

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA

BRUNO NUNES MACHADO

**GEOLOGIA E PARAGÊNESE MINERAL DAS MINERALIZAÇÕES NO GRANITO
SANTO FERREIRA, SUDESTE DE CAÇAPAVA DO SUL - RS**

CAÇAPAVA DO SUL

2017

BRUNO NUNES MACHADO

**GEOLOGIA E PARAGÊNESE MINERAL DAS MINERALIZAÇÕES NO GRANITO
SANTO FERREIRA, SUDESTE DE CAÇAPAVA DO SUL - RS**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Curso de Geologia da Universidade Federal do Pampa, como requisito parcial para obtenção do Título de Bacharel em Geologia.

Orientadora: Prof(a). Dr(a). Delia Del Pilar Montecinos de Almeida

Coorientador: Prof. Dr. Vinícius Matté

CAÇAPAVA DO SUL

2017

BRUNO NUNES MACHADO

**GEOLOGIA E PARAGÊNESE MINERAL DAS MINERALIZAÇÕES NO GRANITO
SANTO FERREIRA, SUDESTE DE CAÇAPAVA DO SUL - RS**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado
ao Curso de Geologia da Universidade Federal
do Pampa, como requisito parcial para
obtenção do Título de Bacharel em Geologia.

Trabalho de Conclusão de Curso defendido e aprovado em: 13 de dezembro de 2017.

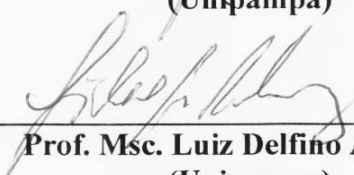
Banca examinadora:



Prof(a). Dr(a). Delia Del Pilar Montecinos de Almeida
Orientadora
(Unipampa)



Prof. Dr. Tiago Rafael Gregory
(Unipampa)



Prof. Msc. Luiz Delfino Albarnaz
(Unipampa)

Ficha catalográfica elaborada automaticamente com os dados fornecidos
pelo(a) autor(a) através do Módulo de Biblioteca do
Sistema GURI (Gestão Unificada de Recursos Institucionais) .

M149g Machado, Bruno Nunes
GEOLOGIA E PARAGÊNESE MINERAL DAS MINERALIZAÇÕES NO GRANITO
SANTO FERREIRA, SUDESTE DE CAÇAPAVA DO SUL - RS / Bruno Nunes
Machado.
89 p.

Trabalho de Conclusão de Curso(Graduação)-- Universidade
Federal do Pampa, GEOLOGIA, 2017.
"Orientação: Delia Del Pilar Montecinos de Almeida".

1. Mapeamento Geológico. 2. Paragênese Mineral. 3. Granito
Santo Ferreira. 4. Província Cuprífera de Caçapava do Sul. I.
Título.

À Dona Elaine
e a todos que em mim acreditam.

AGRADECIMENTOS

O caminho das pedras é árduo. Quem o trilhou sabe. E sabe também, o quão gratificante é percorrê-lo. Dessa forma, neste momento em que me encontro escrevendo estas palavras, nada me resta além de agradecer a todos que direta ou indiretamente contribuíram e me deram suporte para chegar até aqui.

Primeiramente, agradeço a Deus e ao universo por todas as oportunidades a mim concedidas, pela saúde e disposição que me acompanham diariamente e por colocar um curso de Geologia praticamente “dentro da minha casa”.

À minha família, agradeço pelo incentivo à retomada dos estudos e pelo apoio constante durante a minha vida acadêmica. Valeu, pai! Valeu, mãe! Valeu, vó!

Se hoje concluo esta etapa, é porque ao meu lado há uma grande mulher que, juntamente à minha família, me proporcionou amor, carinho, me deu força e tranquilidade pra chegar até aqui. Hoje, quis o destino que a nossa comemoração fosse em dobro. Então, além de gratidão por tudo que representa pra mim, registro aqui os parabéns por tua conquista acadêmica. Te amo, geóloga!

Aproveito também para agradecer a minha segunda família, que como um filho, me acolheu e me incentivou durante esta caminhada. Obrigado Dona Gilda e obrigado Mariluce!

À minha orientadora, Professora Delia Pilar, deixo um agradecimento especial pela confiança em mim depositada e pelos ensinamentos além da geologia. Da mesma forma, agradeço ao meu coorientador, Professor Vinicius Matté (o Vini!), pela amizade, auxílio nos trabalhos de campo, discussões e contribuições técnicas para com este trabalho.

O meu obrigado extensivo a toda galera da Unipampa, e aqui incluo a equipe de professores que nortearam a minha caminhada geológica, os técnicos administrativos, os funcionários terceirizados e todos os colegas de curso pelos momentos que juntos compartilhamos ao longo da graduação. Obrigado a todos! Em especial, deixo o meu reconhecimento e agradecimento ao Maciel (expê) pela parceria e discussões durante os trabalhos de campo, e também aos colegas Samuel (catê) e Paula Hernandez.

Agradeço aos colegas da Planageo pelos dias de trabalho que compartilhamos até o presente momento. E neste sentido, faço um “gancho” e agradeço também a Fida por me proporcionar os primeiros passos no universo geológico-mineiro.

Não poderia deixar de agradecer à sociedade brasileira por financiar indiretamente esta pesquisa, e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) por canalizar até a mim o recurso financeiro que neste trabalho foi aplicado.

Por fim, à galera do *rock and roll* (Dayson, Delmar, Maykel, Jesus, Roni, etc), obrigado!

“Nós vamos quebrando barreiras
derrubando muros e cravando estacas
com pedras pesadas, com pedras pesadas...”

Mato Seco

RESUMO

A Província Cuprífera de Caçapava do Sul está localizada na porção central do Rio Grande Sul. Compreende depósitos, prospectos e ocorrências monoelementar ou polimetálicas de Cu, Pb e Zn hospedadas por rochas criogrenianas do embasamento metamórfico e por rochas vulcanossedimentares ediacaranas da Bacia do Camaquã. A área de estudo está localizada na porção central desta província, localizada 20 km a sudeste da área urbana de Caçapava do Sul. No local, ocorrências de Fe e Cu foram brevemente descritas na literatura sendo vinculadas ao Granito Santo Ferreira, uma intrusão espacial e geologicamente associada ao Granito Caçapava. Objetivando fornecer novos dados à bibliografia e discutir sobre a natureza geológica destas ocorrências, realizou-se mapeamento geológico e estrutural em escala 1:25.000, com ênfase nos afloramentos de rochas portadoras de mineralização, e estudos de petrografia por meio de microscopia óptica e de química mineral por meio de microscopia eletrônica de varredura. Como resultados do mapeamento geológico foram identificadas as seguintes unidades: i) Formação Passo Feio; ii) Carbonatito Passo Feio; iii) Granito Santo Ferreira; iv) Bacia do Camaquã, sendo esta representada pelas formações Estância Santa Fé, do Grupo Santa Bárbara e Guarda Velha, do Grupo Guaritas e, iv) dois diques básicos e um dique intermediário, vinculados respectivamente ao magmatismo Serra Geral e Rodeio Velho. Foram identificados 13 afloramentos mineralizados. Deste total, 7 apresentaram maior interesse para este estudo. Nenhum sulfeto primário de cobre foi identificado conforme anteriormente mencionado na bibliografia. A assembleia mineral da ganga é composta por hematita, pirita, quartzo e por vezes malaquita. Caulinita e illita são os argilominerais que acompanham a alteração hidrotermal. A mineralização apresenta forte controle estrutural e geológico, ocorrendo predominantemente em estruturas rúpteis do Granito Santo Ferreira, cujas direções variam entre N20°-70°W, mergulhando em média 65° para NE. Os dados obtidos neste trabalho, sobretudo, a identificação de conglomerados basais do Grupo Guaritas apresentando contribuição de clastos do minério estudado e de sua encaixante, o Granito Santo Ferreira, reunidos com dados da bibliografia acerca da metalogenia regional da Província Cuprífera de Caçapava do Sul, sugerem que o evento hidrotermal registrado na área de estudo tenha idade ediacarana e se relacione com as intrusões dos granitos Caçapava e Santo Ferreira.

Palavras-Chave: Mapeamento Geológico; Paragênese Mineral; Granito Santo Ferreira; Província Cuprífera de Caçapava do Sul.

ABSTRACT

The copper province of Caçapava do Sul is located in the central portion of the Rio Grande Sul. It comprises deposits, prospects and monoelemental or polymetallic occurrences of Cu, Pb and Zn hosted by cryogenic rocks of the metamorphic basement and by volcanosedimentary rocks ediacarans of the Camaquã Basin. The study area is located in the central portion of this province, 20 km southeast of the urban area of Caçapava do Sul. At the site, Fe and Cu occurrences were briefly described in the literature being linked to the Santo Ferreira Granite, a spatial and geologically intrusion associated to the Caçapava Granite. Aiming to provide new data in the bibliography and discuss the geological nature of these regions, we employed geological and structural mapping in a scale 1:25,000 focused on outcrops of rocks bearing mineralization, petrography studies using optical microscopy and mineral chemistry using scanning electron microscopy. As results of the geological mapping was identified the following units: i) Passo Feio Formation; ii) Passo Feio Carbonatite; iii) Santo Ferreira Granite; iv) Camaquã Basin, which are represented by the Estancia Santa Fé formations, the Santa Bárbara Group and Guarda Velha, the Guaritas Group and, v) two basic dikes and an intermediate dyke, linked respectively to the Serra Geral and Rodeio Velho magmatism. 13 mineralized outcrops were identified. Of this total, 7 were more interested for this study. No primary copper sulphide was identified. The gangue mineral assembly is composed of hematite, pyrite, quartz and sometimes malachite. Caulinite and illite are the clay minerals that accompany the hydrothermal alteration. The mineralization presents a strong structural and geological control, occurring predominantly in the brittle structures of the Santo Ferreira Granite, whose directions varies between $N20^{\circ}-70^{\circ}W$, plunging on average 65° to NE. The data obtained in this work, mainly the identification of conglomerates based on the Guaritas Group showing the contribution of fragments from the studied ore and its host rocks, the Santo Ferreira Granite, allied with the data from the bibliography on the regional metalogenesis of the copper province of Caçapava do Sul, suggest that the hydrothermal event recorded in the study area occurred at the Ediacaran age and is related to the intrusions of the Caçapava and Santo Ferreira granites.

Keywords: Mapping Geological; Paragenesis Mineral; Santo Ferreira Granite; Cooper Province of Caçapava do Sul.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Mapa de situação e localização da área de estudo.	5
Figura 2 - Contexto geológico do Escudo Sul-rio-grandense (ESrg) com ênfase nas principais unidades petrotectônicas que o compõe, com vista detalhada para a porção onde está inserida a área de estudo, representada pela poligonal amarela.	7
Figura 3 – Mapa geológico simplificado da Bacia do Camaquã.	13
Figura 4 – Notação estrutural da mão esquerda (<i>strike and dip</i>) com bússola tipo Bruton. a) direção do plano (<i>strike</i>); b) mergulho do plano (<i>dip</i>).....	31
Figura 5 – Microscópio petrográfico de luz transmitida e refletida utilizado na etapa de petrografia. Laboratório de petrografia e mineralogia da Unipampa.	32
Figura 6 – Microscópio eletrônico de varredura (MEV) acoplado de um sistema de detecção de raios X por dispersão de energia (EDS). Laboratório de geologia isotópica, UFRGS.....	34
Figura 7 – litotipos da FPF: a) anfibolito com injeções quartzo feldspáticas. Afloramento na seção do Arroio Passo Feio; b) plagioclásio-quartzo-anfibólio xisto milonitizado, associado à falha do Caboclo.	36
Figura 8 – Litotipos da FPF: a) tremolito maciço caracterizado pela textura grossa da tremolita presente como agregados fibro-radiais, associada a minerais de talco, clorita e óxidos de ferro; b) granada-biotita-muscovita-quartzo xisto com texturas porfiroblástica e lepidoblástica, com vista detalhada para o porfiroblasto de granada rodeado por biotita, em banda quartzo feldspática.	37
Figura 9 – Estereograma das foliações metamórficas da FPF na área de estudo.	38
Figura 10 – Carbonatito Passo Feio: a) beforsito de coloração branca, foliado e com textura média, constituído predominantemente por dolomita, anfibólio, biotita, óxidos de ferro e flogopitas contidas no plano de foliação, esta última mostrada em vista detalhada; b) rocha encaixante da intrusão carbonatítica, constuída de anfibólio, biotita, quartzo e feldspato alcalino.	39
Figura 11 – Principais litotipos cartografados do GSF: a) sienogranito milonítico; b) biotita monzogranito molinítico; c) muscovita leucogranito milonítico e; d) filonito.	40
Figura 12 – Figura esquemática da análise cinemática dúctil no GSF: a) afloramento estudado acompanhado de croqui ilustrativo destacando as feições estruturais medidas em campo; b) vista para o plano XY do elipsoide de deformação contendo as lineações de estiramento do quartzo tipo <i>ribbon</i> ; c) vista para o plano XY do elipsoide de deformação contendo os porfiroclastos de k-feldspatos perpendiculares a foliação milonítica; d) estereograma de polo das lineações medidas e; e) estereograma de foliação milonítica.	41

Figura 13 – Litotipos da Formação Guarda Velha: a) conglomerado polimítico, matriz suportado, com predomínio de seixos arredondados e imbricados e blocos esparsos, com contribuição de granitoides, xistos e rochas vulcânicas; b) arenito quartzo feldspático com ocorrência grânulos e seixos esparsos; c) e d) seixos do minério (ganga) hospedado no GSF.	43
Figura 14 – Litotipos da Formação Estância Santa Fé: a) ortoconglomerado maciço com forte contribuição de seixos angulosos de rochas metamórficas, pontualmente suportado pelo arcabouço e com ocorrência de lentes centimétricas de arenito médio; b) ortoconglomerado com clastos tabulares incipientemente imbricados.....	44
Figura 15 – Diques básicos e intermediário mapeados: a) dique básico aflorando na forma de campo de matacões alinhados segundo a direção NW-SE; b) diabásio com textura porfirítica caracterizada por esparsos fenocristais subédricos de plagioclásio emersos em matriz afanítica; b) dique intermediário encaixado em no GSF.	45
Figura 16 – Padrões de lineamentos na área de estudo obtidos via sensoriamento remoto: a) mapa de relevo sombreado (<i>hillshade relief</i>) com sobreposição de imagens iluminadas para os azimutes 45° e 315°; b) mosaico de imagens <i>Google Earth PRO</i> ; c) mapa de lineamentos e; d) diagrama de roseta dos lineamentos traçados.....	47
Figura 17 – Principais padrões de fraturamento do GSF e estilos de mineralização associada: a) afloramento do GSF situado às margens do Arroio Passo Feio (PSF-026) marcado por zona de alta deformação rúptil associada à falha de direção NW. Observam-se na imagem em detalhe as populações e os corredores de fraturas comumente observados em campo; b) filão de hematita encaixado em fratura N30°W no ponto PSF-050; c) zona fraturada com mineralização de hematita no ponto (PSF-051); d) brecha hidráulica coletada no ponto PSF-003; e) estereograma de planos de fraturas contendo mineralização.	48
Figura 18 - Leucrogranito milonitizado, rocha hospedeira de mineralização no ponto GSF-051: a) clivagem de fratura preenchida por veios milimétricos de actinolita e epidoto; b) feições microscópicas da foliação milonítica marcada pela alternância de bandas descontínuas de quartzo tipo <i>ribbon</i> e k-feldspato; c) vista em detalhe para textura típica do quartzo <i>ribbon</i> . Fotomicrografia a NC (aumento de 5x) e; d) textura núcleo-manto em k-feldspato. Legenda: NC = nicois cruzados; Fd = k-feldspato; Qz = quartzo.	50
Figura 19 - Evidências de mineralização restrita a veios/vênulas sem registro de alteração pervasiva da rocha encaixante: a) vênula de hematita em leucrogranito milonitizado e; b) fotomicrografia a NC (aumento 5x) mostrando vênula de actinolita e epidoto em leucrogranito milonitizado. Legenda: NC = nicois cruzados; Act = actinolita; Ep = epidoto; Falc = feldspato alcalino; Qz = quartzo.....	50

Figura 20 - Zona de alteração hidrotermal pervasiva no GSF (PSF-004), marcada pela deposição de hematita, malaquita, caulinita e ilita.	51
Figura 21 - Protocataclasito hospedeiro de mineralizações no GSF (PSF-004): a) trama randômica constituída por fragmentos angulosos de k-feldspato e quartzo cimentados por óxidos de ferro; b) vênulas de hematita em protocataclasito; c) fotomicrografia a NC (aumento de 5x) evidenciando a matriz cataclástica cortada por vênula de hematita. Legenda: NC = nicóis cruzados; Fd = k-feldspato; He = hematita; Qz = quartzo.	51
Figura 22 - Corpo mineralizado ponto PSF-002: a) representação espacial de uma porção da área em que aflora. Imagem com vista para o rumo sul; b) afloramento tipo matacão marcado por foliação mineral delineada pela orientação de hematita e; c) padrão de ocorrência em lajeado, que junto aos matacões constituem o alinhamento NW do corpo em superfície.....	52
Figura 23 – Formas de ocorrência da malaquita: a) disseminações de malaquita em afloramento de trincheira (PSF-004); b) amostra de mão observada em lupa de bancada mostrando disseminações de malaquita em associação a quartzo e óxidos/hidróxidos de ferro; c) e d) amotras de mão mostrando o padrão de ocorrência da malaquita em associação a hematita, quartzo e pirita.	53
Figura 24 – Texturas <i>boxworks</i> típicas observadas em (a) amostra de mão e (b) ao microscópio em LN. Legenda: LN = luz natural; Pi = pirita (limonitizada).....	54
Figura 25 – Feições típicas da ganga na área de estudo: a) amostra de mão mostrando litoclastos de granitoides encaixantes emersos em ganga de hematita e quartzo; b) fotomicrografia a NC (aumento de 5x) mostrando hematita compacta envolvendo litoclastos de quartzo e k-feldspato. Legenda: NC = nicóis cruzados; He = hematita; Ltc = litoclastos. .	55
Figura 26 - Feições petrográficas da hematita: a) hematita especular de hábito micáceo, associada a quartzo criptocristalino, pirita limonitizada e <i>boxworks</i> ; b) fotomicrografia a LR (aumento de 10x) mostrando a foliação mineral delineada pela orientação de hematita acicular e; c) fotomicrografia a LN (aumento de 5x) mostrando agulhas de hematita isótropas e hematitas com reflexão interna de cor vermelho sangue quando dispostas em seção basal. Quartzo (incolor) e pirita (isótropa) constituem os demais minerais da ganga. Agulhas de hematita correm envelopando a pirita. Foto representativa do primeiro pulso mineralizador. Legenda: LR = luz refletida; LN = luz natural; He = hematita; Pi = pirita; Qz = quartzo.	56
Figura 27 – Relação de corte entre dois episódios de deposição de hematita, denominados fase 1 e fase 2.	56
Figura 28 – Texturas do quartzo na paragênese mineral da ganga: a) amosrta de mão mostrando hematita da fase 2 cortando quartzo granoblástico marcado por abundante conteúdo de <i>boxworks</i> ; b) fotomicrografia em NC (aumento 5x) mostrando textura	

granoblástica do quartzo. Legenda: NC = nicóis cruzados; Hem = hematita; Pi = piritita = Qz = Quartzo.	57
Figura 29 – Fotomicrografia a NC (aumento de 5x) mostrando feições de ocorrências da ilita.	58
Figura 30 - Imagem BSE mostrando o ponto onde foi identificada a presença da ilita associada a fraturas. Ao lado espectro da leitura EDS correspondente.....	58
Figura 31 - Imagem BSE mostrando o ponto onde foi identificada a presença da caulinita associada aos interstícios do quartzo da ganga. Ao lado espectro da leitura EDS correspondente.....	59

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
2. OBJETIVOS	3
2.1. Gerais.....	3
2.2. Específicos.....	3
3. JUSTIFICATIVA	3
4. ÁREA DE ESTUDO	4
4.1. Localização e acesso.....	4
4.2. tamanho, aspectos fisiográficos e generalidades da área.....	4
5. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	6
5.1. Contexto Geológico.....	6
5.2. Estado da arte: a Província Cuprífera de Caçapava do Sul	16
6. MATERIAIS E MÉTODOS DE INVESTIGAÇÃO	30
6.1. Etapa pré-campo	30
6.2. Etapa de campo.....	31
6.3. Etapa pós-campo.....	32
7. RESULTADOS E DISCUSSÕES	35
7.1. Mapeamento geológico.....	35
7.2. Mineralizações na área de estudo	46
8. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	60
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	62
APÊNCIDES	71

1. INTRODUÇÃO

Importantes depósitos e prospectos de minerais metálicos, lavrados ou não, encontram-se na região central do Rio Grande do Sul, dispostos em uma área de escala regional denominada Província Cuprífera de Caçapava do Sul (RIBEIRO *et al.*, 1966; REMUS *et al.*, 2000).

As mineralizações monoelementar ou polimetálicas de Cu-Pb-Zn(Au-Ag) desta província são hospedadas por rochas metamórficas criogenianas do Escudo Sul-rio-grandense e por sequências vulcanossedimentares ediacaranas da Bacia do Camaquã, estando muitas delas espacialmente associadas ao Granito Caçapava (REMUS, 1999).

Embora a gênese destes depósitos venha sendo atualmente apontada como epitermal, tamanha é a complexidade destes, que diversas hipóteses foram anteriormente adotadas para explicá-los, tais como mineralizações sedimentar exalativa, singenética, diagenética com remobilização e, mais recentemente, hipóteses sugerindo modelos do tipo IOCG - *iron oxide copper-gold* (e. g. BETTENCOURT, 1972; VEIGEL & DARDENNE, 1990; RIBEIRO, 1970; BADI & GONZÁLES, 1988; REMUS, 1999; ROCHA *et al.*, 2013a).

Apesar de serem conhecidas e estudadas desde longa data, as mineralizações da Província Cuprífera de Caçapava do Sul são ainda passíveis de questionamentos quanto à fonte dos fluidos mineralizadores, idade das mineralizações, influência geotérmica de eventos magmáticos (pré-cambrianos e/ou fanerozoicos), entre outros (ROCHA *et al.*, 2013a).

Um número expressivo destas ocorrências é caracterizado por conter grandes quantidades de óxidos de ferro (hematita) precipitados hidrotermalmente com sulfetos de Cu em veios e *stockworks* ou disseminados, com forte controle estrutural e estratigráfico. Paragêneses minerais contendo, entre outros, calcocita ± bornita ± calcopirita ± pirita ± malaquita ± hematita são observadas a pequenas distâncias da intersetção de estruturas regionais N20°-30°E (Sistema de Falha Irapuá *sensu* RIBEIRO *et al.*, 1966) com estruturas N50°-60°W de menor magnitude (Sistema de Falha Cerro da Vigia *sensu* RIBEIRO *et al.*, 1966). Tais ocorrências são verificadas por centenas de quilômetros desde a localidade de Minas do Camaquã, passando pelos cerros dos Martins, das Ovelhas e da Angélica, até a região a norte de Bom Jardim, depositadas principalmente em sítios de intensa deformação dútil associadas aos lineamentos regionais (RIBEIRO *et al.*, 1966; RIBEIRO, 1970; RIBEIRO, 1978; BECKEL *et al.*, 1978; PORCHER & LOPES, 2000; REMUS *et al.*, 2000; CAMOZZATO, TONIOLO & LAUX, 2014).

Na área de estudo, distante 20 km a sudeste da área urbana de Caçapava do Sul, além das ocorrências de Fe e Cu apontadas em relatórios e mapas geológicos (e. g. LEINZ,

BARBOSA & TEIXEIRA, 1941; RIBEIRO *et al.*, 1966; RIBEIRO, 1968; UFRGS, 1998; GAZZONI, 2010), corpos centimétricos a decamétricos mineralizados a hematita foram mapeados no entorno do Granito Santo Ferreira por alunos da Unipampa em recentes trabalhos de campo no ano de 2015.

Objetivando contribuir para o entendimento regional das ocorrências de Fe e Cu e discutir sobre a natureza geológica dos corpos mineralizados da área de estudo, realizou-se mapeamento geológico e estrutural em escala 1:25.000, aliado a estudos de sensoriamento remoto, petrográfico e de química mineral.

Este trabalho é vinculado ao projeto do Conselho Nacional de Pesquisa (CNPq), intitulado “Pesquisa em terras raras na região central do Estado do Rio Grande do Sul: Programa de pós-graduação em química (PPGQ-UFSM), Ciências Farmacêuticas (PPGCF-UFSM) e em Tecnologia Mineral (PPGTM-UNIPAMPA)”.

2. OBJETIVOS

2.1. GERAIS

Os objetivos gerais desta pesquisa são:

- ✓ realizar mapeamento geológico com ênfase em afloramentos de rochas portadoras de mineralização;
- ✓ fornecer à bibliografia informações geológicas acerca das mineralizações da área de estudo; e
- ✓ discutir sobre sua natureza geológica.

2.2. ESPECÍFICOS

São objetivos específicos desta pesquisa:

- ✓ gerar mapa geológico na escala 1:25.000;
- ✓ realizar estudos de petrografia, química mineral e geologia estrutural.

3. JUSTIFICATIVA

A pesquisa bibliográfica revelou a exiguidade de dados geológicos acerca das mineralizações no Granito Santo Ferreira, sendo esta a principal justificativa que conduziu a realização deste estudo: a caracterização destas mineralizações e o seu significado geológico.

Além disso, considerando se tratar de uma importante zona estratigráfica-estrutural com boas exposições de unidades metamórficas, ígneas e sedimentares, que hospedam mineralizações de metais-base e, também, de minerais industriais (mármore e carbonatito), o mapeamento geológico-estrutural em semidetalhe com viés prospectivo constitui importante ferramenta para complementação do conhecimento e do potencial geológico-econômico da área de estudo.

4. ÁREA DE ESTUDO

4.1. LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de estudo está localizada na porção sudeste do estado do Rio Grande do Sul, distante aproximadamente 20 km a sudeste da área urbana de Caçapava do Sul (fig. 1). Partindo de Porto Alegre, o acesso se dá via BR-290 no sentido oeste, rumando para sul a partir da BR-153. Partindo de Caçapava do Sul, o acesso se dá via BR-392, rumando para sul a partir do entroncamento com a BR-153, até a altura do km 486 desta última. A partir desta localidade o acesso se dá por duas estradas vicinais de sentido oeste. A primeira está localizada a 1,8 km a sul do Cerro da Angélica, imponente feição geomorfológica da região e, a segunda, denominada estrada do Passo Feio, localiza-se de frente para estrada da Guarda Velha, distante aproximadamente 3,3 km a sul do Arroio Irapuá da Pitangueira.

4.2. TAMANHO, ASPECTOS FISIAGRÁFICOS E GENERALIDADES DA ÁREA

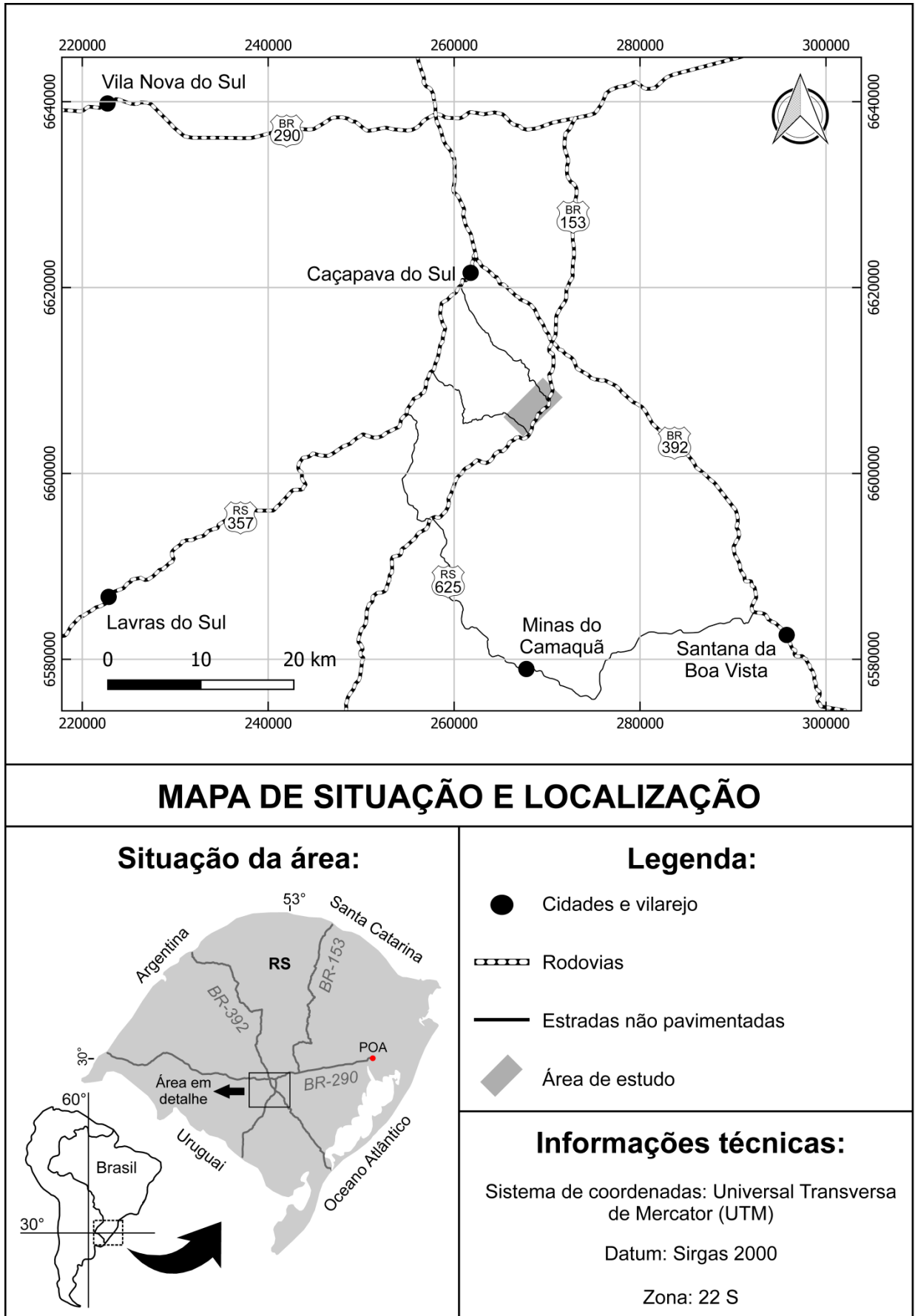
A área mapeada possui 18,1 km², delimitada por uma poligonal alongada segundo a direção NE-SW, cujos vértices em coordenadas UTM, datum Sirgas 2000, fuso 22J, são: i) 29500 m E / 6610300 m S; ii) 271620 m E / 6608180 m S; iii) 267380 m E / 6603935 m S; e iv) 265255 m E / 6606055 m S.

Em termos hidrográficos, a área de estudo está inserida na Bacia Hidrográfica do Baixo Jacuí, drenada pelos arroios da Guarda Velha, Irapuá da Pitangueira, Passo da Areia, Passo do Lajeado e Passo Feio, que escoam preferencialmente para o quadrante NE.

Por meio de fotogeologia verificou-se que as principais drenagens da área estão subordinadas a estruturas regionais, como é o caso do Arroio Passo Feio na porção central da área, encaixado em falha de direção N20°W, e do Arroio Irapuá da Pitangueira, controlado por estruturas de direção N30°E que constituem o lineamento magnético de Caçapava (ou “Sutura de Caçapava” *sensu* FERNANDES *et al.*, 1995).

Em termos geomorfológicos a área de estudo está inserida no domínio morfoestrutural do Escudo Sul-rio-grandense, localmente representado por relevos acentuados e de topos convexos, como é o caso da morfologia observada no domínio litológico do Granito Santo Ferreira, por suaves coxilhas dissecadas desenvolvidas em unidades metamórficas e, subsidiariamente, composto por localizadas planícies fluviais/aluviais de sedimentação quaternária cujo controle é estrutural.

Figura 1 – Mapa de situação e localização da área de estudo.



Fonte: autor.

5. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

5.1. CONTEXTO GEOLÓGICO

5.1.1. ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE

A região de Caçapava do Sul, município onde está localizada a área de estudo, insere-se no contexto geotectônico do Escudo Sul-rio-grandense (ESrg), o qual, por sua vez, representa parte da porção meridional da Província Mantiqueira (ALMEIDA *et al.*, 1981).

O ESrg é constituído de terrenos arqueanos a paleoproterozoicos (2,26-2,0 Ga) e unidades neoproterozoicas (900-535 Ma) (fig. 2) relacionadas a dois ciclos orogênicos conhecidos, respectivamente, como Transamazônico e Brasileiro/Pan-Africano (FRAGOSO-CESAR, 1980; SOLIANI JR, 1986; HARTMANN, CHEMALE JR, PHILIPP, 2007).

Os grandes lineamentos regionais que seccionam o ESrg, de direções NE-SW e NW-SE, serviram como base para as primeiras compartimentações internas deste (*e. g.* PICADA, 1971; RIBEIRO & FANTINEL, 1978) e são até o presente momento parâmetros-chave dos modelos geotectônicos postulados. Entretanto a evolução do conhecimento acerca das unidades petrotectônicas que compõe o ESrg e a cronologia dos eventos ao longo de sua evolução geológica são ainda, na literatura, uma temática de divergências (*e. g.* FRAGOSO-CESAR, 1980, 1991; FERNANDES *et al.*, 1995; CHEMALE JR, 2000; HARTMANN; CHEMALE JR., PHILIPP, 2007; PHILLIP, PIMENTEL, CHEMALE JR., 2016)

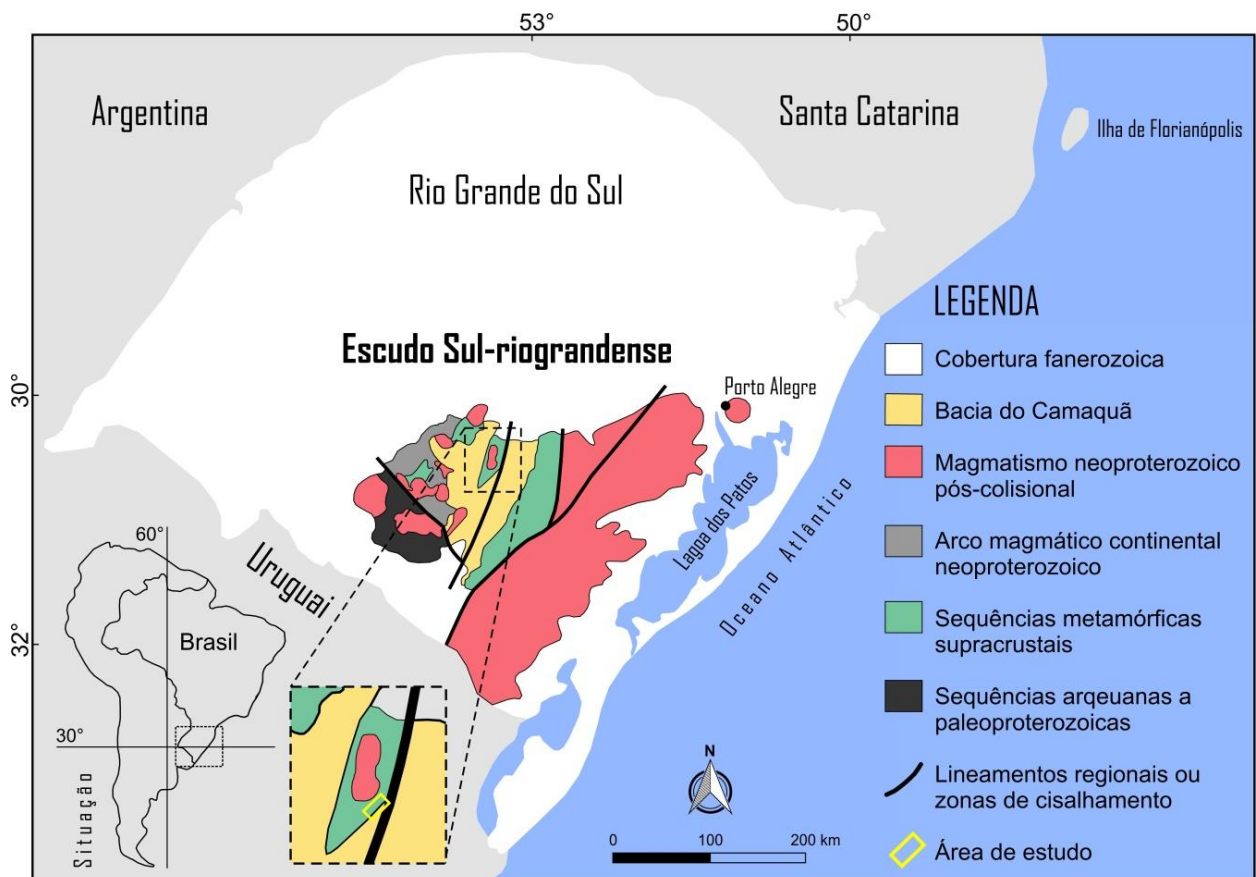
Em síntese, a título de contextualização frente às principais compartimentações tectônicas do ESrg, a área de estudo está inserida na unidade geotectônica denominada de Zona oeste (*sensu* RIBEIRO & FANTINEL, 1978), Terreno Rio Vacacaí (*sensu* FRAGOSO-CESAR, 1991), Cinturão Vila Nova (*sensu* CHEMALE JR, 2000) ou Terreno São Gabriel (*sensu* HARTMANN, CHEMALE JR., PHILIPP, 2007), que ocorre delimitada pelo lineamento magnético de Caçapava a leste e sudeste devido a sua inflexão, pelo lineamento de Ibaré a sudoeste, e por coberturas fanerozoicas da Bacia do Paraná a noroeste norte (fig. 2).

Independentemente do modelo postulado, esta porção do ESrg vêm sendo interpretada como a unidade geotectônica marcadora dos estágios iniciais de consolidação de Gondwana ocidental na Província Mantiqueira durante a Orogênese Brasileira, cuja associação petrotectônica é constituída por: i) gnaisses cálcio alcalinos médio a alto-K e metagranitoides de assinatura isotópica juvenil, gerados em ambiente de arco magmático, com idades (U-Pb por SHRIMP em zircão) de 890-680 Ma; ii) fragmentos ofiolíticos constituídos de rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas, justapostas à sequências supracrustais tais como

mármore e depósitos terrígenos, todas metamorfizadas na fácies xisto-verde a anfibolito inferior em ambiente de subducção e iii) cobertura vulcanossedimentar da Bacia do Camaquã e plutonismo parcialmente comagmático de composição predominantemente granítica, afinidade shoshonítica, subalcalina e alcalina, este último representado pela Suíte Intrusiva Saibro (FRAGOSO-CESAR, 1980; BABINSKY, 1996; CHEMALE JR, 2000; HARTMANN; CHEMALE JR; PHILLIP; 2007; NARDI & BITENCOURT, 2007).

Essas associações petrotectônicas registram um ciclo completo de geração de crosta oceânica, colisão de arcos de ilha e arcos magmáticos e posterior fechamento do oceano (Charrua), seguido por um período pós-colisional com sedimentação e intenso plutonismo/vulcanismo em ambientes extensionais e transcorrentes, onde o Granito Santo Ferreira se relaciona junto ao Granito Caçapava.

Figura 2 - Contexto geológico do Escudo Sul-rio-grandense (ESrg) com ênfase nas principais unidades petrotectônicas que o compõe, com vista detalhada para a porção onde está inserida a área de estudo, representada pela poligonal amarela.



Fonte: modificado de Nardi & Bitencourt (2007) e Bicca (2013).

5.1.2. FORMAÇÃO PASSO FEIO

A Formação Passo Feio representa o embasamento metamórfico da área de estudo, com ocorrência restrita no domínio oeste do ESrg, contornando os granitos Caçapava e Santo Ferreira.

Estas rochas foram inicialmente descritas por Carvalho (1932) sob a designação “rochas metamórficas da cabeceira do Vacacaí”, cujo caráter alóctone foi sugerido por Leinz, Barbosa & Teixeira (1941), e posteriormente caracterizadas como fragmentos de crosta oceânica obducada ao continente durante o fechamento do Oceano Charrua, na Orogênese Brasileira (FRAGOSO-CESAR, 1991).

Goñi *et al.* (1962) (*apud* RIBEIRO *et al.* 1966) propuseram a designação “Formação Vacacaí” para rochas mapeadas no entorno de Caçapava do Sul, as quais foram posteriormente reinterpretadas por Bittencourt (1983) sob a nomenclatura de Complexo Metamórfico Passo, e por Remus *et al.* (2000) sob a nomenclatura de Formação Passo Feio (FPF), esta última aqui utilizada.

A FPF é constituída de uma sequência metavulcanossedimentar neoproterozoica que compreende ardósias, filitos, xistos, anfibolitos, mármore, quartzitos, metapelitos, metaconglomerados e rochas calcissilicáticas metamorfizadas na fácies xisto verde a anfibolito inferior durante o metamorfismo regional da Orogênese Brasileira (RIBEIRO *et al.*, 1966; BITENCOURT, 1983; NARDI & BITENCOURT, 1989; UFRGS, 1998).

Bittencourt (1983) concluiu que a unidade, por ela denominada por Complexo Metamórfico Passo Feio, registra efeitos de três fases de deformação e de dois eventos metamórficos. O evento metamórfico mais antigo, denominado M1, está relacionado a fase de deformação D1, e atingiu a fácies anfibolito, enquanto que o evento mais jovem, denominado M2, relaciona-se com a fase de deformação D2 e caracteriza um evento retrometamórfico que colocou as rochas regionais na fácies xisto verde que atualmente apresentam. O metamorfismo regional registrado nesta unidade, ocorrido há cerca de 700 Ma (REMUS *et al.*, 2000), varia de baixo para médio grau no sentido leste-oeste, acompanhado de uma zonação transversal ao longo do vale do Arroio Passo Feio, partindo da zona da clorita, passando sucessivamente pelas zonas da biotita, granada e estauroilita (RIBEIRO *et al.*, 1966; RIBEIRO & FANTINEL, 1978).

A existência de um domo termal registrado na FPF é atribuída à intrusão do Granito Caçapava (FRAGOSO-CESAR, 1980), caracterizada por uma típica auréola de influência no entorno deste corpo granítico, com ocorrência localizada de cornubianitos, escarnitos e pelos

depósitos sulfetados hospedados nesta sequência metamórfica (LEINZ, BARBOSA & TEIXEIRA, 1941; RIBEIRO *et al.*, 1966; RIBEIRO, 1970; REMUS *et al.*, 2000).

A íntima relação espacial entre o Granito Caçapava e as rochas da FPF conduziram diversos autores a estudar a gênese destes depósitos (*e. g.* REMUS *et al.*, 2000; BEILFUSS *et al.*, 2001; GAZZONI, 2010; REMUS *et al.*, 2011; REIS, 2016). Conforme discutido por Remus (1999), os dados isotópicos de Pb e S de sulfetos da FPF são compatíveis com uma fonte magmática-sedimentar, sugerindo se tratar de depósitos epigenéticos hidrotermais, cuja origem pode estar relacionada à remobilização e/ou assimiliação de sulfetos pré-existentes de rochas vulcanossedimentares da FPF durante a intrusão do Granito Caçapava, há cerca de 562 Ma (U-Pb por SHRIMP em zircão).

Dentre as principais ocorrências hospedadas por rochas da FPF, destacam-se: Andradas, Primavera, Santa Bárbara, Coronel Linhares, Ciocari, Elinor Spode, Faxinal e, uma porção da Ocorrência Cerro das Ovelhas. Todas elas discutidas no item 5.2

5.1.3. CARBONATITO PASSO FEIO

O Carbonatito Passo Feio (CPF) é uma recente descoberta realizada por meio de atividades de exploração do Grupo Mining Ventures Brasil, situada a sudeste do Granito Caçapava e oeste do Granito Santo Ferreira (da ROCHA *et al.*, 2013b).

O CPF compõe parte de um sistema carbonatítico do ESrg, composto por alvikitos de coloração rosada seguidos por beforsitos brancos tardios, ambos na forma de corpos tabulares deformados concordantes com a xistosidade e dobras das rochas encaixantes da FPF (CERVA-ALVES, 2017). Na região homônima, o CPF é representado por beforsito maciço a fortemente foliado, exibindo textura porfirítica delineada por cristais de apatita, flogopita e tremolita, rodeados por uma massa carbonática predominantemente formada por dolomita. É marcado por uma ampla variação de minerais acessórios e traços, que incluem monazita, badeleíta, rutilo, zircão, magnetita, ilmenita, pirita, biotita, minerais do grupo do pirocloro e minerais de elementos terras raras (ETR) (MORALES, 2017; CERVA-ALVES, 2017).

Os dados petrográficos, geoquímicos, geocronológicos e as relações de campo permitem concluir que o sistema carbonatítico encaixado na FPF, circundando o Granito Caçapava, é proveniente de fontes mantélica originada em uma sequência de intrusões envolvendo pelo menos dois eventos, iniciando com a intrusão de alvikitos seguidos por beforsitos, estes últimos datados (U-Pb em zircão via LA-ICP-MS) em $603,2 \pm 4,5$ Ma, colocando a intrusão em contexto ediacarano (CERVA-ALVES, 2017).

5.1.4. BACIA DO CAMAQUÃ

Conforme anteriormente discutido, não existe ainda um consenso acerca da evolução Pré-Cambriana do ESrg e, deste modo, os mecanismos de geração e evolução da Bacia do Camaquã (BC) assim como o seu padrão de empilhamento estratigráfico são também alvos de controvérsia na literatura.

Modelos para a origem da BC incluíam, tradicionalmente, hipóteses cuja relação tectono-estratigráfica reportava a um preenchimento do tipo molássico, depositado em bacia de antepaís durante a Orogenia Brasileira (*e. g.* ALMEIDA, 1967; FRAGOSO-CESAR, 1980, 1991), posteriormente interpretados como bacias transcorrentes de fases tardias ao evento colisional com evolução final para riftes transtensionais (*e. g.* FERNANDES *et al.*, 1995; PAIM, *et al.*, 1995; PAIM, 2000; PAIM, CHEMALE & WILDNER, 2014) e, mais recentemente, como um sistema superimposto de riftes intracontinentais em ambiente anorogênico sem vínculo claro com a Orogenia Brasileira (*e. g.* FRAGOSO-CESAR *et al.*, 2000, 2003; ALMEIDA, 2005; ALMEIDA *et al.*, 2010).

A BC reúne sucessões sedimentares e vulcanogênicas de idades ediacarana-eocambriana que totaliza mais de 10.000 m de espessura, cujas ocorrências são delimitadas por falhas de alto ângulo e direção NNE-SSW que isolam três sub-bacias – Camaquã Ocidental, Central e Oriental, separadas por altos do embasamento, a saber: Alto de Caçapava do Sul, a oeste, e Serra das Encantadas, a leste (ALMEIDA, 2005).

As sucessões que preenchem a BC são reunidas no Supergrupo Camaquã (FRAGOSO-CESAR *et al.*, 2003), cuja estratigrafia recentemente revisada por Fragoso-Cesar (2016) é subdividida, da base para o topo, nas seguintes unidades, separadas entre si por discordâncias angulares: i) Grupo Maricá; ii) Grupo Bom Jardim; iii) Grupo Santa Bárbara; e iv) Grupo Guaritas (fig. 3).

O **Grupo Maricá** (Formação Maricá, *sensu* Leinz, Barbosa & Teixeira, 1941) ocorre em discordância erosiva com o embasamento metamórfico e é constituído de arenitos arcoseanos, subordinadamente conglomerados e pelitos, distribuídos em duas unidades litoestratigráficas: Formação Passo da Promessa e Formação São Rafael (FRAGOSO-CESAR, 2016).

Compreende um pacote de aproximadamente 2000 m a 2500 m, depositado entre 620 e 580 Ma, que registra a evolução de dois principais sistemas deposicionais: planícies fluviais de canais entrelaçados e plataforma marinha rasa dominada por ondas (PELOSI & FRAGOSO-CESAR, 2003).

O **Grupo Bom Jardim** (Ribeiro *et al.*, 1966) ocorre em discordância angular sobre o Grupo Maricá e é composto pelo Subgrupo Arroio dos Nobres, constituído pelas formações Mangueirão e Vargas, e pelo Subgrupo Crespos, constituído pelas formações Hilário e Acampamento Velho. Todas essas unidades ocorrem interdigitadas (FRAGOSO-CESAR *op. cit.*).

Seus depósitos representam, da base para o topo, sistemas de leques sub-lacustres sobrepostos por sistemas deltaicos, que transicionam para depósitos deltaicos dominados por rios (JANIKIAN *et al.*, 2003).

A Formação Vargas reúne depósitos de conglomerados polimíticos maciços e estratificados, com granulometria contendo seixos e matações, subarredondados a subangulosos e ocorre interdigitada com a Formação Mangueirão, a qual compreende uma sequência turbidítica composta por arenitos e ritmitos areno-pelítico (FRAGOSO-CESAR, *op. cit.*).

A Formação Hilário, gerada entre 593 e 580 Ma (REMUS *et al.*, 1999; JANIKIAN *et al.*, 2005) compreende derrames de basaltos, andesitos, traquitos e tufos diversos (*lapillitufos*, tufos grossos líticos e vítreos), com ocorrências interdigitadas com os ritmitos areno-pelíticos da Formação Mangueirão, principalmente nas regiões de Bom Jardim e Cerro dos Martins (FRAGOSO-CESAR, *op. cit.*).

O magmatismo shoshonítico do Grupo Bom Jardim, representado por rochas efusivas e piroclásticas da Formação Hilário e rochas hipabissais e plutônicas epizonais, espacial e temporalmente associadas, agrupadas na Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, tem sido interpretado como importante sistema mineralizador de Cu-Pb-Zn-Ag-Au da BC nas regiões de Lavras do Sul e Seival (MEXIAS *et al.*, 2007; LIMA, SOMMER & NARDI, 2007; FONTANA, 2016). Além disso, as unidades vulcanossedimentares deste grupo hospedam importantes depósitos e prospectos de Cu em outras regiões (*e. g.* em sua localidade homônima e Cerro dos Martins, Sub-Bacia Camaquã Central), posteriormente discutidos no item 5.2.

A Formação Acampamento Velho reúne derrames de riolitos bandados e dobrados por fluxo e de rochas básicas subordinadas, associados a depósitos de fluxo piroclástico e brechas vulcânicas geradas em ambientes subaéreos. Suas principais exposições ocorrem nos platôs da Ramada e do Taquarembó; na Serra de Santa Bárbara, onde se inclui os cerros do Perau, Bugiu e Espinilho e, subordinadamente, na Sub-Bacia Camaquã Oriental constituindo delgados níveis de cineritos ácidos intercalados com a Formação Mangueirão no Vale do Piquiri (JANIKIAN *et al.*, 2005; FRAGOSO-CESAR, 2016).

O vulcanismo Acampamento Velho representa um volumoso magmatismo alcalino sódico e saturado em sílica relacionado aos estágios pós-colisionais do ciclo orogênico Brasileiro/Pan-Africano. Análises U-Pb por SHRIMP em zircões apontam idades de 560 e 562 Ma para Formação Acampamento Velho, as quais, aliadas à trabalhos pretéritos de geocronologia, permitem concluir que o vulcanismo desta unidade manteve-se ativo por um período de tempo compreendido entre 574 Ma e 549 Ma (MATTÉ, 2016).

O **Grupo Santa Bárbara** (Formação Santa Bárbara, *sensu* Robertson, 1966) ocorre em discordância angular sobre o Grupo Bom Jardim e em não-conformidade sobre o embasamento metamórfico. É subdividido, da base para o topo, em cinco formações: Estância Santa Fé, Seival, Lanceiros, Pedra do Segredo e João Dias (FRAGOSO-CESAR, *op. cit.*).

O Grupo Santa Bárbara reúne uma sucessão siliciclástica de conglomerados, arenitos e ritmitos pelíticos subordinados, depositados em ambientes deltaicos, costeiros e aluviais, caracterizando uma sucessão aluvial e marinha. Apresenta exposições contínuas na Sub-Bacia Camaquã Central e exposições descontínuas em estreitas faixas de direção NE-SW na Sub-Bacia Camaquã Central, constituindo janelas estruturais sob o Grupo Guaritas (RIBEIRO, 1970; ALMEIDA, 2005; FAMBRINI *et al.*, 2007; BICCA, 2013).

Do ponto de vista econômico é importante salientar que esta sequência hospeda as mineralizações de polimetálicas na região de Minas do Camaquã e prospectos cupríferos na região de Bom Jardim, a sul e a norte da Sub-Bacia Camaquã Central, respectivamente.

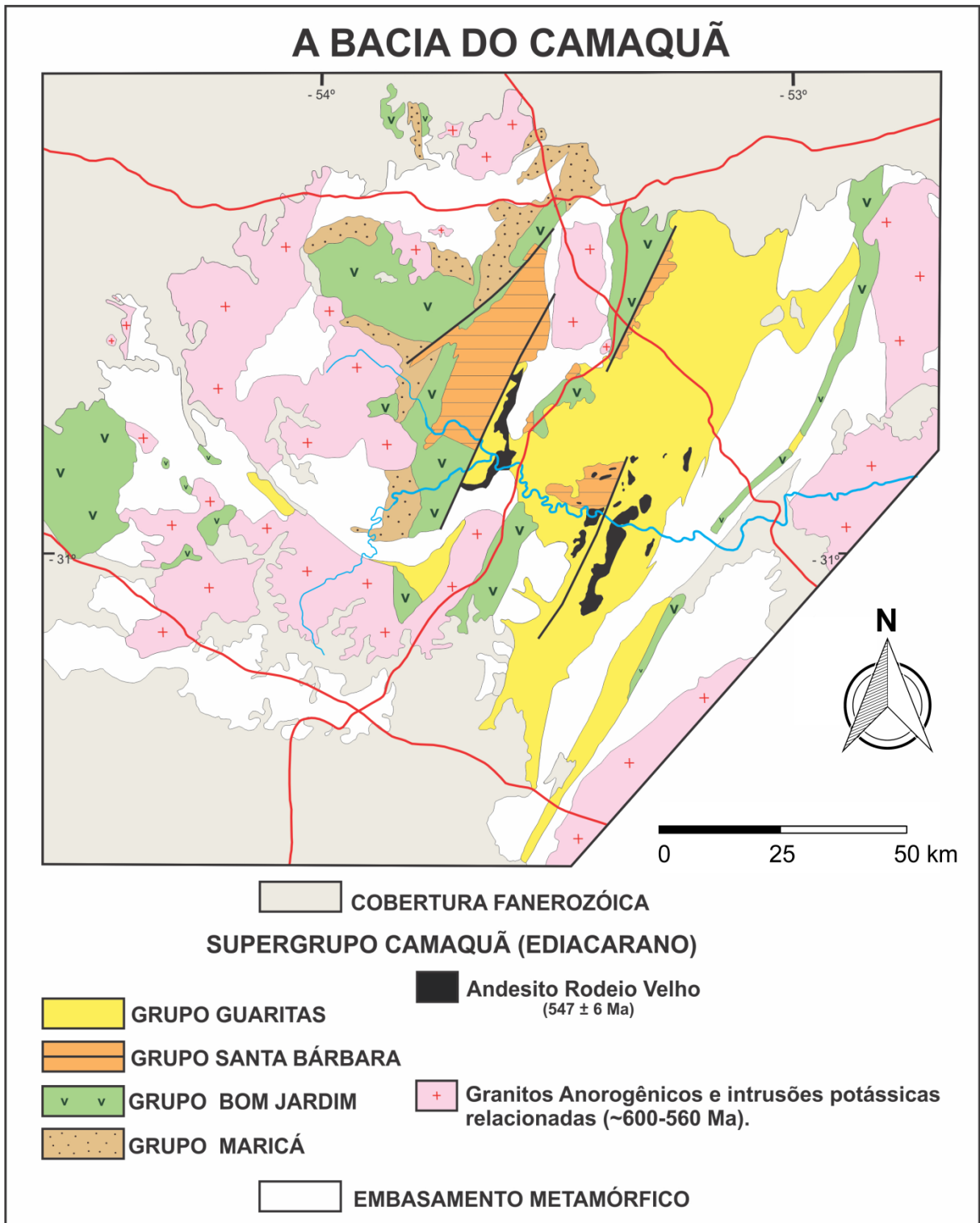
O **Grupo Guaritas** (Formação Guaritas, *sensu* Robertson, 1966) é constituído por rochas depositadas em dois principais estágios evolutivos rifte: o basal, representado pela Formação Guarda Velha, com ocorrências desde a borda do Batólito de Pelotas até a borda leste do Alto de Caçapava; e o superior, registrado nas formações Varzinha e Pedra Pintada, depositado durante a reestruturação do rifte entre os altos da Serra das Encantadas e Caçapava do Sul (FRAGOSO-CESAR *op. cit.*)

O grupo Guaritas reúne depósitos aluviais, fluviais e eólicos constituídos de conglomerados, arenitos conglomeráticos, ritmitos areno-pelíticos e arenitos finos a médios com estratificação cruzada de grande porte depositados em ambientes continentais (ALMEIDA, 2005; ALMEIDA *et al.*, 2009).

Ocorrem ainda neste grupo, camadas tabulares de lavas andesíticas do Membro Rodeio Velho (RIBEIRO *et al.*, 1966), interpretadas como fluxos de lava, depósitos piroclásticos e intrusões rasas por Almeida *et al.* (2000), e como rochas essencialmente intrusivas, reunidas na Suíte Intrusiva Rodeio Velho por Fragoso-Cesar *et al.* (1999) (*apud* ALMEIDA *et al.*, 2000). Este magmatismo, de afinidade moderadamente alcalina intraplaca (ALMEIDA *et al.*, 2000), é também apontado em alguns modelos metalogenéticos como

possível fonte das soluções hidrotermais que geraram as mineralizações de Cu (Ag, Au), Pb e Zn (Cu, Ag) nos depósitos Camaquã (São Luís e Uruguai/Piritas), Santa Maria e outros (LIMA, 1998, *apud* ALMEIDA *et al.*, 2000).

Figura 3 – Mapa geológico simplificado da Bacia do Camaquã.



Fonte: extraído de Fragoso-Cesar (2016).

5.1.5 GRANITO CAÇAPAVA E GRANITO SANTO FERREIRA

O Granito Caçapava (RIBEIRO *et al.*, 1966) constitui uma estrutura dômica assimétrica, alongada na direção N-S, composto por sienogranitos a granodioritos, com monzogranitos, predominantes e raros tonalitos e quartzo dioritos, intrusivos em rochas da FPF. Três principais fácies petrográficas são reconhecidas: i) fácies biotita granitoides, de coloração cinza a róseo quando intemperizados, contendo teores variáveis de biotita e allanita como acessórios característicos; ii) fácies leucogranitoides, de coloração rósea, com baixo teor de máficos, contendo, localizadamente, granada e/ou muscovita e; iii) fácies dos granitoides transicionais, com ocorrência na parte central e leste do batólito, com características intermediárias entre os dois primeiros tipos (BITENCOURT, 1983; NARDI & BITENCOURT, 1989).

Esses granitoides, predominantemente de granulação média a fina e frequentemente porfiroclásticos, apresentam uma foliação milonítica pronunciada, marcada pela orientação dos filossilicatos e pelo estiramento do quartzo e dos feldspatos. Pegmatitos, aplitos e veios de quartzo com pirita e/ou hematita são comuns nas bordas do batólito, evidenciando atividade de fluidos durante os estágios magmáticos finais. Quimicamente as rochas graníticas dessa unidade apresentam uma afinidade cálcio-alkalina (NARDI & BITENCOURT, 1989; SARTORI & KAWASHITA, 1985; PORCHER & LOPES, 2000; CAMOZZATO, TONIOLO & LAUX, 2014).

O Granito Santo Ferreira (GSF) foi primeiramente cartografado por Leinz, Barbosa & Teixeira (1941) como uma apófise do Granito Caçapava (GC) mineralizada a calcocita, carbonatos de cobre e hematita.

Ribeiro *et al.* (1966) apontam para a ocorrência de minério de cobre na região do GSF, e em referência as numerosas apófises mapeadas no entorno do GC fizeram o seguinte relato:

“Estas apófises são de tamanho diverso, concordantes ou discordantes. A maior delas tem cerca de um quilômetro de diâmetro, situando-se ao sul do Passo do Moinho, no arroio Irapuá. Esta emite numerosas apófises subsidiárias e causa importante feldspatização nos anfíbolitos envolventes.”

Em continuidade das atividades de mapeamento e pesquisas na região de Caçapava do Sul, Ribeiro (1970) define formalmente o GSF como unidade litodêmica (*stock*) da seguinte forma:

“O Granito Santo Ferreira é um pequeno o “stock” sudeste de Caçapava e em tudo similar ao mesmo, sendo nada mais do que uma de suas protuberâncias. Penetra com relações de intrusão nas rochas da Formação Vacacaí, desenvolvendo nelas metamorfismo de contato do facies anfibolítico, e é capeado em seu bordo leste, em pequenas secções pelas Formações Santa Bárbara e Guaritas. As mesmas relações do Granito de Caçapava são válidas para o “stock” Santo Ferreira. Este nome foi tirado do proprietário das terras em que esta massa granítica se situa.”

O GSF reproduz em menor escala as mesmas feições geológicas observadas no Granito Caçapava (GC), este último com idade de cristalização (U-Pb por SHRIMP em zircão) de 562 ± 8 Ma obtida por Remus *et al.* (1999). A proximidade geográfica entre o GSF e o GC, aliada a semelhanças petrográficas, geoquímicas, estruturais e geocronológicas permitiram os agrupar em uma só unidade (BITENCOURT, 1983; NARDI & BITENCOURT, 1989; SARTORI & KAWASHITA, 1989; UFRGS 1998).

O GSF é composto por rochas sieno a monzograníticas de afinidade cálcio alcalina, com idades de 552 ± 4 Ma obtida pelo método Rb-Sr em rocha total (SARTORI & KAWASHITA, 1989).

As rochas do GSF apresentam granulação fina a grossa, sendo constituídas essencialmente por feldspato alcalino, plagioclásio e quartzo, com biotita, muscovita, granada, zircão e minerais opacos ocorrendo como minerais acessórios e/ou traço. A principal textura é a milonítica, variando muito fina a fina, caracterizada pelo estiramento do quartzo, formação de *augens* feldspáticos e mica-*fish* e pelo desenvolvimento de subgrãos quartzo-feldspáticos gerados por cominuição e recristalização (URGS, 1998).

Conforme UFRGS (1998), veios de hematita estão restritos a borda do corpo e possuem de 2 cm a 60 cm, sem mencionar dimensões. Ocorrem preenchendo fraturas de direção NW-SE e concordante aos planos de foliação da rocha encaixante. A concentração de hematita nestas fraturas, segundo aqueles autores, é explicada como remobilização do ferro derivado da Formação Guaritas, o que explicaria sua ocorrência sempre em fraturas que começam nas rochas sedimentares dessa unidade.

5.2. ESTADO DA ARTE: A PROVÍNCIA CUPRÍFERA DE CAÇAPAVA DO SUL

5.2.1 BREVE CONTEXTO HISTÓRICO

As primeiras publicações que noticiaram sobre as ocorrências cupríferas do ESrg, mais especificamente no eixo Caçapava-Lavras do Sul, datam entre 1870 e 1912 (RIBEIRO *et al.*, 1966; HARRES, 1999). Entretanto o estudo sistemático destas ocorrências transcorreu somente a partir da década de 30 quando se passou a desenvolver os trabalhos científicos com viés estratigráfico e metalogenético (*e. g.* Carvalho, 1932; Teixeira, 1941; Leinz, Barbosa & Teixeira, 1941).

Com o progresso da pesquisa e o incentivo do setor governamental por intermédio do Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), um grande número de trabalhos, relatórios e programas de prospecção sistematizada foram executados entre os anos 60 e 80. Neste contexto, são cabíveis a destaque os relevantes trabalhos de âmbito estratigráfico e econômico para com a geologia gaúcha desenvolvido pelo Geólogo Maurício Ribeiro - “Índio” (*e. g.* Ribeiro *et al.*, 1966; e Ribeiro, 1970) e o trabalho desenvolvido pelo Geólogo Marcelo José Ribeiro, publicado em 1978, intitulado “Mapa Previsional do Cobre”, no qual o autor efetua uma síntese das informações disponíveis acerca de 78 índícios de cobre no ESrg, os agrupando em 45 áreas prospectáveis, em 4 níveis de prioridade. Há de ser enfatizado, também, o trabalho integrador de Toniolo, Gil & Sander (2007), desenvolvido por meio da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), por constituir contribuições em âmbito regional acerca das mineralizações de sulfetos de metais base da Bacia do Camaquã e elaboração de um modelo metalogenético para prospecção regional.

Ribeiro *et al.* (1966) se ocuparam de um estudo com ênfase à prospecção de cobre, abordando, sobretudo, as relações das ocorrências cupríferas com a estratigrafia, tectônica e atividades magmáticas da região. Deste trabalho resultou o substrato estratigráfico do ESrg e BC e a delimitação de uma área de escala regional intitulada de “Polígono Cuprífero Riograndense”, inserida majoritariamente na região de Caçapava do Sul e caracterizada por um conjunto de mineralizações espacial, estrutural e estratigraficamente associadas.

Embora contemplando menor área de abrangência do que aquela originalmente proposta por Ribeiro *et al.* (1966), o Polígono Cuprífero Riograndense foi posteriormente interpretado como Província Cuprífera de Caçapava do Sul (PCCS) por Remus (1999).

Importantes depósitos e prospectos de minerais metálicos, lavrados ou não, encontram-se inseridos na PCCS. Estes depósitos são hospedados por rochas de diferentes idades, composições e estruturas, discutidas no item a seguir.

5.2.2 GEOLOGIA, TECTÔNICA E METALOGENIA

A PCCS compreende depósitos, prospectos e ocorrências de Cu-Pb-Zn-Au-Ag hospedados em rochas metamórficas criogenianas do ESrg e em sequências vulcanossedimentares ediacaranas da BC (REMUS, 1999).

As principais mineralizações de sulfetos de metais-base monoelementar ou polimetálicos, contendo ou não metais preciosos, estão hospedadas em rochas sedimentares dos grupos Bom Jardim e Santa Bárbara (TONIOLO, GIL & SANDER, 2007). Por conta do potencial econômico dos depósitos situados nestas unidades, tais como Uruguai, São Luís, Santa Maria e Cerro dos Martins, inúmeras pesquisas e trabalhos foram realizados ao longo das últimas décadas no que concerne aos aspectos metalogenéticos destes, enquanto que os depósitos e prospectos hospedados na FPF, menos promissores, tiveram sua gênese estudada com menor intensidade.

Para Remus (1999), as ocorrências de Cu (Au) e Pb hospedadas por rochas da FPF pertencem a classe dos depósitos epigenéticos, e foram geradas há 562 Ma durante a intrusão do Granito Caçapava, espacialmente associado. Para Remus *et al.* (2000), o modelo mais lógico para a gênese do minério hospedado na FPF, baseado em dados isotópicos e na associação espacial com o GC, é que os fluidos magmáticos portadores de metais deste granito lixiviaram metais das encaixantes e, em consequência, os sulfetos mostram assinaturas isotópicas mistas. Aquele autor propõe ainda, baseado em dados isotópicos de Pb e S integrado a idades U-Pb em zircão por SHRIMP, que os depósitos do sistema Camaquã-Santa Maria são hidrotermais magmáticos distantes, provavelmente ligados a uma intrusão de Cu-Au Pórfiro.

Analogamente a geologia do ESrg e BC, as mineralizações da PCCS também foram alvo de interpretações conflitantes por conta de diferentes modelos genéticos propostos na literatura (tabela 1). Atualmente, a origem destas mineralizações tem sido vinculada a um sistema magmático-tectônico desenvolvido no período pós-colisional da Orogênese Dom Feliciano, do final do Ciclo Brasileiro. Além de constituírem importante fonte de metais, os eventos plutono-vulcânicos registrados na BC teriam atuado como motores térmicos na geração de sistemas epitermais responsáveis pela circulação de paleofluidos, pela remobilização de metais de rochas encaixantes e posterior concentração destes elementos de interesse econômico em regiões localizadamente restritas do ESrg e BC (REMUS, 1999; TONIOLO, 2004; TONIOLO, GIL & SANDER, 2007; MEXIAS *et al.*, 2007; FONTANA, 2016).

Tabela 1 - Síntese dos modelos genéticos dos principais depósitos da Província Cuárrifera da Cacapava do Sul.

DEPÓSITO	MODELO PROPOSTO	AUTORES
Minas do Camaquã Pb-Zn (Au, Cu)	Vulcanogênico	Leinz e Almeida (1941)
		Ribeiro et al. (1966)
		Ribeiro (1968)
		Ribeiro (1986)
	Plutonogênico	Melcher e Mau (1960)
		Bettencourt (1972)
		Remus (1999)
	Vulcanosedimentar	Suszczinski (1975)
	Hidrotermal	Beckel (1990)
		Lima (1998)
Laux (1999)		
Sedimentar - exalativo	Teixeira et al. (1978)	
	González e Teixeira (1980)	
Sedimentar - diagenético	Veigel (1989)	
Sedimentar - singenético	Ribeiro (1991)	
Santa Maria Pb-Zn (Au, Cu)	Sedimentar	Badi (1983)
	Sedimentar - exalativo	González e Teixeira (1980)
	Sedimentar - diagenético	Veigel (1989)
	Diagenético	Ribeiro (1991)
	Hidrotermal	Beckel (1990)
		Lima (1998)
Plutogênico	Remus (1999)	
Cerro dos Martins Cu (Au)	Sedimentar (estratiforme)	Chaban et al. (1978)
	Sedimentar diagenético	Altamirano (1981)
	Hidrotermal	Eckert & Fabrício (1970)
	Hidrotermal - magmático (filoneano)	Toniolo (2004)

Fonte: extraído e modificado de Toniolo, Gil & Sander (2007).

Três principais episódios vulcânicos são reconhecidos na BC, sendo estes: i) Magmatismo Hilário: compreende rochas vulcânicas de composições predominantemente andesíticas e natureza shoshonítica, geradas entre 593 e 580 Ma (REMUS *et al.*, 1999; JANIKIAN, *et al.*, 2005); ii) Magmatismo Acampamento Velho: compreende rochas geradas por vulcanismo explosivo/efusivo de composição predominantemente riolítica e afinidade moderadamente alcalina sódica, gerado entre 574 e 549 Ma (JANIKIAN *et al.*, 2012) e; iii) Magmatismo Rodeio Velho: compreende depósitos efusivos de composição básica a intermediária e afinidade moderadamente alcalina a toleítica alto-k (ALMEIDA *et al.*, 2012).

A intensidade do plutonismo contemporâneo aos episódios vulcânicos da BC, sobretudo, aqueles registrados no Grupo Bom Jardim, contribuiu como fonte de calor e de fluidos para lixiviação e precipitação de metais-base e preciosos, alterações hidrotermais e formação de ocorrências minerais semelhantes às de pórfiros (TONIOLO, GIL & SANDER, 2007).

O controle estrutural dos depósitos registrados na PCCS relaciona-se intrinsecamente com os episódios tectônicos de geração e deformação da BC. Almeida *et al.* (2010) reconheceram dois paleocampos de tensão relacionados a eventos tectônicos formadores da BC e três posteriores interpretados como eventos tectônicos deformadores, sendo estes, respectivamente: distensão ENE e compressão NNE; distensão NW, compressão NW e distensão NE.

Segundo Ribeiro *et al.* (1966), as ocorrências de cobre na PCCS estão associadas a falhas de direção NE e falhas de tensão associadas a ângulos de 30° a 45° da falha principal, por eles agrupadas no Sistema de Falhas Irapuá. Este mesmo controle estrutural é também corroborado por Ribeiro (1970), o qual acrescentou o aspecto mais saliente em relação ao controle das mineralizações cupríferas na PCCS: sua constante localização junto às zonas de entrecruzamento de estruturas regionais N20°-30°E (Sistema de Falha Irapuá) com estruturas N50°-60°W de menor magnitude, estas últimas agrupadas por Ribeiro *et al.* (1966) no Sistema de Falha Cerro da Vigia.

Para Almeida (2005) e Almeida *et al.* (2010), ambos sistemas caracterizam-se por sucessivas reativações durante a evolução geológica da BC, sendo responsáveis por justapor sucessões do Supergrupo Camaquã a rochas do embasamento, assim como justapor algumas unidades internas do próprio supergrupo. A este contexto tectônico relacionam-se as mineralizações da PCCS.

Objetivando trazer à luz do presente trabalho os principais aspectos de algumas das ocorrências registradas na PCCS, que de uma forma ou outra apresentam pontos em comum às mineralizações da área de estudo, apresentar-se-á neste item um amplo apanhado, porém sucinto, do estado da arte das principais ocorrências de metais-base da PCCS.

5.2.3. PRINCIPAIS DEPÓSITOS, PROSPECTOS E OCORRÊNCIAS

A revisão apresentada neste item compreende a localização geográfica dos principais depósitos, prospectos e ocorrências da PCCS, caracterizados por paragêneses e/ou condicionantes geológico-estruturais similares às mineralizações da área de estudo,

acompanhadas de uma síntese geológica e suas respectivas localizações em mapa regional contido no apêndice 01.

Depósitos Camaquã (Uruguai e São Luiz) e Santa Maria

Os depósitos Camaquã e Santa Maria localizam-se na região de Minas do Camaquã, 3º Distrito de Caçapava do Sul, responsável pela maior produção de cobre do Brasil no transcorrer do século passado (HARRES, 1999).

O Depósito Camaquã compreende as minas exauridas São Luiz (subterrânea) e Uruguai/Piritas (*open pit* com galeria subterrânea associada), enquanto que o Depósito Santa Maria, localizado 5 km a sudoeste da vila de Minas do Camaquã, encontra-se em fase de licenciamento ambiental e trabalhos avançados para aumento das reservas, com boas perspectivas de atividades minerárias futuras.

A mineralização da região é hospedada pela sequência arenítica-conglomerática arcoseana do Grupo Santa Bárbara, que aflora na “Janela Bom Jardim” em camadas basculadas 30° com mergulho para NW. O principal controle das mineralizações são estruturas rúpteis de direção NW-SE, que alojam filões, filonetes e veios de sulfetos maciços; e a porosidade secundária desenvolvida nas rochas encaixantes, que permite a ocorrência de disseminações (LINDENBERG, 2014).

São Luiz e Uruguai/Piritas são depósitos sob a forma de filões e *stockworks* de Cu (Au-Ag em menor proporção), de onde foram retiradas, entre 1901 e 1996, 22.529.511t de minério, com teores médios de 0,76% de Cu e 0,2g/t de Au, totalizando 171.396t de Cu e 4,5t de Au (TONIOLO, GIL & SANDER, 2007).

A mineralogia do minério é a base de calcopirita, calcocita, bornita e pirita, ouro, prata e hematita, que ocorrem envelopadas por halos de alteração hidrotermal marcados predominantemente por cloritização pervasiva, passando por zonas subordinadas com hematitização e ilitização, e silicificação e carbonatação em regiões próximas aos filões (BETTENCOURT, 1972; LINDENBERG, 2014).

O Depósito Santa Maria é um sistema polimetálico de Pb-Zn-Ag (Cu-Au) que ocorre compartimentado em 3 áreas segundo a direção NE-SW, hospedado em arenitos, conglomerados e ritmitos pertencentes ao Grupo Santa Bárbara, cuja reserva tem sido reportada como contendo cerca de 33,4 Mt de toneladas com teor médio de 1,44% de Pb e 1,06% de Zn, com Ag (12 ± 15 g /t) e Cu como subprodutos (BADI, 1987, *apud* REMUS *et al.*, 2000). Mais recentemente, Santos, Lago & Rios (2013) estimam reservas do depósito da

ordem de 43 Mt de Zn+Pb com teores em média de 2,5%, incluindo 14 Mt do minério em mais alto teor, em torno 5%.

O minério tem galena e esfarelita disseminados, comumente formando lentes estratiformes ou constituindo bolsões maciços, acompanhado de uma ganga de barita e calcita. As alterações hidrotermais mais importantes são ilitização e cloritização, ocorrendo também, de forma secundária, hematitização, sulfatação, carbonatação e piritização. A ilitização predomina na zona superior do depósito e está relacionada ao minério portador de Pb (galena) e Zn (esfalerita) e a cloritização, predominante na zona inferior, está associada a minérios portadores de Cu (calcocita e calcopirita) (RIOS *et al.*, 2013).

Estudos geocronológicos de ilitas utilizando o método $^{40}\text{K}-^{40}\text{Ar}$ sugerem idades de $507,41 \pm 10,37$ Ma a $465,92 \pm 9,48$ Ma para os processos mineralizadores de Minas do Camaquã (CANARIM, 2013). Por outro lado, Remus *et al.* (1999), a partir de isótopos de enxofre e chumbo comum em calcopirita, pirita e bornita, obtiveram isócronas de referência na faixa de 592 Ma, idade também obtida em zircões (U-Pb por SHRIMP) para o Granito Lavras e a Formação Hilário, sugerindo fontes hidrotermais magmáticas para gênese do minério. Cálculos geotermométricos sugerem que galena e esfarelita cristalizaram a temperaturas de 280 e 301 °C (REMUS, 1999).

Depósito Cerro dos Martins

O depósito Cerro dos Martins localiza-se aproximadamente 25 km em linha reta a norte das Minas do Camaquã. Ou ainda, em relação à área urbana de Caçapava do Sul, localiza-se 35 km a sudeste, via BR-392 e BR-153.

A tectônica da área é sintetizada por falhas do Sistema Irapuá (N20°-30°E), intersectado por falhas do Sistema Cerro da Vigia (N40°-60°W), estas últimas com mergulhos de alto ângulo para SW e NE (RIBEIRO, 1978; TONIOLO, 2004).

As mineralizações estão hospedadas na sequência vulcanossedimentar do Grupo Bom Jardim, constituído na área do depósito por arenitos, siltitos e conglomerados da Formação Arroio dos Nobres, e andesitos, basaltos e dacitos da Formação Hilário. Possui reservas calculadas em 1,45 Mt com teor médio de 0,83% de Cu (TONIOLO, 2004).

O depósito possui dois estilos de mineralizações: um filoneano, formado por um conjunto de veios que preenchem fraturas de direção N40°60°W e mergulhos para SW; e outro estratiforme, consistindo de disseminações confinadas em níveis de siltitos e arenitos. Os principais minerais de minério são calcocita e bornita, com ocorrência subordinada de

calcopirita, pirita, galena e esfarelita, e digenita, covelita, malaquita, cuprita e azurita ocorrendo como minério secundário. A ganga é constituída de carbonatos, quartzo, minerais argilosos, barita e rara hematita (TONIOLO, *op. cit.*).

Inclusões fluidas em quartzo associado à paragênese do minério indicam temperaturas de deposição entre 157 e 273 °C com mediana de 215 °C. Estudos isotópicos de S³⁴ de calcopiritas, C¹³, O¹⁸ e da razão Sr⁸⁷/ Sr⁸⁶ de calcitas, indicam fonte hidrotermal-magmática relacionada ao evento alcalino-shoshonítico da BC juntamente à contribuição de água meteórica. Fluidos de origem magmática lixiviarão metais base, C e Sr do embasamento e do pacote vulcano-sedimentar, posteriormente depositando minério em estruturas de alívio/fraturas e vazios. A idade mínima do minério que constitui este depósito é estimada em 550 Ma. (TONIOLO, *op. cit.*).

Depósito Andradas

O Depósito Andradas localiza-se aproximadamente 6 km da área urbana de Caçapava do Sul. É geologicamente situado na borda oeste do Granito Caçapava, no contexto do embasamento metamórfico que circunda este corpo ígneo.

A mineralização está encaixada em albita-muscovita-clorita xistos, epidoto-albita-muscovita-clorita xistos e meta-margas da FPF, e possui controle estrutural subordinado a falha dos Andradas/Santa Bárbara (Sistema de Falhas Irapuá) de direção N-S e mergulho de 45°-55° para oeste, de regime dúctil-rúptil. O minério consiste predominantemente em bornita e calcocita, seguidos de calcopirita, cuprita, cobre nativo, malaquita e carbonatos (RIBEIRO, 1978; PORCHER & LOPES, 2000; REMUS *et al.*, 2000, ROCHA *et al.*, 2013a).

Zonas hidrotermalizadas são marcadas por albitização, carbonatação e silicificação, que ocorrem de forma pervasiva e venular. Em intervalos brechados ocorre cimentação por calcita, clorita e quartzo, acompanhados do enriquecimento de sulfetos de Cu e Fe (hematita). Zonas com alteração potássica e sericitização são subordinadas, associadas à carbonatação e silicificação pervasiva com *stockworks* de carbonato + barita + quartzo e carbonato ± clorita ± hematita, ambos com sulfetos de Cu e Fe, além de *stockworks* de clorita ± magnetita e clorita + hematita especular (ROCHA *et al.*, 2013a).

Rocha *et al.* (2013a) reportam a este depósito 61 Mt de Cu com teor médio de 0,43%, com 262.300 t de metal contido, ambos em caráter de recurso inferido.

O Depósito Andradas foi interpretado por décadas como um sistema hidrotermal clássico (RIBEIRO, 1978; REMUS, 1999; REMUS *et al.*, 2000). Entretanto mais

recentemente, Rocha *et al.* (2013a) com base na descoberta de um novo corpo mineralizado de alto teor, marcado por forte controle estrutural em zona de cisalhamento, com presença de alteração hidrolítica sobrepondo alterações sódica e/ou potássica em zonas brechadas mineralizadas, aliado a ocorrência de sulfetos de Cu em associação a óxidos de Fe, registram a similitude deste depósito com os modelos do tipo IOCG (*Iron Oxide Copper Gold*).

Depósito Primavera

O depósito Primavera localiza-se aproximadamente 6 km a sul do Depósito Andradas e, da mesma forma, ocorre no contexto geológico de rochas metamórficas da FPF, na borda oeste do GC.

Conforme Ribeiro (1978), o minério do Depósito Primavera é formado por calcocita, crisocola e malaquita disseminadas em xistos (metavulcânicas básicas metamorfizadas) fraturados e brechados, localmente formando bolsões com teores de até 4% de Cu. A ocorrência está localizada na intersecção da falha dos Andradas/Santa Bárbara, de direção N-S e mergulho 70°W, com outra falha de direção N55°W e mergulho 40°SW.

Ribeiro *et al.* (1966), baseado nas avaliações fornecidas pelo DNPM, reporta um recurso da ordem de 90.000 t de Cu com teor de 0,7% a 1,0% e 29.000 t de Cu com teor de 1,0% a 1,7%, sem considerar, no entanto, se tais valores se refletem ao minério economicamente aproveitável ou não.

Depósito Santa Bárbara

O depósito Santa Bárbara localiza-se a noroeste do Granito Caçapava e está hospedado em metamargas, metatufitos e quartzo-feldspato-clorita xistos da FPF. Compreende fraturas preenchidas por quartzo e carbonatos e veios de barita contendo calcocita, pirita, bornita, covellita e ouro, com *trend* estrutural principal N-S a N20°W e mergulhos subverticais (REMUS *et al.*, 2000; BEILFUSS *et al.*, 2001).

As zonas mineralizadas tem até 500 m de comprimento. A principal faixa mineralizada é controlada por uma zona de cisalhamento rúptil-dúctil contendo veios de espessura variável de alguns centímetros a cerca de um metro. A distribuição do Au nos veios é irregular, porém atingindo até 25 ppm (REMUS & HARTMANN, 1997, *apud* REMUS, 1999; BEILFUSS *et al.*, 2001).

Cubagens reportada a este depósito indicam reserva medida de 650.000 t de Cu com teor médio de 0,7% a 1,0% e 50.000 t de Cu com teor médio de 1,0 a 1,7% (RIBEIRO *et al.*, 1966; CAMOZZATO, 1987).

Prospecto Faxinal

O prospecto de Faxinal está localizado na borda NE do Granito Caçapava e consiste em mineralizações de galena, calcopirita, pirita e malaquita do tipo filonena, em veios de quartzo com *trend* NE, hospedados em meta-margas e metapelitos da FPF. Os veios mineralizados apresentam tamanhos variáveis, atinindo comprimentos de ordem métrica e espessuras decimétrica (CAMOZZATO, 1987; REMUS *et al.*, 2000).a

Prospecto Coronel Linhares / Prospecto Ciocari / Ocorrência Elinor Spode (escarnitos)

Os prospectos Coronel Linhares e Ciocari e a ocorrência Elinor Spode foram aqui agrupados por apresentarem íntima relação espacial e condicionantes geológicas em comum: mineralizações em falhas, fraturas e *stockworks* com *trend* NW, na adjacência dos contatos entre as apófises graníticas e os mármores da FPF, contendo típicas assembleias mineralógicas de alteração hidrotermal metassomática do tipo escarnito.

O minério ocorre na forma de filões e corpos alongados, ou na forma de corpos irregulares ocupando o lugar dos carbonatos. É constituído por calcopirita, pirita, bornita, marcassita e molibdenita com ganga de clorita, calcita e hematita tardia, associados principalmente à zona de alteração clorítica (GAZZONI, 2010; REMUS *et al.*, 2011).

A interação dos fluídos graníticos com os mármores gerou associações minerais de alta e baixa temperatura. Os silicatos de Ca e/ou Mg depositados devido à interação dos fluidos magmáticos com o mármore são olivina, diopsídio, tremolita, talco, serpentina e clorita. Nestas auréolas escarníticas estão contidos os sulfetos de cobre, molibdênio e ferro. A molibdenita ocorre associada com minerais de mais alta temperatura (diopsídio e olivina), enquanto que a deposição do minério de Cu-Fe(Au) sulfetado ocorrem frequentemente associados à clorita e calcita, indicando paragênese tardia de mais baixa temperatura (GAZZONI, 2010; REMUS *et al.*, 2011; REIS, 2016).

Dados microtermométricos de inclusões fluidas contidas nos minerais de ganga (quartzo) indicam que a temperatura média de precipitação foi de 350° C. Tal temperatura é

consistente com dados de geotermometria das cloritas associadas ao depósito, cujas temperaturas obtidas são, em média, de 280° C e 300° C (BEILFUSS *et al.*, 2001; REIS, 2016).

Ocorrência Cerro das Ovelhas

A ocorrência Cerro das Ovelhas está localizada a cerca 33 km a sudeste da área urbana de Caçapava do Sul, a 6 km a NW do Cerros dos Martins, e a 35 km de Minas do Camaquã.

Esta ocorrência, assim como no Cerro dos Martins, caracteriza-se pela presença Cu na forma de oxidados, massas e filonetes com pirita e calcopirita e filões quartzosos mineralizados. É constituída de pelo menos 06 filões mineralizados hospedados por rochas da FPF e do Grupo Bom Jardim (RIBEIRO, 1978), em meio a uma janela estrutural circundada por rochas do Grupo Santa Bárbara, na Sub-Bacia Camaquã Central (Ribeiro, 1970).

Badi & Kolling (1978) integrando dados geológicos levantados pelo DNPM aos dados por eles obtidos em campanhas de pesquisa pela Companhia Brasileira do Cobre – CBC, concluem que na área de estudo, entre as diversas ocorrências mapeadas, a mais promissora a conter um corpo mineral economicamente explorável é a Ocorrência Banhado. Juntamente a mapa geológico em escala 1:5.000, mapas de sedimentos de corrente e de solos e perfis de sondagem, concluem que a mineralização, do tipo hidrotermal, é constituída por disseminações de calcocita e malaquita e venulações/veios de carbonatos acompanhados de calcopirita. As rochas hospedeiras são siltitos e arenitos arcoseanos, por vezes apresentando fácies de *slumps*. Aqueles autores relatam ainda que, apesar dos corpos mineralizados estarem situados próximos à superfície, estes não apresentam continuidade lateral significativa.

Ocorrência Cerro da Angélica

O Cerro da Angélica é uma imponente feição geomorfológica localizada a aproximadamente 15 km a sudeste da área urbana de Caçapava do Sul, às margens da BR-153, na altura do KM 493. Em relação à área de estudo, localiza-se a 800 m para NE.

A ocorrência Cerro da Angélica, por sua vez, compreende cerca de onze afloramentos mineralizados dispersos em uma área de aproximadamente 400 hectares na adjacência do cerro que lhe atribui nome, cujo condicionamento tectônico é igual ao observado nas ocorrências Bom Jardim/Viúva Palmira e Salsinho. O controle estrutural são falhas NW que

atravessam a zona de Falha da Angélica, de direção N30°E (PINTO, 1966, *apud* RIBEIRO, 1978; RIBEIRO, 1966; RIBEIRO, 1970).

As mineralizações desta ocorrência se dão no entrecruzamento das falhas NNE com as falhas WNW de menores proporções, ao longo de estreitas fraturas, em conglomerados intercalados com siltitos e arenitos arcossianos pertencentes ao Grupo Bom Jardim. A paragênese do minério, em superfície, é constituída de malaquita e rara calcocita, cimentando brechas de falhas secundárias de direção N30°-60°W. Nesta região não se formam veios nem alteração das rochas encaixantes por ação dos fluidos mineralizadores (RIBEIRO, 1970; RIBEIRO, 1978).

Ocorrência Mangueirão

A ocorrência Mangueirão localiza-se em torno de 10 km em linha reta a leste de Caçapava do Sul. Compreende uma sequência de afloramentos mineralizados, localizados a sul e a norte do arroio que lhe atribui nome, alinhados paralelamente a crista da Falha do Caboclo por aproximadamente 2 km de extensão (RIBEIRO, 1970; RIBEIRO, 1978).

O controle estrutural por entrecruzamento de zonas de falha NE e NW é, nesta região, espetacularmente visível (RIBEIRO, 1970). Esta ocorrência apresenta íntima relação espacial com as demais ocorrências ao longo da Falha do Caboclo e, dessa forma, em nada difere destas no que concerne aos seus condicionantes geológicos. Arenitos e andesitos do Grupo Bom Jardim hospedam as mineralizações a base de hematita especular e malaquita, em fraturas N40°-60°W que transsectam a zona de falha principal de direção N30°E (RIBEIRO, 1970; RIBEIRO, 1978).

Conforme observado por Ribeiro (1968) e Ribeiro (1970), ao longo da Falha do Caboblo há uma faixa descontínua de aproximadamente 6 km de extensão, que interliga as ocorrências Mangueirão e Mertório Rodrigues de Freitas, a norte. Os afloramentos mineralizados nesta faixa são caracterizados por intensa disseminação ou deposição em veios de hematita especular associada à malaquita, ou preenchendo interstícios de fragmentos de brecha, formando um retículo de vênulas de hematita especular. A hematita é o constituinte mais abundante nestas ocorrências, sendo os minerais de cobre primário ou oxidados muito escassos ou ausentes. Para aqueles autores, estas ocorrências são do tipo teletermal.

Ocorrência Salsinho

A ocorrência Salsinho é formada por cerca de seis afloramentos dispersos em uma área de poucos quilômetros quadrados a norte da confluência dos arroios Mangueirão e Irapuazinho, localizada cerca de 15 km a leste da área urbana de Caçapava do Sul. Os afloramentos encontram-se dispostos paralelamente à Falha da Angélica que, na região, coloca em contato as rochas dos grupos Santa Bárbara e Bom Jardim.

As mineralizações ocorrem em zona brechada associada ao lineamento regional de direção N30°E (Falha da Angélica) e em juntas e fraturas com *trend* N70°-80°W. O padrão estrutural observado na região de Bom Jardim é aqui recorrente: fraturas de direção NE sendo cortadas por fraturas posteriores, de direção NW. As rochas encaixantes do minério são riolitos da Formação Acampamento Velho, andesitos da Formação Hilário e conglomerados do Grupo Santa Bárbara. A mineralogia é constituída a base de calcocita, malaquita e subordinadamente carbonatos e óxidos de ferro (RIBEIRO, 1970; RIBEIRO, 1978).

Beckel *et al.* (1978) apresentam resultados de sondagens evidenciando uma zona mineralizada estratiforme de aproximadamente 60 m de espessura por 800 m de comprimento, essencialmente constituída de cobre nativo (com rara calcocita) cimentando grânulos e seixos de conglomerados do Grupo Santa Bárbara, com rara calcocita. Com base na ausência de zonas de alteração hidrotermal e paragêneses minerais características de depósitos hidrotermais, aliado à ausência de minério em fraturas regionais tipicamente mineralizadas, aqueles autores sugerem gênese singenética para as mineralizações do Salsinho.

Ocorrência Mertório Rodrigues de Freitas

A ocorrência Mertório Rodrigues de Freitas, nome atribuído pelo Geólogo Maurício Ribeiro em alusão ao proprietário das terras onde ocorrem, está localizada aproximadamente a 12 km em linha reta a nordeste da área urbana de Caçapava do Sul.

Conforme Ribeiro (1970), os afloramentos mineralizados ocorrem em uma faixa de pouco mais de um quilômetro, constituída de arenitos finos a médios intercalados com rochas andesíticas do Grupo Bom Jardim. As mineralizações ocorrem em espelhos de falhas associadas à Falha do Caboclo (esta última de direção N30°E e mergulhos de 45° a 60° para SE), em brechas segundo a direção N60°W e preenchendo vesículas de rochas andesíticas. A paragênese destas ocorrências é à base de hematita especular, malaquita e escassas vênulas de calcopirita e cuprita.

Uma característica típica das mineralizações ao longo da Falha do Caboclo é a associação invariável da mineralização cuprífera à hematita especular, esta última em proporção consideravelmente elevada ou, por vezes, ocorrendo de forma única (RIBEIRO, 1970).

Ocorrência Bom Jardim / Viúva Palmira

Tratam-se de ocorrências espacial e geologicamente associadas. A ocorrência Bom Jardim é formada por cerca de oito afloramentos mineralizados dispersos em uma área de poucos quilômetros quadrados ao sul da estrada vicinal que interliga o município de Caçapava do Sul à região do Bom Jardim. O grupo de afloramentos mineralizados situa-se sobre a zona de Falha Angélica, de direção N30°E, onde esta é cortada por uma série de falhamentos de menor amplitude, com direção NW-SE (RIBEIRO, 1970).

As mineralizações ocorrem em filões de quartzo lenticulares de direções NE-SW e NW-SE e disseminadas em zonas de brechas e/ou *stockworks*. As rochas encaixantes são principalmente arenitos epidotizados ou silicificados do Grupo Santa Bárbara, e arenitos, arenitos conglomeráticos, conglomerados e andesitos do Grupo Bom Jardim. A paragênese desta ocorrência é formada por quartzo, pirita, calcopirita e galena. (RIBEIRO *et al.*, 1966; RIBEIRO, 1968; RIBEIRO, 1970; RIBEIRO, 1978).

Na ocorrência Viúva Palmira a mineralização está associada às rochas sedimentares do Grupo Bom Jardim, sendo os filões controlados por falhas N30°-60°W com mergulhos de 70°-80° para SW, formados por calcocita, azurita, pirita, malaquita, óxidos de ferro, sílica e carbonatos (SCHULZ, 1968, *apud* RIBEIRO, 1978).

As direções de fraturamento onde se encaixam os filões mineralizados por vezes interceptam-se, como é o caso da ocorrência Viúva Palmira. Nestas situações, ambas direções de fraturas ocorrem silicificadas e com a mesma paragênese mineral acima descrita, sendo possível ainda constatar que os fraturamentos de direção N50°-60°W cortam os fraturamentos de direção N20°E, evidenciando sua posterioridade (RIBEIRO, 1970).

Ribeiro (1968) e Ribeiro (1970), com base nas alterações hidrotermais e na paragênese mineral observada em campo, enquadram estas ocorrências no tipo mesotermal.

Ocorrências Caboclo 1 e Caboclo 2

Estas ocorrências são aqui agrupadas devido à escassez de dados bibliográficos e, sobretudo, pela correlação espacial e geológica que apresentam.

Situam-se a leste do Granito Caçapava, dispostas em *trend* NE paralelamente à Falha do Caboclo. A mineralização de cobre é do tipo filoneana e ocorre hospedada em rochas andesíticas do Grupo Bom Jardim, sob a forma de malaquita, cuprita, calcopirita, hematita e quartzo (CAMOZZATO, 1987).

Ocorrência Fazenda Velha

Da mesma forma que as ocorrências Caboclo I e Caboclo II, Fazenda Velha é uma ocorrência com restritas informações geológicas. Especificamente, uma descrição desta foi encontrada na etapa de revisão bibliográfica.

A ocorrência Fazenda Velha localiza-se de frente à face oeste do Cerro da Angélica, distante aproximadamente 150 metros a norte da área mapeada no presente trabalho. Ocorre hospedada por biotita xisto da FPF e consiste de uma mineralização do tipo filoneana sob a forma de hematita, magnetita, carbonatos, feldspato e quartzo (CAMOZZATO, 1987).

Embora situada fora da área de estudo, durante a etapa de campo do presente trabalho, realizou-se mapeamento geológico na localidade desta ocorrência na busca por correlações com os pontos mapeados no GSF. Na ocasião, nenhum afloramento portador mineralização pôde ser encontrado, fato este atribuído à divergência de informações cartográficas (por exemplo, datum).

7. MATERIAIS E MÉTODOS DE INVESTIGAÇÃO

Esta pesquisa transcorreu em três principais etapas interdependentes: i) etapa pré-campo; ii) etapa de campo e iii) etapa pós-campo.

7.1. ETAPA PRÉ-CAMPO

Revisão bibliográfica

A etapa de revisão bibliográfica teve por objeto a consolidação do substrato teórico para o avanço da pesquisa. Consistiu na compilação de monografias, dissertações, teses, artigos, boletins, relatórios, livros e mapas acerca da geologia da área, do tema de estudo e dos métodos de investigação empregados.

Sensoriamento remoto e banco de dados SIG

A utilização de dados de sensoriamento remoto é uma prática substancial a estudos de geologia. Assim sendo, caracterizaram-se nesta etapa todas as particularidades da área, tais como acessos e trilhas, propriedades rurais, feições topográficas, padrão de drenagens, afloramentos, lineamentos, contatos geológicos (quando possível) e demais elementos geológico-geomorfológicos de macroescala.

Inicialmente foram realizadas análises em imagens de satélite via *Google Earth PRO* e estudos de aerofotogrametria em escala 1:25.000 por meio de imagens aéreas do banco de dados Rigeo, da CPRM, fazendo uso de estereoscópios de mesa no laboratório da Unipampa.

Juntamente aos produtos obtidos via sensorimanto remoto foram compilados em ambientes SIG, utilizando o software QGis Las Palmas 2.18, os seguintes dados: carta topográfica do exército - Folha Caçapava do Sul / SH-22-Y-A-V-I - em escala 1:50.000; imagem SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission - NASA*) com resolução espacial de 1 arco de segundo (30 metros por pixel); *shapefiles* diversos; e mapas geológicos regionais em diversas escalas.

Com o banco de dados estruturado foi possível realizar o planejamento para os trabalhos de campo e posteriormente construir os mapas apresentados nesta monografia.

7.2. ETAPA DE CAMPO

Mapeamento geológico e estrutural

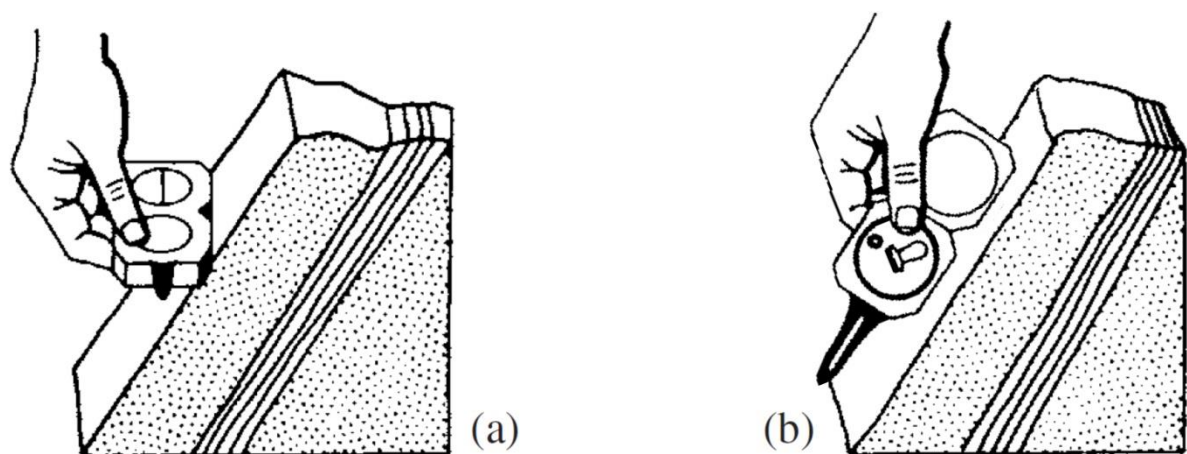
O mapeamento geológico transcorreu ao longo de 2016 e 2017 totalizando 12 dias de campo. Em sua execução foram utilizados caderneta de campo, *GPS* Garmin modelo Etrex Legend, câmera fotográfica, marreta Eastwing 1,8 kg, bússola do tipo Brunton, lupa de mão, fita métrica e ácido clorídico (HCl).

O objetivo do trabalho de campo foi reconhecer o contexto geológico e estrutural da área de estudo bem como a forma e os controles das mineralizações que nela ocorrem.

Os afloramentos foram descritos principalmente em termos petrográficos e estruturais e as mineralizações em termos de textura, mineralogia, intensidade e geometria. Cada ponto visitado e as respectivas amostras coletadas receberam as iniciais PSF (Projeto Santo Ferreira), seguida do seu respectivo número (001, 002 e assim por diante).

A análise estrutural durante o mapeamento geológico consistiu principalmente em aspectos geométricos. Para a aquisição de atitudes das feições planares e lineares tais como falhas, fraturas, juntas, dobras, foliações, acamamentos, etc., utilizou-se a notação estrutural da mão esquerda, também conhecida por *strike and dip* (fig. 4), que é coletada com a palma da mão (esquerda) sobre o afloramento, onde o dedo indicador aponta a direção do plano (*strike*) e o dedo polegar aponta para o seu mergulho (*dip*).

Figura 4 – Notação estrutural da mão esquerda (*strike and dip*) com bússola tipo Brunton. a) direção do plano (*strike*); b) mergulho do plano (*dip*).



Fonte: extraído e modificado de Ragan (2009).

7.3. ETAPA PÓS-CAMPO

Petrografia

De posse das amostras coletadas durante o mapeamento geológico foram selecionadas 10 amostras mais representativas do minério para confecção de seções delgadas e de seções polidas.

As seções delgadas foram preparadas em laboratório de laminação particular. Os contramoldes (blocos de rocha) gerados na preparação das seções delgadas foram polidos no Instituto de Geociência (IGEO) da UFRGS e posteriormente utilizados em análises microscópicas sob luz refletida.

As análises microscópicas de luz transmitida e de luz refletida foram realizadas no laboratório de microscopia da Unipampa por meio do microscópio binocular marca Nikon, modelo Eclipse 50i Pol (fig. 5).

Esta etapa de cunho petrográfico teve por objetivo identificar e descrever os constituintes mineralógicos, texturais e estruturais do minério, bem como selecionar alvos a serem analisados posteriormente via microscópio eletrônico de varredura (MEV).

Figura 5 – Microscópio petrográfico de luz transmitida e refletida utilizado na etapa de petrografia. Laboratório de petrografia e mineralogia da Unipampa.



Fonte: autor.

Microscopia eletrônica de varredura/Sistema EDS

A microscopia eletrônica de varredura é uma técnica utilizada para obtenção de informações morfológicas, intercrescimentos cristalinos, texturas ou relações de reação em escala de micrômetros (KLEIN & DUTROW, 2012), capaz de produzir imagens de alta ampliação (até 300.000 vezes) e resolução. Além disso, quando acoplado de um sistema de detecção de raios X por dispersão energia (EDS – *Energy Dispersive System*), a utilização do microscópio eletrônico de varredura (MEV) possibilita a determinação da composição química qualitativa e semi-quantitativa pontual da amostra, geralmente suficientes para identificação de minerais desconhecidos.

O funcionamento de um MEV consiste na emissão de feixes de elétrons por meio de um filamento capilar (cátodo) de tungstênio capaz de gerar voltagens de aceleração da ordem de 0,3 kV a 30 kV. A diferença de potencial permite uma variação da aceleração dos elétrons. Os raios X característicos gerados pelo mineral bombardeado são detectados por um semiconductor e convertidos em sinais elétricos, gerando assim uma imagem virtual no monitor do aparelho.

No sistema EDS, quando o feixe de elétrons incide sobre um mineral, os elétrons da camada de valência dos átomos e os íons constituintes são excitados, mudando de níveis energéticos. Ao retornarem para sua posição inicial, liberam a energia adquirida a qual é emitida em comprimento de onda no espectro de raios-x. Um detector instalado na câmara de vácuo do MEV mede a energia associada a esse elétron. Como os elétrons de um determinado átomo possuem energias distintas, é possível, no ponto de incidência do feixe, determinar quais os elementos químicos estão presentes naquele local e assim identificar em instantes que mineral está sendo observado.

Para fins qualitativos o feixe eletrônico desenvolve uma varredura na amostra, de modo a obter diversas informações sobre a amostra, tais como textura, composição, distribuição dos elementos, etc. Isto é possível devido a obtenção de imagens de elétrons secundários (*Secondary electrons – SE*) e/ou retroespalhados (*Backsttered Electrons – BSE*) da corrente da amostra e raios X da área rastreada pelo feixe emitido pelo equipamento.

Esta etapa foi realizada no Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), onde foi utilizado o equipamento *JEOL* modelo *JSM-6610LV* (fig. 6), tendo por objetivo o estudo químico-mineralógico de feições não reconhecidas na microscopia convencional, tais como microtexturas de dissolução e minerais de alteração.

Foram analisadas 04 das 10 seções delgadas confeccionadas para microscopia óptica. Como as lâminas delgadas não conduzem corrente elétrica, para a realização deste estudo, as 06 lâminas selecionadas foram previamente metalizadas com camadas micrométricas de carbono e, especificamente duas delas, com camadas de ouro. Dessa forma, conteúdos anômalos de ouro detectados nas análises não dizem respeito a paragênese mineral, e sim ao processo de metalização.

Figura 6 – Microscópio eletrônico de varredura (MEV) acoplado de um sistema de detecção de raios X por dispersão de energia (EDS). Laboratório de geologia isotópica, UFRGS.



Fonte: autor.

Processamento, integração e interpretação dos dados

Esta etapa envolveu, entre outros: i) geração de mapas; ii) geração de estereogramas e diagramas de frequência (rosetas) por meio do software *OpenStereo*; iii) tratamento de dados de química mineral em planilha *Excel*, posteriormente interpretados em conjunto aos dados petrográficos; iv) confecção de mosaicos de imagens e seção geológica utilizando o software *Corel Draw X7* (versão *trial*) e, por fim, v) análise integrada dos dados globais obtidos e redação da monografia.

7. RESULTADOS E DISCUSSÕES

7.1. MAPEAMENTO GEOLÓGICO

Foram cartografados 128 pontos em domínio de rochas da Formação Passo Feio, Carbonatito Passo Feio, Granito Santo Ferreira e Bacia do Camaquã (mapa geológico apêndice 02). Deste total, 13 pontos se referem a afloramentos de rochas portadoras de mineralizações.

A seguir apresentar-se-á os resultados e discussões individualizados de cada unidade mapeada, seguida do item de caracterização e discussão acerca das mineralizações da área.

7.1.1. FORMAÇÃO PASSO FEIO

As rochas da FPF correspondem a maior unidade em área mapeada, cujas ocorrências se dispõem no entorno do GSF, principalmente em sua borda oeste.

Por conta da heterogeneidade e descontinuidade dos afloramentos visitados e, também, levando em consideração que o principal objetivo desta pesquisa não reporta à individualização estratigráfica desta unidade, as rochas aqui agrupadas serão apresentadas em mapa como unidade indivisa.

A FPF na área mapeada consiste de rochas metavulcânicas e metassedimentares tais como xistos, filitos, quartzitos e rochas sem estrutura planar (maciças).

Apresentam relações de contato por falha com rochas graníticas do Granito Santo Ferreira (GSF) e sedimentares da Bacia do Camaquã (BC) e, também, relações de contato por intrusão de rochas ígneas do GSF e do Carbonatito Passo Feio (CPF).

Quanto à granulação, variam desde fina até grossa, a depender do protólito sobre o qual se desenvolveu. A mineralogia, em geral, é constituída a base de anfibólio, clorita, muscovita, biotita, plagioclásio, quartzo e granada, que ocorrem em maior ou menor proporção, como minerais essenciais e/ou qualificadores.

As principais texturas observadas nas rochas desta unidade foram nematoblástica, lepidoblástica e porfiroblástica.

Anfibólio xisto e plagioclásio-quartzo-anfibólio xistos predominam sobre as demais litologias. São rochas compostas de anfibólio (entre 70 e 90%), plagioclásio ($\pm 20\%$) e quartzo ($\pm 10\%$). Possuem coloração cinza a preto, granulação fina a média, textura

nematoblástica delineada pela orientação de prismas de anfibólio que atingem até 1,5 cm de comprimento, com xistosidade geralmente contínua de espaçamento milimétrico.

Bandas com textura granoblástica marcada por anfibólio ocorrem intercalada a bandas e/ou lentes quartzo-feldspáticas, ora boudinadas, como é o caso das exposições ao longo do Arroio Passo Feio (fig. 7a). Ocorrem ainda ao longo da Falha do Caboclo, típicas feições miloníticas (*augens* de anfibólio) perpendiculares ao plano de xistosidade de plagioclásio-quartzo-anfibólio xisto (fig. 7b). Textura milonítica desenvolvida em anfibólio-xisto também pode ser observada em corte de estrada às margens da BR-153, de frente ao Cerro da Angélica, na altura do KM-493 (1 km a norte da área mapeada).

Figura 7 – litotipos da FPF: a) anfibolito com injeções quartzo feldspáticas. Afloramento na seção do Arroio Passo Feio; b) plagioclásio-quartzo-anfibólio xisto milonitizado, associado à falha do Caboclo.



Fonte: autor.

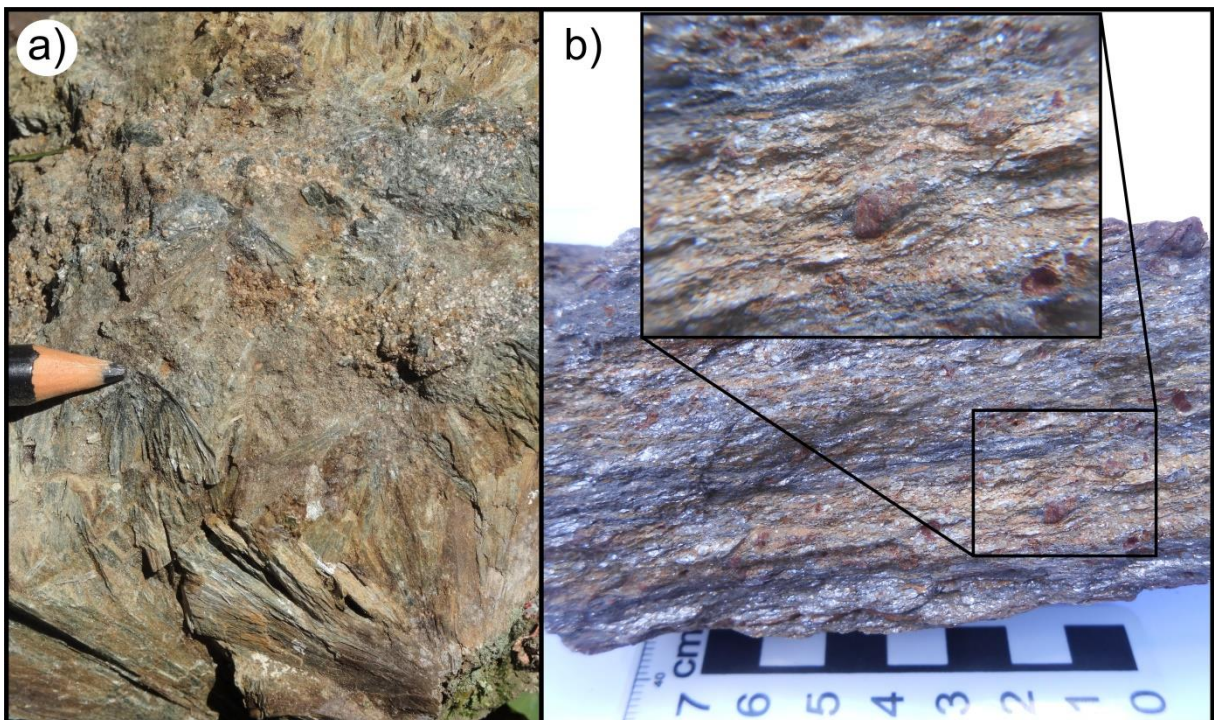
Xistos contendo granada, quartzo, biotita e muscovita, em maiores ou menores proporções destes minerais, com moderado a elevado grau de alteração, ocorrem nas bordas oeste e sul do GSF. Possuem coloração em tons de amarelo escuro a avermelhada, xistosidades irregulares e descontínuas, e duas principais texturas: i) textura porfiroblástica marcada pela presença de granadas subédricas a euédricas que atingem até 0,5 cm; ii) textura lepidoblástica delineada pela presença de minerais micáceos. Em níveis compostos por

maiores concentrações de quartzo a xistosidade é menos evidente. Dessa forma, estas rochas apresentam intercalações de bandas milimétricas com variações mineralógicas, sugerindo se tratar de uma rocha metassedimentar (meta-ritmito) (fig. 8a).

Pequenos corpos descontínuos de tremolitito ocorrem alongados segundo a direção NE-SW na porção sul da área mapeada, entre o GSF e as rochas sedimentares da BC, aflorantes em pequenas cristas e vertentes de morros. São rochas de coloração cinza a esverdeada com moderado grau de alteração, aspecto untoso, granulação variando desde fina a muito grossa, sem estrutura planar (maciça), constituída por tremolita (> 90%), clorita, minerais opacos alterados a limonita e talco (fig 8b). A tremolita frequentemente ocorre como agragos fibro-radiais grosseiros.

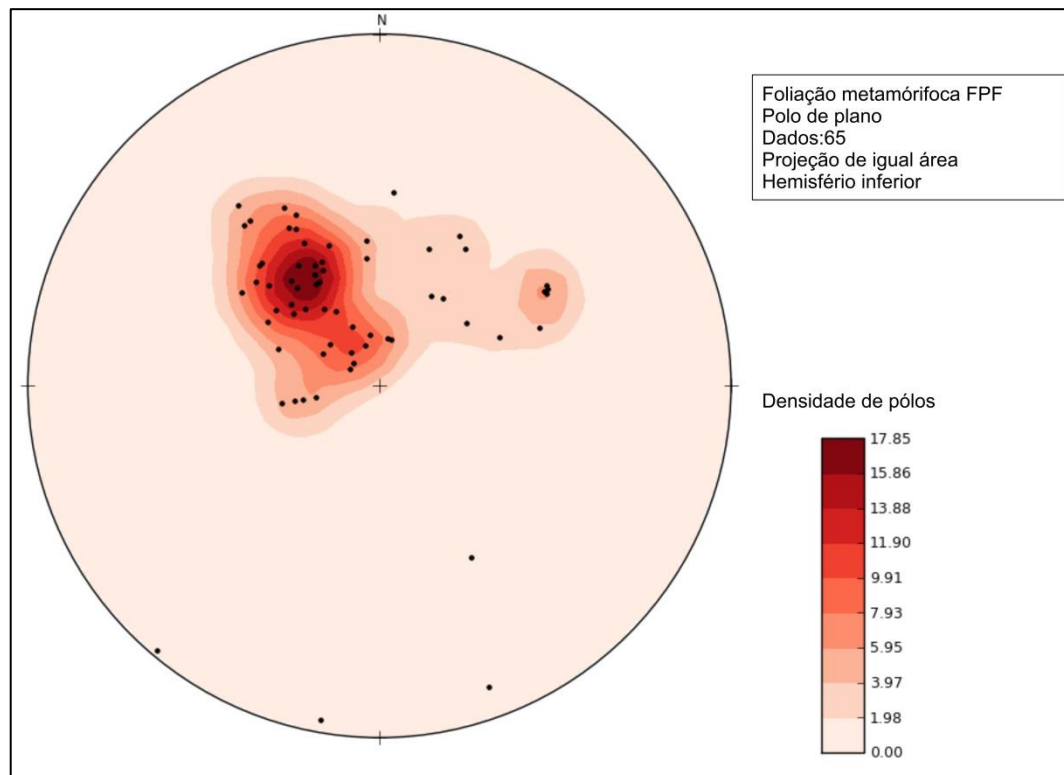
A foliação metamórfica está direcionada predominantemente para o quadrante NE, apresentando mergulho médio da ordem de 30° , porém variando entre 10° e 88° conforme ilustrado no estereograma estrutural (fig. 09). A dispersão dos dados de foliação se deve aos padrões de dobramentos suaves a abertos e aos falhamentos que afetam a unidade.

Figura 8 – Litotipos da FPF: a) tremolitito maciço caracterizado pela textura grossa da tremolita presente como agregados fibro-radiais, associada a minerais de talco, clorita e óxidos de ferro; b) granada-biotita-muscovita-quartzo xisto com texturas porfiroblástica e lepidoblástica, com vista detalhada para o porfiroblasto de granada rodeado por biotita, em banda quartzo feldspática.



Fonte: autor.

Figura 9 – Estereograma das foliações metamórficas da FPF na área de estudo.



Fonte: autor.

7.1.2. CARBONATITO PASSO FEIO

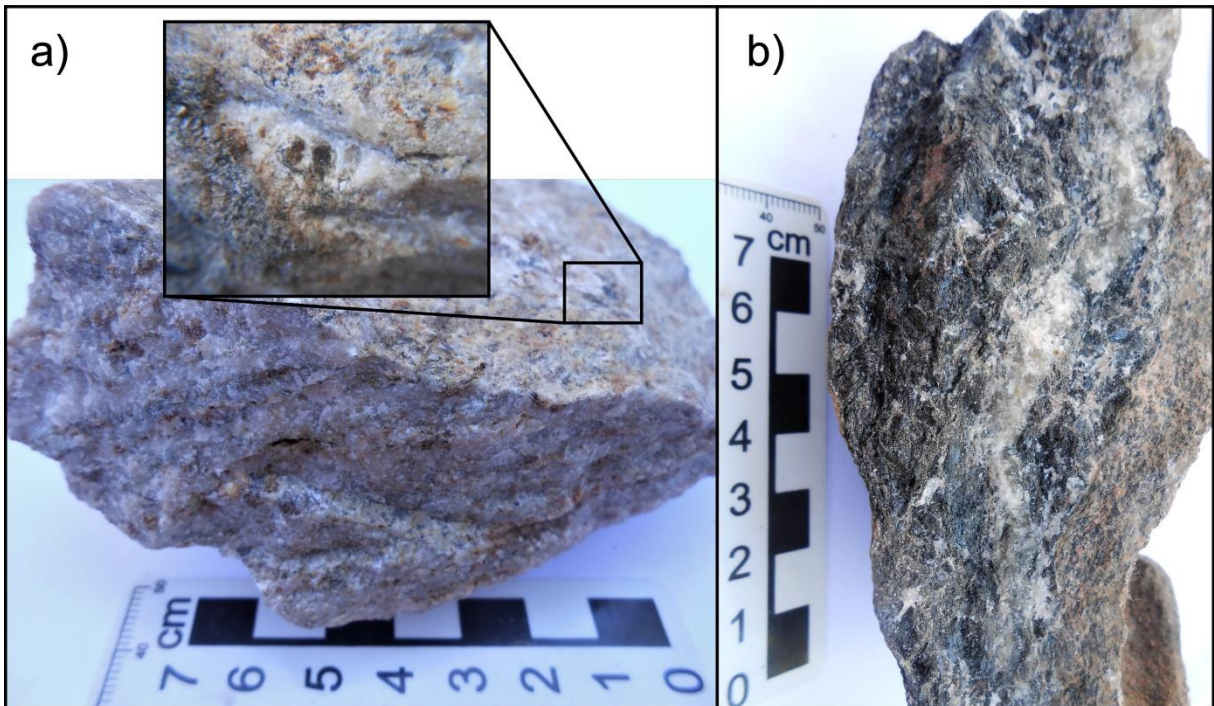
O Carbonatito Passo Feio (CPF) ocorre na porção oeste da área mapeada, em pequenos afloramentos descontínuos com exposições de ordem métrica.

É composto por beforsito de coloração branca a amarelo claro, foliado, com textura média, caracterizado pela abundante presença de dolomita que ocorre como massas englobando bandas de anfibólio e biotita, estes últimos frequentemente cloritizados, contendo óxidos de ferro dispostos em bandas de coloração avermelhada, por vezes contendo flogopita nos planos de foliação (fig. 10a).

O CPF ocorre concordante ao plano de foliação de xistos do embasamento, cujo *trend* regional está orientado para o quadrante NE mergulhando 30° para SE.

Na adjacência do CPF ocorre rocha de textura granoblástica média, constituída de anfibólio, biotita, quartzo e feldspato alcalino, sem nítida relação de campo como CPF, porém reportada por Cerva-Alves (2017) como rocha encaixante a esta intrusão, classificada por aquela autora como titanita-hornblenda hornfels albitizado, produto de fenitização sódica (fig. 10b).

Figura 10 – Carbonatito Passo Feio: a) beforsito de coloração branca, foliado e com textura média, constituído predominantemente por dolomita, anfibólio, biotita, óxidos de ferro e flogopitas contidas no plano de foliação, esta última mostrada em vista detalhada; b) rocha encaixante da intrusão carbonatítica, constituída de anfibólio, biotita, quartzo e feldspato alcalino.



Fonte: autor.

7.1.3. GRANITO SANTO FERREIRA

O Granito Santo Ferreira (GSF) é um corpo elíptico que aflora em uma área de aproximadamente 8 km², cujo eixo de maior alongamento está orientado na direção N30°E. Geomorfologicamente é representado por dois cerros de relevo acentuado, segmentados pela falha de direção N25°W, onde está encaixado o Arroio Passo Feio.

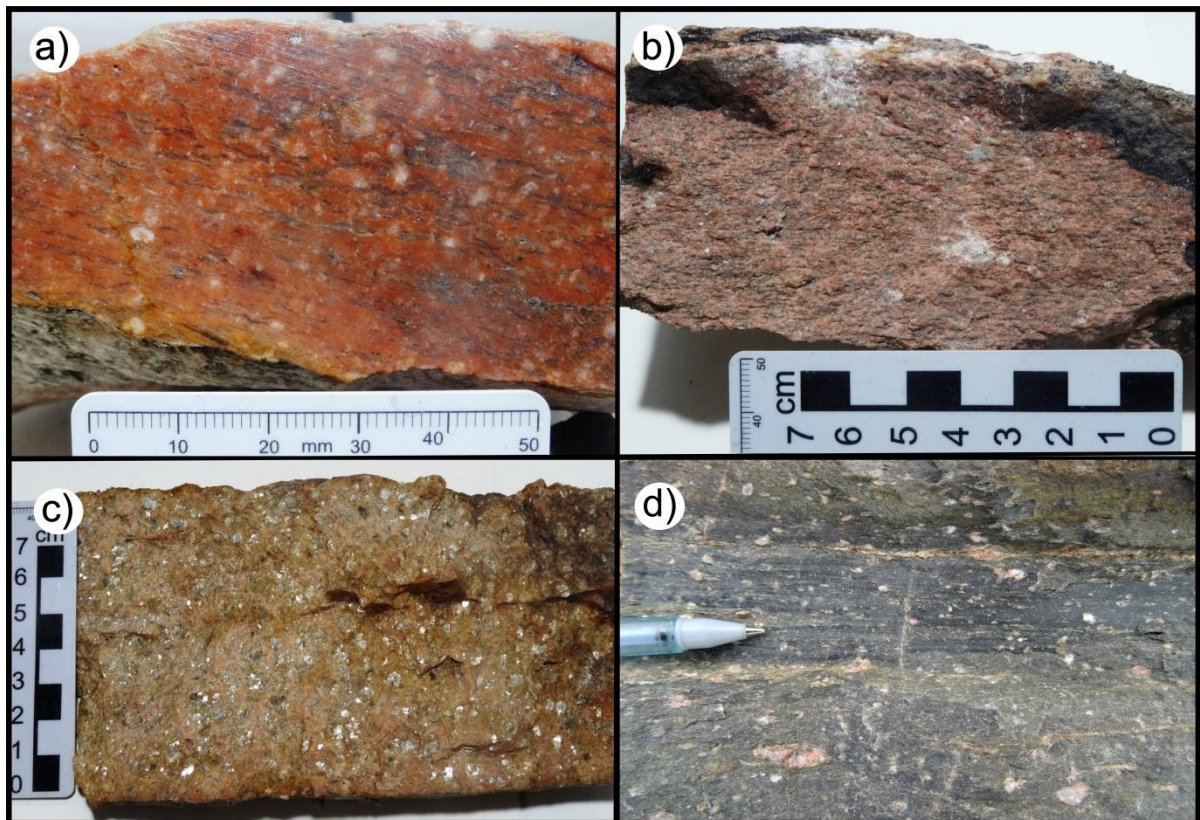
A relação de contato do GSF com as rochas adjacentes ocorre por falhas e por contatos bruscos de intrusão. Em sua borda oeste faz contato com as rochas do embasamento através da falha Caboclo e em sua borda leste ocorre em contato por falha com as rochas da Formação Guarda Velha e Passo Feio. Em regiões de borda numerosas apófises ocorrem encaixadas de forma concordante ao plano de foliação de rochas metamórficas da FPF, evidenciando sua natureza intrusiva nestas. Ao longo do Arroio Passo Feio ocorre intercalado a injeções de pegmatitos em anfibólio xistos e anfibolitos, aqui interpretados como xenólitos do embasamento no GSF. Ocorrem ainda xenólitos de textura fina, sem foliação metamórfica preservada, aqui interpretados como cornubianitos.

O GSF é constituído por sienogranitos, muscovita sienogranito, biotita monzogranitos e granada leucogranitos, que correspondem a rochas de coloração rosa claro a vermelho

escuro. Com exceção da fácies muscovita sienogranito, que ocorre em área bem definida na borda sudoeste do corpo, a individualização das demais rochas é de difícil caracterização. Esta é aqui interpretada como produto de atividade pneumatolítica devido ao caráter hidrotermal das muscovitas (fig 11).

Feldspato alcalino, plagioclásio e quartzo ocorrem como minerais essenciais, e biotita, muscovita e granada como minerais acessórios. Em geral os cristais são equigranulares a inequigranulares, com textura variando de fina a media, por vezes grossa em porções pegmatoides.

Figura 11 – Principais litotipos cartografados do GSF: a) sienogranito milonítico; b) biotita monzogranito molonítico; c) muscovita leucogranito milonítico e; d) filonito.



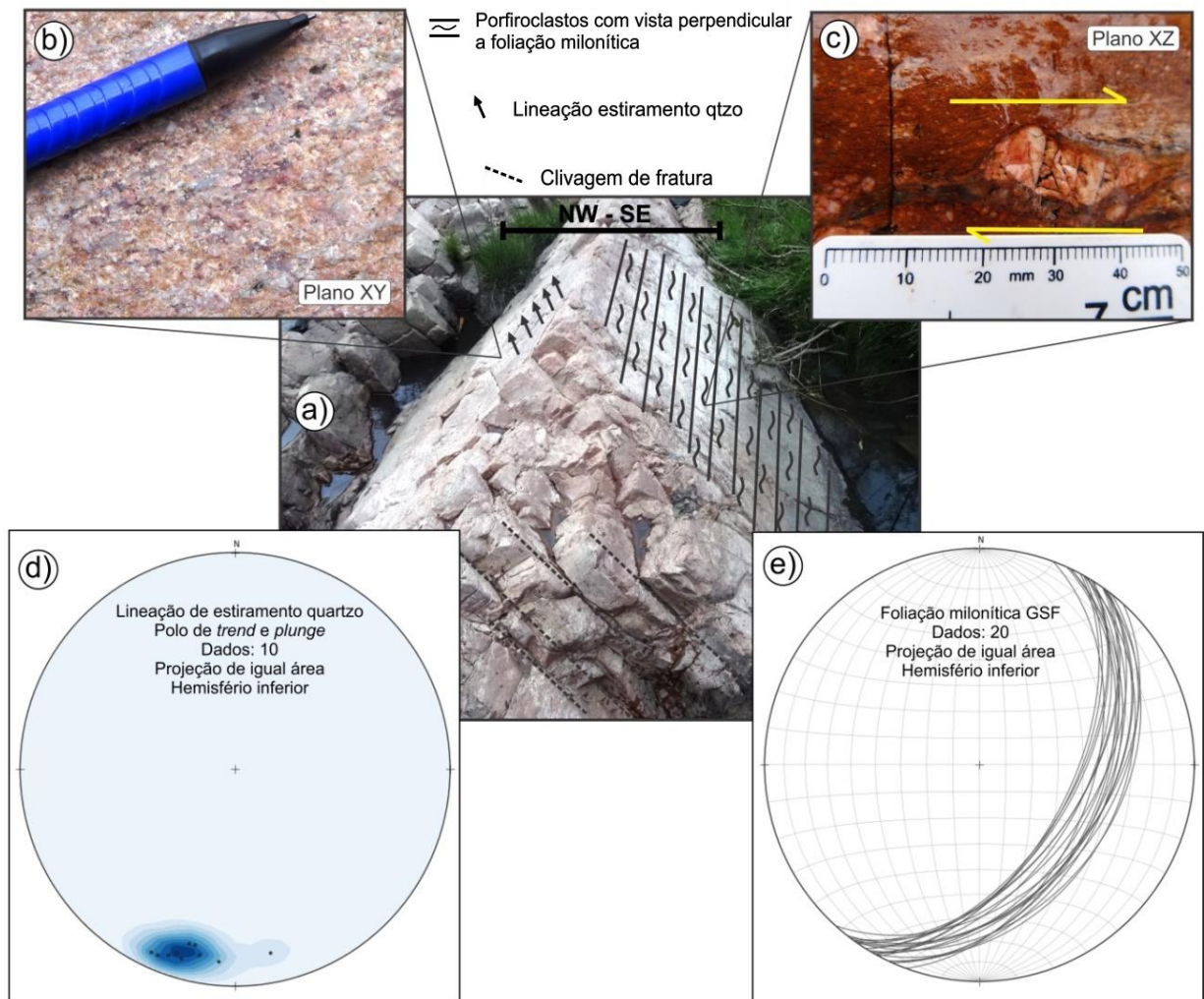
Fonte: autor.

O GSF invariavelmente apresenta texturas proto-milonítica e milonítica, delineadas por *augens* feldspáticos, quartzo tipo *ribbon* e pelo alinhamento de minerais micáceos tais como biotita e muscovita, com ocorrência pontual de filonito, marcado pela presença de porfiroclastos de k-feldspatos emersos em matriz afanítica acinzentada, foliada, possivelmente rica em minerais micáceos (fig 11d).

Na área de estudo os planos de foliação encontram-se direcionados predominantemente para N30°E mergulhando 45° para SE. A foliação milonítica e as lineações de baixo caimento medidas pontualmente em afloramento no Arroio Passo Feio, com boas exposições dos planos XY e XZ do elipsoide de deformação, sugerem que a deformação dúctil ocorreu em um ambiente de cinemática transcorrente com transporte para SW (movimentação sinistral, topo desce) (fig. 12).

Zonas de intensa deformação rúptil, por vezes formando cataclasitos, ocorrem associadas a lineamentos regionais NNW e NW. As zonas de entrecruzamento destas estruturas com lineamentos regionais de direção NE servem como sítios à deposição das mineralizações da área, posteriormente discutidas.

Figura 12 – Figura esquemática da análise cinemática dúctil no GSF: a) afloramento estudado acompanhado de croqui ilustrativo destacando as feições estruturais medidas em campo; b) vista para o plano XY do elipsoide de deformação contendo as lineações de estiramento do quartzo tipo *ribbon*; c) vista para o plano XZ do elipsoide de deformação contendo os porfiroclastos de k-feldspatos perpendiculares a foliação milonítica; d) estereograma de polo das lineações medidas e; e) estereograma de foliação milonítica.



Fonte: autor.

7.1.4. BACIA DO CAMAQUÃ

As rochas pertencentes à Bacia do Camaquã ocorrem nas porções leste e sul da área de estudo, com exposições em forma de lajeados, encostas de morrotes e em corte de estradas. São representadas predominantemente por conglomerados, arenitos e arenitos conglomeráticos, e subordinados níveis pelíticos.

Predominam conglomerados polimíticos, maciços ou com estratificações plano-paralela ou cruzada acanalada, com arcabouço constituído predominantemente por seixos arredondados, por vezes imbricados, e por blocos esparsos (fig. 13). Apresentam forte contribuição granítica e variadas proporções de rochas vulcânicas e xistos. Arenitos feldspáticos e quartzosos e arenitos conglomeráticos com grânulos e seixos esparsos ocorrem intercalados ou como lentes. Estratificações cruzadas acanaladas de pequeno a médio porte são também observadas. Subordinadamente a estas litologias ocorrem ainda delgados níveis de sedimentação pelítica.

Com base nos dados de campo reunidos com dados da bibliografia e mapas geológicos (e. g. RIBEIRO, 1970; ALMEIDA, 2005; FAMBRINI *et al.*, 2007), esta unidade é aqui interpretada como Formação Guarda Velha, pertencente ao Grupo Guaritas.

Na borda sul do GSF (coord. 268062 m E / 66-5415 m S), a unidade é marcada por ocorrência de conglomerado polimítico, maciço, pobre a moderadamente selecionado, com predominância de seixos e grânulos, e raros matacões esparsos, constituído por granitoides (50%), xistos (30%), rochas vulcânicas (10%) e por clastos do mineiro (ganga) hospedado no GSF (10%) (fig. 13), evidenciando que o GSF servia como área fonte à deposição desta unidade.

A 50 metros para sul, em cotas topográficas inferiores, iniciam belas exposições em lajeados de orto e paraconglomerados marrom escuro, moderadamente selecionados, constituídos predominantemente (entre 90 a 95%) por seixos tabulares de xistos e filitos. Os clastos possuem tamanho médio da ordem de 8 cm, frequentemente atingindo tamanho matacão. Em termos morfométricos, são angulosos a muito angulosos e com baixa esfericidade. Além dos constituintes metamórficos, granitoides e rochas vulcânicas compõem o arcabouço em uma proporção modal que somam cerca de 10% (fig. 14).

Intercalados a ortoconglomerados ocorrem arenitos de coloração marrom escuro e granulação média a grossa, constituindo lentes de pequenas dimensões. Incipientes e pequenas estratificações cruzadas acanaladas podem ser observadas em locais onde fraturas proporcionam visões perpendiculares à superfície dos lajeados. Entretanto, em geral, não é possível observar estruturas e geometrias de maior continuidades lateral.

Conforme amplamente discutido na literatura (*e. g.* Ribeiro, 1966; Ribeiro, 1970; ALMEIDA 2005; FAMBRINI *et al.*, 2005, 2007 e 2014; FRAGOSO-CESAR, 2016; entre outros) rochas do Grupo Santa Bárbara ocorrem na Sub-Bacia Camaquã Central numa faixa alongada de direção NE-SW, estendendo-se desde poucos quilômetros ao sul de Bom Jardim até a região do Cerro da Angélica. Daí em diante, na mesma direção até a localidade de Minas do Camaquã, aflora em pequenas áreas de ocorrências isoladas na forma de janelas estruturais sob o Grupo Guaritas.

Para Ribeiro (1970), na área de estudo, conglomerados da “Formação Santa Bárbara”, ricos em elementos rudáceos angulosos com características de depósitos proximais de curto transporte, ocorrem depositados em não-conformidade sobre o embasamento metamórfico e sobre o GSF. Para Fragoso-Cesar (2016), análises de proveniência da Formação Estância Santa Fé registram sempre a proximidade da área fonte, e quando o contato é com rochas metamórficas foliadas e finas muito fraturadas, seus clastos são sempre angulosos.

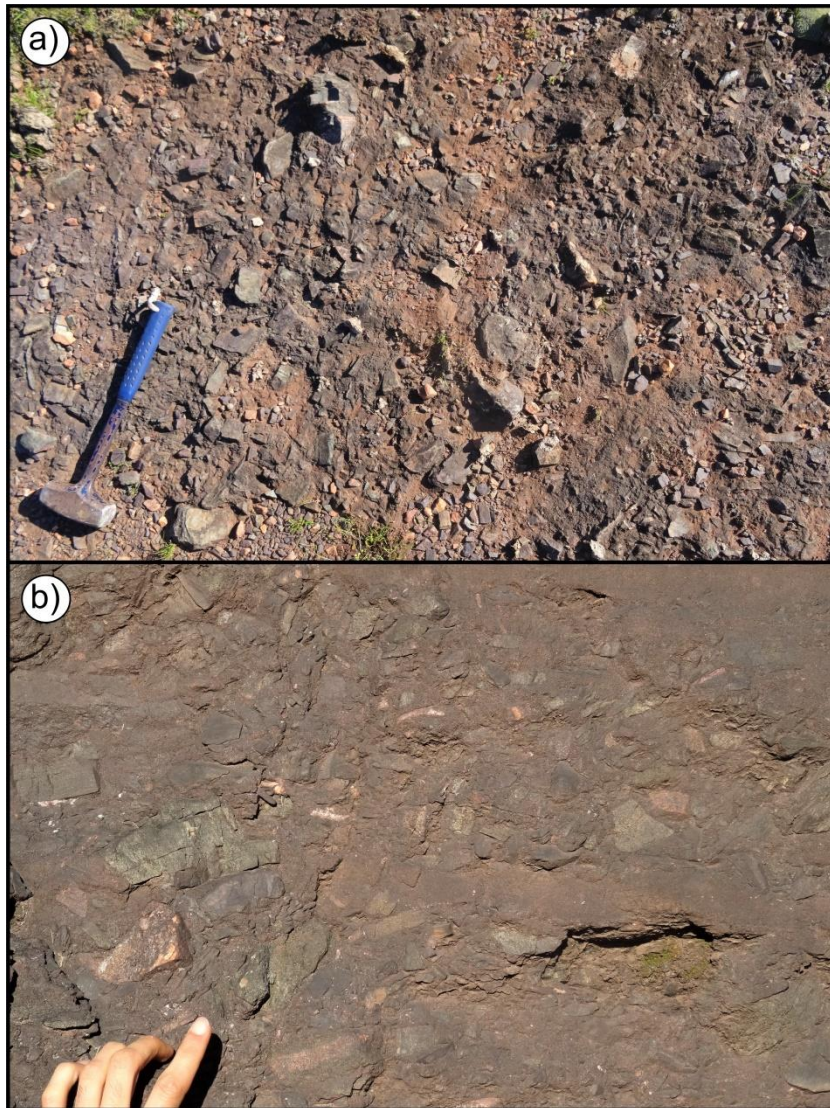
Dessa forma, com base nos dados de campo interpretados em conjunto com os dados da bibliografia, os conglomerados mapeados a sul do GSF são aqui interpretados como pertencentes à Formação Estância Santa Fé, do Grupo Santa Bárbara.

Figura 13 – Litotipos da Formação Guarda Velha: a) conglomerado polimítico, matriz suportado, com predomínio de seixos arredondados e imbricados e blocos esparsos, com contribuição de granitoides, xistos e rochas vulcânicas; b) arenito quartzo feldspático com ocorrência grânulos e seixos esparsos; c) e d) seixos do minério (ganga) hospedado no GSF.



Fonte: autor.

Figura 14 – Litotipos da Formação Estância Santa Fé: a) ortoconglomerado maciço com forte contribuição de seixos angulosos de rochas metamórficas, pontualmente suportado pelo arcabouço e com ocorrência de lentes centimétricas de arenito médio; b) ortoconglomerado com clastos tabulares incipientemente imbricados.



Fonte: autor.

7.1.5. DIQUES BÁSICOS E DIQUE INTERMEDIÁRIO

Dois diques básicos e um dique intermediário foram mapeados na área de estudo (fig. 15). As intrusões básicas correspondem a rochas coloração cinza claro, textura porfirítica caracterizada por esparsos fenocristais de plagioclásio euédricos, de tamanho da ordem de 1 cm, emersos em matriz afanítica, sendo classificado como diabásio. Estes diques intrudem rochas metamórficas do embasamento e o GSF. Afloram na forma de campo de matacões alinhados em *trend* NW-SE, se estendendo por comprimentos métricos a decamétricos.

O dique intermediário ocorre encaixado no GSF, em fratura de direção N45°W mergulhando 84° para NE. Sua exposição é restrita e de pequena magnitude, apresentando dimensões de 8 cm de espessura por 80 cm de comprimento. Corresponde a uma rocha de coloração vermelha escura, devido ao elevado grau de alteração, e textura porfirítica fina caracterizada por fenocristais de plagioclásio emersos em matriz afanítica.

Com base nas características petrográficas destes diques, dois eventos magmáticos responsáveis por estas intrusões são sugeridos, sendo estes: Serra Geral (diques básicos) e Rodeio Velho (dique intermediário).

Figura 15 – Diques básicos e intermediário mapeados: a) dique básico aflorando na forma de matacões alinhados segundo a direção NW-SE; b) diabásio com textura porfirítica caracterizada por esparsos fenocristais subédricos de plagioclásio emersos em matriz afanítica; b) dique intermediário encaixado em no GSF.



Fonte: autor.

7.2. MINERALIZAÇÕES NA ÁREA DE ESTUDO

7.2.1. CONTROLE ESTRUTURAL

Estudos de fotogeologia combinado ao modelo de relevo sombreado (*hillshade relief*) e *Google Earth PRO* permitiram o reconhecimento dos principais padrões de lineamentos da área de estudo (fig. 16). Foram traçados 51 lineamentos em ambiente SIG, a partir dos quais foram extraídos os azimutes e identificado as seguintes direções e frequências: NNW-SSE (25,49%), NE-SW (21,57%), NNE-SSW (19,61%) e NW-SE (17,65%), ENE-WSW (11,76%) e WNW-ESSE (3,92%). Os comprimentos variam entre 234,7 m e 1813 m, sendo o quadrante NE o que possui em média os maiores comprimentos, e o quadrante NW os menores conforme já discutido por Ribeiro *et al.* (1966) acerca da magnitude dos lineamentos regionais pertencentes aos sistemas de falha Irapuá e Cerro da Vigia, de direções gerais NE e NW, respectivamente. Os dados obtidos acerca dos lineamentos da área encontram-se explicitados na tabela 2.

Associado a estes lineamentos ocorrem os principais afloramentos afetados pela tectônica rúptil registrada na área de estudo. Em campo foi possível observar que esta deformação é representada por brechas e cataclasitos, com ou sem alteração hidrotermal, lenticularizações e corredores de fraturas centimétrica a milimetricamente espaçadas, e fraturas isoladas de geometria retilínea e anastomosada (fig. 17).

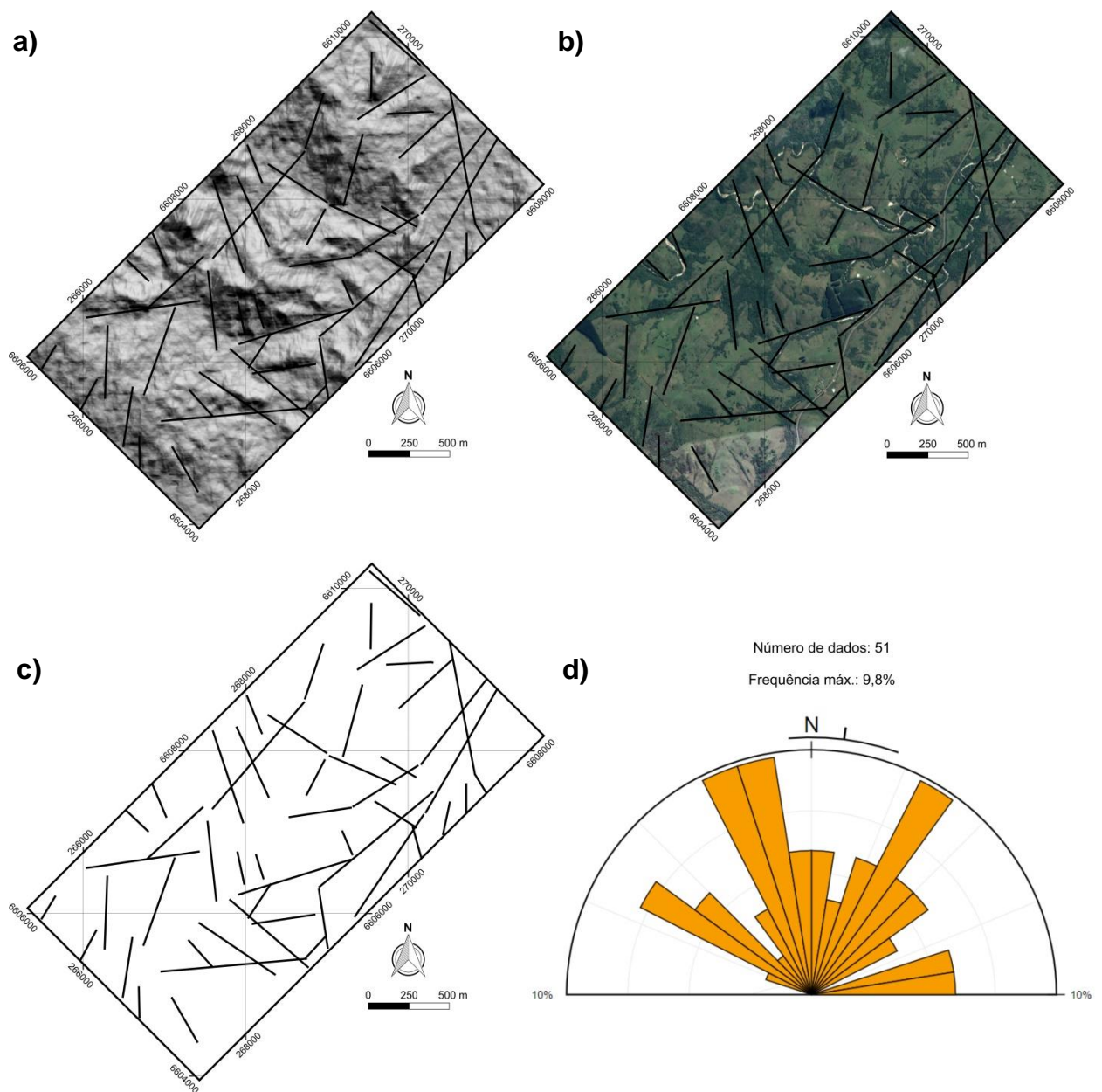
Tabela 2 - Tabela dos lineamentos traçados contendo frequências, comprimentos e quantidade, acompanhado de suas respectivas direções, agrupados em intervalos de 30° de azimute.

Intervalo de azimute	Direção	Frequência (%)	Comprimento (m)			Quantidade
			Mínimo	Máximo	Média	
330 a 360	NNW-SSE	25.49	299.80	1669.95	654.50	13
30 a 60	NE-SW	21.57	315.32	1813.66	1019.80	11
0 a 30	NNE-SSW	19.61	396.66	1736.40	791.37	10
300 a 330	NW-SE	17.65	234.70	1263.03	695.34	9
60 a 90	ENE-WSW	11.76	559.60	1787.55	1116.67	6
270 a 300	WNW-ESSE	3.92	484.32	877.50	680.91	2

Fonte: autor.

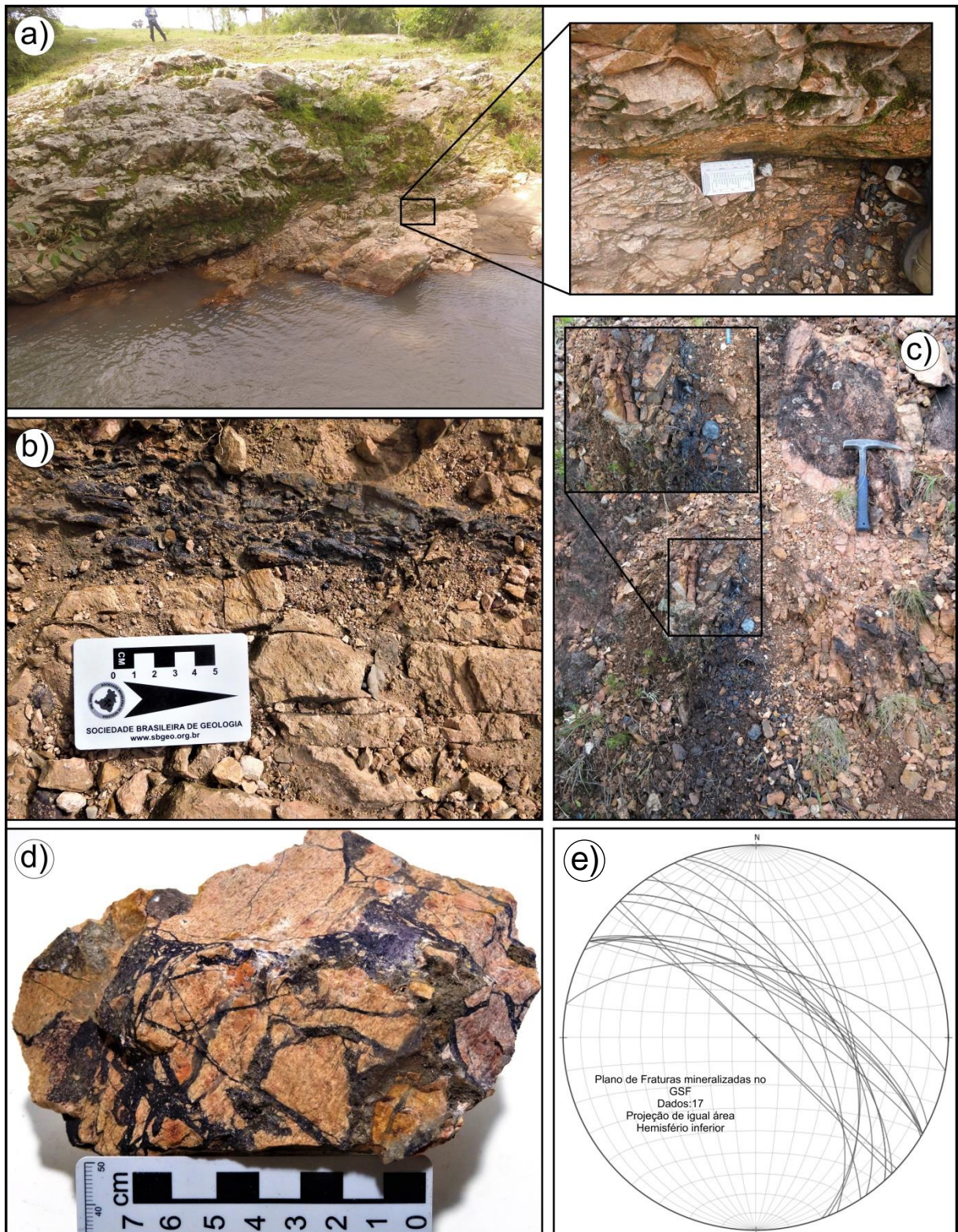
A este contexto de tectônica rúptil relaciona-se a mineralização da área, que ocorre na forma filoneana, em *stockworks* e ou cimentando rochas de falha (fig. 17) no GSF. As fraturas mineralizadas apresentam direções variando entre $N20^{\circ}-70^{\circ}W$ com alto de mergulho para NE, sempre superior a 60° , e por vezes atingindo 90° (fig. 17). Não raramente a foliação milonítica de granitoides e a xistosidade de rochas metamórficas servem como planos para deposição do minério.

Figura 16 – Padrões de lineamentos na área de estudo obtidos via sensoriamento remoto: a) mapa de relevo sombreado (*hillshade relief*) com sobreposição de imagens iluminadas para os azimutes 45° e 315° ; b) mosaico de imagens *Google Earth PRO*; c) mapa de lineamentos e; d) diagrama de roseta dos lineamentos traçados.



Fonte: autor.

Figura 17 – Principais padrões de fraturamento do GSF e estilos de mineralização associada: a) afloramento do GSF situado às margens do Arroio Passo Feio (PSF-026) marcado por zona de alta deformação rúptil associada à falha de direção NW. Observam-se na imagem em detalhe as populações e os corredores de fraturas comumente observados em campo; b) filão de hematita encaixado em fratura N30°W no ponto PSF-050; c) zona fraturada com mineralização de hematita no ponto (PSF-051); d) brecha hidráulica coletada no ponto PSF-003; e) estereograma de planos de fraturas contendo mineralização.



Fonte: Autor.

7.2.2. ROCHAS ENCAIXANTES

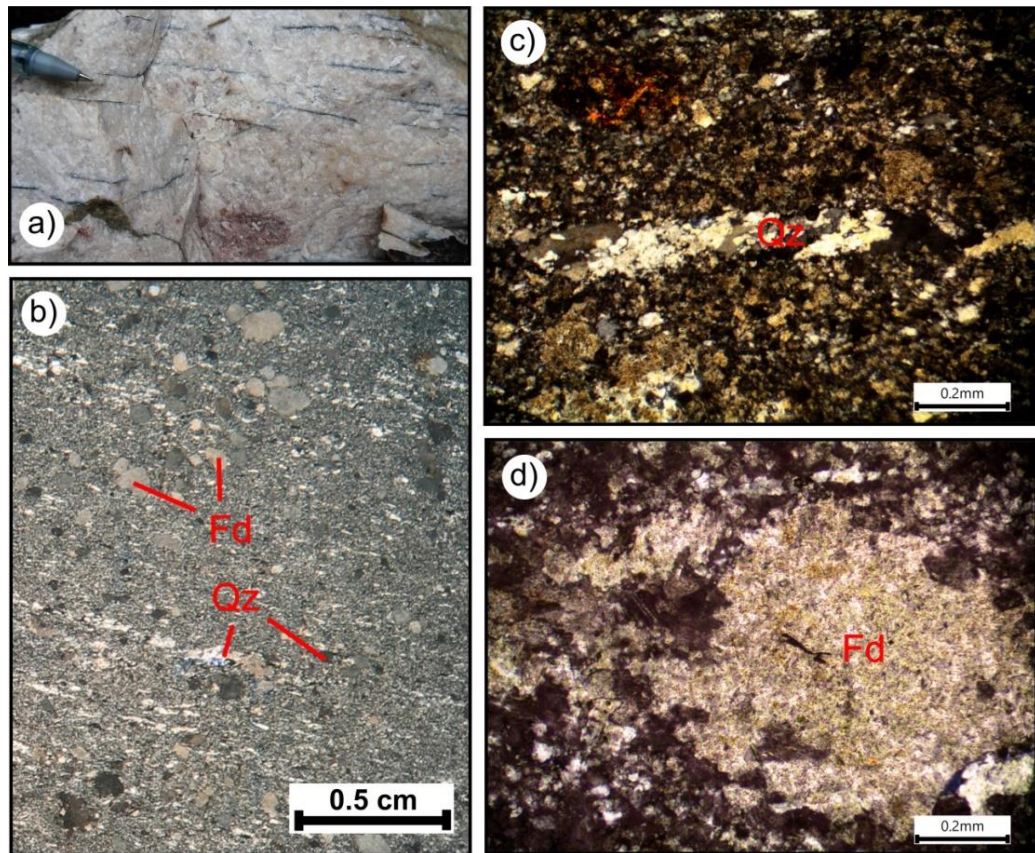
Conforme anteriormente mencionado, a principal rocha encaixante da mineralização na área de estudo é o GSF. Apenas dois afloramentos pertencentes a unidades metamórficas da FPF foram mapeados contendo indícios de hematita em seus planos de xistosidade.

A ausência de disseminações e alteração hidrotermal pervasiva das rochas encaixantes é a principal característica destas ocorrências, estando o minério predominantemente restrito às estruturais rúpteis.

Em pedreira desativada de saibro (ponto GSF-051), leucogranito milonitizado ocorre como rocha encaixante à mineralização. Em lâmina, a foliação milonítica da rocha é marcada pela alternância de bandas descontínuas de quartzo tipo *ribon* com extinção ondulante e contatos suturados, e de k-feldspatos de grão fino, por vezes apresentando textura núcleo-manto, típica de recristalização dinâmica (fig. 18). No local, além de fraturas centimétricas de direção NW com alto ângulo de mergulho para NE, mineralizadas à hematita, clivagens de fratura de aproximadamente 4 mm e regularmente espaçadas em intervalos de ordem centimétrica ocorrem preenchidas por veios e vênulas de actinolita e epidoto, sugerindo uma zona de alteração cálcica (fig. 19). Este ponto representa o principal padrão observado em campo em relação às rochas hospedeiras da mineralização, o qual é caracterizado pela ausência de alteração hidrotermal pervasiva.

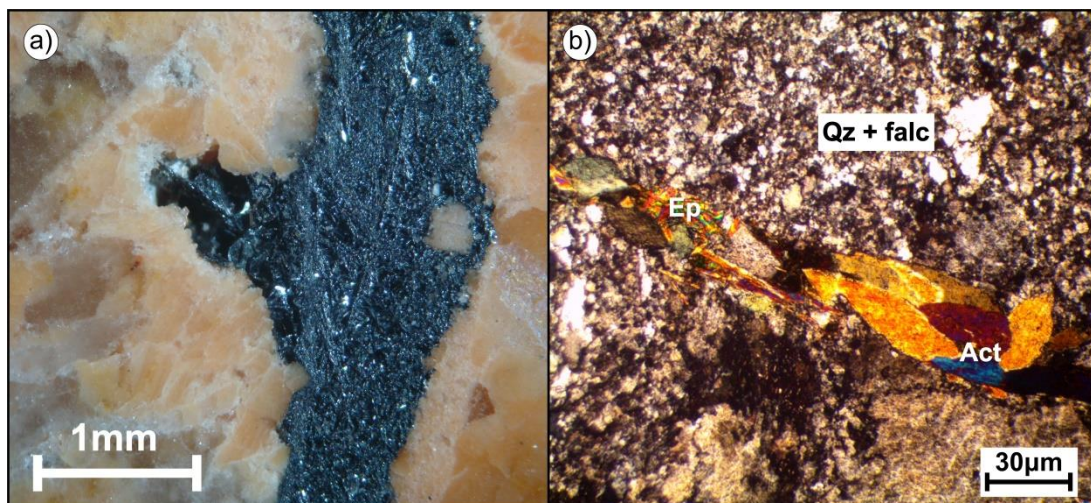
Apenas um afloramento mapeado (PSF-004) apresenta alteração hidrotermal pronunciada conferindo a rocha encaixante coloração em tons de branco, cinza, vermelho escuro e verde (fig. 20), decorrentes da deposição de hematita e malaquita, acompanhadas por caulinita e illita. O afloramento ocorre exposto em trincheira de encosta às margens do Arroio Passo Feio, em um contexto geológico associado à falha de direção NW-SE onde está encaixado este arroio. A rocha hospedeira apresenta trama aleatória por conta da deformação rúptil que afeta o local. Petrograficamente caracteriza-se por conter 40% de matriz gerada pelo processo cataclástico e 60% de grãos não moídos, sendo classificada como protocataclasito de acordo com os critérios de Sibson (1977), (fig 21).

Figura 18 - Leucogranito milonitizado, rocha hospedeira de mineralização no ponto GSF-051: a) clivagem de fratura preenchida por veios milimétricos de actinolita e epidoto; b) feições microscópicas da foliação milonítica marcada pela alternância de bandas descontínuas de quartzo tipo *ribbon* e k-feldspato; c) vista em detalhe para textura típica do quartzo *ribbon*. Fotomicrografia a NC (aumento de 5x) e; d) textura núcleo-manto em k-feldspato. Legenda: NC = nicois cruzados; Fd = k-feldspato; Qz = quartzo.



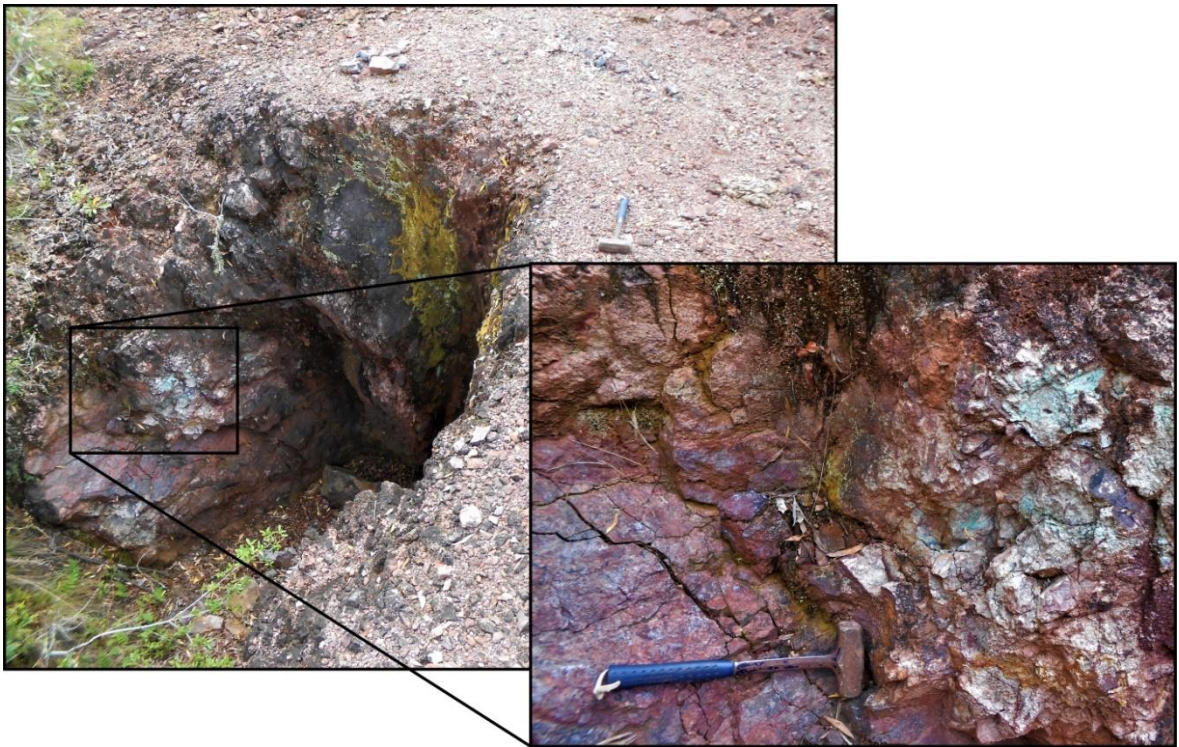
Fonte: autor.

Figura 19 - Evidências de mineralização restrita a veios/vênulas sem registro de alteração pervasiva da rocha encaixante: a) vênula de hematita em leucogranito milonitizado e; b) fotomicrografia a NC (aumento 5x) mostrando vênula de actinolita e epidoto em leucogranito milonitizado. Legenda: NC = nicois cruzados; Act = actinolita; Ep = epidoto; Falc = feldspato alcalino; Qz = quartzo.



Fonte: autor.

Figura 20 - Zona de alteração hidrotermal pervasiva no GSF (PSF-004), marcada pela deposição de hematita, malaquita, caulinita e ilita.



Fonte: autor.

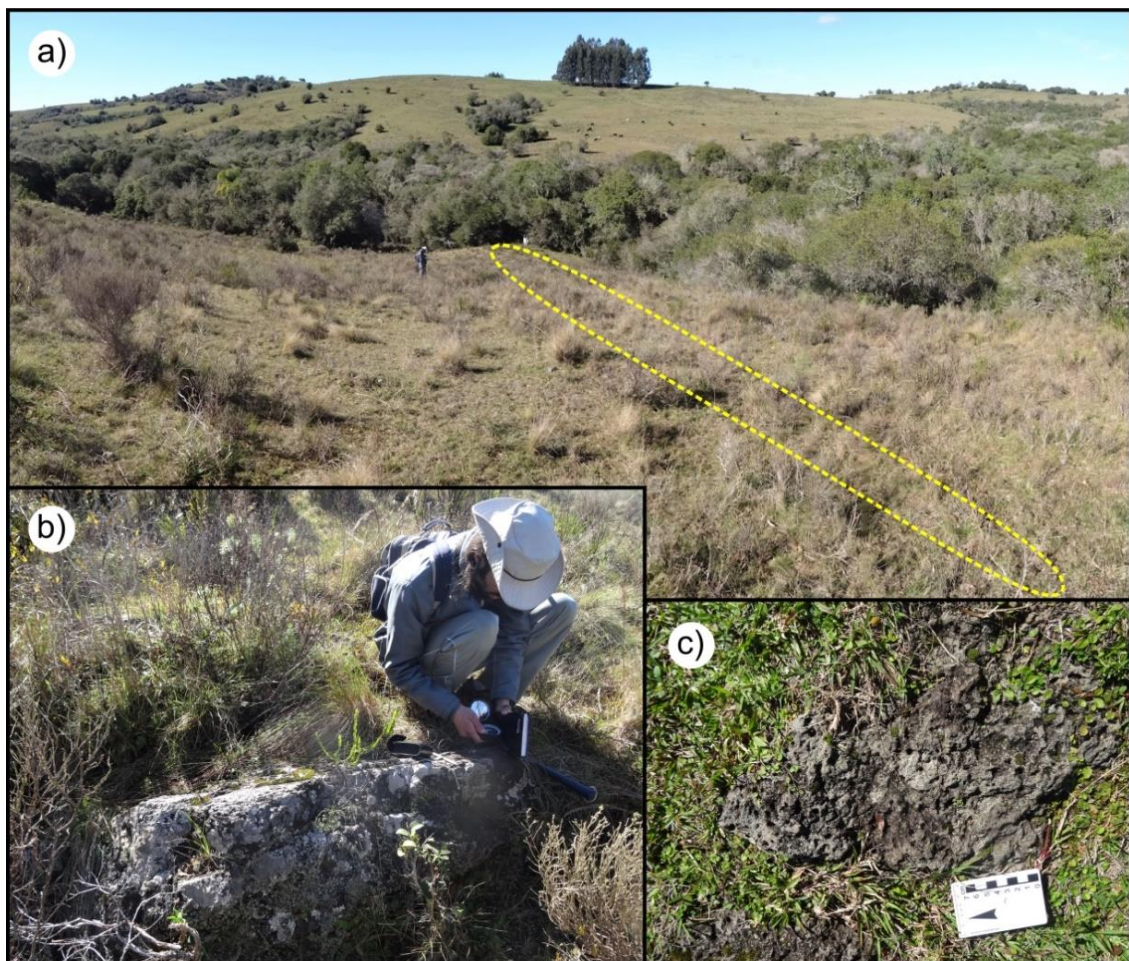
Figura 21 - Protocataclasito hospedeiro de mineralizações no GSF (PSF-004): a) trama randômica constituída por fragmentos angulosos de k-feldspato e quartzo cimentados por óxidos de ferro; b) vênulas de hematita em protocataclasito; c) fotomicrografia a NC (aumento de 5x) evidenciando a matriz cataclástica cortada por vênula de hematita. Legenda: NC = nicóis cruzados; Fd = k-feldspato; He = hematita; Qz = quartzo.



Fonte: autor.

Dois corpos de magnitude decamétrica ocorrem encaixados no GSF e constituem as maiores e melhores exposições das mineralizações na área mapeada. Novamente a ausência de disseminações e indícios de alteração hidrotermal em rochas encaixantes não é observada. No ponto PSF-002 a ocorrência é caracterizada por afloramentos descontínuos do tipo campo de matacões, que ocorrem alinhados segundo a direção NW-SE. A dimensão do corpo é de 4 metros de espessura por 30 metros de largura (fig. 22). Observa-se neste ponto foliação de direção N45°W mergulhando 36° para NE, marcada pela orientação da hematita de hábito micáceo. No ponto PSF-003, campo de matacões ocorrem alinhados segundo a direção NW-SE, porém, com exposições menos contínuas em relação ao ponto PSF-002. Salienta-se que a localização espacial e alinhamento destes corpos condizem com os principais lineamentos traçados por sensoriamento remoto, conforme ilustrado em mapa geológico do apêndice 02, sugerindo que os corpos ocorram encaixados em falhas regionais NW-SE.

Figura 22 - Corpo mineralizado ponto PSF-002: a) representação espacial de uma porção da área em que aflora. Imagem com vista para o rumo sul; b) afloramento tipo matacão marcado por foliação mineral delineada pela orientação de hematita e; c) padrão de ocorrência em lajeado, que junto aos matacões constituem o alinhamento NW do corpo em superfície.



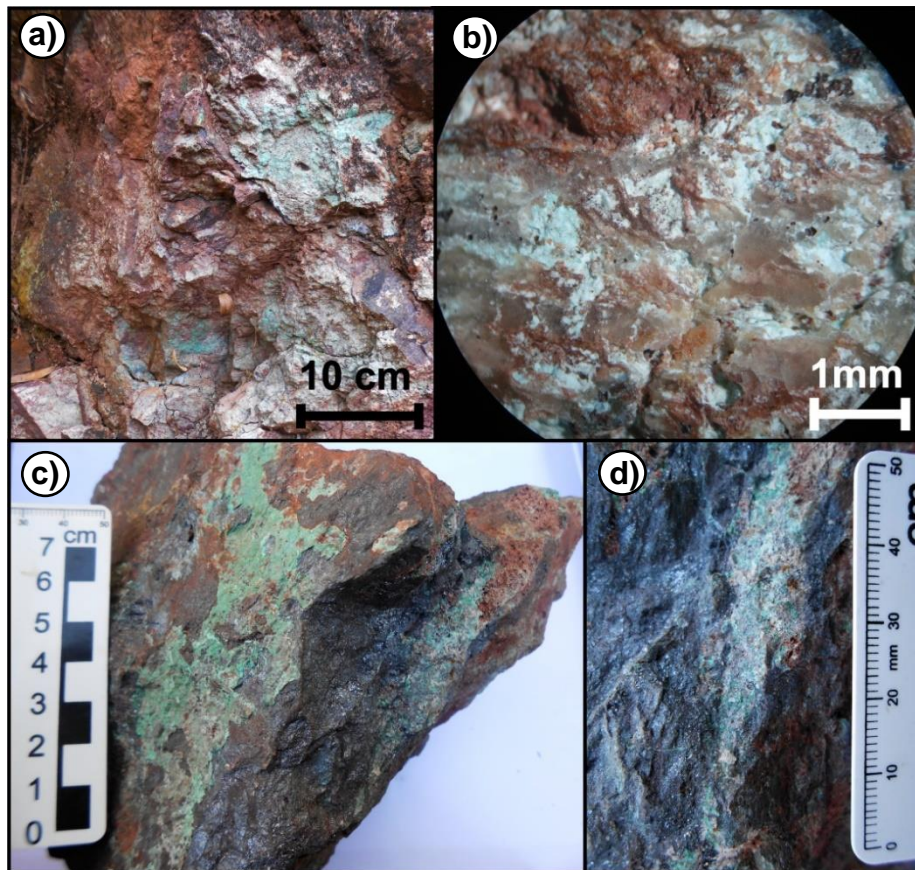
Fonte: autor.

7.2.3. PETROGRAFIA/MEV-EDS

A petrografia foi realizada em 10 seções delgadas em seus respectivos contramoldes de rocha polida. Deste total de lâminas, 4 foram analisadas via microscópio eletrônico de varredura buscando a identificação de minerais de alteração não reconhecidos por microscopia convencional. Buscou-se ainda durante esta etapa identificar os sulfetos de cobre mencionados na literatura, até então não visualizados macroscopicamente durante os trabalhos de campo.

Como consequência desta investigação, nenhum sulfeto de cobre ou cobre nativo foi identificado por meio de microscopia convencional e MEV-EDS. Apenas indícios indiretos na forma de malaquita, produto de alteração supergênica já identificada em campo. Esta por sua vez ocorre disseminada preenchendo cavidades do minério e suas encaixantes, restrita a dois afloramentos mapeados (PSF-004 e PSF-003). Ocorre sempre associada à hematita, pirita e a *boxworks*. Apresenta coloração verde claro a verde escuro, hábito fibroso e efervescência lenta em HCl diluído (fig. 23).

Figura 23 – Formas de ocorrência da malaquita: a) disseminações de malaquita em afloramento de trincheira (PSF-004); b) amostra de mão observada em lupa de bancada mostrando disseminações de malaquita em associação a quartzo e óxidos/hidróxidos de ferro; c) e d) amostras de mão mostrando o padrão de ocorrência da malaquita em associação a hematita, quartzo e pirita.



Fonte: autor.

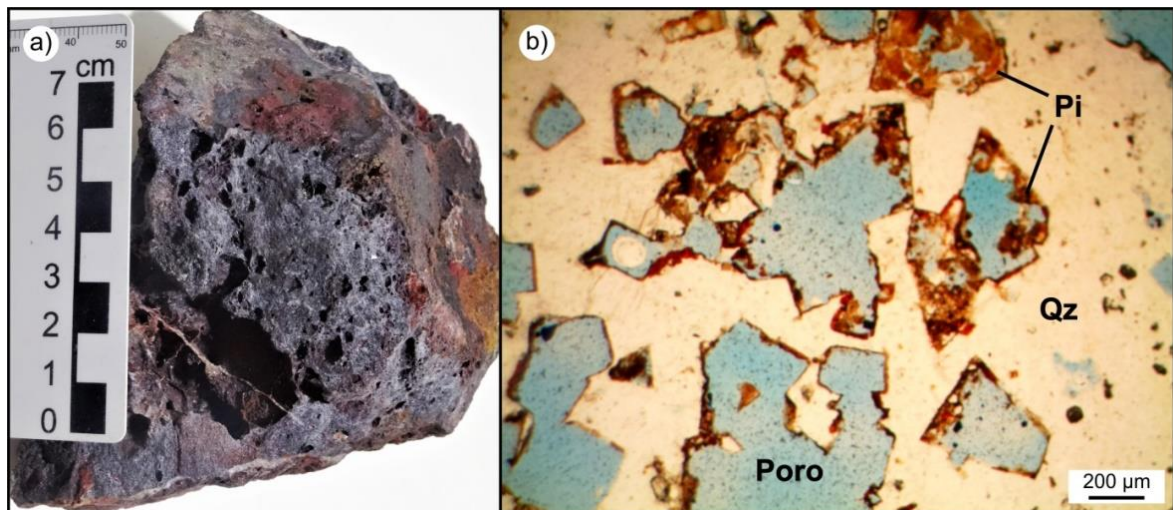
De um total de 13 afloramentos portadores de mineralização, um grupo de 6 afloramentos demonstrou menor relevância ao estudo por conta de suas ocorrências serem constituídas por delgados filmes de hematita especular, por vezes de hábito radial, associada a quartzo e calcita preenchendo juntas e fraturas. Os demais afloramentos mineralizados (7) apresentam padrões de mineralização na forma de veios centimétricos a decamétricos, e pontualmente mineralização marcada por hidrotermalismo pervasivo em zona de falha.

A assembleia mineral é constante em todos os pontos mapeados, sendo constituída por uma ganga de hematita, pirita, quartzo e por vezes malaquita. No MEV-EDS foram reconhecidas as presenças de caulinita e ilita. Localizadamente ocorre uma zona marcada pela presença de actinolita e epidoto na forma de veios e vênulas, conforme anteriormente mencionado (fig. 19).

Estruturas do tipo *boxworks* são feições típicas observadas em todos os pontos (fig. 24) e indicam o pronunciado intemperismo químico que atingiram os sulfetos anteriormente contidos nestas cavidades. Em campo, afloramentos do tipo chapéu de ferro marcam estas as zonas oxidadas.

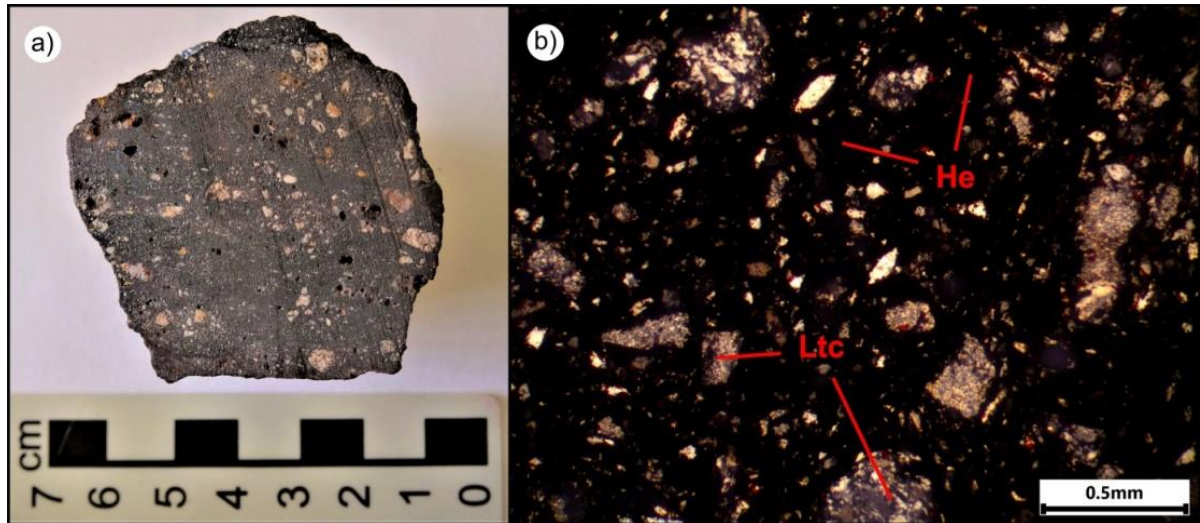
Litoclastos de granitoides milonitizados, rocha encaixante da mineralização são frequentemente observados envoltos pelos minerais hidrotermais. (fig. 25).

Figura 24 – Texturas *boxworks* típicas observadas em (a) amostra de mão e (b) ao microscópio em LN.
Legenda: LN = luz natural; Pi = pirita (limonitizada)



Fonte: autor.

Figura 25 – Feições típicas da ganga na área de estudo: a) amostra de mão mostrando litoclastos de granitoides encaixantes emersos em ganga de hematita e quartzo; b) fotomicrografia a NC (aumento de 5x) mostrando hematita compacta envolvendo litoclastos de quartzo e k-feldspato. Legenda: NC = nicois cruzados; He = hematita; Ltc = litoclastos.



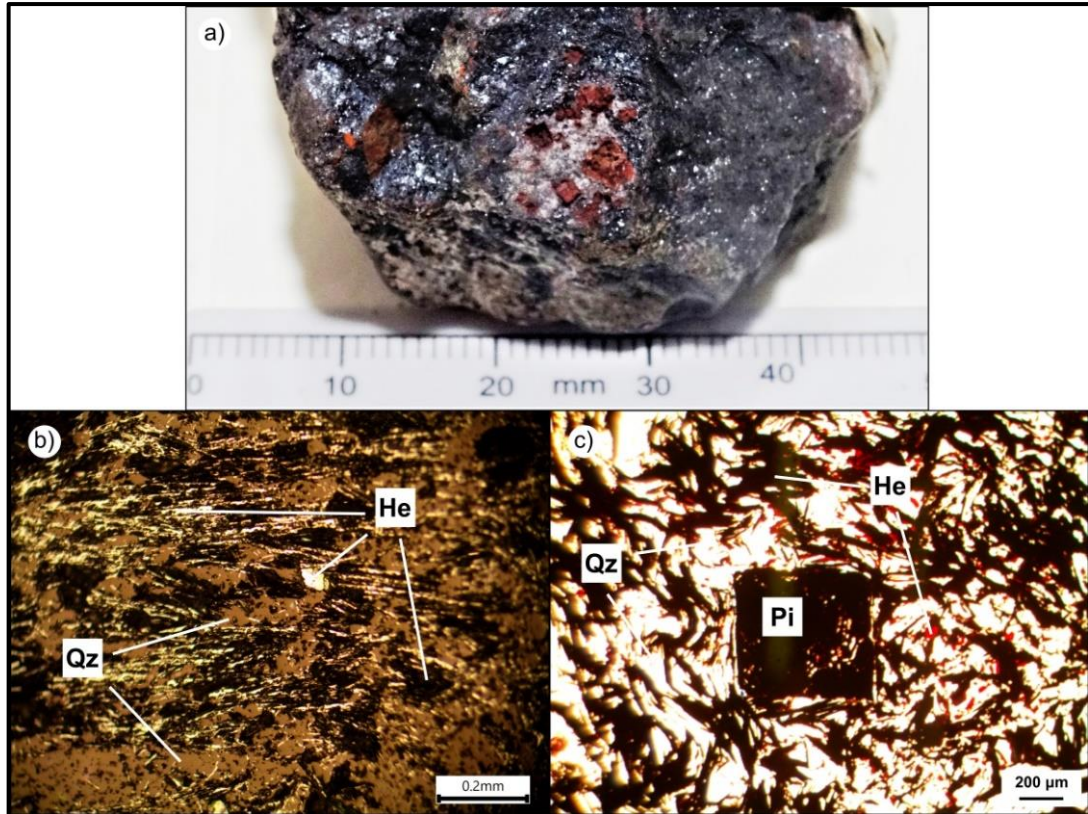
Fonte: autor.

A hematita, macroscopicamente, ocorre como massas compactas de granulação fina e brilho especular (fig. 26), por vezes formando agregados tabulares/micáceos que podem atingir tamanhos de até 2 cm. Microscopicamente, apresenta-se com hábito acicular, na forma de lamelas de tamanho médio entre 1mm e 4mm, frequentemente orientadas segundo seu eixo de maior alongamento, delineando a foliação da ganga. Em luz refletida, estas lamelas apresentam coloração branca e alta refletividade (fig. 26) e em luz transmitida, são predominantemente isótropas, exceto quando expostas em seção basal (0001) onde passam a apresentar reflexões internas de cor vermelho-sangue (foto 26).

Duas fases de deposição de hematita são identificadas. A primeira ocorre em associação a cristais de quartzo de textura fina e pirita euédrica, esta última envelopada pelos cristais de hematita. A segunda ocorre em veios micrométricos a centimétricos cortando as fases anteriores, evidenciando a sua posterioridade (fig. 27).

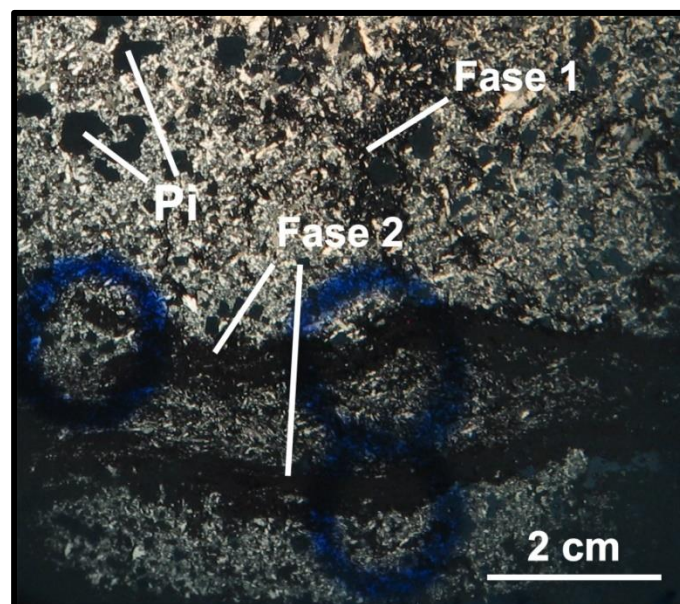
O quartzo apresenta textura granoblástica com tamanho variando entre 0,2 mm e 1,5 mm (fig. 28), sugerindo dois episódios de deposição, assim como evidenciado pela hematita. Por vezes se concentra formando drusas centimétricas em associação à hematita. Macroscopicamente sua textura típica é caracterizada por alta porosidade por conta da dissolução dos sulfetos que formam os *boxworks*.

Figura 26 - Feições petrográficas da hematita: a) hematita especular de hábito micáceo, associada a quartzo criptocristalino, pirita limonitizada e *boxworks*; b) fotomicrografia a LR (aumento de 10x) mostrando a foliação mineral delineada pela orientação de hematita acicular e; c) fotomicrografia a LN (aumento de 5x) mostrando agulhas de hematita isotrópicas e hematitas com reflexão interna de cor vermelho sangue quando dispostas em seção basal. Quartzo (incolor) e pirita (isótropa) constituem os demais minerais da ganga. Agulhas de hematita correm envelopando a pirita. Foto representativa do primeiro pulso mineralizador. Legenda: LR = luz refletida; LN = luz natural; He = hematita; Pi = pirita; Qz = quartzo.



Fonte: autor.

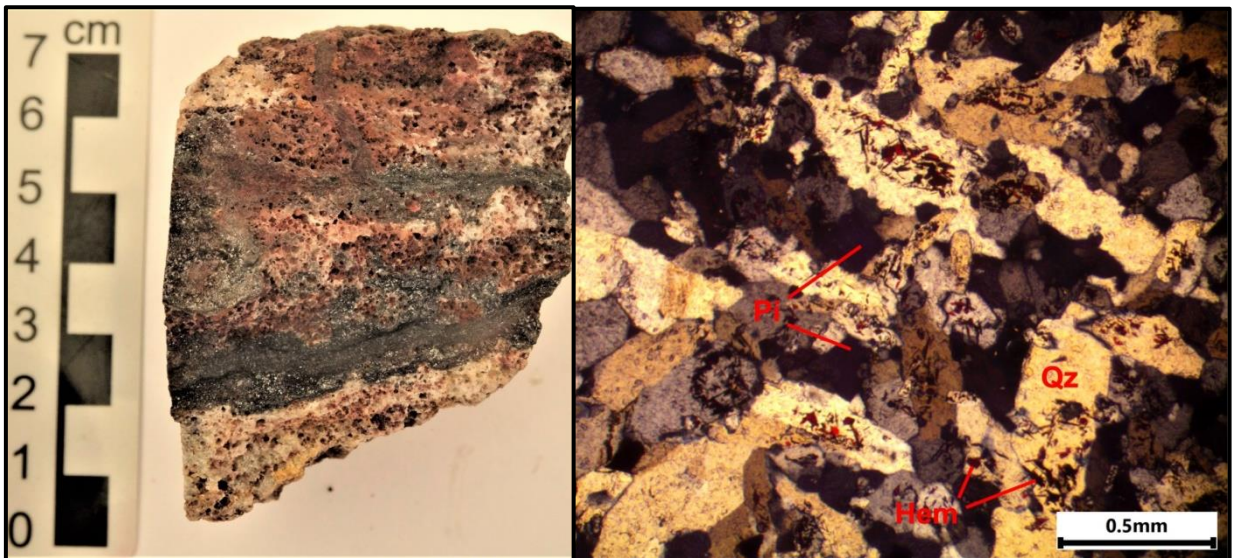
Figura 27 – Relação de corte entre dois episódios de deposição de hematita, denominados fase 1 e fase 2.



Fonte: autor.

A pirita, quando preservada, apresenta cor diagnóstica em amarelo latão, hábito tendendo ao euedrismo de forma cúbica e tamanho variando de 0,1 mm até 3 cm, por vezes concentrando-se em agregados policristalinos. Ocorre predominantemente alterada a limonita, apresentando coloração em tons de marrom claro a avermelhado. Texturas esqueléticas e *boxworks* são frequentemente desenvolvidas sobre a pirita, conforme já mostrado nas figuras 24 e 26.

Figura 28 – Texturas do quartzo na paragênese mineral da ganga: a) amostra de mão mostrando hematita da fase 2 cortando quartzo granoblástico marcado por abundante conteúdo de *boxworks*; b) fotomicrografia em NC (aumento 5x) mostrando textura granoblástica do quartzo. Legenda: NC = nicóis cruzados; Hem = hematita; Pi = pirita = Qz = Quartzo.

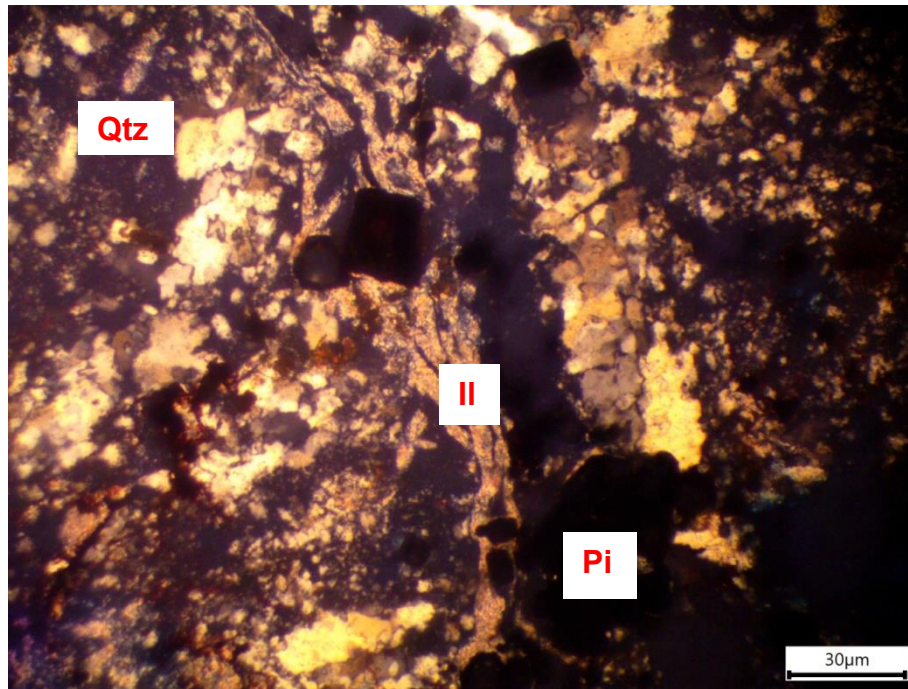


Fonte: autor.

Acompanhando a paragênese da ganga acima descrita foram identificadas, no MEV, as deposições de ilita e caulinita. A zona de ocorrência destes argilominerais é registrada somente no ponto PSF-004 onde a alteração hidrotermal pervasiva confere a rocha encaixate coloração marcada por tons de branco, cinza e avermelhado.

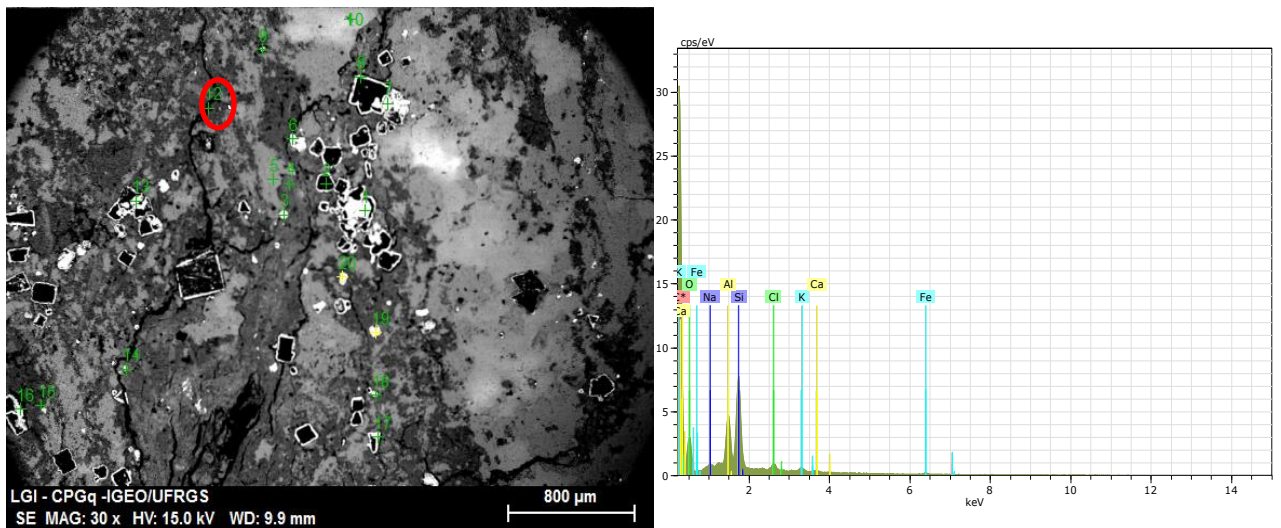
A ilita ocorre substituindo k-feldspatos e também como veios (fig. 29). Os picos de leitura EDS assim como o conteúdo dos elementos que a caracterizam encontram-se ilustrados na figura 30. A caulinita, por sua vez, ocorre de forma disseminada ocupando interstícios do quartzo, e seus picos de leitura EDS são marcados principalmente por valores mais baixos de SiO₂ e mais elevados de Al₂O₃ em relação a ilita (fig. 31).

Figura 29 – Fotomicrografia a NC (aumento de 5x) mostrando feições de ocorrências da ilita.



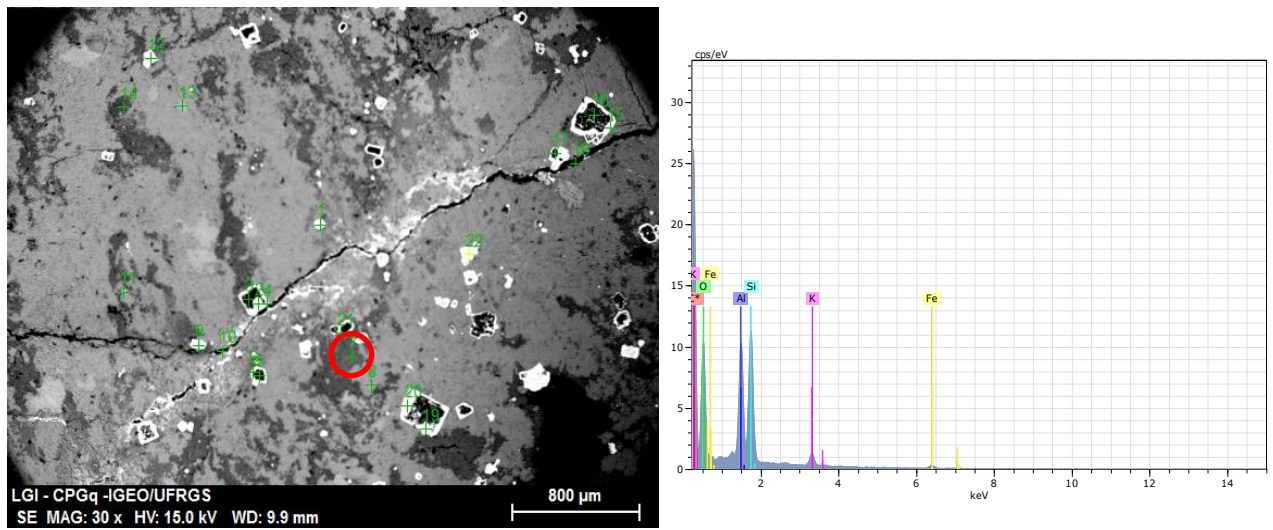
Fonte: autor.

Figura 30 - Imagem BSE mostrando o ponto onde foi identificada a presença da ilita associada a fraturas. Ao lado espectro da leitura EDS correspondente.



Fonte: autor.

Figura 31 - Imagem BSE mostrando o ponto onde foi identificada a presença da caulinita associada aos interstícios do quartzo da ganga. Ao lado espectro da leitura EDS correspondente.



Fonte: autor.

8. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Na área de estudo ocorrem rochas da Formação Passo Feio, Carbonatito Passo Feio, Granito Santo Ferreira (GSF) e Bacia do Camaquã, esta última representada por conglomerados e arenitos das formações Estância Santa Fé, do Grupo Santa Bárbara e Guarda Velha, do Grupo Guaritas. Ocorrem ainda, duas intrusões de diques básicos e uma intrusão de dique intermediário vinculados, respectivamente, aos eventos Serra Geral e Rodeio Velho.

A tectônica da área é sintetizada pelos lineamentos traçados por meio de sensoriamento remoto, com as seguintes direções principais: NNW-SSE, NE-SW, NNE-SSW e NW-SE. Os afloramentos de rochas portadoras de mineralização encontram-se dispostos no terreno em localidades próximas a estes lineamentos.

Os dados de campo evidenciam o forte controle estrutural e litológico das mineralizações, que ocorrem predominantemente encaixadas em estruturas rúpteis no GSF.

As principais direções de fraturas mineralizadas tem direção variando entre N20°-70°W, e mergulho em média 65° para NE.

A mineralização é constituída por uma ganga de hematita, pirita, quartzo e por vezes malaquita acompanhados pela deposição de caulinita e ilita, estes últimos reconhecidos no MEV. Esta alteração pode ser dividida em no mínimo dois episódios distintos, marcados por duas fases de deposição de hematita reconhecidas macro e microscópicamente.

Nenhum sulfeto primário de cobre ou cobre nativo pode ser verificado na etapa de mapeamento e nos estudos petrográficos, conforme anteriormente mencionado na literatura. Apenas indícios indiretos deste elemento foram verificados na forma de malaquita.

Quanto ao cobre que constitui estes carbonatos, sua origem pode estar relacionada à alteração de sulfetos primários não encontrados durante o mapeamento geológico ou que atualmente encontram-se totalmente alterados por conta das condições oxidantes que se encontram os afloramentos.

Em complementação a esta hipótese, fica em aberto a possibilidade dos recorrentes *boxworks* representarem não somente a dissolução total e/ou parcial de pirita, mas também de sulfetos primários portadores de cobre, tais como calcocita ou calcopirita. Situação análoga é descrita na localidade de Cerro das Ovelhas, situada 5 km a sudeste da área de estudo, onde malaquita ocorre preservando núcleo de calcocita (BADI & KOLLING, 1979).

A paragênese mineral e o controle estrutural sugerem se tratar de um evento mineralizador de baixa temperatura e nível crustal raso. Entretanto estes dados por si só não permitem, a priori, atribuir nenhum vínculo genético com outras ocorrências da PCCS. Porém, ao levar em consideração que os conglomerados basais do Grupo Guaritas, estes de

idade ediacarana, possuem contribuição do GSF e do minério (ganga) estudado, é compatível restringir o intervalo mineralizador a um período anterior a deposição da unidade sedimentar referida, para qual o GSF serviu como área fonte.

Diante deste pressuposto, pode-se dizer que o evento mineralizador da área de estudo possui idade ediacarana, com gênese possivelmente associada às intrusões dos granitos Caçapava e Santo Ferreira.

Para melhor entendimento da alteração hidrotermal registrada na área de estudo, trabalhos futuros poderão ser realizados utilizando métodos analíticos complementares. Recomenda-se, entre outros, a utilização de difratometria de raios X para análise de argilominerais, estudos de inclusões fluidas e isótopos (estáveis e radiogênicos) para obtenção de informações sobre a origem, composição e temperatura dos fluidos mineralizadores e, por fim, recomenda-se análise estrutural cinemática em escala de detalhe aplicada em afloramentos-chave da área de estudo.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, D.P.M; LOPES, R. C.; LIMA, L. & GOMES, C. H. Petrography and geochemistry of the volcanic rocks of the Rodeio Velho Member, Ordovician of the Camaqua basin (RS-Brazil): preliminary results. **Brazilian Journal of Geology**, São Paulo, 2000, n. 30, p. 763-768, 2009

ALMEIDA, R. P.. **Tectônica e sedimentação do Ediacarano ao Ordoviciano: exemplos do Supergrupo Camaquã (RS) e do Grupo Caacupé (Paraguai Oriental)**. Tese de doutoramento. Universidade de São Paulo, São Paulo, 2005.

ALMEIDA, R. P., JANIKIAN, L., FRAGOSO-CESAR, A. R. & FAMBRINI, G. L. **The Ediacaran to Cambrian rift system of Southeastern South America: tectonic implications**. *J Geol*, 118: 145-161, 2010.

ALMEIDA, F. F. M. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. **Bol. Div. Geol. Min.** v.241, p.1-36. 1967.

ALMEIDA, F. F. M., HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B & FUCK, R. A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. **Earth Science Reviews**, vol. 17, pág. 1-29, abril 1981.

BABINSK, M. et al. Juvenile accretion at 750-700 Ma in Southern Brazil. **Geology**, 1996, n. 24, p. 439-442.

BADI, W. S. R. Relatório Final de Pesquisa. Não publicado. **Companhia Brasileira do Cobre - CBC**, Porto Alegre, Brasil, 98p, 1987.

BADI, W. R. S., GONZALEZ, A. P., Jazia de metais básicos de Santa Maria, Caçapava do Sul, RS. **Departamento Nacional de Produção Mineral-DNPM: Principais Minerais do Brasil**, v3, p. 157-170, 1988.

BADI, W. S. & KOLLING, S. L. Mineralizações cupríferas no Cerro das Ovelhas, RS. In: **XXX CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA**, Recife. **Anais...** Recife, SBG. v. 4 , p. 1392-1405, 1978.

BECKEL, J.; FILHO. F. G.; MACEDO, P. M.; SANTOS, E. L.; CHABAN, N. 1978. Ocorrência de cobre nativo em fanconglomerado Eopaleozoico no município de Caçapava do Sul-RS. In: **XXX CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA**. Recife. **Anais...** Recife, SBG. v. 4 , p. 1406-1418, 1978

BEIFUSS, M., ROCHA, F. F.N, REMUS, M. V. D. **Temperaturas de deposição das mineralizações hidrotermais epigenéticas da região de Caçapava do Sul-RS.** Salão de iniciação Científica, 2001, UFRGS, Porto Alegre, RS, 2001

BETTENCOURT, J. S.; A mina de cobre de Camaquã, Rio Grande do Sul. **Universidade Federal de São Paulo (USP).** Tese de Doutorado, São Paulo: Inst. Geoc.-USP, 1972, 196p.

BICCA, M. M.. **Tectônica e Proveniência do Grupo Santa Bárbara, Região de Minas do Camaquã – RS.** Dissertação de Mestrado em Ciências - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2013.

BITENCOURT, M.F. Metamorfitos da Região de Caçapava do Sul, RS: Geologia e relações com o corpo granítico. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 1, 1983, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia, 1983. p. 37-48.

CAMOZZATO, E. - **Projeto mapas metalogenéticos e de previsão de recursos minerais: Folha SH.22-Y-A Cachoeira do Sul.** Companhia de Pesquisas Minerais, CPRM, 42p, 1987.

CAMOZZATO, E.; TONIOLO, J. A.; LAUX, J. H. Metalogênese do Cinturão Dom Feliciano e Fragmentos Palecontinentais Associados (RS/SC). In: **Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras.** 2014

CANARIM, D. **Datação K-Ar de ilitas associadas a processos hidrotermais em regiões mineralizadas – Uma aplicação nas Minas do Camaquã (Bacia do Camaquã, sul do Brasil).** Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 77p, 2013

CARVALHO, P. F.; Reconhecimento geológico no estado do Rio Grande do Sul , **Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil**, Rio de Janeiro, n.66, 1932.

CERVA-ALVES, T. **Geologia dos carbonatitos ediacaranos de Caçapava do sul, Rio Grande do Sul, Brasil.** Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 99p, 2017.

CHEMALE JR, F. Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: HOLZ, M.; DE ROS, L.F. **Geologia do Rio Grande do Sul.** Porto Alegre: CIGO- UFRGS, V, 2000. p. 13-52.

FAMBRINI, G. L., JANIKIAN, L., ALMEIDA, R. P., FRAGOSO-CESAR, A. R. S., **Evolução estratigráfica e paleogeográfica do Grupo Santa bárbara (Ediacarano) na Sub-bacia Camaquã Central, RS.** Geologia USP, 24p, 2007

FAMBRINI, G. L., JANIKIAN, L., ALMEIDA, R. P., FRAGOSO-CESAR, A. R. S. **O Grupo Santa Bárbara (Ediacarano) na Sub-Bacia Camaquã Central, RS: estratigrafia e sistemas deposicionais.** Revista Brasileira de Geociências, 35, 2, p227-238, 2005

FAMBRINI, G. L., JANIKIAN, L., ALMEIDA, R. P., FRAGOSO-CESAR, A. R. S. Evolução tectônica e estratigráfica do Grupo Santa Bárbara (Ediacarano) na Sub-Bacia Camaquã Central, RS, sul do Brasil: registro de sedimentação continental na assembléia do Gondwana. In: **Comunicações Geológicas.** LNEG – Laboratório Nacional de Energia e Geologia, Portugal. 101, 1, 39-54, 2014

FRAGOSO-CESAR, A. R. S. **Tectônica de placas no Ciclo Brasiliani: as orogêneas dos cinturões Dom Feliciano e Ribeiro no Rio Grande do Sul.** Universidade Federal de São Paulo (USP). Tese de Doutorado, São Paulo: Inst. Geoc.-USP, 366p, 1991.

FRAGOSO-CESAR, A. R. S. O Cráton Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-SulrioGrandense. In: Congr. Bras. Geol., 31, 1980, Balneário Camboriú. **Anais** Balneário Camboriú: SBG, n.5, p. 2879-2892, 1980.

FRAGOSO-CESAR, A. R. S. **Estratigrafia do Supergrupo Camaquã (Ediacarano do Rio Grande do Sul).** In: Semana Acadêmica Integrada UNIPAMPA, 1, Caçapava do Sul/RS, Palestra, 2016

FRAGOSO-CESAR, A. R. S.; ALMEIDA, R. P.; FAMBRINI, G. L.; PELOSI, A. P. M. R.; JANIKIAN, L. A Bacia Camaquã: um sistema intracontinental anorogênico de rifts do Neoproterozóico III-Eopaleozóico no Rio Grande do Sul. In: Encontro Estrat. Rio Grande do Sul – Escudos e Bacias, 1, Porto Alegre: SBG, **Anais...** p.139-144. 2003.

FRAGOSO-CESAR, A. R. S.; FAMBRINI, G. L.; ALMEIDA, R. P.; PELOSI, A. P. M. R.; JANIKIAN, L.; RICCOMINI, C.; NOGUEIRA, A.; SAES, G. The Camaquã Extensional Basin: Neoproterozoic-Early Paleozoic Transition in the State of Rio Grande do Sul, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v.30, n.3, p. 438-441. 2000.

FRAGOSO-CESAR, A. R. S.; FILHO, W. F. S., FAMBRINI, G. L., MACHADO, R.; RICCOMINI, C., ALMEIDA, R. P., PELOSI, A. P. M. R. & JANIKIAN, L. Significado tectônico do magmatismo Rodeio Velho no Rift Guaritas (Eopaleozoico do Rio Grande do Sul, Brasil). In: Simposio Sobre Vulcanismo e Ambientes Associados. **Anais...** Gramado, Boletim de Resumos, 16, 1999.

FERNANDES, L. A. et al. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-riograndense: Parte I, Uma contribuição a partir do registro geológico. **Revista Brasileira de Geociências**, 1995, n. 25, p. 375-384.

FONTANA, E. **Hidrotermalismo e mineralizações das rochas vulcânicas da mina do seival: evolução geoquímica e isotópica ($\delta^{34}\text{s}$, $\delta^{18}\text{o}$ e $\delta^{13}\text{c}$) dos fluidos e sua correlação com outros depósitos de minérios epitermais da Bacia do Camaquã – Rio Grande do Sul – Brasil**. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 201p, 2016.

GAZZONI, C. P. **Padrão mineralógico de ocorrência de depósitos de minério de cobre hospedados em escarnitos e mármores da região de Caçapava do Sul-RS**. Monografia. Universidade Federal do Rio Grande do Sul-URGS, 170p, 2010

GÕNI, J. C.; GOSO, H.; ISSLER, R. S. Estratigrafia e geologia econômica do Pré-cambriano e Eo-paleozóico Uruguaio e Sul Riograndense. **Avulso**, Porto Alegre: Escola de Geologia-UFRGS, n. 03, p.1-105, 1962.

HARRES, M. M. Minas do Camaquã (Caçapava do Sul, RS): a exploração de cobre no Rio Grande do Sul. **In: Minas do Camaquã, um estudo multidisciplinar**. São Leopoldo, Ed. Unisinos, 1999, p 21-53

HARTMANN, L. A.; CHEMALE JR, F.; PHILIPP, R. P. Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: IANUZZI, R. ; FRANTZ, J. C. In: **50 anos de Geologia**: Instituto de Geociências. Contribuições. Porto Alegre: Comunicação e Identidade, CIGO e IG-UFRGS, 2007. 399 p.

JANIKIAN, L., ALMEIDA, R.P., FRAGOSO-CESAR, A.R.S., CORREA, C.R.A. & PELOSI, A.P.M.R., 2005. Evolução paleoambiental e sequências deposicionais do Grupo Bom Jardim e Formação Acampamento Velho (Supergrupo Camaquã) na porção norte da Sub-Bacia Camaquã Ocidental. **Revista Brasileira de Geociências**, n 35, p245–256, 2005.

JANIKIAN L.; ALMEIDA, R. P.; FRAGOSO-CESAR, A. R. S.; FAMBRINI, G. L. **Redefinição do Grupo Bom Jardim (Neoproterozóico III) em sua área-tipo: litoestratigrafia, paleogeografia e significado tectônico das sucessões vulcano-sedimentares do Supergrupo Camaquã, RS**. Revista Brasileira de Geociências, n. 33, p.349-362, 2003.

JANIKIAN, L., ALMEIDA, R. P., FRAGOSO-CESAR, A. R. S., MARTINS, V. T. S., DANTAS, E. L., TOHVER, E., MCREATH, I., D'AGRELLA-FILHO, M. S. Ages (U-Pb SHRIMP and LA ICPMS) and stratigraphic evolution of the Neoproterozoic volcano-sedimentary successions from the extensional Camaquã Basin, Southern Brazil. **Gondwana Research** 21, 466-482, 2012.

KLEIN, C. & DUTROW, B. **Manual de Ciência dos Minerais**. Porto Alegre: Bookman. 23^o ed, 716p, 2012

LIMA L. A **Mina Uruguai e Jazida Santa Maria - Distrito Mineiro de Camaqua (RS): Um Estudo petrológico, geoquímico e geotermométrico.** Unisinos, Sao Leopoldo. Dissertação de Mestrado, 109p, 1998.

LIMA E.F., SOMMER C.A., NARDI L.V.S., 2007. O vulcanismo neoproterozóico-ordoviciano no Escudo Sul-riograndense: os ciclos vulcânicos da Bacia do Camaquã. In: Iannuzzi R., Frantz J.C. (Eds.), **50 anos de Geologia.** Instituto de Geociências, vol. 1. Editora Comunicação e Identidade, Porto Alegre, p79-95, 2007.

LINDENBERG, M. **Caracterização das zonas de alteração hidrotermal do minério de Cu-Pb-Zn na área 3 (Jazida Santa Maria) e Mina Uruguai, Minas do Camaquã.** Monografia. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 71p, 2014.

LEINZ, V.; BARBOSA, A.; TEIXEIRA, E. Mapa Geológico Caçapava-Lavras. Porto Alegre: Secr. Agric. Ind. Com. Dep. Prod. Min, 1941. **Boletim 90.** 1:200.000

MATTE, V. **O vulcanismo ediacarano da porção oriental do Platô da Ramada, oeste do Escudo Sul-rio-grandense.** Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 201p, 2016.

MEXIAS, A. S., BONGIOLO, E. M., GOMES, M. E. B., FORMOSO, M. L L. E FRANTZ, J. C. Alteração hidrotermal e mineralização de ouro associada no distrito aurífero de Lavras do Sul/RS – A área do Bloco Butiá. In: **50 anos de Geologia:** Instituto de Geociências. Contribuições. Porto Alegre: Comunicação e Identidade, CIGO e IG-UFRGS, 2007. 399 p.

MORALES. B. **Petrologia do Carbonatito Passo Feio, ênfase no comportamento dos ETR, Caçapava do Sul – RS.** Monografia. Universidade Federal do Pampa, 2017.

NARDI, L.V.S. & BITENCOURT, MF. **Geologia, petrologia e geoquímica do Complexo Granítico de Caçapava do Sul, RS.** Revista Brasileira de Geociências, 19:153-169. 1989

NARDI, L.V.S. & BITENCOURT, M.F. Magmatismo granítico e Evolução Crustal no Sul do Brasil. In: Iannuzzi R., Frantz J.C. (Eds.), **50 anos de Geologia.** Instituto de Geociências, vol. 1. Editora Comunicação e Identidade, Porto Alegre 399 p., 2007

PAIM, P. S. G.; LOPES, R. C.; CHEMALE JR, Farid. Aloestratigrafia, Sistemas Depositionais e Evolução Paleogeográfica da Bacia do Camaquã - Vendiano Superior/Ordoviciano Inferior do Rs. In: VI Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, **anais SBG**, p.39-50, 1995.

PAIM, P. S. G. A Bacia do Camaquã. In: HOLZ, M.; DE ROS, L.F. **Geologia do Rio Grande do Sul.** Porto Alegre: CIGO- UFRGS, V, 2000, p. 231-274, 2000.

PAIM, P. S. G.; CHEMALLE JR, F., WILDNER, W. Estágios evolutivos da bacia do Camaquã. **Revista Ciência e Natura**. Santa Maria: 2014, n.36, p. 183-193. 2014.

PELOSI, A.; FRAGOSO-CESAR, A. R. S. Proposta litoestratigráfica e considerações paleoambientais sobre o Grupo Maricá (Neoproterozóico III), Bacia do Camaquã, Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Geociências**, 2003, n. 33, p. 137-148. 2003.

PHILIPP, R. P.; PIMENTEL, M.; CHEMALE JR. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: Geological relationships and U-Pb geochronology. **Brazilian Journal of Geology**, 2016, n. 46, p. 83-104, 2016.

PICADA, R. S. Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul-rio-grandense: catacterização dos sistemas de falhas. In: Cong. Bras. de Geol. **Anais...** São Paulo: SBG. 1968, v1, pág 167-191, 1971.

PINTO, P. Ocorrência Cuprífera do Cerro da Angélica. Relatório Progressivo nº 2, **relatório interno nº 133, DNPM – 1º Distrito**, 1966

PORHER, C. A.; LOPES, R. C. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Cachoeira do Sul**, Folha SH22-Y-A. Estado do Rio de Grande do Sul. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 2000.

RAGAN, Donal M. **Structural geology: an introduction to geometrical techniques**. 4. ed. Cambridge University Press, 2009.

REIS, R. S. **Origem e evolução dos halos de alteração clorítica no flanco leste do Granito Caçapava, RS**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul-URGS, 75p, 2016.

REMUS M.V.D. **Metalogênese dos depósitos hidrotermais de metais base e Au do Ciclo Brasileiro do Bloco São Gabriel, RS**. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul-URGS, 170p, 1999.

REMUS, M.V.D.; DANI, N.; GAZZONI, C.P.; HOERLLE, G.S.; REIS, R.S. Minério de Cu (Au) de alto teor em zonas de alteração clorítica em escarnitos magnesianos de Caçapava do Sul, RS. In: 13º Congresso Brasileiro de Geoquímica, Outubro. **Anais...**, Gramado, RS. p 1485-1488, 2011.

REMUS, M. V. D., HARTMANN, L. A. Caracterização do minério do Depósito Santa Bárbara-Rosso, Caçapava do Sul. In: Caracterização de Minérios e Rejeitos de Depósitos

Minerais Brasileiros. Resumos Expandidos, DNPM/DIREX, PADCT/ GTM, **Ministério das Minas e Energia**, Brasília, Brasil. p91-98, 1997

REMUS, M.D.V., HARTMANN, L.A., MCNAUGHTON, N.J., FLETCHER, I.R. Shrimp U-Pb zircon ages of volcanism from the São Gabriel Block, southern Brazil. In: Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados. **Anais...** Boletim de Resumos, 83, 1999

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 South American Earth Sciences**, p.191-216, 2000.

RIBEIRO M. J. Mapa Previsional do Cobre no Escudo Sul-Rio-Grandense. **Nota explicativa, geologia econômica n° 01, DNPM**. Brasília, 1978

RIBEIRO, M.; BOCCHI, P. R.; FIGUEIREDO, P. M. Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil. **Boletim DNPM DFPM**, Porto Alegre, 1966, n. 127, 1966.

RIBEIRO, M. Investigação preliminar sobre a gênese de algumas ocorrências cupríferas da Folha Bom Jardim. In: Cong. Bras. de Geol., 1968, **Anais...** Belo Horizonte: SBG. 1968, v1, pág 65-73, 1968.

RIBEIRO, M. Geologia da Folha de Bom Jardim, **Boletim Div. Geol. Min. Bras**, Rio de Janeiro: 1970, n.247 , p. 1-142, junho de 1970.

RIBEIRO M.; FANTINEL, L.M. Associações Petrotectônicas do Escudo Sul-Riograndense: Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. **Iheringia, Série Geologia**, Porto Alegre , 1978, n. 5, p.19-54, 1978.

RIOS, F. S., SANTOS, J. C. S., JULIANI, C., MONTEIRO, L. V .S. Caracterização petrográfica e mineralógica da alteração hidrotermal no Depósito de Pb-Zn- (Cu-Ag) de Santa Maria, Distrito Mineiro de Camaquã (RS). In: **Anais SBG**, Simp. Sul-Bras. Geol., 8, Porto Alegre, Bol. Resumos., 2013

ROBERTSON, J. F. Revision of the stratigraphy and nomenclature of rocks units in the Caçapava-Lavras region, State of Rio Grande do Sul, Brazil. **Notas de Estudos**, Porto Alegre: IG/UFRGS, v.1, n.2, 1966.

ROCHA A.M.R.; DORNELES N.T.; GINDRI M.D.; VARGAS J.M.; ALVES T.C.; BENETTI F.A. Características da Mineralização Cuprífera no Projeto Primavera: a descoberta de um plunge mineralizado indicado por zona de alto teor de cobre no Depósito

Andrade. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 8, 2013, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia, 2013a.

ROCHA, A. M. R. et al. Descoberta dos Carbonatitos Picada dos Tocos e Passo Feio e o Potencial para Fosfato e ETRs, Caçapava do Sul, RS. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 8, 2013, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 37-48, 2013b

SANTOS, J. C. S., LAGO, S. B. & RIOS, F.S. Síntese do Depósito de Zn-Pb de Santa Maria – RS. In: Simp. Sul-Bras. Geol. **Anais...** SBG: Porto Alegre, 2013

SARTORI, P. L. P.; KAWASHITA, K. Petrologia e geocronologia do stock Granítico Santo Ferreira e sua correlação com o Batólito Granítico de Caçapava do Sul, RS. **Acta Geológica Leopoldensia**. Brasil: 1989, n. 29, p. 131-142, 1989.

SARTORI, P.L.P.; KAWASHITA, K. Petrologia e geocronologia do Batólito Granítico de Caçapava do Sul, RS. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 2, 1985, Florianópolis. **Anais...** Florianópolis: Sociedade Brasileira de Geologia. 1985. p. 102-115.

SCHULZ, A. Mapeamento geológico e topográfico das ocorrências cupríferas do Salsinho, Viúva Palmira e Bom Jardim. **Relatório interno n° 126, DNPM – 1° Distrito**, 1968

SIBBSON, R.H. Fault rocks and fault mechanisms. **Journal of the Geological Society**, Londres, 1977, n. 133, p. 191-213, março 1977.

SOLIANI JR., E., **Os dados geocronológicos do Escudo Sul-Rio-Grandense e suas implicações de ordem geotectônica**. Universidade Federal de São Paulo (USP). Tese de Doutorado, São Paulo: Inst. Geoc.-USP, 1986, 270p.

TEIXEIRA, E. A mina de cobre de Camaquã, RS. Rio de Janeiro: **Boletim Departamento Nacional de Produção Mineral – DNPM / Divisão de Fomento da Produção Mineral**. 49, 47 p., 1941.

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

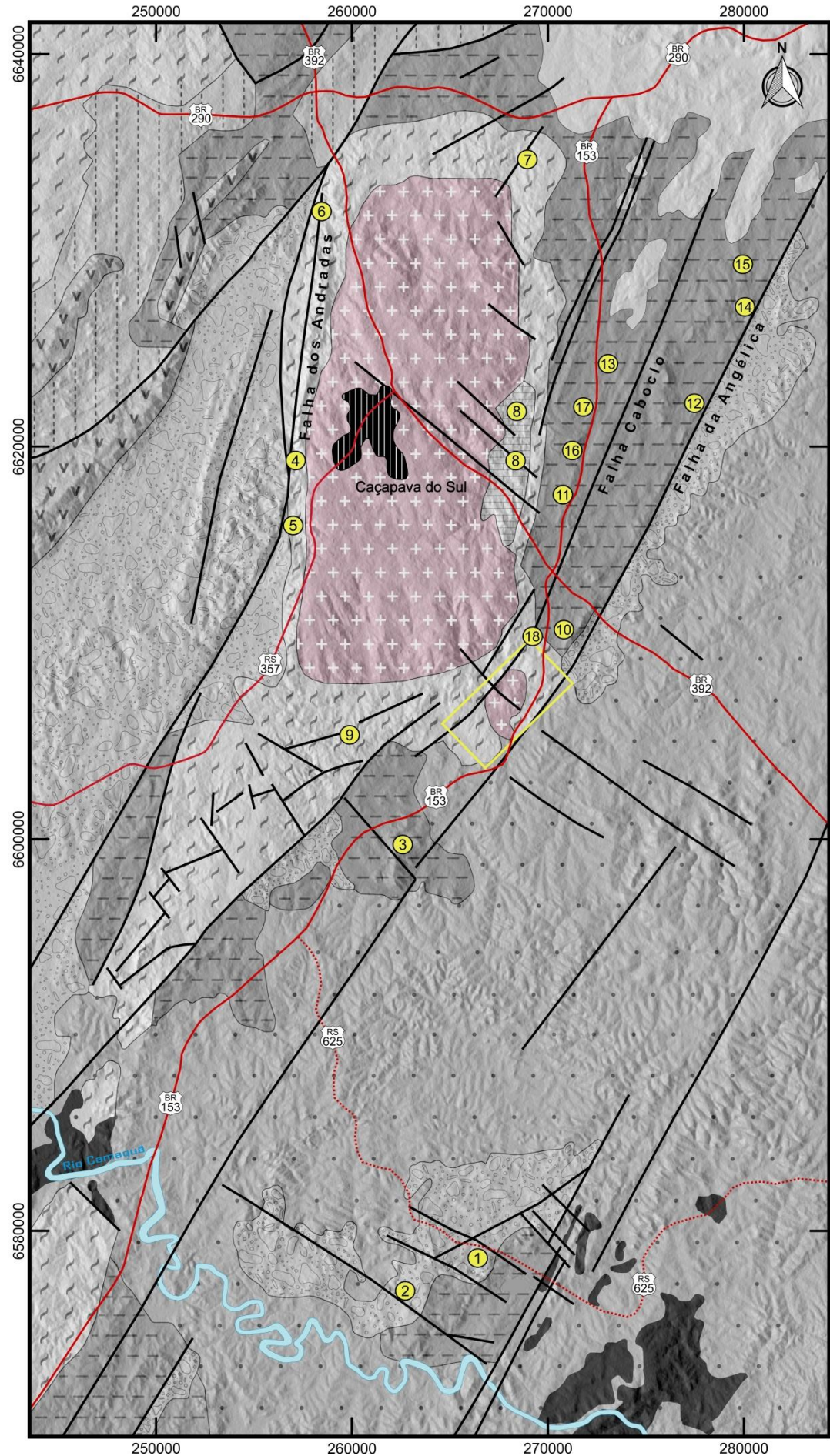
TONIOLIO, J. A. **Metalogênese do Depósito de Cu Cerro dos Martins, RS. Dissertação de Mestrado**. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 67p, 2004.

UFRGS 1998. Mapeamento Geológico 1:25000: Projeto Caçapava do Sul. Porto Alegre: **Universidade Federal do Rio Grande do Sul**, 1998.

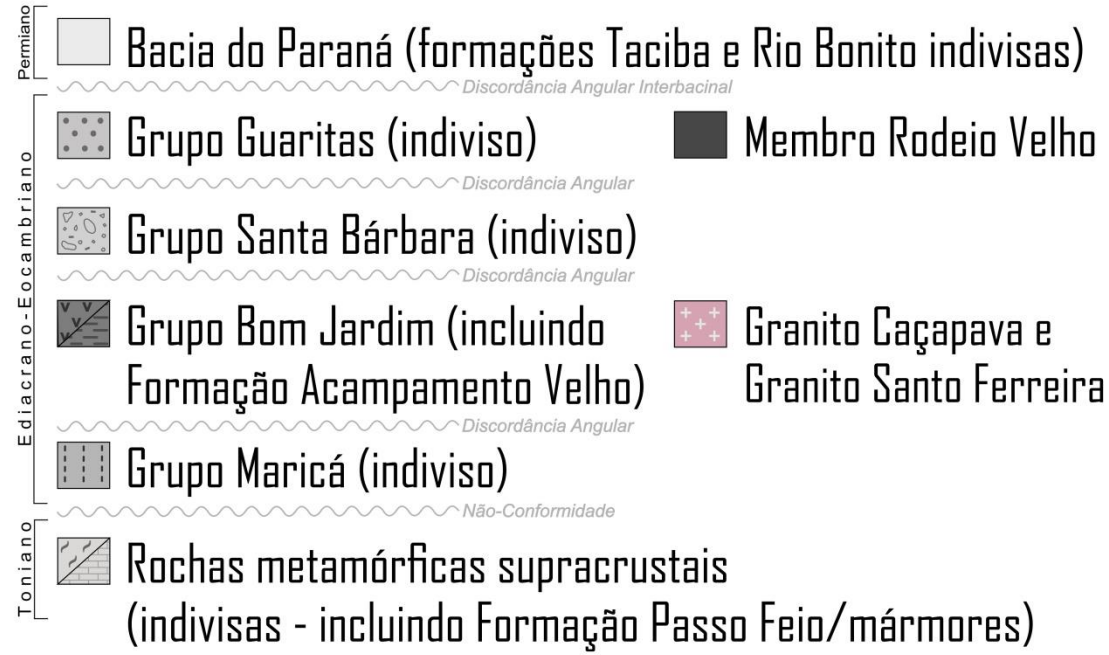
VEIGEL, R.; DERDENNE, M. A. Paragênese e sucessão mineral nas diferentes etapas da evolução da mineralização de Cu-Pb-Zn do distrito de Camaquã-RS. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo: 1990, n.20, p. 56-67, 1990.

APÊNCIDES

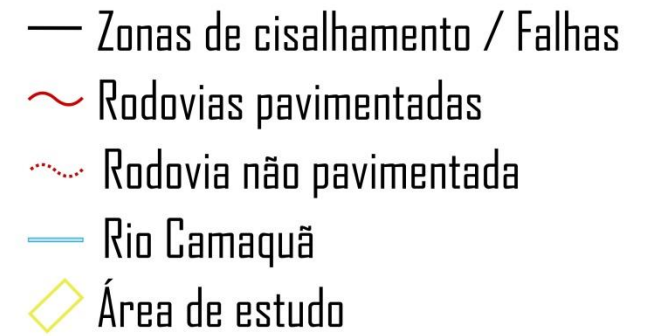
MAPA GEOLÓGICO DA PROVÍNCIA CUPRÍFERA DE CAÇAPAVA DO SUL



LEGENDA:

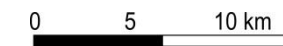


CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS:



INFORMAÇÕES TÉCNICAS

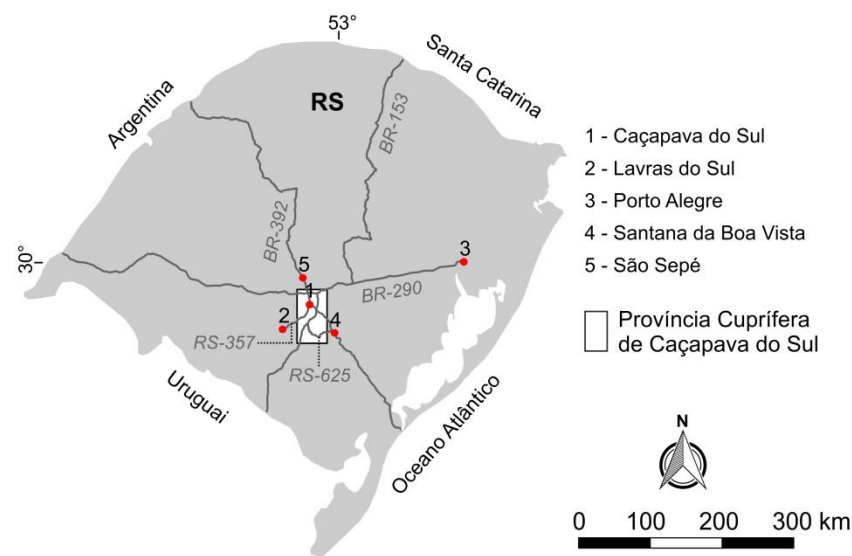
Mapa modificado de Remus et al. (2000)
 Coordenadas UTM/22J - Datum Sirgas 2000



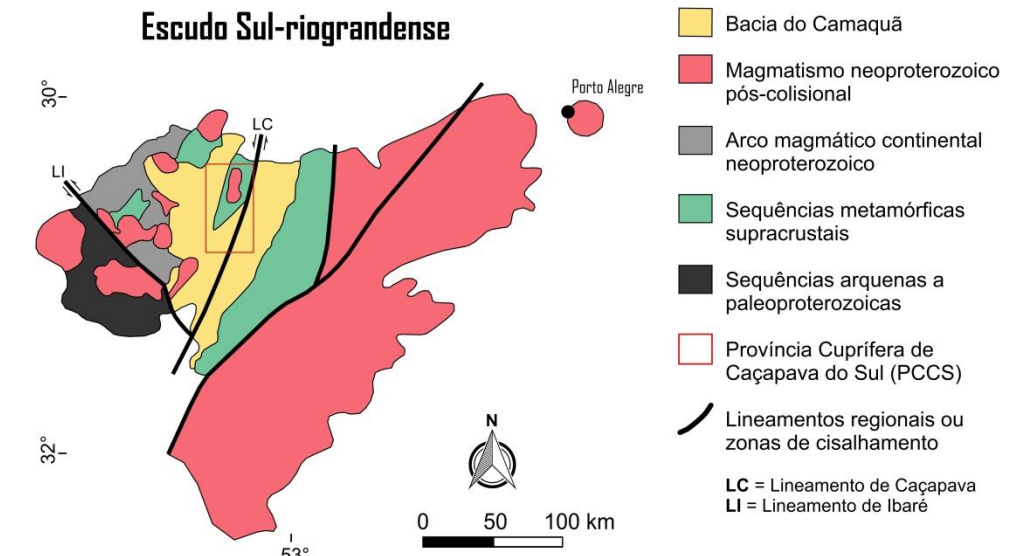
DEPÓSITOS/PROSPECTOS/OCORRÊNCIAS

- | | | |
|---|-----------------------------------|--|
| 1 - Minas do Camaquã (Urugauí e São Luís) | 7 - Prospecto Faxinal | 13 - Ocorrência Mertório R. de Freitas |
| 2 - Depósito Santa Maria | 8 - Prospectos tipo escarnitos | 14 - Ocorrência Bom Jardim |
| 3 - Depósito Cerro dos Martins | 9 - Ocorrência Cerro das Ovelhas | 15 - Ocorrência Viúva Palmira |
| 4 - Depósito Andradas | 10 - Ocorrência Cerro da Angélica | 16 - Ocorrência Caboclo I |
| 5 - Depósito Primavera | 11 - Ocorrência Mangueirão | 17 - Ocorrência Caboclo II |
| 6 - Depósito Santa Bárbara | 12 - Ocorrência Salsinho | 18 - Ocorrência Fazenda Velha |

SITUAÇÃO DA ÁREA



CONTEXTO GEOTECTÔNICO



MAPA GEOLÓGICO - PROJETO SANTO FERREIRA

CONTEXTO GEOTECTÔNICO



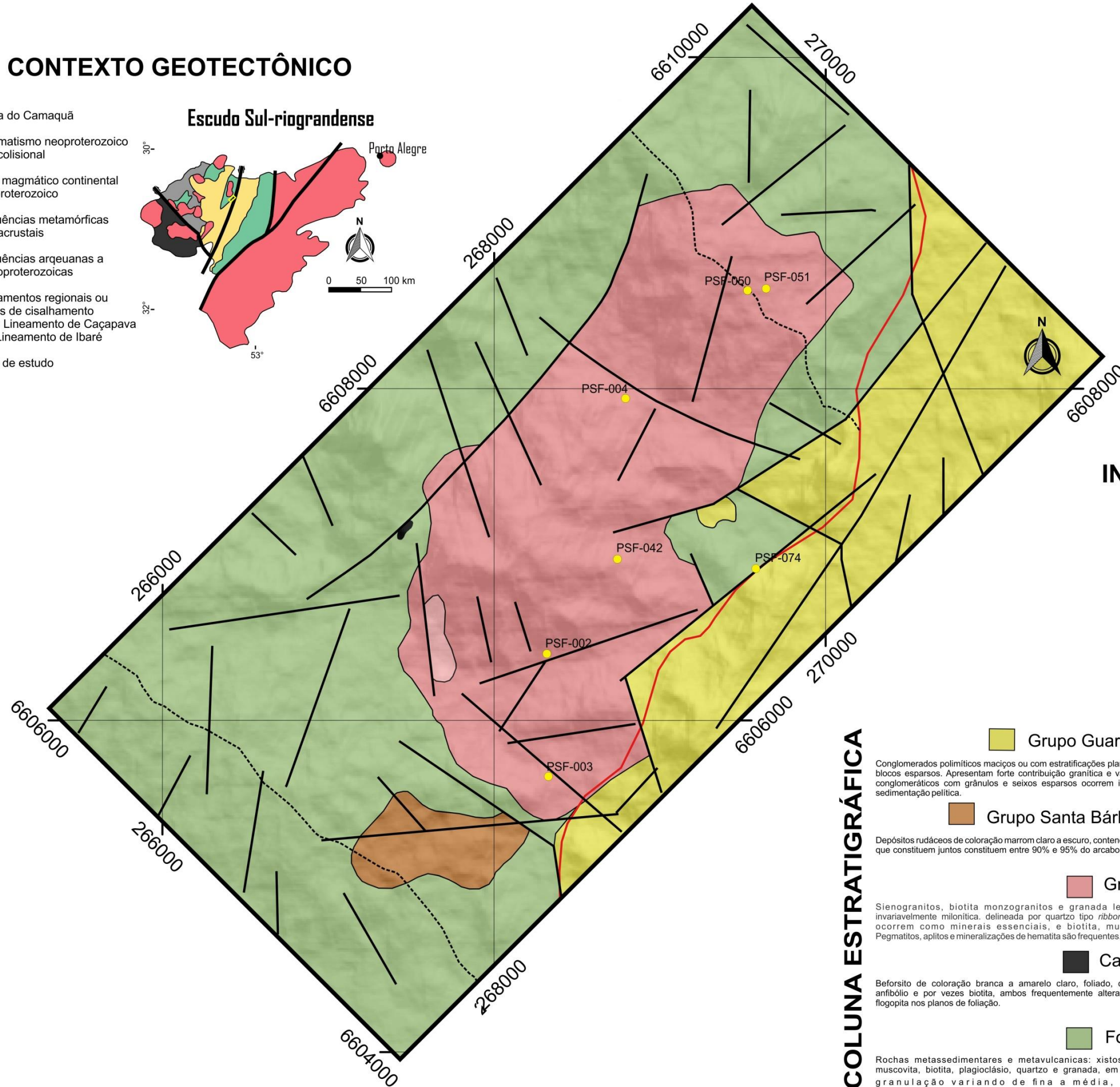
INFORMAÇÕES TÉCNICAS

Coordenadas UTM / 22 S
Datum: sirgas 2000
Escala: 1:25.000



INFORMAÇÕES CARTOGRÁFICAS

- Afloramentos mineralizados
- Lineamentos
- BR-153
- Estradas vicinais



COLUNA ESTRATIGRÁFICA

Grupo Guaritas - Formação Guarda Velha

Conglomerados polimíticos maciços ou com estratificações plano-paralela ou cruzada acanalada, composto por seixos arredondados, por vezes imbricados, e por blocos esparsos. Apresentam forte contribuição granítica e variadas proporções de rochas vulcânicas e xistos. Arenitos feldspáticos e quartzosos e arenitos conglomeráticos com grânulos e seixos esparsos ocorrem intercalados ou como lentes. Subordinadamente a estas litologias ocorrem delgados níveis de sedimentação pelítica.

Grupo Santa Bárbara - Formação Estância Santa Fé

Depósitos rudáceos de coloração marrom claro a escuro, contendo lentes de arenito, constituído predominantemente por clastos tabulares e angulosos de xistos e filitos que constituem juntos constituem entre 90% e 95% do arcabouço da rocha. Clastos de rochas vulcânicas e granitoides perfazem entre 5% e 10% do arcabouço.

Granito Santo Ferreira

Sienogranitos, biotita monzogranitos e granada leucogranitos, de coloração rosa claro a vermelho escuro, textura média a fina invariavelmente milonítica, delineada por quartzo tipo *ribbon*, *augens* feldspáticos e mica *fish*. Constituídos feldspato alcalino, plagioclásio e quartzo que ocorrem como minerais essenciais, e biotita, muscovita e granada como minerais acessório; fácies muscovita sienogranito. Pegmatitos, apilitos e mineralizações de hematita são frequentes.

Carbonatito Passo Feio

Beforsito de coloração branca a amarelo claro, foliado, constituído essencialmente por dolomita, que ocorre como massas englobando bandas de anfibólio e por vezes biotita, ambos frequentemente alterados para clorita, acompanhados de óxidos de ferro, também alterados, por vezes contendo flogopita nos planos de foliação.

Formação Passo Feio

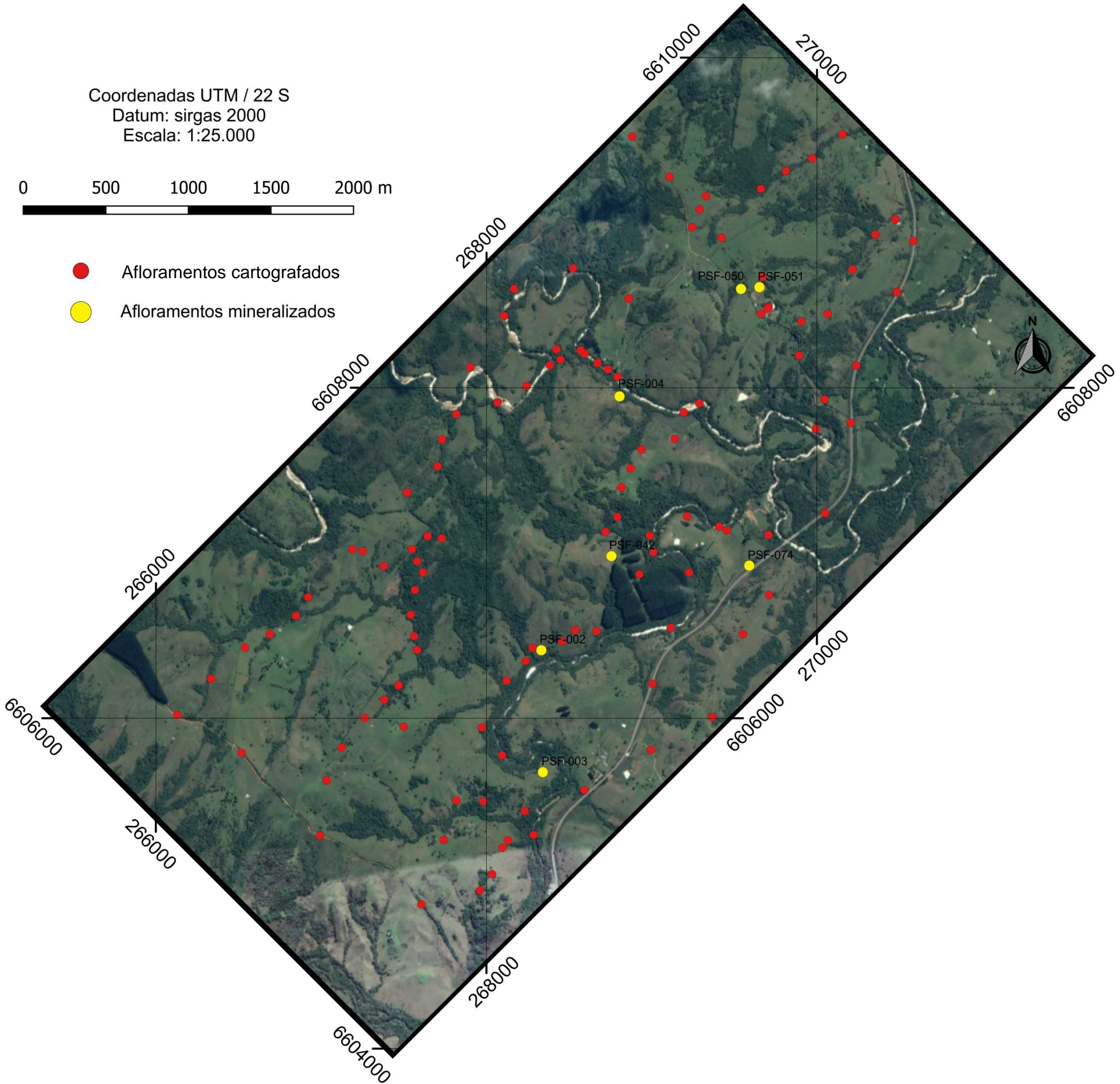
Rochas metassedimentares e metavulcânicas: xistos, filitos, quartzitos, tremolititos e cornubianitos, constituídas de anfibólio, clorita, muscovita, biotita, plagioclásio, quartzo e granada, em maior ou menor proporção, como minerais essenciais e/ou qualificadores. Apresentam granulação variando de fina a média, e texturas nematoblástica, lepidoblástica e porfiroblástica.

MAPA DE PONTOS PROJETO SANTO FERREIRA

Coordenadas UTM / 22 S
Datum: sirgas 2000
Escala: 1:25.000

0 500 1000 1500 2000 m

- Afloramentos cartografados
- Afloramentos mineralizados



MAPA DE ACESSOS E RECURSOS HÍDRICOS PROJETO SANTO FERREIRA

Coordenadas UTM / 22 S
Datum: sirgas 2000
Escala: 1:25.000



- Propriedades rurais
- BR-153
- ⋯ Estradas vicinais e trilhas
- Recursos hídricos

