potencial é para determinar a distribuição espacial da resistividade em subsuperfície.

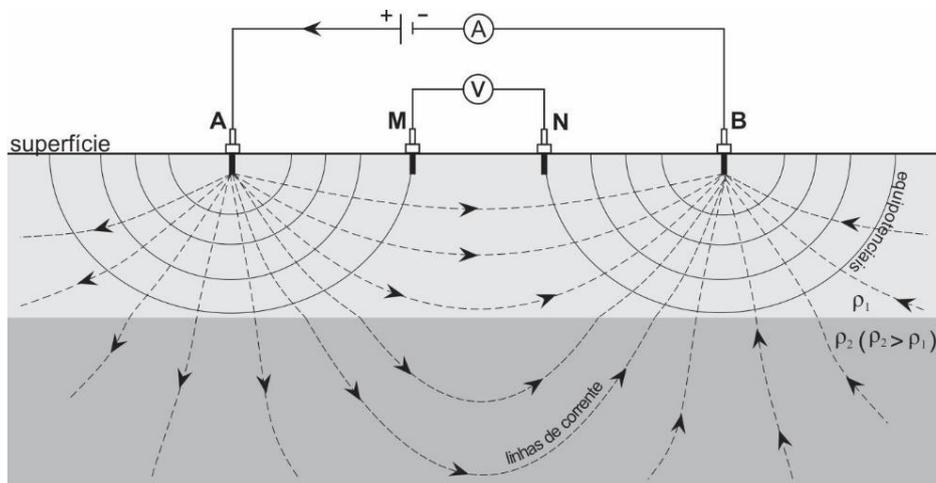


Figura 7.2.3. Caminho do fluxo de corrente em subsuperfície através de um meio estratificado (heterogêneo). Apresenta de maneira esquemática duas camadas de diferentes resistividades. Camada superior com resistividade menor do que a camada inferior. Arranjo composto por quatro eletrodos, sendo A e B eletrodos de corrente e M e N de potencial.

Com a diferença de potencial entre os eletrodos M e N, a corrente introduzida através de A e B, e a configuração dos eletrodos conhecidas, a resistividade da subsuperfície pode ser determinada.

O fluxo de corrente elétrica no meio físico é estabelecido a partir da diferença de potencial entre duas extremidades. Em um modelo de subsuperfície homogêneo e isotrópico, o potencial elétrico diminui radialmente conforme a distância da fonte, de modo a construir superfícies semi-esféricas concêntricas como o mesmo valor de potencial (equipotenciais). As linhas de fluxo de corrente são estabelecidas em direções perpendiculares às superfícies equipotenciais, no sentido do maior para o menor potencial elétrico (ROBINSON, 1988) (Figura 7.2.3).

Levando em consideração um meio homogêneo e isotrópico, a inserção de corrente elétrica I pelos seus respectivos eletrodos, gera um potencial resultante V que pode ser medido através dos eletrodos M e N da seguinte maneira:

$$V_M = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) \quad (\text{Equação 3}) \quad V_N = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \quad (\text{Equação 4})$$

Em termos práticos, não é medido o potencial de cada eletrodo, mas sim a diferença de potencial entre os dois eletrodos. Então, a diferença de potencial entre os eletrodos M e N será:

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

A partir da corrente elétrica introduzida e da determinação da diferença de potencial por ela produzida, pode-se então, calcular o valor da resistividade ρ do meio investigado mediante a seguinte equação:

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

Contudo, o valor da resistividade obtido corresponderá, de fato, a resistividade verdadeira do meio quando este for homogêneo e isotrópico. Em contrapartida, materiais geológicos são, em grande parte, heterogêneos e anisotrópicos, deste modo, apresenta resistividades contrastantes em meios estratificados que podem causar perturbações nas superfícies equipotenciais e desvios no caminho da corrente durante o percurso (Figura 7.2.3).

Neste contexto, o valor medido não define a distribuição real das resistividades, mas um conjunto de interferências das resistividades dos diversos componentes geológicos do meio físico subsuperficial. O parâmetro obtido em função das heterogeneidades intrínsecas do meio geológico representa uma média ponderada das resistividades de cada um dos materiais presentes entre as equipotenciais medidas (ROBINSON, 1988), e é denominado de resistividade aparente (ρ_a). Este parâmetro pode ser calculado aplicando a mesma expressão válida para os meios homogêneos:

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

O fator K tem dimensões de comprimento e depende unicamente da geometria relacionada à disposição dos quatro eletrodos (A, B, M e N) em superfície. E pode ser obtido pela seguinte expressão:

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \quad (\text{Equação 8})$$

A unidade de medida da resistividade aparente é dada em *ohm.m*, da mesma forma do que a resistividade “verdadeira”, constituindo a base para a interpretação dos dados de eletrorresistividade.

Em um modelo de subsuperfície homogênea, a resistividade aparente é exatamente igual à resistividade “verdadeira”.

7.2.4. Técnicas e arranjos

As técnicas de investigação são suporte prático para o desenvolvimento do levantamento geofísico em campo, aplicadas com vista ao estudo das variações dos parâmetros físicos obtidos nos materiais geológicos (BRAGA, 2006). Os dois principais procedimentos para levantamentos de resistividade e cargabilidade são a sondagem elétrica vertical (*vertical electrical sounding*) e imageamento elétrico (*electrical profiling*), utilizados neste trabalho.

O imageamento elétrico resulta em modelagem bidimensional da superfície, onde são consideradas as mudanças do parâmetro medido tanto na direção vertical como horizontal (LOKE, 2000). Uma série de medidas é obtida através do movimento progressivo do arranjo de eletrodos a partir de um lugar para outro ao longo de um perfil (ROBINSON, 1988, MUSSET & KHAN, 2000, KEAREY et al., 2002).

Os resultados obtidos no imageamento elétrico podem ser expressos por meio de mapas (a uma ou mais profundidades determinadas), ou de seções contendo várias profundidades de investigação. Quanto maior o espaçamento utilizado entre os eletrodos, maior a profundidade de investigação.

Diante da semelhança dos procedimentos de aquisição de dados de eletrorresistividade e polarização induzida, ambos são realizados concomitantemente. O requisito fundamental para a aquisição de medidas de resistividade/cargabilidade da subsuperfície é a introdução de corrente elétrica no solo através de um par de eletrodos de corrente (C_1 e C_2) e medição da tensão (d.d.p.) através dos eletrodos de potencial (P_1 e P_2). A corrente flui ao longo dos trajetos

que conduzem da fonte ao receptor pela diferença de potencial estabelecida entre os eletrodos de corrente e potencial.

No caso dos arranjos Wenner e Schumberger, os eletrodos de corrente são posicionados nas extremidades e os de potencial inseridos no espaço entre os eletrodos de corrente, todos dispostos de maneira retilínea à superfície (Figura 7.2.4).

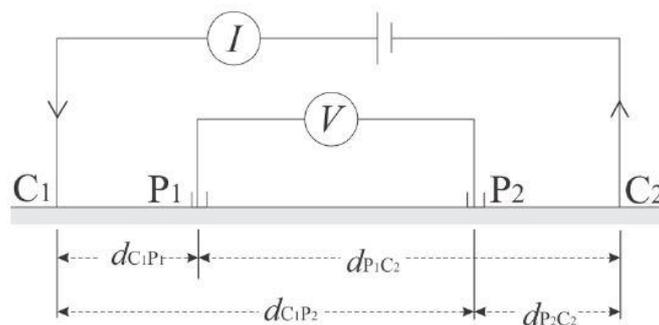


Figura 7.2.4. Configuração geral de quatro eletrodos para medidas de resistividade, que consiste em um par de eletrodos de corrente (C_1 e C_2) e um par de eletrodos de potencial (P_1 e P_2) (LOWRIE, 2007).

7.2.4.1. Arranjo Wenner

A configuração do arranjo Wenner é a mais simples, uma vez que os eletrodos de corrente e potencial são mantidos a um mesmo espaçamento “a” entre si (KEAREY et al., 2002) (Figura 7.2.4.1).

Na técnica de imageamento elétrico, o espaçamento é mantido constante e todos os quatro eletrodos são movidos ao longo de uma linha, e em seguida ao longo de outra linha e assim por diante (TELFORD, 1990).

Comparado a outros arranjos, o Wenner, atinge profundidade moderada de investigação e intensidade de sinal mais forte. Possui maior sensibilidade a variações verticais (estruturas horizontais) em relação às variações horizontais de resistividade (estruturas verticais) e, por este motivo, são prejudicadas com o aumento progressivo do espaçamento entre eletrodos (LOKE, 2000).

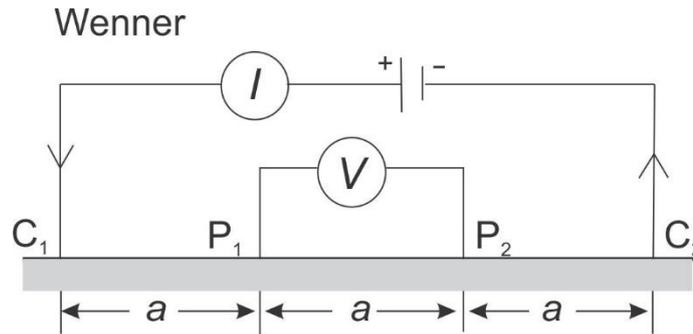


Figura 7.2.4.1. Disposição dos eletrodos de corrente e potencial em arranjo Wenner (LOWRIE, 2007).

7.2.4.2. Arranjo Schlumberger

A configuração do arranjo Schlumberger envolve quatro eletrodos (dois eletrodos de corrente C_1 e C_2 e dois eletrodos de potencial P_1 e P_2) dispostos de maneira retilínea à superfície do terreno. Entretanto, os eletrodos de corrente são espaçados entre si 1 a 5 vezes em relação ao espaçamento dos eletrodos de potencial (TELFORD et al., 1990) (Figura 7.2.4.2).

Nos levantamentos de sondagem elétrica vertical, os eletrodos de corrente são movimentados lateralmente sem a necessidade de mover os eletrodos de potencial (que devem estar separados a uma distância fixa). Nos levantamentos de imageamento elétrico, os eletrodos de potencial possuem um espaçamento fixo “a”, que é apenas uma pequena proporção do espaçamento dos eletrodos de corrente “L”. A expansão progressiva dos eletrodos de corrente pode gerar valores muito grandes de “L” e exigir o aumento no valor de “a” para que seja mantido um potencial mensurável (KEAREY et al., 2002). Portanto, nos levantamentos de imageamento elétrico, os eletrodos de potencial também são movidos conforme o avanço progressivo da aquisição de dados ao longo da seção.

O arranjo Schlumberger mostra superioridade em quesitos de praticidade e qualidade, uma vez que as leituras estão menos sujeitas às interferências produzidas por ruídos indesejáveis e menos susceptíveis a erros interpretativos em terrenos não homogêneos (LOKE, 2000). Em comparação com o arranjo Wenner, o arranjo Schlumberger permite investigações em maiores profundidades (cerca de 15%) e alta intensidade de sinal.

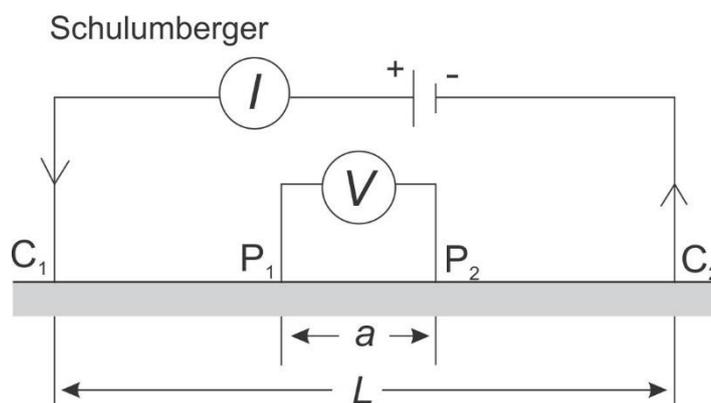


Figura 7.2.4.2. Disposição dos eletrodos de corrente e em arranjo Schlumberger (LOWRIE, 2007).

7.2.4.3. Arranjo Wenner-Schlumberger

Este é um arranjo híbrido que combina os arranjos Wenner e Schlumberger e que considera um conjunto de eletrodos dispostos com um mesmo espaçamento constante, diferentemente do arranjo Schlumberger clássico (Loke, 2000). O espaçamento entre os eletrodos $C_1P_1 = C_2P_2$ é um fator “n” do espaçamento “a” entre os eletrodos P_1 e P_2 . Depois de realizadas as leituras no primeiro nível de investigação ($n = 1$) de modo semelhante ao arranjo Wenner clássico, é aumentado o fator “n” para investigação de níveis mais inferiores (Borges, 2007). Neste raciocínio, do segundo ao sexto nível de investigação é utilizado o arranjo Schlumberger clássico, e, no sétimo nível, o arranjo Wenner, e assim por diante (Figura 7.2.4.3).

O arranjo Wenner-Schlumberger foi utilizado na aquisição dos dados geofísicos deste trabalho por proporcionar maior profundidade de investigação em relação ao arranjo Wenner e melhor razão sinal/ruído em relação ao arranjo Dipolo-Dipolo. Em áreas onde são esperadas estruturas geológicas horizontais e verticais, este arranjo pode ser um bom compromisso entre o Wenner e Dipolo-Dipolo por ser mais sensível a esses tipos de geometrias (LOKE, 2000).

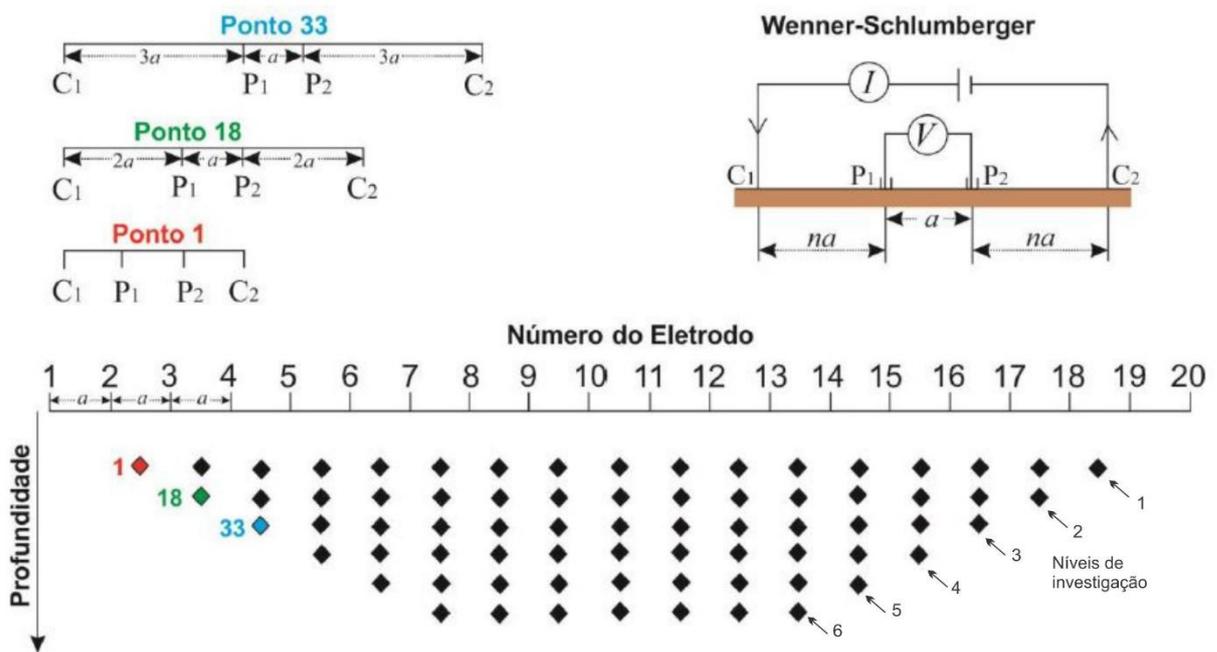


Figura 7.2.4.3. Arranjo de eletrodos Wenner-Schlumberger e a sequência de medidas utilizadas para a construção de uma pseudo-seção (BORGES, 2007, modificado de LOKE, 2000).

7.3. Polarização Induzida (IP)

O método de Polarização Induzida tem sido empregado, durante os últimos anos, principalmente na exploração de metais base e com menor extensão nas pesquisas de águas subterrâneas. Foi originado por volta de 1920 pelo pesquisador Conrad Schlumberger, que ao realizar trabalhos geofísicos através de métodos geoeletricos próximo a jazimentos de sulfetos, observou que, quando a corrente elétrica introduzida no subsolo era interrompida, o campo elétrico criado não desaparecia bruscamente, mas sim de maneira lenta (ORELLANA, 1974).

De acordo com Sumner (1976) é caracterizado por ser um fenômeno elétrico que se manifesta a partir do estímulo do meio físico através de corrente elétrica e sua resposta observada como o retardamento na perda de voltagem nos materiais quando é interrompido o fluxo de corrente.

É um dos principais métodos utilizados para a prospecção de minérios condutivos, uma vez que depende de uma pequena quantidade de carga elétrica armazenada em um minério quando uma corrente passa através dele, posteriormente liberada e medida a partir do momento que a corrente é desligada.

Levantamentos de IP é similar a pesquisas realizadas pelo método eletrorresistividade, uma vez que também necessitam injeção de corrente elétrica em subsuperfície para medir

diferença de potencial. Como a diferença de potencial medida são bem pequenas são necessários eletrodos de potencial não polarizáveis.

Para realização de leituras neste método geofísico a corrente é ligada por um determinado tempo. Este tempo é suficiente para permitir que a carga dos grãos construa um valor estável tornando constantes a corrente e a diferença de potencial. Em seguida a corrente é desligada por um intervalo de tempo igual (Figura 7.3.1 a).

Como a diferença de potencial não cai de forma abrupta quando a corrente elétrica é desligada, e sim de forma gradativa, não é possível medi-lo imediatamente. Em vez disso, os valores são determinados durante intervalos de tempo separados, cada um ao longo de poucos segundos (V_1, V_2, V_3, \dots), o que fornece valores mais consistentes (Figura 7.3.1 b) (MUSSET & KHAN, 2000).

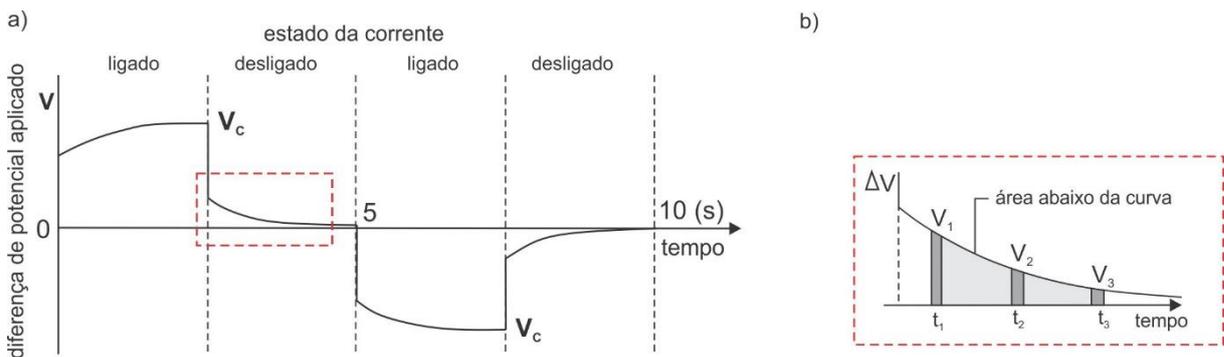


Figura 7.3. Medição do decaimento do potencial induzido. Modificado de Musset e Khan (2000).

A área I sob a curva de decaimento entre o primeiro e último intervalo é calculada e dividida pela diferença de potencial antes da corrente ser desligada (V_c). O produto deste processo é denominado de cargabilidade (M) e é medida em milissegundos. Ela é proporcional a carga total armazenada no solo e então é uma medida de concentração de minério. Sua expressão é dada por:

$$\text{Cargabilidade (M)} = M_{t_i t_{i+1}} = \frac{1}{V_0 (t_{i+1} - t_i)} \int_{t_i}^{t_{i+1}} V(t) dt \quad (\text{Equação 9})$$

7.3.1. Polarização de membrana

Experimentos laboratoriais indicam que a energia elétrica é armazenada em rochas principalmente por processos eletroquímicos. Assim a estrutura da rocha deve ser um tanto porosa para permitir o fluxo quando minerais metálicos estão ausentes.

Muitos minerais possuem uma rede de cargas negativas na interface entre a superfície da rocha e o fluido dos poros. Conseqüentemente íons positivos são atraídos em direção a essa interface, e íons negativos repelidos. A concentração de íons positivos se estende cerca de 10^{-6} dentro do fluido do poro, e se essa distância é da mesma ordem que a espessura do próprio poro, íons negativos irão acumular em uma extremidade e deixar a outra quando um potencial é aplicado através dele (TELFORD et al., 1990).

Em um momento posterior, quando a corrente é desligada, os íons retornam para as posições originais (Figura 7.3.1).

O efeito de membrana é muito pronunciado na presença de argila, na qual os poros são particularmente pequenos. A magnitude da polarização, entretanto, não aumenta constantemente com a concentração de minerais argilosos, mas atingem um valor máximo e depois diminui novamente. A concentração de íons varia em diferentes tipos de argila, sendo baixa em montmorillonita e maior em caulinita. Xistos, com alta porcentagem de minerais argilosos, tem relativamente uma baixa polarização. O efeito de membrana também aumenta com a salinidade do fluido nos poros.

Como resultado desses fatores, a polarização de membrana é geralmente máxima em uma rocha contendo materiais de argila dispersos em uma matriz de baixa concentração ($\leq 10\%$) e na qual o eletrodo tem alguma salinidade (TELFORD et al., 2000).

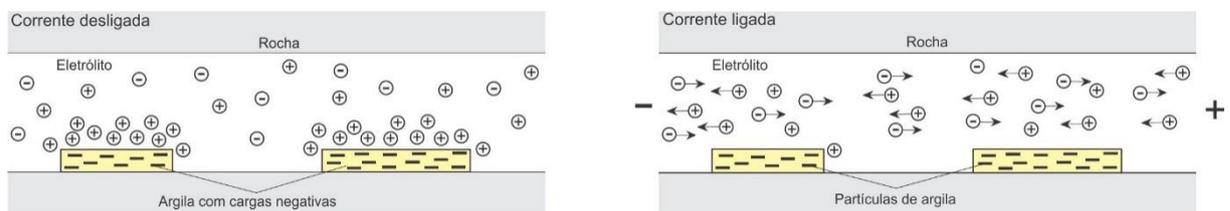


Figura 7.3.1. Efeitos de polarização de membrana. Apresenta distribuição normal de íons em um arenito poroso e membrana de polarização no mesmo litotipo devido a uma corrente aplicada. Modificado de Telford et al. 2000.

7.3.2. Polarização de eletrodo

Esse tipo, similar em princípio a polarização de membrana, existe quando material metálico está presente na rocha e o fluxo de corrente é parcialmente eletrônico, parcialmente eletrolítico.

Considerando as duas passagens de poros mostradas na seção de rocha (Figura 7.3.2 a e b), na imagem da esquerda o fluxo de corrente é inteiramente eletrolítico, e na imagem da direita, a presença de minerais metálicos, possuindo uma rede de cargas superficiais de sinais opostos em cada face, resulta na acumulação de íons no eletrólito adjacente a cada um. A ação é de eletrólise, quando os fluxos de corrente e uma troca de elétrons ocorre entre o metal e a solução de íons na interface. Em química física esse efeito é conhecido como *overvoltage* (TELFORD et al., 2000).

Pela razão da velocidade do fluxo de corrente no eletrólito se mais lenta do que o metal, o amontoado de íons é mantido pela tensão externa. Quando a corrente é interrompida a tensão residual decai, assim como os íons difundem de volta para seu estado de equilíbrio original.

Minerais que são condutores eletrônicos exibem polarização de eletrodo. Esses incluem quase todos os sulfetos, exceto esfalerita pura e possivelmente cinábrio e stibinite.

Quanto a magnitude da polarização de eletrodo, depende de uma fonte de corrente externa e também de várias características do meio. Ela varia diretamente com a concentração mineral, mas uma vez que é um fenômeno de superfície, ela deve ser maior quando o mineral é disseminado do que quando é maciço (TELFORD et al., 2000).

O tamanho da partícula varia em certa medida com a porosidade da rocha hospedeira. Além disso, os chamados sulfetos maciços não são homogêneos, sendo interacamadados com rochas hospedeiras, no geral, de menor condutividade (TELFORD et al., 2000).

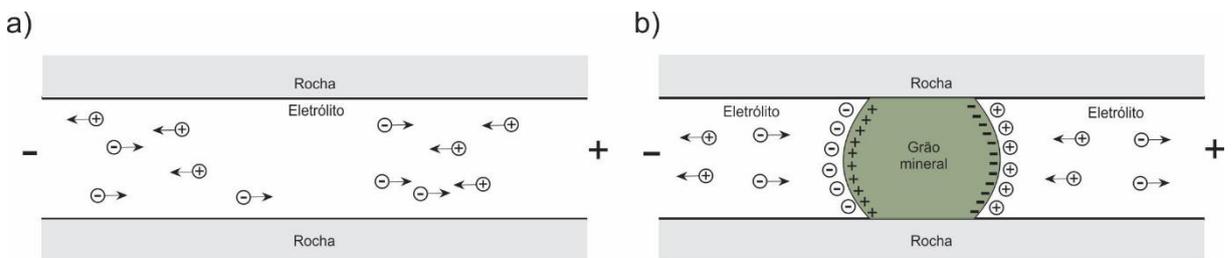


Figura 7.3.2. Efeito de polarização de eletrodo. a) fluxo eletrolítico no poro da rocha. b) polarização de eletrodo. A corrente elétrica está ligada em ambas situações.

8. AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DE DADOS

A etapa de aquisição de dados deste trabalho consistiu na coleta do maior número de informações possíveis, relevantes para o trabalho. Foram adquiridas de maneira direta e indireta, por meio de levantamentos geológicos e estruturais, e geofísicos, respectivamente.

Foi iniciada com reconhecimento geológico de campo preliminar, que consistiu na identificação das rochas aflorantes localizadas nas proximidades da ocorrência cuprífera em estudo, deste modo distinguir as principais litologias existentes e estruturas nelas contidas como, foliação, fraturas e possíveis falhas, tanto na Bacia Sedimentar do Camaquã quanto no Complexo Metamórfico Vacacaí. Atenção foi dada também para possíveis ocorrências de carbonatos de cobre, bem como para óxidos e sulfetos associados com veios de quartzo e/ou alojados em fraturas.

No total foram mapeados 18 afloramentos, sendo 8 deles representados por xistos pertencentes ao Complexo Metamórfico Vacacaí, e 10 por meta arenitos contidos na Formação Passo da Promessa (Bacia Sedimentar do Camaquã).

Em cada afloramento foram feitas descrições litológicas, discriminando os principais aspectos básicos de determinação, como estrutura, textura e composição mineralógica. Dez amostras, incluindo exemplares da bacia, do embasamento, e amostras mineralizadas com malaquita, foram coletadas para confecção de lâminas delgadas e posterior descrição petrográfica, no intuito de detalhar a geologia local e definir a assembleia e associações mineralógicas das rochas que hospedam a mineralização (Figura 8.1A).

A caracterização estrutural foi sistemática, e consistiu no levantamento de 408 medidas envolvendo elementos como foliação e fraturas. Estas são fundamentais, uma vez que representam sítios estruturais com elevado potencial para a mineralização de metais base (Figura 8.1B). Segundo Remus et al. (1999) as fraturas de orientação regional E-W e NW e suas intersecções devem ser priorizadas, pois foram reativadas no final da Orogenia Colisional Dom Feliciano e serviram como condutos para a mineralização de minérios formados a partir do sistema hidrotermal magmático.

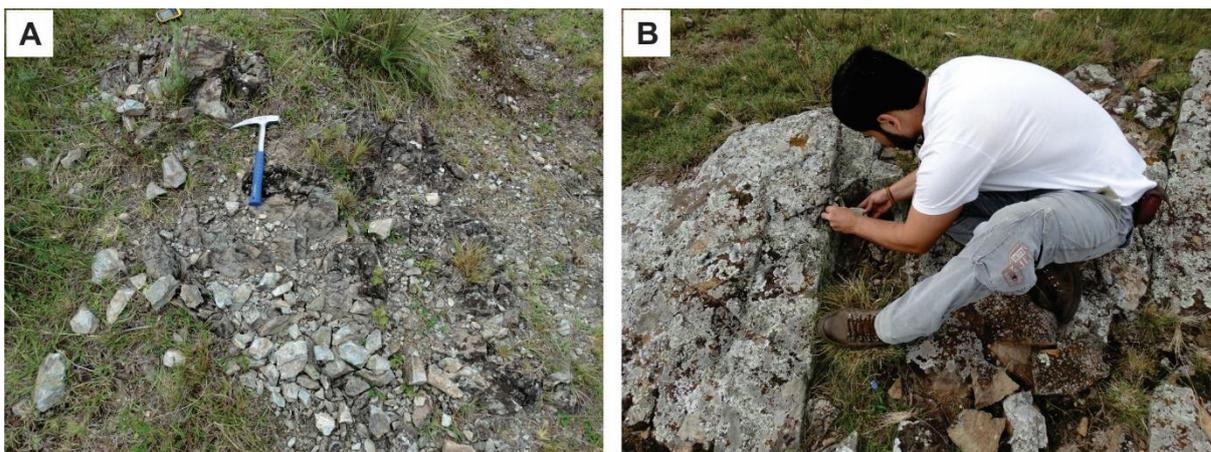


Figura 8.1. A) Levantamento geológico e estrutural realizado em xistos mineralizados com malaquita pertencentes ao Complexo Metamórfico Vacacaí. B) levantamento estrutural realizado em riólitos associados à Formação Passo da Promessa.

A segunda etapa de aquisição de dados compreendeu no levantamento geofísico terrestre por meio dos métodos geoeletricos de Eletroresistividade e Polarização Induzida (no domínio do tempo). Possuem grande aplicabilidade na exploração mineral de corpos sulfetados maciços e/ou disseminados, são métodos independentes, mas apresenta resultados de maior eficácia e seguros quando interpretados em conjunto.

Para a coleta dos dados de resistividade aparente e cargabilidade em superfície, o levantamento geofísico contou com seis linhas orientadas de maneira azimutal com distância angular de 30° uma da outra e com centro de aquisição posicionado a uma distância aproximada de 30 metros da ocorrência mineral (Figura 8.2).

Resultados obtidos através da aplicação do método eletromagnético FDEM-GCM por Bitencourt (2011), na mesma área, confirmaram a presença de um corpo intrusivo de baixa condutividade aparente, de geometria semicircular e com continuidade em profundidade, interpretado como sendo veios de quartzo, uma vez que afloram na superfície, intensamente fraturados e com impregnações de óxidos. Portanto o centro de aquisição dos dados e a escolha do arranjo azimutal para a pesquisa obedeceu aos critérios de posição da intrusão, localidade da ocorrência mineral e orientações das principais estruturas previamente estudadas.

As linhas de aquisição foram esticadas a partir do centro do arranjo, para sul e para norte, seguindo o valor de seus respectivos azimutes (N15, N45, N75, N285, N315 e N345). Cada linha com 400 metros de comprimento, totalizando 2400 metros de levantamento.

A fim de atender as condições necessárias do meio geológico em questão, dentre elas a profundidade desejada e qualidade na leitura dos dados, em todas as seis linhas foram aplicadas

a técnica do Imageamento Elétrico através do arranjo Wenner-Schlumberger. Sendo dispostos ao longo de cada linha de aquisição 42 eletrodos, com espaçamento de 10 metros um do outro.

Em levantamentos geoeletricos, principalmente os que fazem uso da polarização induzida, é comum a presença de ruídos causados pela resistência de contato entre o eletrodo e a superfície do solo. Este problema é mais comum em solos argilosos ou que contenha alguns minerais lamelares e fibrosos, uma vez que íons formam camadas elétricas em seus poros produzindo gradientes de concentração que impedem o fluxo de corrente (MILSON, 2003). Portanto, para injeção de corrente elétrica no solo foram utilizados eletrodos especiais de cerâmica não polarizáveis.

Tais eletrodos são preenchidos completamente por solução supersaturada de sulfato de cobre (CuSO_4), que percola através da base cerâmica porosa até a superfície do solo, minimizando a resistência de contato e anulando a produção de correntes parasíticas geradas pelo uso de eletrodos metálicos.

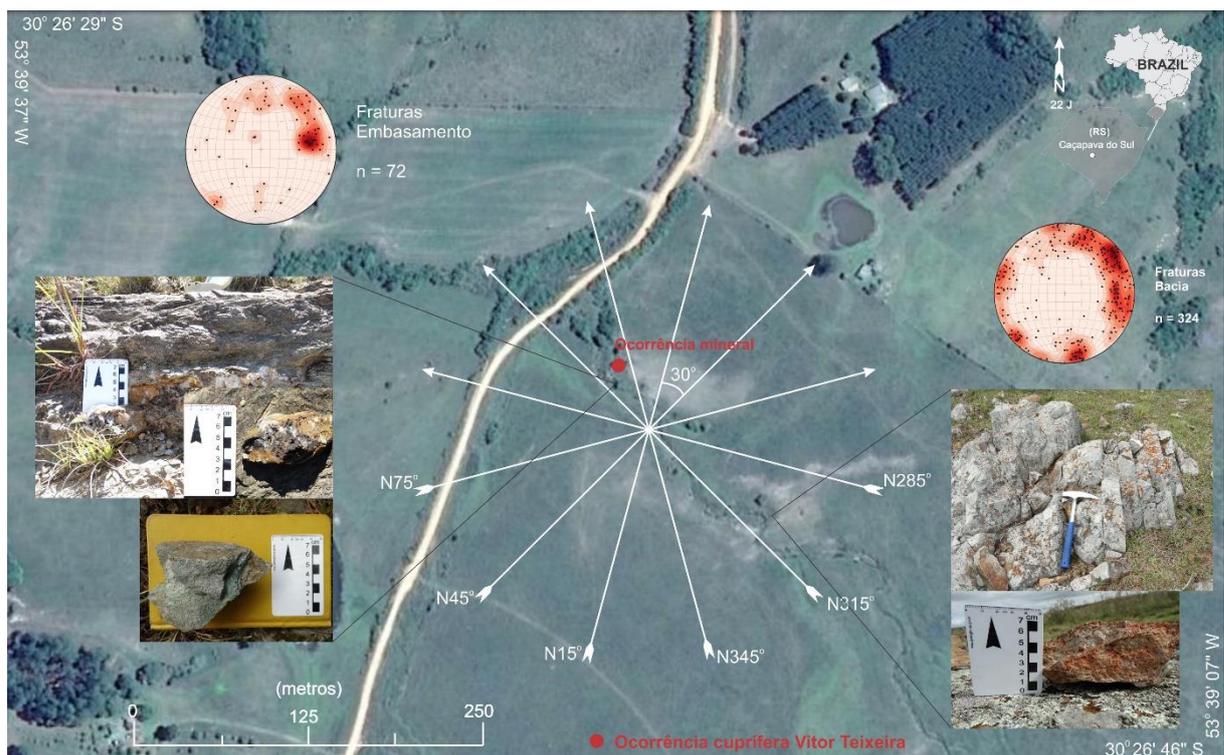


Figura 8.2. Linhas de aquisição geofísica distribuídas em arranjo azimutal. Centro do levantamento próximo à ocorrência cuprífera Vítor Teixeira.

Após à disposição dos cabos (Figura 8.3 A), pequenas covas feitas no solo permitiram o contato direto do eletrodo com o solo, que posteriormente foram encharcadas com água para reduzir a resistência de contato entre ambos (Figura 8.3 B). Já posicionados dentro de suas

respectivas covas e totalmente preenchidos com solução de CuSO_4 (Figura 8.3 C), todos os eletrodos são conectados ao longo do cabo multicanais, por meio de cabos de cobre, até que se inicie o processo de aquisição (Figura 8.3 D).

Neste trabalho o aparelho foi calibrado para fazer leituras concomitantes de resistividade e polarização induzida (Figura 8.3 E), para isso os dados de calibração adotados foram os seguintes: corrente elétrica de 500mA, com tempo de injeção de 1,5s; 2 janelas de leitura com 100ms cada uma; e início da leitura após o corte da corrente (*Delay Time*) de 0,5s.

O equipamento utilizado para a coleta dos dados geofísicos foi o *Terrameter LS*, fabricado pela *ABEM Instrument* (Figura 8.3 F). É um aparelho Sueco e permite a realização de ensaios individuais de potencial espontâneo (SP), eletrorresistividade (ER) e polarização induzida (IP), e concomitantes de eletrorresistividade e polarização induzida, por meio de ciclos periódicos de transmissão e recepção de sinais, cálculo automático da resistência de contato e do desvio padrão do conjunto de medidas. Dentre suas especificações técnicas dispõem de 84 canais de aquisição, transmissor com potência de saída de 250W, corrente de saída máxima de 2500mA e resolução de 3nV em um segundo de integração. Conta com uma interface usuária gráfica clara e instrutiva que facilita a operação do instrumento. Para reforçar o controle da qualidade dos dados de campo exhibe as medidas dos dados próximo ao tempo real na forma de pseudo seções.

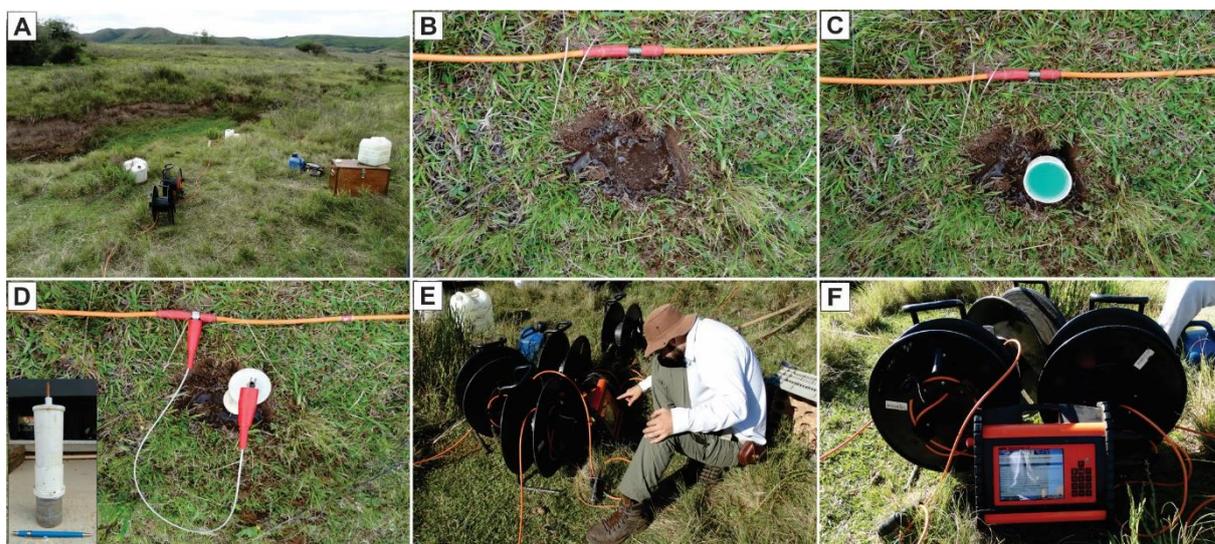


Figura 8.3. A figura mostra as etapas percorridas para a aquisição dos dados geofísicos. A) disposição do cabo em seu respectivo azimute. B) pequenas covas encharcadas com água feitas para permitir o contato direto do eletrodo com o solo. C) eletrodo não polarizável totalmente preenchido por solução de sulfato de cobre já posicionado dentro da cava. D) conexão da haste de cobre do eletrodo no cabo multicanais por meio de fios e garras metálicas. Em detalhe, foto do eletrodo de cerâmica não polarizável. E) calibração do aparelho para aquisição. F) equipamento utilizado para a coleta de dados geofísicos (*Terrameter LS*) e bobinas.

Durante o momento da aquisição, os dados de campo, automaticamente, são armazenados na memória interna do aparelho (capacidade de 4Gb), que podem ser exportados via interface USB no formato de arquivo *DAT*, compatível ao formato do *software* de inversão RES2DINV, para análise e processamento.

Esses dados, obtidos através da técnica do caminhamento elétrico (ou imageamento elétrico), independente do arranjo utilizado, são inicialmente apresentados na forma de pseudo-seções de resistividade e/ou cargabilidade aparentes, onde cada ponto investigado na subsuperfície possui uma posição e profundidade teórica específica, isso de acordo com o espaçamento entre eletrodos e o arranjo utilizado na investigação. Representam um eficiente modo de visualização dos dados, possibilitando, comumente, interpretações qualitativas que podem ser de grande utilidade.

No entanto, a utilização da interpretação qualitativa através de pseudo-seções não reflete a distribuição de resistividade elétrica ou cargabilidade verdadeiras e nem a profundidade real do meio investigado (FACHIN, 2007). Um outro aspecto relativo às pseudo-seções é quanto ao formato das anomalias. Geralmente a conformação de uma anomalia não guarda correspondência direta com a forma/dimensão das feições de interesses e alvos em subsuperfície, aparecendo de uma forma distorcida (GANDOLFO, 2007).

Para melhoria da qualidade e resolução dos dados qualitativos expressos através das pseudo-seções é necessário o emprego de uma série de técnicas numéricas que tornem possível uma interpretação quantitativa, ou seja, um modelo de subsuperfície que melhor aproxime dos dados reais. A técnica aplicada é conhecida por inversão geofísica, e pode ser definida como o processo matemático que determina um modelo idealizado de subsuperfície com base em um conjunto finito de dados observados, cuja resposta esteja em concordância com esses valores medidos (GANDOLFO, 2007).

Muitos dos *softwares* atuais, que realizam a rotina e inversão, são ágeis e sofisticados o suficiente para processamento matemático de grande volume de dados. No presente trabalho foi utilizado o programa RES2DINV, que automaticamente determina um modelo de resistividade e cargabilidade em duas dimensões (2D) da subsuperfície de dados obtidos através de pesquisas de imageamento elétrico (GRIFFITHS & BARKER, 1993).

É um programa fabricado pela Geotomo *Software* (2003), que permite o uso de arranjos convencionais, como Wenner, Schlumberger, dipolo-dipolo, polo-polo, dipolo-polo, e também arranjos não convencionais. Tem a capacidade de inversão 2D de resistividade e polarização

induzida de maneira rápida utilizando o método de inversão dos mínimos quadrados com vínculo de suavidade (“*smoothness constrained least-square method*”).

A rotina de inversão aplicada pelo programa, como citado logo acima, faz uso da inversão por suavização por meio do método matemático dos mínimos quadrados. Consiste na superposição de grande número de blocos retangulares dispostos a partir da distribuição dos pontos dos dados na pseudosseção, aquela gerada pelos dados de campo em profundidade teórica. A distribuição e o tamanho destes blocos são gerados automaticamente pelo programa, por meio da distribuição dos pontos de dados. A profundidade da linha inferior de blocos é ajustada de modo a ser aproximadamente igual à profundidade média de investigação dos pontos de dados com o maior espaçamento entre eletrodos (EDWARDS, 1977).

Em investigações 2D há dois tipos de inversão mais empregados na interpretação de dados de resistividade e IP, a inversão por blocos e polígonos (*block inversion*), e a inversão por suavização (*smooth inversion*). Será abordado neste trabalho de modo sucinto somente a inversão por suavização, uma vez que implementa o programa RES2DINV.

A inversão por suavização emprega o método matemático dos mínimos quadrados, que por sua vez utiliza a otimização Gauss-Newton e *quase*-Newton, melhores descritos por Loke & Barker (1996) e comparados no trabalho de Loke & Dahlin (2002).

Segundo DeGroot-Hedlin & Constable (1990) e Loke & Barker (1996) a inversão por suavização baseia-se em células, ou seja, o *software* reconhece a subsuperfície terrestre como blocos retangulares, possuindo valores constantes para ao parâmetro investigado.

Contudo, a inversão de dados de resistividade e cargabilidade têm como objetivo, a partir dos dados matemáticos, obter um modelo de distribuição dos parâmetros medidos em subsuperfície similares aos valores medidos em campo, conseqüentemente um modelo da subsuperfície com melhor acurácia (FACHIN, 2007). De acordo com Gandolfo (2007) minimiza a diferença entre os valores de resistividade elétrica aparente medidos e calculados, visando a determinação do valor da resistividade de cada bloco retangular do modelo 2D.

Independentemente do método de otimização utilizado, seja ele, Gauss-Newton ou *quase*-Newton, sua finalidade é reduzir a diferença entre os valores de resistividade elétrica aparente medidos e calculados, ajustando a resistividade no modelo de blocos. A partir desta diferença é calculado o erro RMS (Root Means Square Error) (LOKE & DAHLIN, 2002).

Pode ser calculado pelas diferenças obtidas entre os valores dos dados medidos e calculados elevados ao quadrado e somadas. A soma é então dividida pelo número de dados,

para adquirir a média, cuja raiz quadrada fornece um valor característico de erro na mesma unidade dos dados originais (FACHIN, 2007).

Antes mesmo de iniciar o processamento (inversão) foram inseridos aos dados adquiridos em campo informações referentes à topografia. O modelamento topográfico é automaticamente realizado pelo programa quando inverte o conjunto de dados, que incorpora a topografia dentro da malha de modelagem utilizada.

Finalmente, os dados finais são apresentados sob a forma de seções 2D de resistividade e cargabilidade em termos de distância (comprimento da linha de aquisição) por profundidade, com escala gráfica logarítmica e intervalos de interpolação de valores de cor.

O produto numérico de inversão bidimensional dos dados de cada seção foi reunido em planilha única, que reuni a posição das leituras ao longo das linhas (variável “x”), espaçamento entre linhas (variável “y”), profundidade modelada pela inversão (variável “z”) e o valor de resistividade elétrica e cargabilidade (variável “R”).

Esta planilha foi utilizada para geração de modelos de visualização 3D e interpolação 3D, numa rotina de etapas básicas adotadas em pesquisa mineral. Neste caso, o plano de amostragem é frequentemente definido a partir de critérios estatísticos, estruturais, disposição espacial de uma acumulação mineral, dentre outros (MOON et al, 2006). Um procedimento simples consiste em amostragens por um conjunto de furos perpendicular ao eixo principal da estrutura, sucedidos por um conjunto paralelo de linhas de furo.

A resolução da malha de amostragem é condicionada ao espaçamento entre furos, entre linhas de furos e entre quantidade de amostras coletadas por furo. De qualquer forma, o resultado analítico das amostras é tabelado e modelado em termos bidimensionais e posteriormente interpolado em termos tridimensionais. Cada ponto do modelo 3D final é transformado num bloco, com dimensões condicionadas a critérios estatísticos e de malha amostral, ao qual é atribuído um teor baseado em análises químicas e um valor médio de densidade relativo a rocha que hospeda o minério. A relação entre teor em volume possibilita o cálculo de reservas e a viabilidade econômica do empreendimento (MOON et al, 2006). Os modelos de visualização foram gerados por aplicação do algoritmo de Mínima Curvatura.

9. RESULTADOS E DISCUSSÕES

9.1. Geologia Estrutural

Para análise estrutural neste trabalho foram priorizadas as estruturas rúpteis presentes na região, principalmente fraturas, tanto nas rochas pertencentes ao embasamento quanto nas rochas da bacia. Tem como objetivo ressaltar os principais padrões estruturais que possam estar associados com a mineralização de sulfetos e auxiliem na prospecção.

A configuração estrutural regional foi estimada através do mapeamento das feições do relevo e segmentos retilíneos de drenagens a partir de imagens de satélite geradas pelo *software Google Earth*.

Na ausência de análises realizadas através de sensoriamento remoto, esta ferramenta adicional atendeu de forma prática às necessidades impostas neste trabalho. Neste sentido, a configuração estrutural regional obtida com o auxílio desta ferramenta não objetiva a cartografia sistemática de estruturas, mas apenas uma estimativa regional ou definição de padrões, posteriormente correlacionados à estruturação local. Este produto é expresso em um mapa de estruturas (Figura 9.1.1).

Pela análise estrutural rúptil realizada em escala semi-regional através de imagens de satélites foram extraídas um total de 274 segmentos retilíneos de drenagens e feições de relevo.

De modo geral, permitiu a identificação de sete famílias de fraturas, dentre elas, N10W, N60W, N40W, N-S, W-E, N30E e N60E. As fraturas de orientação N10W, N40W e N60E possuem maiores extensões para a área mapeada. No entanto, as fraturas de direções N10W e N40W são destacadas por possuírem extensões de até 2 quilômetros.

Contudo, as fraturas de orientação N40W e N60E são mais proeminentes e expressivas, ocorrem em maior volume (como sugere o diagrama de rosetas), e estão dispostas em grande número tanto nas rochas do Embasamento quanto na Bacia Sedimentar do Camaquã (Figura 9.1.1).

As fraturas de direção N-S e E-W, são menos intensas, possuem pequenas extensões (menores que 1 quilômetro) e menor representatividade na área mapeada.

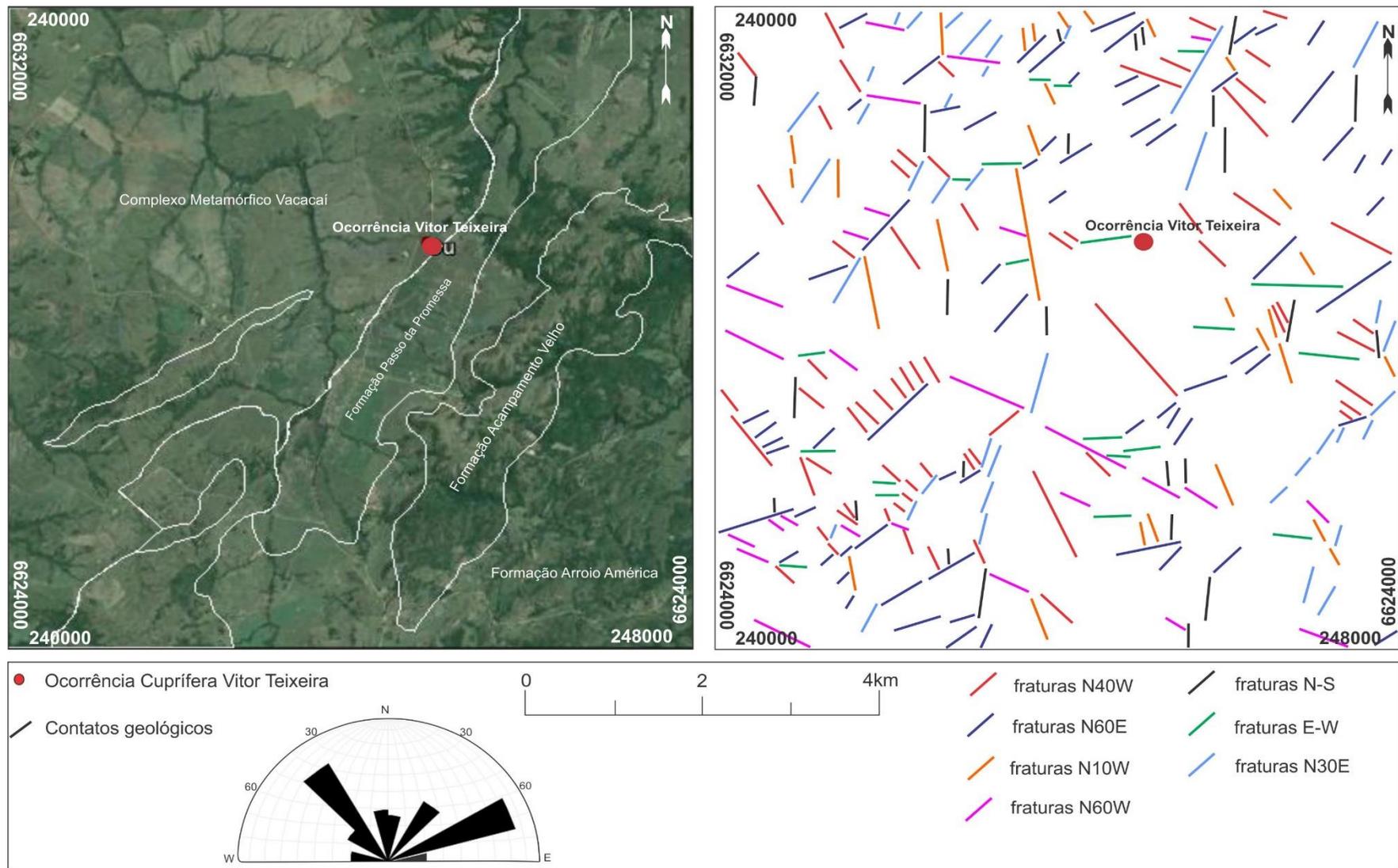


Figura 9.1.1. Imagem da área de estudos com contatos geológicos (Google Earth, 2016), e estimativa de fraturas.

Tanto na bacia quanto no embasamento, as fraturas de orientação NW-SE e NE-SW ganham maior destaque por condicionarem a maior parte das drenagens e relevo. Estas duas famílias de fraturas podem estar correlacionadas respectivamente aos sistemas de falhas Cêro do Vigia e Irapuá, uma vez que afetam as rochas do Complexo Metamórfico Vacacaí e do Grupo Maricá, como já descrito anteriormente por Ribeiro et al. (1966).

As fraturas de orientação N-S, com destaque para aquelas de leve vergência para NNE-SSW, são mais proeminentes no domínio do embasamento e podem estar vinculadas com a zona de falha Santa Bárbara (entre N30°E e N10°E), que pertencem ao sistema de falhas Irapuá.

A estruturação do embasamento cristalino na região de estudos é descrita na literatura sob a forma de faixas lineares e alongadas segundo a direção NE-SW (HARTMANN et al., 2000). Esta configuração pode ter regido a deposição das unidades da bacia, uma vez que todo seu registro estratigráfico reflete em alto controle de tectônica deformadora referente às fases deformacionais e reativações das estruturas do embasamento.

A análise local e sistemática dessas estruturas visou a identificação de sua associação, direta ou indiretamente, com a mineralização de cobre da ocorrência Vitor Teixeira. As medidas estruturais obtidas durante a atividade de campo foram tratadas e processadas pelo *software Openstereo* (GROHMANN & CAMPANHA, 2010) e serão apresentadas sob a forma de estereogramas e rosetas.

O mapeamento estrutural sistemático realizado nos afloramentos localizados nas proximidades do levantamento geofísico, tanto nos riólitos pertencentes à Bacia do Camaquã quanto em clorita quartzo sericita xistos inseridos no Complexo Metamórfico Vacacaí, constatou a presença de cinco famílias de fraturas, todas com alto ângulo de mergulho (Figura 9.1.2 a).

Dentre elas predominam as de atitude N40-50W com caimento de alto ângulo para SW, N70-80E com mergulho para SSE e de direção N-S com mergulhos variando entre 60° e 70° para W. As outras duas famílias de fraturas são menos frequentes, com atitudes N20-30E de ângulo subvertical e N40-50W com mergulho de alto ângulo para NE.

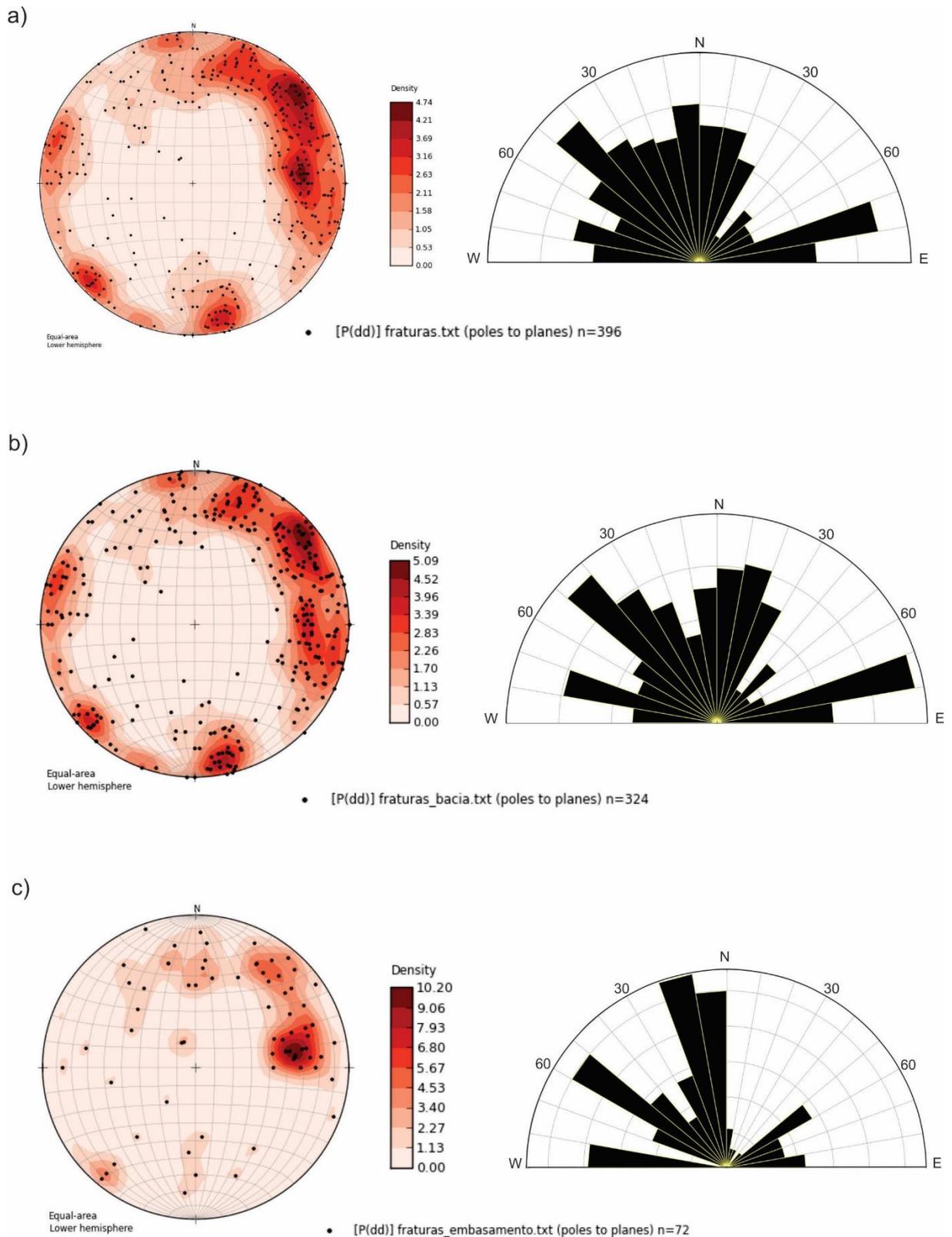


Figura 9.1.2. Estereogramas de fraturas representadas por pólos de planos e linhas de contorno com medidas plotadas no hemisfério inferior. E diagrama de rosetas confeccionado para as mesmas medidas. a) Total de 396 medidas retiradas do embasamento e da bacia. b) Medidas de fraturas em riólitos pertencentes a bacia. c) Fraturas retiradas de clorita quartz sericita xistos do embasamento.

A configuração dos estereogramas de medições referente a bacia com o estereograma de medidas do fraturamento geral é semelhante, ambos com cinco famílias de fraturas e praticamente mesmas orientações (Figuras 9.1.2 a e b, e 9.1.3). Diferentemente do estereograma referente a medições feitas no embasamento (Figura 9.1.2 c), que apresenta praticamente duas famílias de orientação N10-20W e N50-60W, ambos com mergulhos variando entre 70° e 80°.

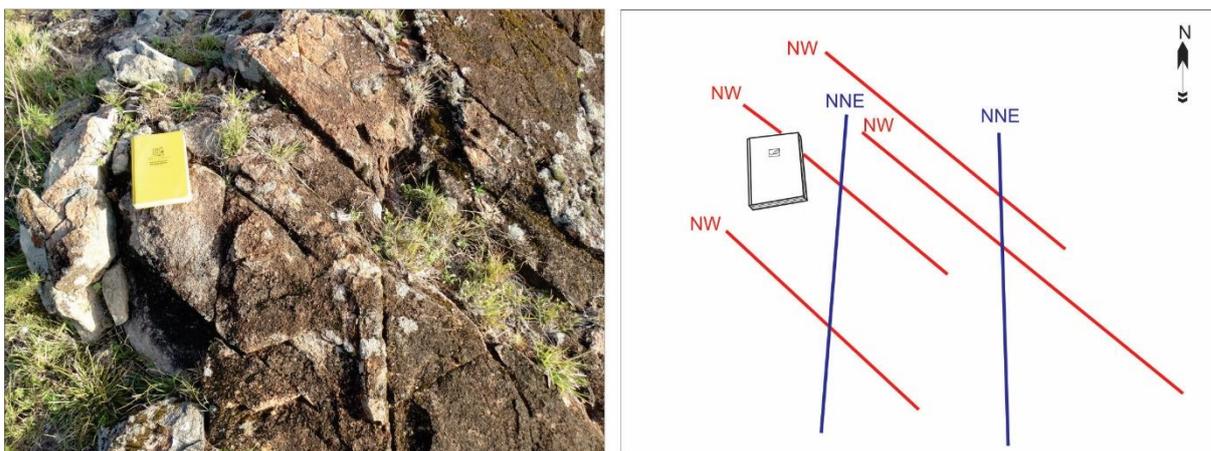


Figura 9.1.3. Fraturas de orientação de orientação NW-SE e NNE-SSW de alto ângulo contidas em riólitos microporfíricos pertencentes a bacia.

A partir de estudos estruturais realizados sobre o Escudo Sul Rio-Grandense e Bacia Sedimentar do Camaquã, mais especificamente na região pertencente as Minas do Camaquã, por diversos autores. Dentre eles, Bettencourt (1972) descreve a predominância de sistemas de falhas e fraturas associadas à mineralização na Mina Uruguai de atitude N50W/70SW que cortam acamamento N44E/32NW e N70E/45NW.

Paralelo a isso, estudos na área das Minas do Camaquã por Passos & Ribeiro (1966) mostram que as principais estruturas da região são falhas N30-45E com mergulhos acentuados para SW. Os mesmos descrevem falhas NW que são representadas por fraturas tensionais, e o entrecruzamento de falhas N30-45E com N60-70W coincide com a localização dos depósitos cupríferos do Cerro dos Martins e das Minas do Camaquã.

Descrições de mineralizações cupríferas clássicas encontradas em toda a Bacia do Camaquã realizadas por Beckel (1990) revelam uma distribuição regional marcadamente linear, associadas a falhamentos com direção geral N20°E.

9.2. Modelos de Inversão 2D

Após o término da etapa de processamento e inversão dos dados geofísicos coletados em campo, os resultados da presente pesquisa foram apresentados na forma de modelos de inversão 2D e modelos de visualização 3D de resistividade e cargabilidade para todas linhas de aquisição (Figuras 9.2.1, 9.2.2, 9.3.1, 9.3.2 e 9.3.3). Todo o processo aplicado à rotina de inversão para obtenção do modelo final está descrito no capítulo anterior.

Todas as seções produzidas apresentaram medidas de resistividade e cargabilidade ao longo de seus 400 metros de comprimento, atingindo profundidades máximas reais em torno de 90 metros em sua porção central.

A escala gráfica logarítmica dos dois métodos utilizados apresenta uma grande variação entre os valores mínimos e máximos, proposta para melhorar as características referentes à compreensão e interpretação das condições geológicas associadas à ocorrência mineral estudada. Para as seções 2D não houve a necessidade de inserção de dados para a correção topográfica, uma vez que a área onde foi realizado o levantamento geofísico era plana o suficiente para isso.

9.2.1. Resistividade

A totalidade de seis modelos de inversão gerados para compreensão e interpretação geológica com base em medidas de resistividade são bastante heterogêneas quanto a amplitude de valores, com intervalo de resistividades variável entre 4 $\Omega.m$ até valores superiores a 32400 $\Omega.m$, variação em parte atribuída ao uso de escala logarítmica, bastante adequada ao trabalho devido ao realce de valores contrastantes. No entanto, a predominância é de valores intermediários (cerca de 80 $\Omega.m$ a 400 $\Omega.m$) em todas as seções, com exceção da N315, que apresenta o maior contraste nos valores de resistividade.

As porções mais superficiais das seções são caracterizadas pela presença de zonas horizontais de baixa resistividade, em torno de 30 $\Omega.m$, mais expressivas nas seções N15, N45 e N75, onde possuem as maiores espessuras (até 18 metros na seção N15). Não apresentam continuidade lateral ao longo de toda seção e estão presentes na maior parte em suas extremidades, locais, esses, de menor declive topográfico. Na seção N315 atinge a menor

resistividade, aproximadamente 4 Ω .m, dada pelo cruzamento da linha de aquisição no principal curso d' água da área de trabalho.

A seção N15, como citado anteriormente, apresenta grande contraste nos valores de resistividade, sendo sua maior parte composta por resistividades intermediárias, entre 80 Ω .m e 400 Ω .m. Os maiores valores de resistividade (superior a 32400 Ω .m) estão representados por uma área resistiva horizontal de pequena extensão, situada no centro da seção em baixas profundidades, com cerca de 22 metros de espessura. Resistividades entre 1600 Ω .m e 8000 Ω .m podem ser observadas em outros dois núcleos de geometria oval, mais profundos, e localizados nas extremidades NNE e SSW da linha.

Abaixo do núcleo resistivo a NNE as resistividades diminuem gradativamente de valores intermediários para baixos, alcançando cerca de 4 Ω .m, dando origem a uma área de baixa resistividade com provável continuidade em profundidade, destacada pela linha tracejada (Figura 9.2.1).

No centro da linha N45 ocorre zonas verticalizadas de pequena extensão, com grande contraste entre resistividades, e sem conexão entre si. Uma com valores altos de resistividade por volta de 10000 Ω .m, possui conexão com a superfície e atinge 23 metros de profundidade, e outra logo abaixo desta com valores resistivos baixos, entre 3 Ω .m e 4 Ω .m. A zona vertical de alta resistividade ocorre na mesma posição em todas as seções, variando nas profundidades atingidas, nas resistividades (supera o valor de 32500 Ω .m na seção N75) e por vezes aparecem conectadas com corpos resistivos horizontais em profundidade, exemplos das seções N15 e N315.

Na porção NE da mesma linha de aquisição, próximo aos 22 metros de profundidade, ocorre um corpo de resistividades moderadas a altas (entre 1700 Ω .m a 7000 Ω .m) de atitude horizontal, pouco espesso e com continuidade até o centro da seção. A partir desse ponto o corpo assume orientação vertical e aumento de espessura até a profundidade máxima atingida pela seção. É de grande relevância e está ressaltado pela linha tracejada de cor preta (Figura 9.2.1).

A seção N75 possui um núcleo resistivo com valores variando entre 1600 Ω .m e 8000 Ω .m, praticamente similar com a área resistiva pertencente a seção N15, que ocupa a mesma posição, com proporção e geometria parecidas. A área de maior expressão nesta mesma seção se comporta como um corpo horizontal a sub-horizontal na porção WSW. Possui resistividade constante com valor aproximado de 1000 Ω .m e assume atitude vertical à medida que se aproxima do centro da seção, atingindo profundidades próximas a da superfície.

Na linha N285 há predominância de resistividades intermediárias, com valores variando de 80 Ω .m a 400 Ω .m. As menores áreas da seção são ocupadas por dois núcleos de baixa resistividade (em torno de 4 Ω .m), um de geometria semicircular, situado ao centro em profundidade proximal de 22 metros, e outro de mesmo valor resistivo na borda WNW da seção. A área resistiva (entre 7400 Ω .m a 32400 Ω .m), de maior relevância, abrange grande parte da área, tendo atitude horizontal na porção mais rasa de ocorrência (WNW), assumindo orientação sub-horizontal em direção ao centro da seção, local onde atinge a profundidade aproximada de 50 metros. O corpo está destacado pela linha tracejada (Figura 9.2.1).

A seção N315 apresenta os maiores contrastes de valores comparada com as demais, devido a presença de altas e baixas resistividades representadas por grandes corpos que ocupam a maior parte de sua área. A zona de alta resistividade se comporta como um corpo horizontal, de continuidade lateral, com cerca de 27 metros de espessura. Possui resistividades superiores a 32400 Ω .m em sua porção SE, decrescendo até valores por volta de 7000 Ω .m na extremidade NW. A partir da base deste mesmo corpo os valores de resistividade decrescem gradativamente, passando por intermediários, até 3 Ω .m em maiores profundidades. Dando origem a zonas de baixa resistividade a partir dos 40 metros com provável ininterrupção em profundidade. Está distinguido dos demais corpos de baixa resistividade pela linha tracejada de cor preta (Figura 9.2.1). A área de baixa resistividade que atinge pequenas profundidades, localizada na distância referente a 168 metros, é exatamente o local de exposição de uma drenagem interceptada por esta linha de aquisição.

Em contrapartida, a seção N345 detêm o menor contraste resistivo, com valores de resistividade intermediários a altos. Assemelha-se com a seção N285 principalmente pelo corpo horizontal a sub-horizontal de alta resistividade (7400 a 32400 Ω .m), a qual possui mesma geometria (Figura 9.2.1). Na porção SSE, em profundidades próximas de 25 metros, ocorre um núcleo resistivo (cerca de 8000 Ω .m) de menor expressão e sem continuidade lateral.

De maneira geral, predominam valores de alta resistividade em todas seções, sob a forma de núcleos de geometria oval a semicircular, dispersos e rodeados por valores de resistividade intermediários, e em grande parte como corpos horizontais a sub-horizontais com extensão lateral e continuidade em profundidade.

Os corpos resistivos horizontais a sub-horizontais ocorrem posicionados basicamente em porções rasas e profundas, seções N15, N45, N315, e N285 e N345 respectivamente.

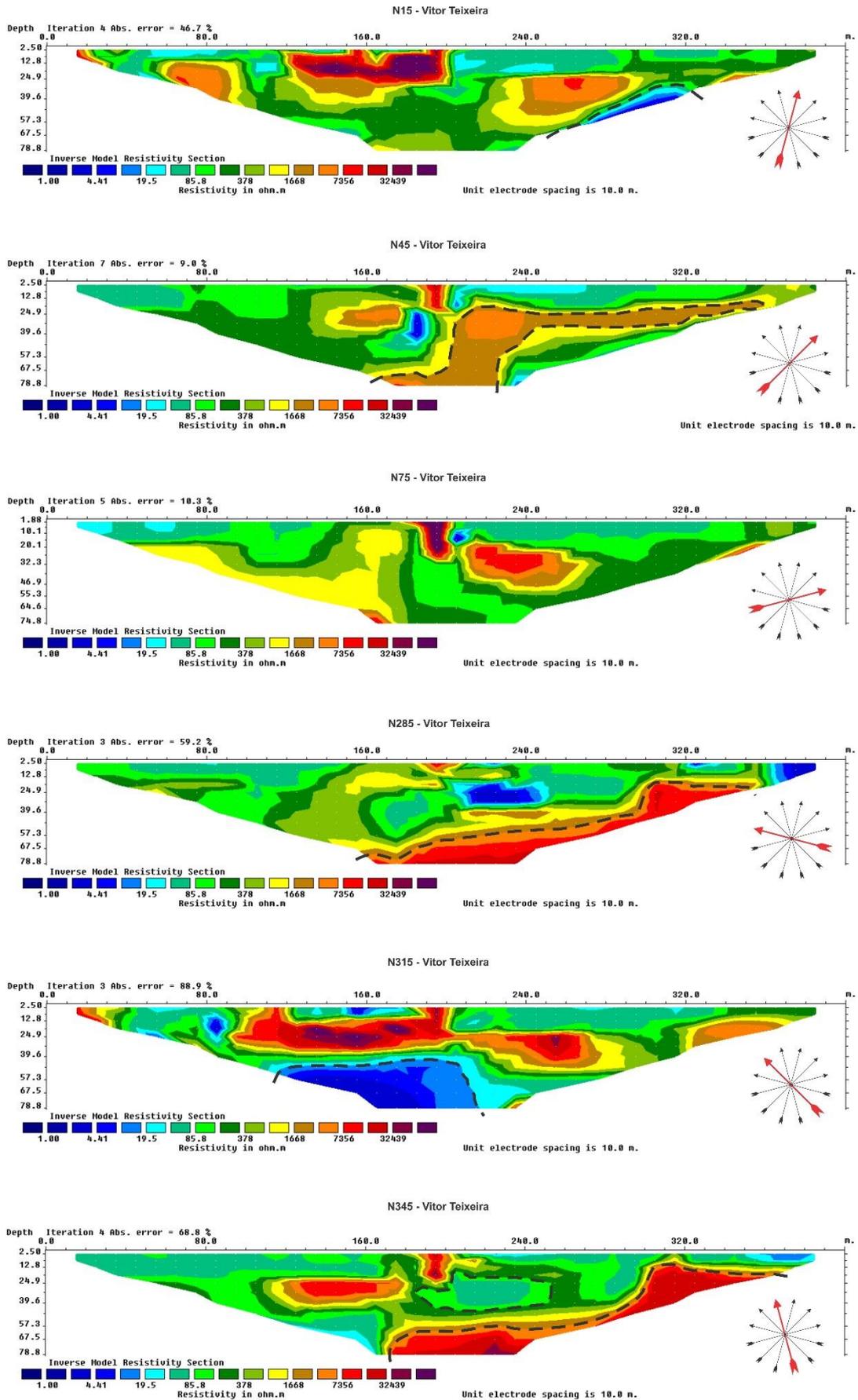


Figura 9.2.1. Modelos de inversão de resistividade, com distância e profundidade (em metros).

Essa divisão em níveis de profundidade permite interpretar que os corpos com resistividade alta a extrema, posicionados em regiões mais rasas, estão possivelmente relacionados a veios de quartzo que utilizaram estruturas verticais para acesso em subsuperfície, e posteriormente foram alojados e distribuídos ao longo do acamamento sedimentar de clorita quartzo sericita xistos, como observado e cadastrado nos trabalhos de campo.

Em contrapartida, os corpos resistivos posicionados em maiores profundidades provavelmente têm relação com mudanças litológicas, ou seja, zonas de maior silicificação em quartzitos sotopostos a clorita quartzo sericita xistos, ambos pertencentes ao Complexo Metamórfico Vacacaí.

As anomalias de baixas resistividades geralmente estão distribuídas no centro das seções, em pequenas profundidades, na forma de corpos semicirculares de menor expressão, e em grandes profundidades, onde assume maior relevância, caso da seção N315.

9.2.2. *Cargabilidade*

Os modelos de inversão 2D para cargabilidade são bastante heterogêneos quanto a amplitude de valores, em semelhança aos dados de resistividade. Contudo, não exhibe grandes contrastes como observado praticamente em todas seções de resistividade, restrito apenas às seções N15 e N285, com valores extremos variáveis entre 0.2 mV/V a 40 mV/V, e de 0.1 mV/V a 50 mV/V, respectivamente.

A seção N15 é caracterizada pelo claro contraste entre áreas de baixa e alta cargabilidade, de grande extensão. Sua porção SSW é ocupada quase totalmente por valores de baixa cargabilidade, com cerca de 0.6 mV/V no início da linha, que decresce em regiões mais profundas e em direção ao centro, onde atinge aproximadamente 0.2 mV/V.

Na borda NNE, a 40 metros de profundidade, os valores aumentam significativamente e configuram uma área com valores entre 20 a 40 mV/V. Este intervalo coincide com uma zona de baixa resistividade. Padrão que possivelmente corresponde ao sulfeto filoneano, uma vez que as litologias presentes na área de estudo são intensamente fraturadas (Figura 9.2.2).

Na seção N45 há predominância de valores de cargabilidade intermediários, que variam entre 1 mV/V a 3 mV/V, principalmente na porção NE. Os maiores valores de cargabilidade estão localizados no azimute SW da linha, cujo área apresenta orientação vertical com cargabilidade em torno de 19 mV/V próximo à superfície (Figura 9.2.2). Na posição 160 metros são encontrados os menores valores de cargabilidade (cerca de 0.3 mV/V), em forma sub-horizontal até a profundidade máxima de 32 metros.

Diferentemente das demais, a seção N75 é a que apresenta o menor contraste dentre os valores de cargabilidade, variável entre 4 mV/V a 10 mV/V. Essa seção é caracterizada pela grande homogeneidade de valores, ausente de contrastes relevantes. Contudo, é importante ressaltar ocorrência de uma área de cargabilidade intermediária entre as posições 90 metros e 180 metros (Figura 9.2.2).

A seção N285 é caracterizada pela coexistência de pequenos núcleos, na porção central, com valores extremos de alta e baixa cargabilidade, entre 0.1 mV/V e 50 mV/V. As áreas de alta cargabilidade são pontuais e podem ser atribuídas a artefatos de processamento, ao passo que as áreas de baixa cargabilidade são lateralmente extensas e devem refletir a geologia. As maiores áreas ocupadas por valores de baixa e alta cargabilidade estão localizadas em maiores profundidades, nas porções WNW e ESSE respectivamente. A de baixa cargabilidade possui cerca de 0.1 mV/V, com topo a 22 metros de profundidade, já a de alta cargabilidade (cerca de 19 mV/V) está situada a 40 metros com provável continuidade em profundidade (Figura 9.2.2).

A análise comparativa entre as seções de resistividade e cargabilidade da linha N285, revela uma coincidência entre áreas de alta resistividade e baixa cargabilidade (porção final), possivelmente relacionadas zonas estereis em sulfetos. Além de uma área central de baixa resistividade e baixa cargabilidade. Na porção inicial das seções ocorre coincidência entre área de baixa resistividade e cargabilidade moderada, que pode indicar acumulações de sulfetos.

A seção N315 é caracterizada por uma extensa área de cargabilidade moderada (de 8 mV/V a 19 mV/V) localizada abaixo de 32 metros de profundidade, além de porções menores e rasas com valores semelhantes. Esta extensa área coincide com uma zona de baixa resistividade, com extensão comparativamente menor e geometrias semelhantes. O restante da seção ocorre valores intermediários de cargabilidade, entre 2 mV/V a 4 mV/V (Figura 9.2.2).

A seção N345 apresenta uma extensa faixa horizontal a sub-horizontal de baixa cargabilidade, ao longo de quase toda seção. Abaixo desta, ocorre uma área com valores de cargabilidade intermediários (entre 6 mV/V a 19 mV/V).

A comparação entre as seções de resistividade e cargabilidade para esta linha revela um padrão bastante complexo de coincidência entre áreas. Contudo, é importante enfatizar que na posição 240 metros ocorre uma área de cargabilidade moderada coincidente com área baixa resistividade. Destacada por linha tracejada de cor preta (Figura 9.2.2).

Nas regiões mais profundas de ambos modelos de inversão para a mesma seção (resistividade e cargabilidade), valores resistivos coincidem com valores moderados a altos de cargabilidade, associados a sulfetos disseminados em cimento silicático (Figura 9.2.2).

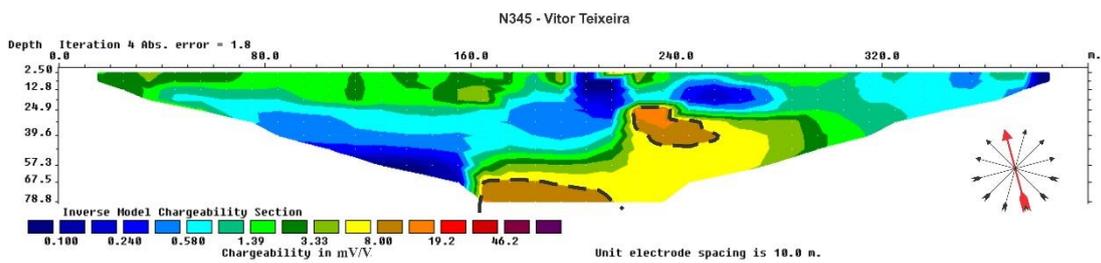
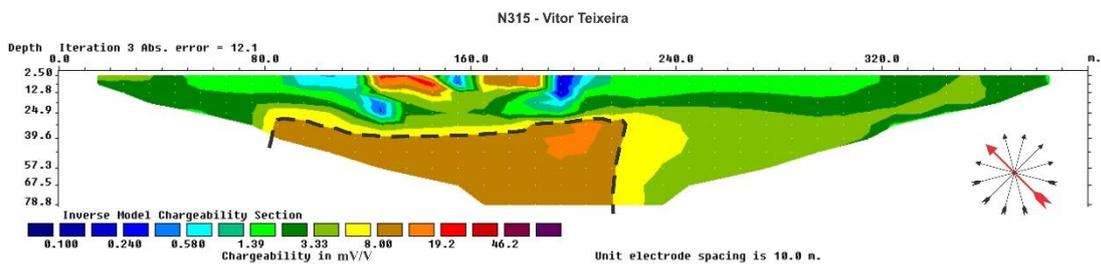
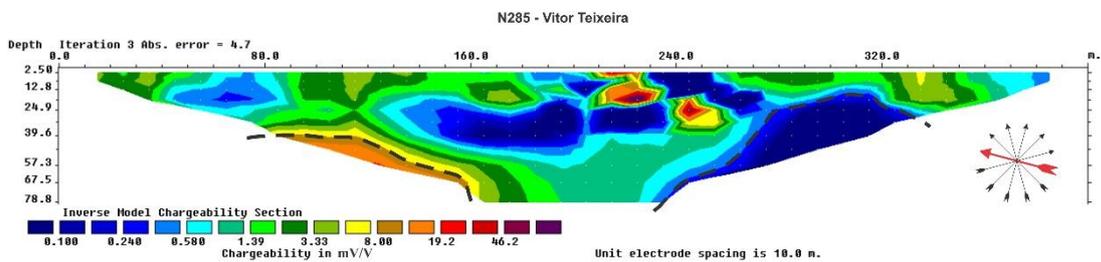
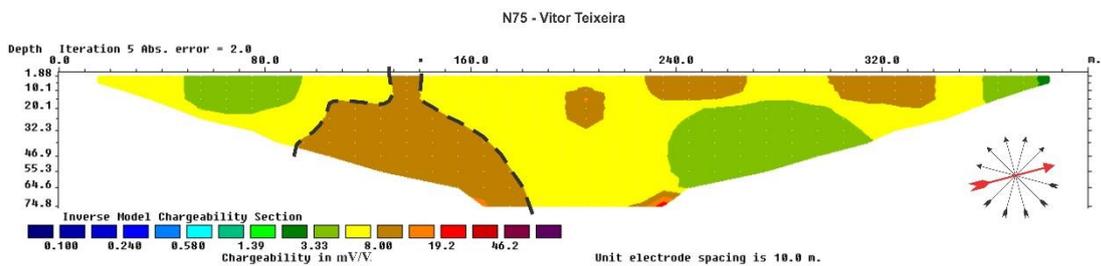
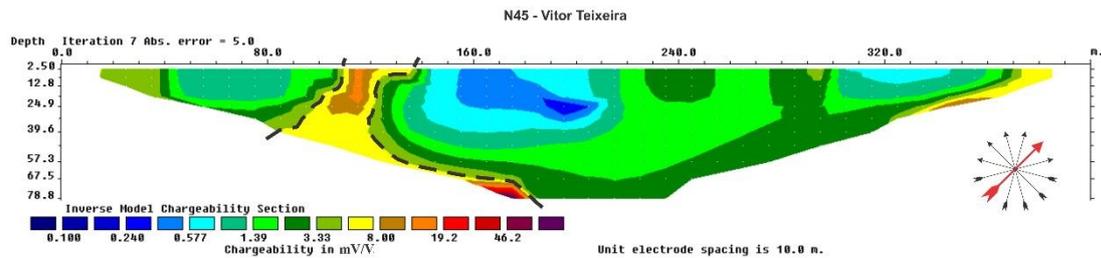
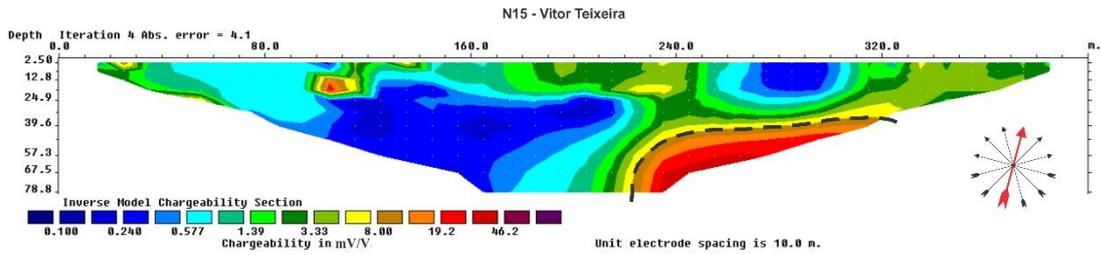


Figura 9.2.2. Modelos de inversão de cargabilidade apresentados na forma de seções 2D.

9.3. Mapas Multiníveis e Modelo 3D

Os modelos tridimensionais foram gerados a partir de dados dos modelos 2D de cada seção georreferenciada sem correção topográfica, que posteriormente foram combinados em um único arquivo e interpolados através do método da mínima curvatura pelo programa Oasis Montaj, pertencente a plataforma Geosoft.

O produto da interpolação possibilitou a geração de mapas multiníveis, desde a superfície até 70 metros de profundidade, separados entre si por 10 metros, para as variáveis resistividade e cargabilidade. Estão apresentados em escalas de cor, onde os altos valores representam as cores quentes e os baixos cores frias.

A visualização em planta para os oito níveis de profundidade, das variáveis resistividade e cargabilidade, revelam um padrão de áreas bastante complexo, principalmente nos primeiros 30 metros. Contudo não há grandes mudanças em suas configurações até essa profundidade.

O mapa de resistividade superficial apresenta valores resistivos nas bordas e centro. Porém os maiores valores estão localizados a sudoeste, onde atingem cerca de 32400 $\Omega.m$. A área restante do mapa é ocupada por valores intermediários, com núcleos de baixa resistividade de 2 $\Omega.m$ a 3 $\Omega.m$. A partir da superfície até a profundidade de 30 metros os mapas assumem basicamente a mesma conformação, com áreas de alta resistividade (por volta de 7000 $\Omega.m$) situadas no centro e núcleos de valores resistivos extremos (maiores que 32400 $\Omega.m$) a norte. Exceção dada a zonas de baixa resistividade, aproximadamente 2 $\Omega.m$, situadas na porção sudoeste do mapa correspondente a profundidade de 30 metros (Figuras 9.3.1).

Para os mapas de cargabilidade até a profundidade de 30 metros, há predominância de valores intermediários (cerca de 0.5 mV/V), com núcleos de alta e baixa cargabilidade localizados na região central, sem mudanças significativas em suas configurações. Os núcleos de alta cargabilidade sugere uma possível zona de argilização, localizados em porções superficiais e de geometria oval. Linhas tracejadas de cor preta (Figura 9.3.1).

A partir dos 40 metros de profundidade os mapas de resistividade e cargabilidade assumem configurações distintas quando comparados com os mapas gerados em profundidades mais superficiais (Figura 9.3.2). As zonas representadas pelos baixos e altos valores de resistividade e cargabilidade adquirem maiores dimensões, com uma clara definição das áreas de altos valores. Áreas de valores extremos (acima de 32400 $\Omega.m$), localizadas na porção norte dos mapas de resistividade mais superficiais, expandem para as porções nordeste e sudeste nas maiores profundidades, onde atinge cerca de 10000 $\Omega.m$.

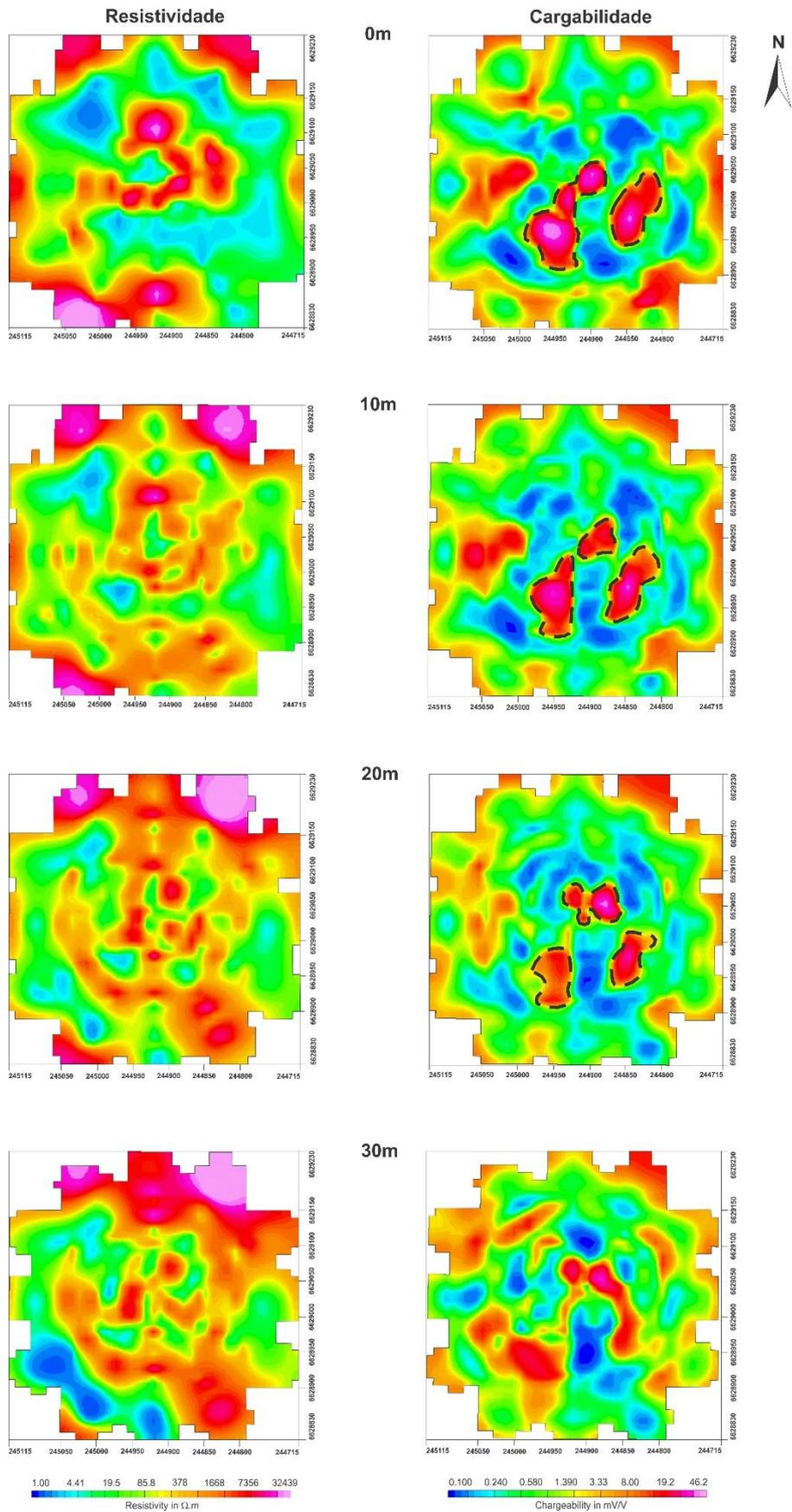


Figura 9.3.1. Modelos de bloco 3D apresentado na forma de mapas de níveis, a partir da superfície até a profundidade de 30 metros, para variáveis de resistividade e cargabilidade.

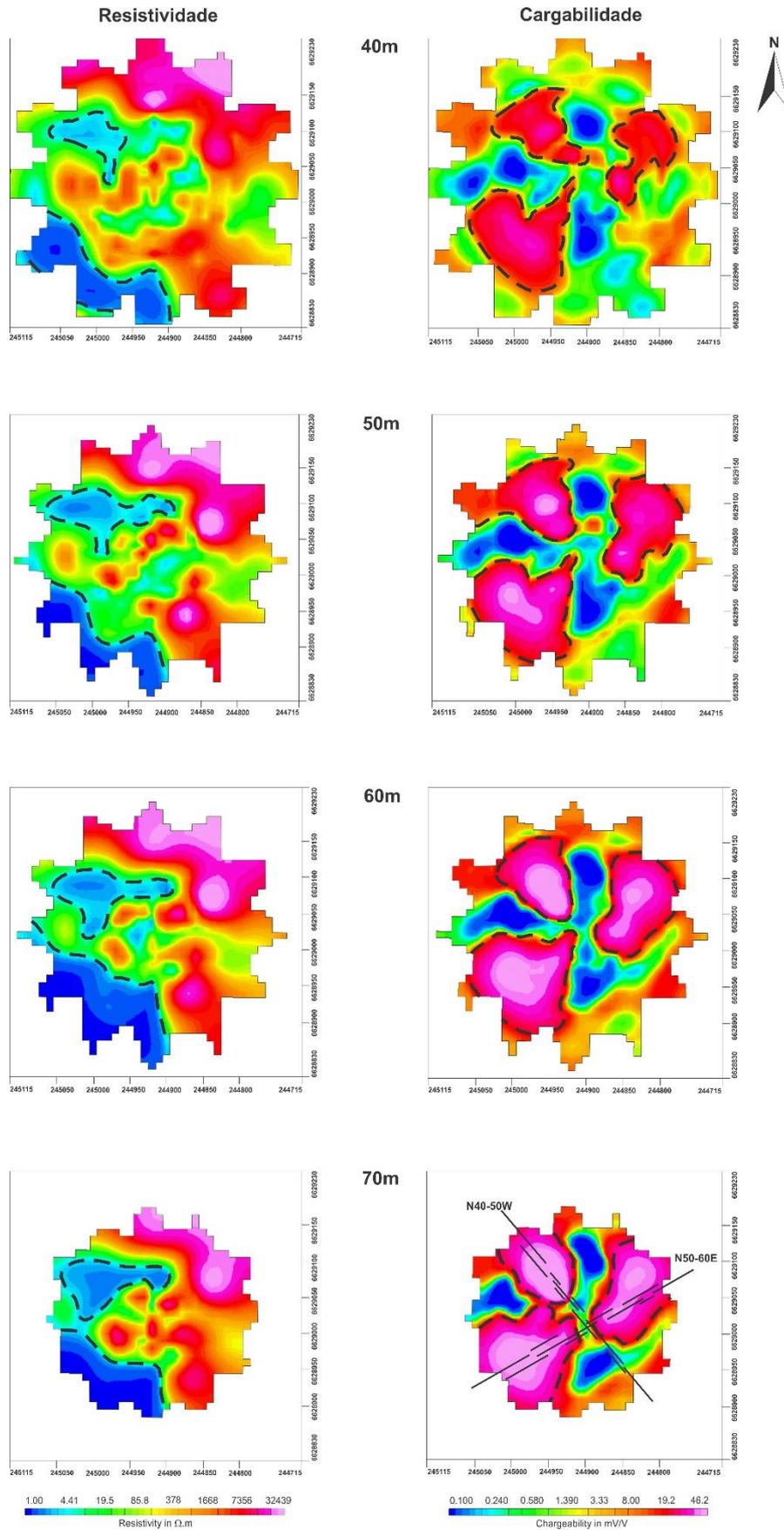


Figura 9.3.2. Modelos de bloco 3D apresentados na forma de mapas e níveis separados entre si da profundidade de 40 metros até a profundidade de 70 metros, para variáveis de resistividade e cargabilidade.

O mesmo acontece com áreas de baixas resistividades nas porções noroeste e sudoeste, que possuem valores aproximados de $2 \Omega.m$ e $1 \Omega.m$ no mapa correspondente aos 70 metros de profundidade, respectivamente (Figuras 9.3.2).

Os mapas de cargabilidade, a partir dos 40 metros de profundidade, exibem zonas de altos valores que ocupam áreas mais extensas. Elas adquirem geometria definida e elevação nos valores de cargabilidade (acima de $46 mV/V$ no mapa para 70 metros) de acordo com o aumento da profundidade. As três áreas correspondentes aos maiores valores de cargabilidade surgem na profundidade de 40 metros na forma de corpos independentes, separados por zonas de baixa cargabilidade até 70 metros de profundidade (Figuras 9.3.2).

Para melhor caracterizar as áreas correspondentes a altos valores de cargabilidade foram confeccionados modelos tridimensionais de isovalores, com eliminação dos valores inferiores a $30 mV/V$. Sua análise em diferentes perspectivas confirmou a presença de áreas com os maiores valores de cargabilidade (mais significativas) a partir dos 40 metros de profundidade, além de pequenos núcleos em profundidades inferiores aos 20 metros (Figura 9.3.3).

A geometria dos corpos de maior expressão é parecida, possuem formato ligeiramente oval, alongados segundo o maior comprimento nas direções NE-SW e NW-SE. Além disso contêm praticamente as mesmas dimensões com provável continuidade lateral, nas mesmas direções do maior comprimento, e em profundidade, uma vez que as medidas realizadas pelos modelos de inversão 2D atingiram no máximo 78 metros de profundidade (Figura 9.3.3).

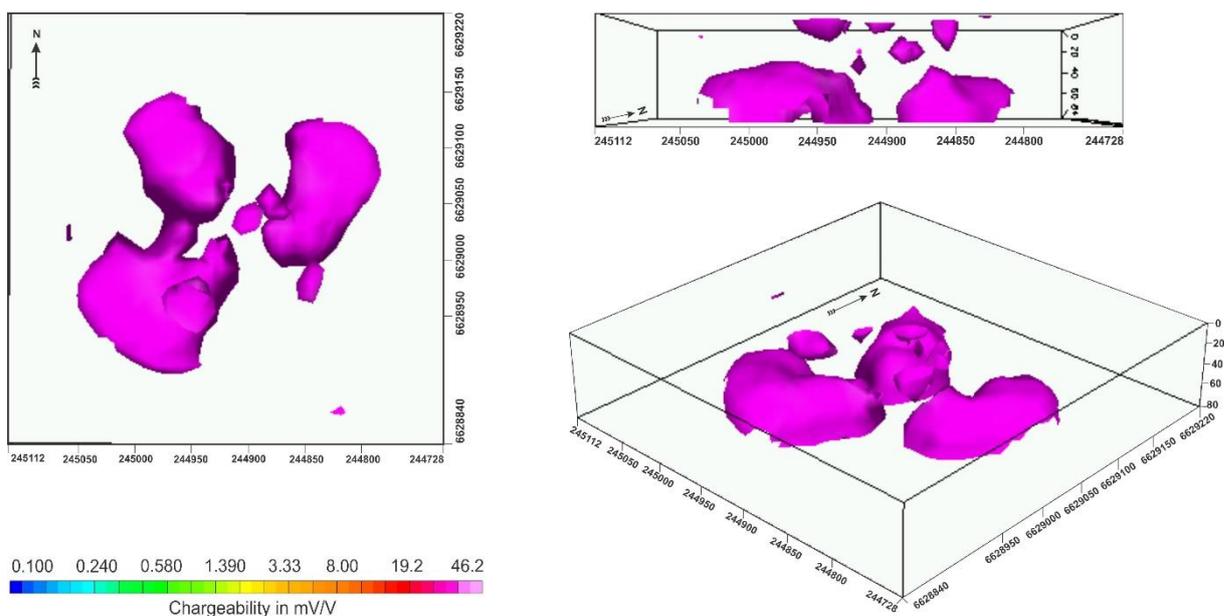


Figura 9.3.3. Modelos de blocos 3D para a variável cargabilidade com valor mínimo de $30 mV/V$.

Baseado no caráter rúptil da rocha encaixante e no espaço relativamente reduzido para mineralizações, arquitetura do depósito deve possivelmente consistir em filões sulfetados orientados segundo as estruturas (falhas e fraturas) que serviram de conduto ao fluxo de fluidos hidrotermais de origem profunda.

Apesar da complexidade entre padrões de valores de resistividade e cargabilidade em áreas coincidentes, evidentes principalmente nos mapas multiníveis de profundidades menores que 30 metros, existem pequenos núcleos de baixa resistividade (cerca de 3 Ω .m) coincidentes com núcleos de alta cargabilidade (por volta de 40 mV/V), localizados na porção centro-sul do mapa superficial.

No entanto é de maior significância compará-las a partir dos 40 metros de profundidade. A partir desta profundidade, nas porções noroeste e sudoeste dos mapas multiníveis, áreas de baixa resistividade coincidem com outras de alta cargabilidade. Isso é repetido até a profundidade de 70 metros, onde passam a conter maiores extensões e valores de resistividade e cargabilidade extremos, aproximadamente 1 Ω .m e 46 mV/V respectivamente. Padrão, este, destacado por linhas tracejadas de cor preta.

A visualização do mapa de cargabilidade referente a profundidade de 70 metros deixa claro que os corpos que possuem valores extremos estão alinhados segundo as orientações preferenciais N40-50W e N50-60E. Tais direções são análogas às falhas e fraturas descritas por Passos e Ribeiro (1966) como controle estrutural para os depósitos cupríferos do Cerro dos Martins e das Minas do Camaquã. Assim como Ribeiro et al. (1966) que descreve sistemas os sistemas de falhas Irapuá e Cêrro da Vigia com suas respectivas orientações NE-SW e NW-SE.

A combinação de variáveis de baixa resistividade e alta cargabilidade, orientados e coincidentes a um padrão regional, sugerem que os locais com maior concentração de sulfetos estão condicionados estruturalmente.

10. CONCLUSÕES

O reconhecimento geológico de campo permitiu a caracterização da ocorrência mineral em superfície, representada por carbonato de cobre (malaquita) contida em fraturas de clorita quartzo sericita xistos pertencentes ao Complexo Metamórfico Vacacaí, além de impregnações de sulfetos oxidados associados a veios de quartzo.

Esta etapa também revelou o intenso fraturamento nos litotipos descritos na área e o claro condicionamento estrutural da ocorrência mineral. O levantamento estrutural foi fundamental na programação do levantamento geofísico, que adotou o arranjo azimutal, com posicionamento de ponto central comum para todas as linhas, orientadas em diversas direções.

Os resultados geofísicos foram processados em termos de modelos de inversão 2D e modelos de visualização 3D, que possibilitaram o reconhecimento de zonas de grande contraste em termos de resistividade e cargabilidade. A revisão de trabalhos prévios em geofísica aplicada em depósitos mineral revelou que depósitos semelhantes são caracterizados por baixa resistividade e alta cargabilidade, em semelhança ao reconhecido na ocorrência mineral estudada neste trabalho.

A análise do conjunto de seções 2D geradas para os parâmetros físicos de resistividade e cargabilidade mostraram três distintas áreas referentes a mineralização. Dentre elas estão, área de alta cargabilidade coincidente com área de baixa resistividade, possivelmente relacionadas ao corpo de minério de cobre maciço, áreas de baixa cargabilidade coincidentes com áreas de alta resistividade, provavelmente referente a zonas estéreis, e anomalias de moderada a alta cargabilidade coincidentes com anomalias de alta resistividade, possivelmente associados a sulfetos disseminados em cimento silicático.

A confecção dos mapas multiníveis para os parâmetros físicos de resistividade e cargabilidade a cada 10 metros de profundidade revelou que o corpo mineralizado se localiza em profundidades abaixo dos 40 metros, onde há coincidência de anomalias de alta cargabilidade e baixa resistividade.

Para melhor caracterizar a geometria, continuidade e tamanho dos corpos mineralizados foi construído modelos 3D de cargabilidade com eliminação de valores inferiores a 30mV/V. O que confirmou a presença de três corpos de alta cargabilidade, ovalados e levemente alongados de orientação N40-50W e N50-60E, com provável continuidade lateral e em profundidade.

O complexo contexto estrutural refletido no fraturamento das rochas na região remete a uma mineralização estruturalmente controlada. Foram reconhecidas duas famílias de fraturas em clorita quartzo sericita xisto pertencente ao Complexo Metamórfico Vacacaí de orientações N10-20W e N50-60W, ambas com mergulho de alto ângulo. Em contrapartida, a rochas da bacia mostrou uma diversidade maior de cinco famílias de fraturas, dentre elas predominam as de atitude N40-50W com caimento de alto ângulo para SW, N70-80E com mergulho para SSE e de direção N-S com mergulhos variando entre 60° e 70° para W. As outras duas famílias de fraturas são menos frequentes, com atitudes N20-30E de ângulo subvertical e N40-50W com mergulho de alto ângulo para NE.

De certa forma, a orientação das fraturas que mais se destacam tanto no mapeamento de condicionantes estruturais através de imagens de satélite quanto mapeamento sistemático de fraturas expostas em afloramento são NW-SE e NE-SW. O que coincide com as orientações dos corpos mineralizados visualizados no modelo 3D. Assim como, o sistema de falhas Irapuá e Cêro da Vigia descritos por Ribeiro et al. (1966).

Fraturas menos frequentes registradas principalmente nas rochas da bacia de orientação N20-30E são bem relevantes, uma vez que as mineralizações de cobre historicamente descritas na região revelam orientação linear associada a falhamentos na direção N20E (LAUX & LINDENMAYER, 2000).

Contudo, a integração de parâmetros físicos de resistividade e cargabilidade, combinados às principais estruturas rúpteis regionais e locais, sugere que a mineralização de sulfetos está condicionada estruturalmente.

Os modelos de inversão 2D para resistividade e cargabilidade, com seus respectivos modelos de visualização 3D, integrados com os levantamentos geológicos e estruturais proporcionou resultados com alto grau de resolução em estudos de detalhamento em trabalhos de prospecção mineral. A redução de acerca da definição de alvos prioritários em campanhas de sondagem é fator relevante em termos de uma adequada quantificação de reservas e de viabilidade econômica de ocorrências minerais.

11 BIBLIOGRAFIA

- ABREU, S. F. **Recursos minerais do Brasil**; coordenação, Josué Camargo Mendes e Rui Ribeiro Franco. 2. ed. São Paulo, Edgard Blücher, Ed. da Universidade de São Paulo; Rio de Janeiro, Instituto Nacional de Tecnologia, 1973.
- ALMEIDA, F. F. M. 1969. **Diferenciação tectônica da plataforma brasileira**. Anais XXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, pp. 29 – 46.
- ALMEIDA, R.P.; JANIKIAN, L.; FRAGOSO-CESAR, A.R.S.; MARCONATO, A. **Evolution of a rift basin dominated by subaerial deposits: The Guaritas Rift, Early Cambrian, Southern Brazil**. *Sedimentary Geology*, v. 217, p. 30-51, 2009.
- ALMEIDA, R.P. **Tectônica e sedimentação do Ediacarano ao Ordoviciano: Exemplos do Supergrupo Camaquã (RS) e do grupo Caacupé (Paraguai Oriental)**. 2005. 216 f. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2005.
- BECKEL, J. **Metalogenia del Cu, Pb y Zn en la Cuenca de Camaquã durante el Ciclo Orogenico Brasileiro, Rio Grande del Sur (Brasil)**. 1990. 275 f. Tese de Doutorado, Universidade de Salamanca, Espanha, 1990.
- BETTENCOURT, J. S. **A mina de cobre de Camaquã, Rio Grande do Sul**. 1972. 175 f. Tese de Doutorado. Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1972.
- BICCA, M.M.; CHEMALE JUNIOR, F.; JELINEK, A.R.; OLIVEIRA, C.H.E.; GUADAGNIN, A.; ARMSTRONG, R. **Tectonic evolution and provenance of the Santa Bárbara Group, Camaquã Mines region, Rio Grande do Sul, Brazil**. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 48, p. 173-192, 2013.
- BIONDI, J.C. **Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros**. São Paulo: Oficina de Textos, 2003.
- BITENCOURT, J. C. **Aplicação do método eletromagnético FDEM-GCM para caracterização geolétrica de uma ocorrência cuprífera no município de Caçapava do Sul – RS**. Caçapava do Sul: Universidade Federal do Pampa, 2011. 55p. (Trabalho de Conclusão de Curso).
- BORBA, A. W.; MARASCHIN, A. J.; MIZUSAKI, A. M. (2007). “Evolução tectono-estratigráfica e paleoclimática da Formação Maricá (Escudo Sul-Rio-Grandense, Brasil): um exercício de geologia histórica e análise integrada de uma bacia sedimentar neoproterozóica”. *Revista Pesquisas em Geociências*, 34 (2): 57-74.
- BORBA, A. W. “Evolução geológica da “Bacia do Camaquã” (Neoproterozóico e Paleozóico inferior do Escudo Sul-Rio-Grandense, RS, Brasil): uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica”. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2006. 110 p. (Tese de Doutorado).

- BORBA, A.W.; Maraschin, A.J. & Mizusaki, A.M.P. 2004a. **Stratigraphic analysis and depositional evolution of the Neoproterozoic Maricá Formation (southern Brazil): constraints from field data and sandstone petrography**. *Gondwana Research*, 7 (3): 871-886.
- BORGES, W.R. **Caracterização geofísica de alvos rasos com aplicações no planejamento urbano e meio ambiente: Estudo sobre o Sítio Controlado do IAG/USP**. 2007. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.
- BRAGA, A. C. O. **Métodos da eletrorrestividade e polarização induzida aplicados nos estudos de captação e contaminação de águas subterrâneas**. 2006. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2006.
- CARVALHO, P. F. **Reconhecimento geológico do Estado do Rio Grande do Sul**. Boletim do Instituto Geológico e Mineralógico do Brasil, Rio de Janeiro, n. 66, p. 1-72, 1932.
- CHEMALE JR., F., Babinski, M., Hartmann, L.A., Schmus, W.R. and Wildner, W. 1994. **Evolução tectônica do Bloco São Gabriel, RS**. 38. *Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú*, 1, 626-627.
- CHEMALE JR., F., HARTMANN, L.A. and SILVA, L.C. **Stratigraphy and tectonism of the Brasiliano Cycle in southern Brazil**. *Communs geol. Surv. Namibia*, 10 (1995), 153-168.
- CORTÊS, A. R. P. “ **Integração de dados geofísicos e geológicos na caracterização morfológica de ocorrência de cobre na borda norte da Bacia do Camaquã (RS)**”. Rio Claro: Universidade Estadual Paulista, 2015. 101 p. (Dissertação de Mestrado).
- COSTA FILHO, J. H. **Prospecção das minas de cobre de Camaquã, Rio Grande do Sul**. Boletim DNPM, n. 59, p. 13-94, 1944.
- deGROOT-HEDLIN, C. & CONSTABLE, S. **Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data**. *Geophysics*, v. 55, n. 12, p. 1613 – 1624, 1990.
- DENTI, M. & MUDGE, S. T., 2014. **Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist**. Cambridge University Press. 438p.
- EDWARDS, L. S. **A modified pseudosection for resistivity and induced-polarization**. *Geophysics*, 42, p.1020 – 1036. 1977.
- FACHIN, S. J. S. **Ensaio geoeletricos 2D no antigo lixão de Ribeirão Preto – SP: avaliação de parâmetros de aquisição e monitoramento ambiental do problema**. São Paulo. Universidade de São Paulo, 2007. 142p. (Dissertação de Mestrado).

- FORD, K., KEATING, P., THOMAS, M. D., 2007, **Overview of geophysical signatures associated with Canadian ore deposits.** In: **Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit- Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods:** Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, 939–970.
- FRAGOSO-CÉSAR, A. R. S. 1980. **O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio Sul-Riograndense.** Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, SBG, 31, Camboriú, 5: 2879 – 2891.
- FRÓES DE ABREU, S.1973. **Recursos minerais do Brasil.** Edgard Blucher, São Paulo, Vol. 2, 2a ed., 320.
- GANDOLFO, O. C. B. **Um Estudo do Imageamento Geométrico na Investigação Rasa.** São Paulo. Universidade de São Paulo, 2007. 206p. (Tese de Doutorado).
- GEOTOMO SOFTWARE. *RES2DINV (v.3.54) for 98/ME/2000/NT/XP.* **Geoelectrical Imaging 2D & 3D.** 2003, 125p.
- GRIFFITHS, D. H. and BARKER, R. D., 1993. **Two dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology.** In R. Cassinis, K. Helbig and G. F. Panza (Editors), *Geophysical Exploration in Areas of Complex Geology*, I. J. Appl. Geophys., 29: 211 – 226.
- GROHMANN, C.H.; CAMPANHA, G.A.C. **OpenStereo: open source, cross-platform software for structural geology analysis.** In: AGU FALL MEETING, 2010, San Francisco, CA. Oral Presentation.
- HARRES, M. M. 2000. **Minas do Camaquã, um estudo multidisciplinar.** São Leopoldo: Ed. UNISINOS. 366p.
- HARTMANN, L.A.; PORCHER, C.C.; REMUS, M.V.D. **Evolução das Rochas Metamórficas do Rio Grande do Sul.** In: HOLZ, M.; DE ROS, L. F. (Eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul.* Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2000, p. 79-118.
- HASUI Y., CARNEIRO C.D.R., ALMEIDA F.F.M.DE, BARTORELLI A. eds. 2012. **Geologia do Brasil.** São Paulo: Ed. Beca. 900p
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. **The Ribeira folded belt.** *Revista Brasileira de Geociências*, v. 5, n. 4, p. 257-266, 1975.
- JANIKIAN, L.; ALMEIDA, R.P.; FRAGOSO-CESAR, A.R.S.; CORRÊA, C.R.A.; PELOSI, A.P.M.R. **Evolução Paleoambiental e sequências deposicionais do Grupo Bom Jardim e da Formação Acampamento Velho (Supergrupo Camaquã) na porção norte da Sub-bacia Camaquã ocidental.** *Revista Brasileira de Geociências*, v. 35, n. 2, p. 245-256, 2005.

- JOST, H.; SILVA, M. G.; KUYUMJIAN, R. M. & BRITO, R. S. C. **Principais modelos de depósitos de cobre do Brasil: aspectos históricos, contextos geológicos e importância econômica. Modelos de depósito de cobre no Brasil e sua resposta ao intemperismo**/Editores: Reinaldo Santana Correia de Brito, Maria da Glória da Silva e Raul Minas Kuyumjian. – Brasília: CPRM, 2010. 190p.
- KOPPE, J.C. 1990. **Metalogênese do Guro na Mina Bossoroca, São Sepé, RS**. Ph. D. Thesis, VFRGS, Porto Alegre, 289 pp.
- KOPPE, J.C.; HARTMANN, L.A.; LISBOA, P.F.C.; MONTEIRO, R.N. **Aspectos geológicos e estratigráficos do Complexo Bossoroca, São Sepé-RS**. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2, Florianópolis, 1985. *Atas...* Florianópolis: SBG, 1985. p. 32-36.
- LAUX, J.H.; LINDENMAYER, Z.G.; TEIXEIRA, J.B.; BASTOS NETO, A. **Ore genesis at the Camaquã copper mine, a neoproterozoic sediment-hosted deposit in Southern Brazil**. *Ore Geology Reviews*, v. 26, p. 71–89, 2005.
- LAUX, J. H.; LINDENMAYER, Z. G. **As Minas do Camaquã: um século de evolução de hipóteses genéticas**. In: RONCHI, L.H.; LOBATO, A.O.C. (Eds). *Minas do Camaquã: um estudo multidisciplinar*. São Leopoldo: Editora Unisinos, 2000, p. 133-164.
- LEITES, S. R., LOPES, R. C., WILDNER, W. & PORCHER, C. A. **Folha Passo do salsinho, Folha SH.22-Y-A-I-4. Estado do Rio Grande do Sul. Escala 1:50.000**. Brasília: Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. CPRM, 1995. 372p.
- LEINZ, V.; ALMEIDA, S. C. **Gênese da jazida de cobre “Camaquam”, município de Caçapava – Rio Grande do Sul**. Secretaria dos Negócios de Agricultura Indústria e Comércio do Estado do Rio Grande do Sul, Boletim DNPM, n. 88, p.56, 1941.
- LIMA, E. E. & NARDI L. V. S. (1998). **O vulcanismo shoshonítico e alcalino da Bacia de Camaquã: Estado do Rio Grande do Sul – Brasil**. In: *II Congresso Uruguayo de Geologia* 263 – 268.
- LOKE, M. H. & BARKER, R. D. **Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method**. *Geophysical Prospecting*, 1996, 44, 131 - 152.
- LOKE, M. H. & DAHLIN, T. **A comparison of the Gauss-Newton and quasi-Newton methods in resistivity imaging inversion**. *Journal of Applied Geophysics*, 2002, 49, 140 – 162.
- LOKE, M. H. 2000. **Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies: a practical guide to 2-D and 3-D surveys**. Report Geotomo LLC, Penang, Malaysia. 67. p., 2000.
- LOPES, R. C. **Folha Cachoeira do Sul, Folha SH. 22-Y-A**. Estado do Rio Grande do Sul. Escala 1:250.000. Brasília: Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. CPRM, 2000.

- LOWRIE, W. **Fundamentals of Geophysics**. Cambridge University Press, New York, 2007. Second Edition. 393p.
- MARJORIBANKS, R., 2010. **Geological methods in mineral exploration and mining**. 2^oed., Springer, Heidelberg, 248pp.
- McNEIL, J. D. **Electrical conductivity of soils and rock**. Geonics Ltd., Ontario, Canadá, Technical note Tn – 5. 1980.
- MILSON, J. J., ERIKSEN, A. 2011. **Field Geophysics**. John Wiley & Sons Ltd, Chichester, 297p.
- MILSON, J. **Field Geophysics: the geological field guide series**. University College London, 2003. Third Edition.
- MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA - MME. 2016. **Sumário Mineral** / Coordenadores Thiers Muniz Lima, Carlos Augusto Ramos Neves Brasília: DNPM.
- MOON, C.J.; WHATELEY, M.K.G.; EVANS, A.M. **Introduction of mineral exploration**. 2^oed., Blackwell Publishing, Malden, 499 pp., 2006.
- MOREIRA, C. A., & ILHA, L. M. **Prospecção geofísica em ocorrência de cobre localizada na Bacia Sedimentar de Camaquã (RS)**. REM: R. Esc. Minas, Ouro Preto, 64(3), 305-311, jul. set. | 2011.
- MUSSET, A. E. e KHAN, A. M. **Looking into the earth: an introduction to geological geophysics**. Cambridge University Press, 2000.
- NAUMANN, M.P., Hartmann, L.A., Koppe, J.C. and Chemale Jr., E 1984. **Seqüências supracrustais, gnaisses graníticos, granulitos e granitos da regioao de Ibaré - Palma, RS. Geologia, aspectos estratigráficos e considerações geotectônicas**. *An. Congo Bras. Geol.*, **33**, **5**, 2417-2425.
- OLIVEIRA, J. R., NETO, C. S.S., COSTA, E. J. S. e ARAÚJO, O. J. B. **Carta Geológica, Folha Passo do Salsinho SH.22-Y-A-I-4. Estado do Rio Grande do Sul. Escala 1:50.000**. Brasília: Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. CPRM, **1995**. 372p.
- ORELLANA, E. 1972. **Prospeccion geoelectrica en corriente continua**. Madrid, Ed. Paraninfo, Biblioteca Tecnica Philips, 523p.
- PAIM, P. S. G. & FONSECA, M. M. (2004). **Bacias do Estágio da Transição da Plataforma Sul-Americana**. In capítulo XXIX – Geologia do Continente Sul – Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. p. 487 – 537.
- PAIM, P. S. G.; CHEMALE, JR. F.; LOPES, R. C. (2000). **A Bacia do Camaquã**. In: Holz, M.; De Ros, L.F. (Eds.) Geologia do Rio Grande do Sul, CIGO-UFRGS, 231-274.

- PAIM, P. S. G., CHEMALE, F. Jr., LOPES, R. C., 1995. **Aloestratigrafia, sistemas deposicionais e evolução paleogeográfica da Bacia do Camaquã – Vendiano superior/Ordoviciano inferior do RS.** Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia 4, 39-50.
- PELOSI, A.P.M.R. & Fragoso-César, A.R.S. 2003. **Proposta de classificação litoestratigráfica para o Grupo Maricá.** In: ENCONTRO SOBRE A ESTRATIGRAFIA DO RIO GRANDE DO SUL: ESCUDO E BACIAS, 1, **Anais...**, Porto Alegre, RS, p.133-138.
- PIRAJNO, F. **Hydrothermal Processes and Mineral Systems.** Australia: Springer, 2009.
- PIRAJNO, F. **Hydrothermal mineral deposits: Principles and fundamental concepts for the exploration geologist.** Berlin: Springer-Verlag, 1992.
- PORCHER, C.A. **Folha Passo do salsinho, Folha SH.22-Y-A-I-4. Estado do Rio Grande do Sul. Escala 1:50.000.** Brasília: Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. CPRM, 1995. 372p.
- PORCHER, C. A. **Folha Cachoeira do Sul, Folha SH. 22-Y-A. Estado do Rio Grande do Sul. Escala 1:250.000.** Brasília: Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. CPRM, 2000.
- REEDMAN, J. H., 1979. **Techniques in mineral exploration.** Kluwer Academic Publisher, London, 533pp.
- REMUS, M.V.D.; HARTMANN, L.A.; MCNAUGHTON, N.J.; GROVES, D.I.; FLETCHER, I.R. **The link between hydrothermal epigenetic copper mineralization and the Caçapava Granite of the Brasiliano Cycle in southern Brazil.** Journal of South American Earth Sciences, v. 13, p. 191-216, 2000.
- REMUS, M. V. D.; HARTMAN, L. A.; MCNAUGHTON, N. J.; GROVES, D. I.; and REISCHL, J.L. (1999). **Distal Magmatic-Hydrothermal Origin of the Camaquã Cu (Au-Ag) and Santa Maria Pb, Zn (Cu-Ag) Deposits, Southern Brazil.** Gondwana Research, V. 3, No. 2, pp. 155-174.
- RIBEIRO, M. J. 1991. **Sulfetos em Sedimentos Detríticos Cambrianos do Rio Grande do Sul, Brasil.** Tese de Doutorado, IG/UFRGS, 416 p.
- RONCHI, L.H.; LINDENMAYER, Z.G.; BASTOS NETO, A.; MURTA, C.R. Stockwork e a zonação do minério sulfetado no arenito inferior da Mina Uruguai, RS. In: RONCHI, L.H.; LOBATO, A.O.C. (Eds). **Minas do Camaquã: um estudo multidisciplinar.** São Leopoldo: Editora Unisinos, 2000, p. 165-190.
- SANTOS, M.G.M., ALMEIDA, R.P., FRAGOSO-CESAR, A.R.S. **Paleostress analysis in brittle structures of the Camaquã Copper Mines.** Revista Brasileira de Geociências, v.42, n.3, p. 573-584, 2012.

- SANTOS, M.G.M. **Tectônica e sedimentação na Bacia do Camaquã Central (RS):** Exemplos do Grupo Guaritas e do Grupo Santa Bárbara. 2010. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Geotectônica) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010.
- SANTOS, E.L. dos; BECKEL, J.; MACEDO, P. M.; GONZALES FILHO, F.; CHABAN, M. 1978. **Divisão lito-estratigráfica do Eo-cambriano – Pré-Cambriano Superior do Escudo Sul-Riograndense.** In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, 1978. *Anais.* Recife: SBG. V.2; p. 670-84.
- SKINNER, B.J. **Hydrothermal mineral deposits: What we do and what we don' know.** In: BARNES, H.L. (Ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 3. ed. John Wiley & Sons, 1997, p. 1-29.
- TEIXEIRA, A.L.; GAUCHER, C.; PAIM, P.S.G.; FONSECA, M.M.; PARENTE, C.V.P.; SILVA FILHO, W.F.S.; ALMEIDA, A.R. **Bacias do estágio de transição da plataforma sul-americana.** In: NETO, V.M.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.; BRITO-NEVES, B.B. (Eds.). **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.** São Paulo, Editora Beca, 2004, p. 487-536.
- TEIXEIRA, E. Cobre no Rio Grande do Sul. **Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral, DNPM,** Rio de Janeiro, n. 22, p. 29, 1937.
- TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E. **Applied Geophysics.** Cambridge University Press, 1990. Second Edition.
- WILDNER W., SANDER A., LOPER R.C. 1994. **Estudo petrológico e litoquímico de uma parcela do vulcanismo ácido cambriano do Rio Grande do Sul – Formação Acampamento Velho.** *Pesquisas*, 21:47-57.
- REMUS, M.V.D. 1990. **Geologia e Geoquímica do Complexo Cambaízinho, São Gabriel - RS.** M.Sc. Thesis, VFRGS, Porto Alegre, 267 pp.
- Ribeiro, M. (1965) - Comunicação feita ao XIX Congresso Brasileiro de Geologia, ~ (1966-a) ~ **Geologia da Folha da Mina Camaqua Brasil.** Oiv. Fom. Prod. Min., inedito.
- RIBEIRO, M. J. 1991. **Sulfetos em sedimentos detríticos cambrianos do Rio Grande do Sul, Brasil.** UFRGS. Tese de Doutorado.
- ROBINSON, E. S. **Basic Exploration Geophysics.** John Wiley & Sons Inc., 1988.
- RONCHI, L. H. & LOBATO, A. O. C. **Minas do Camaquã, um estudo multidisciplinar.** São Leopoldo: Ed. UNISINOS, 2000. 366p.
- ROOB, L. **Introduction to ore-forming processes.** Oxford: Blackwell, 2005.
- SUMNER, J.S. **Principles of Induced Polarization for Geophysical Exploration.** Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam. 277p. 1976.