

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA

ARIANE TAMARA DOS SANTOS DUARTE

**CARACTERIZAÇÃO DAS ZONAS HIDROTERMAIS DAS MINAS
CERRITO, LAVRAS DO SUL (RS)**

Caçapava do Sul

2016

ARIANE TAMARA DOS SANTOS DUARTE

**CARACTERIZAÇÃO DAS ZONAS HIDROTERMAIS DAS MINAS
CERRITO, LAVRAS DO SUL (RS)**

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

Orientador: Delia Del Pilar
Montecinos de Almeida

**Caçapava do Sul
2016**

ARIANE TAMARA DOS SANTOS DUARTE

**CARACTERIZAÇÃO DAS ZONAS HIDROTERMAIS DAS MINAS
CERRITO, LAVRAS DO SUL (RS)**

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

Área de Concentração: Geociências.

Trabalho de Conclusão de Curso defendido e aprovado em: 08 de Dezembro de 2016.

Banca Examinadora:

Prof.^a. Dr.^a. Delia Del Pilar Montecinos de Almeida

Orientadora
(UNIPAMPA)

Prof. MSc. Luiz Delfino Teixeira Albarnaz

(UNIPAMPA)

Prof. MSc. Vinícius Matté

(UNIPAMPA)

Dedico este trabalho à minha família e ao meu amor. Em especial aos meus pais e à minha tia Sara.

AGRADECIMENTOS

À minha amada família, especialmente aos meus pais, Aparecida e Eduardo, e à minha tia Sara, por todos os ensinamentos, princípios, compreensão, apoio e amor que sempre me concederam.

Ao Rafael, o melhor companheiro que poderia encontrar, pelo amor e paciência que tem comigo... Por ser a melhor pessoa que eu poderia ter ao meu lado. Te amo!!!

À Professora Delia Del Pilar Montecinos de Almeida, pela atenção na orientação desse trabalho de conclusão de curso, pela compreensão e pela oportunidade de participar do projeto “Pesquisa em Terras Raras na Região Central do Estado do Rio Grande do Sul”, e ao Prof. Dr. Marcelo Barcellos da Rosa, da UFSM, coordenador e proponente deste projeto.

Ao Prof. Dr. André Sampaio Mexias, diretor do Instituto de Geociências e coordenador do Laboratório de Difractometria de Raios-X do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica da UFRGS, pela realização e suporte nas análises laboratoriais de raios-X e ao Prof. Dr. Víter Magalhães Pinto, da UFPel, pelas lâminas produzidas sob seus cuidados.

À todo o pessoal da “Amarillo Mineração do Brasil Ltda.” do Projeto Lavras do Sul pela ajuda prestada, pela atenção e pela paciência comigo e com meus colegas. Agradecimento especial à geóloga responsável do Projeto Lavras, Camila Esmeris, e ao gerente geral da Amarillo do Brasil, Luis Carlos F. da Silva pela disponibilização dos materiais e dados e pelas sugestões prestadas ao estudo.

Ao CNPq pelo apoio no financiamento da pesquisa através do projeto “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)”, contemplado na chamada N°. 76/2013 (MCTI/CNPq/CT-Mineral – APOIO AO DESENVOLVIMENTO TECNOLÓGICO EM TERRAS RARAS), e pela bolsa de iniciação científica concedida.

A todos os colegas de projeto que colaboraram de alguma forma no desenvolvimento das atividades do projeto, em especial a Diogo Silva e a Beatriz Morales.

A todos os professores da UNIPAMPA pelo conhecimento compartilhado. Muito Obrigada!

Aos técnicos e demais servidores e funcionários diretos e indiretos da UNIPAMPA. Muito obrigada! Agradecimento especial a Lenon Melo, Marcelo Lusa e Mosquito, pelo auxílio na realização dos campos, e a Sissa Kumaíra, pela ajuda com a descrição das lâminas.

Por último, e não menos importante (afinal, não poderia faltar uma frase clichê! Rrsrs...), a meus colegas e amigos que ajudam a tornar este lugar tão distante da nossa família e terra natal, um pouco mais aconchegante e divertido. Sentirei saudades, mocinhos e mocinhas! Rrsrs...

“Não há nada no mundo que esteja mais bem repartido do que a razão: todos estão convencidos de que a tem de sobra.”

René Descartes

RESUMO

As minas de Au Cerrito do Pires e Cerrito do Rezende estão inseridas no Complexo Intrusivo Lavras do Sul (Neo-proterozóico, 604-590 Ma), situado, por sua vez, no centro-oeste do Escudo Sul-rio-grandense. Esta área está localizada no município de Lavras do Sul-RS, a 322 km ao sudoeste da capital, Porto Alegre, possui aproximadamente 1,62 Km² e possui um histórico de mineralizações de Au, Cu e sulfetos. Essas mineralizações estão hospedadas em rochas monzograníticas de afinidade geoquímica shoshonítica e diretamente associadas às zonas de alteração hidrotermal sericíticas e silícicas, que têm sua distribuição espacial controlada por fraturas, preenchidas ou não por veios de quartzo. Essas fraturas, por sua vez, estão associadas à Zona de Falhas Palma Jaques, que controla a circulação dos fluidos hidrotermais em escala regional, e possuem direção aproximadamente paralela à essa zona de falhas. O principal objetivo deste trabalho foi caracterizar o hidrotermalismo presente na área das antigas minas de Au e Ag Cerrito do Pires e Cerrito do Rezende, identificar as mineralizações e paragêneses mineralógicas assim como elevar o grau de conhecimento geológico acerca dessas zonas de alteração hidrotermal e de suas mineralizações. Assim, foram utilizadas como ferramentas de estudo, além do trabalho de campo, estudo de testemunhos de sondagens, de lâminas transparentes e difração de raios X. Com essas ferramentas foi possível identificar os minerais de alteração e argilominerais presentes. Como principais resultados, podemos mencionar que o processo de hidrotermalismo na região estudada envolve a alteração sódica/albitização dos feldspatos, sendo essa alteração sobreposta por alteração sericítica e silícica. Os principais controles observados para a concentração de pirita aurífera foram a associação entre quartzo e sericita, a abundância de quartzo e a abundância de fraturamento e/ou cavidades, que fornecem o espaço para a deposição do sulfeto, além de atuarem como conduto dos fluidos hidrotermais. Dentre esses, o fraturamento talvez seja o mais importante controle, sendo que, em alguns pontos de zonas de alteração sódica, portanto, onde se espera encontrar fraca sulfetação, ocorre alta concentração de Au e sulfetos. Sugere-se que as minas Cerrito do Rezende e Cerrito do Pires se trata de um pórfiro com mineralização associada à zona de alteração sericítica e silícica, sendo a última entendida como evolução da primeira, em mais alto grau.

Palavras-chave: hidrotermalismo, metassomatismo, mineralização, Lavras do Sul, Mina Cerrito.

ABSTRACT

The Au mines Cerrito do Pires and Cerrito do Rezende are located in Lavras do Sul Intrusive Complex (Neo-proterozóico, 604-590 Ma), placed on the center-west of the Sul-Riograndense Shield. This area is located in the county of Lavras do Sul-RS, at 322 Km to south-west of the estate capital of Rio Grande do Sul, Porto Alegre, and has approximately 1,62 Km² and has Au, Cu and sulfides mineralizations history. These mineralizations are hosted in monzogranitic rocks of shoshonitic geochemistry (monzogranites) and directly associated with sericitic and silicic hydrothermal alteration zones, whose spatial distribution is controlled by fractures, whether or not they are filled by quartz veins. These fractures, in turn, are associated with the Palma Jaques Fault Zone, which controls the circulation of hydrothermal fluids on a regional scale, and has direction approximately parallel to this fault zone. The main objective of this work was to characterize the hydrothermal present in the study area, to identify mineralogical mineralizations and paragenesis, as well as to increase the degree of geological knowledge about these hydrothermal alteration zones and their mineralizations. Thus, the study tools, besides field work, were used as study tools for soundings, transparent slides and X-ray diffraction. With these tools it was possible to identify the altering minerals and clay minerals present. As main results, we can mention that the hydrothermal process in the studied region involves the sodic alteration / albitization of the feldspars, being this alteration overlapped by sericitic and silicic alteration. The main controls observed for the concentration of pyrite were the association between quartz and sericite, abundance of quartz and abundance of billings and / or cavities, which provide the space for the deposition of sulfide, besides acting as a conduit of hydrothermal fluids. Among these, the billing is perhaps the most important control, being that, in some points of areas of sodium change, therefore, where low sulfide is expected to occur, there is a high concentration of Au and sulfides. It is suggested that the Cerrito do Rezende and Cerrito do Pires mines are a porphyry with mineralization associated to the zone of sericitic and silicic alteration, the latter being understood as evolution of the former, to a higher degree.

Keywords: hidrothermalism, metassomatism, mineralization, Lavras do Sul, Cerrito Mine.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Zoneamento de alteração hidrotermal em depósitos do tipo pórfiro cuprífero, segundo modelo Lowell-Guilbert.....	20
Figura 2 – Gráfico da evolução dos principais alterações hidrotermais em função da temperatura e da atividade de potássio e hidrogênio do fluido.	21
Figura 3 - Mapa de acesso da área de estudos.	28
Figura 4 - Mapa de localização da área de estudos.	29
Figura 5 – Contexto Geológico Regional: Sub-bacias da Bacia do Camaquã e demais unidades geológicas.....	33
Figura 6 - Unidades tectono-sedimentares da Bacia do Camaquã e unidades do ESRG.	34
Figura 7 - Falhas, zonas de falhas e lineamentos regionais do ESRG, enfatizando a região de Lavras do Sul.	35
Figura 8 - Contexto geológico local da área de estudos.	37
Figura 9- Estrutura dos corpos hidrotermalizados em superfície vistos em afloramento na porção de Cerrito do Rezende (PTRC-10), formando estreitos corpos subverticais (destacados em linhas pretas) e subparalelos ao longo de fraturas e veios. As porções hidrotermalizadas são mais resistentes ao intemperismo supergênico, consequência da silicificação, e se destacam em meio ao solo.....	52
Figura 10 - Afloramentos descritos em campo, áreas hidrotermalizadas identificadas e inferidas e localização dos furos de sondagem.....	53
Figura 11 - Estereogramas e diagramas de rosetas das fraturas medidas em campo. A imagem A mostra o estereograma e o diagrama de rosetas de todas as fraturas medidas em campo. A imagem B mostra o estereograma e diagrama de roseta das fraturas de comportamento mais recorrente. As setas mostras a direção preferencial.	54
Figura 12 - Boxworks contidos nos veios de quartzo, impregnado por óxido de ferro proveniente de oxidação da pirita.	55
Figura 13 - Vênulas residuais de clorita (imagem A, setas azuis e imagem B, setas vermelhas) associadas a fraturas sub-verticais e sub-paralelas e microcavidades (imagem B, setas azuis) preservadas em porções do solo.	56
Figura 14 - Amostra de monzogranito mostrando textura porfirítica com fenocristais de feldspato alcalino (Afs) com auréolas de reação constituídas de plagioclásio (textura rapakivi –	

setas amarelas), cristais arredondados de plagioclásio (Pl, setas pretas) e quartzo fumê (setas azuis).....	57
Figura 15 - Aspecto macroscópico da alteração da zona sericítica.	59
Figura 16 - Aspecto macroscópico da alteração silícica, mostrando rica sulfetação em zona rica em Au. Sulfetos milimétricos (indicado pelas setas).	60
Figura 17 - Interpretação das zonas de alteração com base em testemunhos estudados. As zonas representadas são aparentes. Na situação real, são compostas por vários graus de alteração e intercalações de pequenos corpos de outras zonas hidrotermais.....	61
Figura 18 - Aspecto macroscópico da alteração sódica.....	62
Figura 19 - Aspecto Macroscópico da alteração sódica. A alteração sódica com este aspecto macroscópico e essa concentração de sulfetos é pontual.	64
Figura 20 - Principais locais de deposição da pirita. Fraturas (setas pretas) com concentração de pirita. Geralmente nesses locais a pirita se cristaliza euédrica (seta verde, imagem B).	65
Figura 21 - Veios mostrando preenchimento sequencial de quartzo (Qtz) e Calcita (Cal). A seta verde indica a camada de clorita depositada sobre o quartzo.....	66
Figura 22 - Texturas e estruturas de ocorrências pontuais. A) Enclaves máficos (Setas vermelhas indicam cristais da encaixante englobados); B) diques aplíticos; C) brecha hidrotermal consolidada e; D) brecha hidrotermal fragmentada e argilizada.	68
Figura 23 - Fotomicrografia de minerais opacos (A a D) e óxido de ferro (ferruginização). A) cristais euédricos e gemnados; B) substituindo, possivelmente, allanita; C) associado a esfalerita ou rutilo; D) depositado entre lamelas de biotita alterada; E) Óxido de ferro em ferruginização. Barra vermelha corresponde a 100 µm.....	70
Figura 24 - A: vênula preenchida por quartzo euédrico e calcita anédrica e clivada; B: Idem, a nicóis cruzados; C: concentrações/bolsões de quartzo em meio à sericita; D: clorita translúcida junto à sericita; E: vênula de quartzo subédrico granular em microbrecha hidrotermal; F: detalhe de quartzo euédrico com <i>overgrowth</i> .. Escala: 100 µm.....	72
Figura 25 - Minerais acessórios encontrados em lâmina delgada: A) minerais identificados como zircões (NC); B) cristais semelhantes a allanita, porém, sofrendo alteração, sem propriedades ópticas conclusivas. Características semelhantes ao mineral substituído por opacos na figura 23 B. C) minerais identificados como rutilos em seção basal (NP), esse associa-se a prenhita.	74
Figura 26 - DRX e foto das amostras PTRC-FS-1A-13 (contendo labradorita) e PTRC-FS-1C-04 (contendo albita).	77

Figura 27 - Alteração sericítica na amostra PTRC-FS-1B-13. Macro (esquerda), micro a nicóis paralelos (direita superior) e micro a nicóis cruzados (direita inferior). Notar a relação do opaco (setas vermelhas) com a sericita. 79

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Reações fluido-rocha silicatada mais comuns nas alterações hidrotermais.	22
Tabela 2 - Resultados das leituras de raios-X para as amostras analisadas.....	75

LISTA DE SIGLAS

AM – Amazonas

Ag – Prata

Al – Alumínio

Au – Ouro

BA – Bahia

C – Carbono

Ca – Cálcio

CBMM – Companhia Brasileira de Metalurgia e Mineração

Ce – Cério

CILS – Complexo Intrusivo Lavras do Sul

Cl – cloro

CNPq – Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico

CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - Serviço Geológico do Brasil

Cu – Cobre

DNPM – Departamento Nacional de Produção Mineral

Dy – Disprósio

Er – Érbio

ESrg – Escudo Sul-rio-grandense

ES – Espírito Santo

ETR – Elementos Terras Raras

ETRL – Elementos Terras Raras Leves

ETRP – Elementos Terras Raras Pesados

Eu – Európio

EUA – Estados Unidos da América

F – Flúor

Fe – Ferro

Finep – Financiadora de Estudos e Projetos

Ga – Giga-anos

Gd – Gadolínio

GO – Goiás

Ho – Hólmio

IUPAC – International Union of Pure and Applied Chemistry (União Internacional de Química Pura e Aplicada)

Kg – Quilo

La – Lantânio

LED – Light Emitting Diode (Diodo Emissor de Luz)

LSIC – Lavras do Sul Intrusive Complex

Lu – Lutécio

MCTI – Ministério da Ciência, Tecnologia e Inovação

MEV – Microscopia Eletrônica de Varredura

MG – Minas Gerais

mg – miligramas

Mn – Manganês

Na – Sódio

Nd – Neodímio

O – Oxigênio

ORQUIMA S. A. – Indústrias Químicas Reunidas S. A.

Pm – Promécio

PPGCF – Programa de Pós-graduação em Ciências Farmacêuticas

PPGQ – Programa de Pós-graduação em Química

PPGTM – Programa de Pós-graduação em Tecnologia Mineral

ppm – Partes por milhão

Pr – Praseodímio

PR – Paraná

REE – Rare Earth Elements

SEM – Scanning Electron Microscopy

RJ – Rio de Janeiro

RS – Rio Grande do Sul

S – Enxofre

Sc – Escândio

Sm – Samário

Sn – Estanho

SP – São Paulo (estado)

Sr – estrôncio

Tb – Térbio

Th – Tório

Ti – Titânio

Tm – Túlio

TR – Terras Raras

U – Urânio

UFSM – Universidade Federal de Santa Maria

UNIPAMPA - Universidade Federal do Pampa

Y – Ítrio

Yb – Itérbio

Z – Número Atômico

Zn – Zinco

Zr – Zircônio

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	18
2	ESTADO DA ARTE.....	20
	2.1 Metassomatismo Alcalino (Potássico e Sódico).....	22
	2.2 Alteração Sericítica.....	23
	2.3 Alteração Argílica.....	23
	2.4 Alteração Argílica Avançada.....	23
	2.5 Alteração Propilítica	24
	2.6 Albitização	25
	2.7 Silicificação	25
	2.8 Saussuritização.....	25
	2.9 Carbonatação	25
3	ÁREA DE ESTUDO.....	27
	3.1 Localização e Acesso	27
	3.2 Geologia Regional	30
	3.3 Geologia Local.....	36
4	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	40
5	OBJETIVOS.....	43
	5.1 Gerais	43
	5.2 Específicos	43
6	JUSTIFICATIVA.....	44
7	Teoria dos Métodos e Técnicas.....	45
	7.1 Microscopia Óptica.....	45
	7.2 Difratomia de Raios-X.....	45
8	MATERIAIS E MÉTODOS	47
	8.1 Atividades de campo.....	47
	8.2 Descrição de Testemunhos de Sondagem.....	48
	8.2.1 Seleção das Amostras.....	49
	8.3 Análise Petrográfica Microscópica	49
	8.4 Difratomia de Raios-X.....	50
9	RESULTADOS.....	51

9.1	Estudo de Campo	51
9.2	Petrografia do Protólito.....	57
9.3	Descrição de Testemunhos de Sondagem.....	58
9.4	Descrição em Seção Delgada.....	69
9.5	Difratometria de Raios-X.....	75
9.5.1	Relações Macro e Microscópicas dos Minerais de Alteração.....	78
9.6	Alteração Sódica	81
9.7	Alteração Sericítica.....	82
9.8	Alteração Silícica	83
10	Considerações Finais.....	85
	REFERÊNCIAS	87

1 INTRODUÇÃO

O presente trabalho é um subprojeto do projeto “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)”, processo 405806/2013-2, contemplado na Chamada Nº. 76/2013 MCTI/CNPq/CT-Mineral – APOIO AO DESENVOLVIMENTO TECNOLÓGICO EM TERRAS RARAS.

A região de Lavras do Sul caracteriza-se pela pesquisa, mineração e garimpo de ouro. Os registros mais antigos sobre estas atividades no município estão contidos em Carvalho (1932 *apud* MEXIAS *et al.* 2007), que relata a história da descoberta e exploração do Au e Ag em Lavras do Sul, e segundo o qual a produção desses metais variava de 500g a 2 kg por mês, com teor de pureza de 80% de Au e 20% de Ag, entre o fim do Século XVIII e início do Século XIX.

A área de estudo escolhida para o desenvolvimento desse trabalho está localizada na cidade de Lavras do Sul (RS) e engloba as minas Cerrito do Pires e Cerrito do Rezende. A área possui 1,62 Km², situa-se à imediatamente a nordeste da cidade-sede do município, às bordas desta, e engloba as antigas frentes de lavra das minas de Au Cerrito do Pires e Cerrito do Rezende. Geologicamente situa-se sobre a porção central do Complexo Intrusivo Lavras do Sul (592±5 Ma), constituído de rochas predominantemente monzograníticas de afinidade shoshonítica, segundo estudos anteriores. Esse complexo intrusivo apresenta zonação composicional inversa, e é constituído também por sienogranitos, monzonitos, dioritos, monzodioritos e granitos.

As rochas do Granito Lavras (GL) foram afetadas por eventos hidrotermais que alteraram as rochas da área (granodioritos e monzogranitos shoshoníticos) e deram origem às mineralizações de Au, Ag e Cu. O ouro contido nas mineralizações das Minas Cerrito se apresenta sob forma de pirita aurífera, sendo a oxidação dessa pirita, por processo de alteração supergênica, responsável pela liberação do conteúdo de ouro, o que ocorre somente nas porções mais superficiais, no solo (MINERAR CONSULTORIA).

Os fluidos geradores desse hidrotermalismo podem ter afetado a distribuição de ETR na rocha, visto que, por mais que os TR sejam elementos imóveis, tendendo a permanecer na rocha quando esta é submetida à hidrotermalismo ou metamorfismo, esses podem ser remobilizados durante esses eventos em forma de complexos de F⁻, Cl⁻, (SO⁴)²⁻, (CO³)²⁻, dentre outros (TEIXEIRA & BOTELHO, 2006), o que deverá ser analisado em trabalhos futuros nessa área, dando continuidade a este.

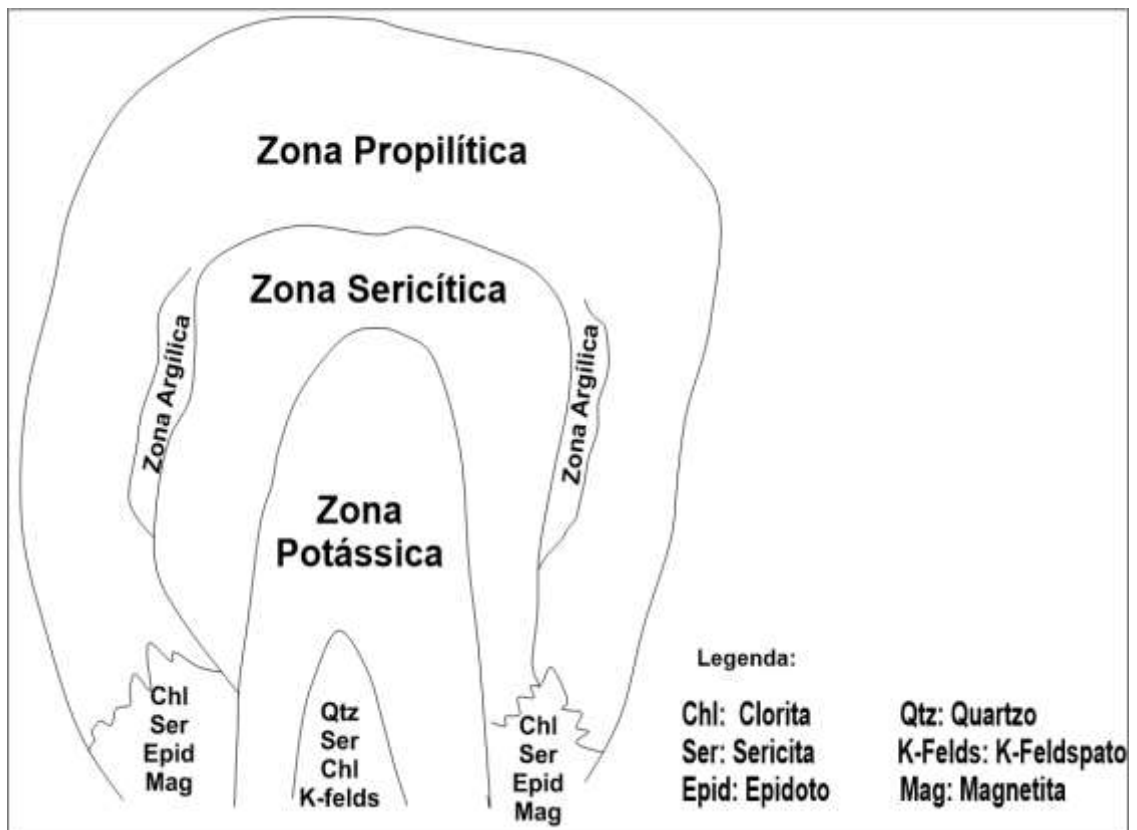
Neste trabalho buscou-se definir os diferentes tipos de alteração hidrotermal incidentes no alvo Cerrito, suas respectivas paragêneses e a sucessão das mesmas e a relação entre os processos de alteração e o desenvolvimento das mineralizações.

2 ESTADO DA ARTE

Alteração hidrotermal pode ser descrita como o processo de transformações químicas, mineralógicas e texturais resultantes da interação de fluidos aquosos quentes (50-500 °C), sob determinadas condições físico-químicas, com rochas nas quais percola homoganeamente ou em fissuras (MISAS, 2010). Em todos os ambientes geológicos os fluídos exercem um importante papel nos processos de mineralização e têm se tornado assunto de diversos estudos (COUTINHO & FALLICK, 2008).

As assembleias de minerais de alteração hidrotermal geralmente se formam em halos ou zonas em torno da fonte (Figura 1) ou do conduto. As zonas de alteração são definidas pelas assembleias mineralógicas de alteração e ocorrem de forma previsível, inclusive entorno de muitos tipos de depósitos minerais, permitindo a criação de modelos geológicos a partir desses padrões. Os minerais alterados geralmente ficam com um aspecto apodrecido, terroso e, às vezes, é difícil de ser distinguida da alteração supergênica em campo, ou pode até mesmo ser mascarada por um posterior processo de intemperismo.

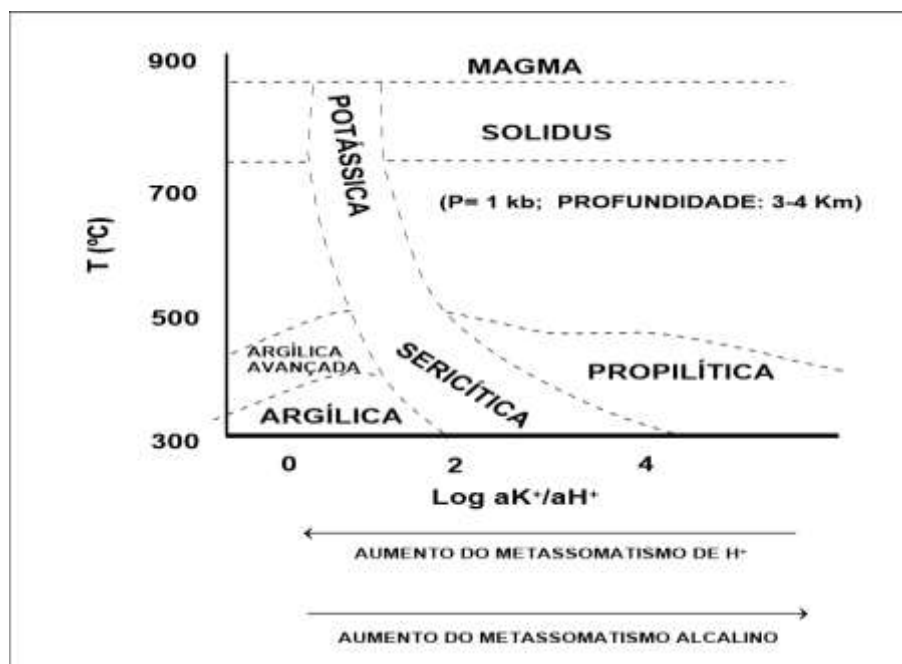
Figura 1 - Zoneamento de alteração hidrotermal em depósitos do tipo pórfiro cuprífero, segundo modelo Lowell-Guilbert.



Fonte: Extraído e modificado de Misas (2010).

A alteração hidrotermal ocorre sob diferentes condições de temperatura, pressão e razão aK^+/aH^+ (atividade de potássio e hidrogênio) do sistema (MISAS, 2010). Com a evolução desses sistemas hidrotermais, a razão aK^+/aH^+ diminui, assim como a temperatura e a pressão, gerando um padrão gradual (Figura 2). Porém, variações na razão aK^+/aH^+ e nas condições de pressão e temperatura e sobreposição de eventos magmáticos e/ou hidrotermais sucessivos podem sobrepor e interpenetrar diferentes tipos e zonas de alteração hidrotermal, e dificultando a distinção dessas zonas. Variações importantes podem decorrer também da composição, reatividade e permeabilidade da rocha, do tipo de estrutura percolada, da mistura de fluidos de diferentes naturezas.

Figura 2 – Gráfico da evolução dos principais alterações hidrotermais em função da temperatura e da atividade de potássio e hidrogênio do fluido.



Fonte: Extraído de Misas (2010).

O arranjo sistemático de zonas de alteração hidrotermal, assim como o reconhecimento desse arranjo (assembleias de alteração hidrotermal e suas relações zonais de campo), pode fornecer informações úteis na exploração mineral e, em alguns casos, conduzir ao reconhecimento de terrenos favoráveis à ocorrência de depósitos minerais.

Uma série de alterações hidrotermais são comumente reconhecidas, dentre as quais: alteração potássica, alteração propilítica, alteração sericítica, alteração argílica, alteração

argílica avançada, alteração de silicificação, dentre outras (Tabela 1). As principais alterações estão apresentadas a seguir.

Tabela 1 - Reações fluido-rocha silicatada mais comuns nas alterações hidrotermais.

Formação de feldspato potássico secundário: Plagioclásio + K^+ → feldspato potássico + (Na^+ , Ca^{+2})
Formação de biotita secundária: Hornblenda + (H^+ , Mg^{2+} , K^+) → biotita + (Na^+ , Ca^{+2})
Sericitização do feldspato potássico: $3KAlSi_3O_8 + 2H^+ \rightarrow KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 6SiO_2 + 2K^+$
Caulinitização da sericita: $4KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 6H_2O + 4H^+ \rightarrow 3Al_4Si_4O_{10}(OH)_8 + 4K^+$
Alunitização da sericita: $KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 4H^+ + 2(SO_4)^{-2} \rightarrow KAl_3(SO_4)_2(OH)_6 + 6SiO_2$
Alunitização da caulinita: $3Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 2K^+ + 6H^+ + (SO_4)^{-2} \rightarrow 2KAl_3(SO_4)_2(OH)_6 + 6SiO_2 + 3H_2O$
Cloritização da biotita: Biotita + H^+ → clorita + quartzo + K^+
Epidotização e albitização do plagioclásio: Plagioclásio + quartzo + H_2O + Na^+ → epidoto + albita + H^+

Fonte: Extraído de Misas (2010).

2.1 Metassomatismo Alcalino (Potássico e Sódico)

Esse tipo de alteração se dá pela substituição de feldspatos e quartzo ígneos por feldspatos secundários potássicos (microclinitização) ou calco-sódicos/albita (albitização), resultando em núcleos de plagioclásio com bordas de feldspato potássico, e vice-versa, vênulas de feldspato potássico em plagioclásio, texturas de dissolução (MISAS, 2010), muscovitização da biotita (na albitização).

Essas alterações ocorrem pela ação de fluidos alcalinos altamente salinos, com temperaturas de 800-600 °C, liberados ao fim da consolidação de magmas. Esses promovem reações químicas de troca (especialmente Na^+ por K^+ e K^+ por Na^+) e crescimento *subsolidus* de novas fases minerais (tabela 1).

Na alteração potássica de silicatos, a temperaturas de 450-600 °C, plagioclásio e minerais máficos são substituídos. As associações minerais características dessa alteração são feldspato potássico, biotita, quartzo (intersticial), clorita e/ou magnetita, podendo estar presentes albita, sericita, anidrita, apatita, magnetita, rutilo e sulfetos.

2.2 Alteração Sericítica

Trata-se do tipo de alteração hidrotermal mais comum, presente na maioria dos depósitos hidrotermais. A liberação de H^+ pelo metassomatismo alcalino causa uma redução da razão álcalis/ H^+ , induzindo a decomposição de feldspatos em presença de H^+ , OH^- , K e S (MISAS, 2010) (Tabela 1). Geralmente, na alteração sericítica ocorre mistura de fluidos hidrotermais e fluidos meteóricos. A alteração quartzo-sericítica ocorre na faixa de pH entre 5 e 6 a temperaturas acima de $250^{\circ}C$.

Sulfetos, quartzo e micas brancas (muscovita, paragonita, fengita, fuchcita, roscoelita) compõem as fases residuais das reações químicas. Dentre os minerais que compõe a paragênese dessa alteração estão sericita, ilita, opala, quartzo, pirita e clorita, com predomínio de sericita.

2.3 Alteração Argílica

Fase tardia dos sistemas hidrotermais, essa alteração é formada pela decomposição de feldspatos em argilominerais e finos filossilicatos, tais como caulinita, ilita, montmorillonita e dickita, em condições de alta acidez, baixas temperaturas (100 a $300^{\circ}C$) e baixa atividade de íons alcalinos (Tabela 1). Essa alteração ocorre na faixa de pH entre 4 e 5 e pode coexistir com alunita em pH entre 3 e 4. A caulinita se forma a temperaturas abaixo de $300^{\circ}C$, ($<150^{\circ}$ - $200^{\circ}C$). Acima dos $300^{\circ}C$ a fase estável é a pirofilita.

A associação mineralógica mais comum da alteração argílica se compõe de caulinita, sericita e pirita, além de, esmectita, pirofilita, opala.

2.4 Alteração Argílica Avançada

Caracterizada por uma paragênese mineral composta principalmente por quartzo residual (“vuggy sílica”), podendo estar acompanhada ou não por alunita, jarosita, caulim, esmectita, pirita e pirofilita. A temperaturas superiores a $350^{\circ}C$ pode ocorrer andalusita com quartzo.

A alteração argílica avançada, segundo Misas (2010), é causada por um fluido magmático oxidado, com alto conteúdo de enxofre e pouca mistura de fluidos meteóricos, e

encontram-se, tipicamente, em sistemas epitermais (50 a 200 °C) com alta concentração de enxofre, assim como em sistemas porfiríticos e na parte mais interna de veios mineralizados em metais de base. Ocorre em ampla faixa de temperatura, porém em condições limitadas de pH (entre 1 e 3,5).

2.5 Alteração Propilítica

A alteração propilítica ocorre geralmente como halo gradacional e distal de uma alteração potássica, gradando desde associações actinolita-biotita à actinolita-epidoto, na zona propilítica propriamente dita.

Esta característica zonal e gradacional é reflexo de um gradiente termal decrescente desde o núcleo termal (alteração alcalina) até as porções não afetadas pelo hidrotermalismo. A presença de actinolita (280°-300°C) pode ser indicador da zona de alteração propilítica interior.

Esta alteração se forma sob condições de pH neutro a alcalino à faixas de temperatura baixa (200°-250°C), e atuam em porções mais profundas da rocha hospedeira. Na alteração propilítica H₂O, CO₂ e, de forma localizada, S, são adicionados ao sistema.

Nesse tipo de alteração, a paragênese mineral se deve essencialmente à composição química da rocha e não do fluido, diferentemente da cloritização, albitização e epidotização, produzidas predominantemente em função da composição química do fluido. Via de regra, silicatos ferro-magnesianos são alterados para clorita e epidoto, e os plagioclásios se alteram para calcita, epidoto e quartzo (Tabela 1).

A assembleia mineralógica dessa zona é caracterizada pela associação de clorita e epidoto, acompanhados ou não por clorita, albita, além de sericita, feldspato potássico, carbonato de Fe e/ou Mg e pirita subordinados, podendo ocorrer também quartzo, óxidos de ferro, zeolitas, montmorillonita e actinolita. Em zonas mais distais se observam associações de epidoto-clorita-albita-carbonatos, gradando a zonas progressivamente mais ricas em clorita e zeolitas hidratadas formadas a baixas condições de temperatura.

2.6 Albitização

Normalmente associada com a alteração propilítica de alta temperatura, este tipo de alteração ocorre, em geral, como substituição seletiva de plagioclásios por albita, estando presente em sua paragênese também a actinolita.

2.7 Silicificação

A silicificação de uma rocha envolve lixiviação ácida intensa e introdução de sílica livre no sistema e o maior grau de hidrólise possível em um sistema hidrotermal (MISAS, 2010), resultando na completa destruição da mineralogia (e textura) original da rocha hidrotermalizada, que é substituída por quartzo microcristalino, podendo estar associado também à hematita, pirofilita, alunita, sulfetos, além de feldspatos reliquiais. É um tipo de alteração frequente em núcleos de domos vulcânicos, assim como nas brechas e nos tufo, também em rochas plutônicas epizonais (estruturada em *stockworks*) e em sistemas epitermais de alta sulfetação. Nas alterações epitermais no topo de depósitos do tipo pórfiro, essa alteração é rica em sulfetos e é comum que se encontre associada a alterações sericitica e alcalina.

2.8 Saussuritização

Processo através do qual os feldspatos são alterados para uma mistura de zoisita, clinozoisita ou epidoto, finamente divididos, acompanhados por albita, quartzo, calcita, clorita e, ocasionalmente, granada.

Os plagioclásios mais cálcicos perdem Ca e Al, gerando albita e, normalmente, pequenos cristais de epidoto, sericita, carbonato, podendo ocorrer também clorita (gerando aspecto poiquilítico), escapolita, prehnita, zeólitas, alofano, montmorillonita e caulinita.

2.9 Carbonatação

Caracterizada por calcita, dolomita, ankerita, siderita, com maior ou menor sericita, pirita e/ou albita.

Os carbonatos ocorrem numa ampla faixa de temperatura e pH, associados com caulinita, clorita e minerais calciossilicatados. Carbonatos de Fe-Mn (siderita-rodocrosita)

coexistem com caulinita e illita, enquanto que carbonatos mistos de Ca-Mn-Mg-Fe (rodocrosita-ankerita-kutnahorita-dolomita) ocorrem com illita e clorita. Já carbonatos de Ca-Mg (dolomita-calcita) ocorrem com clorita e minerais calciossilicatados.

Esta zonação é interpretada como produto da mobilidade decrescente de Fe, Mn e Mg a pH progressivamente mais alcalino, sendo que os carbonatos podem aparecer em todo tipo de ambiente hidrotermal. Zonação de carbonatos, em função de pH incremental, é observado em muitos sistemas hidrotermais.

3 ÁREA DE ESTUDO

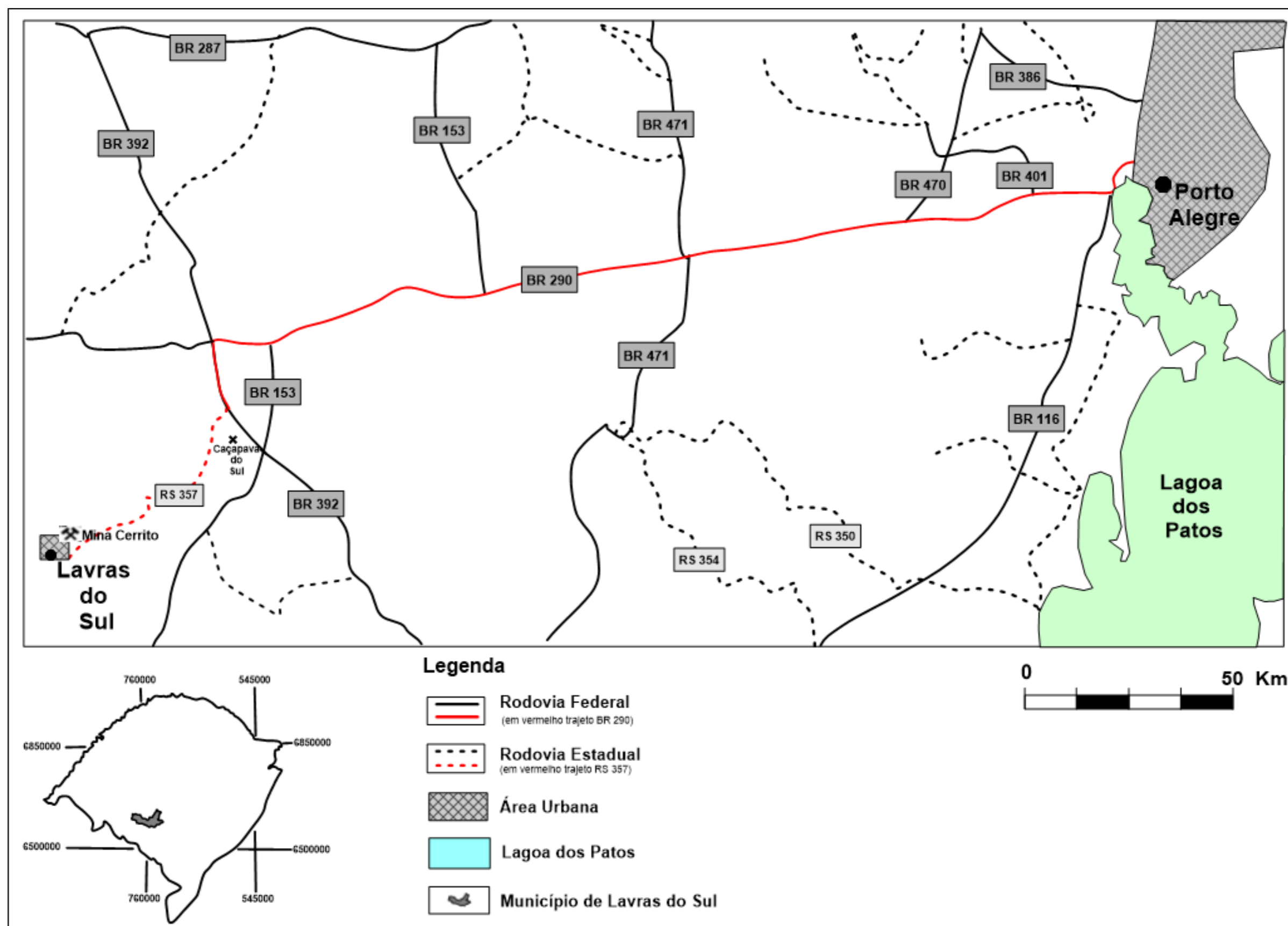
3.1 Localização e Acesso

A área de estudos localiza-se no município de Lavras do Sul (RS), cidade localizada na microrregião da Campanha Meridional, sudoeste rio-grandense. Lavras do Sul se distancia de Porto Alegre 300 km em direção sudoeste (Figura 3).

O percurso entre Porto Alegre e Lavras do Sul pode ser realizado pela BR-290, seguindo esta até o entroncamento com a BR-392, a partir de onde se toma esta BR, seguindo-a em sentido sul até a cidade de Caçapava do Sul (RS). Toma-se, então, a RS-357, seguindo 62,5 Km em sentido sudoeste, chegando à cidade de Lavras do Sul (Figura 5), onde se localiza a área de estudos.

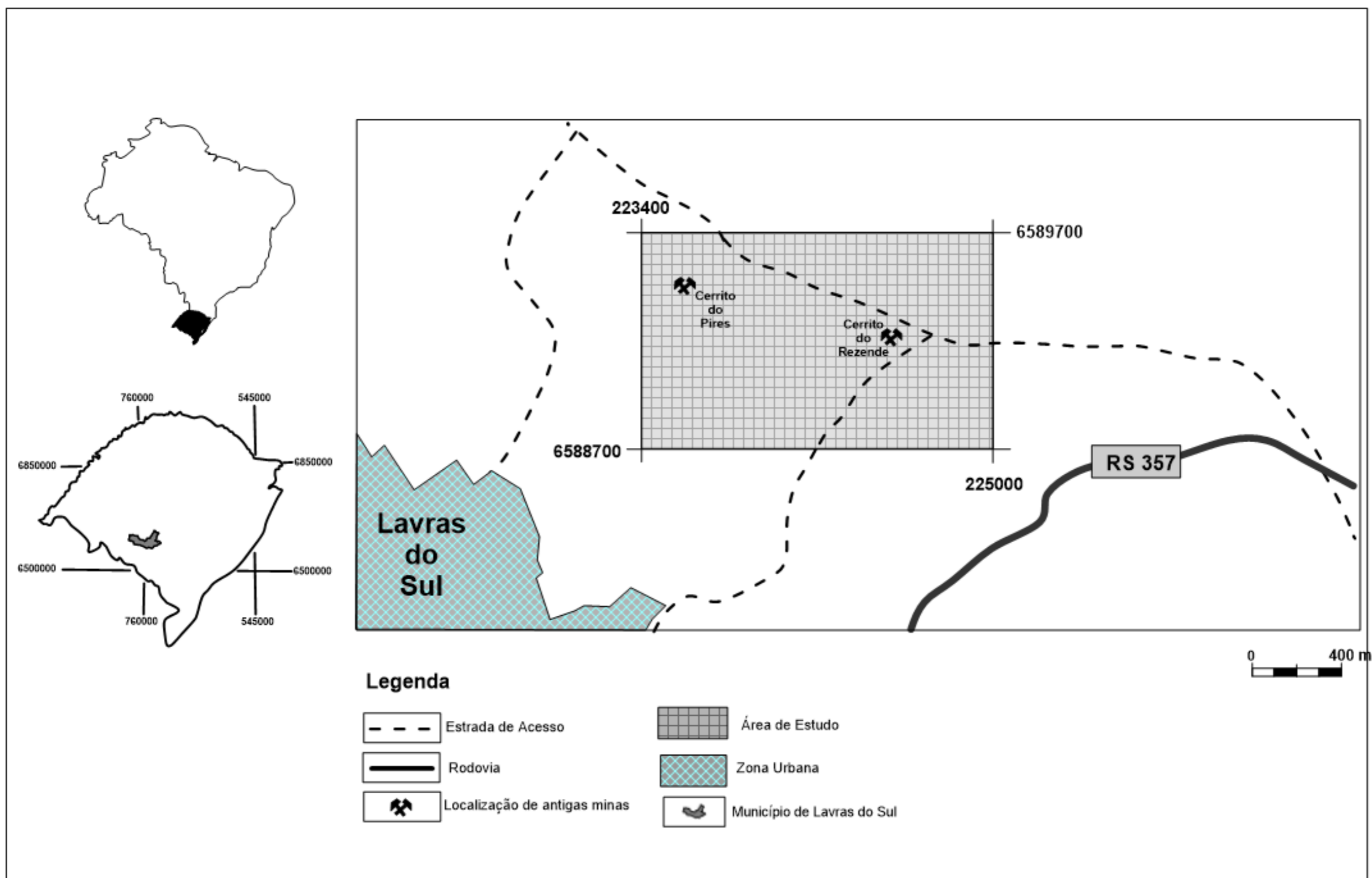
A área de estudos fica delimitada pelos vértices de coordenadas 223400 m E/6589700 m S e 225000 m E/6588700 m S (Zona 22 J, WGS 84) e inserida na folha Lavras do Sul (SH 22-Y-A-IV-3MI), perfazendo um total de 1,6 Km² (Figura 4). Geologicamente essa área está situada sobre a Zona Central (granodioritos e monzogranitos) do Granito Lavras, segundo os limites geológicos estabelecidos por Gastal *et al*, 2015.

Figura 3 - Mapa de acesso da área de estudos.



Fonte: Autoria Própria. Bases cartográficas: Google Earth, Google Maps, Carta Topográfica do Exército (Folha SH-22-Y-A-IV-3).

Figura 4 - Mapa de localização da área de estudos.



Fonte: Autoria própria. Bases cartográficas: Google Earth, Google Maps, Carta Topográfica do Exército (Folha SH-22-Y-A-IV-3).

3.2 Geologia Regional

A Bacia do Camaquã está localizada no Escudo Sul-rio-grandense, alongada em direção NE-SW, às margens do Cinturão Dom Feliciano e do Cinturão Tijucas. A sedimentação da Bacia do Camaquã registra em seus, aproximadamente, 11 km de rochas sedimentares (ALMEIDA *et al.*, 2012) a evolução dos estágios tardi e pós-colisionais da Orogênese Brasileira do Cinturão Dom Feliciano, entre 630 e 510 Ma (PAIM *et al.*, 2014).

Esta bacia está dividida em cinco sub-bacias limitadas por feições estruturais, sendo estas Boicí-Piquiri, Guaritas, Santa Bárbara, Ramada e Taquarembó (PAIM *et al.*, 2014), sendo a Sub-bacia Santa-Bárbara a de maior interesse para este estudo, visto que a área de estudos pertence à mesma (Figura 5). Este autor definiu ainda quatro unidades tectono-sedimentares, limitadas entre si por discordâncias angulares ou erosivas, correspondentes aos grupos Maricá, Bom Jardim, Santa Bárbara e Guaritas, referidas pelo autor como alogrupos (Figura 6). Esta sucessão registra menor deformação da base para o topo, evoluindo de um contexto tectônico compressivo ou transpressivo (Grupo Maricá e Grupo Bom Jardim) para um contexto transcorrente sinistral/transtracional (CHEMALE Jr., 2000).

A evolução da Bacia do Camaquã é representada pela continentalização da bacia, refletida pela deposição de ambiente marinho na porção basal (Grupo Maricá) evoluindo gradativamente para ambientes continentais: i) lacustre profundo (Grupo Bom Jardim); ii) lacustre raso, fluviais, fluvio-deltáicos (Grupo Santa Bárbara), culminando com; iii) eólico, fluvial e lacustre raso (Grupo Guaritas).

As unidades vulcânicas da Bacia do Camaquã, diferenciadas em três grandes episódios magmáticos, também refletem essa evolução tectônica. O primeiro evento é referente a magmatismos toleíticos e cálcio-alcinos alto-K a shoshoníticos (Formação Hilário), evoluindo a vulcanismo bimodal alcalino a peralcalino sódico (Vulcanismo Acampamento Velho), indicando a progressiva estabilização da crosta, culminando com magmas mantélicos básicos alcalinos extraídos da base da crosta recém-formada durante uma última fase distensiva (Vulcanismo Rodeio Velho) (WILDNER *et al.*, 1997 *apud* PAIM *et al.*, 2014).

O Grupo Maricá (Figura 6) é a unidade basal da Bacia do Camaquã e corresponde a uma sucessão de arenitos, conglomerados, turbiditos e ruditos que se depositaram em ambiente costeiro sob influência de ciclo transgressivo-regressivo. Essas sucessões correspondem às formações Passo da Promessa, São Rafael e Arroio América de Pelosi & Fragoso-Cesar (2003). Almeida *et al.* (2012), assumiu um intervalo entre 601 e 592 Ma para a deposição do Grupo Maricá, enquanto Paim *et al.* (2014) assumiu (baseado em datações de Almeida *et al.*, 2012 e

de Borba *et al.*, 2008) que a deposição desses sedimentos teria ocorrido entre 630 e 600 Ma, sendo seus sedimentos provenientes de terreno granito-gnáissico Paleo-proterozoico (BORBA, 2006).

O Grupo Bom Jardim (Figura 6) é uma sucessão vulcano-sedimentar gerada em ambientes continentais subaquáticos e subaéreos (JANIKIAN *et al.*, 2003) e depositada em bacias transcorrentes de *back-arc* (bacias Bom Jardim Oeste e Bom Jardim Leste, separadas pelo Alto de Caçapava do Sul). Estima-se que a deposição dessas sequências tenha ocorrido entre 593 ± 6 Ma e $580 \pm 3,6$ Ma, segundo Paim *et al.* (2014), com processos vulcânicos e sedimentares contemporâneos, e foi associada a fases tardi-orogênicas do Cinturão Dom Feliciano. Este grupo registra deposição siliciclástica e vulcanoclástica, fluxos piroclásticos e de lava, além de intrusões hipoabissais, com termos vulcânicos dominantes na Sub-bacia Santa Bárbara (arredores de Lavras do Sul), com diminuição gradativa das lavas em detrimento do aumento de rochas piroclásticas, vulcanoclásticas e siliciclásticas (nesta sequência) em sentidos norte, leste e sudeste. A Formação Hilário de 590 ± 5.7 Ma (JANIKIAN *et al.*, 2008) e 591 ± 3.0 Ma para os lamprófiros (idade U-Pb, ALMEIDA *et al.*, 2012) é constituída de olivina-basaltos porfíricos até termos riolíticos, com predominância de termos de composição intermediária, assinatura geoquímica cálcio-alcalina alto-K a shoshonítica. Estas rochas de origem vulcânica são co-magmáticas ao Complexo Intrusivo Lavras do Sul (CILS) (BORBA, 2006), e contextualiza a evolução geológica da área de estudos, bem como de todo o CILS.

O Grupo Santa Bárbara (Figura 6) é uma sucessão vulcanossedimentar pós-orogênica que preencheu duas bacias do tipo rifte (Santa Bárbara Leste e Santa Bárbara Oeste) entre 574 ± 7 e 549 ± 5 Ma (PAIM *et al.*, 2014). Este inclui as formações Acampamento Velho (Inferior e Superior), Santa Bárbara, Santa Fé, Serra dos Lanceiros e Segredo, da base para o topo (ALMEIDA *et al.*, 2012). O vulcanismo Acampamento Velho é bimodal e se manifesta por depósitos efusivos (fluxos de lava básica na base da sucessão) e explosivos (ignimbritos, piroclastos, lavas riolíticas até o topo da sucessão), com domínio dos termos piroclásticos ácidos (ALMEIDA *et al.*, 2012) e plutônicos epizonais (PAIM *et al.*, 2014). Idades de 549.3 ± 5 Ma para os riolitos da Formação Acampamento Velho da região do Platô da Ramada foram mencionadas por Sommer *et al.* (2005). Já Janikian *et al.* (2004) obteve idades de 574 ± 7 Ma para os riolitos da Sub-Bacia da Ramada e de $544,2 \pm 7$ (JANIKIAN *et al.* 2012) para os *lapilli* tufos do Platô Taquarembó. Almeida *et al.* (2012) determinou a idade U-Pb de 553 Ma para a base da Formação Acampamento Velho e de 545,1–546,9 Ma para a sequência riolítica, e menciona ainda o intervalo entre 553-549 Ma para o desenvolvimento do evento que deu origem a essa formação. O intervalo sedimentar do Grupo Santa Bárbara compreende arenitos

e conglomerados intercalados de forma abrupta com pacotes areno-pelíticos (PAIM *et al.*, 2014), além de turbiditos, padrão decorrente da interação de leques deltaicos e deltas de planície com lagos rasos, para o qual os dois primeiros progradavam.

O Grupo Guaritas (Figura 6) é o registro do último episódio tectono-sedimentar da Bacia do Camaquã, ocorrido entre 547 e 510 Ma. Constitui-se das formações Pedra Pintada, Rodeio Velho e Varzinha. A Formação Pedra Pintada é constituída de seqüências de sedimentação eólica e aluvial depositadas entre 535 e 522 Ma (PAIM *et al.*, 2014). Essas estão intercaladas (na base) às rochas vulcânicas da Formação Rodeio Velho e então, sobrepostas pelas seqüências fluviais, lacustres e eólicas da Formação Varzinha (depositadas entre 520 a 510 Ma, segundo Paim *et al.*, 2014). A Formação Rodeio Velho, segundo Almeida *et al.* (2012), ocorre entre 547 e 535 Ma, tomando como base as idades U-Pb obtidas por esta autora (547 Ma), e por Hartmann *et al.* (2008) (535 Ma). Este evento registra o início da fase distensiva da Bacia do Camaquã (fase pós-tectônica) e se manifesta por diques e derrames de rochas intermediárias a básicas, apresentando lavas de derrames *pahoehoe* e *aa*, intensamente vesiculados no topo do derrame. A contemporaneidade do vulcanismo à sedimentação da Formação Pedra Pintada está evidenciada na forma de diques clásticos e peperitos. As fácies eólicas abundantes e a natureza efêmera dos depósitos lacustres e fluviais remetem a um paleo-ambiente deposicional árido a semiárido, o que é apontado por De Ros *et al.*, (1994 *apud* PAIM *et al.*, 2014).

Falhas regionais de direção N15-25°E se concentram a leste do CILS, segmentando a Bacia do Camaquã e delimitando as suas unidades entre si e entre essas e as porções do embasamento (Figuras 6 e 7). Essas zonas de falhas são, predominantemente, sinistrais e formam um conjunto denso. Além dessas, a noroeste-oeste do CILS, se estendendo até ao norte dessa unidade, outro conjunto de falhas de direção NE-SW está presente. Esse possui atitude N45-55°E, também sinistral, e segmenta e desloca o Granito Jaguarí (Figura 7). Além dessas, se encontram no ESrg importantes conjuntos de falhas regionais N65-70°W, N45-60°W, N50-60°E e N85°E.

Figura 5 – Contexto Geológico Regional: Sub-bacias da Bacia do Camaquã e demais unidades geológicas.

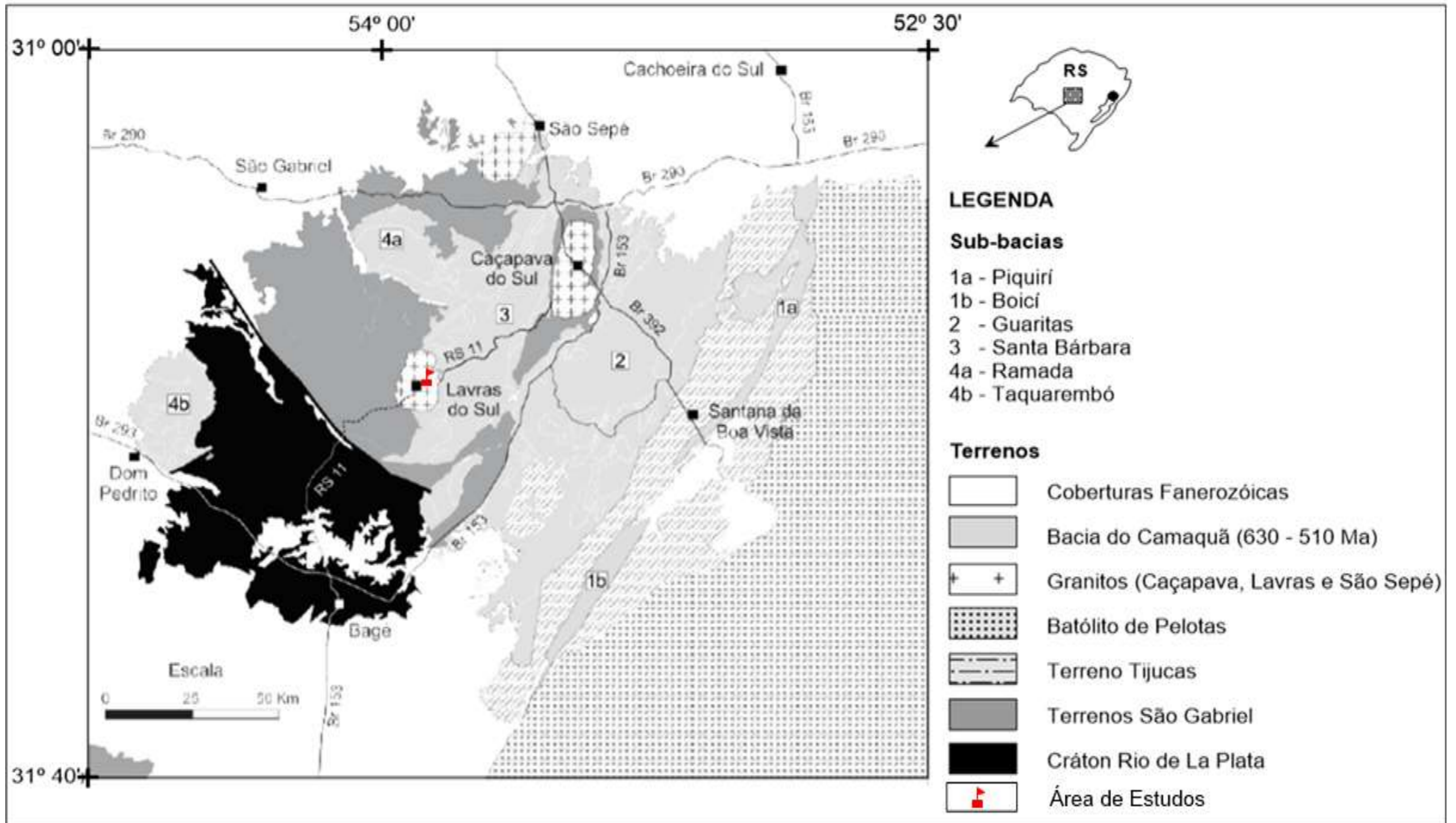
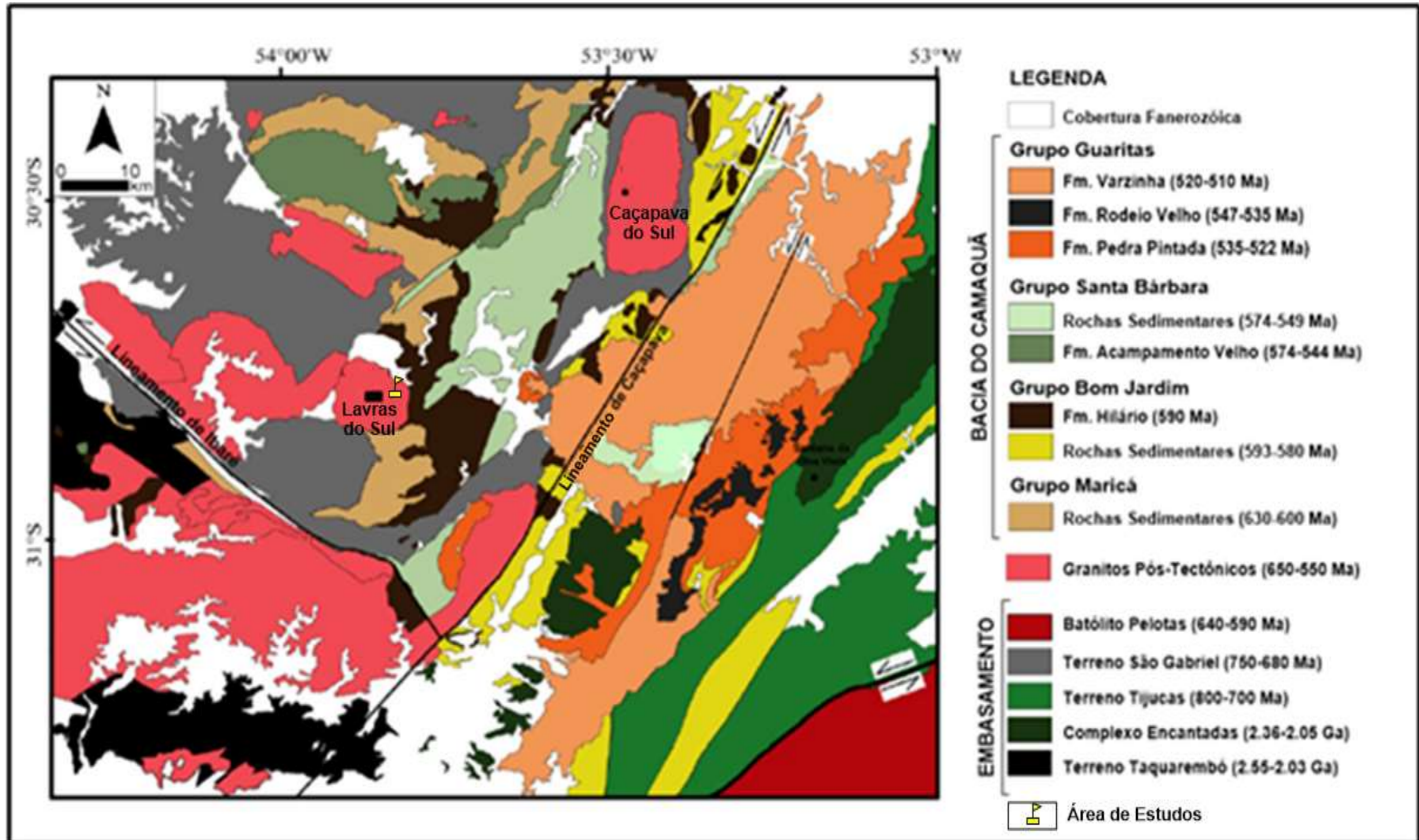
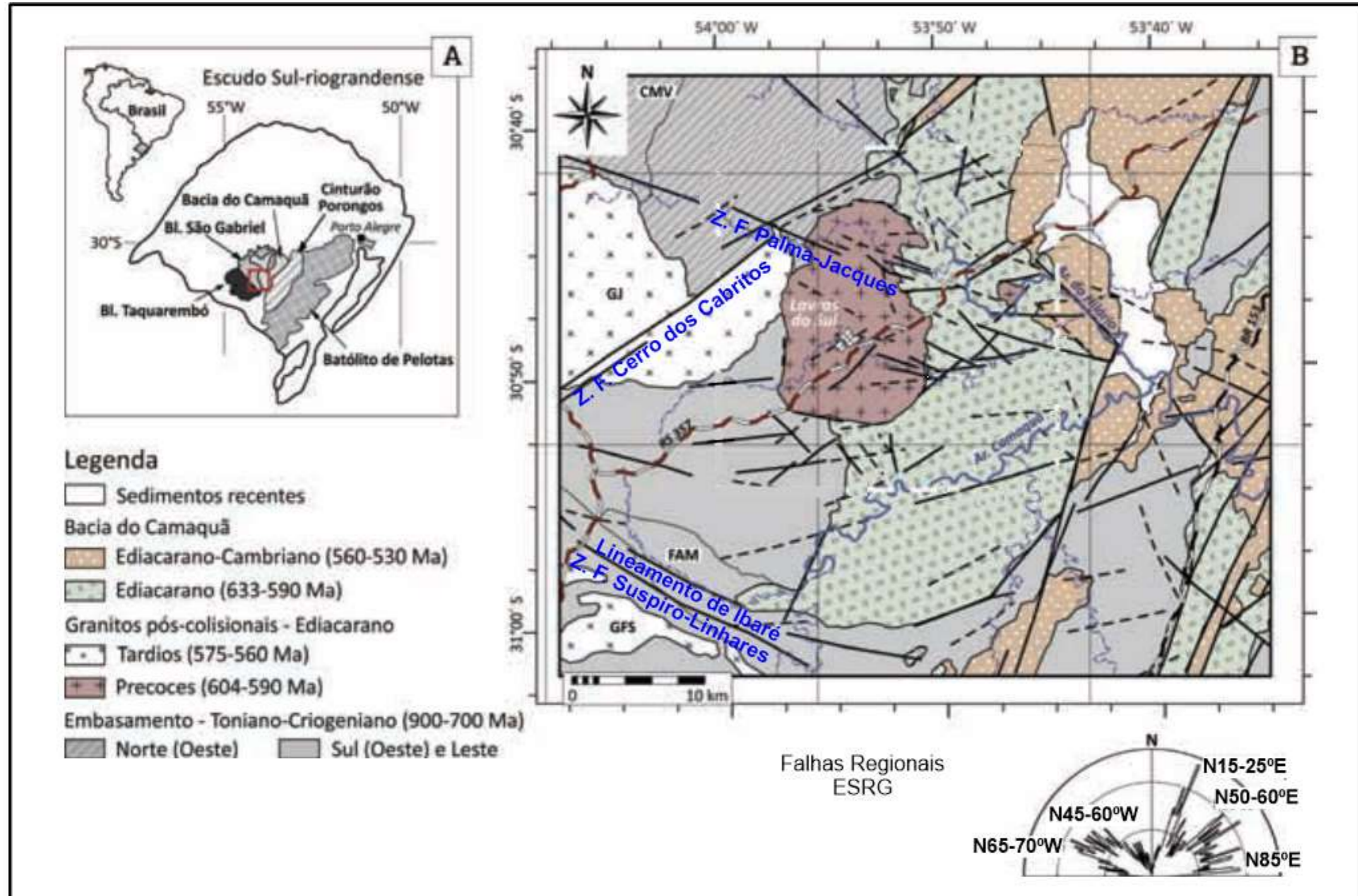


Figura 6 - Unidades tectono-sedimentares da Bacia do Camaquã e unidades do ESRG.



Fonte: Modificado de BICCA (2013).

Figura 7 - Falhas, zonas de falhas e lineamentos regionais do ESRG, enfatizando a região de Lavras do Sul.



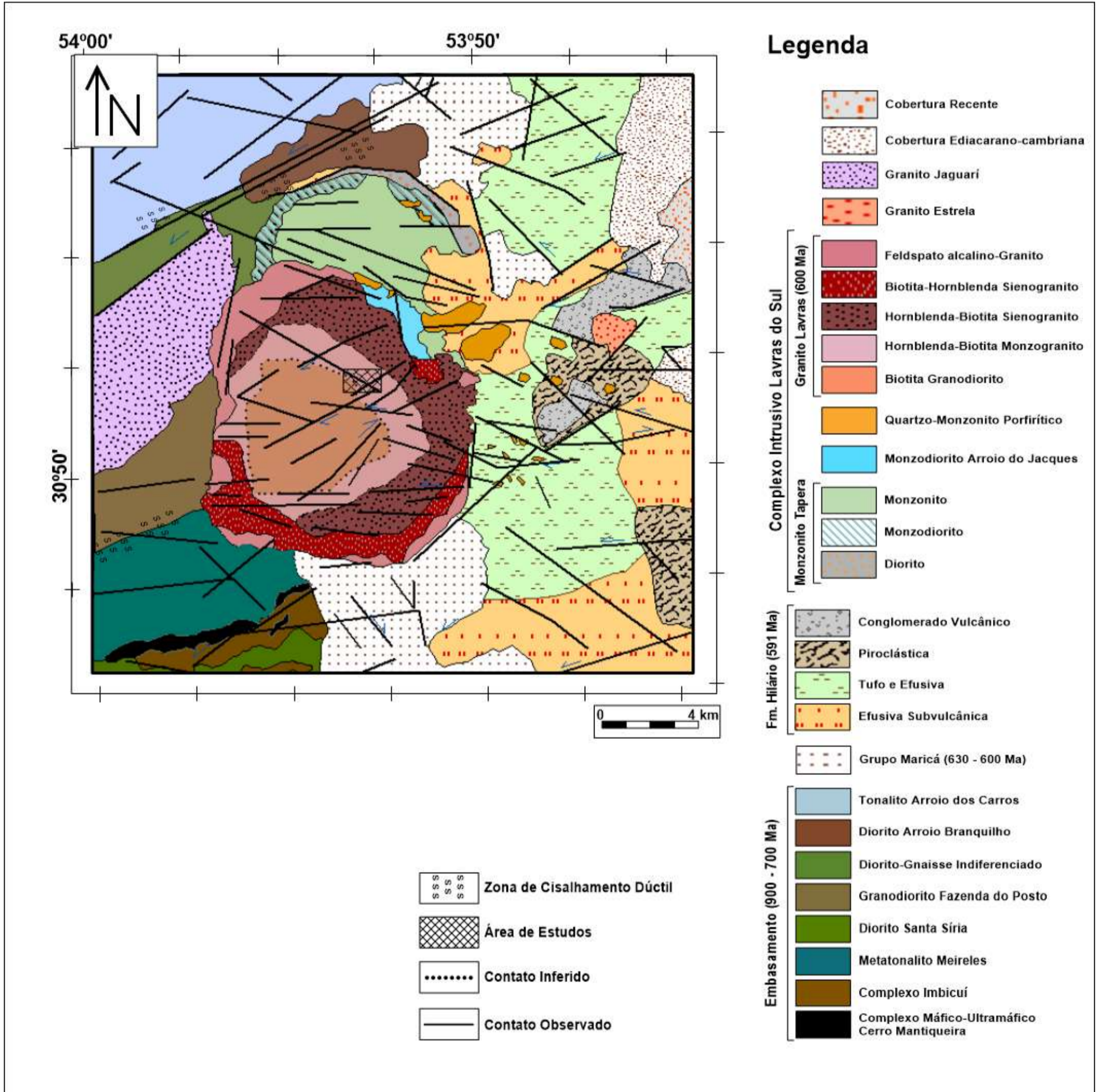
Essas falhas de direção NE-SW têm suas extremidades SW delimitadas pelo Lineamento de Ibaré (Figuras 6 e 7), interpretado como um limite de terrenos geológicos, e é coincidente e subparalelo a uma zona de falhas regionais de cisalhamento dúctil-rúpteis subverticais dextrais de direção NW-SE (Zona de Falhas Suspiro-Linhares – Figura 7). O Lineamento de Ibaré e a zona de falhas coincidente se localizam a SW do Granito Jaguarí, se estendendo a oeste e a sul do mesmo. Outras importantes zonas de falhas regionais de direção NW-SE se localizam a N-NW do Granito Jaguarí e do CILS, sendo que este é seccionado por uma dessas zonas de falhas (Zona de Falhas Palma-Jacques, segundo GASTAL *et al.*, 2015 – Figura 7).

Corpos intrusivos com idades magmáticas entre 560 e 540 Ma estão distribuídos ao longo de todo o ESRG e têm sua evolução vinculada, ao menos espacialmente, à da Bacia do Camaquã (BORBA, 2006 – Figura 6), sendo essas intrusões contemporâneas às rochas da Formação Acampamento Velho. Dentre essas estão a Suíte Granítica Santo Afonso e Suíte Granítica Saibro, os granitoides alcalinos São Sepé, Ramada, Cerro da Cria, Jaguarí, Complexo Intrusivo Caçapava do Sul, intrusivos no Domínio São Gabriel, e granitoides da Suíte Granítica Dom Feliciano, intrusivo no Domínio Pelotas. No Domínio Santana da Boa Vista, nesse mesmo evento tectono-magmático, o Gnaisse Capané, intrude o Complexo Porongos e é deformado juntamente com o mesmo (CHEMALE Jr., 2000).

3.3 Geologia Local

A associação de rochas definida e denominada por Gastal (1998, *apud* GASTAL *et al.*, 2006) como Complexo Intrusivo Lavras do Sul (CILS) é uma associação de rochas plutônicas pós-colisionais à Orogênese Dom Feliciano. Este é constituído pelo Granito Lavras (GL), que corresponde às porções sul e central do complexo, Monzonito Tapera, Monzodiorito Arroio do Jacques e *stocks* de Quartzo-Monzonitos Porfíricos (Figura 8). Os granodioritos e monzogranitos do GL, junto aos *stocks* de quartzo-monzonitos, ao Monzonito Tapera, ao Monzodiorito Arroio do Jacques e à Formação Hilário compõem a Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (LIMA & NARDI, 1998; NARDI & LIMA, 1985, LIMA & NARDI, 1992, *apud* MEXIAS *et al.*, 2007). Dentre essas unidades do CILS, será dado um maior enfoque no GL, o qual aloja a área de estudos desse trabalho.

Figura 8 - Contexto geológico local da área de estudos.

Fonte: Modificado de Gastal *et al.* (2015).

O GL intrude, em aproximadamente 600 Ma (GASTAL *et al.*, 2015), as rochas toniano-criogenianas, a Formação Maricá e a Formação Hilário, sendo tangenciado a W/NW pelo Granito Jaguarí (GJ) (569 ± 6 Ma, U-Pb em zircão; GASTAL *et al.*, 2010). A intrusão do GL formou uma auréola de metamorfismo de médio grau e uma de epidoto cornubianítico (MEXIAS *et al.*, 2007), sendo que no contato com a Formação Maricá formou-se metamorfismo termal de baixo grau, enquanto que no contato com os tufos vulcânicos e com as rochas efusivas da Formação Hilário, esse metamorfismo foi mais intenso.

Propõe-se que o Granito Lavras tenha se alojado por: i) subsidência em caldeira em profundidade (NARDI, 1984 *apud* GASTAL *et al.*, 2015), em que o plúton se aloja durante o decréscimo da pressão interna da câmara magmática, ou; ii) ressurgência pós-colapso (GASTAL *et al.*, 2006), que consiste na retomada do movimento ascendente na supra estrutura vulcânica pelo magma residual.

Sua natureza multicíclica é definida por dois domínios composicional-estruturais: i) corpo do tipo lacólito, com termos shoshoníticos (e mais magnesianos) associados e ii) intrusões periféricas, aos quais estão associados os termos alcalinos (e mais ferrosos). A formação desses domínios requer, pelo menos, dois pulsos magmáticos, segundo Gastal *et al.* (2015).

Dois eventos tectônicos foram determinantes na evolução e posicionamento deste plúton, bem como no posicionamento de todo o CILS: i) Os eventos finais da Orogênese Dom Feliciano no antepaís, representado pelo sistema de falhas transcorrentes dextrais NW-SE (<620-630 Ma) e; ii) o sistema tardi-colisional WNW-ESE dextral de menor *stress*, próximo ao colapso do orógeno, que teria favorecido o início da atividade vulcânica.

A Zona de Falha Palma-Jacques (ZFPJ – Figura 7), que é uma zona de falhas WNW-ESE transtensivas sinistras (~590-600 Ma) de direção N70-75°W, marca a inversão das condições de *stress* regional. As falhas da ZFPJ, além de condicionar os limites litológicos do Monzonito Tapera, atuam como condutos magmáticos (o que é evidenciado pelas intrusões de diques paralelas às mesmas) e como barreira à propagação de falhas subsidiárias que condicionam o colapso do orógeno (GASTAL *et al.*, 2015).

O GL apresenta uma zonação composicional inversa (Figura 8), que consiste em termos mais magnesianos no centro e mais férricos nas bordas. Do centro para as bordas, apresentando contatos bruscos ou graduais, as litologias que compõe o GL são biotita-granodiorito, hornblenda-biotita-monzogranito, gradando a hornblenda-biotita-sienogranito, biotita-hornblenda-sienogranito e feldspato alcalino-granito. Essas litologias são caracterizadas por textura porfirítica com fenocristais euédricos de feldspato alcalino contendo auréolas de reação

(textura rapakivi), sendo comuns enclaves microgranulares máficos no monzogranito, nos sienogranitos e no feldspato-alcálico granito.

Os biotita-granodioritos e hornblenda-biotita-monzogranitos possuem afinidade geoquímica shoshonítica e idades de 592 ± 5 Ma (U-Pb em zircão, REMUS *et al.*, 1997 *apud* LIMA & NARDI *et al.*, 2007), enquanto os hornblenda-biotita-sienogranitos possuem geoquímica mista na porção intermediária e os biotita-hornblenda-sienogranitos e feldspato alcálico-granitos possuem afinidade geoquímica alcálica e idades de 580 ± 5 Ma (REMUS *et al.*, 1996, 1997 *apud* ALMEIDA *et al.*, (2012)) e intrudem os termos shoshoníticos. O núcleo granodiorítico do GL teria sido parcialmente assimilado pelos magmas graníticos alcálicos da borda (feldspato alcálico-granitos e biotita-hornblenda-sienogranitos *sensu* GASTAL *et al.*, 2015) (MEXIAS *et al.*, 2007). Segundo Lima & Nardi *et al.* (2007), os termos shoshoníticos e os termos alcálicos estão associados em função de seu posicionamento ao longo de zonas de fraqueza.

A região de Lavras do Sul possui mineralizações de Au, Cu, Ag e Pb distribuídas nas rochas do CILS e nas sequências vulcânicas adjacentes (Formação Hilário). Essas mineralizações evoluem dos termos intrusivos para os vulcânicos, de depósitos tipo pórfiro para o tipo epitermal, possuindo controle estrutural WNW-ESE a ENE-WSW e N50-60°E sinistrais, ativadas pela ZFPJ (GASTAL *et al.*, 2015). No GL, as mineralizações de Au estariam associadas a sulfetos de Cu, Pb e Zn (blenda, galena, pirita, além de molibdenita, arsenopirita e calcopirita subordinadas) nos termos shoshoníticos e à pirita nos alcálicos.

A maioria dos autores atribui a origem das mineralizações presentes na região de Lavras do Sul a soluções hidrotermais provenientes do magmatismo alcálico do GL ou do magmatismo Hilário (lamprófiros esperssartíticos), ou mesmo de ambos os magmatismos (MEXIAS *et al.*, 2007). Essas mesmas soluções teriam originado as alterações hidrotermais registradas nessa região, às quais as mineralizações estão associadas. A alteração potássica representa a fácies de mais alta temperatura de alteração hidrotermal (MEXIAS, 1990 e MEXIAS *et al.*, 1990, *apud* MEXIAS *et al.*, 2007), ocorrendo também alteração propilítica e sericítica contendo sulfetos disseminados e ouro. Ao mesmo tempo e/ou após o desenvolvimento da alteração propilítica teria se desenvolvido a formação de mica branca, clorita, quartzo e pirita pela ação de fluidos mais ácidos (a 300 °C), de caráter destrutivo (MEXIAS *et al.*, 2007). O último pulso hidrotermal, que pode ou não ter origem no mesmo sistema hidrotermal, foi associado a fluidos responsáveis pela deposição de calcita, corrensite, hematita e feldspato.

4 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Estudos acadêmicos e informações geológicas específicas das antigas Minas Cerrito são escassos. Um dos poucos registros a respeito da geologia dessa área se encontra no relatório apresentado pela “MINERAR Consultoria e Projetos”, e intitulado “Diagnóstico das Potencialidades Mineraias de Município de Lavras do Sul – Volume III: Ouro e Cobre”. Este relatório é resultado de um estudo técnico e econômico dos recursos mineraias e das potencialidades mineiro-industriais de Lavras do Sul-RS realizado pela MINERAR e, até mesmo em função da natureza desse estudo, apresenta informações de forma bastante superficial e objetiva. Segundo esse relatório, as mineralizações são caracterizadas basicamente por Au livre e pirita aurífera, associados às fraturas e falhas, encaixados em granodioritos/monzogranitos. Vários dados desse relatório foram extraídos dos estudos geológicos da CPRM e DNPM realizados por Reischl, J. L., (1989) e Kaul & Rheinheimer (1974).

Estudos mais detalhados foram realizados na região de Lavras do Sul com foco nas alterações hidrotermais, bem como nas mineralizações ocorrentes.

Segundo Mexias *et al.* (2007), o primeiro estudo importante sobre as mineralizações de Lavras do Sul foi realizado por Carvalho (1932), que apresentou informações da proveniência das mineralizações. Este mesmo autor menciona os trabalhos de Teixeira & Leinz (1942), que foi o primeiro a descrever o minério disseminado na rocha granítica em Lavras do Sul, o de Goñi (1961), que realizou a primeira análise das rochas mineralizadas, Kaul & Zir Filho (1974), que apresentaram a tipologia, o controle tectônico e aspectos genéticos para as mineralizações auríferas. Além desses, também ressalta a importância dos estudos de Barbosa & Constantino (1991), Ribeiro *et al.* (1966), Reischel (1980), Nardi (1984), Lima (1985) e Nardi & Lima (1988), sendo os três últimos considerados os que apresentam a mais completa descrição da zonalidade das alterações hidrotermais e das mineralizações constantes no CILS.

Nardi (1984 *apud* MEXIAS *et al.*, 2007) apresentou a zonalidade hipotética das mineralizações e atribuiu a geração das soluções hidrotermais mineralizantes à intrusão dos pertita-granitos e de outras intrusões alcalinas. Esse também correlaciona o aumento da perda ao fogo e os teores de arsênio e prata às mineralizações sulfetadas e auríferas.

Mexias (1990) e Mexias *et al.* (1990) propõem que a intrusão granítica foi a fonte de calor geradora do sistema hidrotermal, sendo este posterior à formação dos cornubianitos, e propõe também a sucessão dos diferentes fluidos atuantes, os controles de sua atuação e suas respectivas paragêneses.

Liz *et al.* (2004) discutem as mineralizações encaixadas nos monzonitos da ASLS, fazendo considerações qualitativas e químicas sobre os minerais de minério, bem como sobre as características dos fluidos geradores desses.

Bongiolo (2006) caracteriza as principais mineralogias de alteração, bem como suas diferenças texturais, e as relaciona espacial e temporalmente à evolução do sistema hidrotermal. Este também caracteriza os fluidos hidrotermais do sistema e a porosidade das rochas com e sem alteração hidrotermal.

Mexias *et al.* (2007), discutem o controle tectônico e estrutural da circulação dos fluidos hidrotermais e das mineralizações consequentes, assim como os principais tipos de alteração hidrotermais presentes na área. Os autores destacam a importância das microestruturas na circulação dos fluidos e no desenvolvimento das zonas de alteração hidrotermal e das mineralizações, além de proporem uma sequência temporal da circulação dos diferentes fluidos hidrotermais, bem como da formação das diferentes zonas hidrotermais identificadas pelos mesmos. Esses também afirmam que há formação de monazita hidrotermal, resultante da alteração de anfibólios, associada às zonas de alteração propilítica, o que faz que essas zonas de alteração tenham especial importância no desenvolvimento desse trabalho e, principalmente, de trabalhos futuros introduzidos por este.

Chaves (2012) complementa os estudos de Mexias *et al.* (2007) a respeito das monazitas hidrotermais e faz o estudo petrográfico e geocronológico dessas monazitas, concluindo sua natureza hidrotermal desses minerais.

Lopes *et al.* (2014) individualizam o hidrotermalismo observado na Mina do Seival em três episódios distintos e relacionam o enriquecimento das mineralizações aos diques andesíticos. Esses também argumentam que as mineralizações não têm sua distribuição influenciada pelos fluidos carbonatados.

Gastal *et al.* (2015) definem a importância do controle estrutural nas mineralizações da região de Lavras do Sul e defende que a gênese das mineralizações não possui vínculo direto com o corpo granítico. Esta destaca também a importância da ZFPJ na circulação dos fluidos hidrotermais e, conseqüentemente, na formação das mineralizações do CILS, e associa a circulação dos fluidos à fase sinistral transtensiva dessa zona de falhas, que marca a inversão tectônica do orógeno.

Maturana Filho (2015) conclui, a partir do tratamento geoestatístico de dados químicos do ESrg, reunidos de diversos trabalhos anteriores, que a concentração de ETR nas diferentes unidades do Escudo são baixas e não apresentam potencial econômico. Entretanto, Martins (2015) destaca a importância dos diques aplíticos presentes em Lavras do Sul na concentração

de minerais de TR, além de definir as paragêneses minerais das alterações hidrotermais das minas Dourada, a nordeste das minas Cerrito.

Araújo (2015) faz o estudo das alterações hidrotermais na mina Cerro Rico e identifica as zonas de alteração hidrotermal propilítica e argílica avançada e suas paragêneses minerais, além de paragêneses minerais de depósitos epitermais de alta e baixa sulfetação. Este define que os depósitos formados nessa área são transicionais entre o tipo pórfiro e o tipo epitermal. Quanto aos elementos de terras-raras, o autor identificou nas amostras analisadas valores de La seis vezes maiores que o do *background*.

Dentre os trabalhos citados, foram tomados como principais bases bibliográficas para o desenvolvimento desse trabalho: Gastal *et al.* (2015), devido à qualidade e quantidade de informações prestadas sobre a região, principalmente no tocante às características estruturais que influenciaram a circulação de fluidos hidrotermais e; Mexias (1990), Mexias *et al.* (1990) e Mexias *et al.* (2007), devido à qualidade, quantidade e detalhismo das informações prestadas sobre as características das alterações hidrotermais e mineralizações de Lavras do Sul, assim como de seu controle de circulação. Ambos os trabalhos foram escolhidos também devido à semelhança com o que se observou durante o desenvolvimento prático das atividades.

5 OBJETIVOS

5.1 Gerais

A proposta geral deste trabalho foi caracterizar o hidrotermalismo presente na área das antigas minas de Au e Ag Cerrito do Pires e Cerrito do Rezende, assim como elevar o grau de conhecimento geológico acerca dessas zonas de alteração hidrotermal e de suas mineralizações.

Procurou-se também observar, em caráter preliminar, a presença de minerais com possíveis concentrações de terras raras, para o desenvolvimento de futuros trabalhos nessa mesma área de estudos e vinculados ao projeto ao qual este trabalho pertence.

5.2 Específicos

- a) Identificar e caracterizar zonas e/ou processos de alteração hidrotermal;
- b) Identificar as mineralizações presentes;
- c) Identificar as paragêneses minerais e de sua sucessão;
- d) Identificar a correlação entre as mineralizações e as zonas hidrotermais, e das zonas de alteração entre si.

6 JUSTIFICATIVA

Tendo em vista a perspectiva de aumento progressivo da demanda mundial por minerais de minério de todos os tipos, os esforços atuais no sentido de diversificar e aumentar a produção de TR no mundo e considerando a importância histórica do ouro na economia dos países, é de grande interesse para a economia brasileira investir na prospecção, exploração e beneficiamento desses metais, não só pelo valor econômico, mas principalmente pelo valor estratégico desses metais. Soma-se a isso, a importância do conhecimento acerca da geologia da região e do local escolhido.

Os esforços efetivos na busca pelo desenvolvimento da produção de TR no Brasil são ainda muito esparsos, pois poucas grandes empresas no Brasil têm real interesse na exploração dessa *commodity*, o que se reflete em pouco investimento em pesquisas e pouca colaboração e integralização entre o setor industrial e o setor acadêmico. Porém, esse cenário vem mudando a cada dia.

Dentro dessa nova perspectiva, o CNPq emitiu um edital especial para o financiamento de pesquisas em Terras Raras, pelo qual o “Programa de Pós-Graduação em Tecnologia Mineral - PPGTM” da UNIPAMPA – Campus Caçapava do Sul, juntamente a outros programas de mestrado e pós-graduação da UFSM participantes do processo, foram contemplados.

Nesse sentido, o desenvolvimento desse trabalho se justifica na necessidade e importância econômica, política e científica da prospecção de Au e ETR em território nacional e na caracterização geológica dessas ocorrências, contribuindo no avanço do conhecimento acerca da gênese desses depósitos.

A indicação de estudos anteriores sobre a formação de monazita hidrotermal e mineralizações de ouro (e outros metais) associadas ao Granito Lavras e ao Complexo Intrusivo Lavras do Sul, a diferença constatada nos processos hidrotermais incidentes na área das minas Cerrito em relação a outros alvos associados à essas unidades geológicas e, bem como a escassez de estudos específicos nessa área, ratificam a necessidade de se desenvolver estudos mais detalhados para o entendimento dos processos mineralizadores, dos controles geológicos e das demais características do depósito.

7 TEORIA DOS MÉTODOS E TÉCNICAS

7.1 Microscopia Óptica

A análise de uma rocha (ou mineral) ao microscópio é de grande importância nos estudos geológicos que visam à caracterização e identificação mineralógica, micro-estrutural, micro-textural desta (dentre outras feições) através da observação de suas propriedades ópticas.

Para tal, se utiliza o Microscópio Óptico de Luz Transmitida ou o Microscópio Óptico de Luz Refletida, ambos conhecidos também como Microscópio de Luz Polarizada ou Microscópio Petrográfico. Enquanto o primeiro é ideal para a análise de minerais transparentes, que permitem a passagem da luz, o segundo é ideal na análise de minerais opacos.

Dentre esses, utilizou-se no desenvolvimento desse trabalho o microscópio de luz transmitida. Nesse instrumento, a rocha, preparada em seção delgada (aproximadamente 0,03 mm de espessura), é irradiada por luz, que a atravessa e, então, atinge a objetiva do microscópio.

Uma das principais limitações da microscopia ótica se refere à sua capacidade de aumento máximo, que fica limitada a, aproximadamente, 2.000 vezes. Essa capacidade de aumento não é suficiente para a detecção e identificação de certas feições e características da rocha/mineral. Ainda assim, esse método permite uma análise petrográfica bastante apurada.

7.2 Difractometria de Raios-X

A Difractometria de Raios-X (DRX) corresponde a uma das principais técnicas de caracterização de materiais cristalinos, encontrando aplicações em diversos campos do conhecimento, dentre os quais se encontra as geociências. A principal aplicação da difração de raios-X refere-se à identificação de compostos cristalinos, sejam eles inorgânicos ou orgânicos.

É possível realizar, através do difratômetro de raios-X, cálculos de cristalinidade e tamanho de partícula de materiais, identificação de minerais, classificação de amostras desconhecidas, caracterização de minerais, identificação de parâmetros da estrutura cristalina, dentre outras coisas. Ao contrário de algumas outras técnicas, a difratometria de raios-X permite, através da medição dos ângulos de difração, diferenciar, caracterizar e quantificar substâncias que apresentam mesma fórmula química, porém, estruturas cristalinas diferentes.

Ao incidir um feixe de raios X em um cristal, o mesmo interage com os átomos presentes, originando o fenômeno de difração. A difração de raios X ocorre segundo a Lei de Bragg (Equação 1), a qual estabelece a relação entre o ângulo de difração e a distância entre os planos que a originaram (característicos para cada fase cristalina) (ALBERS *et al.*, 2002):

$$n\lambda = 2d \sin \theta \quad (1)$$

Onde:

n: número inteiro

λ : comprimento de onda dos raios X incidentes

d: distância interplanar

θ : ângulo de difração

A intensidade difratada, dentre outros fatores, é dependente do número de elétrons no átomo. Adicionalmente, os átomos são distribuídos no espaço de tal forma que os vários planos de uma estrutura cristalina possuem diferentes densidades de átomos ou elétrons, fazendo com que as intensidades difratadas sejam, por consequência, distintas para os diversos planos cristalinos.

Dentre as vantagens da técnica de difração de raios-X para a caracterização de fases, destacam-se a simplicidade e rapidez do método, a confiabilidade dos resultados obtidos (pois o perfil de difração obtido é característico para cada fase cristalina), a possibilidade de análise de materiais compostos por uma mistura de fases e uma análise quantitativa destas fases (ALBERS *et al.*, 2002).

8 MATERIAIS E MÉTODOS

A metodologia desse trabalho consistiu na utilização de materiais preexistentes sobre a área de estudos, e na geração e processamento de novas informações a partir de estudos de campo e laboratoriais.

Os estudos foram desenvolvidos com base em:

- Estudo e amostragem de campo;
- Descrição macroscópica e análise de informações de testemunhos de sondagem disponibilizados pela “Amarillo Mineração do Brasil Ltda.”;
- Descrição e análise microscópica de lâminas delgadas de rocha, fabricadas a partir das amostras extraídas dos testemunhos de sondagem descritos, através de microscópio de luz transmitida;
- Análise de resultados de difração de Raios-X, método aplicado a amostras extraídas dos testemunhos de sondagem descritos.

Todo o ônus gerado pelos procedimentos realizados foi coberto pela verba do projeto “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)”.

8.1 Atividades de campo

Para o mapeamento de campo foram dedicados cinco dias de atividades, com a finalidade de reconhecer a área de estudos e descrever aspectos litológicos e estruturais, as relações entre rocha encaixante, zona de alteração e a mineralização, além de amostragem sistemática

Foram coletadas e descritas diversas amostras de superfície durante a realização do campo. Estas, porém, não foram utilizadas para outras análises, visto a disponibilidade de amostras de testemunhos de sondagem, mais apropriada para a confecção de lâminas e realização de difratometria de raios-X. As amostras coletadas em campo foram identificadas conforme a seguinte sigla padrão:

PTRC-XX-Y

Onde cada elemento tem os seguintes significados:

- **PTRC:** “Projeto Terras Raras Cerrito” (referente ao projeto e área de estudo);
- **XX:** número do ponto/afloramento;
- **Y:** letra sequencial da amostra.

Utilizou-se nessa etapa, equipamentos básicos, como bússola (Brunton e Clar), GPS de mão, escala, máquina fotográfica, caderneta de campo, mapas, imagens de satélite, ácido clorídrico.

8.2 Descrição de Testemunhos de Sondagem

A descrição de testemunhos de sondagem foi realizada em cinco dias de atividades e foi feita a partir de testemunhos de três furos disponibilizados pela “Amarillo Mineração do Brasil Ltda.”.

Os furos, denominados LHD-1A, LHD-1B e LHD-1C, estão localizados sobre o alvo Cerrito do Rezende e possuem, respectivamente, 282,10 m, 268,85 m e 226,70 m de profundidade (Figura 15). Em seleção preliminar, foram retiradas 14 (quatorze) amostras do furo LHD-1A, 14 (quatorze) amostras do LHD-1B e 13 (treze) amostras do LHD-1C, totalizando 41 amostras. As amostras foram identificadas conforme a seguinte sigla padrão:

PTRC-FS-XX-YY

Onde cada elemento tem os seguintes significados:

- **PTRC:** “Projeto Terras Raras Cerrito” (referente ao projeto e área de estudo);
- **FS:** “Furo de Sondagem” (referente à proveniência da amostra);
- **XX:** número do testemunho de sondagem de onde a amostra foi extraída;

- **YY:** número sequencial da amostra;

A descrição dos testemunhos de sondagem foi de grande importância no desenvolvimento do trabalho, pois esses permitiram a observação da mineralogia de alteração hidrotermal sem a interferência da alteração supergênica, bem como as diferentes zonas de hidrotermalismo, suas relações espaciais e seu comportamento em profundidade.

8.2.1 Seleção das Amostras

A escolha das amostras para preparação de lâminas e para a análise por difratometria de raios-X seguiu-se uma série de critérios, com base na descrição macroscópica dos testemunhos e das restrições existentes: i) o número total de análises disponibilizadas pelo projeto, que foi de aproximadamente 15 análises de cada método; ii) a abrangência dos diferentes tipos de alteração hidrotermal identificadas, bem como das diferentes intensidades de alteração, objetivando analisar as características e relações microscópicas em cada situação; iii) a presença identificável (a olho nú) de sulfetos, para que se garantisse a observação do comportamento da mineralização em relação aos produtos de alteração; iv) a distribuição espacial (profundidade) da amostra ao longo do testemunho, procurando-se abranger a maior distribuição espacial possível e não prejudicar a materialidade dos testemunhos disponibilizados.

8.3 Análise Petrográfica Microscópica

Foram confeccionadas 15 lâminas delgadas, na Universidade Federal de Pelotas (UFPEL), e estudadas no Laboratório de Microscopia Óptica da UNIPAMPA, através de microscópio binocular de luz transmitida. As fotomicrografias das lâminas foram obtidas com auxílio do programa *ToupView* e câmera de captura de imagem *ToupCam*, acoplada ao microscópio.

Das 15 lâminas analisadas, 13 (treze) são amostras de zonas hidrotermalizadas, 1 (uma) de dique aplítico e 1 (uma) de intrusão máfica de textura fanerítica fina inalterada. A identificação dos minerais nas imagens seguiu o padrão de abreviação proposto por Siivola & Schmid (2007).

8.4 Difractometria de Raios-X

Foram realizadas análises de 7 amostras por Difractometria de Raios-X (DRX). As amostras foram preparadas no Laboratório de Difractometria de Raios-X do Centro de Estudos de Petrologia e Geoquímica do Instituto de Geociências da UFRGS. A leitura das amostras foi realizada no mesmo laboratório, através do difratômetro Siemens D5000, com radiação $\text{CuK}\alpha$, 40 kV, 30 mA com monocromador de grafite.

O objetivo principal da realização da DR-X foi a identificação dos minerais constituintes das rochas alteradas, com especial atenção aos argilominerais de alteração, devido a seu tamanho diminuto, mesmo ao microscópio.

9 RESULTADOS

9.1 Estudo de Campo

Nessa fase foi possível identificar uma única litologia, diferentemente do esperado a partir dos limites litológicos inferidos por Gastal *et al.* (2015), que prevê a ocorrência de monzogranitos e granodioritos nessa porção do GL, sendo apenas os monzogranitos identificados em campo.

O aterramento de antigas frentes de lavra, além da alteração supergênica, corroboraram para a escassez de afloramentos nessa área, principalmente os que mostram rochas hidrotermalizadas. Apesar disso, onde se localiza a mina Cerrito do Rezende se pode observar bem o comportamento geral das estruturas e do hidrotermalismo, devido à maior exposição e à proximidade dos condutos hidrotermais principais (ZFPJ) (Figuras 09 e 10).

Pôde-se observar que as alterações hidrotermais presentes na área consistem em estreitos corpos em torno de fraturas subverticais, aproximadamente paralelas entre si, que podem ou não estar preenchidas por veios de quartzo (Figura 09 e 10). Essas fraturas, que controlam o padrão espacial das alterações, são secundárias em relação à ZFPJ e possuem comportamento preferencial N120-140/76SW (mergulho varia de 60 a 85° - Figura 10), tendo direção aproximadamente paralela à zona de falhas supracitada (N70-75°W) e sendo ativadas por essa (Figura 10 e 11), que constitui o principal conduto e controle dos fluidos hidrotermais (GASTAL *et al.*, 2015) a nível regional, estando condizente com o modelo geral das mineralizações do CILS postulado por Mexias (2000).

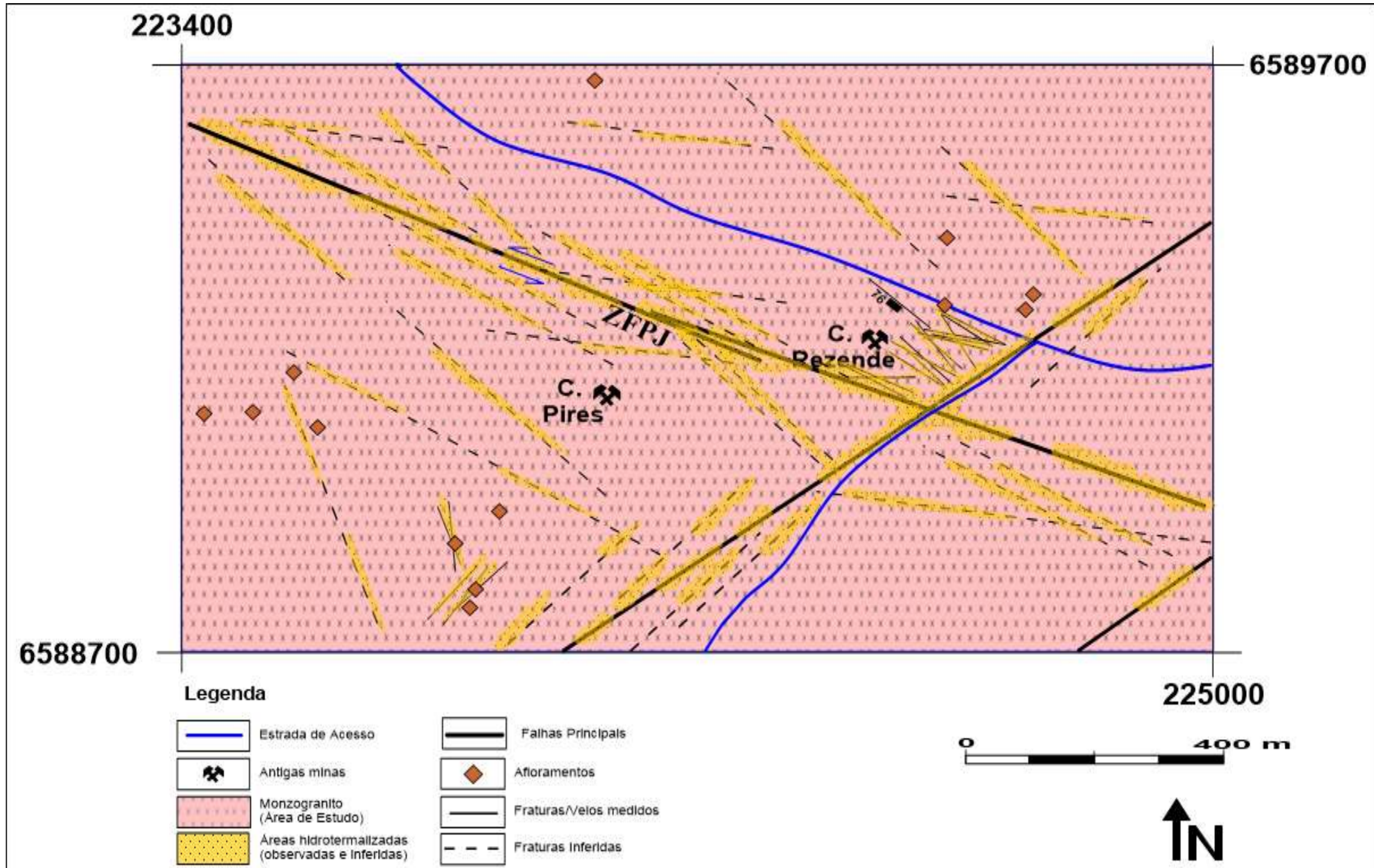
Em superfície, esses corpos hidrotermalizados não ultrapassam 25 cm de espessura em torno das fraturas/veios, sendo maiores em torno das falhas principais, onde chegam a alcançar espessuras de poucos metros.

Figura 9- Estrutura dos corpos hidrotermalizados em superfície vistos em afloramento na porção de Cerrito do Rezende (PTRC-10), formando estreitos corpos subverticais (destacados em linhas pretas) e subparalelos ao longo de fraturas e veios. As porções hidrotermalizadas são mais resistentes ao intemperismo supergênico, consequência da silicificação, e se destacam em meio ao solo.



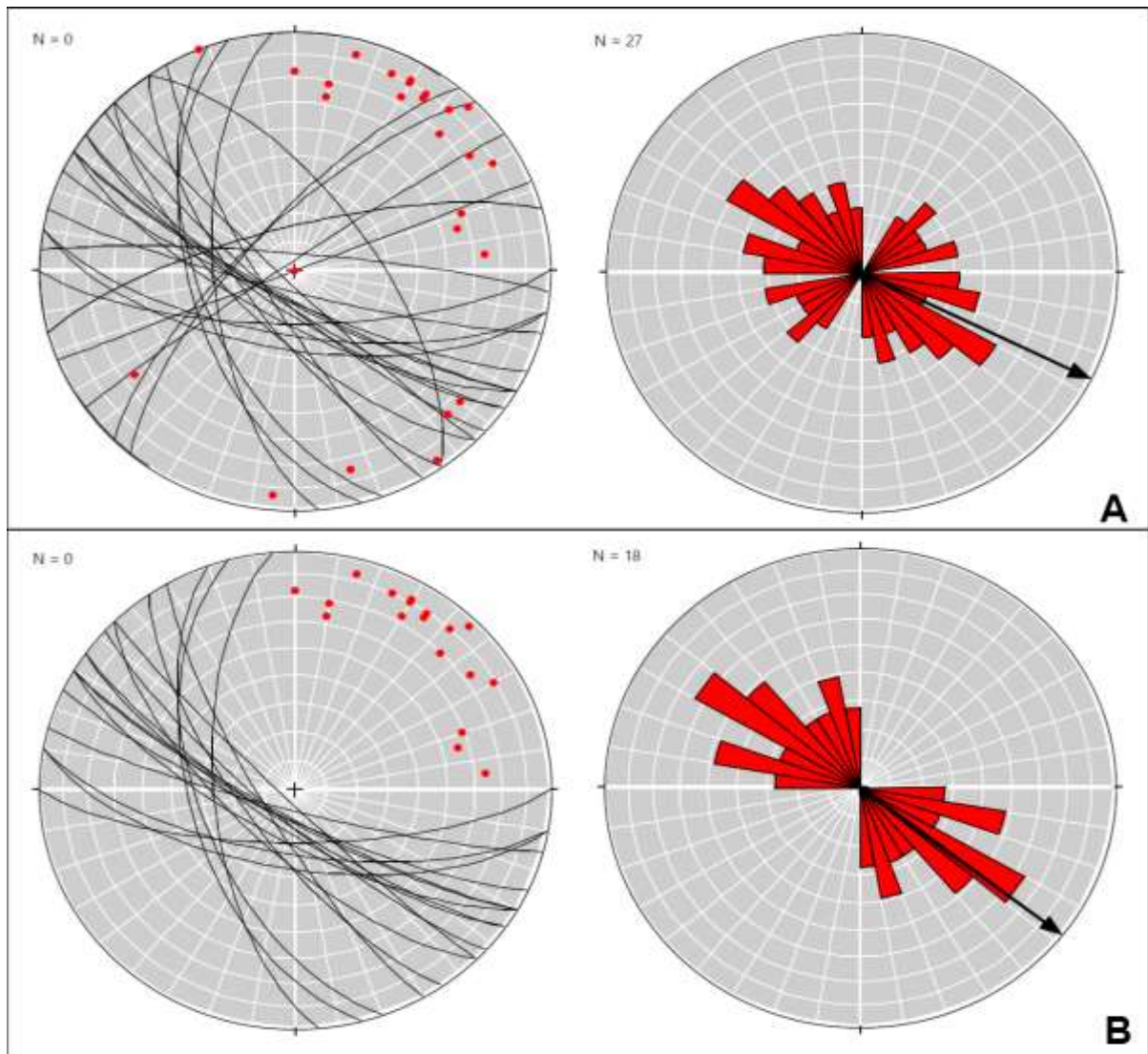
Fonte: Autora.

Figura 10 - Afloramentos descritos em campo, áreas hidrotermalizadas identificadas e inferidas e localização dos furos de sondagem.



Fonte: Autoria própria. Bases cartográficas: Google Earth, Google Maps, Carta Topográfica do Exército (Folha SH-22-Y-A-IV-3), Mapa geológico das minas C. Pires e C. Rezende (Minerar Consultoria e Projetos, 1998, extraído de Reischl, I. L., 1989), Mapa geológico das minas C. Pires e C. Rezende (CPRM/DNPM, Kaul & Rheinheimer, 1974).

Figura 11 - Estereogramas e diagramas de rosetas das fraturas medidas em campo. A imagem A mostra o estereograma e o diagrama de rosetas de todas as fraturas medidas em campo. A imagem B mostra o estereograma e diagrama de roseta das fraturas de comportamento mais recorrente. As setas mostram a direção preferencial.



Fonte: Autora

Em superfície pode-se identificar zonas de alteração sericítica já sobrepostas por alteração supergênica, refletida pela caulinição do feldspato (Figura 09). A coloração das zonas hidrotermalizadas é verde-água (ilita cauliniçada), contendo muito quartzo hidrotermal e feldspatos residuais. Estes minerais foram identificados também por DRX, que mostrou a restrição da caulinita às zonas susceptíveis à alteração supergênica.

A grande quantidade de quartzo hidrotermal conferiu às zonas hidrotermalizadas maior resistência à alteração supergênica, fazendo com que essas fiquem bem destacadas no regolito, tomando aparência semelhante à pegmatítica. Nessas zonas expostas observa-se também veios

e vênulas de quartzo acompanhados por vênulas de clorita. *Boxworks* são comuns internamente aos veios de quartzo, e têm suas paredes recobertas por cristais euédricos milimétricos de quartzo e esses, por sua vez, recobertos com óxido de ferro proveniente da lixiviação da pirita (Figura 12). Acredita-se que estas cavidades residuais eram preenchidas por calcita, a qual também teria sido lixiviada.

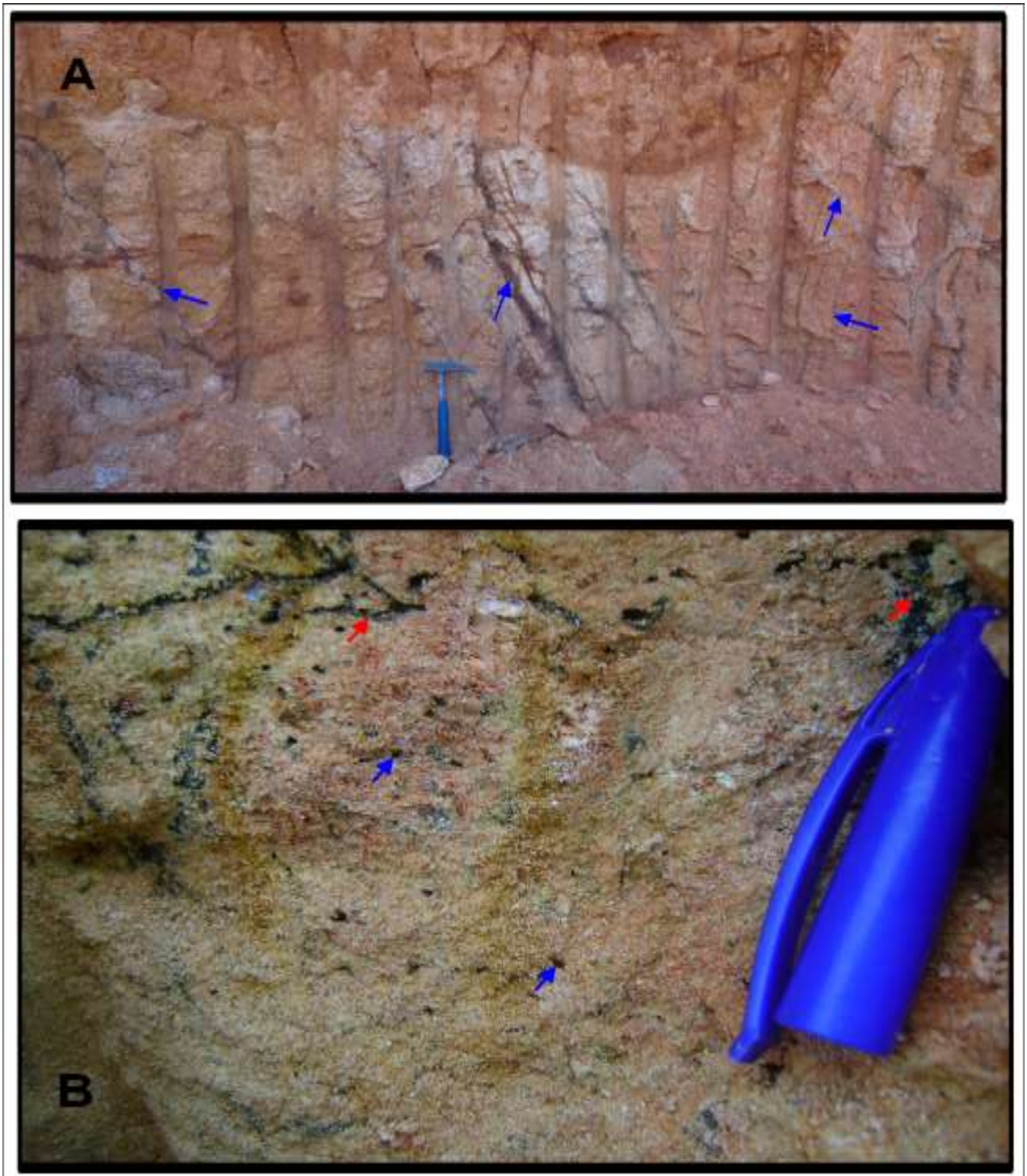
Figura 12 - Boxworks contidos nos veios de quartzo, impregnado por óxido de ferro proveniente de oxidação da pirita.



Fonte: autora

Em algumas partes de solo ficaram preservadas vênulas residuais de clorita e cavidades milimétricas (Figura 13), as quais provavelmente continham pirita disseminada ou calcita.

Figura 13 - Vênulas residuais de clorita (imagem A, setas azuis e imagem B, setas vermelhas) associadas a fraturas sub-verticais e sub-paralelas e microcavidades (imagem B, setas azuis) preservadas em porções do solo.



Fonte: Autora.

9.2 Petrografia do Protólito

Os protólitos afetados pelas alterações hidrotermais e que hospedam a mineralização são monzo a sienogranitos porfiríticos, não deformados, de granulação média a grossa (figura 14). Predomina a composição monzogranítica. Injeções de aplitos e enclaves máficos de textura fanerítica fina são frequentes na área. De forma mais pontual, ocorrem injeções de rocha máfica, rica em plagioclásio, anfibólios e piroxênios, variando de rochas de composição mineralógica monzonítica e textura fanerítica, a rochas de composição mineralógica granodiorítica com textura porfirítica (Figura 22).

Figura 14 - Amostra de monzogranito mostrando textura porfirítica com fenocristais de feldspato alcalino (Afs) com auréolas de reação constituídas de plagioclásio (textura rapakivi – setas amarelas), cristais arredondados de plagioclásio (Pl, setas pretas) e quartzo fumê (setas azuis).



Fonte: Autora

A litologia principal (monzogranitos) é caracterizada por coloração rósea e textura porfirítica hipidiomórfica, contendo fenocristais euédricos a subédricos de feldspato alcalino imersos em matriz fanerítica de granulometria média, composta por quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino, biotita e anfibólio. Estimou-se que a matriz perfaz cerca de 50-55% e os fenocristais de 45-50% da rocha.

Os fenocristais possuem dimensões variáveis entre 0,5 e 10 mm em seu maior eixo, cor terracota/salmão escuro e, frequente, apresentam auréolas de reação em seu entorno, configurando textura “rapakivi”, o que indica a natureza tardi-tectônica desse magmatismo.

Na matriz, os cristais são anédricos e possuem dimensões de 1 a 5 mm (tamanho modal: 3 mm), sendo que os cristais de quartzo possuem coloração escura (fumê), os feldspatos apresentam uma cor salmão claro e os plagioclásios apresentam-se brancos e frequentemente arredondados (Figura 14).

9.3 Descrição de Testemunhos de Sondagem

Pela descrição de testemunhos de sondagem, com base nas informações bibliográficas, foram identificadas três zonas de alteração hidrotermal principais e uma subordinada, que a princípio foram denominadas zonas sericítica, propilítica e silícica (principais) e zonas de alteração potássica (subordinada, com distribuição pontual e restrita). Essa classificação, entretanto, não se sustentou quando da análise em DRX e lâmina delgada, onde se conseguiu perceber melhor a relação entre os processos de alteração e as mineralogias presentes. Ainda assim, certas relações puderam ser analisadas conforme seu comportamento macroscópico.

De maneira geral, as alterações apresentam estilo penetrativo, formando halos de dimensões métricas, podendo alcançar mais de 20 metros de continuidade aparente (Figura 17), evoluindo para um estilo fissural (também aparente) nas porções mais distais, a exemplo das porções aflorantes em Cerrito do Rezende (Figura 09). Entretanto, a variação do grau de alteração para uma mesma zona é, em geral, caracterizada por um padrão não-gradual, havendo intercalações de zonas de alto, médio e baixo graus, de forma aleatória, sugerindo a interpenetração de zonas hidrotermais de mesma natureza, porém, relacionadas a diferentes fontes diretas (vênulas, veios e fraturas), o que confere um padrão de hidrotermalismo mais complexo. O contato entre as zonas pode se apresentar por transição gradual ou brusca, sendo

que no último caso, o contato é normalmente marcado por uma feição estrutural (fratura ou vênula, geralmente).

As zonas de alteração sericítica são caracterizadas por coloração verde, decorrente da sericitização de feldspatos, e é frequentemente acompanhada de grande quantidade de quartzo intersticial, que provavelmente provém da liberação desse mineral na reação de sericitização, e feldspato residual (figura 15).

Figura 15 - Aspecto macroscópico da alteração da zona sericítica.



Fonte: autora.

A sericitização, de forma geral, afeta os feldspatos das bordas para o centro dos cristais, formando halos de cor verde em torno de núcleos residuais de plagioclásio, o que é mais frequentemente observado em fenocristais, já que os cristais da matriz, menores, são, geralmente, substituídos por completo. A sericita pode estar mascarada por óxido de ferro (ferruginização) e apresentar cor vermelho bonina/bordô.

O aumento do grau de alteração dessas zonas está acompanhado pelo aumento da quantidade de quartzo hidrotermal e diminuição do feldspato residual, evoluindo gradualmente à zona de alteração silícica, à qual também a mineralização está fortemente associada (figura 15).

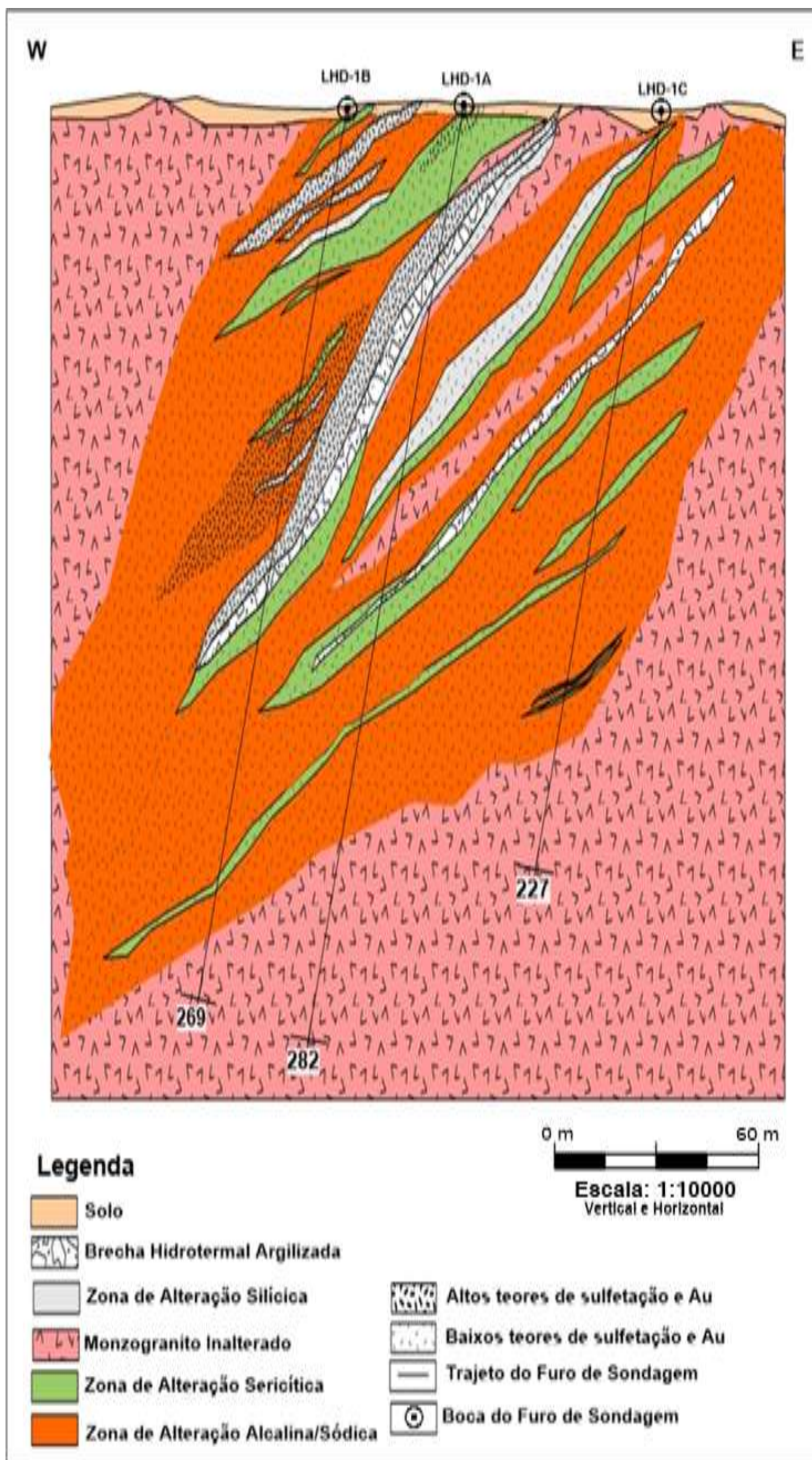
As zonas de alteração silícica (Figura 16) são compostas quase que totalmente por quartzo, contendo frequentemente sericita, clorita, plagioclásio/feldspato residual e pirita abundante (1 a 3 %) em muitas de suas ocorrências.

Figura 16 - Aspecto macroscópico da alteração silícica, mostrando rica sulfetação em zona rica em Au. Sulfetos milimétricos (indicado pelas setas).



Fonte: autora.

Figura 17 - Interpretação das zonas de alteração com base em testemunhos estudados. As zonas representadas são aparentes. Na situação real, são compostas por vários graus de alteração e intercalações de pequenos corpos de outras zonas hidrotermais.



As zonas de alteração sódica são macroscopicamente caracterizadas pela predominância de feldspatos de cor salmão, com bordas corroídas e forma arredondada, quartzo intersticial e clorita, além de, menos frequentemente, finos cristais de pirita (submilimétricos) disseminados em baixa concentração (<1%) ou cristais de pirita euédricos (Figura 22), que se concentram em fraturas, associadas a finas camadas de sericita. Predominam nessas zonas plagioclásios, segundo análises de DRX (ver ítem 9.5 deste documento).

Figura 18 - Aspecto macroscópico da alteração sódica.



Fonte: Autora.

Macroscopicamente, os plagioclásios são facilmente confundidos com os feldspatos alcalinos, devido a sua cor vermelha/rosa (semelhante aos feldspatos alcalinos), decorrente da ferruginização incidente sobre os mesmos.

Essas zonas se assemelham às descrições apresentadas por Chaves (2012) para zonas de alteração propilítica do pertita-granito e outras áreas do CILS, tanto em relação à sua mineralogia (predomínio de clorita e avermelhamento do feldspato) quanto à sua relação distal com o conduto hidrotermal e sua relação espacial com a zona sericítica.

As zonas de alteração definidas primeiramente como zonas potássicas (Figura 19) são também pertencentes à zona de alteração sódica, e foi diferenciada, a princípio, em função da sua composição mineralógica, além de conteúdo considerável de pirita (2-3%), que se deposita em cavidades e forma aglomerados de cristais geminados maiores que nas zonas sericíticas e silícicas.

A deposição de pirita, tanto em forma quanto em tamanho ou quantidade, é controlada, basicamente, por três fatores que se pôde identificar macroscopicamente: o fraturamento e/ou microfraturamento (espaço disponível para precipitação); a abundância de sílica/quartzo (maior abundância favorece a concentração) e a presença de sericita/ilita associada a esses dois fatores ou, pelo menos, à porosidade/fraturamento.

Em geral, as zonas de alteração silícicas ricas em sericita e sericíticas ricas em quartzo, quando intensamente fraturadas ou porosas, concentram a maior quantidade de pirita (1 a 3%), a qual se deposita predominantemente em cristais euédricos com tamanho médio de 1 a 2 mm (Figuras 16 e 20) e comumente geminados, sendo comuns também piritas finas e disseminadas, o que será proporcional ao espaço disponível para o crescimento, a princípio.

O controle microestrutural sobre a deposição da pirita, bem como sobre a circulação de fluidos hidrotermais, é fortemente marcado, sendo que os cristais se depositam, principalmente, preenchendo cavidades, microfraturas (de clivagem, etc) e pequenas fraturas associadas à circulação de fluidos (Figura 20), sempre acompanhando a sericita e o quartzo.

Como a deposição de pirita está mais fortemente associada às zonas silícica e sericítica, espera-se, conseqüentemente, que a quantidade de Au seja maior para essas zonas (visto que as piritas contem esse Au). Entretanto, foram observados teores relativamente altos de Au para zonas de alteração sódica, onde não se observou presença significativa de sericita e quartzo. Porém, observando mais atentamente, verificou-se que essa pirita está concentrada, principalmente, em fraturas e vênulas, associadas a finas camadas de sericita (1-10 mm ao redor da fratura) e em torno de halos e acumulações de sericita, que podem estar avermelhados pela

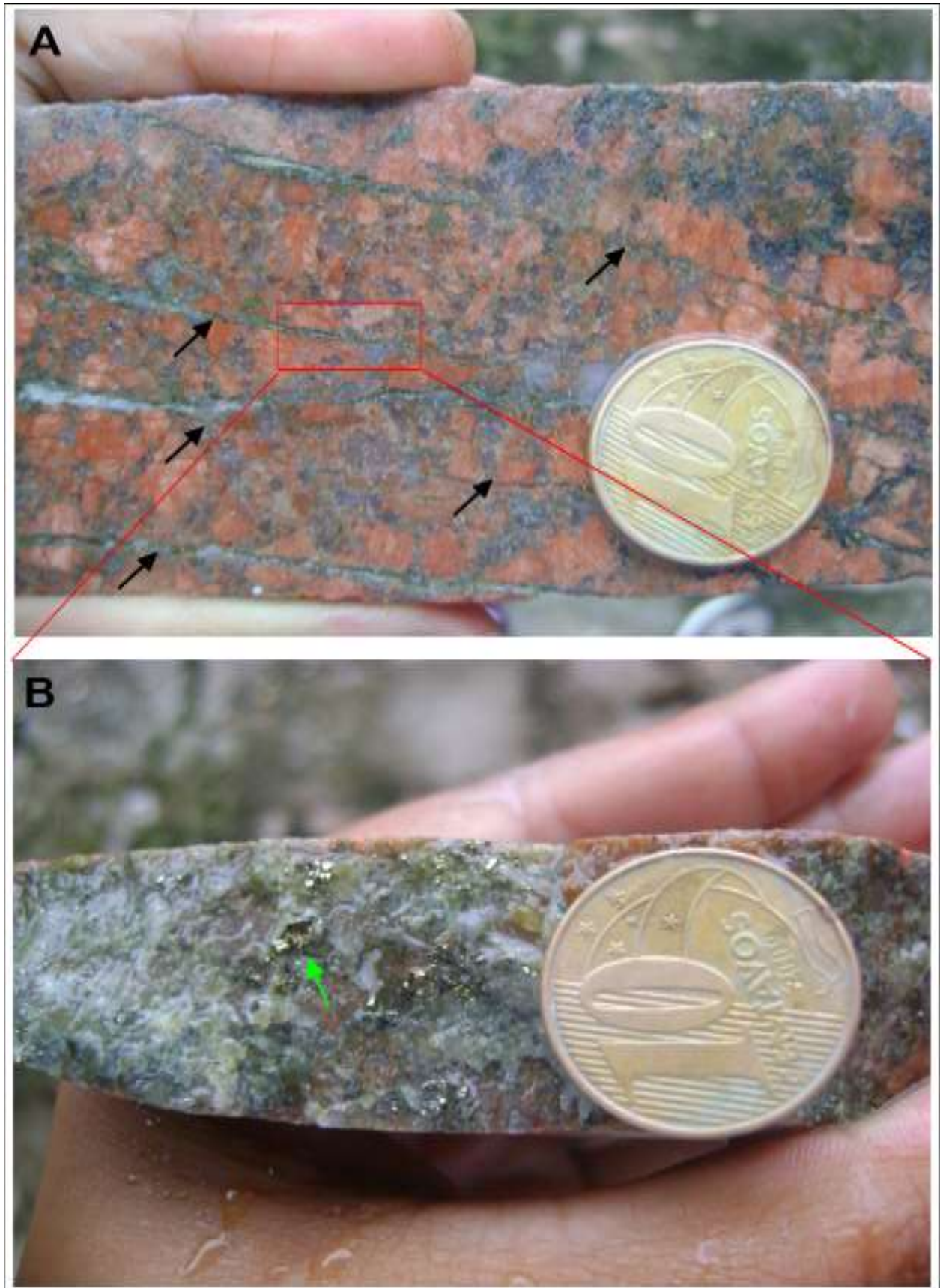
ferruginização. As piritas presentes nessas zonas são geralmente euédricas (Figura 20) e suas relações podem ser melhor observadas em microscópio.

Figura 19 - Aspecto Macroscópico da alteração sódica. A alteração sódica com este aspecto macroscópico e essa concentração de sulfetos é pontual.



Fonte: autora.

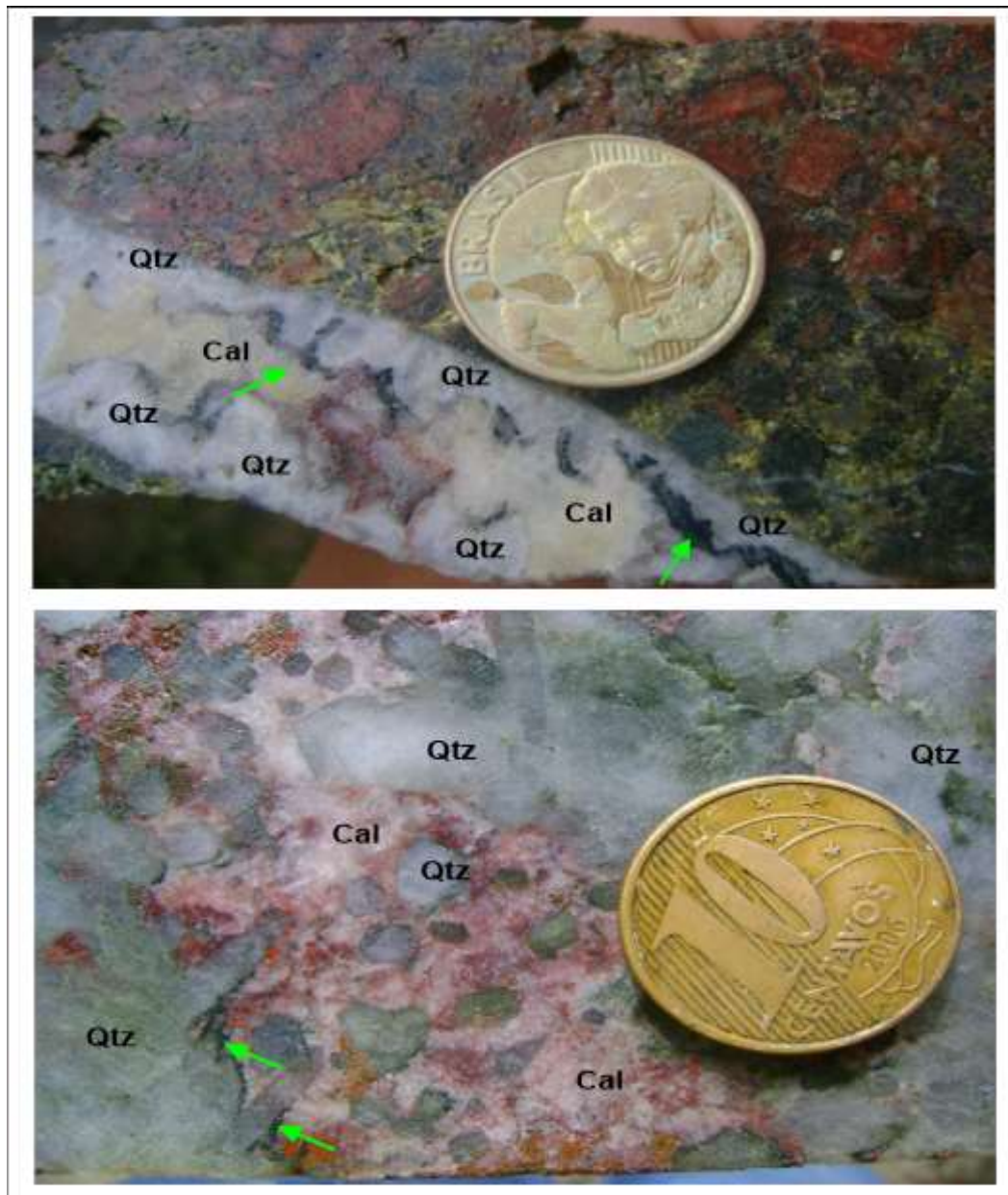
Figura 20 - Principais locais de deposição da pirita. Fraturas (setas pretas) com concentração de pirita. Geralmente nesses locais a pirita se cristaliza euédrica (seta verde, imagem B).



Fonte: Autora.

A calcita é um importante mineral de preenchimento e se deposita ao longo de fraturas (formando veios e vênulas) e de planos de clivagem dos plagioclásios e em microfraturas, não podendo ser percebida, nestes últimos casos, sem a utilização de HCl nesses pontos. Em veios e vênulas, entretanto, o preenchimento de calcita é bastante representativo e frequente (Figura 21). O que chamou a atenção nesse mineral é que, em alguns veios, onde a calcita se formou mais bem cristalizada (icolor, translúcida), essa não efervesceu em HCl, sendo identificada somente por DRX. Macroscopicamente, não se observou processos de substituição de minerais preexistentes por calcita.

Figura 21 - Veios mostrando preenchimento sequencial de quartzo (Qtz) e Calcita (Cal). A seta verde indica a camada de clorita depositada sobre o quartzo.



Fonte: Autora

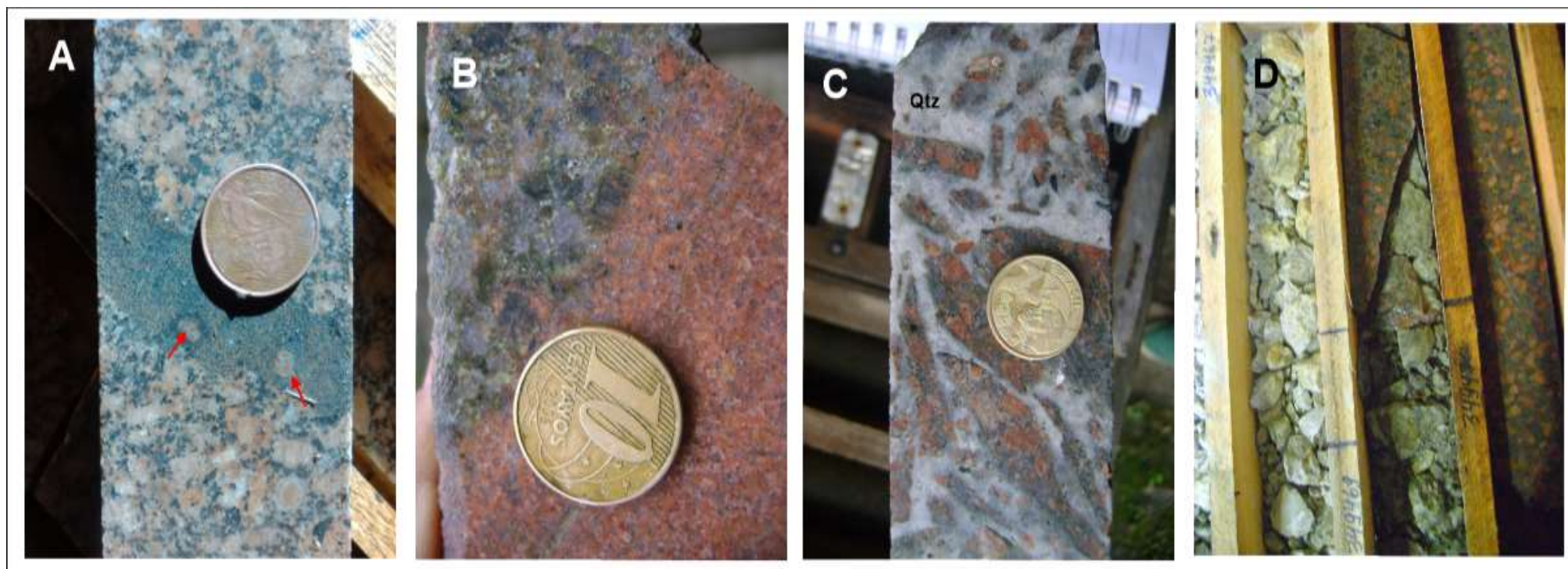
Os veios/vênulas identificados nos testemunhos de sondagem possuem espessuras de ordem milimétrica a centimétrica, predominantemente preenchido por calcita e quartzo, podendo ter clorita, sericita, óxido de ferro e pirita disseminada. O quartzo de preenchimento forma cristais euédricos em contato com a encaixante e com crescimento perpendicular à parede dos veios, formando estruturas em pente, e o espaço interno é preenchido predominantemente por calcita. Os veios apresentam tanto contatos abruptos quanto difusos.

A primeiro instante, infere-se que o hidrotermalismo em Cerrito foi gerado a partir da percolação de, pelo menos, dois pulsos de fluidos de diferentes composições e características químicas: i) Um fluido hidrotermal rico em sílica que depositou quartzo no contato fluido/rocha; ii) O segundo pulso é de fluido rico em calcita, que não promoveu substituição mineral de alteração hidrotermal aparente, apesar da relativa abundância de fluidos, mas depositou calcita na porosidade da rocha e nos demais espaços (fraturas, veios) ainda não preenchidos (figura 21). Entretanto, pode ser que o quartzo tenha origem do próprio processo de alteração (liberação de sílica por processo de sericitização) e não de uma fonte distinta.

A deposição de fina camada de mineral escuro, semelhante a clorita, entre os cristais de quartzo e os de calcita sugere a incidência de um terceiro fluido. Porém, como sua distribuição não é homogênea ao longo do veio (se deposita sobre uma única face dos cristais, como se estivesse decantando) e se deposita tanto dentro dos cristais de quartzo quanto dos de calcita (visto em fotomicrografia), optou-se por não inferir a origem desse mineral.

Enclaves máficos microgranulares são feições texturais comuns na litologia da área. Em alguns pontos pode-se observar também: diques aplíticos, brechas e microbrechas hidrotermais e intrusões máficas (ricas em anfibólios e piroxênios) de textura fanerítica fina (Figura 22). Os diques aplíticos e os enclaves máficos podem ser vistos também em superfície, por vezes junto a material quartzoso semelhante a veio, e são de interesse para análise de terras-raras, visto sua natureza residual e as grandes quantidades de monazita e apatita associados a esses, constatadas por Martins (2015) na região da Mina Dourada.

Figura 22 - Texturas e estruturas de ocorrências pontuais. A) Enclaves máficos (Setas vermelhas indicam cristais da encaixante englobados); B) diques aplíticos; C) brecha hidrotermal consolidada e; D) brecha hidrotermal fragmentada e argilizada.



Fonte: Autora

9.4 Descrição em Seção Delgada

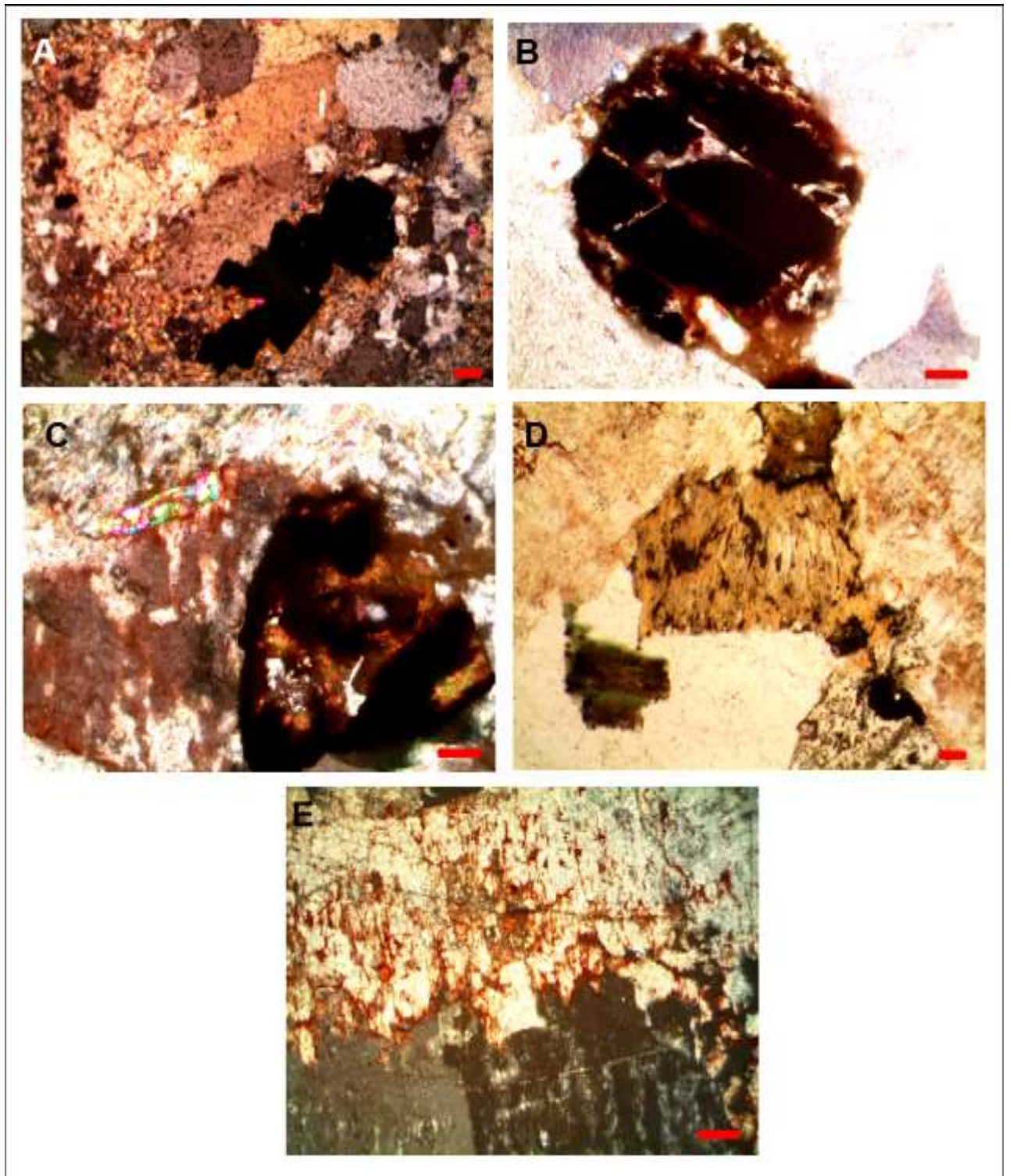
Por este método conseguiu-se observar a relação entre os diferentes tipos de minerais de alteração, bem como o comportamento das mineralizações em relação aos mesmos. Também permitiu a observação e, em alguns casos, a determinação de minerais acessórios, não identificados a olho-nú ou por difratometria de raios-X.

O feldspato alcalino original da rocha raramente foi observado nas lâminas estudadas e, quando ocorria, se diferenciava dos feldspatos hidrotermais pela cor de interferência, que permanece cinza claro. Quando alterado, os cristais apresentam cor de interferência amarelo, alaranjado e rosa, com maior frequência das duas primeiras cores. Essas alterações foram observadas em quase toda a porção estudada, sendo que esta não foi identificada em apenas uma das amostras/lâminas analisadas.

A clorita encontrada nas alterações estudadas, normalmente se formam pela alteração de biotita, apresentando a clivagem herdada da mesma e a cor de interferência azul Berlim. Essas se apresentam também em meio à ilita e, nesses casos, se apresentam mais translúcidas e com uma cor verde mais viva que a normal para esse mineral. Onde isso acontece, a sericitização se apresenta, macroscopicamente, com tons de verde musgo (ao invés do característico verde pistache). Associados às cloritas alteradas a partir das biotitas, ao longo das clivagens remanescentes, se depositam minerais opacos (figura 23).

A sericitização se dá pela alteração dos feldspatos em ilita. Essa alteração é, portanto, posterior à alteração sódica e espacialmente mais restrita em relação à mesma. Ocorre das bordas para o centro dos cristais de feldspato e/ou ao longo de zonas de fraqueza (clivagens, microfraturas) dos mesmos. É muito comum a formação de pseudomorfos completamente substituídos por estes minerais, além de massas irregulares totalmente alteradas a ilita. Essa também se apresenta como finas camadas (~1 mm) em torno das vênulas e veios de quartzo e calcita, em contato direto com o quartzo. É comum a sua associação com clorita, sendo mais intensa essa associação onde a rocha apresenta uma cor verde musgo, e com óxido de ferro, que impregna a ilita (ferruginização), tornando sua cor intensamente vermelha macroscopicamente (figura 23 G).

Figura 23 - Fotomicrografia de minerais opacos (A a D) e óxido de ferro (ferruginização). A) cristais euédricos e gemnados; B) substituindo, possivelmente, allanita; C) associado a esfalerita ou rutilo; D) depositado entre lamelas de biotita alterada; E) Óxido de ferro em ferruginização. Barra vermelha corresponde a 100 μm .



Fonte: autora

A formação de quartzo hidrotermal é representada pela acumulação deste mineral entre os cristais de illita e/ou de plagioclásios residuais e também pelo crescimento desse mineral preenchendo fraturas e veios. No primeiro caso este se apresenta homogêneo e anédrico, já no segundo caso esse forma cristais euédricos e/ou aglomerados granulares. Os cristais euédricos se formam em contato com a rocha encaixante e crescem em direção ao centro do veio (figura 24). Não se sabe se nesses dois casos a origem do quartzo é distinta ou comum.

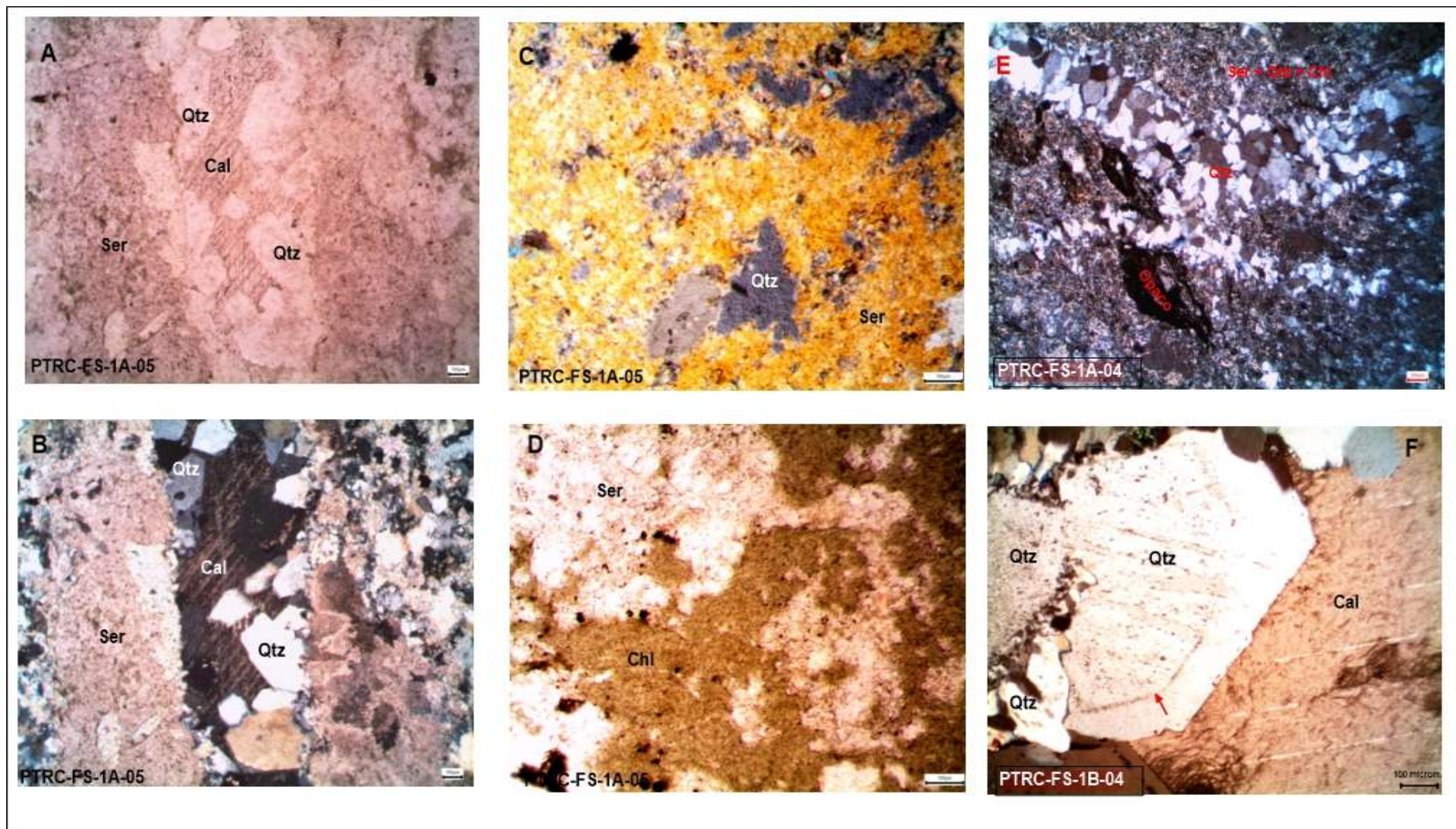
A formação de calcita está praticamente restrita à cristalização em preenchimento de veios, vênulas e microfraturas e se dá posteriormente ao crescimento de quartzo euédrico e preenche a porção mais interior dos veios e vênulas (figura 24). Apresentam clivagem perfeita 60/120, característica desses minerais.

A ferruginização (figura 23) é o processo posterior à sericitização e, por isso, impregna a mesma. Provavelmente se deve à desestabilização de minerais ricos em ferro/opacos em presença de fluido hidrotermal. Este óxido se deposita também ao longo de planos de fraqueza dos cristais de feldspato, como clivagens e microfraturas, destacando essas feições, além de misturar à calcita em veios e vênulas, onde essa se apresenta com aparência leitosa e com manchas avermelhadas. A ferruginização está mais relacionada aos feldspatos e seus minerais de alteração, não afetando de forma muito marcante os demais minerais presentes (com exceção da calcita), sendo que, onde ela ocorre, quanto maior a sericitização do feldspato, maior a concentração da ferruginização.

Os opacos estão diretamente relacionados aos argilominerais (consideravelmente mais com a illita que com a clorita) e com o quartzo hidrotermal intersticial e, portanto, acredita-se que seja contemporâneo a estes, relacionados ao mesmo evento hidrotermal. Quando relacionado às cloritas geralmente apresenta-se anédrico, depositado ao longo de fraturas, já quando relacionado à illita, caso mais representativo, estes formam cristais submilimétricos a milimétricos, normalmente euédricos e cúbicos, podendo formar aglomerados. Os opacos podem se apresentar também como pseudomorfos de outros minerais (allanita ou rutilo?), sendo essa ocorrência mais rara (figura 23). Sua concentração é, em geral, acessória.

Outros minerais podem ser observados de forma pontual, individualmente ou em aglomerados, formando a fase acessória da rocha, tais como: zircão, rutilo (?), prenhita, allanita (?) (figura 25).

Figura 24 - A: vênula preenchida por quartzo euédrico e calcita anédrica e clivada; B: Idem, a nicóis cruzados; C: concentrações/bolsões de quartzo em meio à sericita; D: clorita translúcida junto à sericita; E: vênula de quartzo subédrico granular em microbrecha hidrotermal; F: detalhe de quartzo euédrico com *overgrowth*.. Escala: 100 μ m.



Fonte: autora

Os zircões (figura 25 A) apresentam zonação bem marcada, com cores de interferência de segunda/terceira ordem, geralmente euédricos, com poucas ocorrências do mineral fraturado ou granular, como é mais comum. Pode ser que esses zircões, ou pelo menos parte deles, sejam monazitas. Entretanto, devido às características ópticas extremamente similares entre esses minerais, não foi possível a realização de um diagnóstico definitivo sobre a identidade dos mesmos, pois não se conseguiu identificar o sinal de sua birrefringência para que se pudesse afirmar

O rutilo (figura 25 C) normalmente se apresenta em aglomerados de cristais de cor marrom intensa, tanto a nicóis paralelos quanto a nicóis cruzados, geralmente em seção basal, apresentando clivagem bem desenvolvida e relevo alto. Estes se encontram associados a ilita e prenhita.

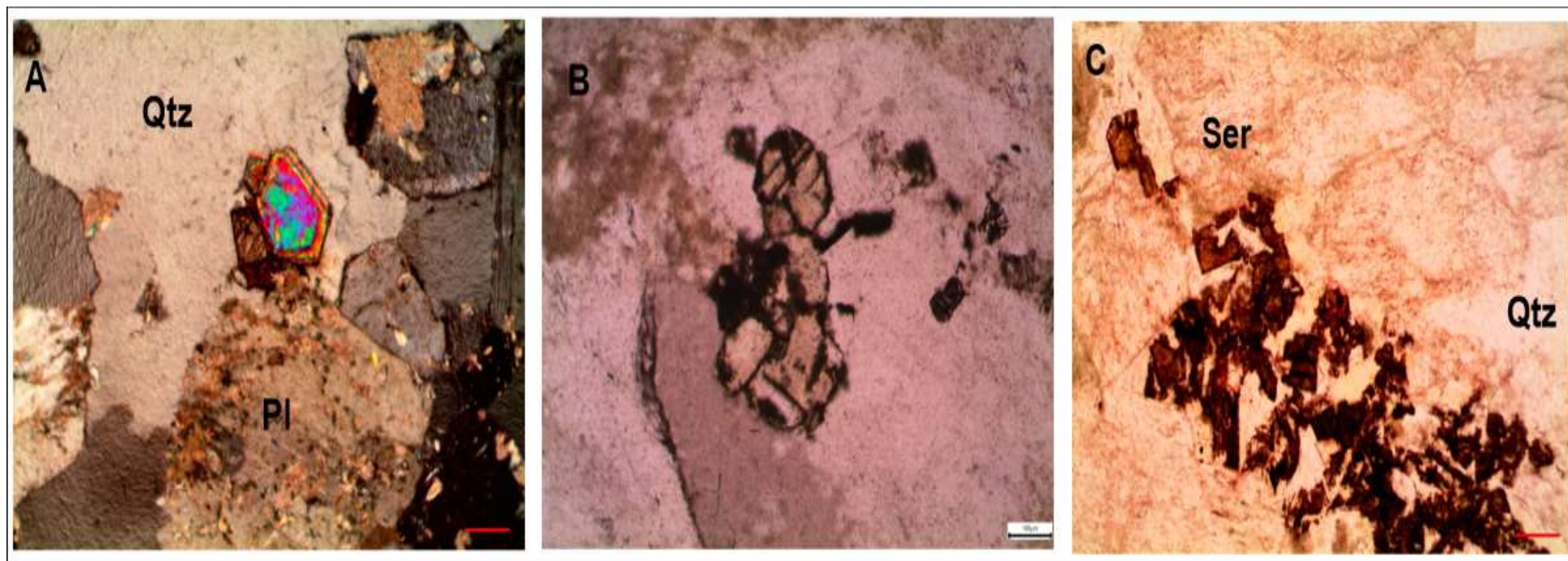
O que se identificou como allanita são cristais de relevo alto, incolores, com relevo alto, clivagem bem desenvolvida em uma direção e moderadamente bem desenvolvida em uma segunda direção, a 60/120° da primeira (figura 25 B e figura 23 B). Aparentemente sofrem substituição, ora por mineral micáceo, ora por mineral opaco, sendo que no primeiro caso a alteração só se nota a nicóis cruzados. Geralmente se encontram associadas a quartzo hidrotermal intersticial.

Outros possíveis minerais presentes nas rochas alteradas são: titanita, esfalerita (associada à pirita).

Embora sua aparência macroscópica seja de uma rocha não alterada, os aplitos sofreram a ação de alteração sódica e leve sericitização dos seus cristais, além de leve ferruginização da sericita. Alguns cristais vestigiais de feldspato alcalino estão presentes. Não foram identificados, nesses aplitos, cristais de monazita ou outro mineral acessório de interesse para terras-raras, diferentemente do esperado, em função dos estudos realizados por Martins (2015).

A única litologia em que não se constatou presença de alteração hidrotermal foram as intrusões máficas de textura fina, que ocorrem pontualmente na área. Estas são, portanto, as únicas litologias pós-hidrotermalismo observadas.

Figura 25 - Minerais acessórios encontrados em lâmina delgada: A) minerais identificados como zircões (NC); B) cristais semelhantes a allanita, porém, sofrendo alteração, sem propriedades ópticas conclusivas. Características semelhantes ao mineral substituído por opacos na figura 23 B. C) minerais identificados como rutilos em seção basal (NP), esse associa-se a prenhita.



Fonte: Autora

9.5 Difractometria de Raios-X

Estas análises foram cruciais para a avaliação dos processos ocorrentes na área das minas Cerrito. Sem essas análises não seria possível uma classificação condizente com os processos hidrotermais que realmente ocorreram nos monzogranitos do alvo Cerrito.

Foi através dessas análises que se conseguiu diferenciar o hidrotermalismo incidente em Cerrito em três zonas hidrotermais (alteração sódica, sericítica e silícica) e observar as relações entre os minerais, bem como a relação entre o comportamento micro e macroscópico da rocha alterada, juntamente com as descrições de lâmina.

A difratometria de raios-X permitiu esclarecer e confirmar certas observações feitas nas etapas macro e micro-descritivas, principalmente no que se refere à alteração sódica e da espécie de sericita ocorrente, que só foi possível de se certificar por meio dessas análises.

As análises mostram que os dois principais minerais constituintes da paragênese hidrotermal das alterações se constituem de plagioclásio e quartzo, sendo que esses têm uma correlação aproximadamente inversa e podem estar associados a eventos de alteração distintos (Tabela2).

Tabela 2 - Resultados das leituras de raios-X para as amostras analisadas.

	Illita (%)	Plagioclásio (%)	Feldspato Alcalino (%)	Calcita (%)	Clorita (%)	Caulinita (%)	Quartzo (%)	Pirita(%)
PTRC-FS_1B-05	11,3	78,3	–	1,7	7,3	–	0	1,4
PTRC-FS_1A-13	1,3	89,7	–	–	2,6	–	6,4	–
PTRC-FS_1C-04	5,9	51,4	–	–	18,9	–	23,7	–
PTRC-FS_1B-07	5,2	52,2	–	3,4	–	5,9	33,3	–
PTRC-FS_1C-05	16,3	16,8	–	9,6	–	4,7	52,7	–
PTRC-FS_1B-13	11,7	–	23,5	3,7	–	5,6	55,5	–
PTRC-FS_1C-02	17,3	11,2	–	2	10,9	–	58,6	–

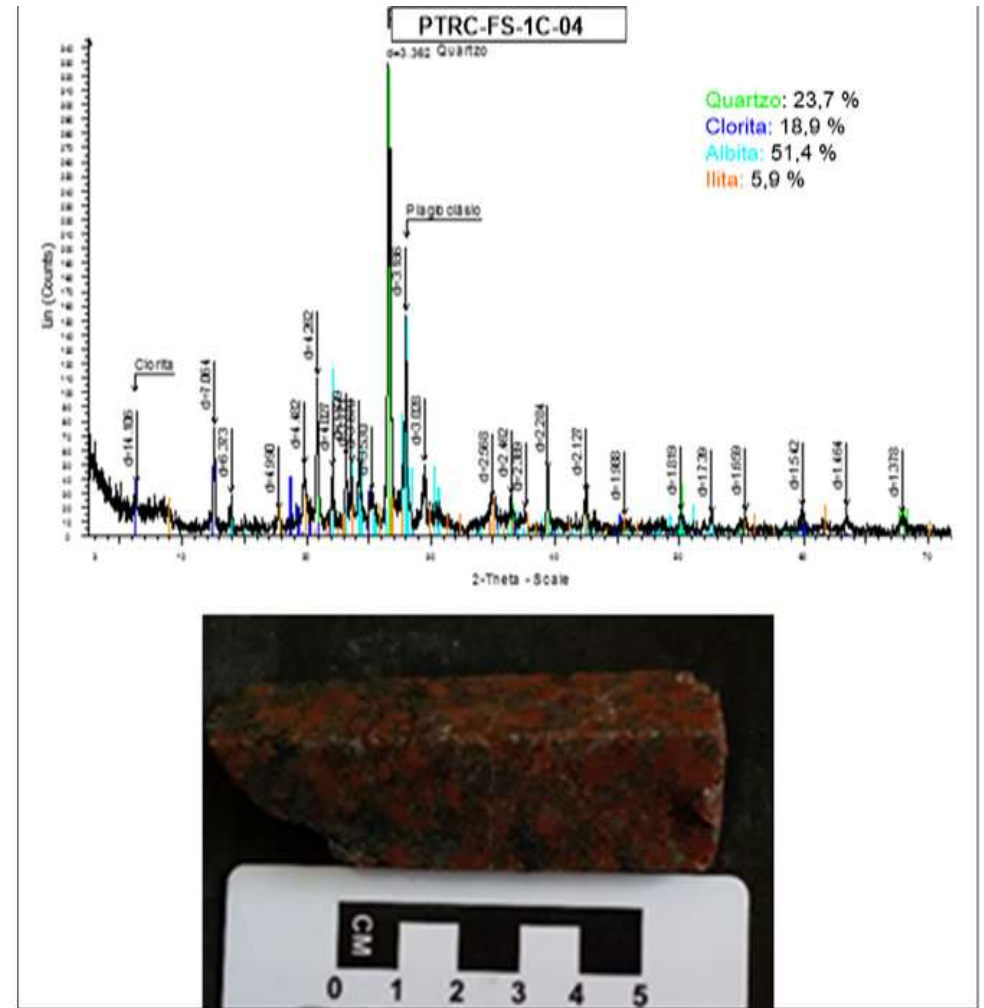
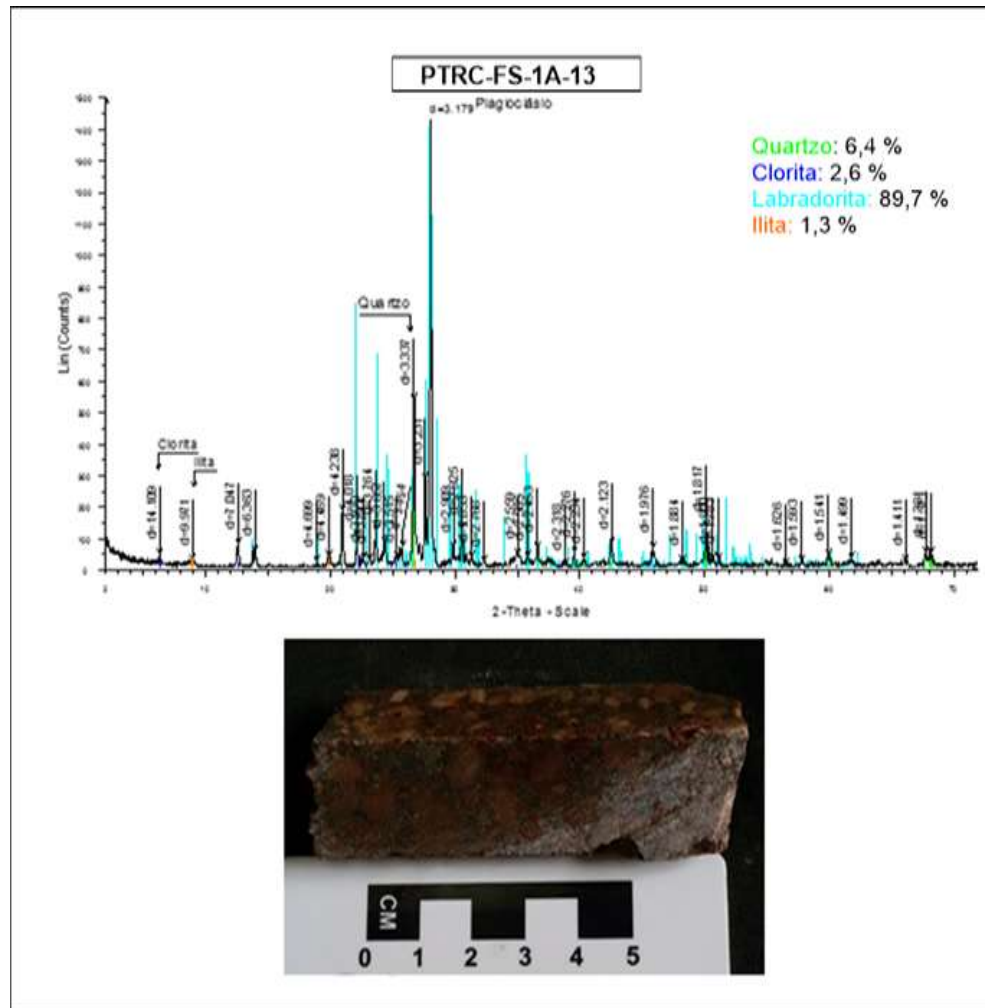
Foi através da DRX que também se constatou a presença de labradorita (Figura 26). Essa espécie de plagioclásios, mais ricas em anortita, não são típicos do protólito estudado (monzogranito) e sua presença pode, provavelmente, ser explicada pelo manifestado por Misas (2010) quem relata, em sua dissertação de mestrado, observações semelhantes em relação aos

pórfiros de Au-(Cu) do Palito (Província Mineral de Carajás), que apresentaram plagioclásios de composições variando de oligoclásio a bytownita, e diz que a presença de espécies minerais de “teores muito elevados de anortita não deveriam ocorrer em rochas desse tipo, o que sugere a ocorrência de algum evento de calcificação ou a absorção de xenocristais de plagioclásio no núcleo de cristais ígneos”.

As análises de DRX permitiram também identificar a espécie de sericita como illita, mineral que pode variar de 1,3% a 11,3% na zona de alteração sódica e de 11,7% a 17,3% na zona de alteração sericítica, segundo essas análises.

Quantidades de quartzo superiores às verificadas por difratometria de raios-X ocorrem na área de estudos, podendo chegar a 85% da composição mineralógica modal da rocha.

Figura 26 - DRX e foto das amostras PTRC-FS-1A-13 (contendo labradorita) e PTRC-FS-1C-04 (contendo albita).



Fonte: autora

9.5.1 Relações Macro e Microscópicas dos Minerais de Alteração

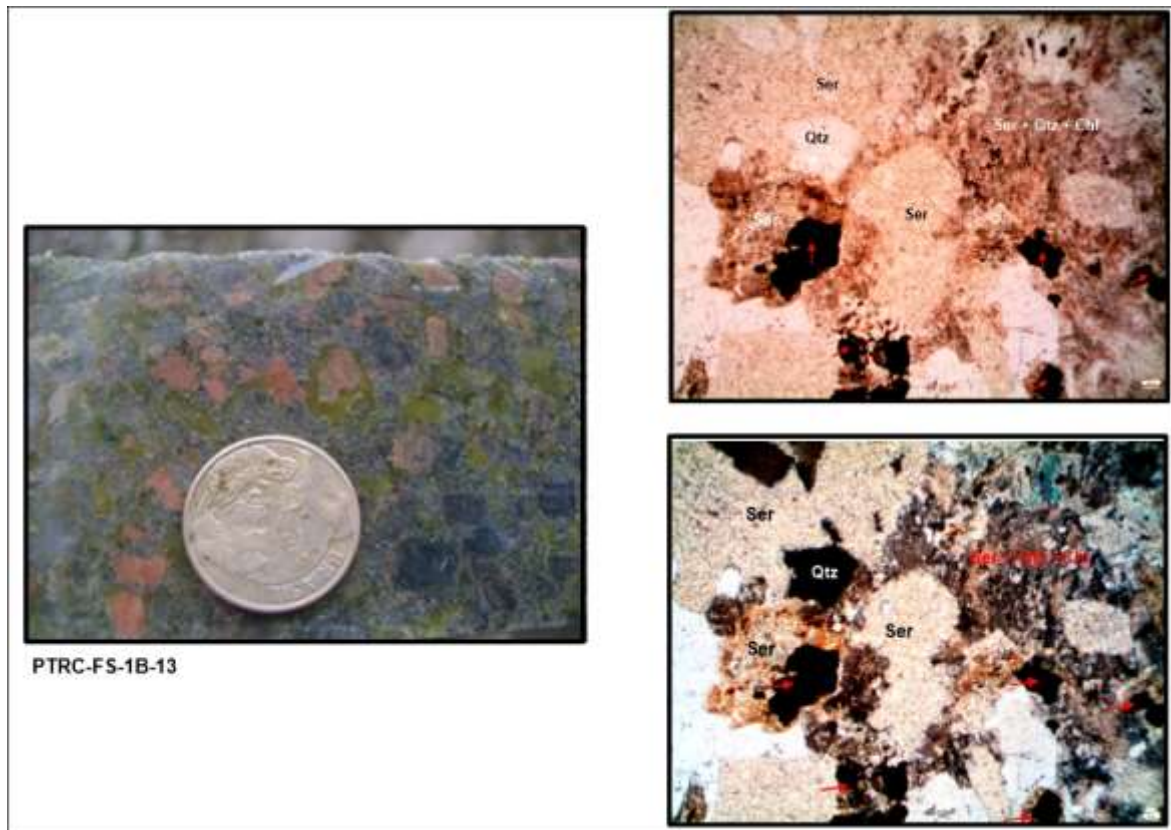
Os principais processos de alteração hidrotermal observados nas rochas da área de estudos são: alteração alcalina; cloritização; sericitização; silicificação; formação de minerais opacos; precipitação de calcita e precipitação de óxido de ferro.

Os principais minerais de alteração ou relacionados ao processo de hidrotermalismo identificados para as rochas analisadas são:

- **Albita:** as albitas de gênese hidrotermal são decorrentes da desestabilização dos feldspatos potássicos e plagioclásios preexistentes em presença do fluido hidrotermal, por alteração sódica. Essas albitas apresentam cor variável de rosa salmão a vermelho intenso, de aspecto fosco/leitoso, sendo facilmente confundidas com os feldspatos potássicos. Em lâmina delgada se pode observar que corrobora para essa cor rosa/vermelha a impregnação dos plagioclásios por óxido de ferro, o qual se deposita ao longo das fissuras de clivagem e das bordas dos cristais. Quando essa ferruginização ocorre com maior intensidade nas bordas dos plagioclásios, impregnando a ilita/sericita, se observa macroscopicamente um halo de cor vermelho bonina. Se apresentam, frequentemente, como pseudomorfos dos cristais de feldspato alcalino. Os plagioclásios (albita) chegam a representar até 89,7% da rocha nas porções zonas de alteração sódica, segundo resultados obtidos por difratometria de raios-X. De modo geral, a quantidade de feldspato diminui com o aumento de quartzo (ver tabela 2).
- **Ilita:** a ilita é um dos minerais mais abundantes como produto de alteração das rochas. Elas decorrem da desestabilização dos feldspatos, podendo se mostrar como pseudomorfos dos mesmos. Esse mineral apresenta, em macro escala, cor verde pistache e em microescala é transparente à nicóis paralelos, incolor a amarela. Em nicóis cruzados seu aspecto é “mosqueado”, em função do tamanho diminuto dos cristais e da mistura intersticial de quartzo (figura 27). Esse mineral substitui os feldspatos das bordas para o centro e ao longo de planos de fraqueza (clivagens, microfraturas) e, quando não o substituem totalmente, formam halos em seu entorno. Isto demonstra o forte controle microestrutural sobre a evolução da alteração. Pode estar impregnada por óxido de ferro (ferruginização) e,

macroscopicamente, apresentar cor vermelho bonina. A quantidade de illita, segundo resultados de raios-X, pode variar de 1,3% a 17,5% (Tabela 2). Parte da illita pode estar alterada a caulinita, sendo essa alteração mais comum nas porções mais superficiais, dispostas a alteração supergênica.

Figura 27 - Alteração sericítica na amostra PTRC-FS-1B-13. Macro (esquerda), micro a nicóis paralelos (direita superior) e micro a nicóis cruzados (direita inferior). Notar a relação do opaco (setas vermelhas) com a sericita.



Fonte: Autora

- Clorita: a clorita é o quarto mineral de alteração em abundância, ficando atrás da albita, do quartzo e da illita. Esse mineral se distribui, principalmente, nas porções intersticiais, e substitui os minerais máficos do protólito, sendo encontrado, principalmente, como alteração da biotita. O mineral apresenta cor escura/preta quando visto macroscopicamente, em função de sua frequente associação com minerais opacos, e cor verde, levemente pleocróica, quando em seção delgada a nicóis paralelos. Em nicóis cruzados sua cor usual é o azul-berlim, podendo se apresentar também com cor verde similar a observada a nicóis paralelos. Os minerais opacos frequentemente são observados como deposições ao longo das clivagens desse mineral. Quando diretamente associada

à illita, a clorita apresenta-se mais translúcida e a sua cor a nicóis cruzados não se altera muito, continuando verde (figura 24 D). A proporção desse mineral varia bastante, sendo que os raios-X apontaram quantidades de menos de 1% até 18,9% desse mineral. Se associa principalmente às zonas de alteração sódica, porém, não apresenta uma correlação clara com nenhum outro mineral de alteração (com base no espaço amostral disponível).

- **Quartzo:** O quartzo é um mineral abundante nas rochas alteradas, sobretudo nas zonas de alteração sericítica e silícica (a última evolução da primeira), e se apresenta, usualmente, com cor branca leitosa (figura 16). Este se concentra tanto nos interstícios da rocha quanto preenchendo veios (Figura 24). No primeiro caso se encontra anédrico, com bordas irregulares e suaves e associado à illita, tanto em seus interstícios quando acumulado em pequenos bolsões (figura 24 C e E). Já no segundo caso este se encontra euédrico (ou granular, frequentemente bordejando cristais euédricos), associado à illita, no contato com a encaixante, e com a calcita, na porção mais interna do veio (figura 24 A, B, E e F). O quartzo está diretamente associado à illita, e possui correlação inversa com o feldspato, segundo observações e segundo os resultados por análise de raios-X.
- **Calcita:** frequentemente encontrada preenchendo veios e vênulas, associada a cristais de quartzo, este mineral se cristaliza bem, apresentando clivagem perfeita em seção delgada. Macroscopicamente pode ser visto tanto como material de aspecto fosco e com contaminações de ferro, quanto bem cristalinas e translúcidas (calcita óptica). Sua observação em meio à rocha é mais difícil, mas ocorre. Sua associação/relação com a sericita é fisicamente intermediada pelo quartzo, via de regra (figura 24 A, B e F).
- **Óxido de ferro:** se encontra na forma de impregnação (ferruginização) da sericita e dos plagioclásios, conferindo tons avermelhados aos mesmos (Figura 23). Esses óxidos se depositam ao longo de clivagens, microfraturas e demais zonas de fraqueza desses minerais. Provavelmente provém da desestabilização de minerais opacos.

- Pirita e opacos: o principal mineral opaco identificado na área de estudo foi a pirita, porém, não se descarta a possibilidade da ocorrência de outros minerais dessa natureza, o que poderia ser melhor observado por MEV. A pirita pode ser encontrada em diversos tamanhos, de submilimétricas a 2-3 mm, bem como aglomerados de cristais. Quando milimétricas, pode-se observar bem sua forma euédrica cúbica, quando submilimétricas, assemelham-se a um fino pó disseminado, que é normalmente euédrico em seção delgada. Os minerais opacos também se depositam ao longo das clivagens da biotita (substituída por clorita). Menos frequentemente, se observa o mineral opaco como pseudomorfo de um mineral com clivagem em duas direções (60-120°, bem desenvolvida em uma direção), o qual se acredita que seja allanita ou rutilo alterado.
- Outros minerais: a caulinita é pouco representativa nas zonas de alteração presentes, mas ocorre pontualmente, com quantidades não superiores a 6%, verificadas por raios-X. Geralmente estão associadas a processos supergênicos e afetam os feldspatos ou a ilita. Cristais de epidoto são raros.

9.6 Alteração Sódica

Embora a alteração propilítica seja descrita para diversos alvos de estudo em Lavras do Sul, na área de Cerrito não se observou uma representação marcante desse tipo de alteração, sendo a ocorrência de epidoto muito rara (quantidade acessória). Embora macroscopicamente se tenha definido grande parte da alteração como propilítica, em função da similaridade das características macroscópicas desses com as descrições bibliográficas para áreas adjacentes, essas zonas tratam-se, na verdade, de zonas de alteração sódica, que envolve a transformação da mineralogia da rocha ou, pelo menos dos feldspatos e plagioclásios originais, em plagioclásios tipo albita (sódicos).

A alteração sódica foi, pelo que se pôde observar, a primeira alteração a incidir nos monzogranitos da área. Essa alteração foi também a mais extensiva, e se deu de forma penetrativa, sendo posteriormente sobreposta por outros tipos de alteração, principalmente por processos de sericitização (formação de ilita) e silicificação.

O processo de alteração sódica envolve a trocas químicas, sobretudo do K^+ por Na^+ , formando albita a partir dos feldspatos alcalinos, e Ca^{2+} por Na^+ , formando albita a partir de plagioclásios cálcicos, processo denominado albitização. Ocorrem sobre a ação de fluidos alcalinos altamente salinos e com temperaturas entre 600 e 800°C. Acredita-se, com base na bibliografia, que os fluidos que ocasionaram essa alteração possuem proveniência magmática.

As modificações texturais e mineralógicas geradas por essas alterações, embora sejam as de maior grau dentre as identificadas, não causaram diferenças macroscópicas muito impactantes (em relação ao protólito), sendo semelhantes a uma alteração de baixo grau, o que dificulta sua identificação sem ferramentas de maior detalhe. É importante ressaltar também que, dentre as alterações observadas na área, a alteração sódica foi a única em que não se observou indícios de controle microestrutural em sua evolução.

Os plagioclásios hidrotermais apresentam-se com cores mais comuns a feldspatos alcalinos (vermelho claro, rosados), sendo facilmente confundidos com esses. Outro fator que intensifica essa coloração é a impregnação de óxido de ferro (ferruginização) desses minerais, processo posterior à alteração sódica e a sericitização.

A maior parte dos minerais que compõe a paragênese dessas alterações é constituída de plagioclásio, variando entre 50 e 90%, sendo clorita (até 18,9%) e quartzo (até 33%) bastante frequentes, depositados na matriz e em fraturas (vênulas e veios), imprimindo cor escura (cinza a preto) nessas porções. Não há como afirmar, entretanto, se esse quartzo e clorita são pertencentes à paragênese da alteração sódica ou às alterações posteriores (sericítica e silícica).

9.7 Alteração Sericítica

A sericitização foi o processo hidrotermal mais representativo, depois da alteração sódica, e é posterior a esta, incidindo sobre a paragênese da mesma. A esta alteração está associada à concentração de opacos e, conseqüentemente, à mineralização aurífera. Os opacos, minerais de minério, se associam também à zona classificada como silícica, também rica em sericita, e considerada nesse estudo como uma evolução gradual da zona de alteração sericítica.

A alteração sericítica ocorre em faixas de pH entre 5 e 6 a temperaturas acima de 250°C, podendo ou não envolver a influência de fluidos meteóricos. Acredita-se que essa possa ter ocorrido em função da liberação de H^+ pelo processo alteração sódica precursor, o que provavelmente induziu a alteração dos feldspatos, formando illita + quartzo + K^+ .

Nesse processo de alteração houve formação de illita (espécime determinado por DRX) a partir de feldspatos. A alteração evolui sob forte controle meso e microestrutural, se desenvolvendo, em meso-escala, no entorno de estruturas como fraturas, veios e vênulas ou adjacente aos mesmos (alteração fissural) e, em microescala, no entorno dos cristais em direção ao seu centro, bem como ao longo de suas clivagens, microfraturas.

Os veios e vênulas que centralizam a propagação da alteração sericítica geralmente estão preenchidas por quartzo euédrico e calcita, esta mais tardia em relação ao primeiro.

Geralmente essa zona de alteração é identificada pela cor verde, porém, a illita pode ter sofrido impregnação de óxido de ferro e apresentar cor vermelho bonina. Quase sempre, halos vermelho-bonina em torno dos cristais de plagioclásio são sericita impregnada por óxido de ferro.

A paragênese característica identificada para estas zonas de alteração são a illita, quartzo, clorita e piritá/opacos. A illita e quartzo podem estar diretamente relacionados, estando o quartzo anédrico segregado nos interstícios da illita. Porém, esse quartzo tende a migrar para espaços vazios (fraturas, cavidades de dissolução) quando próximo a eles, formando núcleos de quartzo anédrico ou vênulas de cristais euédricos (figura 29 A, B, C e E) com textura de zonação (inclusões, *overgrowths* – figura 28 F) e se associando também com calcita subédrica bem cristalizada, que preencheu os espaços residuais. Nas bordas externas desses preenchimentos a sericita se mostra mais pura, devido ao escoamento do quartzo para espaços vazios, o que pode ser observado em lâmina delgada a nicóis cruzados.

Os opacos se concentram, em geral, em porções onde há sericita com quartzo intersticial ou na interface entre esses (nos bolsões). A clorita pode se apresentar tanto como alteração da biotita quanto diretamente associada com a sericita, intersticialmente.

9.8 Alteração Silícica

A zona de alteração silícica é uma evolução da zona sericítica, representando um maior grau de alteração desta. Portanto, apresenta características similares a zona sericítica, porém, com uma quantidade muito superior de quartzo, que pode chegar a representar mais de 60% da rocha alterada, com quantidades de illita similares e quantidades feldspato ainda menores que nas zonas de alteração sericítica propriamente ditas (ver tabela 2).

Pode ser que a formação dessas zonas envolva, além da intensa liberação de sílica para o sistema, através dos processos de alteração, a migração dessa sílica em direção às zonas de alívio de pressão (fraturas, veios), visto que essas zonas se centralizam nessas feições.

Os maiores teores de ouro e sulfetos estão mais frequentemente associados à essas zonas.

10 CONSIDERAÇÕES FINAIS

As alterações das Minas Cerrito se mostraram complexas. Um dos fatores inesperados foi a constatação da alteração sódica, em lugar da potássica, que estão presentes nas rochas da área e que muito se assemelham, macroscopicamente, à alteração propilítica descrita para diversas áreas de Lavras do Sul.

Pelo que se pôde analisar, o desenvolvimento de seu hidrotermalismo envolve a alteração sódica/albitização dos feldspatos alcalinos e calco-sódicos ígneos, sendo essa alteração sobreposta por alteração sericítica e silícica, a última interpretada como evolução em maior grau da primeira.

Com base em revisão bibliográfica sobre o contexto geológico da área de estudos e nas observações feitas durante os estudos, bem como com comparação à estudos de caso de características semelhantes, entende-se que o tipo de depósito presente em Cerrito do Rezende e Cerrito do Pires se trata de um pórfiro com mineralização associada à zona de alteração sericítica e silícica.

Muito se ressalta em trabalhos anteriores, a relação da pirita mais fina com maiores teores de Au nas mineralizações de Lavras do Sul. Dentre as observações que se pôde realizar e os materiais disponibilizados, não se percebeu essa relação nas mineralizações de Cerrito, visto que tanto piritas milimétricas e euédricas ou geminadas, quanto piritas finas e disseminadas estão presentes nas zonas de maior concentração de Au.

Nesse alvo, os principais controles observados para a concentração de pirita aurífera foram a associação entre quartzo e sericita, a abundância de quartzo e a abundância de fraturamento e/ou cavidades, que fornecem o espaço para a deposição do sulfeto. Dentre esses, o fraturamento talvez seja o mais importante controle, sendo que, em alguns pontos de zonas de alteração sódica ou com alteração incipiente e, portanto, onde se espera encontrar fraca sulfetação, ocorre alta concentração de Au e sulfetos. Isso ocorre pois, nessas zonas, os sulfetos encontram-se depositados ao longo das fraturas, associados a finas camadas de sericita, ou junto a concentrações de sericita pontuais, e não necessariamente associados à zona de alteração em si.

Talvez em função da proximidade dessas alterações aos limites entre diferentes corpos/litologias relacionados aos eventos intrusivos ocorrentes no GL e à fonte principal de circulação de fluidos hidrotermais (ZFPJ), bem como da interferência de duas estruturas (falhas) influentes na circulação dos fluidos, o padrão de alteração encontrado nessa área se

diferencia consideravelmente do que se descreve para as áreas relacionadas a outros prospectos em Lavras do Sul, como, por exemplo, as minas Caneleira, Bloco Butiá e Boa Vista.

Recomenda-se que em trabalhos futuros se dê especial atenção à presença de plagioclásio cálcico (labradorita), para que se busque melhor entendimento sobre o processo que deu origem à mesma, visto que esta não deveria estar relacionada aos litotipos predominantes na área.

REFERÊNCIAS

- ALBERS, A. P. F.; MELCHIADES F. G.; MACHADO R.; BALDO, J. B.; BOSCHI A. O.; 2002. **Um método simples de caracterização de argilominerais por difração de raios X**. *Cerâmica*, 48 (305) p. 34-37.
- ALMEIDA, D. P. M.; CHEMALE JR., F.; MACHADO, A. 2012. **Late To Post-Orogenic Brasiliano-Pan-African Volcano-Sedimentary Basins In The Dom Feliciano Belt, Southernmost Brazil**.; *Petrology - New Perspectives and Applications*. Prof. Ali Al-Juboury (Ed.), Editora InTech, p. 73-130.
- ARAÚJO, C.A.S.; 2016. **Alteração Hidrotermal E Paragênese Mineral Da Mina Cerro Rico – Lavras Do Sul, Rs – Novos Dados E Interpretações**; Trabalho de Conclusão de Curso. Programa de Graduação em Geologia, Universidade Federal do Pampa, Caçapava do Sul, RS. 128 p.
- BARBOSA, A.F. & CONSTANTINO, W. 1961. **A Mineralização de Cobre de Volta Grande e sua Relação com o Granito Lavras, Estado do Rio Grande do Sul**. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 10:41-47. (Mexias et al., 2007)
- BICCA, M. M., 2013. **Tectônica e Proveniência do Grupo Santa Bárbara, Região de Minas do Camaquã - RS, Vol. 1**. Tese de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 130 p.
- BONGIOLO, E. M. 2006. **Integração de Dados Mineralógicos, Isótopos Estáveis (O, H) e Porosidade de Rochas (14C-PMMA) no reconhecimento da evolução da alteração no sistema hidrotermal de Lavras do Sul/RS, Brasil**, Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 86 p.
- BORBA, A. W. 2006. **Evolução Geológica da "Bacia do Camaquã" (Neoproterozóico e Paleozóico Inferior do Escudo Sul-rio-grandense, RS, Brasil): uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica**. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 130 p.
- BORBA, A.W. ET AL. 2008. **U–Pb zircon and 40Ar–39Ar K-feldspar dating of syn-sedimentary volcanism of the Neoproterozoic Maricá Formation: constraining the age of foreland basin inception and inversion in the Camaquã Basin of southern Brazil**. *Basin Research* 20, 359–375. (Paim et al. 2014).
- CARVALHO, P.F. 1932. **Reconhecimento Geológico do Estado do Rio Grande do Sul**. *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil*, 66. 72p. Mexias (2007).
- CHAVES, C. D. R.; 2012. **Petrografia e Geocronologia da Monazita Hidrotermal do Pertita Granito do Complexo Intrusivo Lavras do Sul/RS.**, Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, UFRGS, Porto Alegre/RS.
- CHEMALE JR., F. 2000. **Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense**, in: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds), *Geologia do RS*. CIGO/UFRGS, Porto Alegre, pp. 13-52.

COUTINHO, M. G.; FALLICK, A. E. 2008. **Província Mineral do Tapajós: Geologia, Metalogenia e Mapa Previsional para Ouro em SIG**, Cap. 9: Sistema Hidrotermal, p.263-296

DE ROS, L.F. ET AL., 1994. **The role of detrital composition and climate on the diagenetic evolution of continental molasses: evidence from the Cambro-Ordovician Guaritas sequence, southern Brazil**. *Sedimentary Geology* 92, 197-228. (Paim et al., 2014).

FAMBRINI, G. L.; JANIKIAN, L.; ALMEIDA, R. P.; FRAGOSO-CESAR, A. R. 2014. **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**. *Comunicações Geológicas* (2014) 101, 1, p. 39-54

GASTAL, M.C.P. 1998. **Suite Intrusiva Saibro, RS: Avaliação de um Modelo Petrológico**. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 365p. (Gastal et al., 2006).

GASTAL, M. C.; LAFON, J. M.; FONSECA, F. J.; MAGRO, F. U. S.; REMUS, M. V. D.; SOMMER, C. A. 2006. **Reinterpretação do Complexo Intrusivo Lavras do Sul, RS, de acordo com os sistemas vulcano-plutônicos de subsidência - Parte 1: Geologia, Geofísica e Geocronologia (207Pb/206Pb e 206Pb/238U)**. *Revista Brasileira de Geologia*, 36 (01): 99-113

GASTAL, M. C.; LAFON, J. M. 2006. **Reinterpretação do Complexo Intrusivo Lavras do Sul, RS, de acordo com os sistemas vulcano-plutônicos de subsidência. Parte 2: Química mineral, geoquímica e isótopos de Pb-Sr-Nd.**, *Revista Brasileira de Geologia*, 36 (01): 115 -132

GASTAL M.C., LAFON J.M., CHEMALE JR. F. 2010. **U-Pb and Pb-Pb zircon ages of Neoproterozoic-Eopaleozoic granites from the western portion of the southern Brazilian Shield**. In: 7^o Southern America Symposium on Isotope Geology. Brasília. Extended Abstracts, 4 p.

GASTAL, M. C. ET AL. 2015. **Alojamento do Granito Lavras e a Mineralização Aurífera Durante a Evolução de Centro Vulcânico-Plutônico Pós-Colisional, Oeste do Escudo Sul-rio-grandense: Dados Geofísicos e Estruturais**. Em: *Brazilian Journal of Geology*, 45(2), p. 217-241.

GOÑI, J.C. 1961. **O Rapakivi Lavras-Jazidas Metalíferas Associadas-Lavras do Sul – Rio Grande do Sul (Estudos Preliminares)**, Brasil. *Boletim da Escola de Geologia de Porto Alegre*, 7. 107p. (Mexias et al., 2007)

HARTMANN, L.A. ET AL. 2008. **Detrital Zircon U-Pb Age Data and Precambrian Provenance of the Paleozoic Guaritas Formation, Southern Brazilian Shield**. *International Geology Review* 50, 364-374.

JANIKIAN, L., ALMEIDA, R. P., FRAGOSO-CESAR, A. R. S., FAMBRINI, G. L., 2003. **Redefinição do Grupo Bom Jardim (Neoproterozóico III) em sua área-tipo: litoestratigrafia, evolução paleoambiental e contexto tectônico**. *Revista Brasileira de Geociências*, 33, 4, 349-362. Kaul, P. F. T.; Rheinheimer, D. 1974. *Relatório Final - Projeto Ouro no Rio Grande do Sul e Santa Catarina, Vol. I a IV, Companhia de Pesquisas e Recursos Minerais (CPRM), Porto Alegre (RS)*.

JANIKIAN, L.; ALMEIDA, R.; FERREIRA DA T.; FRAGOSO-CESAR, A. R.; SOUZA D'A., M.; DANTAS, E. & TOHVER, E., 2008. **The continental Record of Ediacaran volcano-sedimentary successions in southern Brazil and their global implications**. *Terra Nova*, Vol. 20, pp. 259-266.

JANIKIAN, L.; ALMEIDA, R.; FERREIRA DA T.; FRAGOSO-CESAR, A. R.; SOUZA D'A., M.; DANTAS, E. & TOHVER, E., 2008. **The continental Record of Ediacaran volcano-sedimentary successions in southern Brazil and their global implications.** Terra Nova, Vol. 20, pp. 259-266.

KAUL, P. F. T.; RHEINHEIMER, D.; **Projeto Ouro no Rio Grande do Sul e Santa Catarina**, 1974. Ministério das Minas e Energia, Departamento Nacional de Produção Mineral, Convênio DNPM/CPRM, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Diretoria de Operações, Agência Porto Alegre.

KAUL, P.F.T. & ZIR FILHO, J.A. 1974. **Mineralizações Auríferas de Lavras do Sul, Tipos, Controle Tectônico, Aspectos Genéticos e Guias para a Localização de Novos Corpos Mineralizados.** In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27., 1974, Porto Alegre, RS. Anais... Porto Alegre, RS, SBG. p. 115-130. (Mexias et al., 2007).

LIMA, E.F. 1985. **Petroquímica e Prospecção Litogeoquímica da Área da Merita, Região de Volta Grande, Lavras do Sul, RS.** Porto Alegre. 187 p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. (Mexias et al., 2007).

LIMA, E.F. & NARDI, L.V.S. 1992. **O magmatismo shoshontico no Estado do Rio Grande do Sul: uma revisão.** Pesquisas, 19:190-194. (Mexias et al., 2007);

LIMA, E. F.; NARDI, L. V. S. 1998. **Química Mineral Das Rochas Vulcânicas E Lamprófiros Espessartíticos Da Associação Shoshonítica De Lavras Do Sul-RS.** Revista Brasileira de Geociências 28(2): p. 113-124 (Mexias et al., 2007).

LIMA, E. F.; NARDI, L. V. STOLL; SOMMER, C. A. 2007. **Lamprófiros Espessartíticos da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul-RS: Litoquímica e Química Mineral.** Em: 50 Anos de Geologia – Instituto de Geociências da UFRGS, Porto Alegre, Ed. Comunicação e Identidade, p. 43-57

LIMA, E. F.; NARDI, L. V. STOLL; SOMMER, C. A. 2007. **O Vulcanismo Neoproterozóico-Ordoviciano no Escudo Sul-rio-grandense: Os Ciclos Vulcânicos da Bacia do Camaquã.** Em: 50 Anos de Geologia: Instituto de Geociências da UFRGS, Porto Alegre, Ed. Comunicação e Identidade, p. 80-92

LIZ, J. D.; LIMA, E. F.; NARDI, L. V. S., HARTMANN, L. A.; SOMMER, C. A.; GONÇALVES, C. R. H. 2004. **Aspectos Petrográficos E Composicionais Do Sistema Multiintrusivo Da Associação Shoshonítica Lavras Do Sul (Rs) E Seu Potencial Para Mineralizações De Ouro E Sulfetos.** Revista Brasileira de Geociências, 34(4): p. 539-552

LOPES, R. W.; FONTANA, E.; MEXIAS, A. S.; GOMES, M. E. B.; NARDI, L. V. S.; RENAC, C. 2014. **Caracterização petrográfica e geoquímica da sequência magmática da Mina do Seival, Formação Hilário (Bacia do Camaquã – Neoproterozoico), Rio Grande do Sul, Brasil.** Em: Pesquisas em Geociências, 41 (1): 51-64

MATURANA FILHO, S. R., 2015. **Diagnóstico E Caracterização Das Concentrações De Elementos De Terras-Raras (ETR) Na Região Central Do Escudo Sul-Rio-Grandense, Estado Do Rio Grande Do Sul.** Trabalho de Conclusão de Curso, Programa de Graduação em Geologia, Universidade Federal do Pampa, Caçapava do Sul, RS. 124 p.

MARTINS, L., 2015. **Geologia E Identificação Da Paragênese Mineral Na Mina Dourada, Lavras Do Sul, RS.** Trabalho de Conclusão de Curso, Programa de Graduação em Geologia, Universidade Federal do Pampa, Caçapava do Sul, RS. 109 p.

MEXIAS, A. S., 2000. **Alteração Hidrotermal e Mineralizações de Ouro Associada no Distrito Aurífero de Lavras do Sul/RS. A área do Bloco Butiá.** Porto Alegre. 360p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

MEXIAS, A. S., 1990 **O Sistema Hidrotermal Fóssil De Volta Grande- Lavras do Sul/RS.** Porto Alegre. 182p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

MEXIAS, A.S.; FORMOSO, M.L.L.; MEUNIER, A. & BEAUFORT, D. 1990a. **Composition and Crystallization of Corrensite in Volcanic and Piroclastic Rocks of Hilario Formation (RS) Brasil.** Sciences Geologiques, Mem., 88:135-143. (Mexias et al., 2007).

MEXIAS, A.S.; FORMOSO, M.L.L.; MEUNIER, A. & BEAUFORT, D. 1990b. **Considerações Sobre o Hidrotermalismo das Rochas Vulcanoclásticas da Região de Volta Grande - Lavras do Sul/RS.** In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal, RN. Anais...Natal, RN, SBG. p.10. (Mexias et al., 2007).

MEXIAS, A. S.; BONGIOLO, E. M.; GOMES, M. E. B.; FORMOSO, M. L. L.; FRANTZ, J. C. 2007. **Alterações Hidrotermais e Mineralizações nas Rochas da Associação Plutono-Vulcano-Sedimentar na Região de Lavras do Sul-RS.** Em: 50 Anos de Geologia: Instituto de Geociências da UFRGS, Porto Alegre, Ed. Comunicação e Identidade, p. 143-159

MINERAR CONSULTORIA; **Diagnóstico do Potencial Mineral de Lavras do Sul/RS;** Minerar Consultoria e Projetos, p. 47 a 53.

MISAS, C. M. E. 2010. **Evolução Magmática, Alteração Hidrotermal e Gênese da Mineralização de Ouro e Cobre do Palito, Província Aurífera de Tapajós (PA).** Tese de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 235 p.

NARDI, L. V. S. 1984. **Geochemistry and Petrology of the Lavras Granite Complex, RS, Brazil.** Doctor of Philosophy Thesis, Department of Geology King's College, University of London, 268p. (Gastal et al., 2015).

NARDI, L.V.S. & LIMA, E.F. 1985. **A Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, RS.** Revista Brasileira de Geociências, 15(2):139-46. (Mexias et al., 2007).

NARDI, L.V.S. & LIMA, E.F. 1988. **Hidrotermalismo no Complexo Granítico Lavras e Vulcânicas Associadas.** Revista Brasileira de Geociências, 18 (3):369- 375. (Mexias et al., 2007).

PAIM, P. S. G.; CHEMALE JR., F.; WILDNER, W. 2014. **Estágios evolutivos da Bacia do Camaquã (RS).** Ciência e Natura - Revista do Centro de Ciências Naturais e Exatas, vol. 36 Ed. Especial, Universidade Federal de Santa Maria, p. 183–193

PELOSI, A. N. M. R.; FRAGOSO-CESAR, A. R. S. 2003. **Proposta Litoestratigráfica E Considerações Paleoambientais Sobre O Grupo Maricá (Neoproterozóico Iii), Bacia Do Camaquã, RS.** Revista Brasileira de Geociências, 33(2):p. 137-148

REMUS, M.V.D.; MCNAUGHTON, N.J.; HARTMANN, L.A. & FLETCHER, I.R. 1997. **Zircon SHRIMP U/Pb and Nd Isotope Data of Granitoids of the São Gabriel Block, Southern Brazil: Evidence for an Archean/Paleoproterozoic Basement.** In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM OF GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 2., Salvador, BA. Extended abstracts and Program... Salvador, BA. p. 271-272. (Lima & Nardi et al., 2007)

REMUS, M.; MCNAUGHTON, N.; HARTMANN, L. & GROVES, D. (1996). **SHRIMP U/Pb zircon dating at 2448 Ma of the oldest igneous rock in southern Brazil: identification of the westernmost border of the Dom Feliciano Belt. 1 Symposium on Archean Terranes of the South American Platform, Vol, 1,** pp. 67-70. (Almeida et al., 2012).

REMUS, M.; MCNAUGHTON, N.; HARTMANN, L. & FLETCHER, I., 1997. **Zircon SHRIMP dating and Nd isotope data of granitoids of the São Gabriel Block, southern Brazil: evidence for an Archean Paleoproterozoic basement.** II International Symposium on Granites and Associated Mineralization (pp. 271-272). II ISGAM, Salvador, BA, Brazil, SME-BA. (Almeida et al., 2012)

REISCHEL, J.L., 1980. **Mineralizações Auríferas Associadas ao Complexo Granítico Lavras do Sul - RS.** In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1980, Camboriú, SC Anais... Camboriú, SC, SBG. v.3, p.1700 - 1712. (Mexias et al., 2007)

RIBEIRO, M.; BOCCHI, P.A.; FIGUEIREDO F.P.M. & TESSARI, R.I. 1966. **Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, Rs.** Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral, DNPM, 127:1-232. (Mexias et al., 2007)

SIIVOLA, JAAKKO; SCHIMID, ROLF. 2007. **List of Mineral Abbreviations – Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks.** British Geological Survey, 14 p.

SOMMER, C. A.; LIMA, E. F.; NARDI, L. V. S.; FIGUEIREDO, A. N. G.; PIEROSAN, R. 2005. **Potassic and low- and high-Ti mildly alkaline volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, southernmost Brazil.** Journal of South American Earth Sciences, 18, p. 237–254

TEIXEIRA, L. M.; BOTELHO, N. F. 2006. **Comportamento Geoquímico de ETR Durante Evolução Magmática e Alteração Hidrotermal de Granitos: Exemplos da Província Estanífera de Goiás.** Revista Brasileira de Geociências, 36 (4): p. 679-691

TEIXEIRA, E.A. & LEINZ, V. 1942. **Ouro no Bloco do Butiá.** Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral, DNPM, 50, p. 81. (Mexias et al., 2007).

WILDNER, W. ET AL., 1997. **Vulcanismo Neoproterozóico-Cambriano no Rio Grande do Sul: estratigrafia e aspectos texturais.** Revista Terra., V.3, p.19 – 27. (Paim et al., 2014).