



UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
“Júlio de Mesquita Filho”
Campus de Rio Claro
Instituto de Geociências e Ciências Exatas



MARLY APARECIDA DA SILVA

**PETROLOGIA E METALOGENIA DA SUÍTE INTRUSIVA SÃO LOURENÇO-
CARIPUNAS NA REGIÃO DO DISTRITO MINEIRO SÃO LOURENÇO-MACISA,
RONDÔNIA.**

Rio Claro – SP
2023

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
“Júlio de Mesquita Filho”
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

Marly Aparecida da Silva

**PETROLOGIA E METALOGENIA DA SUÍTE INTRUSIVA SÃO LOURENÇO-
CARIPUNAS NA REGIÃO DO DISTRITO MINEIRO SÃO LOURENÇO-MACISA,
RONDÔNIA.**

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutora em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Prof. Dr. George Luiz Luvizotto
Coorientador: Prof. Dr. Washington Barbosa Leite Júnior

Rio Claro – SP
2023

S586p Silva, Marly Aparecida da
Petrologia e metalogenia da Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas na região do distrito mineiro São Lourenço-Macisa, Rondônia. / Marly Aparecida da Silva. -- Rio Claro, 2023
145 f. : il., tabs., fotos, mapas

Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro
Orientador: George Luiz Luvizotto
Coorientador: Washington Barbosa Leite Júnior

1. Granito rapakivi. 2. Magmatismo bimodal. 3. Província Estanífera de Rondônia. 4. Estanho. 5. Cassiterita. I. Título.

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

IMPACTO POTENCIAL DESTA PESQUISA

A Província Estanífera de Rondônia (PER) é reconhecida pelo seu potencial produtivo de estanho. Os depósitos primários e secundários apresentam teores significativos de estanho (Sn), o que tem atraído a atenção do setor mineral em nível nacional e internacional. Em São Lourenço (RO), a extração da cassiterita ocorre de forma legalizada por meio da Cooperativa de Garimpeiros de Mutum-Paraná (COOGAMPA). A região do distrito mineiro São Lourenço-Macisa se destaca das demais áreas da PER e atualmente é a maior produtora de estanho no Brasil.

Esta pesquisa tem por objetivo aprofundar o conhecimento sobre a gênese dos depósitos primários de estanho na Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas (SISLC) através de informações petrológicas e geoquímicas detalhadas. Além disso, colabora com a discussão sobre os processos de interação de magmas de diferentes composições, visto que os trabalhos petrográficos revelaram texturas compatíveis com os processos de *magma mixing*, assim como ocorre nos granitos rapakivi do sul da Finlândia.

Como impacto na academia, é esperado que essa pesquisa seja referenciada por acadêmicos interessados na petrologia e metalogenia de granitos rapakivi e biotita granitos com topázio que hospedam mineralizações de estanho, auxiliando no avanço do conhecimento nessas áreas. Os estudos petrogenéticos e isotópicos ampliaram as discussões sobre os processos de geração e evolução dos magmas e certamente contribuirão para o desenvolvimento de modelos teóricos que busquem compreender melhor o contexto evolutivo da borda sudoeste do Cráton Amazônico.

Na indústria mineral, os impactos dessa pesquisa estão relacionados à exploração de recursos minerais, sobretudo dos depósitos primários de estanho. Compreender a geologia desse tipo de depósito é importante na definição de novos prospectos e auxilia na tomada de decisões estratégicas. Além disso, contribui para aumentar a eficiência das operações nas frentes de lavras.

Em relação aos impactos socioeconômicos, esta pesquisa deve contribuir com o desenvolvimento de estratégias na exploração, levando ao crescimento da indústria mineral, criação de empregos e aumento das receitas para as comunidades e governos locais.

POTENTIAL IMPACT OF THIS RESEARCH

The Rondônia Tin Province (PER) is recognized for its tin production potential. The primary and secondary deposits have significant levels of tin (Sn), which has attracted the attention of the mineral sector at national and international level. In São Lourenço (RO), the extraction of cassiterite takes place legally through the Cooperativa de Garimpeiros de Mutum-Paraná (COOGAMPA). The São Lourenço-Macisa mining district region stands out from the other PER areas and is currently the largest tin producer in Brazil.

This research aims to deepen the knowledge about the genesis of the primary tin deposits in the São Lourenço-Caripunas Intrusive Suite (SISLC) through detailed petrological and geochemical information. In addition, it collaborates with the discussion about the interaction processes of magmas of different compositions, since the petrographic works revealed textures compatible with the magma mixing processes, as it occurs in the rapakivi granites of southern Finland.

As an impact on academia, it is expected that this research will be referenced by academics interested in the petrology and metallogeny of rapakivi granites and biotite granites bearing topaz that host tin mineralizations, helping to advance knowledge in these areas. The petrogenetic and isotopic studies broadened the discussions on the processes of generation and evolution of magmas and will certainly contribute to the development of theoretical models that seek to better understand the evolutionary context of the southwest edge of the Amazonian Craton.

In the mining industry, the impacts of this research are related to the exploitation of mineral resources, especially primary tin deposits. Understanding the geology of this type of deposit is important in defining new prospects and helps in making strategic decisions. In addition, it contributes to increasing the efficiency of operations on the mining fronts.

Regarding socioeconomic impacts, this research should contribute to the development of exploration strategies, leading to the growth of the mineral industry, job creation and increased income for communities and local governments.

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
“Júlio de Mesquita Filho”
Instituto de Geociências Exatas
Câmpus de Rio Claro

Marly Aparecida da Silva

PETROLOGIA E METALOGENIA DA SUÍTE INTRUSIVA SÃO LOURENÇO-
CARIPUNAS NA REGIÃO DO DISTRITO MINEIRO SÃO LOURENÇO-MACISA,
RONDÔNIA.

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de
Geociências e Ciências Exatas do campus de
Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista
“Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos
requisitos para obtenção do título de Doutora em
Geociências e Meio Ambiente.

Comissão examinadora

Prof. Dr. Washington Barbosa Leite Junior
IGCE / UNESP / Rio Claro (SP)

Prof^a. Dr^a. Adriana Alves
IGc-USP / São Paulo (SP)

Prof. Dr. Antenor Zanardo
IGCE / UNESP / Rio Claro (SP)

Prof. Dr. Antônio Misson Godoy
IGCE / UNESP / Rio Claro (SP)

Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt
IGc-USP / São Paulo (SP)

Conceito: Aprovado.

Rio Claro (SP), 24 de maio de 2023.

AGRADECIMENTOS

A execução desta tese contou com a colaboração de diversas pessoas, a quem devo meus sinceros agradecimentos.

Ao meu orientador Professor Dr. Washington Barbosa Leite Júnior por ter me inspirado a realizar este trabalho e pela parceria durante esses quase cinco anos.

Ao Departamento de Geologia da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” – UNESP por proporcionar a infraestrutura laboratorial para o desenvolvimento desta pesquisa.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – CAPES e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq (processo 140649/2020-4), pela concessão da bolsa de doutorado. O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

À Cooperativa de Garimpeiros de Mutum Paraná (COOGAMPA) pelo apoio logístico e por disponibilizar os testemunhos de sondagem. Agradeço também ao Marcos Ferreira de Aguiar e ao Daniel Soares Siqueira pelo apoio logístico prestado na execução dos trabalhos de campo dentro da área do garimpo São Lourenço.

Ao Daniel Francoso de Godoy pelo auxílio dos trabalhos no MEV e Microsonda e ao técnico Nelson Jr. pela confecção das lâminas.

Gostaria de agradecer a todos os colegas da pós-graduação em especial ao Antônio Elton, Bruna Letícia, Silvia Real, Stephanie Schor, Marcela Aragão, Vanderlei Farias, Matheus Ciotto e Carlos Dias Tavares (Zorba) pelo convívio agradável e pelas boas risadas. Em especial, agradeço ao Lucas Inglez pela companhia, amizade, discussões geológicas e políticas durante todo o doutorado, mas ampliadas durante a pandemia de covid-19.

Aos funcionários do IGCE Rosângela Vacello, Lauren Grimaldi e Rodrigo Rabelo pela eficiência e agilidade nos trâmites burocráticos.

Ao Geólogo Bruno Leonelo Payolla pela contribuição nos trabalhos de campo e pela leitura da tese.

Aos Professores Dr. Sebastião Gomes de Carvalho, Dr. Nelson Angeli e Dr. José Eduardo Zaine por terem me ensinado um pouco sobre docência.

À querida Maria Daise Matos, pelo apoio e incentivo incondicional e à família Martins (Egídio, Clênia e Luelmy) pelos agradáveis momentos de descontração.

Agradeço também aos meus pais (João e Maria) e aos meus irmãos (João e Cristina) o apoio e a paciência em cada etapa deste trabalho.

Carinhosamente, sou grata ao Jandir Blasius e ao Rodolfo Busolin por tantos anos de amizade e pela inestimável companhia durante toda a pós-graduação.

RESUMO

A Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas (1,32 – 1,30 Ga) na região do distrito mineiro São Lourenço-Macisa aflora na porção NW da província estanífera de Rondônia e inclui granitos rapakivi e rochas associadas, as quais são reunidas em quatro unidades ígneas mapeadas na escala 1:25.000. A unidade A é composta por viborgitos e piterlitos com hornblenda e biotita, a unidade B por granitos pórfiros com hornblenda e/ou biotita, a unidade C por gabros, microgabros, hornblenda quartzo-monzonitos e granitos pórfiros e a unidade D por biotita granitos seriados e equigranulares e granitos pórfiros II. Os litotipos das unidades A, B e C são interpretados como intrusões precoces, enquanto aqueles da unidade D como intrusões tardias e relacionadas espacialmente com os depósitos primários de estanho e metais associados. As intrusões precoces são predominantemente metaluminosas ($\text{SiO}_2 = 69,33 - 71,80 \%$ e $\text{A/CNK} = 0,90$ e $0,96$), têm assinatura dos granitos ferroanos, são álcali-cálcicos, tipo-A e do subgrupo A_2 . Apresentam enriquecimento dos ETRL sobre os ETRP ($[\text{La/Yb}] = 3,9$ a $8,2$) e anomalia negativa de európio de grau médio ($[\text{Eu/Eu}^*] = 0,55$ a $0,34$). Biotita sienogranitos equigranulares, seriados e porfíricos são as principais fácies intrusivas tardias da Suíte no distrito e afloram nos plutons Pascana, no setor Macisa, e Saubinha, no setor São Lourenço. Apresentam características petrográficas semelhantes aos biotita rapakivi granitos evoluídos do sul da Finlândia e as fácies com topázio na moda indicam uma filiação com os granitos a metais raros. Os depósitos primários de estanho e metais base ocorrem como sistemas de veios e vênulas de greisen e de quartzo subparalelos ou em *stockwork* nos endo e exocontatos desses plutons. Dois tipos petrográficos de greisen e de veios e vênulas de quartzo são reconhecidos no distrito. A cassiterita ocorre principalmente nos greisens e nos veios e vênulas de quartzo com topázio e Li-mica, enquanto os sulfetos (esfalerita, calcopirita, galena, pirita e arsenopirita) nos veios e vênulas de quartzo com carbonato, clorita e fluorita e nas zonas cloritizadas. No geral, uma sequência de processos hidrotermais pós-magmáticos pode ser assim definida para o distrito: greisenização I / silicificação I → cloritização / silicificação II → greisenização II / silicificação III (?). Geoquimicamente, exibem elevados teores de SiO_2 (77,92 - 75,02%), mostram assinatura dos granitos ferroanos, são álcali-cálcicos a cálcio-alcálicos e variam de metaluminosas a

peraluminosas ($A/CNK = 0,91$ a $1,19$). São classificadas como granitos intraplaca, tipo-A reduzidos e do subgrupo A_2 . De modo geral, mostram enriquecimento relativo dos ETRL sobre os ETRP ($[La/Yb] = 2,45$ a $6,97$), com leve enriquecimento de ETRP sobre os ETRM nos biotita sienogranitos com topázio e anomalia negativa de európio de grau médio a alto ($[Eu/Eu^*] = 0,36$ a $0,06$). As rochas da unidade C têm teores de TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , CaO e K_2O que sinalizam certo alinhamento com os teores de SiO_2 entre os litotipos. Os gabros e microgabros apresentam baixos valores de SiO_2 ($46,35$ – $48,92$) e o hornblenda quartzo-monzonito ocupa uma posição intermediária em relação aos teores do mesmo elemento ($SiO_2 = 60,95\%$) e é interpretado juntamente com as feições petrográficas como o produto da interação dos magmas. Os dados geoquímicos mostram também que essas rochas são alcalinas e caracterizadas como basaltos intraplaca. Além disso, apresentam enriquecimento relativo dos ETRL sobre os ETRP nos gabros e microgabros ($[La/Yb] = 7,33$ a $8,29$), granitos pórfiros I ($[La/Yb] = 3,97$ a $8,29$) e no hornblenda quartzo-monzonito ($[La/Yb] = 10,65$) e mostram ainda leve anomalia positiva e negativa de európio nos gabros e microgabros ($[Eu/Eu^*] = 1,10$ a $1,18$) e hornblenda quartzo-monzonito ($[Eu/Eu^*] = 0,83$), respectivamente, e anomalia de grau médio nos granitos pórfiros I ($[Eu/Eu^*] = 0,34$ a $0,44$). Os dados isotópicos de $\epsilon Nd(t)$ ($-2,91$ – $2,12$) indicam misturas de componentes de origem mantélica e crustal em proporções variadas na origem dos magmas, com maior participação de materiais crustais na formação dos magmas das fácies graníticas precoces e predominância de materiais mantélicos nas fácies graníticas tardias.

Palavras-chave: Granito rapakivi, Magmatismo bimodal, Estanho e metais base, Província Estanífera de Rondônia

ABSTRACT

The São Lourenço-Caripunas Intrusive Suite (1.32 – 1.30 Ga) at the São Lourenço-Macisa mining district includes rapakivi granites and associated rocks, which are grouped in four igneous units mapped on 1:25.000. The unit A is composed of biotite-hornblende wiborgites and pyterlites and seriate biotite granites, the unit B corresponds to granites porphyries with hornblende and/or biotite, and the unit C is composed of gabbros, microgabbros, hornblende quartz monzonites and granites porphyries. The lithotypes of units A, B, and C are interpreted as early intrusive phase, whereas the unit D as late intrusive phase and spatially related to primary tin and associated metal deposits. The early intrusions are metaluminous ($\text{SiO}_2 = 69.33\text{--}71.80\%$ and $A/\text{CNK} = 0.90$ and 0.96), have signatures of ferroan granites, are alkali-calcic, type-A, and of subgroup A_2 . They show enrichment of LREE over HREE ($[\text{La}/\text{Yb}] = 3.9$ to 8.2) and a medium degree negative europium anomaly ($[\text{Eu}/\text{Eu}^*] = 0.55$ to 0.34). Equigranular, seriate and porphyritic biotite syenogranites are the main late intrusive facies of the Suite in the district and crop out in the Pascana and Saubinha plutons, in the Macisa and São Lourenço sectors, respectively. They present petrographic characteristics similar to the biotite rapakivi evolved granites of southern Finland and the facies with topaz indicate an affiliation with rare-metal granites. The tin and base metals primary deposits occur as subparallel greisen and quartz vein and veinlet system or as stockwork in the endo- and exocontacts of these plutons. Two petrographic types of greisen and quartz vein and veinlet are recognized in the district. Cassiterite occurs mainly in the greisen and quartz vein and veinlet with topaz and Li-mica, while the sulfides (sphalerite, chalcopyrite, galena, pyrite and arsenopyrite) in the quartz vein and veinlet with carbonate, chlorite and fluorite and in the chloritically altered zones. Overall, a sequence of hydrothermal post-magmatic processes of alteration and/or infill can thus be defined for the district: greisenization I / silicification I $\rightarrow$ chloritization / silicification II $\rightarrow$ greisenization II / silicification III (?). Geochemically, they exhibit high SiO_2 contents ($77.92\text{--}75.02\%$), show ferroan granite signatures, are alkali-calcic to calcic-alkaline, and range from metaluminous to peraluminous ($A/\text{CNK} = 0.91$ to 1.19). They are classified as within-plate granites, type-A reduced granites of subgroup A_2 . In general, they show relative enrichment of LREE over HREE ($[\text{La}/\text{Yb}] =$

2.45 to 6.97), with slight enrichment of HREE over MREE in topaz-bearing biotite syenogranites and a medium to high degree negative Eu anomaly ($[Eu/Eu^*] = 0.36$ to 0.06). The rocks of unit C presents TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , and K_2O contents that indicate a certain alignment with SiO_2 contents among the lithotypes. The gabbros and microgabbros show low SiO_2 values ($46.35 - 48.92$), and the hornblende quartz monzonite occupies an intermediate position with respect to the same element content ($SiO_2 = 60.95\%$) and is interpreted together with petrographic features as the product of magma mixing. Geochemical data also show that these rocks are alkaline and characterized as within-plate basalts. In addition, they show relative enrichment of LREE over HREE in gabbros and microgabbros ($[La/Yb] = 7.33$ to 8.29), porphyritic granites I ($[La/Yb] = 3.97$ to 8.29), and in the hornblende quartz monzonite ($[La/Yb] = 10.65$). They also exhibit slight positive and negative europium anomalies in gabbros and microgabbros ($[Eu/Eu^*] = 1.10$ to 1.18) and hornblende quartz monzonite ($[Eu/Eu^*] = 0.83$), respectively, and a medium degree of Eu anomaly in porphyritic granites I ($[Eu/Eu^*] = 0.34$ to 0.44). The Nd isotopic compositions [$\epsilon Nd(t)$ (-2.91 to 2.12)] suggest mixing of mantle and crustal components in varying proportions in the origin of magmas, with a greater participation of crustal materials in the formation of early granitic facies and predominance of mantle materials in the late granitic facies.

Keywords: Rapakivi granite, Bimodal magmatism, Tin and base metal, Rondônia tin province.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Localização e acessos à área de estudo.....	22
Figura 2: Províncias geocronológicas ou geotectônicas do Cráton Amazônico segundo Tassinari e Macambira (1999) (A) e Santos et al. (2008) (B) , respectivamente.....	37
Figura 3: A) Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico de Tassinari e Macambira (1999). B) Mapa geológico e tectônico simplificado da porção norte da borda sudoeste do Cráton Amazônico (extraído de Bettencourt et al., 2010), com os limites da PER e da SISLC e da área de estudo.	39
Figura 4: Mapa geológico simplificado da área de estudo.....	42
Figura 5: A) visão panorâmica de “serra” sustentada pela Formação Mutum-Paraná. B) e C) afloramentos de biotita sienogranito equigranular médio a grosso na estrada para o setor Macisa (Plúton Pascana). D) lajedo no topo da serra do Isaac (Plúton Saubinha) composto por biotita sienogranito seriado com veios de quartzo e greisen. E) foto de detalhe dos veios de quartzo entrelaçados em duas direções (N50W e N70E). F) greisen hospedado nos granitos pórfiros (Igarapé Pascana). G) arenito da Formação Palmeiral em corte de rodovia (BR-364 - trecho Porto Velho – Mutum-Paraná).	44
Figura 6: Diagrama de classificação QAP de Streckeisen (1976) para as rochas de granulação fina a grossa.	45
Figura 7: Diagrama de classificação SiO_2 <i>versus</i> $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ (TAS) para as rochas porfiríticas com matriz de granulação muito fina.....	46
Figura 8: Aspectos macroscópicos dos granitos das unidades A e B. A) viborgito com megacristais ovóides e retangulares de feldspato alcalino em matriz equigranular fina a média. B) destaque da textura rapakivi nos viborgitos (Completar tintura). C) piterlito com megacristais arredondados de feldspato alcalino e cristais de plagioclásio com e borda homogênea. D) plagioclásio ocelar no piterlito. E) biotita sienogranito seriado, localmente com cristal de feldspato alcalino manteado por plagioclásio e cristais arredondados de quartzo. F – H) granitos pórfiros de coloração rosa a rosa avermelhado com megacristais arredondados de feldspato alcalino, quartzo e plagioclásio em matriz afanítica.	48
Figura 9: Aspectos microscópicos dos viborgitos. A) microclínio pertítico matricial com hornblenda inclusa na borda e cristal de biotita subédrico em contato com o feldspato alcalino. B) megacristal de microclínio pertítico manteado por plagioclásio, com borda e infiltrações de intercrescimentos granofíricos. C) cristais de plagioclásio com núcleo alterado para sericita e borda límpida. D) hornblenda subédrica com inclusões de apatita. E) cristal de biotita subédrico com inclusão de titanita e levemente alterado para clorita. F) Imagem de MEV de agregados de hornblenda, biotita e alguns minerais acessórios. Fotomicrografias A, B, C e D com polarizadores cruzados e E com polarizadores paralelos.	50
Figura 10: Aspectos microscópicos dos piterlitos (A, B, C e D) e biotita sienogranitos seriados (E e F). A) microclínio manteado por plagioclásio (textura rapakivi) com pequenos cristais de hornblenda e trilha de quartzo no contato entre o microclínio e a borda envoltória de plagioclásio. B) fenocristal de quartzo arredondado, fraturado e com sinais de corrosão magmática, disperso em matriz hipidiomórfica. C)	

cristal anédrico de hornblenda com inclusões de zircão. **D)** hornblenda (à esquerda) com inclusões de zircão e cristal de biotita anédrica (à direita). **E)** textura hipidiomórfica seriada com microclínio pertítico, plagioclásio com inclusão de allanita, quartzo globular e irregular intersticial e biotita anédrica. **F)** plagioclásio parcialmente sericitizado e com sinais de corrosão magmática no núcleo. Fotomicrografias B, C, D, E e F com polarizadores cruzados e A com polarizadores paralelos.53

Figura 11: Aspectos petrográficos microscópicos dos granitos pórfiros. **A)** cristais agregados de microclínio em matriz panxenomórfica. **B)** cristal de quartzo com sinais de reabsorção no núcleo (setas brancas) e na borda e megacristal de plagioclásio parcialmente alterado para epidoto. **C)** megacristal de plagioclásio com borda de microclínio (textura antirrapakivi). **D)** megacristal de plagioclásio zonado, com núcleo saussuritizado e borda límpida. **E)** hornblenda bastante alterada para clorita, com inclusões de magnetita, apatita, zircão, fluorita e quartzo. **F)** detalhe dos mineiras inclusos na hornblenda (magnetita com lamelas de ulvoespínio + apatita + zircão + fluorita + quartzo; imagem de MEV). Fotomicrografias A, B e D com polarizadores cruzados e C e E polarizadores paralelos.....56

Figura 12: Aspectos macroscópicos dos gabros, microgabros e hornblenda quartzo-monzonitos. **A)** gabro de coloração cinza, textura fina a média. **B)** microgabro com pequeno enclave microgranular (EMM) mais escuro. **C)** quartzo-monzonito de coloração cinza rosada com textura porfírica.58

Figura 13: Aspectos microscópicos dos gabros, microgabros e hornblenda quartzo-monzonitos **A)** textura intergranular no microgabro. **B)** textura intergranular e ofítica no gabro. **C)** microgabro, com destaque para a apatita acicular. **D)** megacristal de microclínio em matriz hipidiomórfica equigranular fina a média, com destaque para a apatita acicular. **E)** megacristal de plagioclásio com borda de microclínio (textura antirrapakivi). **F)** cristais matriciais de plagioclásio com borda límpida de microclínio (textura antirrapakivi) e intercrescimento granofírico na matriz. Fotomicrografias A, B, D, E e F com polarizadores cruzados e C com polarizadores paralelos.60

Figura 14: Aspectos macroscópicos dos biotita granitos equigranulares, seriados e porfíricos. **A)** biotita sienogranito equigranular de coloração rosada alaranjado. **B)** biotita sienogranito equigranular fino. **C)** biotita sienogranito seriado de coloração rosa. **D)** biotita álcali-feldspato granito seriado. **E)** biotita sienogranito porfírico médio a grosso. **F)** biotita sienogranito porfírico com fenocristais de feldspato alcalino, plagioclásio e quartzo em matriz equigranular fina. **G)** granito miarolítico de cor rosa com cavidades miarolíticas preenchidas por quartzo, biotita e fluorita e bordas de microclínio e albita. As linhas tracejadas destacam as porções mais ricas em quartzo e biotita. **H)** biotita sienogranito porfírico equigranular de matriz fina (rocha de dique). Fotos A e E do plúton Pascana e B, C, D, F, G e H do plúton Saubinha.63

Figura 15: Aspectos microscópicos dos biotita sienogranitos equigranulares (A – D) do plúton Pascana e seriados (E – F) do plúton Saubinha. **A)** microclínio pertítico com *swapped rim* e *albite rim*. **B)** cristal de plagioclásio parcialmente alterado para sericita/muscovita, fluorita e topázio e cristal de biotita (à esquerda) parcialmente substituído por muscovita. **C)** cristais de biotita com alteração incipiente para clorita. **D)** cristal subédrico de topázio com sericita nas bordas e nos planos de fratura. **E)** microclínio pertítico com intercrescimento granofírico na borda. **F)** agregado de biotita, quartzo, fluorita, zircão,

minerais opacos e clorita. Fotomicrografias A com polarizadores cruzados e placa de gipso; B, C, D e E com polarizadores cruzados e F com polarizadores paralelos.....65

Figura 16: Aspectos microscópicos dos biotita sienogranitos porfiríticos (A – B) do plúton Pascana, biotita granito miarolítico e rochas de diques (C, D e E) do plúton Saubinha. **A)** megacrystal de microclínio pertítico com borda sobrecrecida poiquilítica (linha tracejada branca) envolvendo pequenos cristais de plagioclásio, quartzo e biotita. **B)** cristais de biotita com quartzo, fluorita, zircão e minerais opacos. **C)** albita *chessboard*. **D)** quartzo globular com sinais de corrosão magmática em matriz inequigranular fina. **E)** miárola preenchido por biotita com fluorita associada. **F)** megacrystal de feldspato alcalino textura rapakivi. Figuras A e C com polarizadores cruzados e placa de gipso.....68

Figura 17: Greisens, veios e vênulas de quartzo. **A)** veios de greisen com veios ou vênulas de quartzo associados em sistemas subparalelo. **B)** veios e vênulas de quartzo em sistemas subparalelos e em stockwork.....70

Figura 18: Diagrama de classificação Q-(T+F)-M para os greisens do distrito São Lourenço-Macisa. Os campos são de Kuhne et al. (1972) em Stemprok (1987).71

Figura 19: Greisens, veios e vênulas de quartzo. **A)** fengita-quartzo greisen. **B)** textura heterogranoblástica fina a média com QzI, II e III e agregados de fengita. **C)** topázio-Li-siderofilita-quartzo greisen em biotita sienogranito seriado, ambos parcialmente cloritizado. **D)** topázio-Li-fengita-quartzo greisen e veio de quartzo com Li-fengita, topázio e cassiterita em biotita sienogranito seriado, todos parcialmente cloritizados. **E)** greisen parcialmente cloritizado e muscovitizado com cassiterita. **F)** cristais de cassiterita zonada em veio de quartzo com topázio e mica (não mostrados). **G)** pirita, calcopirita, arsenopirita e esfalerita em veio de quartzo com carbonato, clorita e fluorita (não mostrados). Fotomicrografias B e E com polarizadores cruzados, F com polarizadores paralelos e G com luz refletida e polarizados paralelos.73

Figura 20: Diagramas de Harker para os elementos maiores e menores (% em peso) *versus* sílica (% em peso) para os granitos precoces e tardios da SISLC no distrito, com a inclusão dos campos das rochas do maciço Caripunas e do plúton Saubinha de acordo com Leite Júnior et al. (2010) e Farias (2020), respectivamente.81

Figura 21: Diagramas de Harker para os elementos maiores e menores (% em peso) *versus* sílica (% em peso) para os gabros, microgabros, hornblenda quartzo-monzonitos e granitos pórfiro I.82

Figura 22 : Diagramas de Harker para os elementos em traços (ppm) *versus* sílica (% em peso) para os granitos precoces e tardios da SISLC no distrito, com a inclusão dos campos das rochas do maciço Caripunas e do plúton Saubinha de acordo com Leite Júnior et al. (2010) e Farias (2020), respectivamente.....84

Figura 23: Diagramas de Harker para os elementos em traços (ppm) *versus* sílica (% em peso) para os gabros, microgabros, hornblenda quartzo-monzonitos e granitos pórfiros I.....85

Figura 24: Diagramas de elementos terras raras para as fácies precoces e tardias da SISLC no distrito, com valores normalizados pelo condrito de McDonough e Sun (1995) e inclusão dos campos das rochas

do maciço Caripunas e do plúton Saubinha de acordo com Leite Júnior et al. (2010) e Farias (2020), respectivamente.....87

Figura 25: Diagramas de classificação química para os granitos precoces e tardios da SISLC no distrito. **A)** diagrama de $\text{FeO}^{\text{I}}/(\text{FeO}^{\text{I}}+\text{MgO})$ versus SiO_2 (% em peso) de Frost et al. (2001). **B)** diagrama de $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO})$ versus SiO_2 (% em peso) de Frost et al. (2001). **C)** diagrama de alumina-saturação de Shand (1943).....89

Figura 26: Classificação tectônica e genética dos granitos precoces e tardios da SISLC. **A)** diagrama Nb versus Y de Pierce et al. (1984). **B – E)** diagramas $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$, $\text{FeO}^{\text{I}}/\text{MgO}$, Nb e Y versus $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$ de Whalen et al. (1987). **F)** diagrama ternário Nb x Y x $3 \cdot \text{Ga}$ de Eby (1992), com os campos do maciço Caripunas e do plúton Saubinha definidos a partir de dados inéditos de Leite Júnior (2010) e de Farias (2020), respectivamente. **G)** diagrama $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})$ versus $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ de Dall'Agnol e Oliveira (2007).....90

Figura 27: Diagramas de classificação química e tectônica para as rochas básicas da SISLC no distrito. **A)** diagrama $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 (% em peso) de Irvine e Baragar (1971). **B)** diagrama Zr/Y versus Zr (ppm) (Pearce e Nory, 1979). **C)** diagrama ternário Ti/100 versus Zr versus 3Y (Pearce e Cann, 1973). **D)** diagrama ternário $2 \cdot \text{Nb}$ versus Zr/4 versus Y (Meschede, 1986).92

Figura 28: Diagrama de idade versus $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ para as rochas da SISLC no distrito.94

Figura 29: Diagrama Wo-Fs-En de classificação química de piroxênios conforme classificação de Morimoto (1990), com as análises dos piroxênios dos gabros e microgabros da Unidade C da SISLC no distrito.....98

Figura 30: Diagramas de classificação para os anfibólios dos viborgitos, piterlitos, granitos pórfiros e hornblenda quartzo-monzonito, segundo Leake et al., (1997).99

Figura 31: Classificação dos plagioclásios das fácies precoces e tardias da SISLC no distrito..... 100

Figura 32: Diagramas de classificação para as micas de granitos, greisens e veios de quartzo da SISLC no distrito. **A)** Diagrama binário $\text{Fe}^{\text{T}}+\text{Mn}+\text{Ti}-\text{Al}^{\text{VI}}$ versus Mg-Li (Tischendorf et al., 1997, 2001). **B)** Diagrama triangular Li-Ti+ Al^{VI} - $\text{Fe}^{2+}+\text{Mn}+\text{Mg}$ (Stone et al., 1988). A linha sólida representa a série transicional entre muscovita-zinnwladita de Monier e Robert (1986). 102

Figura 33: Diagramas binários de unidades de átomos por fórmula (a.p.f.u.) para as micas dos granitos, greisens e veios de quartzo. **A)** diagrama Al^{VI} versus Fe. **B)** diagrama Si versus Fe..... 103

Figura 34: Diagramas de TiO_2 versus Al_2O_3 , Na_2O , Zr e Rb para as fácies graníticas precoces e tardias da SISLC no distrito..... 108

Figura 35: Fácies graníticas precoces e tardias da SISLC no distrito. **A)** Classificação do grau de diferenciação magmática com base no diagrama ternário Rb-Ba-Sr de Bouseily e Sokkary (1975). **B)** Diagrama $\text{SiO}_2(\%)$ versus razão Zr/Hf com os limites definidos por Zaraisky et al. (2009)..... 111

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Idades U-Pb em cristais de zircão para algumas rochas da SISLC.....	34
Tabela 2: Composição modal para as fácies das unidades A, B (em parte) e C.	47
Tabela 3: Composição modal para os granitos tardios da SISLC.	61
Tabela 4: Composição modal dos greisens do distrito São Lourenço-Macisa.....	71
Tabela 5: Análises químicas de amostras representativas da SISLC no distrito.	77
Tabela 6: Análises isotópicas de Sm-Nd em rocha total para as amostras da SISLC no distrito.	93
Tabela 7: Minerais analisados em microsonda eletrônica nas principais fácies petrográficas ígneas e hidrotermais da SISLC no distrito.....	96
Tabela 8: Análises químicas por microsonda eletrônica em cristais de piroxênio.....	130
Tabela 9: Análises químicas por microsonda eletrônica em cristais de anfibólio.	131
Tabela 10: Análises químicas por microsonda eletrônica em cristais de plagioclásio.	135
Tabela 11: Análises químicas por microsonda eletrônica em cristais de micas.	138

ABREVIações

Allanita – Aln

Apatita – Ap

Arsenopirita – Apy

Augita – Aug

Biotita – Bt

Calcopirita – Ccp

Carbonato – Cb

Cassiterita – Cst

Clorita – Chl

Esfalerita – Sp

Feldspato Alcalino – Afs

Fengita – Ph

Fluorita – Fl

Hornblenda – Hbl

Li-Fengita – Liph

Li-Siderofilita – Lisid

Magnetita – Mg

Microclínio – Mc

Minerais Opacos – Opq

Muscovita – Ms

Plagioclásio – Pl

Pirita – Py

Quartzo – Qz

Sericita – Ser

Sulfeto – Sf

Uvoespínélio – Usp

Titanita – Ttn

Topázio – Tpz

Zircão – Zrn

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO	19
1.1 Apresentação e justificativas	19
1.2 Objetivos	21
1.3 Localização, extensão e acesso à área	21
1.4 Aspectos fisiográficos	22
1.5 Materiais e métodos	23
CAPÍTULO 2: REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	28
2.1 Os granitos tipo-A	28
2.2 Os granitos rapakivi	29
2.3 A Suíte Intrusiva São Lourenço Caripunas – SISLC	31
CAPÍTULO 3: CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	35
3.1 O Cráton Amazônico	35
3.2 A Província Estanífera de Rondônia	37
CAPÍTULO 4: GEOLOGIA E PETROLOGIA DA SISLC NO DISTRITO	41
4.1 GEOLOGIA	41
4.2 PETROGRAFIA DAS FÁCIES MAGMÁTICAS	45
4.2.1 Unidade A: viborgitos, piterlitos e granitos seriados, com hornblenda e/ou biotita	46
Biotita-hornblenda quartzo-sienito porfirítico (viborgito)	47
Hornblenda-biotita sienogranitos (piterlito)	51
Biotita sienogranitos seriados	54
4.2.2 Unidade B: granitos pórfiros com hornblenda e/ou biotita	54
4.2.3 Unidade C: gabros, microgabros e hornblenda quartzo-monzonitos	57
Gabros e microgabros	57
Hornblenda quartzo-monzonitos	59
4.2.4 Unidade D: granitos equigranulares e inequigranulares seriados e porfiríticos com biotita	61
Biotita sienogranitos equigranulares	62
Biotita sienogranitos e álcali-feldspato granitos seriados	64
Biotita sienogranitos porfiríticos	66
Biotita álcali-feldspato granito mirolítico	67
Biotita álcali-feldspato granito porfirítico: rocha de dique	69
4.3 PETROGRAFIA DAS FÁCIES HIDROTERMAIS	70
Mica-quartzo greisen: fengita-quartzo greisen e muscovita-quartzo greisen	72

Topázio-mica-quartzo greisen: topázio-Li-siderofilita-quartzo greisen e topázio-Li-fengita-quartzo greisen -----	74
Veios e vênulas de quartzo -----	75
<i>CAPÍTULO 5: LITOGEOQUÍMICA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE ROCHA TOTAL -----</i>	<i>76</i>
5.1 Litogeoquímica-----	76
5.1.1 Elementos maiores e menores-----	80
5.1.2 Elementos traços -----	83
5.2 Classificação química, tectônica e genética -----	88
5.3 Geoquímica isotópica Sm-Nd em rocha total-----	93
<i>CAPÍTULO 6: QUÍMICA MINERAL -----</i>	<i>96</i>
6.1 Piroxênio-----	97
6.2 Anfibólio -----	98
6.3 Plagioclásio-----	99
6.4 Micas -----	101
<i>CAPÍTULO 7: DISCUSSÕES E CONCLUSÕES -----</i>	<i>104</i>
<i>CAPÍTULO 8: REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS -----</i>	<i>115</i>
<i>APÊNDICE A-----</i>	<i>128</i>
<i>APÊNDICE B-----</i>	<i>129</i>
<i>APÊNDICE C-----</i>	<i>130</i>

1.1 Apresentação e justificativas

Granitos rapakivi são granitos tipo-A caracterizados pela presença da textura rapakivi em algumas variedades graníticas, pelo menos nos grandes batólitos (Haapala e Rämö (1992; 1995). Outras características desses granitos é caráter multifásico e epizonal dos plútons e a pequena variação composicional das fácies félsicas, com conteúdo relativamente alto em feldspato alcalino e a presença de silicatos máficos ricos em ferro (Rämö e Haapala, 1995; Salonsaari, 1995).

Originalmente, a textura rapakivi inclui megacristais ovoides de feldspato alcalino com ou sem manto envoltório de plagioclásio (oligoclásio-andesina) e ocorrência de duas gerações de feldspato alcalino e quartzo, com quartzo idiomórfico mais antigo cristalizado em alta temperatura (Vorma, 1976). Porém, na literatura é descrito também como textura rapakivi os cristais tabulares de feldspato alcalino manteados por plagioclásio e, quando o inverso é observado, recebe a denominação de textura antirrapakivi (Hibbard, 1995).

O caráter bimodal (máfico e félsico) do magmatismo rapakivi é registrado em vários complexos rapakivi ao redor do mundo e a maior ou menor ocorrência de rochas máficas pode estar relacionada, entre outros fatores, ao nível de erosão desses complexos (Haapala e Rämö, 1999). Além de apresentarem idades semelhantes, as rochas máficas e félsicas podem mostrar evidências petrográficas compatíveis com a atuação de processos de interação entre magmas de diferentes composições, como a presença de enclaves e/ou xenocristais mútuos ou mesmo de rocha híbrida de composição intermediária (Salonsaari e Haapala, 1994; Lowell e Young, 1999).

Na província estanífera de Rondônia (PER) e adjacências, o caráter bimodal (básico e ácido) é reconhecido nas suítes intrusivas Serra da Providência, Santo Antônio e São Lourenço-Caripunas (Bettencourt et al., 1999), nas duas primeiras com evidências petrográficas de interação entre os magmas (Payolla, 1994; Costa et al., 2016).

A Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas – SISLC (1,32 – 1,30 Ga) foi definida por Bettencourt et al. (1999) e inclui granitos rapakivi (viborgitos e piterlitos) e

equigranulares, além de rochas subvulcânicas e vulcânicas félsicas que ocorrem nos maciços São Lourenço e Caripunas entre os estados de Rondônia e Amazonas, na porção noroeste da PER. Estes tipos litológicos foram reconhecidos em trabalhos anteriores realizados de Isotta et al. (1978) e Bettencourt e Kaedei (1984) e reavaliados mais recentemente por Buch et al. (2019) na região do maciço São Lourenço.

O mapeamento geológico na escala 1:25.000 realizado por Cembrani e Bettencourt (1985) no distrito mineiro de São Lourenço-Macisa, identificou a presença de viborgitos, piterlitos, granitos pórfiros, seriados e equigranulares, além de gabros, microgabros, riolitos e riolacitos pórfiros. Os depósitos primários de estanho e outros metais associados são encontrados principalmente na forma de lentes e veios de greisen e quartzo, relacionados espacial e temporalmente aos biotita granitos nos setores de São Lourenço e Macisa (Bettencourt et al., 1987; Farias, 2020).

A presente pesquisa apresenta a petrografia das fácies precoces e tardias que compõem a SISLC no distrito mineiro São Lourenço-Macisa a partir dos dados adquiridos durante o mapeamento geológico realizado por Cembrani e Bettencourt (1985) na região, além de dados oriundos dos trabalhos de Farias (2020) e daqueles adquiridos pela autora em trabalho de campo realizado no ano de 2022 no distrito. Apresenta também o mapa geológico atualizado na escala 1:25.000, discute a relação das principais texturas relacionadas aos processos de interação de magmas de diferentes composições e apresenta a composição geoquímica e mineralógica para os diferentes tipos litológicos que compõem a SISLC. Nesse contexto, a presente tese busca contribuir ainda com a discussão dos principais produtos de processos hidrotermais pós-magmáticos relacionados com os depósitos primários de estanho e metais base na área.

1.2 Objetivos

Este trabalho tem como objetivo principal a caracterização geológica, petrográfica, geoquímica e isotópica dos litotipos que compõem a SISLC, na região do distrito mineiro São Lourenço-Macisa, com ênfase nos granitos precoces, tardios e greisens de modo a contribuir com o entendimento da gênese e evolução do magmatismo rapakivi da Suíte. Os objetivos específicos envolvem:

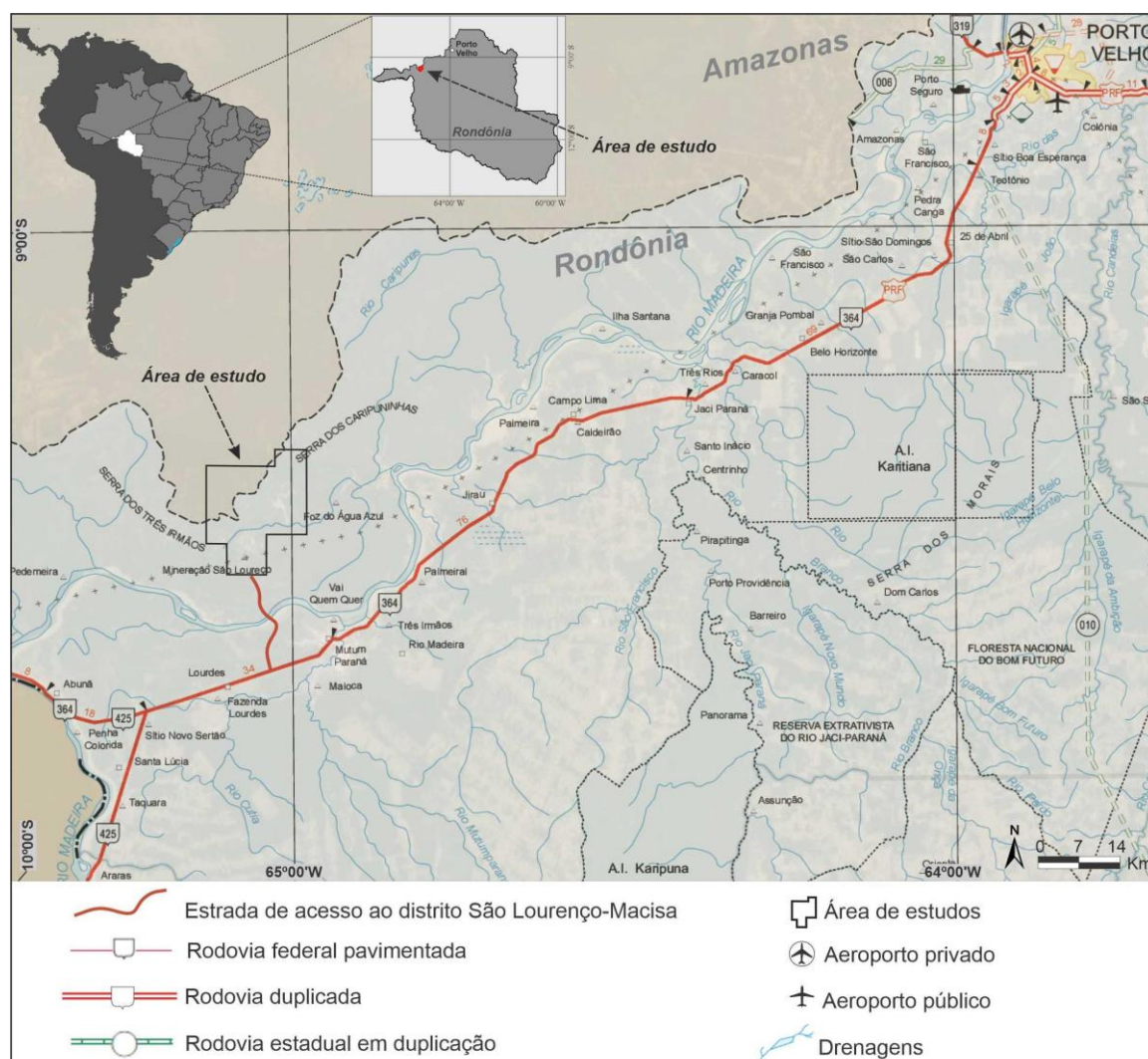
- ✓ elaboração de um novo mapa geológico na escala 1:25.000;
- ✓ caracterização petrográfica e litológica das rochas félsicas e máficas;
- ✓ caracterização química do piroxênio, anfibólio, plagioclásio e das micas; e
- ✓ geoquímica isotópica de Sm-Nd (rocha total) das rochas félsicas e máficas.

1.3 Localização, extensão e acesso à área

A área de estudo está localizada na região noroeste do estado de Rondônia (RO) e sul do estado do Amazonas (AM). Inclui parte dos municípios de Porto Velho (RO), distrito de Mutum-Paraná e Lábrea (AM). A área, com cerca de 350 km², tem seus extremos limitados pelas coordenadas 9°31' / 64°58' e 9°31' / 65°7' e abrange parte das Folhas Serrania do Candomblé (SC-20-V-C-11) e Abunã (SC-20-V-C-V) (Figura 1).

O centro da área dista cerca de 150 km em linha reta de Porto Velho, capital do Estado de Rondônia. O acesso pode ser feito por rodovia federal pavimentada e por acessos secundários não pavimentados de tráfego permanente. A partir de Porto Velho, percorre-se a BR-364 para sudoeste por cerca de 172 km até o distrito Mutum-Paraná, pertencente ao município de Porto Velho. Posteriormente, o trajeto é feito via estrada vicinal não pavimentada por cerca de 10 km até a margem direita do Rio Madeira, com travessia para a margem esquerda realizada em balsa. A partir do Rio Madeira, o trajeto continua pela estrada não pavimentada por 15 km até a Vila de São Lourenço. Deste ponto, percorre-se mais 10 km até a Vila da Macisa (Apêndice A).

Figura 1: Localização e acessos à área de estudo



Fonte: Modificado de DNIT (2013).

1.4 Aspectos fisiográficos

A área de estudo está situada no domínio morfoclimático Planaltos Dissecados Sul da Amazônia (RADAMBRASIL, 1978), representado por um relevo de colinas dissecadas, morros e serras isoladas. Apresenta vertentes declivosas e vales estreitos com média densidade de drenagem (Adamy, 2010). Segundo esse autor, a configuração do relevo nessa área demonstra o aspecto residual de um planalto profundamente erodido, com cotas entre 250 e 550m. Os relevos mais elevados do planalto residual geralmente são esculpidos em litologias mais resistentes à erosão e compõem o domínio das serras da Providência, de Ouro Preto, dos Três Irmãos, etc.

Esses planaltos são sustentados por rochas graníticas de idade mesoproterozoicas, assim como por metarenitos, metassiltitos, rochas metavulcânicas. A Serra dos Três Irmãos, situada a oeste da área de estudo, está embasada por metarenitos, metargilitos, tufos e quartzitos de idade paleoproterozoica (Adamy, 2010).

O processo de dissecação produziu, em muitos casos, um relevo com predomínio de morros, cristas, esparsos platôs e rebordos erosivos. Nesses terrenos predominam solos pouco profundos, de boa fertilidade natural e cobertos, em grande parte, pela Floresta Amazônica preservada (Santos et al., 2011).

A área situa-se entre as bacias hidrográficas dos rios Madeira e Purus. As drenagens são, no geral, de pequeno porte e aquelas que correm para o norte (Igarapés Borracha, Castanha, Fragatão e Branco) pertencem a sub-bacia do Rio Ituxi (afluente da margem direita do Rio Purus), as demais (Igarapés, Pio, Mutum, Pascana, Borrachudo e Água Azul, entre outros) são da sub-bacia do Rio São Lourenço (afluente da margem esquerda do Rio Madeira). Algumas são controladas por traços de fraturas ou falhas de direções gerais NE-SW e NW-SE.

O clima da área é tropical úmido, com temperatura média anual entre 24 e 28°C, índice pluviométrico anual em torno de 2350 mm. A estação seca ocorre nos meses de julho, agosto, setembro e outubro (ANA, 2018).

1.5 Materiais e métodos

1.5.1 Revisão Bibliográfica

A etapa inicial consistiu na pesquisa de trabalhos sobre a geologia regional e local da área de estudo. Trabalhos que envolvem a ocorrência de granitos rapakivi, granitos tipo-A e mistura de magmas foram selecionados para familiarização com o tema. A pesquisa foi feita em plataformas digitais de periódicos (periodicos.capes.gov.br) e em repositórios de universidades.

A pesquisa da base cartográfica foi realizada através do levantamento de relatórios técnicos e mapas dos arquivos internos da antiga empresa Mineração Oriente Novo S.A. Foram adquiridas também imagens SRTM na resolução espacial de 30 m, obtidas através do site do Serviço Geológico Americano – USGS.

1.5.2 Inventário, triagem, descrição das amostras e trabalhos de campo

A maior parte do material utilizado nesta pesquisa é produto de trabalhos de mapeamento geológico realizados na área durante o “Projeto Granito”. Cerca de 170 amostras foram recuperadas, catalogadas e submetidas à descrição petrográfica macroscópica (Apêndice A).

Trabalhos de campo foram realizados no distrito mineiro São Lourenço-Macisa em agosto de 2022 com o objetivo de efetuar o reconhecimento da área de estudo e coletar amostras adicionais das rochas máficas, félsicas greisens. No total, 13 pontos foram visitados, descritos e amostrados (Apêndice A). Essa atividade durou 4 dias e foi acompanhada pelo Prof. Dr. Washington Barbosa Leite Júnior e pelo geólogo Ms. Bruno Leonelo Payolla.

1.5.3 Petrografia

Foram confeccionadas cerca de 130 lâminas delgadas consideradas representativas da SISLC. Outras seis lâminas delgadas foram previamente fornecidas pelo orientador, o que resultou em 136 lâminas para estudos petrográficos. As análises microscópicas foram realizadas à luz transmitida, em microscópio petrográfico da marca Olympus modelo BX40F4, com aumentos de 4, 10 e 50 vezes. A documentação fotomicrográfica de minerais e texturas foi feita utilizando-se uma câmera Canon modelo DS126201 acoplada ao microscópio Zeiss modelo Axioskop 40.

A abreviação dos minerais nas fotomicrografias seguiu a proposta elaborada por Whitney e Evans (2010). A descrição das lâminas delgadas e polidas incluiu a identificação das fases minerais e texturas para auxiliar na compreensão da evolução das rochas graníticas da SISLC.

A determinação da moda envolveu, para as rochas de granulação média e grossa, o processo do tingimento com cobalto nitrito de sódio (Hutchison, 1974), realizado no Laboratório de Rochas Ornamentais do Departamento de Geologia da Unesp – campus de Rio Claro (SP). As amostras tingidas foram fotografadas e a análise modal para estas rochas foi feita por meio de uma malha pré-estabelecida de 5,5 mm x 5,5 mm. Para rochas de granulação fina, o método empregado foi da contagem

modal em microscópio petrográfico com uso do *charriot* para movimentação lateral da lâmina. O número de pontos contados por amostra variou de 500 a 1.000 pontos.

1.5.4 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

Foram confeccionadas 15 lâminas polidas para estudos mais detalhados no MEV. As amostras foram preparadas no Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia da Unesp - campus de Rio Claro (SP) e enviadas ao mesmo laboratório. As lâminas foram metalizadas com película de carbono e as análises foram realizadas em equipamento da marca FEI, modelo Quanta 650FEG, equipado com detector EDS Quantax, da fabricante Bruker. As condições de operações foram em alto vácuo, com voltagem de aceleração em 20 kV, corrente de 100 nA e spot com 6 µm.

1.5.5 Estudos de Química Mineral

Todas as lâminas estudadas no MEV foram submetidas a estudos de química mineral por meio da microsonda eletrônica da marca JEOL, modelo JXA-8230 superprobe. As análises foram executadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Departamento de Geologia da Unesp – campus de Rio Claro (SP). Tais atividades foram realizadas sob condições de aceleração de 15 kV, corrente de 20 nA, diâmetro do feixe de 10 µm, com uso de padrões dos elementos feita em minerais e óxidos, dependendo do elemento a ser analisado. O tempo de contagem para os elementos maiores foi de 10 segundos no pico e 5 segundos em cada background. Para os elementos menores foi de 20 segundos no pico e 10 segundos em cada background. Foram realizadas análises pontuais posicionadas em núcleo e borda de cristais de piroxênio, anfibólio, plagioclásio e micas. Todos os dados foram organizados e tratados em planilhas do Microsoft Excel 2019. Os diagramas classificatórios foram gerados no software GCDkit 6.0 e editados no Coreldraw 2020.

1.5.6 Geoquímica de rocha total

Para os estudos geoquímicos em rocha total, foram selecionadas 17 amostras com base em critérios geológicos e petrográficos. Toda a preparação foi feita no laboratório de preparação de amostras do Departamento de Geologia da Unesp – campus de Rio Claro (SP).

Inicialmente as amostras foram serradas e, posteriormente, a cominuição foi feita com auxílio de marreta e bigorna. A pulverização, em granulometria adequada, foi realizada nos moinhos de tungstênio (10 minutos) e de ágata (30 segundos). Esse procedimento gerou amostras com cerca de 50 g.

A fração pulverizada no moinho de tungstênio foi encaminhada para o Laboratório de Geoquímica e de Fluorescência de raios-X do Departamento de Geologia da Unesp – campus de Rio Claro (SP), onde foram analisados os elementos maiores (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P) por meio de espectrometria de fluorescência de raios-X. As amostras em pó pré-calcinadas foram fundidas a 1000°C com tetraborato de lítio num preparador automático de discos de vidro marca Claisse, modelo Fluxy B. Logo após, os discos foram analisados com auxílio de um espectrômetro sequencial da marca Philips, modelo PW 2400. Todo o processo seguiu as recomendações propostas por Nardy et al. (1997).

A fração pulverizada no moinho de ágata foi encaminhada para o Laboratório de Geoquímica da Geosol, em Vespasiano (MG). Nesse lote foram analisados os elementos menores e traços por meio de ICP-OES (*Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry*) e terras raras – ETR por meio de ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*). Os teores dos elementos em traços foram quantificados por meio de digestão multiácida e os terras raras por meio da fusão com metaborato de lítio. Todos os resultados analíticos foram tratados com auxílio dos programas Microsoft Excel 2019 e GCDkit 6.0.

1.5.7 Análises químicas isotópicas de Sm-Nd em rocha total

No Centro de Pesquisas em Geocronologia e Geoquímica Isotópica da Universidade de São Paulo (CPGeo – USP) foram executadas análises para determinação isotópica pelo método Sm-Nd em 7 amostras, as quais foram pulverizadas e moinho de ágata no laboratório de preparação de amostras do Departamento de Geologia da Unesp – campus de Rio Claro (SP).

Todo o processo analítico foi realizado pelos técnicos do CPGeo – USP. As análises foram realizadas por MC-ICP-MS em espectrômetro da marca Thermo Scientific, modelo Neptune Plus conforme procedimentos descritos por Petronilho

(2009) e Souza (2009). Os cálculos de ϵNd e idade TDM foram efetuados com uso do Isoplot 4.15.

CAPÍTULO 2: REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Os granitos tipo-A

O termo granito tipo-A foi introduzido na literatura por Loiselle e Wones (1979) para designar granitos alcalinos e anidros que ocorrem em ambientes anorogênicos. Geoquimicamente são granitos com valores relativamente altos em SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, Fe/Mg , Ga/Al , Zr , Nb , Ga , Y e Ce e baixos em CaO e Sr em relação aos granitos orogênicos (Whalen et al., 1987) e são equivalentes aos granitos intraplaca de Pearce et al. (1984). Os granitos tipo-A podem ser classificados também como granitos *ferroan*, alcalinos a cálcio-alcalinos, com variedades metaluminosas, peraluminosas ou peralcalinas (Frost et al., 2001) e, devido a composição *ferroan* ser comum, Frost e Frost (2011) sugerem que granitos *ferroan* são sinônimos de granitos tipo-A.

Granitos tipo-A são normalmente álcali-feldspato granitos, sienogranitos e monzogranitos da série potássico-aluminosa ou sódico-alcalina (Bowden et al., 1984a). Eby (1992) inclui também os quartzo-sienitos. Os principais minerais máficos presentes nos tipos metaluminosos são anfibólios e biotita ricos em ferro. Já nos tipos peraluminosos ocorrem Li-micas, muscovita e topázio e, nas variedades peralcalinas, anfibólios sódicos e sódico-cálcicos (Frost et al., 2001; Bonin, 2007). Dois subgrupos são comumente reconhecidos, os reduzidos com ilmenita e os oxidados com magnetita na moda (Anderson e Morrison, 2005; Dall'Agnol e Oliveira, 2007)

Eby (1990, 1992) reconheceu também dois subgrupos de granitos tipo-A, com base nos teores de certos elementos traços (Rb , Ce , Nb , Sc , Zr , Hf , Th , Y , Yb e Ga) típicos dos granitos tipo-A de Whalen et al. (1987) e dos granitos intraplaca de Pearce et al. (1984). Os granitos tipo-A₁ apresentam certas similaridades geoquímicas de basaltos de ilhas oceânicas, mas colocados em riftes continentais ou durante magmatismo intraplaca, enquanto os granitos tipo-A₂ com composição de crosta continental ocorrem em ambientes pós-colisionais ou pós-orogênicos. Contudo, estudos recentes têm revelado a coexistência dos subgrupos A₁ e A₂ em vários locais (Li et al., 2012; Leite Júnior et al., 2014; Jiang et al., 2018; Kamaunji et al., 2020), a qual indica que outros fatores, além dos tectônicos, são importantes na formação dos granitos tipo-A (Bonin, 2007).

Assim, os granitos tipo-A são atualmente reconhecidos em diferentes ambientes tectônicos (Eby, 1992; Bonin, 2007; Murphy et al. 2018, entre outros) do Arqueano ao Fanerozoico e as suas petrogêneses são altamente controversas. Frost et al. (2012) sugerem três principais processos petrogenéticos para a geração de granitos *ferraron*: fusão parcial de rochas crustais de composição quartzofeldspática; diferenciação de magmas basálticos de composição toleítica ou alcalina e uma combinação dos processos anteriores, com a assimilação de componentes crustais pelos magmas basálticos.

Depósitos minerais metálicos relacionados com granitos tipo-A são reconhecidos em várias partes do mundo. Normalmente são depósitos polimetálicos (Sn, W, Nb, Ta, Zr, ETR, U, Th, Zn, Cu e Pb, entre outros) associados com suítes peraluminosas ou peralcalinas (Frost et al., 2012). No geral, nas suítes peraluminosas, os metais dominantes são Sn e/ou W e estão geneticamente ligados às fácies com Li-micas e/ou topázio, enquanto nas suítes peralcalinas os metais dominantes são Nb e/ou Ta e associados às fácies com anfibólios sódicos e/ou sódico-cálcicos (Bowden et al., 1984b; Ramsay, 1986; Lenharo et al., 2002; entre outros). Outros depósitos que ocorrem espacial e temporalmente associados aos granitos tipo-A são os depósitos tipo IOGC (Óxido de ferro, ouro e cobre) e certos depósitos de cobre porfirítico, mas sem uma relação genética conclusiva (Frost et al., 2012).

2.2 Os granitos rapakivi

Granitos rapakivi são, de acordo com Haapala e Ramo (1992), granitos tipo-A caracterizados pela presença de textura rapakivi em algumas variedades graníticas pelo menos nos grandes batólitos e presumivelmente representam o magmatismo intraplaca ácido continental mais volumoso da Terra (Rämö e Haapala, 1995).

Os granitos rapakivi são predominantemente proterozoicos, com idades entre 1,8 Ga a 1,0 Ga, mas algumas suítes são de idades arqueanas e fanerozoicas (Haapala e Rämö, 1999). Ocorrem em plútons normalmente multifásicos e epizonais, associados ou não com rochas subvulcânicas e/ou vulcânicas, assim como com rochas máficas em complexos bimodais ou AMCG (Anortosito – Mangerito – Charnockito - Granito Rapakivi). As fácies plutônicas félsicas apresentam pequena variação composicional,

com conteúdo relativamente alto em feldspato alcalino e presença de silicatos máficos ricos em ferro (Rämö e Haapala, 1995).

Segundo Vorma (1976), a textura rapakivi compreende megacristais ovoides de feldspato alcalino com ou sem manto de plagioclásio (oligoclásio-andesina) e ocorrência de duas gerações de feldspato alcalino e quartzo. Porém, quando os cristais de plagioclásio são revestidos por feldspato alcalino, a textura é denominada de antirrapakivi (Hibbard, 1981; Vernon, 2016). Assim, diferentes tipos texturais de granitos rapakivi são reconhecidos: viborgitos e piterlitos são, respectivamente, àqueles em que a maioria dos megacristais ovoides de feldspato alcalino apresentam ou não envoltório de plagioclásio, além de granitos porfiríticos e equigranulares (Rämö e Haapala, 1995; Heinonen, 2010). Na Finlândia, as variedades com biotita normalmente cortam àquelas com hornblenda, enquanto as fácies com topázio representam as fases intrusivas mais jovens e mostram características mineralógicas e geoquímicas dos granitos estaníferos fanerozoicos (Haapala, 1995; Rämö et al., 1999).

Os granitos rapakivi apresentam, no geral, as características geoquímicas dos granitos tipo-A e intraplaca fanerozoicos (Whalen et al., 1987; Pearce et al., 1984). São reduzidos ou oxidados (Dall'Agnol e Oliveira, 2007) e, de acordo com a classificação de Frost et al. (2001), são *ferraon* e com composição variando de álcali-cálcico a cálcio-alcálico (Heinonen, 2010; Leite Júnior et al., 2014). São predominantemente metaluminosos a levemente peraluminosos, mas raramente peralcalinos. Mostram teores relativamente mais altos em Si, K, Rb, Ga, Zr, Hf, U e ETR (exceto Eu) e mais baixos em Ca, Mg, Al, P e Sr que as rochas graníticas em geral (Rämö e Haapala, 1995). No caso dos granitos rapakivi finlandeses, os teores de Si, F, Ga, Rb, Sn e Nb aumentam, ao passo que os teores de Ti, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Ba, Sr, Sc e Zr diminuem das fácies intrusivas precoces para as tardias. As fácies mais jovens, normalmente com topázio na moda, mostram razões K/Na mais baixas, teores mais altos em F, Ga, Rb e Sn e muito baixos em Ba e Sr, assim como um padrão plano de ETR e uma forte anomalia negativa de Eu (Rämö e Haapala, 1995).

De modo geral, os granitos rapakivi se cristalizaram a partir de magmas relativamente quentes e anidros e em condições tanto reduzidas como oxidantes (Rämö e Haapala, 1995; Frost e Frost, 1997; Dall'Agnol e Oliveira, 2007). Aspectos

petrográficos e mineralógicos indicam mais de uma fase de cristalização e os mecanismos mais realísticos para a formação da textura rapakivi são mistura de dois magmas de composições distintas ou cristalização sob condições queda de pressão combinada com pequena mudança na temperatura (Haapala e Rämö, 1999).

De acordo com as propostas petrogenéticas sugeridas por Frost e Frost (2011) para os granitos tipo-A (ver acima), as características geoquímicas dominantes dos granitos rapakivi (*ferroan*, metaluminosos e com composição variando de álcali-cálcico a cálcio-alcálico) indicam fusão parcial de rochas crustais e assimilação de componentes crustais pelos magmas basálticos mantélicos. Resultados de estudos da composição isotópica de Hf em zircão nos granitos rapakivi e rochas máficas associadas do sul da Finlândia indicam o envolvimento de pelo menos duas fontes distintas para os magmas, uma crustal para os granitos e outra mantélica (MORB empobrecido) para as rochas básicas (Heinonen et al., 2010).

Rämö e Haapala (1995) e Haapala e Rämö (2015) reconhecem dois tipos principais de depósitos minerais relacionados aos granitos rapakivi: (1) depósitos de Sn (W, Be, In, Zn, Cu e Pb) em greisens, veios de quartzo e skarns associados às fases tardias com topázio e (2) depósitos de Fe, Cu (U, Au, Ag) em veios e/ou disseminados.

2.3 A Suíte Intrusiva São Lourenço Caripunas – SISLC

A SISLC aflora de forma mais expressiva na margem esquerda do Rio Madeira e ocupa parte dos estados de Rondônia e do Amazonas. Possui uma forma alongada na direção NE-SW e tem como rochas encaixantes os gnaisses do Complexo Jamari, os metassedimentos e metavulcânicas da Formação Mutum-Paraná e os granitóides da Suíte Intrusiva Serra da Providência (Quadros e Rizzoto, 2007; Oliveira et al., 2022). A SISLC inclui os maciços Caripunas e São Lourenço (Bettencourt et al., 1999), com as rochas do distrito mineiro São Lourenço-Macisa situadas no maciço São Lourenço.

Os primeiros estudos sobre a geologia do maciço São Lourenço são atribuídos a Kloosterman (1966) e Lobato et al. (1966). Kloosterman (1966) descreveu vários tipos de granitos e riólitos no distrito e associou a gênese dessas rochas ao evento Rondoniense (Neoproterozoico). Esse autor interpretou o maciço São Lourenço como um complexo vulcano-plutônico e sugeriu uma idade de 940 Ma. Além disso,

descreveu também a ocorrência de afloramentos isolados de rochas básicas alojadas nos metassedimentos da Formação Mutum-Paraná.

Para detalhar as ocorrências de cassiterita em Rondônia e fomentar a pesquisa mineral sistemática na região da Amazônia, o Departamento Nacional de Produção Mineral – DNPM, contratou os serviços da empresa LASA – Levantamentos Aerogeofísicos S/A. Esse projeto cobriu aproximadamente 210.000 km² em Rondônia, gerou um mapa aerofotogramétrico na escala 1:100.000 e um relatório final (Lobato et al., 1966), com o mapa geológico na escala 1:1.000.000. Forneceu também informações atualizadas sobre as jazidas de cassiterita e ocorrências de outros minérios como manganês, ilmenita, entre outros.

Lobato et al. (1966) propõem um quadro estratigráfico para a região com a individualização das unidades pré-cambrianas (gnaisses, anfibolitos, migmatito, granito, quartzito e filito), unidades mesozoicas (conglomerado, migmatito, arenito, siltito), sedimentos terciários e quaternários.

Kloosterman (1968), reconheceu que as mineralizações primárias estão relacionadas aos greisens hospedados no biotita granito e destacou as semelhanças petrográficas entre os “*Younger Granites*” da Nigéria e as mineralizações do maciço São Lourenço. O autor suspeitou também da ocorrência no maciço, assim como na Nigéria, de rochas básicas relacionadas ao ciclo ígneo ácido. Já Priem et al. (1971) argumentaram que a ocorrência das rochas intrusivas magmáticas em Rondônia está associada de modo subordinado às extrusivas ácidas, principalmente riólitos como produto da diferenciação.

Isotta et al. (1978) descrevem, no âmbito do projeto “Província Estanífera de Rondônia”, granitos piterlíticos e porfíricos como fácies de borda e granitos equigranulares como fácies de núcleo no maciço São Lourenço, esses últimos com relação espacialmente com os depósitos primários de estanho. Os autores relatam também a ocorrência de rochas básicas no maciço e sugerem uma provável relação temporal com as rochas ácidas.

Os trabalhos de mapeamento geológico e de prospecção mineral, na escala 1:25.000, conduzidos por Cembrani e Bettencourt (1985) no distrito São Lourenço-Macisa permitiram caracterizar os principais aspectos geológicos e petrográficos das rochas graníticas, bem como dos depósitos primários de estanhos associados. Nesses

trabalhos, as rochas foram subdivididas em duas suítes, onde o granito porfirítico fino a médio e o granito equigranular fino foram agrupados na suíte nº 1 e os granitos heterogranulares, granito equigranular médio, fino a médio, fino e muito fino e as rochas graníticas extrusivas foram colocadas na suíte nº 2. Além dessas, os autores descreveram rochas de dique (granitos porfiríticos, microgranitos, aplitos e rochas básicas), assim como veios de quartzo e de greisen e brechas silicosas.

Com base em idades de U-Pb em zircões, Bettencourt et al. (1999) incluíram os granitos e riólitos do distrito na SISLC (1309 – 1314 Ma). Os autores atribuíram a gênese e evolução dessas rochas ao magmatismo anorogênico associado às fases finais de desenvolvimento da Província Rondoniana San-Ignácio (1,50 – 1,30 Ga. Segundo esses autores, as rochas graníticas da SISLC tem características geoquímicas de granito tipo-A, são subalcalinas, metaluminosas a levemente peraluminosas e relativamente ricas em ferro. Para Bettencourt et al. (2010), a SISC é tarde a pós-colisional a orogenia Rondoniana-San Ignacio (1340 – 1320 Ma).

Leite Júnior et al. (2013, 2014) apresentam um mapa geológico da área do distrito com base em Cembrani e Bettencourt (1985), confirmam as características geoquímicas de granito tipo-A para as rochas graníticas do distrito e sugerem uma evolução geoquímica dos tipos com hornblenda para aqueles com biotita. Para esses autores, as anomalias negativas de Nb e Ta indicam o envolvimento de fontes crustais na formação dos magmas.

Farias (2017, 2020) apresenta os aspectos geológicos e geoquímicos e uma idade U-Pb (SHRIMP) em zircão para o plúton Saubinha. Reconhece no plúton duas unidades (associação de fácies) mapeáveis na escala 1:10.000, uma composta predominantemente por um biotita sienogranito porfirítico e a outra por biotita álcali-feldspato granito heterogranular. Os depósitos polimetálicos de Sn ± W e de sulfetos (Cu, Zn e Fe) ocorrem na forma de lentes subverticais de greisens e de veios de quartzo hospedados no granito heterogranular.

Segundo Buch et al. (2019), a Suíte São Lourenço-Caripunas (1309 – 1312 Ma) é composta por piterlitos, viborgitos, granitos com textura porfirítica e equigranular, e quartzo-sienitos. Já o corpo que hospeda as mineralizações, denominado de maciço Macisa, é considerado de idade toniana e é composto por sienogranitos a monzonitos porfiríticos de granulação média a grossa, por vezes equigranulares, além de topázio

mica-álcali-feldspato granito, pegmatito e fácies subvulcânicas. A idade toniana para o maciço Macisa não leva em consideração as idades de 1314 ± 13 Ma e de 1312 ± 3 Ma de Bettencourt et al. (1999, Tabela 1) para os litotipos incluídos nesse maciço. Assim, com base nas idades apresentadas por Bettencourt et al. (1999) e Farias (2020), a idade de cristalização das rochas da SISLC ocorreu, em princípio, entre 1,32 a 1,30 Ga (Tabela 1).

Tabela 1: Idades U-Pb em cristais de zircão para algumas rochas da SISLC.

Amostra	Classificação	Método	Idade (Ma)	Referência
CR-68	Pterlito	ID-TIMS	1309 ± 24	Bettencourt et al. (1999)
JC-47	Riólito pórfiro	ID-TIMS	1312 ± 3	Bettencourt et al. (1999)
JC-264	Biotita granito equigranular	ID-TIMS	1314 ± 13	
SLV-05	Biotita álcali-feldspato granito	SHRIMP	1316 ± 12	Farias (2020)

CAPÍTULO 3: CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

3.1 O Cráton Amazônico

O Cráton Amazônico é uma unidade geotectônica localizada na porção centro-norte da Plataforma Sul-Americana que teve comportamento estável durante o Neoproterozoico (Hasui, 2012). No território brasileiro, o Cráton abrange uma área total com cerca de 4.400.000 km² e recobre grande parte dos estados do Amazonas, Pará, Rondônia, Acre, Roraima, Amapá, Mato Grosso e Mato Grosso do Sul. É composto pelo Escudo das Guianas, ao norte e Escudo Brasil Central (ou Guaporé), ao sul, separados pelas bacias sedimentares do Solimões e do Amazonas (Cordani, 2017).

No Brasil, o Cráton é a porção menos estudada e conhecida devido à escassez de dados geológicos de campo e ausência de informações complementares de petrologia, geocronologia, geofísica, entre outros. As dificuldades para realização de investigações geológicas dificultam o entendimento dos processos evolutivos para esta área e o conhecimento acerca da evolução geológica para o Cráton Amazônico avançam mais lentamente do que no restante do país (Hasui et al., 2012). Os dados geológicos disponíveis para uma região tão extensa são limitados e refletem a escassez de afloramentos, que são encontrados em avançado estado de alteração e limitados pelas dificuldades de acesso proporcionadas pela vegetação muito densa.

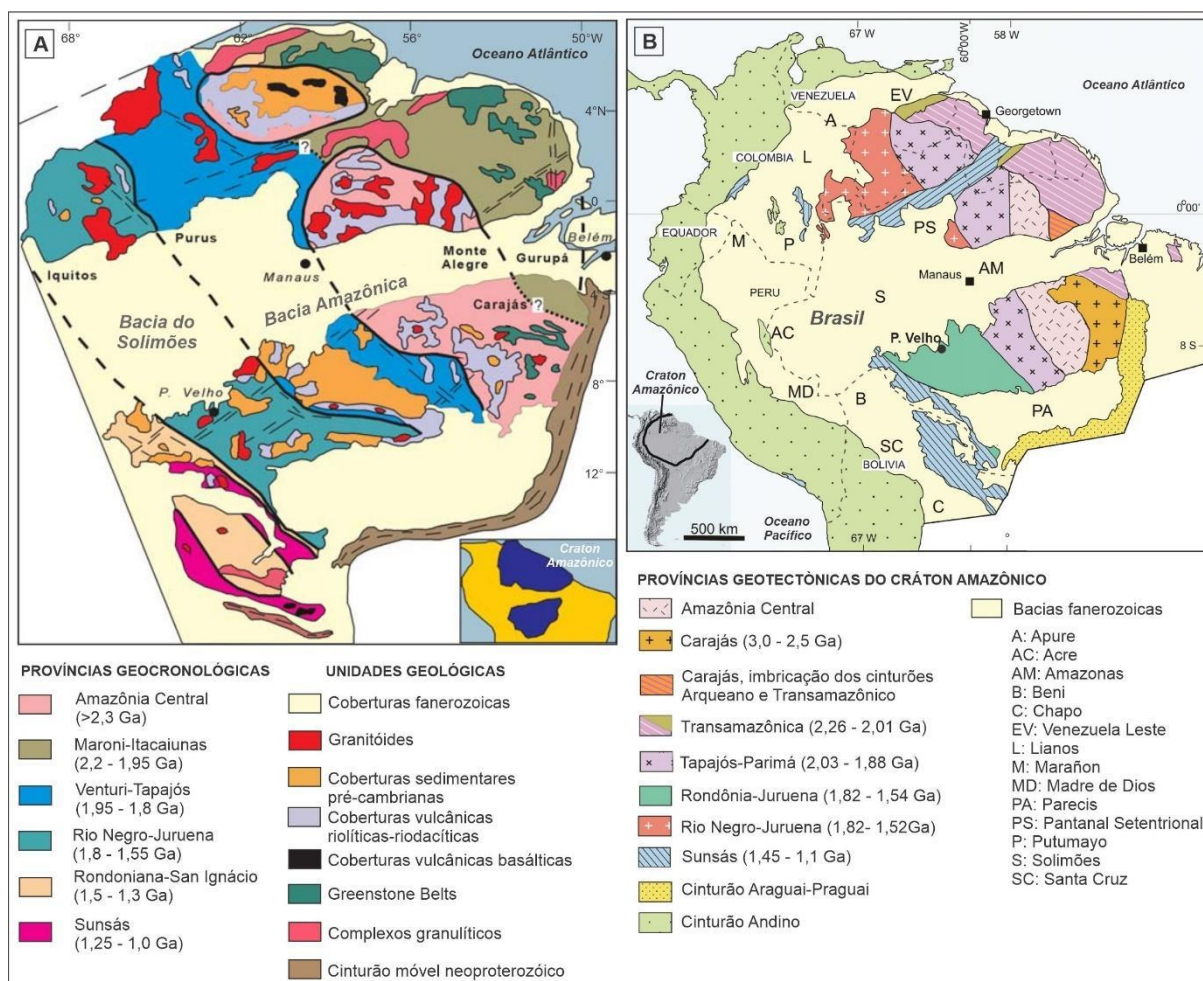
Os estudos pioneiros que abrangem o Cráton resultaram de trabalhos de pesquisa, sobretudo de exploração mineral, realizadas a partir dos anos 60 do século passado. Em 1966, foram feitas as primeiras coberturas sistemáticas por fotos aéreas na região, o que permitiu a realização de mapeamentos geológicos regionais. Os trabalhos desenvolvidos a partir de 1970 pelo Projeto Radam Brasil e os levantamentos geológicos realizados pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) e pela Companhia Vale do Rio Doce – CVRD resultaram em mapas de reconhecimento na escala 1:1.000.000.

Modelos geológicos de concepções fixistas e mobilistas polarizaram as discussões sobre a compartimentação do Cráton Amazônico nas décadas de setenta a noventa do século passado. Os modelos fixistas preconizavam que o Cráton representava uma vasta área continental existente desde o Arqueano/Proterozoico

Inferior e que foi sucessivamente retrabalhada e reativada durante o Proterozoico Médio e Superior (Amaral, 1974, Hasui e Almeida, 1985; Costa e Hasui, 1991, 1997; entre outros). Os modelos mobilistas apregoavam que a evolução do Cráton foi marcada por acrescimentos crustais episódicos durante o Proterozoico (Cordani et al., 1979; Teixeira et al., 1989; Tassinari e Macambira, 1999; entre outros). Já no início desse século, os modelos mobilistas foram mais aceitos pela comunidade geocientífica, com diferentes limites físicos e temporais das províncias geocronológicas e/ou tectônicas (Tassinari et al., 2000, 2004; Santos et al., 2000, 2008; Cordani e Teixeira, 2007; Cordani et al., 2016).

Tassinari e Macambira (1999) subdividiram o Cráton nas seguintes províncias geocronológicas (Figura 2 A): Amazônia Central ($> 2,3$ Ga), Maroni-Itacaúnas ($2,2 - 1,95$ Ga), Ventuari-Tapajós ($1,95 - 1,8$ Ga), Rio Negro-Juruena ($1,8 - 1,55$ Ga), Rondoniana-San Ignacio ($1,5 - 1,3$ Ga) e Sunsás ($1,25 - 1,0$ Ga). Já Santos et al. (2008) apresentam um modelo alternativo que inclui as províncias geotectônicas Amazônia Central (Arqueano?), Carajás ($3,0 - 2,5$ Ga), Carajás com imbricações de cinturões arqueanos e transamazônicos, Transamazônico ($2,26 - 2,01$ Ga), Tapajós-Parima ($2,03 - 1,88$ Ga), Rio Negro ($1,82 - 1,52$ Ga), Rondônia-Juruena ($1,82 - 1,54$ Ga) e Sunsás ($1,45 - 1,10$ Ga) (Figura 2 B). Para os primeiros, a borda sudoeste do Cráton inclui as províncias Rio Negro-Juruena, Rondoniana-San Ignacio e Sunsás (Tassinari et al., 2000, 2004; Cordani e Teixeira, 2007), enquanto para Santos et al., (2000, 2008) são as províncias Rondônia-Juruena e Sunsás.

Figura 2: Províncias geocronológicas ou geotectônicas do Cráton Amazônico segundo Tassinari e Macambira (1999) (A) e Santos et al. (2008) (B), respectivamente.



3.2 A Província Estanífera de Rondônia

A província Estanífera de Rondônia – PER (Isotta et al., 1978), está localizada na porção norte da borda sudoeste do Cráton Amazônico e inclui rochas proterozoicas relacionadas às províncias Rio Negro-Juruena, Rondoniana-San Ignacio e Sunsás (Tassinari e Macambira, 1999) e coberturas sedimentares cenozoicas, principalmente (Figura 3).

As rochas mais antigas reconhecidas na PER são gnaisses dioríticos e tonalíticos do Complexo Jamari (1,79 – 1,73 Ga), assim como rochas metavulcanossedimentares da Formação Mutum-Paraná (ca. 1,75 Ga). Sequências metassedimentares da Suíte Metamórfica Quatro Cachoeiras (1,67 – 1,59 Ga) e granitos rapakivi e rochas associadas da Suíte Intrusiva Serra da Providência (1,60 – 1,53 Ga) completam as unidades geológicas incluídas na província Rio Negro-Juruena

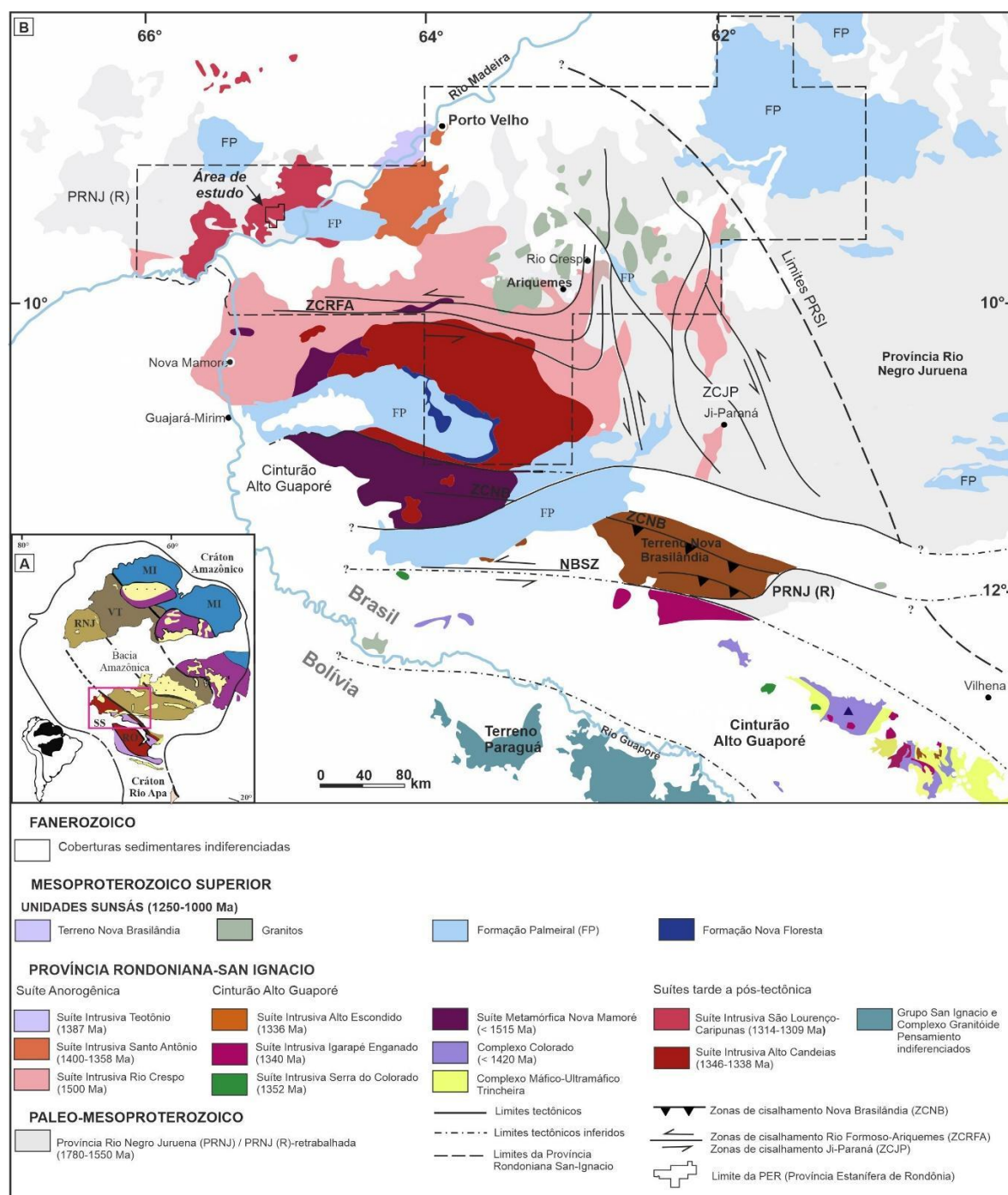
(1,80 – 1,55 Ga) (Santos et al., 2001, 2008; Payolla et al., 2002; Quadros e Rizzotto, 2007; Bettencourt et al. 2010; Scandolara et al. 2013a, b; Costa et al., 2016). As rochas do Complexo Jamari são interpretadas como relacionadas a um cinturão acrecionário juvenil (Tassinari et al., 1996; Cordani e Teixeira, 2007), com colisão arco-arco continental no intervalo de 1,67 – 1,63 Ga (Orogenia Ouro Preto de Santos et al., 2002 ou Quatro Cachoeiras, de Rizzotto et al., 2004) e magmatismo pós-colisional no período de 1,60 a 1,53 Ga (Scandolara et al., 2017 e referências citadas). Contudo, Rizzotto et al. (2019), entre outros, sugerem que o magmatismo ácido predominante na província Rio Negro-Juruena, no intervalo entre 1,82 e 1,76 Ga, está relacionado com ambientes de rifte continental e não com a ambientes de subducção.

Para Bettencourt et al. (2010), os granitos tipo-A e rochas associadas das suítes intrusivas Rio Crespo (ca. 1,50 Ga), Teotônio (1,38 – 1,37 Ga), Santo Antônio (ca. 1,37 Ga), Alto Candeias (1,35 – 1,33 Ga) e São Lourenço-Caripunas (1,31 – 1,30 Ga), bem como rochas metassedimentares do Complexo Nova Mamoré (1,53 – 1,34 Ga) são temporalmente relacionadas ao desenvolvimento da província Rondoniana-San Ignacio (1,56 – 1,30 Ga), sobre o embasamento cristalino da província Rio Negro Juruena da PER (Quadros e Rizzotto, 2007; Leite Júnior et al., 2014; Bettencourt et al., 2018). Para esses autores, a província Rondoniana-San Ignacio é um orógeno composto, formado por sucessivos arcos magmáticos acrecionários, tais como orógenos Cachoeirinha (1,56 – 1,52 Ga), Santa Helena (1,48 – 1,42 Ga), Rio Alegre (1,44 – 1,38 Ga), Alto Guaporé (1,37 – 1,34 Ga), com fechamento de bacia e colisão oblíqua micro continente (Terreno Paraguá) - Continente (1,34 – 1,32 Ga) (Rizzotto et al., 2013, 2014). As suítes intrusivas São Lourenço-Caripunas e Alto Candeias são relacionadas aos eventos magmáticos pós-colisionais da orogenia Rondoniana-San Ignacio (1,34 – 1,32 Ga) na PER (Figura 3).

As rochas pré-cambrianas mais jovens que ocorrem na PER e relacionadas ao desenvolvimento da província Sunsás (1,25 – 1,00 Ga) são os gabros, microgabros e basaltos da Formação Nova Floresta (ca. 1,20 Ga), granitos tipo-A e rochas associadas das Suítes Intrusivas Santa Clara (1,08 – 1,07 Ga) e Granitos Últimos de Rondônia (0,99 – 0,97 Ga), bem como arenitos arcoseanos, quartzo-arenitos e conglomerados da Formação Palmeiral (<1,03 Ga) (Bettencourt et al. 1999; Tohver et al., 2002; Quadros

e Rizzotto, 2007) (Figura 3). Ao sul da PER ocorre ainda os cinturões Nova Brasilândia, Aguapeí e Sunsás (Teixeira et al., 2010; Quadros et al., 2021).

Figura 3: **A)** Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico de Tassinari e Macambira (1999). **B)** Mapa geológico e tectônico simplificado da porção norte da borda sudoeste do Cráton Amazônico (extraído de Bettencourt et al., 2010), com os limites da PER e da SISLC e da área de estudo.



Fonte: Modificado de Bettencourt et al. (2010).

Para Teixeira et al. (2010), a evolução geológica da província Sunsás inicia com a deposição em margem passiva dos Grupos Sunsás e Vibosi, instalação das bacias Nova Brasilândia e Huanchaca-Aguapeí e reativação da zona de cisalhamento Ji-Paraná entre 1,21 e 1,12 Ga, que são seguidos pelos eventos tectono-metamórficos formadores dos cinturões Sunsás, Nova Brasilândia e Aguapeí entre 1,13 a 0,91 Ga. Nos estágios pós-tectônicos a anorogênicos ($< 1,0$ Ga) ocorrem granitos tipo-A intraplaca e diques e sills de rochas máficas, assim como a instalação de bacias tipo graben. Na PER os granitos tipo-A são representados pelas suítes intrusivas Santa Clara (1,08 – 1,07 Ga) e Granitos Últimos de Rondônia (0,99 – 0,97 Ga) e pelos sedimentos da Formação Palmeiral ($< 1,03$ Ga).

Os principais depósitos primários e secundários (coberturas cenozoicas) de estanho e metais associados na PER são temporal e espacialmente relacionados às suítes intrusivas Alto Candeias, São Lourenço-Caripunas, Santa Clara e Granitos Últimos de Rondônia, esta renomeada de Suíte Intrusiva Rondônia (Bettencourt et al., 1999; Quadros e Rizzotto, 2007). As coberturas cenozoicas são representadas, pelo menos, por duas sequências sedimentares, uma mais antiga de idade pleistocênica e outra mais jovem de idade recente (Waghorn, 1974; Isotta et al., 1978; Buch et al., 2019 e referências citadas). Placares estaníferos ocorrem associados a estas sequências nos vários distritos mineiros conhecidos na PER (Waghorn 1974; Isotta et al., 1978; Payolla et al., 1984; Bettencourt et al., 1988).

CAPÍTULO 4: GEOLOGIA E PETROLOGIA DA SISLC NO DISTRITO

4.1 GEOLOGIA

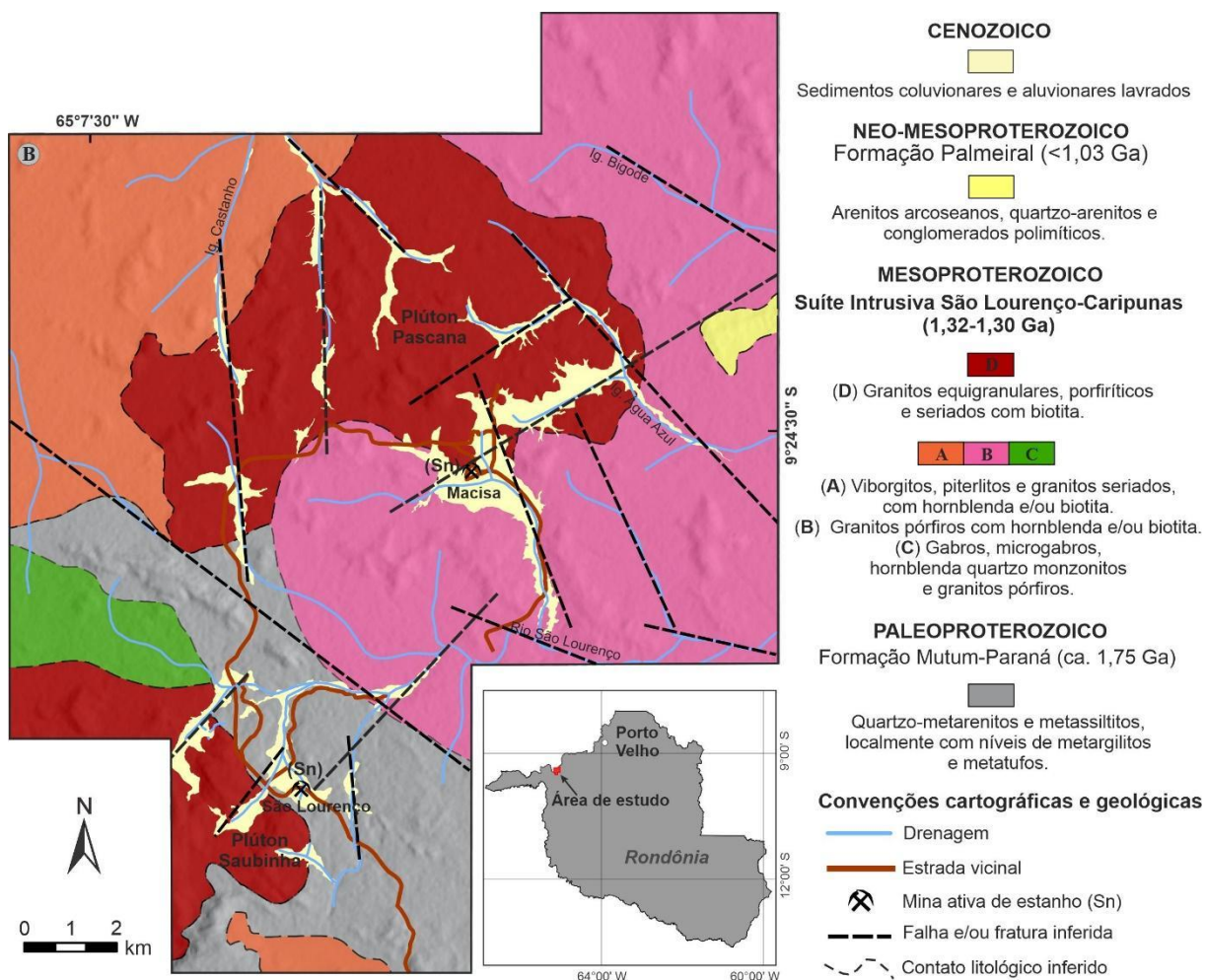
O distrito mineiro São Lourenço-Macisa é uma das áreas de afloramento da SISLC no maciço São Lourenço. As rochas da SISLC estão hospedadas nos metassedimentos e metavulcânicas da Formação Mutum-Paraná (ca. 1,75 Ga) e estão cobertas pelos sedimentos da Formação Palmeiral (< 1,30 Ga) (Cembrani e Bettencourt, 1985; Quadros e Rizzotto, 2007) (Figura 4).

A Formação Mutum-Paraná é composta, segundo Cembrani e Bettencourt et al. (1985), por quartzo-metarenitos e metassiltitos, localmente com níveis de metargilito e de metatufo (Figura 5 A). Vários autores relatam os efeitos do magmatismo granítico sobre os metassedimentos, tais como: contato brusco e intrusivo, diques de granito pórfiro, microgranito e aplito e veios greisen e de quartzo (Isotta et al., 1978; Rizzotto et al., 2005; Farias, 2020).

Quatro unidades ígneas são reconhecidas na área do distrito, com base no mapeamento geológico (1:25.000) realizado por Cembrani e Bettencourt (1985). As unidades são: Unidade A – viborgitos e piterlitos e granitos seriados, com hornblenda e/ou biotita; Unidade B – granitos pórfiros com hornblenda e/ou biotita; Unidade C – gabros, microgabros, hornblenda quartzo-monzonitos e granitos pórfiros e Unidade D – granitos equigranulares e inequigranulares porfiríticos e seriados com biotita (Figura 4). As unidades A, B e C são interpretadas como compostas por intrusões precoces enquanto a unidade D por intrusões tardias da SISLC, em acordo com Isotta et al. (1978).

A unidade D é representada por granitos equigranulares, porfiríticos e seriados com biotita e ocorre em duas áreas distintas no distrito. Uma, na parte central da área mapeada (setor Macisa), é denominada de plúton Pascana, onde foram reconhecidos biotita granitos equigranulares e porfiríticos (Figura 5 A e B). Já a outra, ao sudoeste (setor São Lourenço), compreende granitos equigranulares, seriados, porfiríticos e miarolíticos com granulação fina a média, denominada de plúton Saubinha (Farias, 2020) (Figura 5 D e E). As relações de contato entre as diferentes fácies graníticas nos dois plútons não foram observadas em campo.

Figura 4: Mapa geológico simplificado da área de estudo.



Fonte: Modificado de Cembrani e Bettencourt (1985).

Diques de microgranitos são identificados nos metassedimentos e nos litotipos das unidades A e D, enquanto diques de rochas básicas (gabros e microgabros) apenas nos metassedimentos da Formação Mutum-Paraná (Isotta et al., 1978; Cembrani e Bettencourt, 1985; Farias, 2020). Os microgranitos são interpretados como as últimas manifestações félsicas da SISLC no distrito, que também podem incluir os topázio-mica albita granitos e pegmatitos identificados por Buch et al. (2019).

Os veios de greisen e de quartzo (Figura 5 E e F) são os principais produtos dos processos hidrotermais pós-magmáticos que atuaram na região. Estão espacialmente associados com os biotita granitos da Unidade D e são responsáveis pela mineralização primária de estanho e de metais base no distrito. Os veios de greisen e de quartzo ocorrem de modo isolado, como veios/vênulas simples ou compostos, ou associados em sistemas de veios/vênulas subparalelos ou em stockwork e estão

preferencialmente concentrados nas áreas de extração de cassiterita do distrito, ou seja, nos setores São Lourenço e Macisa (Isotta et al., 1978; Cembrani e Bettencourt, 1985). Em São Lourenço (serras Isaac e Irene), os veios/vênulas de greisen e de quartzo mineralizados têm direção geral NE ($N40^{\circ} - 80^{\circ}E$), são subverticais e apresentam espessuras variando de 0,1 a 20,0 cm. Os veios de greisen são compostos essencialmente por quartzo e mica ($\pm$ topázio), enquanto os veios de quartzo por quartzo hialino a leitoso e proporções mais subordinadas de mica e topázio. Os minerais acessórios identificados, em ambos os casos, são fluorita, cassiterita e sulfetos de metais base (Mount, 2009; Farias, 2020).

A Formação Palmeiral ocorre de forma localizada no extremo leste da área do distrito (Cembrani e Bettencourt, 1985). É a unidade sedimentar de preenchimento da Bacia de Rondônia, que compreende rochas de idade meso-neoproterozoica sedimentadas em ambiente intracratônico (Bahia, 1997; Adamy, 2010) (Figura 5 G). Santos et al. (2002), com base em datações pelo método U-Pb (SHRIMP) de grãos de zircões detríticos extraídos de arenitos pelo método U-Pb (SHRIMP), obtiveram a idade máxima da sedimentação de 1030 Ma para a Formação Palmeiral. Bahia (1997) sugere que tais rochas foram depositadas em ambiente dominado por sistema fluvial entrelaçado ou leque fluvial.

Figura 5: **A)** visão panorâmica de “serra” sustentada pela Formação Mutum-Paraná. **B)** e **C)** afloramentos de biotita sienogranito equigranular médio a grosso na estrada para o setor Macisa (Plúton Pascana). **D)** lajedo no topo da serra do Isaac (Plúton Saubinha) composto por biotita sienogranito seriado com veios de quartzo e greisen. **E)** foto de detalhe dos veios de quartzo entrelaçados em duas direções (N50W e N70E). **F)** greisen hospedado nos granitos pórfiros (Igarapé Pascana). **G)** arenito da Formação Palmeiral em corte de rodovia (BR-364 - trecho Porto Velho – Mutum-Paraná).



4.2 PETROGRAFIA DAS FÁCIES MAGMÁTICAS

Como descrito anteriormente, quatro unidades ígneas denominadas de A, B, C e D são reconhecidas na área do distrito, com base no mapeamento geológico (1:25.000) realizado por Cembrani e Bettencourt (1985). As unidades A, B e C são consideradas como formadas por intrusões precoces e a unidade D por intrusões tardias. Neste item serão descritas as fácies petrográficas identificadas nessas unidades, as quais são classificadas de acordo com Streckeisen (1976) para as fácies de granulação grossa (Figura 6) e Le Maitre et al. (1989) para as fácies de granulação fina (Figura 7).

Figura 6: Diagrama de classificação QAP de Streckeisen (1976) para as rochas de granulação fina a grossa.

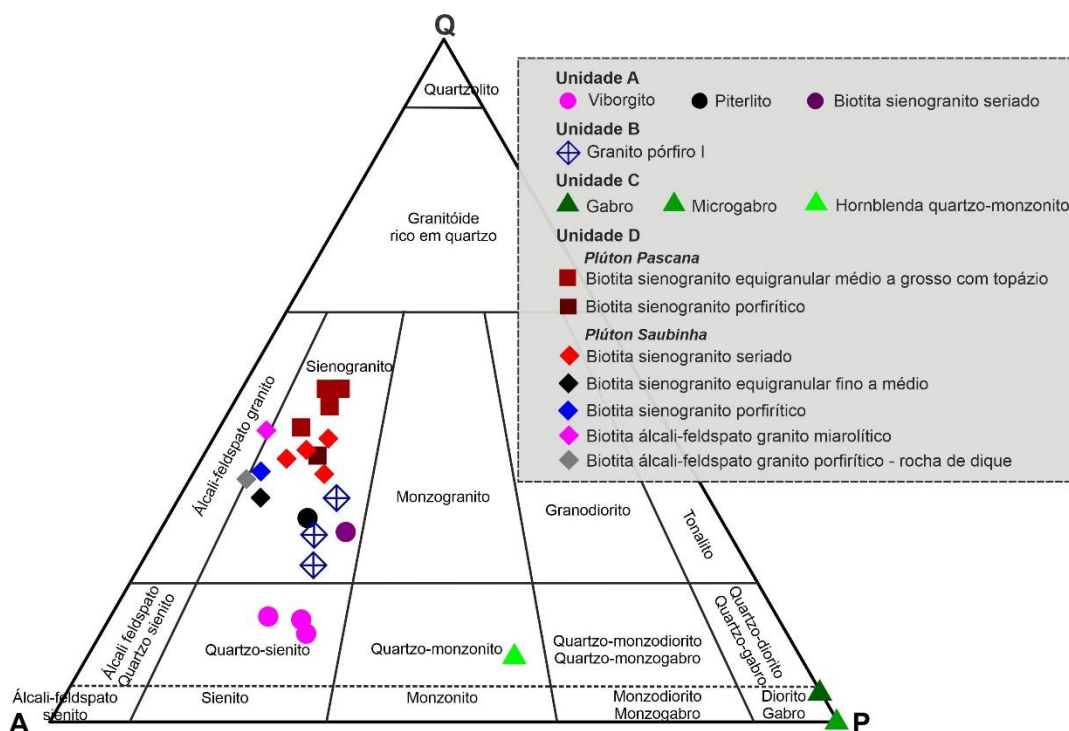
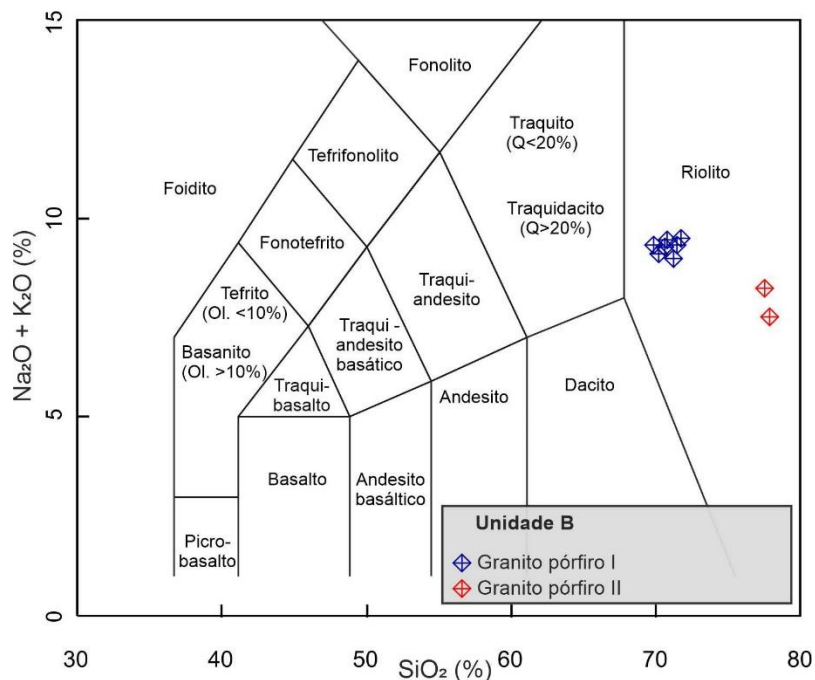


Figura 7: Diagrama de classificação SiO_2 versus $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ (TAS) para as rochas porfíricas com matriz de granulação muito fina.



4.2.1 Unidade A: viborgitos, piterlitos e granitos seriados, com hornblenda e/ou biotita

Nesta associação são incluídos os hornblenda granitos pórfiros de Kloosterman (1966), granitos porfiróides viborgíticos e piterlíticos de Isotta et al., (1978) e granitos piterlíticos de Cembrani e Bettencourt (1985), além de biotita sienogranitos seriados. A composição modal destas rochas está organizada na Tabela 2.

Tabela 2: Composição modal para as fácies das unidades A, B (em parte) e C.

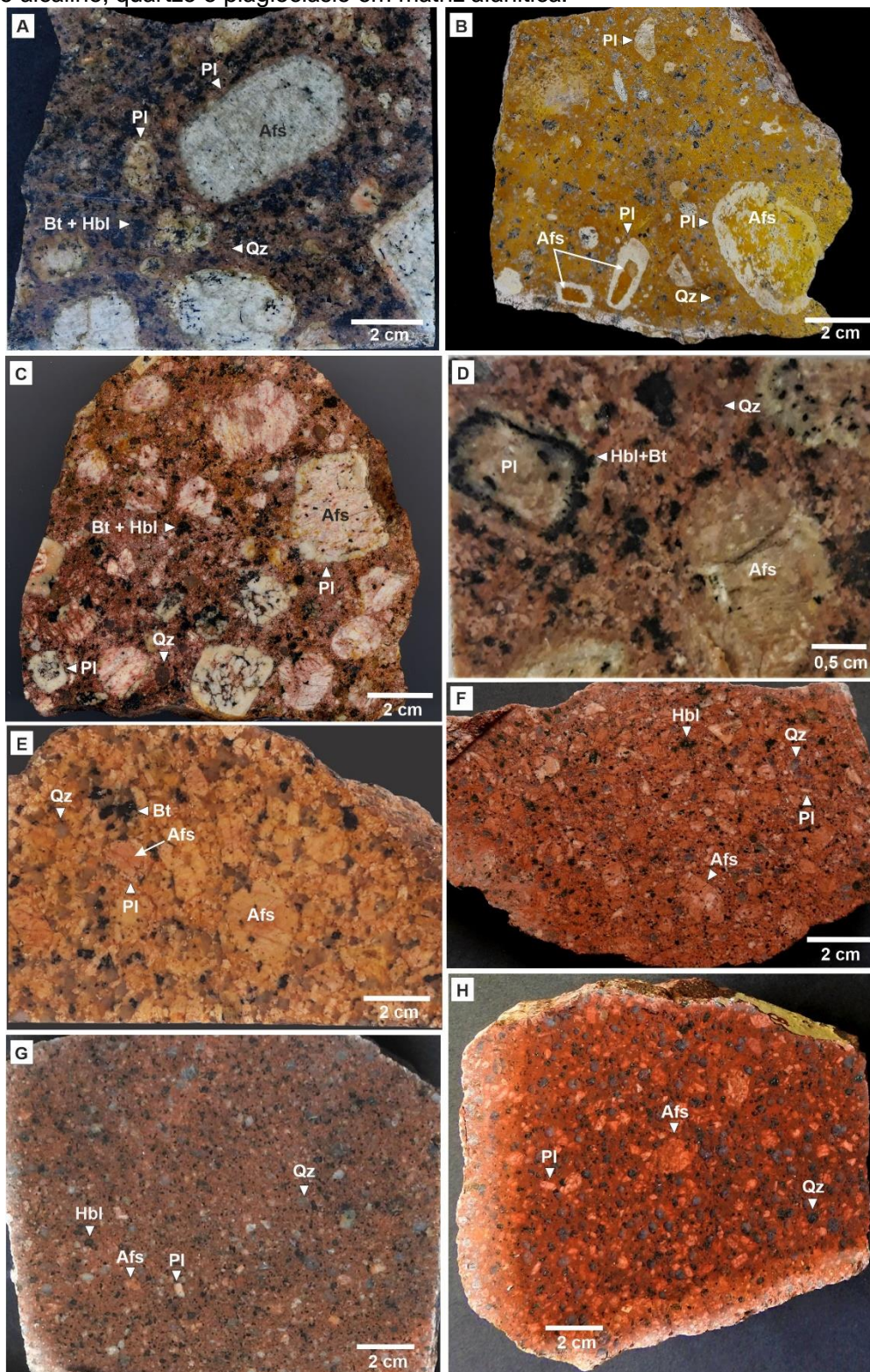
Unidade	Amostra	Classificação (IUGS)	Minerais											
			Mc	Qz	Pl	Aug	Hbl	Bt	Ttn	Zrn	Ap	Aln	Fl	Opq
A	JC-120	Quartzo sienito (viborgito)	62	14	16	0	5	3	tr	tr	tr	tr	tr	tr
	JC-257	Quartzo sienito (viborgito)	54	16	20	0	6	4	tr	tr	tr	tr	tr	tr
	JC-261	Quartzo sienito (viborgito)	64	17	13	0	4	2	tr	tr	tr	tr	tr	tr
	JC-594	Sienogranito (piterlito)	49	24	17	0	6	4	tr	tr	tr	tr	tr	tr
	JC-202	Sienogranito seriado	45	26	22	0	0	7	tr	tr	tr	tr	tr	tr
B	JC-1081	Sienogranito pórfiro	48	25	18	0	6	3	tr	tr	tr	0	tr	tr
	JC-1015	Sienogranito pórfiro	40	28	17	0	5	3	tr	tr	tr	0	tr	tr
	JC-300	Sienogranito pórfiro	50	21	20	0	5	4	tr	tr	tr	0	tr	tr
C	JC-477	Gabro	0	2	45	40	0	3	0	0	tr	0	0	10
	JC-634	Gabro	0	2	45	38	0	0	0	0	tr	0	0	15
	JC-665A	Microgabro	0	0	50	30	0	5	0	0	tr	0	0	15
	JC-507	Quartzo-monzonito	31	8	45	0	15	0	tr	0	tr	0	0	1
Mc-microclínio, Qz-quartzo, Pl-plagioclásio, Aug-augita, Hbl-hornblenda, Bt-biotita, Ttn-titanita, Zrn-zircão, Ap-apatita; Aln-allanita, Fl-florita, Opq-minerais opacos.														

Biotita-hornblenda quartzo-sienito porfirítico (viborgito)

Estas rochas afloram na porção noroeste da área, na Serra Treviso e no médio curso do Igarapé Castanho. Apresentam coloração predominantemente acinzentada, textura porfirítica composta por megacristais ovalados e tabulares (entre 1,0 e 6,0 cm) de feldspato alcalino e plagioclásio (Figura 8 A e B). A matriz é composta essencialmente por feldspato alcalino, quartzo, plagioclásio, hornblenda e biotita (Tabela 2).

Os fenocristais de feldspato alcalino são rosados, geralmente com inclusões de hornblenda e biotita, por vezes dispostas em trilhas. A maioria dos megacristais exibem textura rapakivi com borda contínua de plagioclásio (Figura 8 B).

Figura 8: Aspectos macroscópicos dos granitos das unidades A e B. **A)** viborgito com megacristsais ovoides e retangulares de feldspato alcalino em matriz equigranular fina a média. **B)** destaque da textura rapakivi nos viborgitos (amostra com tingimento de nitrito cobalto). **C)** piterlito com megacristsais arredondados de feldspato alcalino e cristais de plagioclásio com e borda homogênea. **D)** plagioclásio ocelar no piterlito. **E)** biotita sienogranito seriado, localmente com cristal de feldspato alcalino manteados por plagioclásio e cristais arredondados de quartzo. **F – H)** granitos pórfiros de coloração rosa a rosa avermelhado com megacristsais arredondados de feldspato alcalino, quartzo e plagioclásio em matriz afanítica.



Os fenocristais de plagioclásio são cinza esbranquiçados, com tamanho médio de 1,0 cm, por vezes apresentam inclusões de minerais máficos ou ainda anelados por hornblenda e biotita (Figura 8 C). O quartzo é predominantemente azulado, forma cristais anédricos nos interstícios do feldspato alcalino e do plagioclásio e possui dimensões médias em torno de 0,3 cm. Hornblenda e biotita são os principais minerais máficos e formam aglomerados máficos.

Ao microscópio, o microclínio da matriz aparece como cristais anédricos, habitualmente apresenta pertitas na forma de veios e filmes, é discretamente turvo e possui frequentes inclusões de hornblenda e biotita, que nesse caso, ocorrem pouco alterados (Figura 8 A). Os megacristais com textura rapakivi são constituídos por um núcleo de microclínio com características semelhantes aos demais megacristais da mesma espécie. Ocorrem circundados por um anel constituído de plagioclásio, geralmente contínuo, mas com continuidade ótica às vezes diferente. Crescimento granofírico é comum na borda externa do plagioclásio (Figura 9 B). A interface núcleo/borda varia de lobulada a reta, às vezes com algumas reentrâncias. Localmente exhibe filetes delgados de quartzo ou pequenos cristais de hornblenda e biotita pouco alterados para clorita. O limite entre o anel de plagioclásio e a matriz pode ser tanto reto como lobulado a reto, com reentrâncias de quartzo ou feldspato alcalino. De maneira geral, o crescimento granofírico preomina nessa interface.

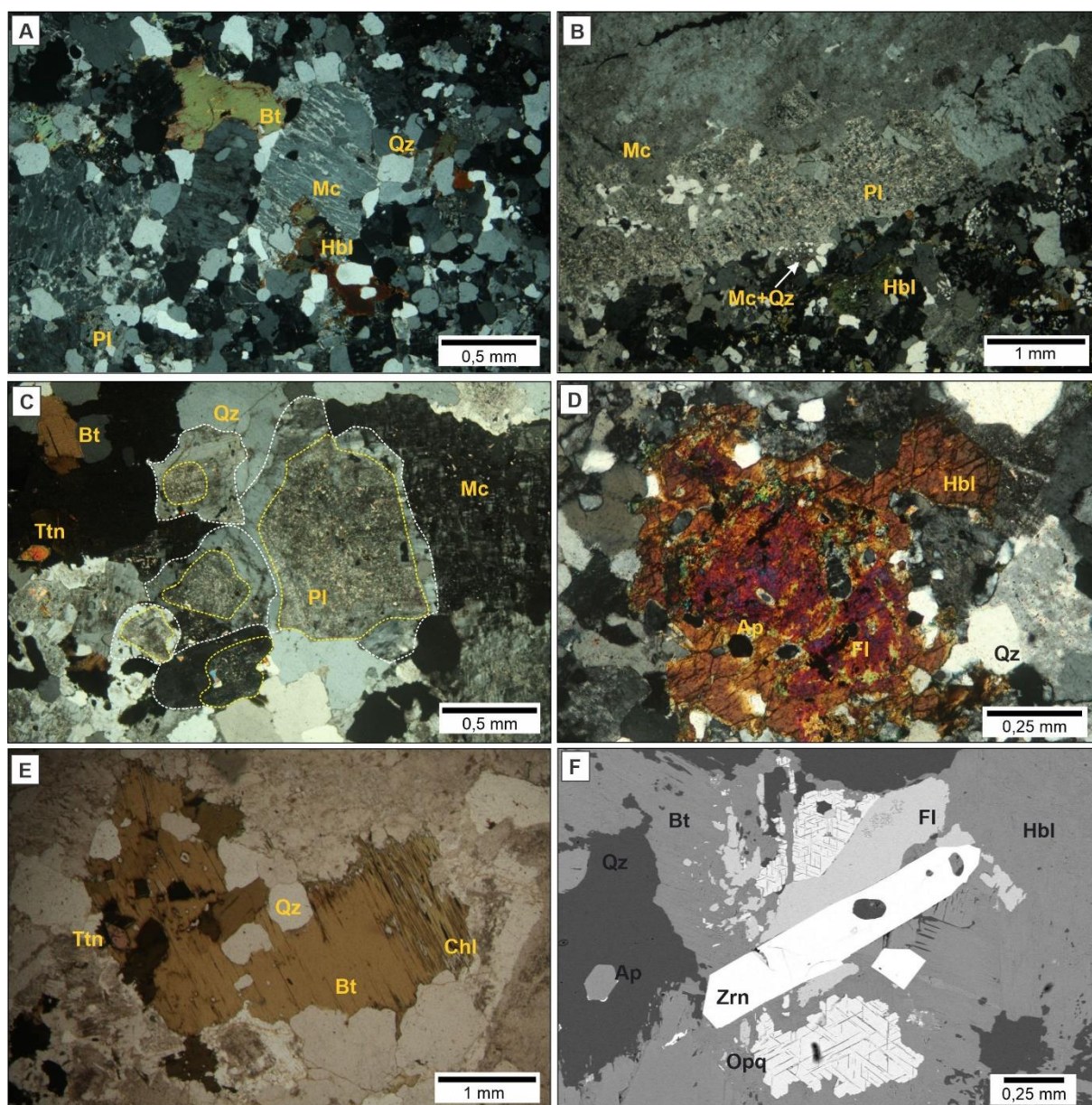
O plagioclásio (albita – oligoclásio) é subédrico, apresenta geminação polissintética bem desenvolvida, às vezes mascarada devido à presença da sericita. Em alguns casos, apresentam os núcleos bastante alterados para sericita e borda límpida (Figura 9 C).

O quartzo é formado por cristais anedrais, intersticiais e estabelece contatos que variam de irregulares a lobulados ou engrenados com os demais minerais. Pontualmente ocorre na forma de cristais arredondados, fraturados, com indícios de corrosão magmática nas bordas.

A hornblenda constitui cristais subédricos, tem cores de pleocroísmo variando de verde oliva a marrom pardo e ocorre na forma de cristais isolados ou ainda como agregados com biotita, apatita, minerais opacos, fluorita e zircão. Localmente apresenta moderada alteração para biotita, especialmente nos planos de clivagem e

nas bordas. As inclusões mais frequentes são de apatita, fluorita, zircão e titanita (Figura 9 D).

Figura 9: Aspectos microscópicos dos viborgitos. **A)** microclínio pertítico matricial com hornblenda incluída na borda e cristal de biotita subédrico em contato com o feldspato alcalino. **B)** megacristal de microclínio pertítico manteado por plagioclásio, com borda e infiltrações de intercrescimentos granofíricos. **C)** cristais de plagioclásio com núcleo alterado para sericita e borda límpida. **D)** hornblenda subédrica com inclusões de apatita. **E)** cristal de biotita subédrico com inclusão de titanita e levemente alterado para clorita. **F)** Imagem de MEV de agregados de hornblenda, biotita e alguns minerais acessórios. Fotomicrografias A, B, C e D com polarizadores cruzados e E com polarizadores paralelos.



A biotita é marrom amarelada com acentuado pleocroismo esverdeado. Forma cristais anédricos, pouco alterados para clorita e apresenta inclusões frequentes de titanita, zircão, quartzo, apatita, allanita e fluorita (Figura 9 E).

A fluorita é granular, levemente roxa e ocorre frequentemente associada a hornblenda e biotita. A titanita é rara, forma cristais que variam de euédricos a subédricos e associa-se a hornblenda e a magnetita. O zircão (Figura 9 F) é castanho claro, prismático, às vezes fraturado e forma halos pleocróicos bem desenvolvido na biotita. A clorita é esverdeada e se desenvolve de modo mais acentuado nas bordas da biotita.

Hornblenda-biotita sienogranitos (piterlito)

Essas rochas afloram no extremo sul da área e ocorrem como corpos anelares descontínuos de espessuras variáveis, desde poucos metros até 300 metros. Modalmente são classificadas como sienogranitos, apresentam textura porfírica caracterizada por megacristais de feldspato alcalino, plagioclásio e quartzo imersos em matriz hipidiomórfica equigranular fina a média (Figura 8 C). Os megacristais de feldspato alcalino são usualmente compostos por núcleos anedrais corroídos e ovalados, envoltos, por vezes, por estreita borda descontínua de plagioclásio. Atingem dimensões até 3,0 cm, com média em torno de 1,5 cm e alguns apresentam inclusões de minerais máficos distribuídas de modo caótico.

Os megacristais de plagioclásio (albita-oligoclásio) atingem dimensão até 1,0 cm, são cinza esbranquiçados ou cinza esverdeados. Pontualmente apresentam núcleo com textura dendrítica e borda contínua de límpida (Figura 8 C) ou com envoltório de minerais máficos (Figura 8 D).

O quartzo é globular ($\pm 0,3$ cm), geralmente cinza azulado e ocorre disperso de forma homogênea pela rocha. Os minerais máficos (hornblenda e biotita), ocorrem inclusos de forma caótica ou em trilhas no feldspato alcalino e no plagioclásio ou ainda na forma de aglomerados máficos arredondados em torno de 0,2 cm.

Sob o microscópio, o microclínio da matriz é turvo, possui pertitas em forma de fio e manchas e apresenta contatos sinuosos com os demais minerais. Os megacristais com textura rapakivi são predominantemente arredondados em contatos sinuosos a lobulares com a matriz. São usualmente compostos por núcleos ovalados ou pouco

irregulares de microclínio com borda de plagioclásio bastante alterada para sericita. A interface núcleo/borda é sinuosa, localmente com bainhas de corrosão entre o microclínio e o anel, mostrando também trilhas de quartzo no limite desta interface. O plagioclásio da borda possui mesma orientação ótica e, de modo geral, ocorre com intensa alteração para sericita. Diferentemente dos viborgitos descritos anteriormente, o anel envoltório de plagioclásio dos piterlitos não apresenta o crescimento granofírico no limite borda/matriz (Figura 10 A).

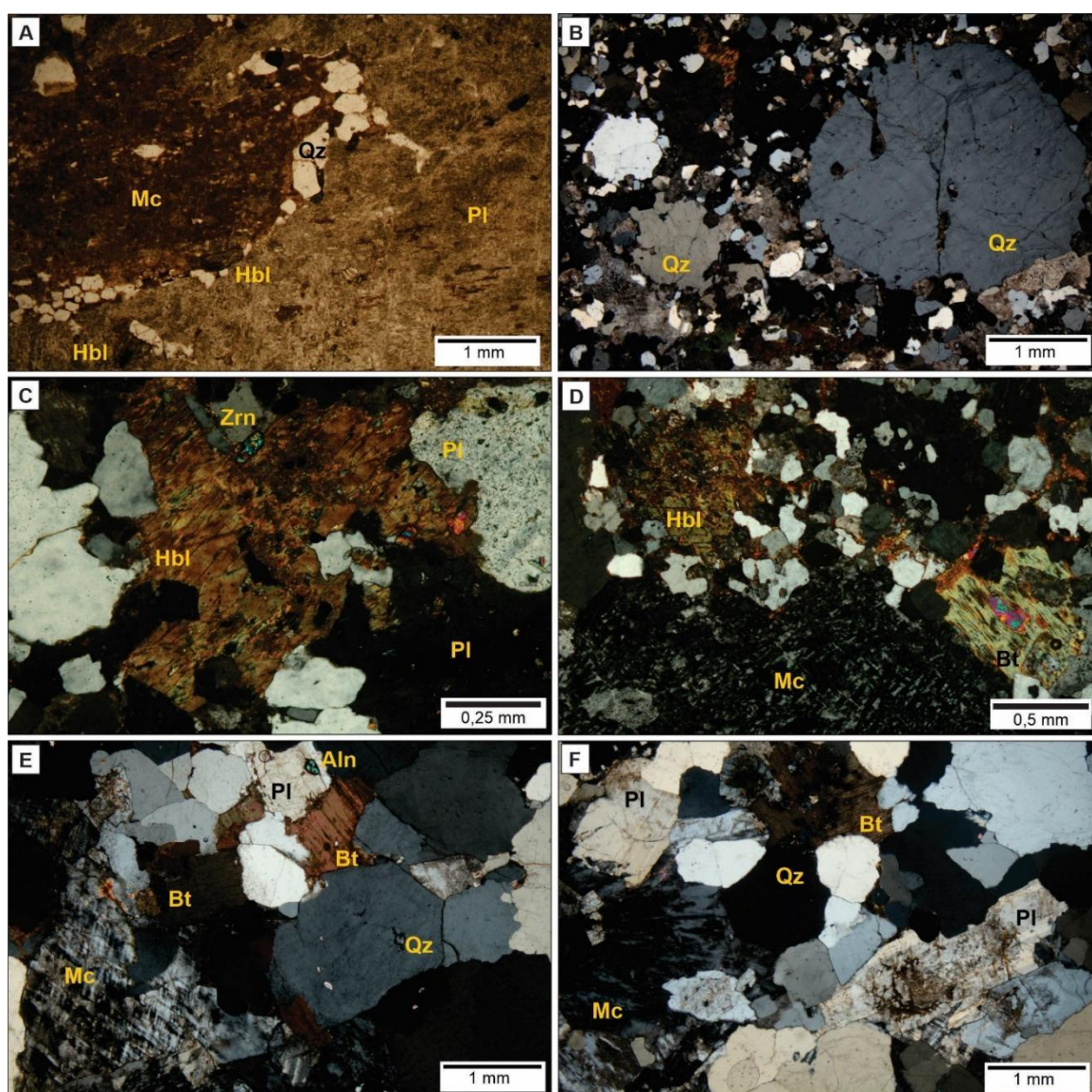
Os megacristais de plagioclásio (albita - oligoclásio) ocorrem isolados com moderado grau de alteração para sericita, que eventualmente consome totalmente alguns cristais. É comum o sobrecrecimento de pequenos filetes ou gotas de quartzo sobre o plagioclásio, assim como inclusões de hornblenda e biotita.

Os fenocristais de quartzo exibem fortes indícios de corrosão magmática nas bordas e no núcleo, às vezes ocorrem fraturados com inclusões de zircão. Na matriz, forma pequenos cristais anédricos que estabelecem contatos engrenados com os demais minerais (Figura 10 B).

A hornblenda exibe cores de pleocroísmo que variam de verde escuro a marrom esverdeado, é subanédrica e possui frequentes inclusões de apatita zircão, titanita, quartzo e magnetita. Às vezes é substituída por biotita, especialmente nos planos de clivagem (Figura 10 C e D). A biotita forma cristais anédricos, é usualmente marrom amarelada com pleocroísmo verde, ocorre nos interstícios dos minerais da matriz e possui inclusões de magnetita, quartzo, feldspato potássico e fluorita. Pontualmente, apresenta forte alteração para clorita (Figura 10 D).

A apatita é prismática, subédrica, por vezes com intensa corrosão magmática e ocorre, com frequência, associada à hornblenda. O zircão é acastanhado, habitualmente fraturado, prismático e ocorre principalmente incluso nos cristais de hornblenda a biotita.

Figura 10: Aspectos microscópicos dos piterlitos (A, B, C e D) e biotita sienogranitos seriados (E e F). **A)** microclínio manteado por plagioclásio (textura rapakivi) com pequenos cristais de hornblenda e trilha de quartzo no contato entre o microclínio e a borda envoltória de plagioclásio. **B)** fenocristal de quartzo arredondado, fraturado e com sinais de corrosão magmática, disperso em matriz hipidiomórfica. **C)** cristal anédrico de hornblenda com inclusões de zircão. **D)** hornblenda (à esquerda) com inclusões de zircão e cristal de biotita anédrica (à direita). **E)** textura hipidiomórfica seriada com microclínio pertítico, plagioclásio com inclusão de allanita, quartzo globular e irregular intersticial e biotita anédrica. **F)** plagioclásio parcialmente sericitizado e com sinais de corrosão magmática no núcleo. Fotomicrografias B, C, D, E e F com polarizadores cruzados e A com polarizadores paralelos.



Biotita sienogranitos seriados

Estas rochas afloram de forma restrita no extremo NW da área e compreende um conjunto de rochas de coloração rosa, textura inequigranular seriada de granulação fina a média com cristais de dimensões entre 0,1 e 1,0 cm. São constituídas principalmente por feldspato potássico de cor rosa, quartzo transparente a cinza azulado, plagioclásio esbranquiçado e biotita intersticial ou localmente inclusa no feldspato potássico (Figura 8 E). Nesta fácies, a textura rapakivi ocorre de modo pontual.

Sob o microscópio, o feldspato alcalino é o microclínio pertítico (0,2 a 1,0 cm), com albita bem desenvolvida. É anédrico, apresenta geminação carlsbad e contém de plagioclásio, quartzo, biotita. As inclusões mais comuns são de plagioclásio, quartzo, biotita. De modo geral, apresenta fraca a moderada alteração para argilominerais. Os cristais de quartzo (0,1 a 0,3 cm) são subédricos a anédricos, localmente pseudo hexagonais ou arredondados e mostram raras inclusões de zircão (Figura 10 E e F). O plagioclásio (albita – oligoclásio) é predominantemente euédrico com formas alongadas, apresenta geminação polissintética às vezes mascarada devido a presença de saussurita. Alguns cristais ocorrem com núcleos corroídos e preenchidos por óxidos (Figura 10 F).

A biotita é o principal mineral máfico, exibe coloração que varia de marrom escuro a marrom claro, é subédrica ou anédrica anédrica e, pontualmente, ocorre na forma de aglomerados de vários cristais com inclusões de fluorita, zircão, titanita e allanita (Figura 10 E e F). A allanita é subédrica (<0,05 cm) e exibe coloração castanha. Clorita é o principal mineral de alteração e ocorre como produto de alteração da biotita.

4.2.2 Unidade B: granitos pórfiros com hornblenda e/ou biotita

Essa é a unidade com maior variedade de tipos petrográficos. Compreende as rochas subvulcânicas anteriormente classificadas como quartzo pórfiro (Costa, 1962), feldspato pórfiro e riólito pórfiro (Kloosterman, 1966), pórfiros riolíticos e riodacíticos (Isotta et al., 1978; Cembrani e Bettencourt, 1985). Aqui são definidos como granitos pórfiros I e II àqueles com hornblenda e biotita ou apenas com biotita, respectivamente. Frequentes enclaves microgranulares máficos, com dimensão média da ordem de 5,0

cm são observados nos litotipos da porção nordeste da área mapeada, conforme descrito por Cembrani e Bettencourt (1985).

Esses granitos afloram na porção centro leste da área mapeada e compreende rochas de coloração vermelha a rosa acinzentada, localmente com vênulas preenchidas por quartzo leitoso. Apresentam estrutura maciça e textura porfirítica, compostas majoritariamente por megacristais de feldspato alcalino arredondados de coloração rosa em torno de 2,0 cm, plagioclásio de cor esbranquiçada com até 1,0 cm de comprimento e de quartzo cinza arredondados. Os megacristais compõem entre 25 e 55% do volume total destas rochas e estão imersos em matriz hipidiomórfica a panxenomórfica fina a muito fina ($< 1,0$ mm) composta por feldspato alcalino, plagioclásio, quartzo e hornblenda e/ou biotita (Figuras 8 F, G e H).

Ao microscópio, os megacristais de microclínio mostram indícios de corrosão magmática e localmente formam agregados (Figura 11 A) com ou sem plagioclásio associado. A matriz é hipidiomórfica a panxenomórfica fina a muito fina ($< 1,0$ mm), composta predominantemente por feldspato alcalino e quartzo.

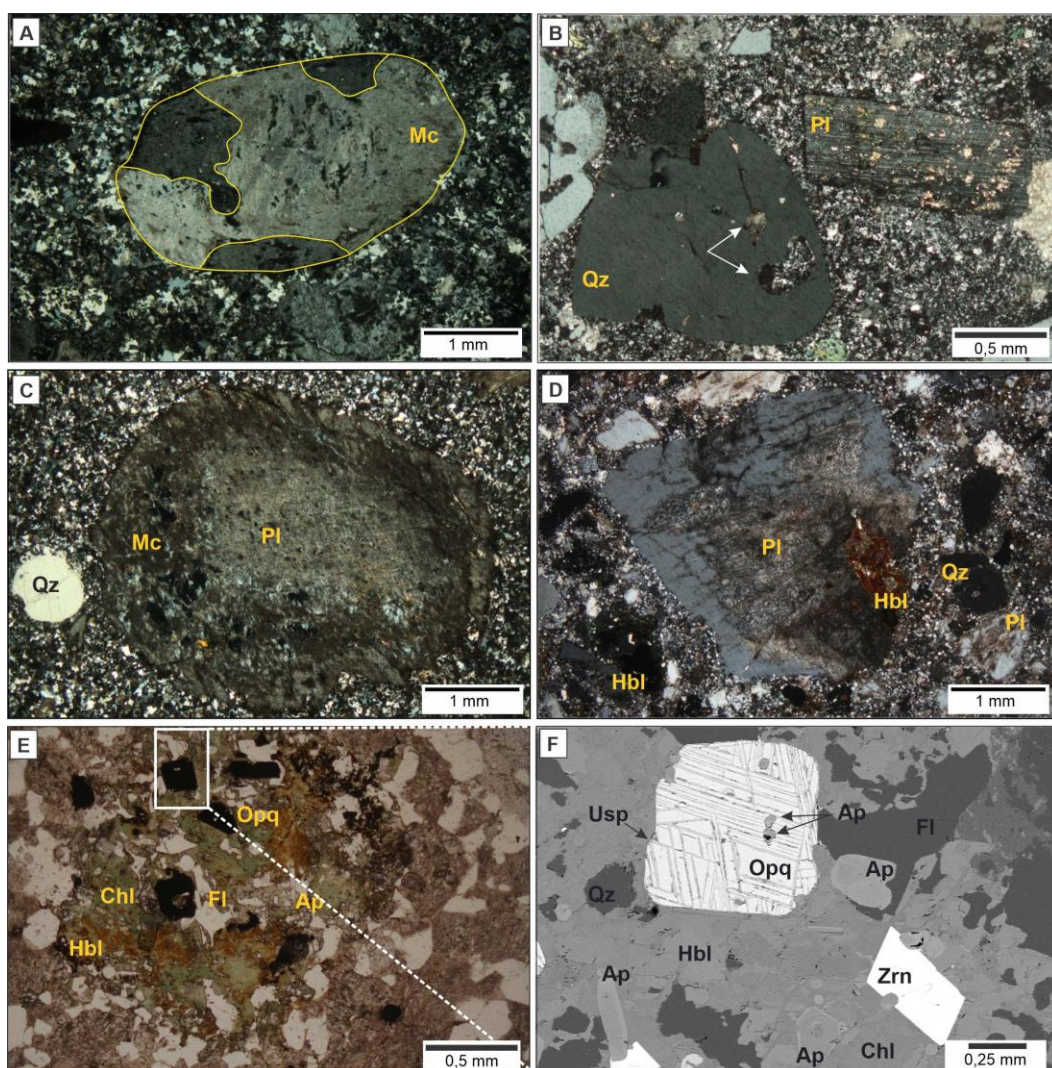
O quartzo varia de subédrico a anédrico arredondado (megacristais) com sinais de corrosão no núcleo e nas bordas (Figura 11 B) e anédrico irregular e vermiforme em agregados granofíricos na matriz. O plagioclásio (albita – oligoclásio) ocorre parcialmente alterado para saussurita. Em algumas fácies contem mantos de microclínio (textura antirrapakivi), em outras é zonado, com núcleo muito alterado (saussurita) e borda límpida (Figura 11 C e D). Ocorre, com frequência, na forma de cristais isolados e mais raramente na forma de agregados de vários cristais.

A hornblenda exibe coloração verde a pardo e, de ocorrência mais restrita, a biotita varia de marrom a pardo e contem inclusões dos minerais acessórios zircão, apatita, titanita, allanita, minerais opacos e fluorita. Apresenta forte alteração para clorita (Figura 11 E) com algumas “ilhas” da hornblenda preservada no núcleo de alguns cristais.

O zircão é euédrico, de cor castanho claro, com tamanho inferior 0,02 cm. Ocorre disperso na matriz e, raramente, incluso no feldspato potássico e na hornblenda. A magnetita varia de euédrica a subédrica, ocorre associada a hornblenda e possui lamelas de ulvoespínélio bem desenvolvidas (Figura 11 E e F). A apatita é prismática, com dimensão média de 0,01 x 0,03 cm. Em geral, ocorre associada aos

minerais opacos e comumente apresenta indícios de corrosão nas bordas. A titanita forma pequenos cristais euédricos, geralmente inclusos nos minerais opacos. O epídoto ocorre como produto de alteração do plagioclásio e apresenta discreto pleocroísmo verde cítrico.

Figura 11: Aspectos petrográficos microscópicos dos granitos pórfiros. **A)** cristais agregados de microclínio em matriz panxenomórfica. **B)** cristal de quartzo com sinais de reabsorção no núcleo (setas brancas) e na borda e megacristal de plagioclásio parcialmente alterado para epídoto. **C)** megacristal de plagioclásio com borda de microclínio (textura antirrapakivi). **D)** megacristal de plagioclásio zonado, com núcleo saussuritizado e borda límpida. **E)** hornblenda bastante alterada para clorita, com inclusões de magnetita, apatita, zircão, fluorita e quartzo. **F)** detalhe dos minerais inclusos na hornblenda (magnetita com lamelas de ulvoespínélio + apatita + zircão + fluorita + quartzo; imagem de MEV). Fotomicrografias A, B e D com polarizadores cruzados e C e E polarizadores paralelos.



4.2.3 Unidade C: gabros, microgabros e hornblenda quartzo-monzonitos

Nessa associação são incluídos os gabros, microgabros e quartzo-feldspato pórfiros de Cembrani e Bettencourt (1985), além dos hornblenda quartzo-monzonitos que ocorrem na porção oeste da área mapeada. Os contatos entre os litotipos desta unidade não foram observados no campo.

Gabros e microgabros

Estas rochas afloram na parte superior do Igarapé Saubão, médio curso do Igarapé Mutum e na parte leste da Vila de São Lourenço. Os afloramentos são constituídos por matacões de tamanhos variados e ocorrem bastante alterados junto a parte leste da Vila Mineira de São Lourenço (Cembrani e Bettencourt, 1985). Consiste em rochas com estrutura isotrópica e textura hipidiomórfica de granulação fina a média. A composição mineralógica é formada basicamente por plagioclásio e piroxênio. Pequenos enclaves microgranulares máficos (EMM) ocorrem nos litotipos equigranulares finos (Figura 12 A e B).

Sob o microscópio, a textura varia de intergranular a ofítica (Figura 13 A e B). O plagioclásio (andesina – labradorita) é o mineral mais abundante. É euédrico com tamanho em torno de 0,1 cm e exibe hábito ripiforme (Figura 13 A e B). Possui coloração marrom acastanhado, às vezes como o núcleo alterado. Apresenta contatos retos com os demais cristais e ocorre eventualmente com as bordas corroídas.

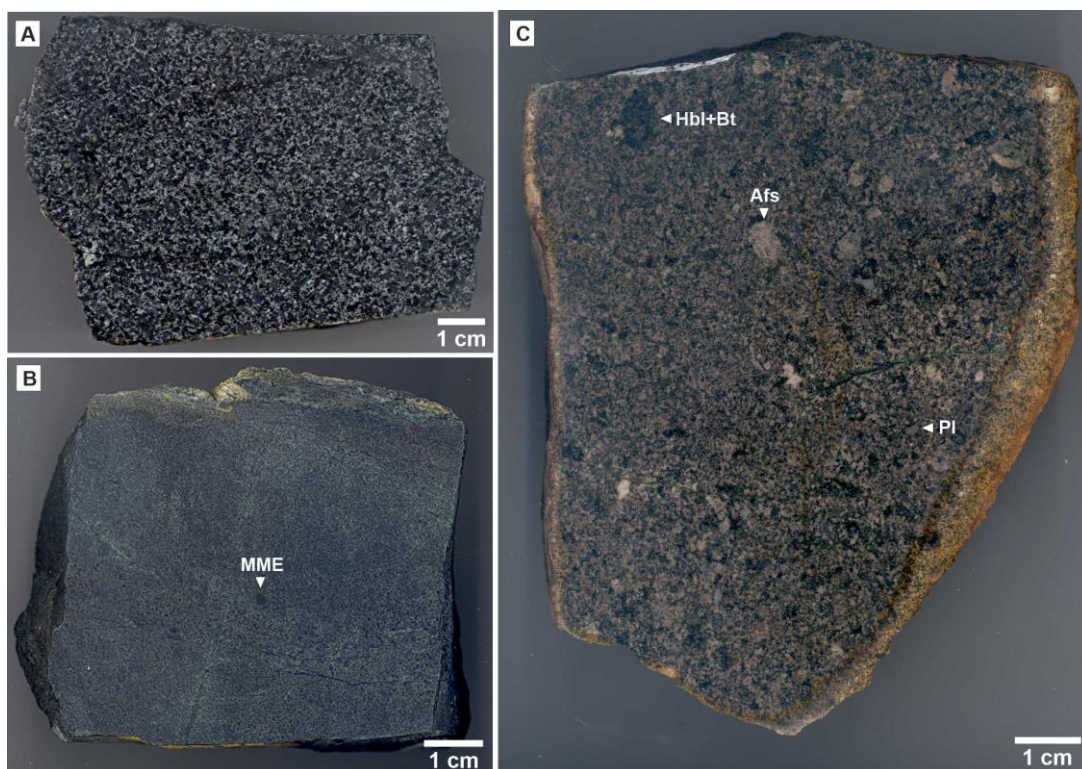
Os cristais de piroxênio (augita) variam de subédricos a anédricos, são prismáticos e em alguns casos apresentam macla simples com sinais de corrosão nas bordas. Os núcleos apresentam cor bege e bordas verde pálido com discreto pleocroísmo amarelado. Por vezes ocorrem fraturados e com inclusões de magnetita. O quartzo é bem raro nessas rochas, ocorre na forma de cristais anédricos esparsados com forte extinção ondulante e apresentam inclusões aciculares de apatita.

O mineral opaco é a magnetita e ocorre na forma de cristais euédricos a subédricos de até 0,3 cm dispersos na matriz ou inclusos nos cristais de augita. É comum apresentarem lamelas de exsolução (ulvoespinélio?) bem desenvolvidas e coroa de biotita. A apatita forma de pequenos bastonetes ou cristais aciculares euédricos, menores que 0,2 cm, parcial ou totalmente inclusos na augita e no

plagioclásio (Figura 13 C). Não raro, alguns cristais apresentam indícios de corrosão nas bordas e por vezes, ocorrem fraturados e dispersos na matriz.

A biotita se apresenta nas bordas da magnetita na forma de pequenas paletas de coloração bege a marrom claro. A clorita forma agregados com pequenas paletas, possui cor verde claro e ocorre como produto de alteração nas bordas da augita e raramente nos interstícios do plagioclásio.

Figura 12: Aspectos macroscópicos dos gabros, microgabros e hornblenda quartzo-monzonitos. **A)** gabo de coloração cinza, textura fina a média. **B)** microgabro com pequeno enclave microgranular (EMM) mais escuro. **C)** quartzo-monzonito de coloração cinza rosada com textura porfirítica.



Hornblenda quartzo-monzonitos

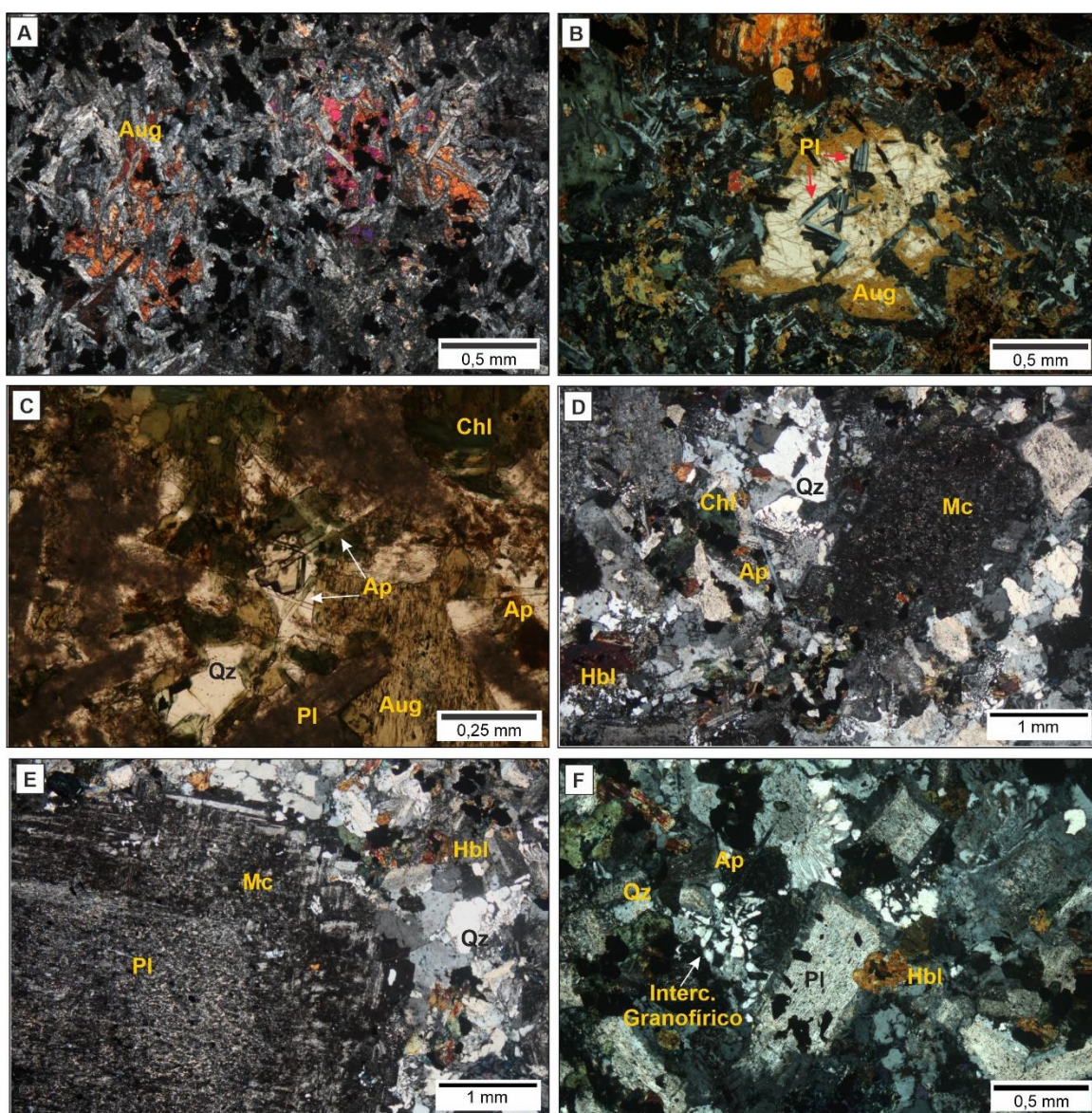
Essas rochas são reconhecidas apenas na porção oeste da área estudada, onde ocorrem associadas aos gabros, microgabros e granitos pórfiros. São rochas de textura porfirítica com megacristais subédricos e ovalados de feldspato alcalino rosa, alguns com manto de plagioclásio e subédricos a euédricos de plagioclásio de cor cinza esbranquiçado, imersos em matriz hipidiomórfica equigranular média a fina (< 0,2 cm) composta essencialmente por plagioclásio, feldspato alcalino, quartzo, minerais máficos e opacos (Figura 12 C).

Ao microscópio o microclínio apresenta aspecto turvo, com albita sob a forma de manchas nos megacristais pertíticos (Figura 13 D). O plagioclásio (oligoclásio – labradorita) é o mineral mais abundante, possui formas subédricas a euédricas, com hábito tabular. Alguns cristais matriciais de plagioclásio apresentam-se manteados por microclínio (textura antirrapakivi) e exibem, eventualmente, intercrescimento granofírico nas bordas (Figura 13 E). Não raro, alguns cristais mostram indícios de corrosão magmática, sobretudo nas bordas.

O quartzo é anédrico, ocorre como cristais dispersos, por vezes fraturado, com diâmetro médio de 0,1 cm. Apresenta forte extinção ondulante e contato engrenado com os demais minerais. Raramente exhibe inclusões de apatita acicular.

O anfibólio (hornblenda) forma cristais subédricos a anédricos, geralmente prismáticos, que variam entre 0,1 a 0,4 cm. Apresentam coloração entre marrom claro a verde, com leve pleocroísmo verde claro. Usualmente apresentam inclusões de magnetita e apatita. De modo geral, o anfibólio ocorre com moderada alteração para clorita, especialmente nas bordas. Os minerais acessórios reconhecidos são apatita, titanita e minerais opacos. A apatita ocorre dispersa na rocha sob os hábitos de bastonete e agulha. Os cristais aciculares têm comprimento de até 1,0 mm e razões axiais menores que 30:1 (Figura 13 D e F).

Figura 13: Aspectos microscópicos dos gabros, microgabros e hornblenda quartzomonzonitos **A)** textura intergranular no microgabro. **B)** textura intergranular e ofítica no gabro. **C)** microgabro, com destaque para a apatita acicular. **D)** megacristal de microclínio em matriz hipidiomórfica equigranular fina a média, com destaque para a apatita acicular. **E)** megacristal de plagioclásio com borda de microclínio (textura antirrapakivi). **F)** cristais matriciais de plagioclásio com borda límpida de microclínio (textura antirrapakivi) e intercrescimento granofírico na matriz. Fotomicrografias A, B, D, E e F com polarizadores cruzados e C com polarizadores paralelos.



Biotita sienogranitos equigranulares

São rochas de coloração rosa, estrutura maciça e textura equigranular de granulação média a grossa, compostas majoritariamente por quartzo de cor cinza (0,1 a 0,3 cm), feldspato alcalino rosa (0,2 – 0,6 cm), plagioclásio cinza esbranquiçado (0,2 – 0,4 cm) e biotita (Figura 14 A e B).

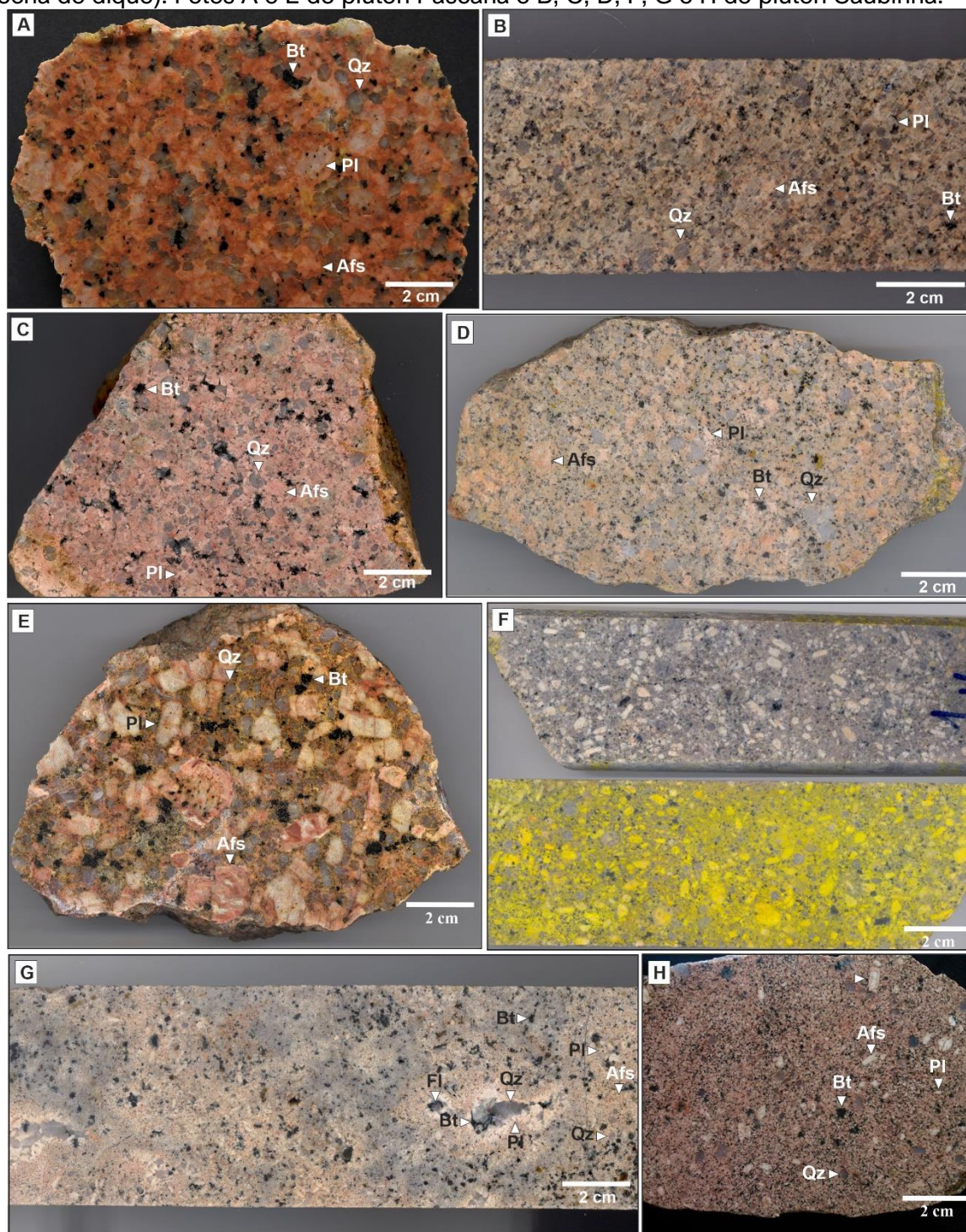
Ao microscópio, o feldspato alcalino é o microclínio pertítico, com albita na forma de fios e manchas e geminação *carlsbad*. Localmente ocorrem bordas trocadas de albita (*swapped rim*) e bordas de albita límpida (albite rim) (Figura 15 A) e contatos com os demais minerais são retilíneos a ligeiramente sinuosos. As inclusões mais comuns são de biotita e plagioclásio.

O quartzo é anédrico, geralmente límpido com inclusões pontuais de zircão. Apresenta extinção ondulante e contatos que variam de retilíneos a lobulares com os demais minerais. O plagioclásio (albita – oligoclásio) varia de euédrico a subédrico, ocorre moderadamente afetado pela alteração hidrotermal com desenvolvimento de cristais de sericita, muscovita, topázio e fluorita (Figura 15 B). Com frequência mostra bordas límpidas de albita com núcleos ligeiramente alterados para sericita.

A biotita é o principal mineral máfico e ocorre na forma de cristais isolados ou como agregados placóides (Figura 15 C). Possui coloração que varia de marrom amarelado a verde oliva, pleocroísmo verde escuro a verde amarelado e apresenta bordas irregulares de muscovita. Alguns cristais exibem localmente textura sagenítica, com diversas inclusões aciculares de rutilo. Outras associações frequentes são zircão, fluorita, leucoxênio, minerais opacos e clorita.

O topázio foi observado apenas na fácies equigranular do plúton Pascana. É subédrico e anédrico (0,2 e 0,6 cm) e inclui cristais de microclínio, plagioclásio e quartzo. Ocorre sempre fraturado e com sericita nas bordas e nos planos de fratura (Figura 15 D).

Figura 14: Aspectos macroscópicos dos biotita granitos equigranulares, seriados e porfíricos. **A)** biotita sienogranito equigranular de coloração rosada alaranjado. **B)** biotita sienogranito equigranular fino. **C)** biotita sienogranito seriado de coloração rosa. **D)** biotita álcali-feldspato granito seriado. **E)** biotita sienogranito porfíritico médio a grosso. **F)** biotita sienogranito porfíritico com fenocristais de feldspato alcalino, plagioclásio e quartzo em matriz equigranular fina. **G)** granito mirolítico de cor rosa com cavidades mirolíticas preenchidas por quartzo, biotita e fluorita e bordas de microclínio e albita. As linhas tracejadas destacam as porções mais ricas em quartzo e biotita. **H)** biotita sienogranito porfíritico equigranular de matriz fina (rocha de dique). Fotos A e E do plúton Pascana e B, C, D, F, G e H do plúton Saubinha.



Biotita sienogranitos e álcali-feldspato granitos seriados

São rochas de coloração rosa a rosa acinzentada, com estrutura maciça e textura hipidiomórfica inequigranular seriada de granulação fina a grossa. São constituídas essencialmente por feldspato alcalino rosa (0,2 – 0,4 cm), quartzo arredondado e anédrico intersticial de cor cinza (1 a 3 cm), plagioclásio cinza esbranquiçado (0,1 – 0,2 cm) e biotita intersticial. A biotita forma cristais isolados ou agregados de poucos cristais distribuídos de modo homogêneo, que por vezes confere à rocha um aspecto mosqueado (Figura 14 C e D).

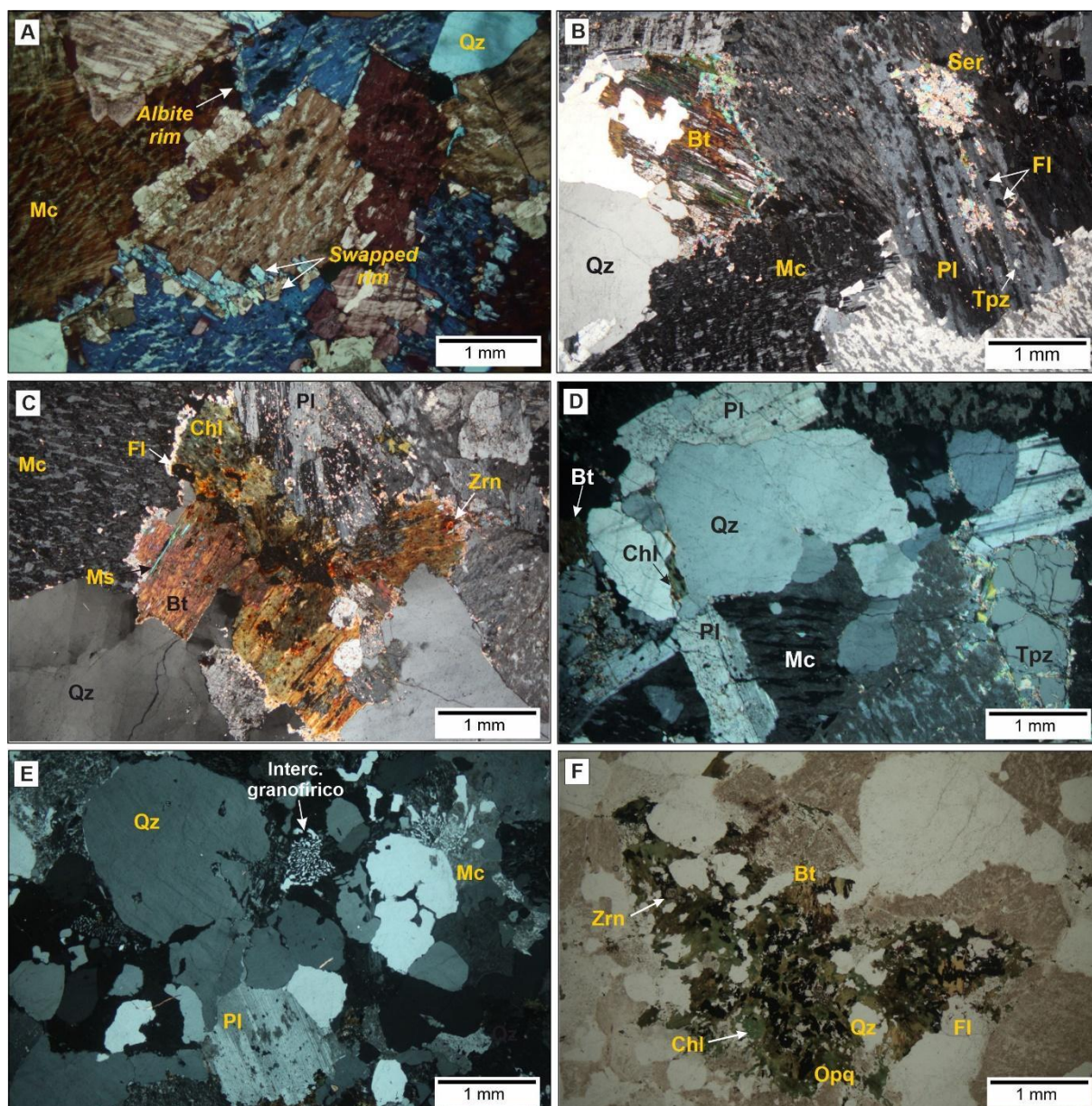
Ao microscópio, o microclínio é anédrico com pertitas em formas de fios e manchas e, pontualmente desenvolve intercrescimento granofírico nas bordas (Figura 15 E). Alguns cristais exibem inclusões de plagioclásio, biotita e infiltrações irregulares de quartzo.

O quartzo forma cristais que variam de subédricos a anédricos. O primeiro apresenta sinais de corrosão magmática nas bordas com reentrâncias (*embayment*) preenchidas por microclínio, enquanto o segundo ocorre nos interstícios do plagioclásio e do microclínio. Pontualmente forma intercrescimentos gráficos na borda do microclínio e granofíricos na matriz (Figura 15 E).

O plagioclásio (albita-oligoclásio) ocorre sob a forma de cristais subédricos, tabulares, com raras inclusões de biotita e alteração incipiente para sericita (Figura 15 E). A biotita forma pequenos cristais placóides ou agregados em torno de 0,2 cm e exibe pleocroísmo marrom esverdeado, geralmente alterada para clorita (Figura 15 F). Cristais de zircão são observadas inclusos no microclínio e na biotita, onde desenvolvem halos pleocróicos.

A fluorita é usualmente roxa, anédrica e possui dimensões próximas de 0,3 cm. Ocorre frequentemente associada à biotita ou ainda como cristais anédricos, isolados na matriz. Outros minerais acessórios comuns são minerais opacos e leucoxênio. Clorita e sericita ocorrem principalmente como produtos da alteração da biotita e do plagioclásio, respectivamente. A clorita apresenta cores de interferência baixas, de branca a amarelada, frequentemente associadas a minerais opacos e anédricos (Figura 15 F).

Figura 15: Aspectos microscópicos dos biotita sienogranitos equigranulares (A – D) do plúton Pascana e seriados (E – F) do plúton Saubinha. **A)** microclínio pertítico com *swapped rim* e *albite rim*. **B)** cristal de plagioclásio parcialmente alterado para sericita/muscovita, fluorita e topázio e cristal de biotita (à esquerda) parcialmente substituído por muscovita. **C)** cristais de biotita com alteração incipiente para clorita. **D)** cristal subédrico de topázio com sericita nas bordas e nos planos de fratura. **E)** microclínio pertítico com intercrescimento granofírico na borda. **F)** agregado de biotita, quartzo, fluorita, zircão, minerais opacos e clorita. Fotomicrografias A com polarizadores cruzados e placa de gipso; B, C, D e E com polarizadores cruzados e F com polarizadores paralelos.



Biotita sienogranitos porfiríticos

São rochas de coloração rosa acinzentada, rosa avermelhada ou cinza rosada com estrutura maciça. Duas variedades foram identificadas, uma no plúton Pascana (Figura 14 E) e outra no plúton Saubinha (Figura 14 F). A primeira contem megacristais euédricos tabulares (0,4 – 2,0 cm) de feldspato alcalino róseo, localmente com textura rapakivi, euédricos tabulares (0,5 – 1,4 cm) de plagioclásio cinza esbranquiçado e subédricos a anédricos arredondados (0,2 – 1,0 cm) de quartzo hialino a cinza azulado em matriz hipidiomórfica equigranular fina a média, composta pelos mesmos minerais dos megacristais além de biotita. Cristais de biotita ocorrem em agregados caoticamente distribuídos pela matriz e/ou localmente inclusos no feldspato alcalino. A outra se diferencia basicamente pelos tamanhos bem menores dos megacristais de feldspato alcalino (0,3 – 0,8 cm), plagioclásio (0,2 – 0,4 cm) e de quartzo (0,2 – 0,5 cm), assim como pela textura panxenomórfica equigranular fina da matriz (Figura 14 G).

Ao microscópio, o microclínio ocorre na forma de cristais subeudrais a anedrais de coloração marrom claro. Exibe mesoperititas na forma de fios e machas (Figura 16 A), apresentam localmente bordas trocadas de albita e, pontualmente, desenvolvem borda descontínua de plagioclásio com moderada alteração para sericita. Intercrescimento granofírico é comum, sobretudo nas bordas do microclínio ou na matriz. Inclusões de plagioclásio, quartzo e biotita são comuns. Localmente, o microclínio exibe borda sobrecrecida poiquilítica (linha tracejada branca) que envolve pequenos (< 0,1 cm cristais de plagioclásio, quartzo e biotita (Figura 16 A).

O quartzo é anédrico e ocorre pontualmente incluso no plagioclásio. Alguns cristais são bem arredondados, apresentam reentrâncias preenchidas por microclínio e inclusões de pequenos cristais de plagioclásio. Outros são anédricos (< 0,2 mm), intersticiais e estabelecem contatos engrenados com os demais minerais.

O plagioclásio (albita-oligoclásio), forma cristais que variam de anedrais a subeudrais com moderada a forte alteração para sericita (Figura 16 B). Na maioria dos casos exibe borda límpida de albita, mostra inclusões de biotita, zircão e sobrecrecimento de fluorita (descalcificação do plagioclásio).

A biotita ocorre na forma de cristais isolados e/ou aglomerados, varia de verde escuro a castanho claro com alteração incipiente para clorita. Geralmente mostra frequentes inclusões de fluorita, minerais opacos, zircão e monazita (Figura 16 B).

Biotita álcali-feldspato granito miarolítico

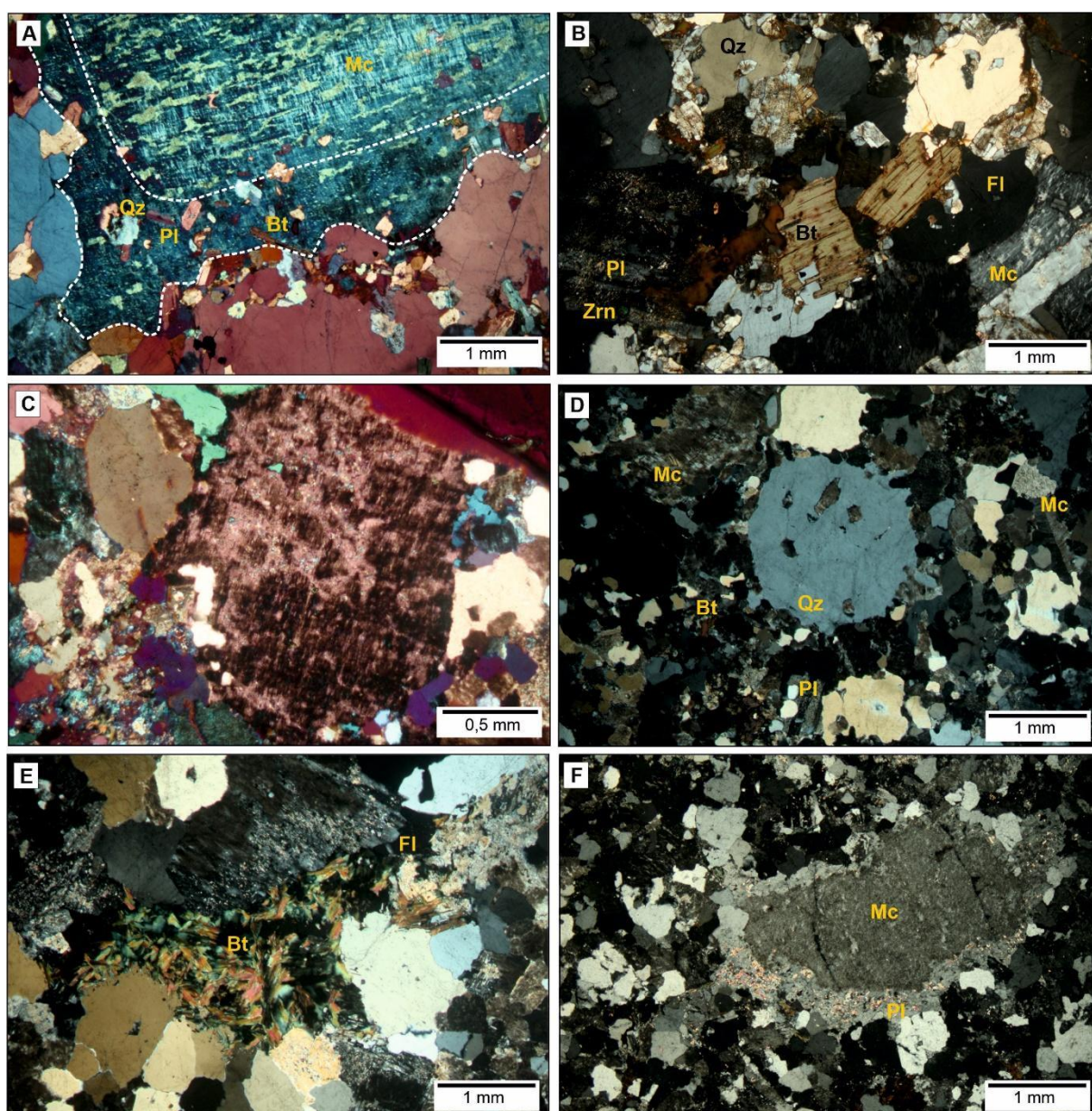
Esses litotipos foram reconhecidos apenas no plúton Saubinha por Farias (2020). São rochas de coloração cinza a rosa e estrutura miarolítica, com algumas porções mais enriquecidas em quartzo e biotita (linhas tracejadas em preto; Figura 14 G). A textura é porfírica com micromegacristais tabulares rosados de feldspato alcalino e arredondados de quartzo. A matriz é fina, composta por esses minerais, além de plagioclásio e biotita na forma de glômeros. Os miárolos apresentam formas alongados irregulares e dimensões entre 0,8 e 3,0 cm, com plagioclásio e feldspato alcalino nas bordas e núcleos preenchidos por quartzo, biotita e fluorita (Figura 14 G).

Ao microscópio o microclínio é turvo, varia de anédrico a subédrico e exhibe lamelas de albita *chessboard* (Figura 16 C). O plagioclásio tem composição albita – oligoclásio, varia de subédrico a anédrico e exhibe fraca alteração para sericita.

O quartzo é anédrico, por vezes arredondado, e frequentemente apresenta sinais de corrosão nas bordas, com reentrâncias sinuosas preenchidas por microclínio (Figura 16 D). Já os cristais da matriz são anédricos, intersticiais e geralmente límpidos.

A biotita ocorre isolada (< 0,5 mm) na forma de pequenos glômeros com forte pleocroísmo variando de marrom a esverdeado (Figura 16 E). Localmente apresenta textura sagenítica e moderada a forte alteração para clorita. Minerais opacos anédricos ocorrem associados. A fluorita ocorre frequentemente preenchendo vênulas milimétricas ou na forma de pequenos cristais anédricos.

Figura 16: Aspectos microscópicos dos biotita sienogranitos porfíricos (A – B) do plúton Pascana, biotita granito miarolítico e rochas de diques (C, D e E) do plúton Saubinha. **A)** megacristal de microclínio pertítico com borda sobrecrecida poiquilítica (linha tracejada branca) envolvendo pequenos cristais de plagioclásio, quartzo e biotita. **B)** cristais de biotita com quartzo, fluorita, zircão e minerais opacos. **C)** albita *chessboard*. **D)** quartzo globular com sinais de corrosão magmática em matriz inequigranular fina. **E)** miárola preenchido por biotita com fluorita associada. **F)** megacristal de feldspato alcalino textura rapakivi. Figuras A e C com polarizadores cruzados e placa de gipso.



Biotita álcali-feldspato granito porfirítico: rocha de dique

São rochas de coloração rosa, estrutura maciça, textura microporfirítica (até 3,0 mm) e matriz equigranular fina (< 1,0 mm). A mineralogia é composta por quartzo globular de cor cinza, feldspato alcalino rosado com textura rapakivi e plagioclásio esbranquiçado, além de biotita intersticial (Figura 14 H).

Sob o microscópio o microclínio ocorre na forma de cristais anédricos a subédricos de coloração acastanhada. São pertíticos com albita na forma de manchas e desenvolvem intercrescimento granofírico nas bordas. Os cristais que exibem a textura rapakivi mostram a borda moderadamente alterada para sericita (Figura 16 F). O quartzo é globular (0,2 e 0,4 cm) e apresenta sinais de corrosão magmática nas bordas. São límpidos e usualmente fraturados. Quando na matriz, forma de cristais anedrais e angulosos, com tamanho médio entre 0,1 e 0,3 mm. Ocorre também como pequenas inclusões no plagioclásio ou ainda nos planos de clivagem do microclínio.

Os cristais de plagioclásio (albita – oligoclásio) variam de subédricos a anédricos, são alongados ou levemente arredondados com moderada a intensa alteração para sericita. Na matriz o plagioclásio (0,2 e 0,4 mm) estabelece contatos retilíneos a lobulares com os demais minerais.

A biotita ocorre na forma de pequenas paletas (0,2 mm) e exibe pleocroísmo entre marrom esverdeado e marrom amarelado. Ocorre isolada ou na forma pequenos glômeros (até 0,4 mm), apresenta inclusões de zircão e fluorita e forte alteração para clorita. Outros minerais acessórios como magnetita e leucoxênio são comuns e ocorrem associados à biotita.

4.3 PETROGRAFIA DAS FÁCIES HIDROTERMAIS

Os veios e vênulas de greisen e de quartzo são as rochas hospedeiras da cassiterita e dos sulfetos de metais base no distrito mineiro São Lourenço-Macisa e ocorrem principalmente como veios e vênulas isolados ou em sistemas subparalelos ou em *stockwork* nos endo- e exocontatos dos plútons Pascana e Saubinha (Isotta et al., 1978; Bettencourt et al., 1987; Mount, 2009; Farias 2020). Tais veios e vênulas são simples ou compostos, isto é, formados por um ou mais de um tipo petrográfico (Figura 17 A e B).

Dois tipos petrográficos de greisen e de veios e vênulas de quartzo foram reconhecidos neste trabalho: mica-quartzo greisen, topázio-mica-quartzo greisen, veios e vênulas de quartzo, topázio, mica e cassiterita e de quartzo, carbonato, clorita, fluorita e sulfetos. As composições modais e as classificações petrográficas dos greisens estudados são mostradas na Tabela 4 e Figura 18, respectivamente.

Figura 17: Greisens, veios e vênulas de quartzo. **A)** veios de greisen com veios ou vênulas de quartzo associados em sistemas subparalelo. **B)** veios e vênulas de quartzo em sistemas subparalelos e em stockwork.

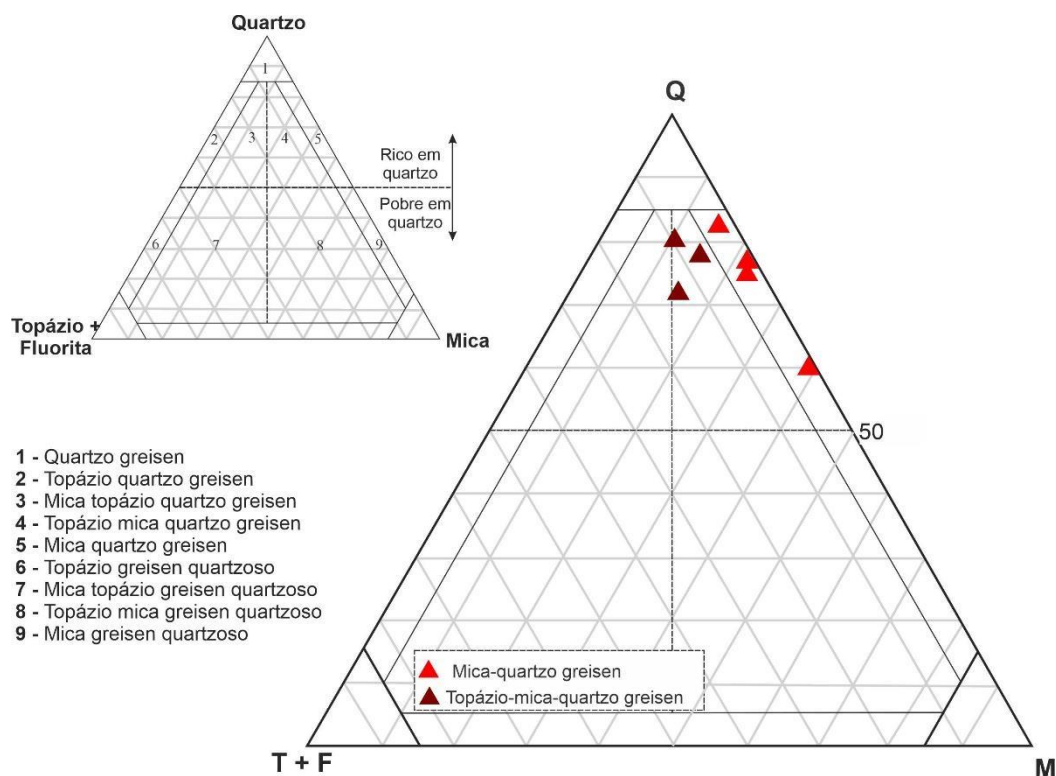


Tabela 4: Composição modal dos greisens do distrito São Lourenço-Macisa.

Amostra	Minerais											
	Qz	LiSid	LiPh	Ph	Ms	Tpz	Fl	Cst	Zrn	Chl	Cb	Sf
Mica-quartzo greisen												
JC-266	85	-	-	15	-	-	tr	tr	tr	-	-	-
JC-500	75	-	-	-	23	-	2	tr	tr	-	-	-
JC-502	77	-	-	-	22	-	1	-	tr	-	-	-
JC-582	60	-	-	-	40	-	1	-	tr	-	-	-
Topázio-mica-quartzo greisen a parcialmente cloritizado												
DDH5/9B	72	-	15	-	-	10	3	tr	tr	-	-	-
DDH9/2	75	-	13	-	-	8	1	1	tr	2	tr	tr
DDH5/23	78	15	-	-	-	5	2	tr	tr	-	-	-
DDH7/12B	77	10	-	-	-	7	2	tr	tr	4	tr	tr
DDH9/7	74	tr	-	-	1	8	3	1	tr	13	1	1
WSL-1	73	tr	-	-	2	10	2	1	tr	10	1	1

Qz: quartzo; LiSid: Li-siderofilita; LiPh: Li-fengita; Ph: Fengita; Ms: Muscovita; Tpz: Topázio; Fl: Fluorita; Cst: Cassiterita; Chl: Zrn: Zircão; Clorita; Cb: Carbonato; Sf: Sulfeto

Figura 18: Diagrama de classificação Q-(T+F)-M para os greisens do distrito São Lourenço-Macisa. Os campos são de Kuhne et al. (1972) em Stemprok (1987).



Mica-quartzo greisen: fengita-quartzo greisen e muscovita-quartzo greisen

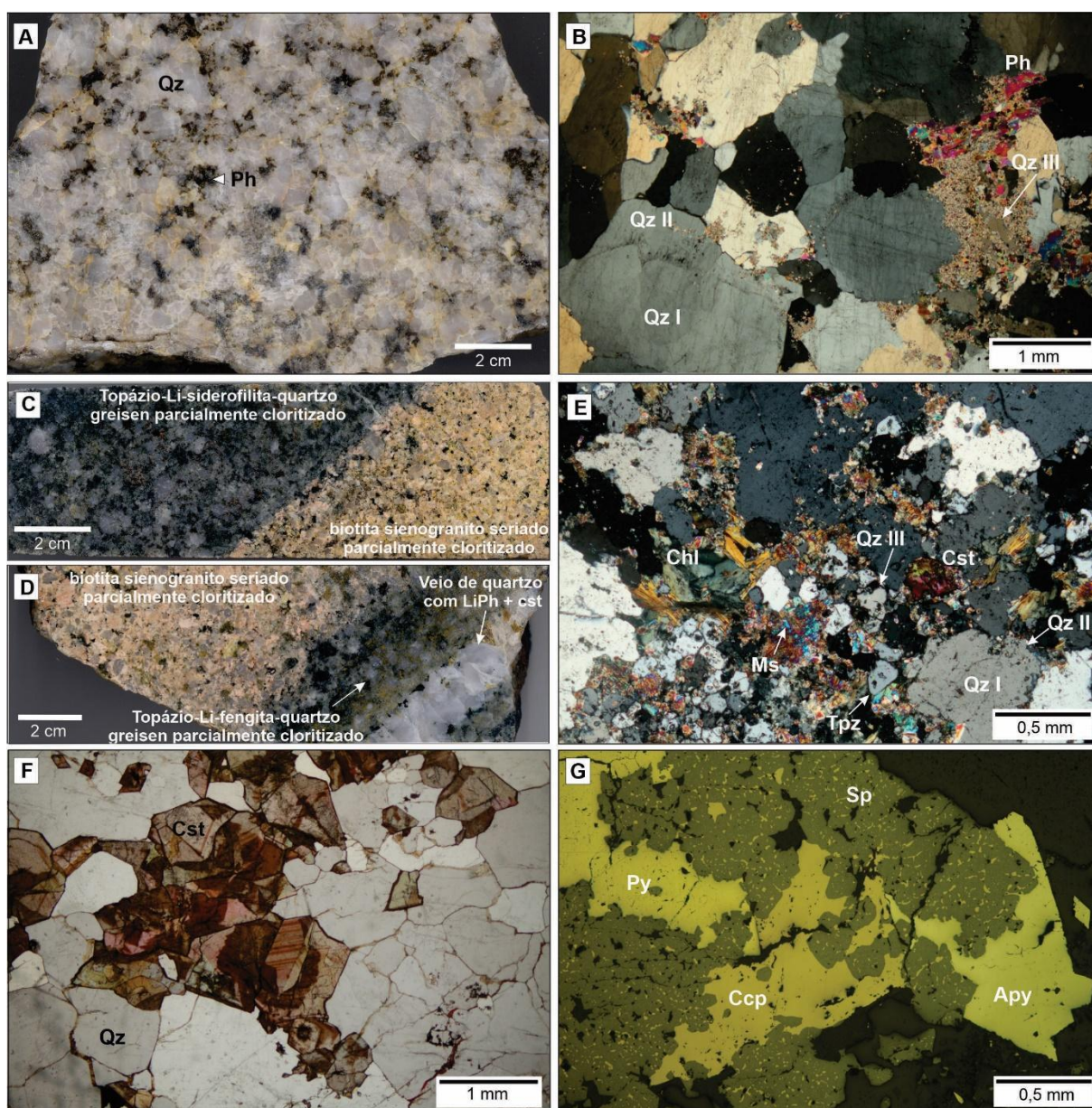
São rochas de coloração cinza a cinza esbranquiçado, com estrutura maciça e textura heterogranoblástica fina à grossa (Figura 19 A). São compostas essencialmente de quartzo (60 – 85%) e mica (15 – 40%).

Ao microscópio, o quartzo se exhibe até quatro tipos texturais. O primeiro, mais abundante e dimensão maior (granulação média a grossa), forma cristais subédricos e anédricos arredondados e límpidos (QzI). O segundo ocorre como bordas sobrecrecidas no primeiro com inúmeras inclusões de mica (QzII). O terceiro aparece como cristais anédricos granulares ou disformes menores (granulação fina) juntos aos de micas (QzIII) (Figura 19 B). Já o quarto (QzIV), aparentemente menos comum, forma cristais subédricos e euédricos prismáticos (granulação fina a média) associados com cristais de mica, também mais desenvolvidos, em microcavidades miarolíticas.

As micas são subédricas e anédricas, incolores ou levemente coloridas e formam agregados de muitos cristais distribuídos homogeneamente pela rocha. Dois tipos pleocróicos são observados nos greisens com mica levemente colorida, um precoce com cores variando do pardo claro ao incolor e outro tardio, que sobrecrece no primeiro, com cores variando do amarelo pálido ao incolor. A mica incolor tem composição da muscovita, enquanto a mica levemente colorida de fengita (ver Capítulo 7, Figura 32).

Os minerais acessórios identificados são fluorita, zircão e cassiterita, os quais ocorrem associados predominantemente aos agregados de QzIII e mica. A fluorita é anédrica e roxa, o zircão é euédrico e marrom e a cassiterita forma cristais subédricos (< 2,0 mm) de cor castanho a castanho avermelhado, isolados ou em grupos de poucos cristais disseminados na rocha.

Figura 19: Greisens, veios e vênulas de quartzo. **A)** fengita-quartzo greisen. **B)** textura heterogranoblástica fina a média com QzI, II e III e agregados de fengita. **C)** topázio-Li-siderofilita-quartzo greisen em biotita sienogranito seriado, ambos parcialmente cloritizado. **D)** topázio-Li-fengita-quartzo greisen e veio de quartzo com Li-fengita, topázio e cassiterita em biotita sienogranito seriado, todos parcialmente cloritizados. **E)** greisen parcialmente cloritizado e muscovitizado com cassiterita. **F)** cristais de cassiterita zonada em veio de quartzo com topázio e mica (não mostrados). **G)** pirita, calcopirita, arsenopirita e esfalerita em veio de quartzo com carbonato, clorita e fluorita (não mostrados). Fotomicrografias B e E com polarizadores cruzados, F com polarizadores paralelos e G com luz refletida e polarizados paralelos.



Topázio-mica-quartzo greisen: topázio-Li-siderofilita-quartzo greisen e topázio-Li-fengita-quartzo greisen

São rochas de coloração cinza ou cinza esverdeado. Apresentam estrutura maciça e textura heterogranoblástica fina à grossa e são compostas essencialmente de quartzo (72 – 78%), mica (10 – 15%) e topázio (5 – 10%) (Figura 19 C e D). Ao microscópio, o quartzo mostra quatro tipos texturais de modo semelhante ao caso anterior: cristais maiores subédricos e anédricos arredondados e límpidos (QzI), bordas sobrecrecidas no QzI com inúmeras inclusões de mica e topázio (QzII), cristais anédricos granulares e disformes menores em agregados com mica e topázio (QzIII) e cristais subédrico e euédricos prismáticos em microcavidades miarolíticas (QzIV).

A mica é subédrica e anédrica incolor ou com cores de pleocroísmo variando do pardo acastanhado ao incolor. Ocorre quase sempre como cristais menores (granulação fina) em agregados com quartzo e topázio ou como cristais maiores nos micromiárolos (granulação média). O topázio forma normalmente cristais subédricos e anédricos de granulação fina em agregados com quartzo e mica ou, mais raramente e com dimensão superior nas micro cavidades miarolíticas. A mica incolor tem composição da Li-fengita, enquanto a mica colorida de Li-siderofilita (ver Capítulo 7, Micas, Figura 32 A).

Os minerais acessórios identificados são os mesmos do mica-quartzo greisen, porém com uma quantidade aparentemente maior de cassiterita na moda, mas não superior a 1%. Não raramente, os topázio-mica-quartzo greisen aparecem parcialmente cloritizados. A clorita substitui parcial ou totalmente a Li-mica e forma também agregados radiados de cristais subédricos em microcavidades miarolíticas associada ou não com carbonato, fluorita e sulfetos (esfalerita, pirita, calcopirita e galena, principalmente). Os sulfetos e carbonatos aparecem também de modo disseminado nas zonas cloritizadas. Adicionalmente, em outros casos, tanto a Li-mica quanto a clorita ocorrem parcialmente substituídas por sericita/muscovita (Figura 19 E).

Veios e vênulas de quartzo

São rochas de coloração cinza claro a branco leitoso, com estrutura maciça ou em “pente” e internamente zonados ou não. Pelo menos dois tipos principais são também identificados. Um tipo é maciço ou zonado e composto essencialmente de quartzo, topázio, mica e cassiterita. Nos tipos zonados o topázio e a cassiterita ocorrem preferencialmente nas bordas e a mica nas bordas e/ou no núcleo entre os cristais prismáticos de quartzo.

O quartzo forma cristais anédricos e/ou prismáticos, esses quase sempre dispostos de modo perpendicular às paredes do veio. O topázio é subédrico e anédrico, intersticial ou incluso no quartzo. A mica é subédrica e anédrica incolor ou com cores de pleocroísmo variando do pardo acastanhado ao incolor e com composição de Li-fengita e de Li-siderofilita, respectivamente (ver Capítulo 7, Micas, Figura 32 A).

A cassiterita é zonada, com cores variando do castanho claro ao avermelhado, forma cristais subédricos e anédricos geminados ou não e intercrescidos com quartzo e/ou topázio (Figura 19 F). O outro tipo é maciço e formado por quartzo, carbonato, clorita, fluorita e sulfetos (esfalerita, pirita, calcopirita, galena e arsenopirita, principalmente). O quartzo é anédrico, subédrico e, também, euédrico prismático.

O carbonato é intersticial aos cristais de quartzo e não raramente ocorre associado com clorita e sulfetos. A clorita é subédrica e anédrica, com cores de pleocroísmo variando do verde claro ao pardo claro e forma agregados de vários cristais em arranjos radiais. A fluorita é roxa, anédrica e intersticial.

A pirita é subédrica e anédrica, a esfalerita é anédrica, mostra cores variando do castanho avermelhado ao amarelado e inclui inúmeros cristais de calcopirita (*chalcopyrite disease texture*). A galena é anédrica e contém raras inclusões de bournonita, assim como a calcopirita, que por vezes, mostra diminutas inclusões de estanita. A arsenopirita é mais rara e forma cristais subédricos e euédricos intercrescidos com os outros sulfetos ou disseminados no exocontato dos veios e vênulas (Figura 19 G).

CAPÍTULO 5: LITOGEOQUÍMICA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE ROCHA TOTAL

5.1 Litogeoquímica

Neste tópico são apresentadas e discutidas as análises litogeoquímicas de 23 amostras representativas das fácies petrográficas da SISLC reconhecidas no distrito. Foram incluídas sete análises inéditas de Leite Júnior et al. (2014) e duas de Farias (2020). As análises litogeoquímicas são mostradas na Tabela 5. Todos os resultados estão organizados por fácies de acordo com as unidades ígneas definidas neste trabalho.

Dois casos são aqui considerados com relação aos granitos pórfiros. O primeiro trata-se de dois subgrupos químicos identificados na Unidade B, um aparentemente dominante (granitos pórfiros I) e outro menos frequente (granitos pórfiros II), os quais apresentam características semelhantes dos granitos precoces (viborgitos e piterlitos) e dos granitos tardios (biotita sienogranitos e álcali-feldspato granitos), respectivamente. O segundo refere-se a inclusão, para efeito de discussão e interpretação, dos granitos pórfiros II nos diagramas com gabros, microgabros e hornblenda quartzo-monzonitos (Unidade C), já que os granitos pórfiros mapeados nesta unidade não foram amostrados.

Tabela 5: Análises químicas de amostras representativas da SISLC no distrito.

Rocha	Unidade A		Unidade B						
	Viborgito	Piterlito	Granito pórfiro I						
									
Amostra	JC-261*	JC-594	JC-361	K-1081*	JC-395	JC-455	JC-47*	JC-438	JC-427
SiO ₂ (%)	67,33	70,84	69,91	70,26	70,68	70,84	71,28	71,52	71,80
TiO ₂	0,54	0,44	0,47	0,47	0,40	0,40	0,39	0,39	0,38
Al ₂ O ₃	13,61	12,60	13,43	13,46	13,33	13,22	13,41	13,12	13,03
Fe ₂ O ₃ ^T	4,35	3,67	3,87	4,13	3,52	3,47	3,66	3,39	3,57
MnO	0,09	0,07	0,06	0,10	0,04	0,05	0,08	0,07	0,03
MgO	0,48	0,23	0,29	0,29	0,34	0,21	0,21	0,19	0,06
CaO	1,54	1,21	1,50	1,28	1,19	1,37	1,34	1,31	0,66
Na ₂ O	3,95	3,44	3,61	3,60	3,54	3,75	3,58	3,65	3,84
K ₂ O	5,07	5,38	5,79	5,58	5,81	5,78	5,48	5,75	5,73
P ₂ O ₅	0,15	0,12	0,13	0,11	0,09	0,08	0,07	0,08	0,09
LOI	2,45	1,70	0,68	0,70	0,80	0,87	0,51	0,50	0,42
Soma	99,56	99,70	99,73	99,98	99,74	100,03	100,01	99,98	99,59
U (ppm)	8	9	8	7	10	9	10	7	9
Th	22	26	23	23	25	26	24	23	24
Hf	11	13	13	12	15	14	15	13	13
Zr	457	495	509	544	531	541	606	531	512
Y	78	109	75	85	222	154	77	156	102
Rb	224	255	238	250	257	241	261	240	262
Sr	110	63	85	87	70	57	73	57	49
Ba	985	741	859	947	679	696	720	637	656
Ga	22	20	23	22	25	24	21	21	19
Ta	2	2	2	2	3	2	2	2	2
Nb	29	34	53	33	44	36	32	30	30
Sn	9	6	5	5	5	4	10	4	4
La (ppm)	81	130	104	89	236	92	87	145	110
Ce	161	235	205	176	307	186	173	221	198
Pr	19	28	23	20	55	21	20	38	26
Nd	70	100	80	77	208	76	74	151	94
Sm	12	18	15	13	42	14	13	30	17
Eu	2	2	2	1	5	1	1	3	2
Gd	12	17	13	12	45	15	12	30	15
Tb	2	2	2	2	7	2	2	4	2
Dy	12	18	13	13	45	20	12	29	17
Ho	2	3	2	2	8	5	2	5	3
Er	7	11	8	8	25	17	8	16	11
Tm	1	1	1	1	3	2	1	2	1
Yb	8	11	8	8	22	15	8	15	11
Lu	1	1	1	1	2	2	1	1	1
Fe ₂ O ₃ ^T /(Fe ₂ O ₃ ^T +MgO)	0,92	0,94	0,93	0,93	0,91	0,94	0,95	0,95	0,98
K ₂ O+Na ₂ O	8,80	8,82	9,40	9,18	9,35	9,53	9,06	9,40	9,57
A/CNK	0,96	0,92	0,90	0,94	0,93	0,89	0,94	0,90	0,95
#mg	14,98	11,04	12,93	12,21	16,06	10,71	10,21	9,99	3,22
10000*(Ga/Al)	3,03	3,13	3,35	3,10	3,54	3,44	3,09	3,10	2,80
K/Rb	195	175	201	184	187	198	174	189	181
Rb/Sr	2,02	4,05	2,80	2,86	3,67	4,24	3,58	4,22	5,35
Rb/Ba	0,23	0,34	0,28	0,26	0,38	0,35	0,36	0,38	0,40
(La/Yb) _n	6,67	7,47	8,29	6,78	7,29	3,97	6,74	6,6	6,63
(Eu/Eu*) _n	0,51	0,36	0,43	0,44	0,36	0,34	0,35	0,35	0,38
CaO+Al ₂ O ₃	15,34	13,81	14,93	14,74	14,52	14,59	14,75	14,43	13,69
CaO/(Fe ₂ O ₃ ^T +MgO+TiO ₂)	0,28	0,28	0,32	0,26	0,28	0,34	0,31	0,33	0,16

Rocha	Unidade B		Unidade C				Hornblenda quartzo- monzonito	Unidade D	
	Granito pórfiro II		Gabro e microgabro			Biotita sienogranito equigranular com topázio			
									
Amostra	JC-05B	PR-1169*	JC-650*	JC-634	JC-477	JC-507	JC-277	JC-293	JC-285
SiO ₂ (%)	77,57	77,92	46,35	46,62	48,92	60,95	75,02	76,17	76,39
TiO ₂	0,21	0,20	3,13	3,17	3,20	1,65	0,11	0,10	0,11
Al ₂ O ₃	10,86	10,74	17,70	17,92	13,75	13,24	12,24	12,21	11,49
Fe ₂ O ₃ ^T	1,91	2,45	13,02	12,67	14,67	9,26	1,55	1,20	1,37
MnO	0,03	0,06	0,18	0,49	0,17	0,11	0,02	0,02	0,02
MgO	0,10	0,15	3,42	3,34	4,97	2,05	0,01	0,03	0,01
CaO	0,51	0,58	8,20	7,42	8,55	3,10	0,76	0,60	0,67
Na ₂ O	3,04	2,84	4,12	3,87	2,80	3,09	3,71	3,69	3,65
K ₂ O	5,27	4,75	1,53	1,21	1,67	4,89	5,27	5,37	4,94
P ₂ O ₅	0,04	0,03	0,55	0,51	0,34	0,45	0,02	0,03	0,02
LOI	0,68	0,31	1,79	1,83	0,69	0,97	1,00	0,78	1,01
Soma	100,21	100,03	99,99	99,05	99,72	99,75	99,71	100,20	99,68
U (ppm)	10	11	1	1	1	3	33	31	38
Th	23	33	2	2	3	9	60	77	77
Hf	14	9	5	5	4	9	7	9	9
Zr	530	299	242	163	169	349	115	185	190
Y	166	79	28	27	28	46	137	98	136
Rb	258	289	85	28	63	144	598	451	532
Sr	57	34	622	262	363	224	17	25	15
Ba	645	379	600	520	500	1221	71	96	85
Ga	23	17	24	25	23	22	24	22	22
Ta	2	2	1	4	1	2	7	5	10
Nb	36	30	23	23	20	33	48	34	60
Sn	5	7	10	2	1	3	12	10	14
La (ppm)	166	92	28	28	28	67	68	81	105
Ce	245	187	66	61	60	134	139	149	214
Pr	40	21	9	8	8	17	16	17	24
Nd	148	77	39	35	34	65	52	55	74
Sm	30	12	7	7	7	13	12	11	14
Eu	4	<1	3	3	3	3	<1	<1	0
Gd	30	11	7	7	7	11	12	9	12
Tb	5	12	1	1	1	2	2	2	3
Dy	30	12	5	6	5	9	18	12	18
Ho	6	3	1	1	1	2	4	3	4
Er	19	9	3	3	3	5	15	9	15
Tm	2	1	<1	<1	<1	<1	2	2	2
Yb	17	9	2	2	3	4	19	12	18
Lu	2	1	<1	<1	<1	1	3	2	3
Fe ₂ O ₃ ^T /(Fe ₂ O ₃ ^T +MgO)	0,95	0,94	0,79	0,79	0,75	0,82	0,99	0,98	0,99
K ₂ O+Na ₂ O	8,31	7,59	5,65	5,08	4,47	7,98	8,98	9,06	8,59
A/CNK	0,93	0,99	0,76	0,85	0,63	0,83	0,93	0,94	0,91
#mg	9,40	10,82	34,23	34,31	40,16	30,49	1,26	4,72	1,43
10000*(Ga/Al)	3,97	3,08	2,62	2,69	3,12	3,10	3,72	3,42	3,57
K/Rb	151	136	148	352	217	282	73	98	77
Rb/Sr	4,52	8,51	0,14	0,11	0,18	0,64	35,18	18,04	35,46
Rb/Ba	0,40	0,76	0,14	0,05	0,13	0,12	8,42	4,70	6,26
(La/Yb) _n	6,77	6,97	7,75	8,29	7,33	10,65	2,45	4,66	3,87
(Eu/Eu*) _n	0,36	0,2	1,11	1,18	1,1	0,83	0,06	0,12	0,09
CaO+Al ₂ O ₃	11,37	11,32	25,90	25,34	22,30	16,34	13,00	12,81	12,16
CaO/(Fe ₂ O ₃ ^T +MgO+TiO ₂)	0,23	0,21	0,42	0,39	0,37	0,24	0,46	0,45	0,45

Rocha	Unidade D				Dique
	Biotita sienogranito equigr. sem e com topázio		Biotita sienogranito porfirítico	Biotita sienogranito seriado	Biotita álcali-feldspato granito porfirítico
	☒	■	☒	■	⚡
Amostra	DDH22-SLV07**	JC-264*	DDH11-SLV01**	JC-566*	JC-554
SiO ₂ (%)	76,30	76,57	76,75	76,56	75,64
TiO ₂	0,24	0,08	0,17	0,15	0,23
Al ₂ O ₃	11,50	13,00	11,45	11,94	12,19
Fe ₂ O ₃ ^T	2,23	1,52	1,73	1,47	2,21
MnO	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03
MgO	0,18	0,06	0,07	0,11	0,27
CaO	0,52	0,64	0,58	0,53	0,32
Na ₂ O	2,71	3,09	3,22	2,98	2,51
K ₂ O	5,81	4,34	5,44	5,57	5,87
P ₂ O ₅	0,04	0,01	0,04	0,02	0,03
LOI	0,58	0,67	0,62	0,63	0,68
Soma	100,14	100,01	100,09	99,98	99,98
U (ppm)	11	34	12	16	12
Th	30	60	31	34	32
Hf	-	7	-	7	9
Zr	283	143	258	213	281
Y	80	127	87	84	90
Rb	336	783	342	394	427
Sr	15	11	9	17	15
Ba	183	66	135	186	343
Ga	22	23	23	20	18
Ta	-	6	-	2	3
Nb	26	47	26	30	31
Sn	-	42	-	6	17
La (ppm)	79	81	74	73	86
Ce	161	162	151	150	176
Pr	17	18	17	17	21
Nd	64	58	63	61	74
Sm	12	10	11	11	12
Eu	<1	<1	<1	<1	<1
Gd	10	10	10	11	12
Tb	2	2	2	2	2
Dy	12	15	12	12	14
Ho	2	4	2	2	3
Er	8	14	8	9	9
Tm	2	2	2	1	1
Yb	8	19	9	9	10
Lu	1	3	1	1	2
Fe ₂ O ₃ ^T /(Fe ₂ O ₃ ^T +MgO)	0,93	0,96	0,96	0,93	0,89
K ₂ O+Na ₂ O	8,52	7,43	8,66	8,55	8,38
A/CNK	0,98	1,19	0,94	1,00	1,10
#mg	13,79	7,25	7,42	12,91	19,49
10000*(Ga/Al)	3,61	3,28	3,80	3,09	2,76
K/Rb	143	46	132	117	114
Rb/Sr	22,40	68,70	38,00	22,65	29,07
Rb/Ba	1,84	11,87	2,53	2,12	1,25
(La/Yb) _n	6,38	2,83	5,36	5,37	5,69
(Eu/Eu*) _n	0,09	0,06	0,06	0,11	0,15
Ca ₂ O+Al ₂ O ₃	12,02	13,64	12,03	12,47	12,51
CaO/(Fe ₂ O ₃ ^T +MgO+TiO ₂)	0,20	0,39	0,29	0,31	0,12

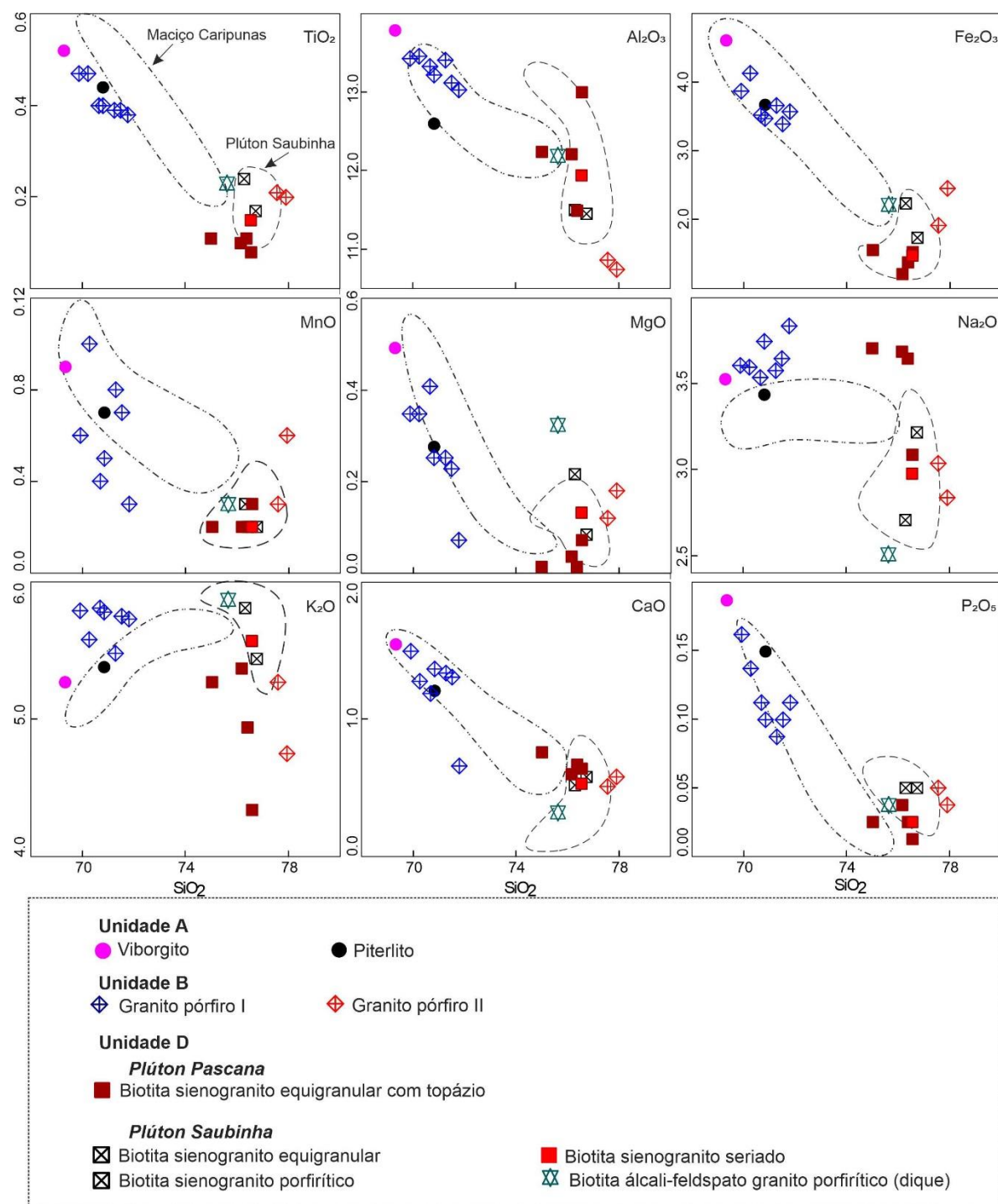
OBS: 1) Análises químicas inéditas de Leite Júnior et al. (2014)* e de Farias (2020)**. 2) Fe₂O₃^T – Ferro Total

5.1.1 Elementos maiores e menores

Os diagramas de Harker, com a sílica como parâmetro discriminante, são apresentados nas Figuras 20 e 21. Nos diagramas da Figura 20, dois grupos químicos distintos podem ser observados, um composto pelos granitos precoces (viborgitos e piterlitos) e granitos pórfiros I e outro pelos granitos tardios (biotita sienogranitos e biotita álcali-feldspato granitos) e granitos pórfiros II. Estes grupos mostram, respectivamente, características químicas semelhantes dos granitos menos e mais diferenciados do maciço Caripunas. De modo geral, estes grupos químicos apresentam as seguintes características, com uma lacuna nos teores de SiO_2 (72,00 a 75,00 % em peso) entre eles:

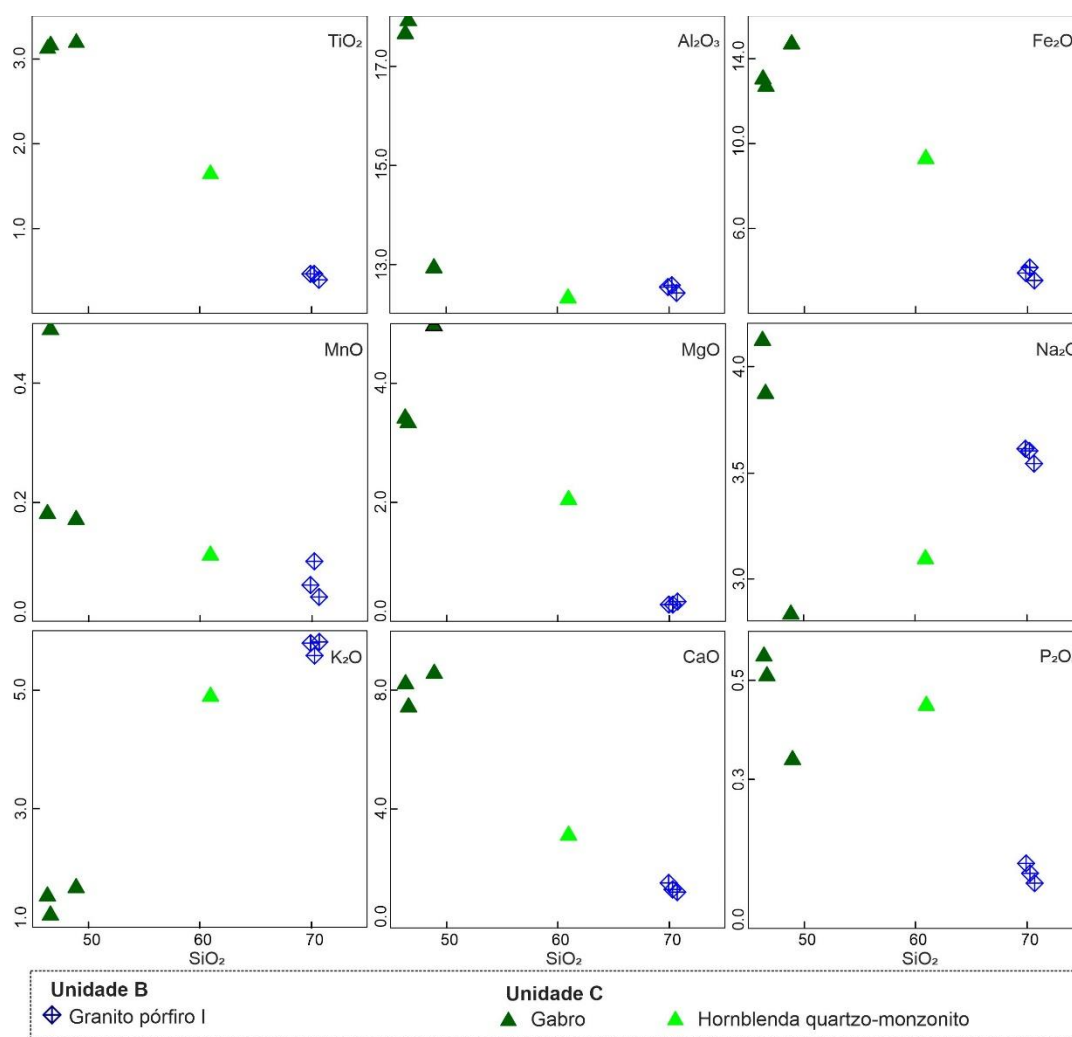
- *Viborgitos, piterlitos, e granitos pórfiros I:* os teores de TiO_2 (0,38 - 0,52%), Al_2O_3 (12,60 – 13,79%), Fe_2O_3 (3,39 – 4,61%), MnO (0,03 – 0,10%), MgO (0,06 – 0,41%), CaO (0,66 – 1,55%), Na_2O (3,53 – 3,84%), K_2O (5,38 – 5,81%) e P_2O_5 (0,07 – 0,15%) exibem uma correlação negativa com o aumento dos teores de SiO_2 (69,33 – 71,80 %), enquanto os teores de Na_2O (3,53 – 3,84%) e K_2O (5,38 – 5,81%) mostram uma correlação positiva, do viborgito aos granitos pórfiros I.
- *Biotita sienogranitos, biotita álcali-feldspato granitos e granitos pórfiros II:* os teores de TiO_2 (0,08 – 0,24%), Fe_2O_3 (1,20 – 2,45%) e MgO (0,01 – 0,27%) diminuem sensivelmente com os valores decrescente de SiO_2 (77,92 - 75,02%), enquanto os teores de Al_2O_3 (10,74 – 13,00%) e Na_2O (2,51 – 3,71%) aumentam ligeiramente, dos granitos pórfiros II aos biotita sienogranitos com topázio.

Figura 20: Diagramas de Harker para os elementos maiores e menores (% em peso) *versus* sílica (% em peso) para os granitos precoces e tardios da SISLC no distrito, com a inclusão dos campos das rochas do maciço Caripunas e do plúton Saubinha de acordo com Leite Júnior et al. (2010) e Farias (2020), respectivamente.



Nos diagramas da Figura 21, como mencionado anteriormente, os granitos pórfiros I foram incluídos também junto com os gabros, microgabros e hornblenda quartzo-monzonito e constituem um terceiro grupo químico.

Figura 21: Diagramas de Harker para os elementos maiores e menores (% em peso) *versus* sílica (% em peso) para os gabros, microgabros, hornblenda quartzo-monzonitos e granitos pórfiro I.



- *Gabros, microgabros, hornblenda quartzo-monzonitos e granitos pórfiros I.* os teores de TiO₂, Fe₂O₃, MgO, CaO e K₂O mostram um certo alinhamento com os teores de SiO₂ entre os litotipos. Os gabros e microgabros apresentam os maiores teores em TiO₂ (3,13 – 3,20%), Fe₂O₃ (13,02 – 14,67%), MgO (3,34 – 4,97%) e CaO (7,42 – 8,55%) e os menores em SiO₂ (46,35 – 48,92%) e K₂O (1,21 – 1,67%). Os granitos pórfiros II

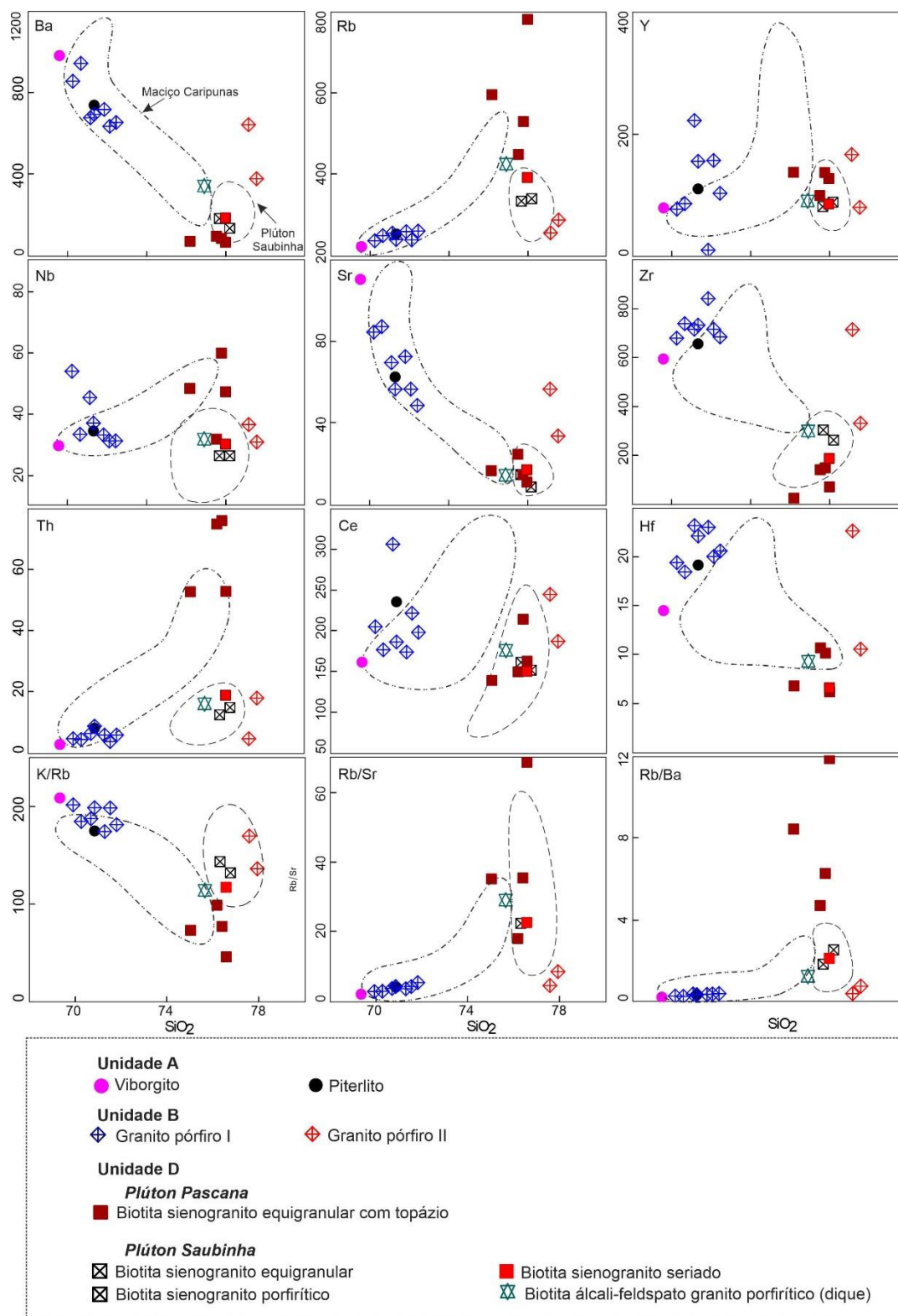
mostram uma situação inversa, com os maiores teores em SiO_2 (69,91 – 71,80%) e K_2O (5,48 – 5,81%) e os menores em TiO_2 (0,38 – 0,47%), Fe_2O_3 (3,39 – 4,13%), MgO (0,06 – 0,34%) e CaO (0,66 – 1,50%). Já o hornblenda quartzo-monzonito exibe uma posição intermediária em relação aos teores de SiO_2 (60,95%), TiO_2 (1,65%), Fe_2O_3 (9,26%) MgO (2,05%), CaO (0,66%) e K_2O (4,89%).

5.1.2 Elementos traços

A variação dos teores dos elementos traços com a sílica é mostrada nas Figuras 22 e 23 para os três grupos químicos de rochas considerados. No geral, assim como no caso anterior, os grupos dos granitos precoces e tardios têm semelhanças com as rochas menos e mais diferenciadas do maciço Caripunas, respectivamente. As principais observações para cada grupo químico são as seguintes:

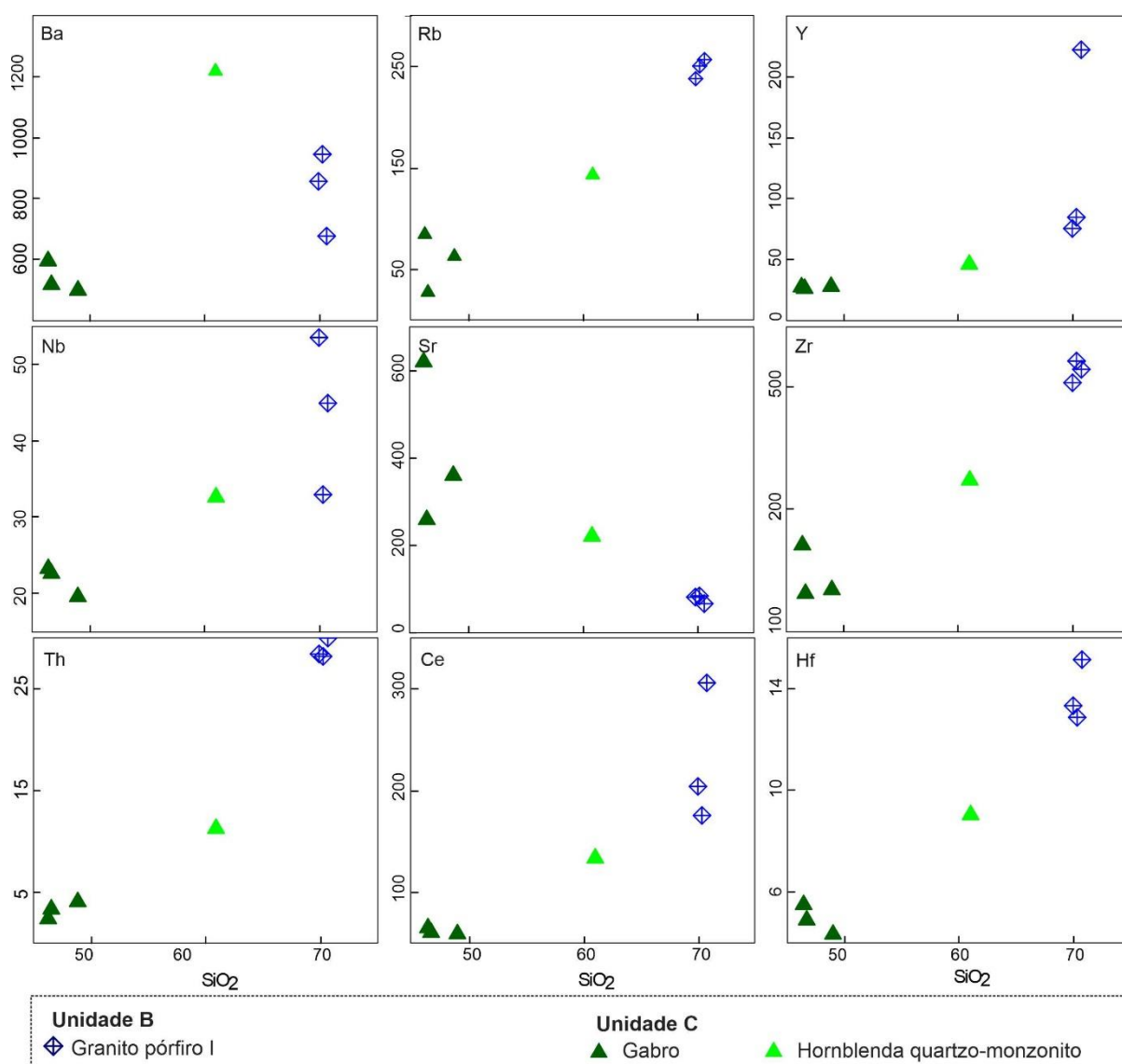
- *Viborgitos, piterlitos e granitos pórfiros I*: os teores de Ba (637 – 985 ppm) e Sr (49 – 110 ppm) e a relação K/Rb (174 – 195) exibem uma correlação negativa com o aumento dos teores de SiO_2 (69,33 – 71,80 %), já os teores de Rb (224 – 262 ppm) e a relação Rb/Sr (2,0 – 5,3) mostram uma correlação positiva, do viborgito aos granitos pórfiros I.
- *Biotita sienogranitos, biotita álcali-feldspato granitos e granitos pórfiros II*: os teores de Ba (66 – 645 ppm) e Zr (115 – 530 ppm), Sr (57 – 11 ppm) e a relação K/Rb (46 – 151) diminuem com os valores decrescente de SiO_2 (77,92 – 75,02%), enquanto os teores de Rb (257 – 783 ppm) e as relações Rb/Sr (4,5 – 68) e Rb/Ba (0,4 – 11,8) aumentam, dos granitos pórfiros II aos biotita sienogranitos com topázio (Figura 22).

Figura 22: Diagramas de Harker para os elementos em traços (ppm) *versus* sílica (% em peso) para os granitos precoces e tardios da SISLC no distrito, com a inclusão dos campos das rochas do maciço Caripunas e do plúton Saubinha de acordo com Leite Júnior et al. (2010) e Farias (2020), respectivamente.



- Gabros, microgabros, hornblenda quartzo-monzonito e granitos pórfiro I.* os teores de Rb, Sr, Zr, Th e Hf mostram um certo alinhamento com os teores de SiO₂ entre os litotipos. Os gabros e microgabros apresentam os maiores teores em Sr (622 – 363 ppm e os menores em SiO₂ (46,35 – 48,92%), Rb (28 – 85 ppm), Zr (163 – 242 ppm), Th (2 a 3 ppm) e Hf (4 a 5 ppm). Os granitos pórfiros II mostram uma situação inversa, com os maiores teores em SiO₂ (69,91 – 71,80%), Rb (262 – 238 ppm), Zr (509 – 606 ppm), Th (23 – 26 ppm) e Hf (12 – 15 ppm) e os menores em Sr (49 – 85 ppm). Já o hornblenda quartzo-monzonito exibe uma posição intermediária com os teores de SiO₂ (60,95%), Rb (143 ppm), Sr (224 ppm), Zr (349 ppm), Th (9 ppm) e Hf (9 ppm).

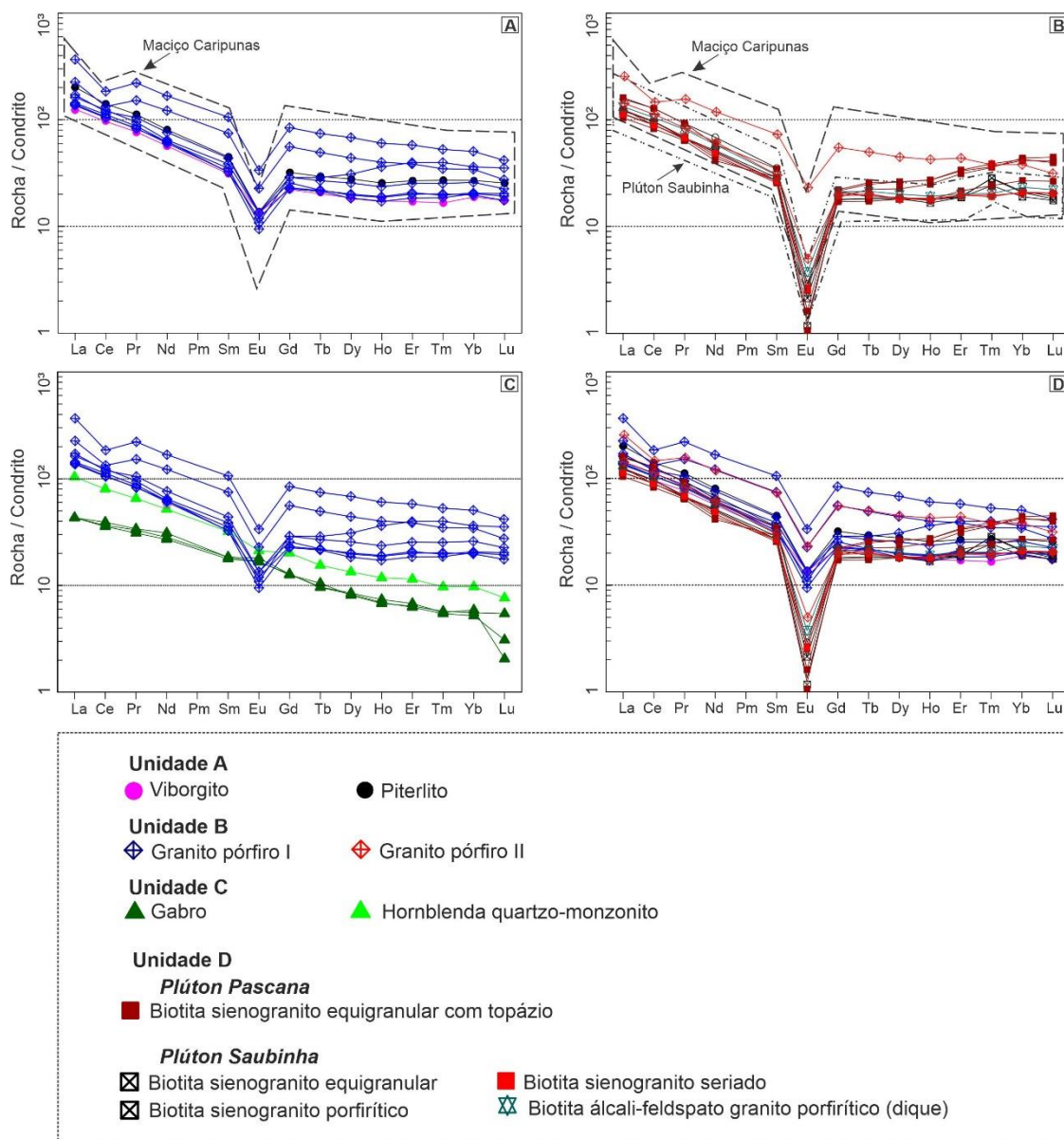
Figura 23: Diagramas de Harker para os elementos em traços (ppm) versus sílica (% em peso) para os gabros, microgabros, hornblenda quartzo-monzonitos e granitos pórfiros I.



Os teores dos elementos terras raras obtidos para as rochas da SISLC foram normalizados pelo condrito de McDonough e Sun (1995) (Tabela 5 e Figura 24). As principais observações para cada grupo químico são as seguintes:

- *Viborgitos, piterlitos e granitos pórfiros I*: os conteúdos totais de ETR variam de 390 a 690 ppm, com exceção de uma amostra do granito pórfiro I que a soma atinge 1017 ppm, enquanto os teores variam aproximadamente de 10 a 400 vezes os valores do condrito. Os espectros revelam um enriquecimento relativo dos ETRL sobre os ETRP ($[La/Yb] = 3,9$ a $8,2$) e uma anomalia negativa de európio ($[Eu/Eu^*] = 0,55$ a $0,34$) de grau médio (Figura 24 A, Tabela 5).
- *Biotita sienogranitos, álcali-feldspato granitos e granitos pórfiros II*: os conteúdos totais de ETR variam de 744 a 362 ppm, enquanto os teores variam aproximadamente de 1 a 200 vezes os valores do condrito. Os espectros revelam um enriquecimento relativo dos ETRL sobre os ETRP ($[La/Yb] = 2,45$ a $6,97$), com um leve enriquecimento de ETRP sobre os ETRM nos biotita sienogranitos com topázio e uma anomalia negativa de európio ($[Eu/Eu^*] = 0,36$ a $0,06$) de grau médio a alto (Figura 24 D e Tabela 5).
- *Gabros, microgabros, hornblenda quartzo-monzonitos e granitos pórfiros I*: os conteúdos totais de ETR variam de 152 a 171 ppm nos gabros e microgabros e de 420 a 696 ppm nos granitos pórfiros I, com exceção de uma amostra que o conteúdo é bem mais alto (1017 ppm). Já para o hornblenda quartzo-monzonito o teor total é de 333 ppm. Com relação ao condrito, os teores variam aproximadamente de 2 a 40 vezes, de 10 a 400 vezes e de 8 a 100 vezes para o gabro e microgabro, granito pórfiro I e hornblenda quartzo-monzonito, respectivamente. Os espectros revelam também um enriquecimento relativo dos ETRL sobre os ETRP nos gabros e microgabros ($[La/Yb] = 7,33$ a $8,29$), granitos pórfiros I ($[La/Yb] = 3,97$ a $8,29$) e no hornblenda quartzo-monzonito ($[La/Yb] = 10,65$) e mostram ainda uma leve anomalia positiva e negativa de európio nos gabros e microgabros ($[Eu/Eu^*] = 1,10$ a $1,18$) e hornblenda quartzo-monzonito ($[Eu/Eu^*] = 0,83$), respectivamente, e uma anomalia de grau médio nos granitos pórfiros I ($[Eu/Eu^*] = 0,34$ a $0,44$) (Figura 24 C, Tabela 5).

Figura 24: Diagramas de elementos terras raras para as fácies precoces e tardias da SISLC no distrito, com valores normalizados pelo condrito de McDonough e Sun (1995) e inclusão dos campos das rochas do maciço Caripunas e do plúton Saubinha de acordo com Leite Júnior et al. (2010) e Farias (2020), respectivamente.



Pelo exposto acima:

A diminuição dos teores de Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3^T , MnO , MgO , CaO , P_2O_5 , Ba e Sr, assim como o aumento da relação Rb/Sr com o aumento da SiO_2 indicam uma remoção importante dos minerais plagioclásio, hornblenda, biotita, magnetita, ilmenita e apatita dos viborgitos para os granitos pórfiros I. Por outro lado, o aumento dos teores

Na₂O, K₂O e Rb com o aumento da SiO₂ indica um enriquecimento relativo de feldspato alcalino nos granitos pórfiros I. Já a aparente semelhança dos espectros dos ETR desses litotipos demonstram que os minerais portadores de ETR não foram efetivamente fracionados no curso da evolução dos magmas.

Os decréscimos sensíveis dos teores de TiO₂, Fe₂O₃^T, MgO, Ba, Sr e Zr e da razão K/Rb, assim como o aumento da anomalia negativa de európio com os valores declinantes de SiO₂ são compatíveis com o fracionamento dos minerais quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita e minerais opacos dos granitos pórfiros II para os biotita sienogranitos com topázio. Além disso, o aumento dos teores de Al₂O₃, Na₂O e Rb com a diminuição da SiO₂ é consistente com uma maior participação de albita e presença de topázio e de mica com composição variando de siderofilita a Li-siderofilita (ver Capítulo 06) nos biotita sienogranitos com topázio. O leve aumento ETRP sobre ETRM nestas rochas pode estar relacionado com a maior presença de flúor (Dingwell, 1988; Irber, 1999) e/ou com a ocorrência de xenotímio, embora este mineral não tenha sido reconhecido nos estudos petrográficos desta fácies.

Já os teores TiO₂, Fe₂O₃^T, MgO, CaO, K₂O, Rb, Sr, Zr, Th e Hf *versus* SiO₂ para os gabros e microgabros, hornblenda quartzo-monzonito e granitos pórfiros I determinam retas nesses diagramas. Essas retas quando associadas com feições que indicam disequilíbrio composicional (Hibbard, 1995) são interpretadas como produto de mistura de magmas (*mixing line*). O litotipo intermediário deste grupo apresenta várias feições indicativas de mistura de magmas, tais como, textura antirrapakivi, plagioclásio com manto de hornblenda, quartzo ovalados com sinais de corrosão e apatita acicular.

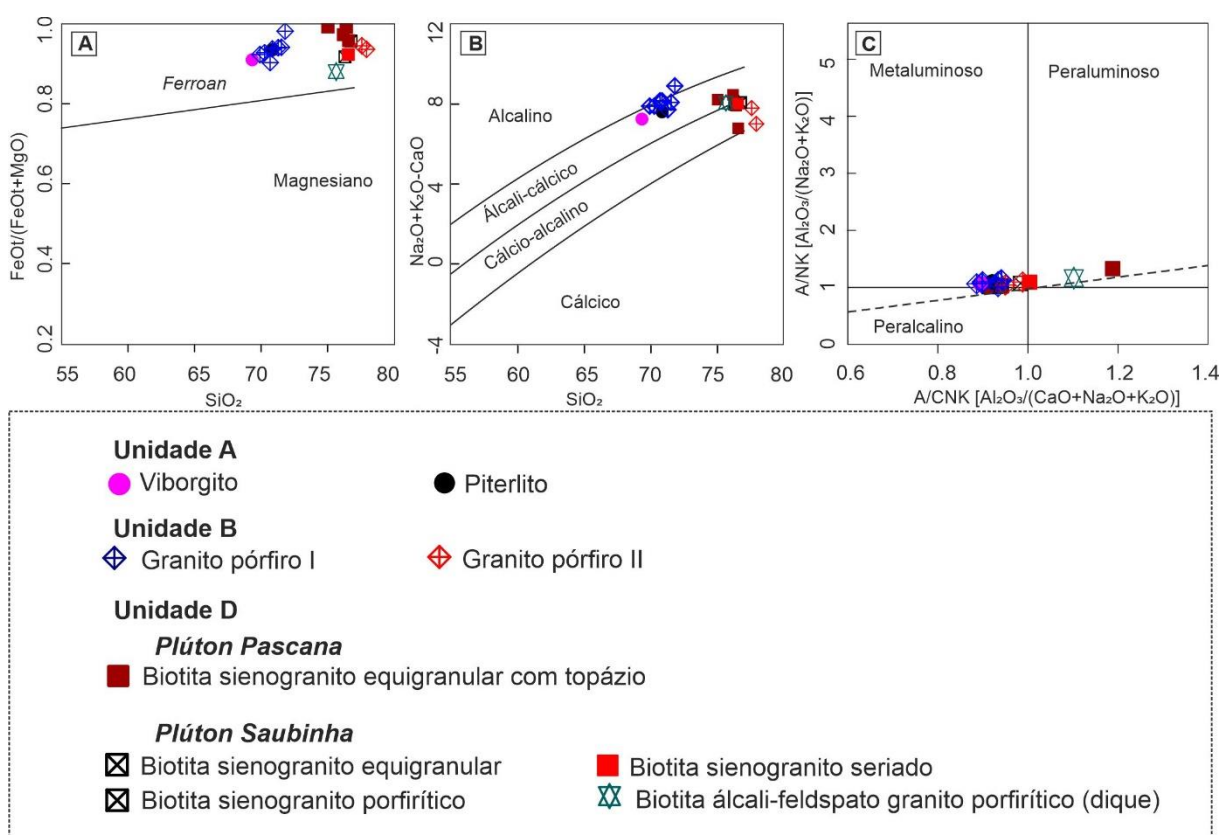
5.2 Classificação química, tectônica e genética

Há na literatura uma vasta quantidade de diagramas que tratam da classificação das rochas félsicas e básicas quanto aos aspectos químicos, tectônicos e genéticos. Neste tópico, alguns desses diagramas foram selecionados para a classificação das rochas da SISLC no distrito.

- *Viborgitos, piterlitos e granitos pórfiros I*: nos diagramas de Frost et al. (2001), essas rochas plotam no campo dos granitos *ferroan* (Figura 25 A) e no campo dos

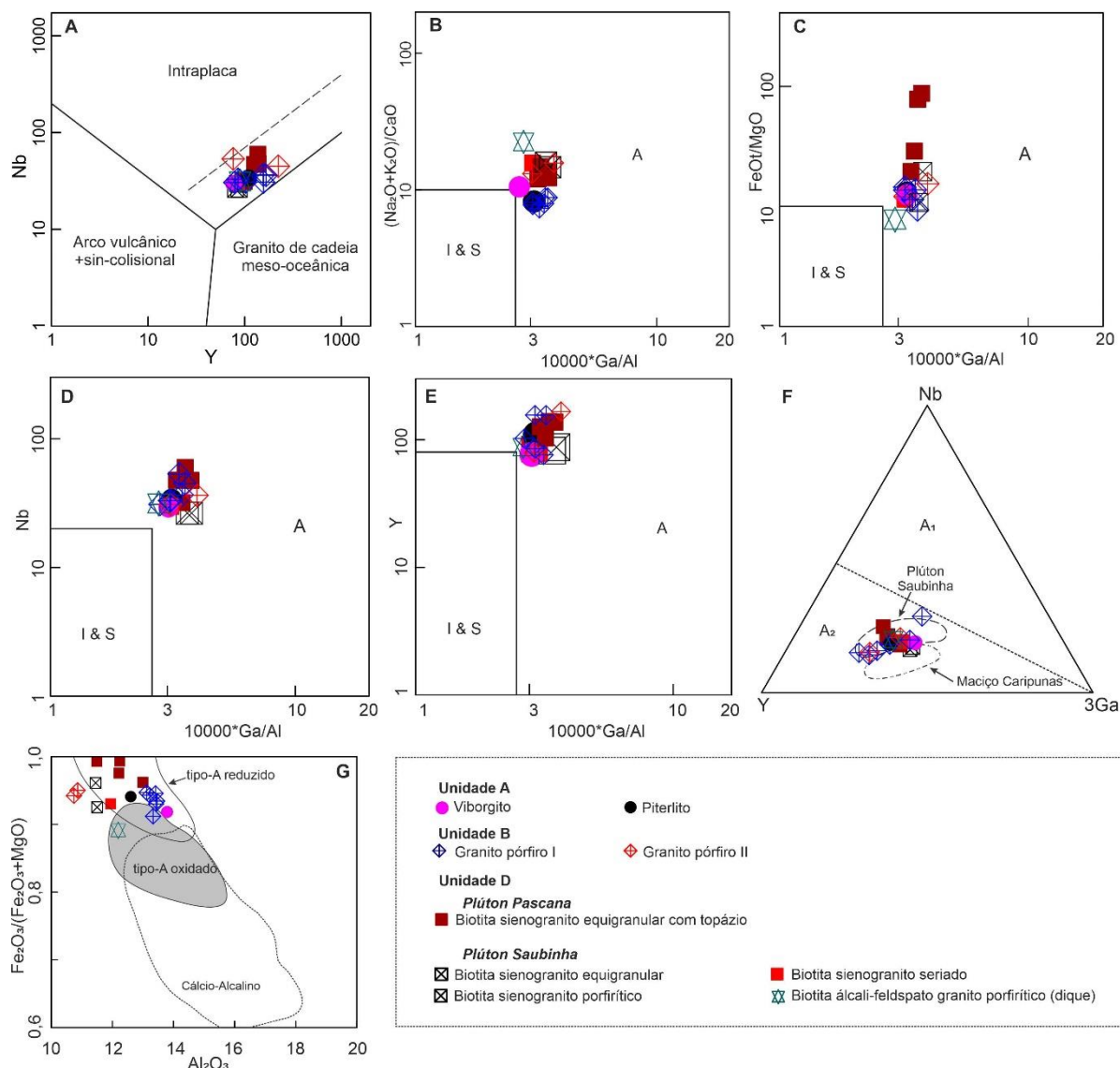
granitos álcali-cálcico (Figura 25 B). Conforme diagrama de Shand (1943), são rochas metaluminosas com razões A/CNK e A/NK variando entre 0,90 e 0,96 e 1,04 a 1,20, respectivamente (Figura 25 C).

Figura 25: Diagramas de classificação química para os granitos precoces e tardios da SISLC no distrito. **A)** diagrama de $\text{FeO}^t/(\text{FeO}^t+\text{MgO})$ versus SiO_2 (% em peso) de Frost et al. (2001). **B)** diagrama de $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO})$ versus SiO_2 (% em peso) de Frost et al. (2001). **C)** diagrama de alumina-saturação de Shand (1943).



No diagrama de discriminação geotectônica de Pearce et al. (1984), a maioria das rochas ocupam o campo dos granitos intraplaca (Figura 26 A) e, nos diagramas de classificação genética de Whalen et al. (1987), as rochas analisadas caem no campo dos granitos tipo-A (Figura 26 B – E), sendo que a maioria plota no subtipo-A₂ de Eby (1992) (Figura 26 F). Quando lançadas no diagrama de classificação $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})$ versus $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ (Dall'Agnol e Oliveira, 2007), os viborgitos, piterlitos e granitos pórfiros I se situam no campo dos granitos tipo-A reduzidos (Figura 26 G).

Figura 26: Classificação tectônica e genética dos granitos precoces e tardios da SISLC. **A)** diagrama Nb *versus* Y de Pierce et al. (1984). **B – E)** diagramas $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$, FeOt/MgO , Nb e Y *versus* $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$ de Whalen et al. (1987). **F)** diagrama ternário Nb x Y x $3 \cdot \text{Ga}$ de Eby (1992), com os campos do maciço Caripunas e do plúton Saubinha definidos a partir de dados inéditos de Leite Júnior (2010) e de Farias (2020), respectivamente. **G)** diagrama $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})$ *versus* $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ de Dall'Agnol e Oliveira (2007).

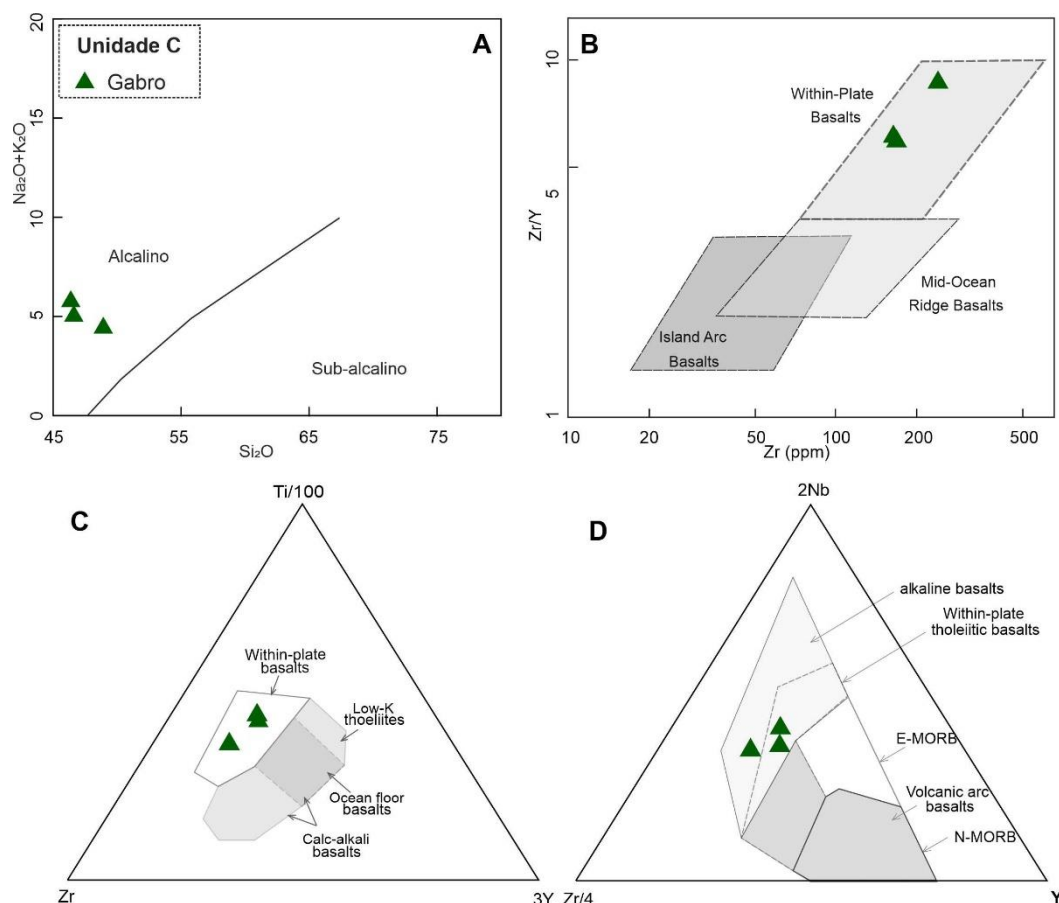


- *Biotita sienogranitos, álcali-feldspato granitos e granitos pórfiros II.* Nos diagramas de Frost et al. (2001), essas rochas plotam também no campo dos granitos *ferroan* (Figura 25 A), porém, com composição variando de granitos álcali-cálcico a cálcio-alcálico (Figura 25 B). Conforme diagrama de Shand (1943), são rochas

metaluminosas a peraluminosas, com razão A/CNK entre 0,91 a 1,19 (Figura 25 C). No diagrama de Pearce et al. (1984), as rochas se situam também no campo dos granitos intraplaca (Figura 26 A), assim como nos campos dos granitos tipo-A (Figura 26 B – E) e subtipo-A₂ (Figura 26 F) de Whalen et al. (1987) e Eby (1992), respectivamente. Já no diagrama de Dall'Agnol e Oliveira (2007), se situam também no campo dos granitos tipo-A reduzidos (Figura 26 G).

- *Gabros*: no diagrama de classificação química Na₂O+K₂O *versus* SiO₂ (% em peso) de Irvine e Baragar (1971), as amostras analisadas plotam no campo das rochas alcalinas (Figura 27 A). Já em termos tectônicos as amostras se situam no campo dos basaltos intraplaca de acordo com os diagramas Zr/Y *versus* Zr (ppm) (Figura 27 B), Ti/100xZrx3Y (Figura 27 C) e 2*NbxZr/4xY (Figura 27 D) de Pearce e Nory (1979), Pearce e Cann (1973) e Meschede (1986), respectivamente.

Figura 27: Diagramas de classificação química e tectônica para as rochas básicas da SISLC no distrito. **A)** diagrama $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 (% em peso) de Irvine e Baragar (1971). **B)** diagrama Zr/Y versus Zr (ppm) (Pearce e Nory, 1979). **C)** diagrama ternário $\text{Ti}/100$ versus Zr versus 3Y (Pearce e Cann, 1973). **D)** diagrama ternário $2*\text{Nb}$ versus $\text{Zr}/4$ versus Y (Meschede, 1986).



Pelo exposto acima, tanto os granitos precoces como os tardios apresentam características geoquímica de granitos do tipo-A. Apresentam valores elevados em $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ e $\text{FeOt}/\text{FeOt}+\text{MgO}$ compatíveis com a predominância de feldspato alcalino sobre plagioclásio e a presença de anfibólio e biotita ricos em ferro (Tabelas 9 e 11). A ocorrência desses minerais máficos principais refletem também o caráter metaluminoso da maioria dessas rochas, com exceção de algumas fácies dos granitos tardios com ou sem topázio na moda. Já os gabros e microgabros mostram características de basalto alcalino da série transicional e de ambiente intraplaca, com augita como o principal mineral máfico reconhecido (Tabela 8).

5.3 Geoquímica isotópica Sm-Nd em rocha total

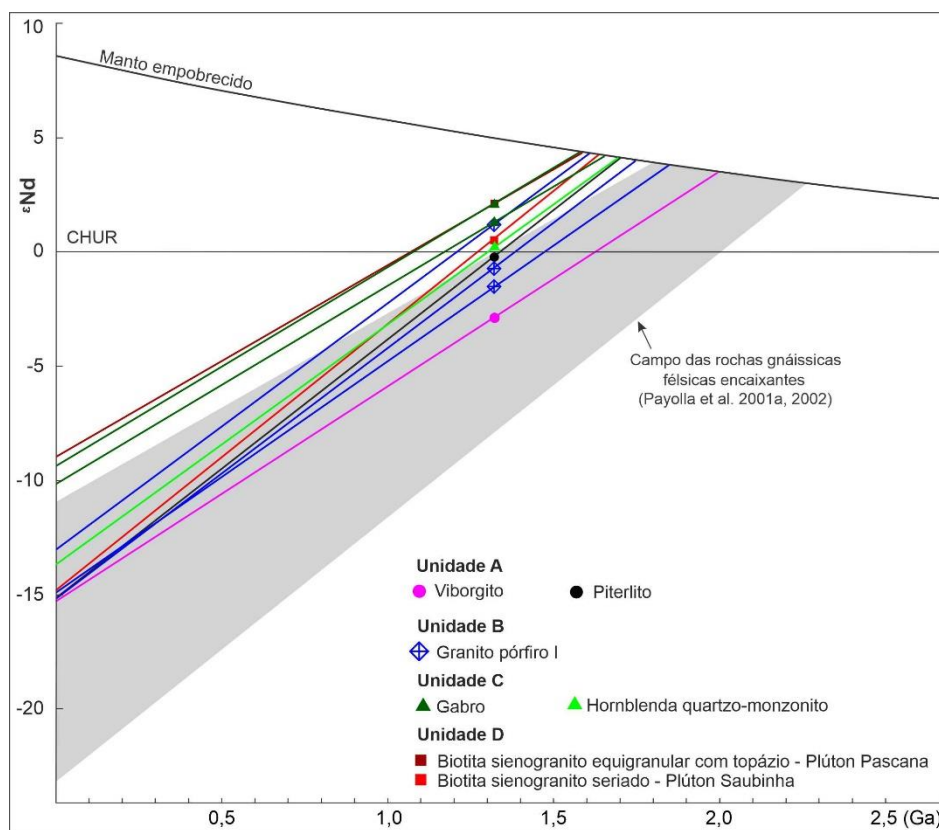
Para este estudo foram consideradas dez amostras, sendo oito representativas das fácies precoces e duas das fácies tardias. Duas amostras são produto de análises realizadas por Bettencourt et al. (1997). Para o cálculo do $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ foi usada a idade 1,32 Ga, obtida através de análises U-Pb (SHRIMP) em cristais de zircão (Farias, 2020). Os resultados analíticos estão expostos na Tabela 6 e plotados no diagrama idade *versus* ϵ_{Nd} (Figura 28), com a inclusão da curva de evolução do ϵ_{Nd} do manto empobrecido de DePaolo (1981).

Tabela 6: Análises isotópicas de Sm-Nd em rocha total para as amostras da SISLC no distrito.

Amostra	Classificação	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro (2s)	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	T_c (Ga)	T_{DM} (Ga)
Unidade A										
JC-120	Viborgito	14,60	71,70	0,1232	0,51186	0,000006	-15,09	-2,91	1,32	1,86
JC-594	Piterlito	18,20	100,70	0,1093	0,51186	0,000006	-15,10	-0,21	1,32	1,67
Unidade B										
K-1081	Granito pórfiro	13,87	75,54	0,1111	0,51186	0,000006	-15,15	-0,72	1,32	1,72
JC-361	Granito pórfiro	15,50	80,00	0,1172	0,51187	0,000005	-14,90	-1,50	1,32	1,80
JC-47*	Riólito pórfiro	13,23	71,60	0,1122	0,51196	0,000005	-13,01	1,20	1,32	1,59
Unidade C										
JC-477	Gabro	7,20	33,80	0,1289	0,51212	0,000005	-10,12	1,30	1,32	1,62
JC-634	Gabro	7,50	35,30	0,1285	0,51216	0,000006	-9,35	2,12	1,32	1,55
JC-507	Hornblenda quartzó-monzonito	13,00	68,80	0,1143	0,51212	0,000007	-13,67	0,20	1,32	1,66
Unidade D										
JC-264*	Biotita sienogranito com topázio	15,28	70,50	0,1314	0,51218	0,000006	- 8,90	2,11	1,32	1,57
DDH-11-SLV-01	Biotita sienogranito	11,00	63,00	0,1056	0,51188	0,000006	-14,77	0,57	1,32	1,61

* Análises isotópicas Sm-Nd inéditas de Bettencourt et al. (1997).

Figura 28: Diagrama de idade *versus* $\epsilon_{Nd}(t)$ para as rochas da SISLC no distrito.



Os três grupos químicos podem ser resumidos em dois grupos, com base numa certa uniformidade na composição isotópica $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e nos valores de $\epsilon_{Nd}(t)$. O viborgito, piterlito e granitos pórfiros (fácies graníticas precoces) apresentam razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ semelhantes (0,51186 e 0,51187) e valores negativos de $\epsilon_{Nd}(t)$ variando de -0,72 a -2,91, com exceção de uma amostra de granito pórfiro (JC-47) que apresenta razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ mais elevada (0,51196) e valor positivo (+1,2) de $\epsilon_{Nd}(t)$.

Os gabros e hornblenda quartzo-monzonito, assim como os biotita sienogranitos (fácies graníticas tardias) apresentam razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ mais elevadas que o grupo anterior e valores positivos de $\epsilon_{Nd}(t)$. As razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ são 0,51212 e 0,51216 para os gabros, 0,51212 para o hornblenda quartzo-monzonito e 0,51218 e 0,51188 para os biotita sienogranitos, enquanto os valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ são +2,12 e +1,12, +0,20 e +2,11 e +0,57, respectivamente.

Assim, no geral, os valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ indicam misturas de componentes de origem mantélica e crustal em proporções variadas na origem dos magmas. A contribuição de materiais crustais foi aparentemente mais significativa na formação

dos magmas das fácies graníticas precoces (valores negativos), enquanto para os gabros, hornblenda quartzo-monzonito e fácies graníticas tardias a participação foi bem menor, com a predominância de materiais mantélicos (valores positivos). Neste sentido, as idades modelos T_{DM} devem refletir a mistura de materiais derivados de fontes mantélicas e crustais (Arndt e Goldstein, 1987). Os componentes crustais podem ser derivados principalmente das rochas gnáissicas félsicas dominantes na PER e pertencentes ao Complexo Jamari (1,79 – 1,73 Ga) e/ou as suítes intrusivas Serra da Providência (1,60 – 1,53 Ga) e Rio Crespo (ca. 1,50 Ga), as quais são ao menos 180 Ma mais antigas que as rochas da SISLC (Figura 28).

CAPÍTULO 6: QUÍMICA MINERAL

Neste capítulo são apresentados os dados de química mineral analisados em amostras das unidades graníticas da SISLC, com o objetivo de caracterizar as variações composicionais entre as diferentes fácies mapeadas. Os minerais analisados foram: piroxênio, anfibólio, plagioclásio e micas (Tabela 7) e os resultados das análises quantitativas de todos os minerais estão organizados em tabelas, expostos no Apêndice C desta tese.

Tabela 7: Minerais analisados em microsonda eletrônica nas principais fácies petrográficas ígneas e hidrotermais da SISLC no distrito.

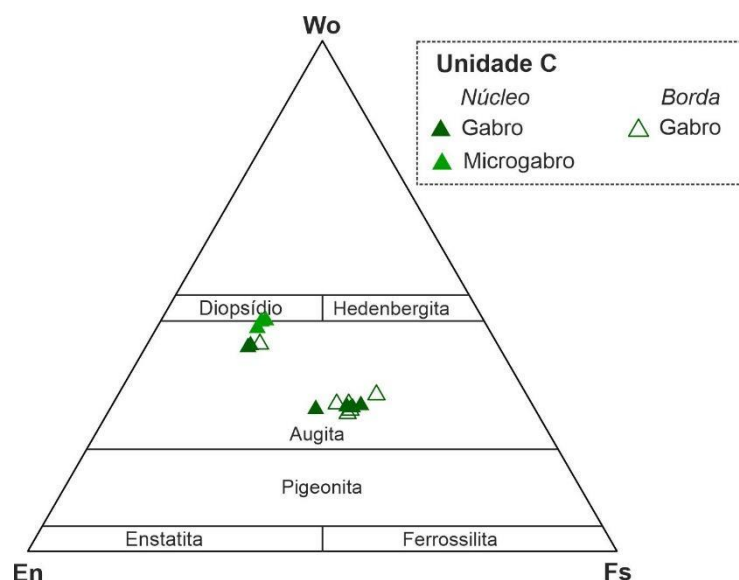
Amostra		Classificação	Unidade	Minerais			
				Px	Anf	Pl	Mc
	JC-257	Viborgito	A		x	x	x
	JC-594	Piterlito			x	x	
	JC-361	Granito pórfiro I	B		x	x	
	K-1081	Granito pórfiro I			x	x	
	JC-477	Gabro	C	x		x	
	JC-634	Gabro		x		x	
	JC-655A	Microgabro		x		x	
	JC-507	Hornblenda quartzo-monzonito			x	x	
Pascana	JC-264	Biotita sienogranito equigranular	D			x	x
	JC-292	Biotita sienogranito porfíritico				x	x
	JC-566	Biotita sienogranito seriado				x	
Saubinha	SLV-90	Biotita sienogranito equigranular fino a médio					x
	JC-554	Biotita álcali-feldspato granito porfíritico: dique			x		
Greisens	JC-266	Mica-quartzo greisen					x
	JC-500	Mica-quartzo greisen					x
	DDH-5/23	Topázio-mica-quartzo greisen					x
	DDH-07	Topázio-mica-quartzo greisen					x
	DDH-5/9B	Topázio-mica-quartzo greisen					x
	DDH-5/9B	Veios de quartzo com Li-fengita, topázio e cassiterita					x
Veios de quartzo	DDH-5/23	Veios de quartzo com Li-siderofilita, topázio e cassiterita					x
Px-piroxênio, Anf-anfibólio, Pl-plagioclásio, Bt-biotita, Mc-mica							

6.1 Piroxênio

O mineral piroxênio ocorre de forma restrita nas rochas da Unidade C (gabros e microgabros). As análises pontuais foram realizadas em diferentes posições (núcleo e borda) em três cristais de cada amostra (Tabela 10). No caso particular do microgabro (JC-665A), as análises foram realizadas apenas no núcleo em função do tamanho dos cristais. A fórmula estrutural calculada na base de 4 cátions e 6 oxigênios está apresentada na Tabela 8.

No diagrama Wo-Fs-En (wollastonita-enstatita-ferrossilita), os piroxênios são no geral classificados como augita, porém dois subgrupos são identificados, com base principalmente na variação dos teores de CaO (wollastonita) e FeO (ferrossilita) (Figura 29). As augitas do microgabro e algumas do gabro da amostra JC-477 apresentam teores de CaO variando de 18,95 a 21,07 (% em peso) e de FeO variando de 10,09 a 10,52 (% em peso) e se situam próximo ao campo do diopsídio. Por outro lado, as augitas do gabro da amostra JC-634 e algumas também da amostra JC-477 se situam mais próxima do campo da pigeonita, com teores de CaO e de FeO variando de 10,74 a 12,19 e de 18,01 a 21,19 (% em peso), respectivamente (Tabela 8 do Apêndice C).

Figura 29: Diagrama Wo-Fs-En de classificação química de piroxênios conforme classificação de Morimoto (1990), com as análises dos piroxênios dos gabros e microgabros da Unidade C da SISLC no distrito.



O gabro representado pela amostra JC-477 contém cristais de augita dos dois subgrupos, como cristais homogêneos (cristais 2 e 3) ou zonados (cristal 1). Assim, este gabro é produto provavelmente da mistura de pelo menos dois tipos de magmas básicos, um com a composição química do microgabro e o outro com a do gabro da amostra JC-634.

6.2 Anfibólio

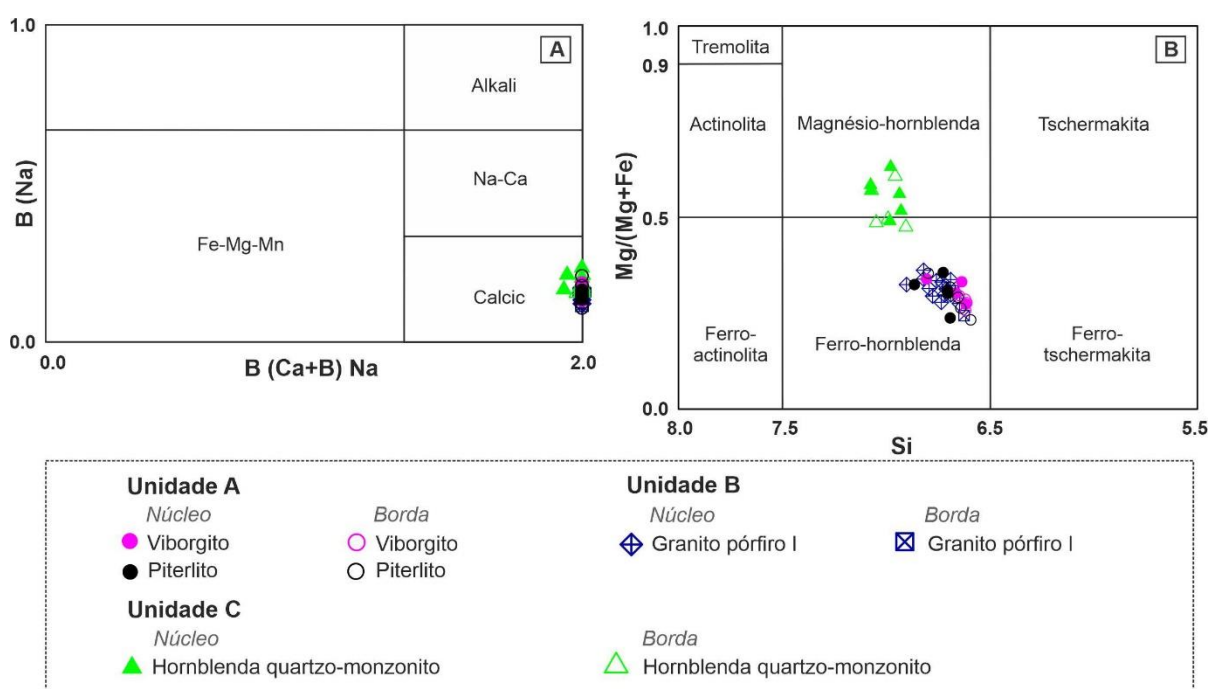
A presença de anfibólio foi reconhecida nos viborgitos, piterlitos, hornblenda quartzo-monzonito e em algumas amostras dos granitos pórfiros I. No total foram realizadas 47 análises (núcleo e borda) e os resultados bem como as fórmulas químicas calculadas para 13 cátions são mostrados na Tabela 9 do Apêndice C. A classificação destes anfibólios seguiu as recomendações de Leake et al. (1997) (Figura 30).

Todos são classificados como anfibólios cálcicos, mas dois subgrupos são bem evidentes. Um subgrupo é composto pelos anfibólios dos viborgitos, piterlitos e granitos pórfiros I, os quais apresentam uma composição de ferro-hornblenda. O outro

foi observado apenas no hornblenda quartzo-monzonito e tem composição variando de ferro-hornblenda a magnésio-hornblenda.

A composição das ferro-hornblendas dos viborgitos, piterlitos e granitos pórfiros I varia pouco e não mostra, aparentemente, nenhuma tendência entre as rochas ou mesmo entre núcleo e borda no mesmo litotipo. Já a variação na composição do anfibólio no hornblenda quartzo-monzonito (ferro-hornblenda a magnésio-hornblenda) pode ser mais um indicativo da natureza híbrida desta rocha. Como mostrado nos Capítulos 3 e 4, Unidade C é composta por gabros, microgabros, granitos pórfiros e hornblenda quartzo-monzonitos, estes últimos de natureza intermediária e com várias texturas que indicam mistura de magmas de composições distintas.

Figura 30: Diagramas de classificação para os anfibólios dos viborgitos, piterlitos, granitos pórfiros e hornblenda quartzo-monzonito, segundo Leake et al., (1997).



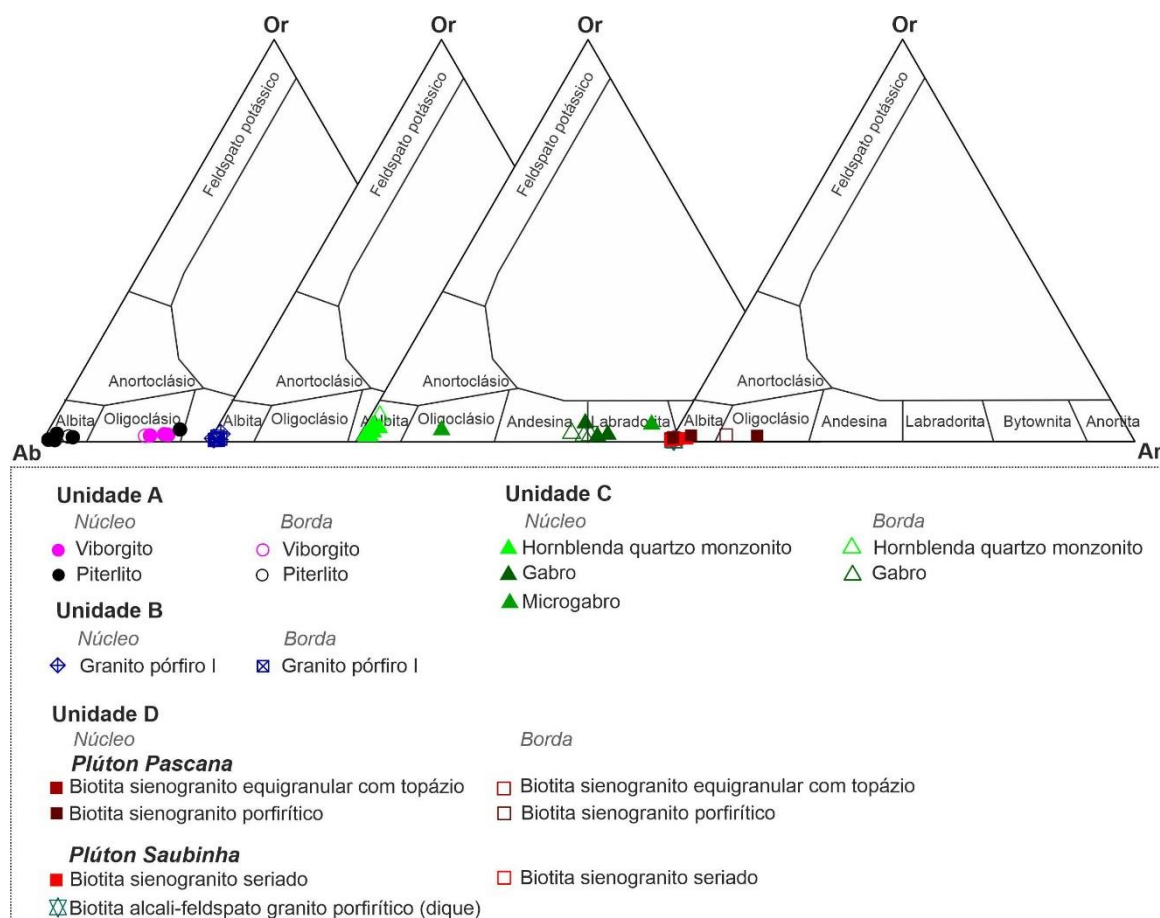
6.3 Plagioclásio

As análises foram realizadas em núcleo e/ou borda de 48 cristais de plagioclásio em amostras das fácies precoces e tardias da SISLC no distrito, normalmente em zonas aparentemente preservadas da ação de processos de alteração tarde a pós-

magmáticos. Os resultados são apresentados na Tabela 10 do Apêndice C e a classificação química é mostrada na Figura 31.

As fácies graníticas precoces (viborgitos e piterlitos) mostram uma composição de oligoclásio cálcico (An: 21,27 a 27,97%; Ab: 69,23 a 77,50%; Or < 2,81%), assim como de albita (An: 0,45 a 4,88; Ab: 93,23 a 99,17%; Or < 1,76%) no caso dos piterlitos. Já os granitos pórfiros I, as composições identificadas são apenas de albita pura (An: 0,98 a 1,59 % e Ab: 98,03 a 98,74%; Or < 1,71%). A composição de oligoclásio cálcico deve ser a composição dominante e original dessas rochas, embora composições provavelmente mais básicas associadas a determinadas texturas (p. ex., plagioclásio celular, plagioclásio com núcleos saussuritizados, entre outras) não foram reconhecidas. Por outro lado, a presença de albita pura nessas rochas indica que os processos de alteração hidrotermal foram atuantes na formação da albita intergranular, bem como na descalcificação do plagioclásio original e formação de minerais secundários como quartzo, sericita, fluorita, epídoto/carbonato, entre outros.

Figura 31: Classificação dos plagioclásios das fácies precoces e tardias da SISLC no distrito.



As fácies graníticas tardias mostram composição variando de oligoclásio sódico a albita pura (An: 0,00 a 17,95 %; Ab: 87,53 a 99,47%; Or < 12,5%). Neste caso, a composição original e dominante deve ser de oligoclásio sódico, com a presença de albita pura relacionada aos processos de alteração hidrotermal tanto na formação de albita intergranular como produto da descalcificação do oligoclásio original, com a formação de minerais secundários representados por quartzo, fluorita, sericita e topázio, principalmente.

O gabro revela composição do plagioclásio variando de labradorita sódica a andesina cálcica (An: 45,79 a 53,75; Ab: 45,24 a 52,85%; Or < 3,85%), enquanto o hornblenda quartzo-monzonito de albita pura (An: 0,87 a 3,36%; Ab: 78,88 a 98,89%; Or < 19,27%). Já o microgabro mostra, com apenas duas análises, resultados bem distintos, um de labradorita cálcica (An: 61,50%; Ab: 34,14%; Or: 4,37%) e outro de oligoclásio sódico (An: 17,01; Ab: 80,02%; Or: 2,98%). A variação na composição no gabro pode ser considerada como um zoneamento magmático normal, com núcleo relativamente mais cálcicos e bordas mais sódica, enquanto os teores bem diferentes no microgabro pode ser resultado de mistura de magmas ou mesmo de alteração hidrotermal, com a descalcificação parcial do plagioclásio original (labradorita). Já a composição de albita pura no hornblenda quartzo-monzonito indica a atuação marcante dos processos de alteração hidrotermal, com a descalcificação do plagioclásio original e a formação de minerais secundários.

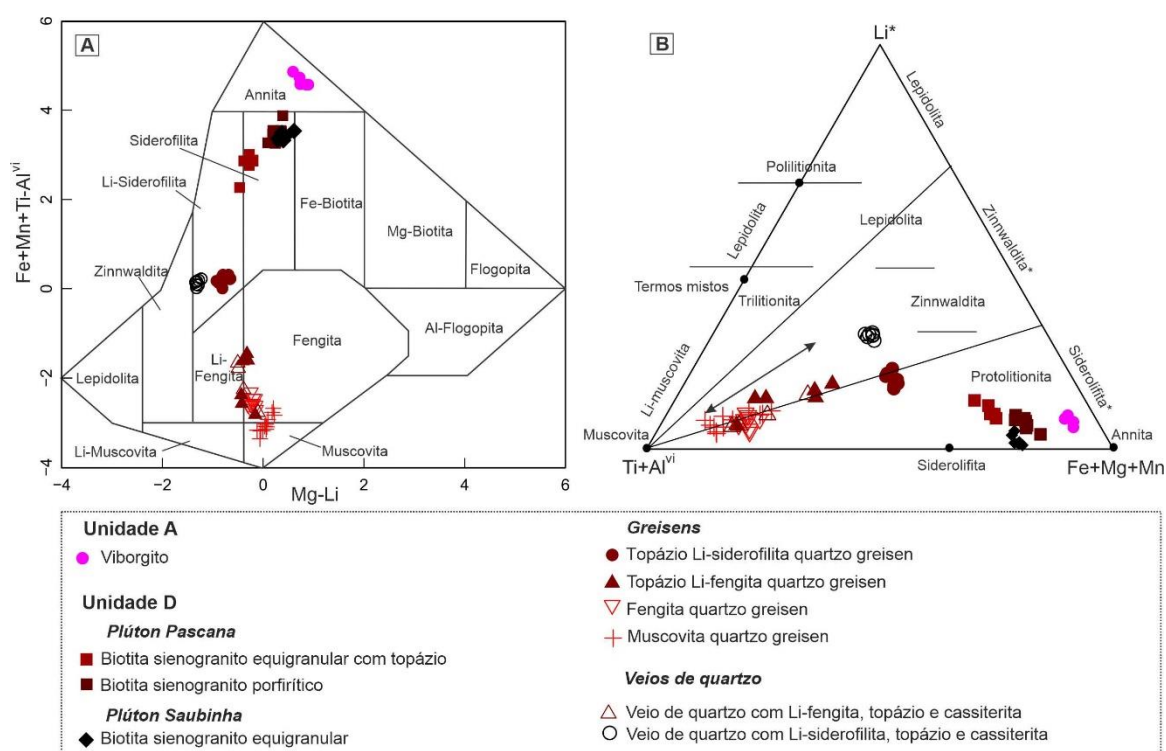
6.4 Micas

Um total de 37 análises foram realizadas nas micas de granitos (14), greisens (19) e veios de quartzo com topázio e cassiterita (14). Os resultados estão expostos na Tabela 11 do Apêndice C e a classificação das micas foi realizada com base nos critérios de Tischendorf (1997, 2001) (Figura 32 A) e de Stone et al. (1988) (Figura 32 B).

As micas do viborgito têm composição da annita nos dois diagramas, enquanto as composições das micas dos biotita sienogranitos variam de siderofilita a Li-siderofilita (Figura 32 A) ou dentro do campo da protolitionita (Figura 32 B). Nos greisens, quatro composições distintas podem ser diferenciadas. As Li-micas que ocorrem nos topázio-mica-quartzo greisens têm composições da Li-siderofilita e da Li-fengita, enquanto as micas dos mica-quartzo greisens têm composições da fengita e da muscovita (Figura 32 A). Adicionalmente, as micas dos veios de quartzo com topázio e cassiterita associados com os topázio-mica-quartzo greisens têm as mesmas

composições das Li-micas desses greisens, ou seja, Li-siderofilita e Li-fengita (Figura 32 A).

Figura 32: Diagramas de classificação para as micas de granitos, greisens e veios de quartzo da SISLC no distrito. **A)** Diagrama binário $\text{Fe}^{\text{T}}+\text{Mn}+\text{Ti}-\text{Al}^{\text{VI}}$ versus Mg-Li (Tischendorf et al., 1997, 2001). **B)** Diagrama triangular Li-Ti+Al^{VI}-Fe²⁺+Mn+Mg (Stone et al., 1988). A linha sólida representa a série transicional entre muscovita-zinnwaldita de Monier e Robert (1986).

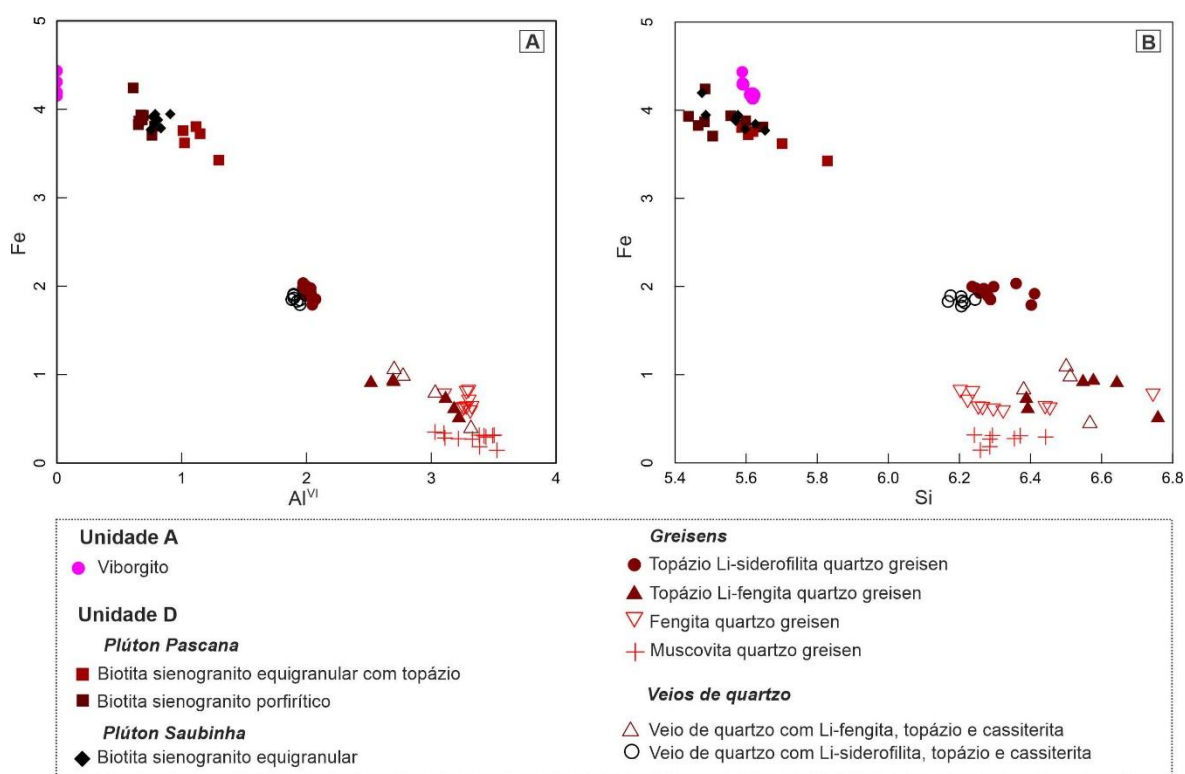


Pelo exposto, a mica do viborgito é a mais rica em ferro e sua relação como as micas do piterlito e dos granitos pórfiro não foi possível por falta de análises químicas devido ao grau de alteração dos cristais. Porém, uma variação composicional de siderofilita para Li-siderofilita ou mesmo dentro do campo da protolitionita ocorre nos sienogranitos (Figuras 32 A e B), ou seja, uma tendência evolutiva das micas das fácies sem para as fácies com topázio (Figuras 32 A e B). Tal tendência corrobora com as variações químicas verificadas no Capítulo 5.

Já nos greisens, as Li-micas (Li-siderofilas e Li-fengitas) dos topázio-mica-quartzo greisens e dos veios de quartzo com topázio e cassiterita, assim como as micas (fengita e muscovita) dos mica-quartzo greisens indicam, no geral, a ocorrência

de pelo menos dois estágios de greisenização e um de silicificação relacionados com a mineralização de estanho no distrito. As composições das micas indicam também a presença de pelo menos duas fácies de greisens em cada estágio e que o estágio representado pelos mica-quartzo greisen é posterior ao estágio de formação dos topázio-mica-quartzo greisens e veios de quartzo com topázio e cassiterita. Esta posterioridade é evidenciada pelas composições transicionais (Figura 32 e Figura 33), assim como pelos aspectos petrográficos mostrados no Capítulo 4.

Figura 33: Diagramas binários de unidades de átomos por fórmula (a.p.f.u.) para as micas dos granitos, greisens e veios de quartzo. **A)** diagrama Al^{VI} versus Fe. **B)** diagrama Si versus Fe.



CAPÍTULO 7: DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

A SISLC inclui, como definida por Bettencourt et al. (1999), granitos rapakivi e rochas associadas expostas principalmente nos maciços São Lourenço e Caripunas localizados à noroeste da província estanífera de Rondônia. Idades U-Pb em zircão definem a cristalização dessas rochas no intervalo de tempo entre 1,32 a 1,30 Ga (Silva et al., 2021), as quais, junto com os granitos rapakivi e rochas associadas das suítes intrusivas Santo Antônio (1,38 a 1,37 Ga), Teotônio (ca. 1,37 Ga) e Alto Candeias (1,36 a 1,33 Ga), indicam a ocorrência de atividade magmática rapakivi quase contínua por um período de aproximadamente 80 Ma. As rochas dessas suítes são, pelo menos, 120 Ma mais jovens que as rochas estaterianas e calimianas encaixantes, mas são em parte contemporâneas ao evento tectono-metamórfico ectasiano relacionado à orogenia Rondoniana-San Ignacio (1,35 a 1,32 Ga) (Bettencourt et al., 2010; Rizzotto et al. 2014).

Neste trabalho, as rochas da SISLC no distrito São Lourenço-Macisa foram agrupadas em quatro unidades ígneas, com base nos trabalhos de mapeamento geológicos (1:25.000) de Cembrani e Bettencourt (1984) e informalmente denominadas de A, B, C e D. As unidades A, B e C incluem predominantemente rochas aqui interpretadas como de fase precoce e a Unidade D como de fase tardia. Essas com ocorrências principalmente nos plútons Pascana e Saubinha e associadas espacialmente aos depósitos primários de estanho e metais base (Cu, Pb e Zn).

As fácies ígneas precoces são viborgitos, piterlitos e granitos pórfiros, com hornblenda e biotita (Unidades A e B) e, em proporções aparentemente bem menores, gabros, microgabros e hornblenda quartzo-monzonitos (Unidade C). Já as fácies tardias são biotita sienogranitos e álcali-feldspato granitos equigranulares, seriados e porfíricos (Unidade D), além de granitos pórfiros com biotita e aplitos (Figuras 4, 6 e 7).

Os viborgitos, piterlitos e granitos pórfiros com hornblenda e biotita, esses denominados de granitos pórfiros I, apresentam assembleias incomuns de texturas, tais como, cristais ovóides de microclínio peritítico, cristais ovóides e tabulares de microclínio peritítico com mantos de plagioclásio (textura rapakivi), plagioclásio celular

manteado por plagioclásio não celular, plagioclásio com núcleo mais cálcico (sericitizado/saussuritizado) e borda límpida mais sódica, raros cristais de plagioclásio com mantos de hornblenda e biotita (plagioclásio ocelar), cristais de plagioclásio com manto de microclínio (textura antirrapakivi) e quartzo subédricos e arredondados com sinais de corrosão que indicam, segundo Hibbard (1991, 1995), interação entre magmas mais máficos e mais félsicos (Figuras 8, 9, 10 e 11).

De modo semelhante, as rochas intermediárias no distrito, que são representadas por hornblenda quartzo-monzonitos, ocorrem espacialmente associadas com gabros, microgabros e granitos pórfiros I. Essas rochas apresentam também uma assembleia de texturas incomuns que sugerem interação de magmas, tais como, megacristais de microclínio pertítico ovalados com manto ou não de plagioclásio, plagioclásio parcialmente alterado no núcleo (sericitizado/saussuritizado) com borda límpida de microclínio (textura antirrapakivi), quartzo subédrico e ovalado com sinais de corrosão e apatita acicular. Essa última ocorre também nos microgabros junto com pequenos enclaves microgranulares mais máficos (Figuras 12 e 13).

A textura rapakivi ocorre predominantemente nos viborgitos, mas também nos piterlitos, granitos pórfiros e quartzo-monzonitos. Várias interpretações são sugeridas para explicar a formação posterior do plagioclásio em relação ao feldspato alcalino (Hibbard, 1981; Dempster et al., 1994; Eklund e Shebanov, 1999). Provavelmente, as mais realistas referem-se a mistura de magmas de composições diferentes ou a cristalização de magma granítico sob condições de acentuada queda de pressão combinada com pequena mudança de temperatura (Rämö et al., 1999). Todavia, a aplicação de qualquer modelo genético, para a textura rapakivi nas rochas do distrito, deve contemplar também as outras características petrográficas identificadas, tais como: megacristais ovóides de feldspato alcalino sem manto de plagioclásio, cristais subédricos ou arredondados de quartzo com sinais de corrosão magmática, plagioclásio celular, textura antirrapakivi, apatita acicular, intercrescimentos granofíricos, entre outras.

Megacristais ovóides de feldspato alcalino sem manto de plagioclásio são explicados por processos magmáticos de crescimento ou corrosão, contudo, além da corrosão magmática, os processos de interação de magmas são mais efetivos para justificar a coexistência de megacristais com e sem manto de plagioclásio (Vernon,

2016; Currier et al., 2019). Plagioclásio celular, textura antirrapakivi e apatita acicular são compatíveis com ambientes de interação de magmas, assim como cristais de quartzo com sinais de corrosão magmática, devido às diferenças de composição e/ou temperatura entre os magmas (Andersson e Eklund, 1994; Hibbard, 1995; Müller et al., 2008, entre outros). Já os intercrescimentos granofíricos são indicativos de atividades magmáticas em níveis crustais relativamente altos, em condições de magma *undercooled* (London, 2008; Vernon, 2016).

Os biotita sienogranitos são dominantes em área sobre os granitos pórfiros com biotita (granitos pórfiros II), biotita álcali-feldspato granitos e aplitos. O feldspato alcalino (subédrico e anédrico) é sempre o microclínio turvo e pertítico, com albita sob a forma de filmes, veios ou manchas. O plagioclásio (subédrico e anédrico) tem composição variando de albita a oligoclásio e se mostra parcialmente alterado para sericita, fluorita e, por vezes, topázio. O quartzo é predominantemente subédrico e anédrico arredondado com sinais de corrosão, mas aparece também sob a forma de cristais anédricos intersticiais ou em agregados granofíricos e, mais raramente, mirmequíticos. A biotita (subédrica e anédrica) tem composição variando de siderofilita a Li-siderofilita e quase sempre forma agregados de cristais com a fluorita nos interstícios dos minerais félsicos. A fluorita roxa é onipresente e o topázio magmático foi reconhecido apenas no tipo equigranular do plúton Pascana. Zircão, monazita e minerais opacos completam os minerais acessórios reconhecidos. Já, como produto da interação fluido-rocha, ocorrem quase sempre a albita em veios e manchas no microclínio, albita intergranular, sericita, fluorita e, por vezes, topázio no plagioclásio e clorita, leucoxênio e minerais opacos na biotita (Figuras 14, 15 e 16).

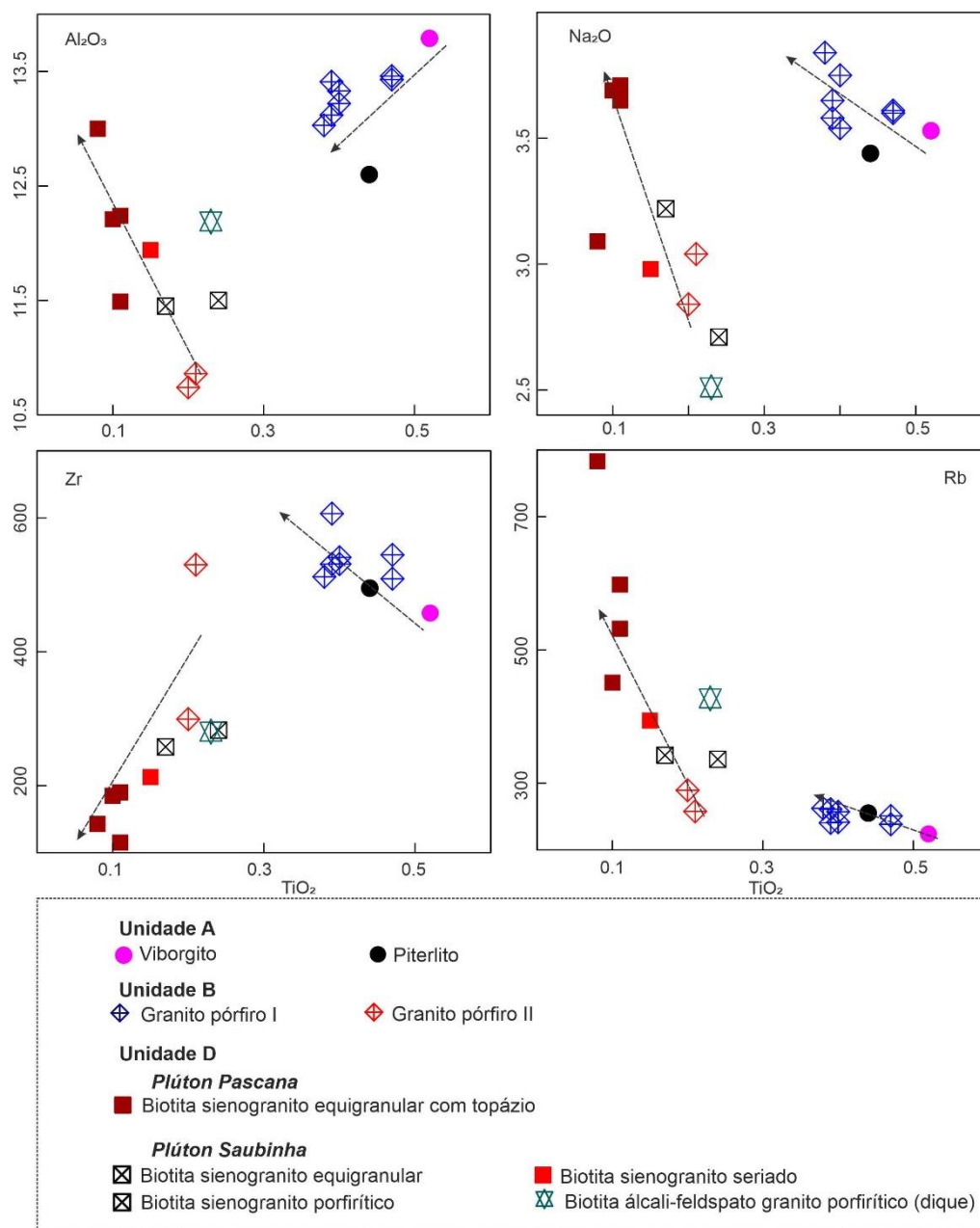
Os biotita sienogranitos do distrito são petrograficamente semelhantes aos biotita rapakivi granitos evoluídos do sul da Finlândia, devido à presença de microclínio e não de ortoclásio, plagioclásio de composição variando de oligoclásio a albita, quartzo globular (*drop-like quartz*), biotita intersticial, pelo menos uma fácies com topázio, além de fluorita e monazita como minerais acessórios típicos (cf., Ramo et al., 1999; Heinonen, 2010). Segundo Ramo et al. (1999), as fácies com topázio representam as fases intrusivas mais tardias e mostram características de granitos estaníferos. Contudo, três variedades de granitos a metais raros são reconhecidas (Pollard, 1989): álcali-granito, biotita e/ou muscovita granito e Li-mica ($\pm$ topázio)

granitos. Assim, no distrito, pelo menos duas fácies com topázio podem estar presentes, uma dominante e outra subordinada no atual nível de erosão, as quais são representadas, respectivamente, pelo biotita (siderofilita a Li-siderofilita) sienogranito equigranular com topázio do plúton Pascana e pelo topázio-mica-albita granito reconhecido por Buch et al. (2019). Esta última pode se tratar de um topázio-Li-mica-albita granito semelhante àqueles reconhecidos nas suítes intrusivas Santa Clara e Rondônia (Souza e Botelho, 2002; Bettencourt et al., 2005; Ciotta, 2022, entre outros).

Geoquimicamente, as fácies graníticas precoces e tardias têm características geoquímicas de granitos *ferroan* ou tipo-A reduzido (subtipo-A₂) e de granitos intraplaca (Figura 26). Porém, as fácies precoces são metaluminosas e álcali-cálcicas, enquanto às tardias são metaluminosas a peraluminosas e álcali-cálcicas a cálcio-alcalinas (Figura 25Figura 25), compatíveis com as presenças de hornblenda e biotita (annita a siderofilita?) e de biotita (siderofilita a Li-siderofilita), fluorita e topázio, respectivamente.

As fácies graníticas precoces e tardias mostram, com base nos diagramas de Harker, duas tendências geoquímicas distintas (Figuras 20 e 22), as quais sugerem processos independentes de diferenciação magmática por cristalização fracionada (ver também Figura 34). Nas fácies graníticas precoces a evolução geoquímica, com aumento dos teores de SiO₂, ocorre dos viborgitos aos granitos pórfiro I, com remoção importante dos minerais plagioclásio, hornblenda, biotita, magnetita, ilmenita e apatita e enriquecimento relativo em feldspato alcalino. Já nas fácies graníticas tardias, a diferenciação magmática, com diminuição dos teores de SiO₂, se dá dos granitos pórfiros II aos biotita sienogranitos com topázio, com remoção de quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita, zircão e minerais opacos e enriquecimento relativo em albita e topázio (cf., Liverton e Alderton, 1994, Yin et al., 1995, Leite Júnior, 2002, Ciotta, 2022). Neste caso, ocorre também a diminuição dos teores totais de ETR (743 a 361 ppm) e o aumento da anomalia negativa de Eu (0,20 a 0,06) (Tabela 5, Figura 24 B). Ademais, a variação na composição das micas de siderofilita a Li-siderofilita (Figuras 32 e 33) corrobora também com a evolução magmática dessas rochas (cf., Henderson et al., 1989; du Bray, 1994; Liverton e Botelho, 2001; Breiter et al., 2019; Ciotta, 2022).

Figura 34: Diagramas de TiO_2 versus Al_2O_3 , Na_2O , Zr e Rb para as fácies graníticas precoces e tardias da SISLC no distrito.



Os gabros e microgabros mostram características geoquímicas de basaltos alcalinos da série transicional e de ambiente intraplaca (Figura 27). Nos diagramas de Harker uma reta é definida quando incluímos também os hornblenda quartzomonzonitos e granitos pórfiros I da mesma unidade ígnea (Figuras 21 e 22). Para alguns autores (Hibbard, 1995; Lowell et al., 1999), essas retas quando associadas com feições que indicam disequilibrium composicional são interpretadas como produto

de mistura de magmas (*mixing line*). Tais texturas são reconhecidas principalmente na rocha intermediária representada pelo hornblenda quartzo-monzonito (ver acima). Essa unidade é comparável ao Complexo rapakivi Jaala-litti associado ao batólito de Wiborg (Finlândia), o qual é composto por quartzo-feldspato pórfiro, diabásio e rocha intermediária híbrida com hornblenda, cujas evidências geológicas, petrográficas e geoquímicas favorecem a atuação de processos de mistura na origem dos magmas de composição intermediária (Salonsaari e Haapala, 1994; Salonsaari, 1995).

As composições isotópicas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e os valores de $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ das rochas analisadas indicam misturas de componentes de origem mantélica e crustal em proporções variadas na origem dos magmas em geral. A contribuição de materiais crustais foi aparentemente mais significativa na formação dos magmas das fácies graníticas precoces (viborgitos, piterlitos e granitos pórfiros I: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51186$ e $0,51187$; $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -0,72$ a $-2,91$), enquanto para os gabros, hornblenda quartzo-monzonito e fácies graníticas tardias (biotita sienogranitos) a participação foi aparentemente bem menor, com a predominância de materiais mantélicos ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51188$ a $0,51218$; $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = +0,20$ a $+2,12$). Os componentes crustais são provavelmente derivados das rochas encaixantes estaterianas do Complexo Jamari (1,79 – 1,73 Ga) e/ou calimianas das suítes intrusivas Serra da Providência (1,60 – 1,63 Ga) e Rio Crespo (ca. 1,50 Ga), as quais são ao menos 180 Ma mais antigas que as rochas da SISLC (Figura 28).

De acordo com Frost e Frost (2011), as características geoquímicas dominantes dos granitos rapakivi (*ferroan*, metaluminosos e com composição variando de álcali-cálcico a cálcio-alcálico) indicam fusão parcial de rochas crustais e assimilação de componentes crustais pelos magmas basálticos mantélicos. Estudos isotópicos Sm-Nd em rocha total nos granitos rapakivi e rochas associadas do sul da Finlândia não foram suficientes para fornecer uma resposta convincente sobre suas fontes, devido aos valores semelhantes das razões isotópicas iniciais de Nd. Contudo, Heinonen et al. (2010), com base também nos valores das razões iniciais de Hf em zircão, sugerem o envolvimento dominante de fonte crustal para os granitos e de fonte mantélica para as rochas máficas. Deste modo, esses autores sinalizam de fato para uma natureza bimodal do magmatismo rapakivi na Finlândia.

Assim, a aplicação de mais de um método isotópico nos estudos petrogenéticos são necessários para o melhor entendimento da origem e evolução de magmas (Chen et al., 2015; Sun et al., 2021; Matos et al., 2023) e deve ser o caso para as rochas no distrito. Esses estudos poderiam confirmar a natureza bimodal do magmatismo rapakivi da SISLC, bem como a participação aparente cada vez maior de componentes mantélicos ao longo da evolução magmática das fácies graníticas, isto é, os viborgitos [$\epsilon_{Nd}(t) = -2,91$] apresentam uma composição isotópica inicial de Nd menos radiogênica (mais crustal) que os piterlitos e granitos pórfiros II [$\epsilon_{Nd}(t) = -0,21$ a $1,2$] e esses menos radiogênicos que os biotita sienogranitos [$\epsilon_{Nd}(t) = 0,57$ e $2,11$].

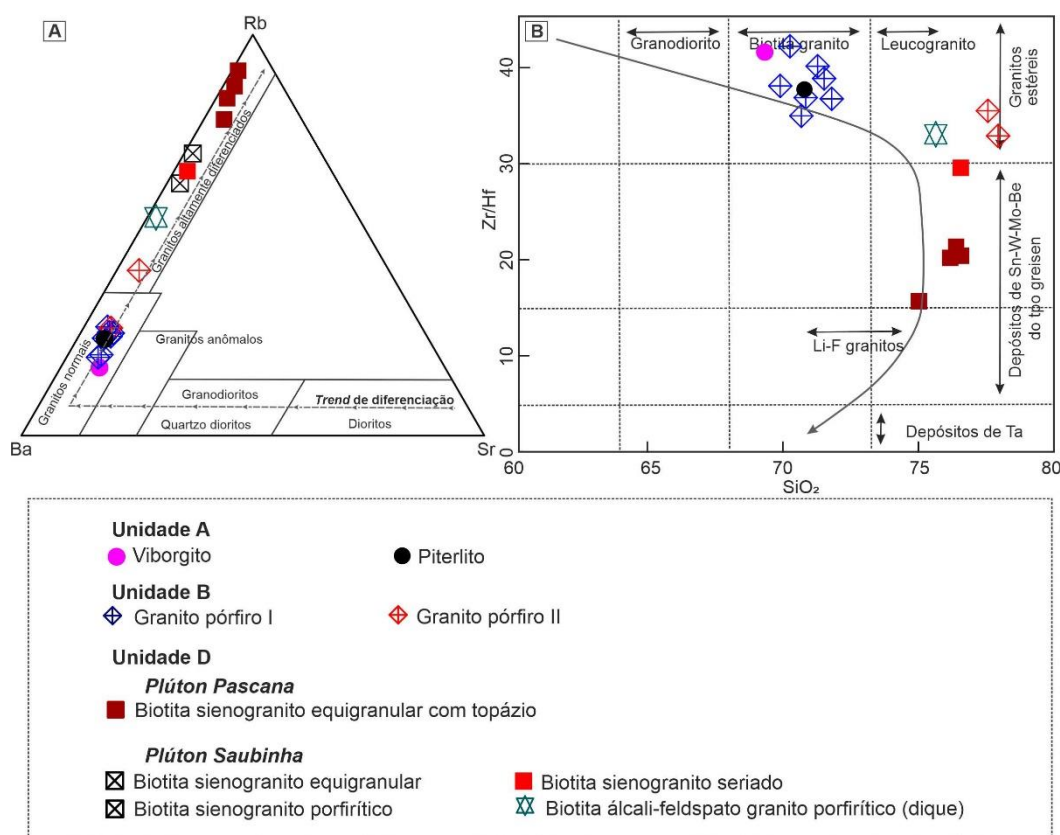
Contudo, os resultados aqui apresentados confirmam que a SISLC é zonada internamente e constituída por vários plútons também zonados e multifásicos ou não e que no distrito alguns desses plútons são representados pelas unidades ígneas A, B, C e D (ver também Isotta et al., 1978; Bettencourt et al., 1999; Silva et al., 2022). As fácies graníticas das unidades A (viborgitos e piterlitos) e B (granitos pórfiros I) são consideradas como co-magmáticas, assim como as fácies graníticas da unidade D (biotita sienogranitos e álcali-feldspato granitos) além dos granitos pórfiros II. Já as fácies petrográficas da unidade C (gabros, microgabros, hornblenda quartzo-monzonito e granito pórfiro I) são consideradas como co-genéticas.

Além, as características petrográficas, litogeoquímica e isotópica (Sm/Nd) permitem inferir que os magmas graníticos da fase precoce são produtos de fusão parcial de material crustal e que foram diferenciados por cristalização fracionada em câmara magmática profunda. Concomitantemente, processos de recarga de magmas básicos em diferentes níveis do reservatório magmático provocou a interação parcial ou total (rocha de composição intermediária) com os diferenciados graníticos e, posteriormente, os magmas resultantes foram introduzidos (vários pulsos) em níveis crustais mais elevados (cf., Clairbone et al., 2010; Chen et al., 2021). Já, os magmas graníticos da fase tardia são, provavelmente, produtos de uma nova e limitada fusão parcial de material crustal (cf., Manning e Hill, 1990; Stone et al., 1997; Breiter et al., 1999), diferenciados por cristalização fracionada e colocados também em níveis crustais mais rasos. A assinatura isotópica “híbrida” desses magmas pode estar relacionada a protólitos mistos e não a interação de magmas (Nédélec e Bouchez, 2014), já que evidências geológicas e petrográficas que indicam interação não foram

reconhecidas nesta pesquisa. Por outro lado, estudos isotópicos e de elementos traços em minerais tem revelado evidências da atuação desses processos em vários casos (Alves et al., 2021; Ji et al., 2021, entre outros).

Os produtos de processos de alteração hidrotermal e mineralização associada (Sn, Cu, Pb, Zn) ocorrem principalmente no endo e exocontatos dos plútons Pascana e Saubinha, os quais são compostos pelas fácies graníticas tardias no distrito (biotita sienogranitos e álcali-feldspatos granitos). Essas rochas apresentam características geoquímicas de granitos altamente diferenciados e associados com depósitos de estanho tipo greisen (Figura 35 A e B).

Figura 35: Fácies graníticas precoces e tardias da SISLC no distrito. **A)** Classificação do grau de diferenciação magmática com base no diagrama ternário Rb-Ba-Sr de Bouseily e Sokkary (1975). **B)** Diagrama $\text{SiO}_2(\%)$ versus razão Zr/Hf com os limites definidos por Zaraisky et al. (2009).



Quatro variedades de greisen foram identificadas neste trabalho, todas ricas em quartzo (> 60%) e com mica (mica-quartzo greisen) ou mica e topázio (topázio-mica-quartzo greisen) como minerais essenciais complementares (Figura 18). O quartzo se apresenta em até quatro tipos texturais, o QzI é aqui interpretado como magmático e herdado do granito hospedeiro, já os QzII, QzIII e QzIV são hidrotermais e relacionados com a greisenização (Figura 19). A mica tem composição variando de fengita a muscovita nos mica-quartzo greisen e de Li-siderofilita a Li-fengita nos topázio-mica-quartzo greisen (Tabela do Apêndice C), enquanto a cassiterita está quase sempre presente e, aparentemente, é mais frequente nas fácies com topázio.

Os topázio-Li-mica-quartzo greisens se apresentam quase sempre cloritizados em proporções variadas. A clorita preenche os vazios (microcavidades miarolíticas) e/ou substitui a Li-mica e, normalmente, está acompanhada por carbonato, fluorita e sulfetos. Não raramente e por sua vez, a clorita se encontra parcialmente sericitizada/muscovitizada (Figura 19 C, D e E). Portanto, uma sequência de processos de alteração hidrotermal pós-magmáticos pode ser, preliminarmente, assim definida: greisenização I → cloritização → greisenização II.

A greisenização I tem como produto os topázio-mica (Li-fengita ou Li-siderofilita) -quartzo greisen, a cloritização as zonas cloritizadas com carbonato, fluorita e sulfetos nos greisens anteriores e a greisenização II os mica (fengita ou muscovita) quartzo greisen. Além desses, um quarto processo (silicificação) é responsável pela formação dos veios e vênulas de quartzo com topázio, mica (Li-fengita ou Li-siderofilita) e cassiterita ou com carbonato, clorita, fluorita e sulfetos e ocorrem associados aos processos de greisenização I e cloritização, respectivamente. Veios e vênulas de quartzo tardios associados à greisenização II ou não provavelmente ocorrem no distrito, mas não foram reconhecidos neste trabalho. A cassiterita foi observada nos greisens e nos veios e vênulas de quartzo com topázio e mica (Figura 19 D, E e F), já os sulfetos aparecem nas zonas cloritizadas e nos veios e vênulas com carbonato, clorita e fluorita e são representados, principalmente, por esfalerita, calcopirita, galena, pirita e arsenopirita (Figura 19 G).

As composições químicas das micas secundárias nos greisens e veios de quartzo variam de Li-siderofilita a Li-fengita nos topázio-mica-quartzo greisen para fengita a muscovita nos mica-quartzo greisen (Figura 32 A), com evidências de

superposição dos processos de alteração hidrotermal (Figura 33 B), em acordo com as evidências petrográficas. Tal tendência é verificada também em muitos outros casos inclusive na própria província estanífera de Rondônia e deve refletir mudanças na temperatura e na composição química dos fluidos hidrotermais formadores dos greisens e veios de quartzo (ver e.g., Xie et al., 2015; Breiter et al., 2019, 2023; Guimarães et al., 2021; Ciotta, 2022).

Pelo exposto, as seguintes conclusões podem ser assim concebidas:

Os estudos geológicos, petrográficos, geoquímicos e isotópicos realizados na SISLC, na região do distrito mineiro São Lourenço-Macisa na província estanífera de Rondônia, definiram quatro unidades ígneas na escala 1:25.000, as quais foram informalmente denominadas de A, B, C e D. As unidades A, B e C são interpretadas como constituídas por fácies petrográficas de fase precoce, enquanto a unidade D por fácies petrográficas de fase tardia, com base nas dimensões dos plútons e nas características mineralógicas e químicas dos litotipos. Os plútons da unidade D são relativamente menores e compostos por rochas graníticas geoquimicamente mais diferenciadas e relacionadas espacialmente com os depósitos primários de estanho e metais base associados (Cu, Pb e Zn).

As fácies petrográficas precoces são viborgitos, piterlitos e granitos pórfiros com hornblenda e biotita (unidades A e B), assim como gabros, microgabros, hornblenda quartzo-monzonitos e granitos pórfiros (unidade C) e mostram evidências petrográficas e/ou químicas e isotópicas (Nd) que sugerem processos de fusão parcial, diferenciação magmática por cristalização fracionada e de interação parcial ou total de magmas félsicos de origem crustal e magmas máficos de origem mantélica em câmara magmática profunda. Adicionalmente, mostram ainda feições petrográficas que indicam a colocação dos magmas produzidos em nível crustal mais alto.

As fácies petrográficas tardias são principalmente biotita sienogranitos com e sem topázio, biotita álcali-feldspato granitos (unidade D) e granitos pórfiros com biotita e mostram características geoquímicas de granitos altamente diferenciados e associados com depósitos de estanho tipo greisen. São provavelmente produtos de fusão parcial e limitada de material crustal com contribuição de componentes mantélicos, diferenciados por cristalização fracionada e também colocados em níveis mais rasos da crosta.

Os processos hidrotermais pós-magmáticos associados às fácies graníticas tardias são responsáveis pela formação dos greisens e veios e vênulas de quartzo mineralizados com estanho ou metais base (Cu, Pb e Zn). A cassiterita ocorre nos greisens e nos veios e vênulas de quartzo com topázio e mica, enquanto a esfalerita, calcopirita e galena nas zonas cloritizadas e nos veios e vênulas de quartzo com carbonato, clorita e fluorita. Uma sequência geral desses processos pode ser assim estabelecida para o distrito: greisenização I / silicificação I → cloritização / silicificação II → greisenização II / silicificação III (?).

Finalmente, as características geoquímicas de granitos *ferroan* ou tipo-A e de granitos intraplaca das fácies graníticas, assim como a natureza também intraplaca dos gabros e microgabros associados indicam a atuação de processos de extensão sobre crosta Rio Negro-Juruena mais antiga (1,79 – 1,50 Ga) durante os eventos tectono-metamórfico relacionados com a orogenia Rondoniana-San Ignacio (1,35 a 1,32 Ga). Concomitantemente, processos magmáticos de *underplating* e/ou *intraplating* seriam os responsáveis pela fusão parcial da crosta continental, formação de câmaras magmáticas profundas e recarga de magmas máficos como indutores de processos de interação de magmas de origem crustal e mantélico.

CAPÍTULO 8: REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adamy, A. (2010). Geodiversidade do estado de Rondônia. Programa geologia do Brasil. Levantamento da geodiversidade. Porto Velho: CPRM, 337 p.
- Agência Nacional das Águas – ANA. (2018). Plano estadual de recursos hídricos do estado de Rondônia. *Relatório final*. Curitiba (PR). 579 p.
- Alves, A.; Janasi, V. A.; Pereira, G. S.; Prado, F. A.; Munoz, P. R. M. (2021). Unravelling the hidden evidences of magma mixing processes via combination of in situ Sr isotopes and trace elements analyses on plagioclase crystals. *Lithos*, 404 – 405, 1 – 12.
- Anderson, J. L., Morrison, J. (2005). Ilmenite, magnetite, and peraluminous Mesoproterozoic anorogenic granites of Laurentia and Baltica. *Lithos* 80, 45 – 60.
- Arndt, N. T.; Goldstein, S. L. (1987). Use and abuse of crust-formation ages. *Geology*, 15, 893 – 895.
- Bahia, R. B. C. (1997). A Formação Palmeiral (Proterozóico Superior) na Serra dos Pacaás Novos, Oeste de Rondônia. 1997. 90 p. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geoquímica) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.
- Bettencourt, J. S., Payolla, B. L., Leite Jr, W. B. (2018). U-Pb detrital and metamorphic zircon ages of paragneisses from Rondônia (Brazil), SW margin of the Amazonian Craton: passive continental margin basin sedimentation related to the evolution of the Rondonian-San Ignacio Province. *11th South American Symposium on Isotope Geology*, 63. Cochabamba, Bolívia: Program and Abstracts.
- Bettencourt, J. S., Leite Jr, W. B., Ruiz, A. S., Matos, R., Payolla, B. L., Tosdal, R. M. (2010). The Rondonian-San Ignacio Province in the SW Amazonian Craton: An overview. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 28 – 46.
- Bettencourt, J. S., Tosdal, R. M., Leite Jr, W. B., Payolla, B. L. (1999). Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazil - I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research*, 95, 41 – 67.

- Bettencourt, J. S.; Tosdal, R. M.; Leite Jr.; W. B.; Payolla, B. L. (1997) U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb and Rb-Sr isotopic constraints on the origin of the rapakivi granites of Rondônia. *Anais do South American Symposium on Isotope Geology*, Brazil, São Paulo, 47 – 48.
- Bettencourt, J. S.; Muzzolon, R.; Payolla, B. L.; Daluigna, L. G.; Pinho, O. G. (1988). Depósitos estaníferos secundários da região central de Rondônia. In: Schobbeanhaus, C.; Coelho, C. E. S. Coord. Depósitos minerais do Brasil. Rio de Janeiro. DNPM.
- Bonin, B. (2007). A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, 97, 1 – 29.
- Bowden, P.; Kinnaird, J. A.; Abaa, S. I.; Ike, E. C.; Turaki, U. M. (1984b). Geology and mineralization of the nigerian anorogenic ring complexes – with a geological map of the scale of 1:500.000. *Geology*, 53, 1 – 68.
- Bowden, P.; Batchelor, R. A.; Chapepel, B. W.; Didier, J.; Lameyre, J. (1984a). Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 35, 1 – 11.
- Breiter, K.; Galiová, M. V.; Michaela, H.; Korbelová, Z.; Jindrich, K.; Costi, H. T. (2023). Trace element composition of micas from rare-metal granites of different geochemical affiliations. *Lithos*, 4446 – 447, 1 – 22.
- Breiter, K.; Hložková, M.; Korbelová, Z.; Galiová, M. V. (2019). Diversity of lithium mica compositions in mineralized granite–greisen system: Cínovec Li-Sn-W deposit, Erzgebirge. *Ore Geology Reviews*, 106, 12 – 27.
- Breiter, K.; Forster, H. J.; Seltmann, R. (1999). Variscan silicic magmatism and related tin-tungsten mineralization in the Erzgebirge-Slavsky les metallogenic province. *Mineralogical Deposita*, 34, 504 – 521.
- Buch, T., Dall'igna, L. G., Graça, M. C., Silva, D. R. V. (2019). *Áreas de relevante interesse mineral: reavaliação da Província Estanífera de Rondônia*. Porto Velho: CPRM.
- Cembrani, J. C.; Bettencourt, J. S. (1985). *Projeto Granito São Lourenço*. Relatório final de mapeamento do Maciço São Lourenço, 73.

- Che, S. R.; Wang, Q.; Zhu, D. C.; Weinberg; F. Zhang, L. L.; Zhao, Z. D. (2021). Reheating and magma mixing recorded by zircon and quartz from high silica rhyolite in the Coqen region, Southern Tibet. *American Mineralogist*, 106, 112 – 122.
- Chen, X. C.; Hu, R. Z.; Bi, X. W.; Zhong, H.; Lan, J. B.; Zhao, C. H.; Zhu, J. J. (2015). Petrogenesis of metaluminous A-type granitoids in the Tengchong-Lianghe tin belt of southwestern China: Evidences from zircon U-Pb ages and Hf-O isotopes, and whole rock Sr-Nd isotopes. *Lithos*, 93 – 110.
- Ciotta, M. R. (2022). *Petrologia dos granitos associados aos depósitos primários de estanho e metais base da mina Bom Futuro, Rondônia*. Dissertação (Mestrado). Rio Claro: Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP.
- Claiborne, L. L.; Miller, C. F.; Wooden, J. L. (2010). Trace element composition of igneous zircon: a thermal and compositional record of the accumulation and Evolution of a large silicic batholith, Spirit Mountain, Nevada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160, 511 – 531.
- Cordani, U. G. (2017). História geológica do Craton. *Anais do 15º Simpósio de geologia da Amazônia*, Belém, Outubro, 11 – 16.
- Cordani, U. G., Teixeira, W. (2007). Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. *Memoir of the Geological Society of America*, 200, 297 – 320.
- Cordani, U. G.; Tassinari, C. C. G.; Teixeira, W.; Basei, M. A. S.; Kawashita, K. (1979). Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. *Anais. Ciudad de Arica: Instituto de Investigaciones Geológicas*.
- Costa, M. A. C., Sousa, M. Z. A., Dall'Agnol, R., Scandolara, J. E., Ruiz, A. S. (2016). Geochemistry and geochronology of the rapakivi granites and associated rocks in the midwest portion of the Serra da Providência composite batholith, SW of Amazonian craton, Rondônia, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 69, 194 – 212.
- Costa, J. B. S.; Hasui, Y. (1997) Evolução geológica da Amazônia. In: Costa, M. L. e Angélica, R. S. (coord.) Contribuições à geologia da Amazônia. Belém, Finep/SBG-NO, 19 – 90.

Costa, J.B.S.; Hasui, Y. (1991). O quadro geral da evolução tectônica da Amazônia. In: *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*. Rio Claro – SP. Boletim de Resumos Estendidos e Roteiros das Excursões. Rio Claro – SP: UNESP/SBG. 230 p.

Dall'Agnol, R.; de Oliveira, D.C. (2007). Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of carajás, Brazil: implications for classification and petrogenesis of a-type granites. *Lithos*, 93, 215 – 233.

Departamento nacional de infraestrutura de transportes (DNIT): Mapa multimodal Rondônia (2013). Acessado em novembro de 2019. Disponível em: www.dnit.gov.br/mapas-multimodais/mapas-multimodais/ro.pdf.

DePaolo, D. J. (1981). Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle Evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291, 193 – 196.

Dingwell, D. B. (1988). The structure and properties of fluorine-rich magmas: a review of experimental studies. In: Taylor, R. P; Strong, D. F. (ed). *Recent advances in the geology of granite-related mineral deposits*. Québec, Can. Inst. Mining Metall., Special Volume, 39, 1 – 12.

du Bray, E. A (1994). Compositions of micas in peraluminous granitoids of the Eastern Arabian Shield: implications for petrogenesis and tectonic setting of highly evolved, rare-metal enriched granites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116, 381 – 397.

Eby, G.N. (1992). Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20, 641 – 644.

Eby, G.N. (1992). The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, 26, 115 – 134.

Farias, V. (2020). *Geologia e petrologia do Pluton Saubinha e os depósitos de estanho associados, Rondônia*. Dissertação (Mestrado). Rio Claro: Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP. 153 p.

Farias, V. (2017). *Geologia, litogeoquímica e geocronologia U-Pb (SHRIMP) do plúton, associado à mineralização de Sn, Saubinha: SW do Cráton Amazônico: distrito mineiro de São Lourenço-Macisa (RO)*. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, SP, 171 p

- Frost, C. D., Frost, B. R. (2011). On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin. *Journal of Petrology*, 52, 39 – 53.
- Frost B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J., Frost, C. D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks, *Journal of Petrology*, 42, 2033 – 2048.
- Frost, C. D; Frost, B. R. (1997). Reduced rapakivi-type granites: the tholeiite connection. *Geology*, 25, 647 – 650.
- Haapala, I., Rämö, O.T. (2015). Deposits related to granites. In: Maier, W.D., O'Brien, H., Lahtinen, R. (Eds.), *Mineral Deposits of Finland*. Elsevier, Amsterdam. 531 – 551.
- Haapala, I. (1995) Metallogeny of the rapakivi granites. *Mineralogy and Petrology*, 54, 149 – 160.
- Haapala, I.; Rämö, O. T. (1992). Tectonic setting and origin of the Proterozoic rapakivi granites of southeastern Fennoscandia. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 83, 165 – 171.
- Hasui, Y., Carneiro, C. D. R., de Almeida, F. F. M., Bartorelli, A. (2012). Cráton Amazônico: províncias Rio Branco e Tapajós. In: Hasui, Y. et al. (Org.). *Geologia do Brasil*. São Paulo: Beca, p. 138 – 175.
- Hassui, Y.; Almeida, F. F. M. (1985). The central Brazil shield reviewed. *Episodes*, 8, 29 – 37.
- Heinonen, A. (2010). *Introduction to the rapakivi granites and associated rocks of southeastern Finland*. In: Heinonen, A.; Lukkari, S.; Rämö, T. (org.). Guide to the IGCP-510 (A-type granites and Related Rocks through Time) Field Trip, Southeastern Finland. 14-18. Department of Geosciences and Geography C3. Helsinki University Print, Helsinki, Finland, p. 8-12.
- Henderson, C. M. B.; Martins, J. S.; Mason, R. A. (1989). Compositional relations in Li-micas from S. W. England and France: an iron- and electron-microprobe study. *Mineralogical Magazine*. 53, 427 – 449.
- Hibbard, M. J. (1995). *Petrography to petrogenesis*. Jersey: Prentice.
- Hibbard, M. J. (1981). The magma mixing origin of mantled feldspars. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76, 158 – 170.

- Hutchison, C. S. (1974). *Laboratory handbook of petrographic techniques*. Wiley Interscience.
- Iberber, W. (1999). The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, 489 – 508.
- Irvine, T. N.; Baragar, W. R. A. (1971) A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8, 523 – 548.
- Isotta, C. A. L., Carneiro, J. M., Kato, H. T., Barros, R. J. L. (1978). Projeto Província Estanífera de Rondônia, 406 p.
- Jiang, X. Y.; Ling, M. X.; Wu, K.; Zhang, Z. K.; Sun, W. D.; Sui, Q. L.; Xia, X. P. (2018). Insights into the origin of coexisting A₁- and A₂-type granites: Implications from zircon Hf-O isotopes of the Huayuangong intrusion in the Lower Yangtze River Belt, eastern China. *Lithos*, 230 – 243.
- Kamaunji, V. D.; Wang, L. X.; Ahmed, H. A.; Zhu, Y. X.; Vincent, V. I.; Girei, M. B. (2020). Coexisting A₁ and A₂ granites of Kudaru Complex: implications for genetic and tectonic diversity of A-type granite in the Younger Granite Province, north-central Nigeria. *International Journal of Earth Sciences*. 109, 511 – 535.
- Kloosterman, J. B. (1968). Uma província do tipo Nigeriano no sul da Amazônia. *Eng. Min. Metal*, 48, 59 – 64 e 167 – 168.
- Kloosterman, J. B. (1966). Granites and rhyolites of São Lourenço: A vulcano-Plutonic complex in southern Amazonia. *Eng. Min. Met.*, 44 (262): 169 – 171.
- Kühne, R.; Wasternack J.; Schulze H. (1972). Postmagmatische Meta-somatose im Endo-Exokontakt der jüngeren postkinematischen Granite des Erzgebirges. *Geologie*, 21, 457 – 493.
- Leake, B. E., Woolley, A. R.; Arps, C. E. S.; Birch, W.; Gilbert, M. C.; Hawthorne, F. C.; Grice, J. D.; Kato, A.; Kisch, H.; Krivovichev, V.; Linthout, K.; Laird, J.; Mandarino, J. A.; Maresch, W.; Nickel, E.; Rock, N. M. S., Schumacher, J. C; Smith, D. C.; Stephenson, N. C. N; Ungaretti, E. J. W.; Youzhi, G. (1997). Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association,

commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist*, 35, 219 – 246.

Lenharo, S. L. R.; Moura, M. A.; Botelho, N. F. (2002). Petrogenetic and mineralization processes in Paleo- to Mesoproterozoic rapakivi granites: examples from Pitinga and Goiás, Brazil. *Precambrian Research*, 119, 277 – 299.

Leite Junior, W. B.; Payolla, B. L.; Bettencourt, J. S.; Dias, C. A. T. (2014). 1.38 – Ga A-type granites related to the evolution of the Rondonian-San Ignacio orogenic system, SW Amazonian Craton, Brazil: a geochemical overview. *Comunicações Geológicas*. 101, nº. Especial I, 125 – 129. Portugal – Porto: IX CNG/2º CoGeLiP. Disponível em: https://www.lneg.pt/wp-content/uploads/2020/03/23_2971_ART.CG14_ESPECIAL_I.pdf, acessado em 20 de fevereiro de 2020.

Leite Júnior, W. B. (2002). *A suíte intrusiva Santa Clara e a mineralização polimetálica (Sn, W, Nb, Ta, Zn, Cu e Pb) associada*. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia, USP, São Paulo, p. 305.

Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A. J., Keller, M. J. (1989). *A Classification of igneous rocks and glossary of terms*, Blackwell, Oxford, 193 p.

Li, W. Y.; Chang, Q. M. A.; Liu, Y. Y.; Robinson, P. T. (2012). Discovery of the Indosinian aluminum A-type granite in Zhejiang Province and its geological significance. *Science China Earth Sciences*. 1, 13 – 25.

Liverton, T.; Botelho, N. F. (2001). Fractionated alkaline rare-metal granites: two examples. *Journal of Asian Earth Sciences*, 19, 399 – 412.

Liverton, T.; Alderton, D. H. M. (1994). Plutonic rocks of the Thirtymile Range, Dorsey Terrane: ultra fractionated tin granites in the Yukon. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 31, 1557-1568. 31, 1557 – 1568.

Lobato, F. P. N. S., Apeel, L. E., Godoy, M. C. F. T., Ritter, J. E. (1966). Pesquisa de cassiterita no Território Federal de Rondônia. Relatório Final, Boletim nº. 125, p. 209. MME/DNPM/DFPM.

Loiselle, M. C., Wones, D. R. (1979). Characteristics and origin of anorogenic granites: *Geological Society of America. Abstracts with Programs*, vol. 11, 468 p.

- Manning, D. A. C.; Hill, P. I. (1990). The petrological and metallogenetic significance of topaz granite from the southwest England orefield. In: Stein, H. J.; Hannah, J. L. (ed). *Ore-bearing granite system, petrogenesis and mineralizing processes. Boulder*. The Geological Society of America, Special Paper, 246, 51 – 69.
- Matos, J. F.; Kinney, S.; Dorais, M. J.; Christiansen, E. H. (2023). An E_{Hf} and ^{18}O isotopic study of zircon of the Mount Osceola and Conway Granites, White Mountain Batholith, New Hampshire: Deciphering the petrogenesis of A-type granites.
- McDonough, W.F.; Sun, S. (1995). The composition of the Earth, *Chemical Geology*, 120, *Lithos*. 223 – 253.
- Meschede, M. (1986) A method of discrimination between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56, 207 – 218.
- Monier, G.; Robert, J. L. (1986). Evolution of the miscibility gap between muscovite and biotite solid solutions with increasing lithium content: an experimental study in the system $\text{K}_2\text{O}-\text{Li}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{HF}$ at 600°C , 2 kbar $P_{\text{H}_2\text{O}}$: comparison with natural lithium micas. *Mineralogical Magazine*, 50, 641 – 651.
- Morimoto, N.; Gardá, M. G.; Atencio, A. (1990). Nomenclatura de piroxênios. *Revista Brasileira de Geociências*, 20, 318 – 328.
- Mount, M. (2009). Technical Report: The São Lourenço Tin Project, Rondônia State. Payolla, B. L. e Pinho, O. G. Relatório final do Maciço Pedra Branca executado pelo Projeto Granito, Cachoeirinha, Rondônia. Coordenador Bettencourt, J. S. Arquivos da Mineração Oriente Novo S. A., São Paulo, SP, p 69. (Inédito)
- Murphy, J. B.; Shellnutt, J. G.; Collins, W. J. (2018). Late Neoproterozoic to Carboniferous genesis of A-type magmas in Avalonia of northern Nova Scotia: repeated partial melting of anhydrous lower crust in contrasting tectonic environments. *International Journal of Earth Sciences*, 107, 587 – 599.
- Nardy, A. J. R.; Enzweiler, J.; Bahia Filho, O.; Oliveira, M. A. F.; Peneiro, M. A. V. (1997). Determinação de elementos maiores e menores em rochas silicáticas por espectrometria de fluorescência de raios X: resultados preliminares. In: VI Congresso Brasileiro de Geoquímica, Salvador (BA). Resumos Expandidos. Salvador, p. 346 – 348.

- Nédélec, A.; Bouchez, J. L. (2014). *Granites: Petrology, Structure, Geological setting and Metallogeny*. Oxford University Press, New York, 335p.
- Oliveira, C. E. S.; Bergami, G. N.; Valentim da Silva, D. R.; Medeiros, C. G.; Ribeiro, T. J.; Scandolara, J. E.; Oliveira Neto, W. L. (2022). *Mapa Geológico do Projeto Geologia e Recursos Minerais da Porção Noroeste do Estado de Rondônia*. Porto Velho: SGB/CPRM, 1 mapa, color., Escala 1:250.000
- Payolla, B. L.; Bettencourt, J. S.; Kozuch, M., Leite Jr. W. B.; Fetter, A.H.; Schmus, W. R. V. (2002). Geological Evolution of the Basement Rocks in the East-Central part of the Rondônia Tin Province, SW Amazonian Craton Brazil: U-Pb and Sm-Nd Isotopic Constraints. *Precambrian Research*, 119, 141 – 169.
- Payolla, B. L.; Bettencourt, J. S.; Kozuch, M., Leite Júnior, W. B.; Fetter, A. H.; Van Schmus, W. R. (2001a). Geological Evolution of the basement rocks in the central-eastern part of the Rondônia Tin Province, Sw Amazonian Craton, Brazil: U-Pb and Sm-Nd isotopic constraints. In: Bettencourt, J. S.; Teixeira, W.; Pacca, I.; Geraldés, M. C.; Sparrenberg, I. (ed.). *Geology of the Sw Amazonian Craton: state-of-the-art*. ID-USP/IGCP 426, *Extended Abstracts*, 45 – 47.
- Payolla, B. L.; Muzzolon, R.; Pinho, O. G.; Bettencourt, J. S. (1984). Estratigrafia preliminar e ambientes de deposição dos depósitos estaníferos secundários nos distritos de Cachoeirinha, Monte Negro e Oriente Novo, Estado de Rondônia. In: Simpósio Amazônico, Manaus. Atas MME/DNPM, 359 – 373.
- Pearce, J. A.; Harris, N. B. W.; Tindle A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956 – 983.
- Pearce, J. A.; Norry, M. J. (1979). Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 69, 33 – 47.
- Pearce, J. A.; Cann J. R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19, 290 – 300.
- Petronilho, L. (2009). Método Sm-Nd no CPGeo-IGc-USP: Procedimentos Analíticos Atualmente em Rotina. In *Boletim de Resumos Expandidos Simpósio 45 Anos de Geocronologia no Brasil*, v. 8, p. 116 – 118.

Priem, H. N. A.; Hoelrijk, N. A. I. M.; Hebeda, E. H.; Verschure, R. H.; Bon, E. H. (1971). Granitic Complexes and associated tin mineralizations of “Grenville” age in Rondônia, Western Brazil. *Geol. Soc. Am. Bull.* 82, 1095 – 1102.

Projeto RADAMBRASIL. Programa de integração nacional. Levantamentos de recursos naturais. (1978). Folha SC. 20 Porto Velho, vol. 16, 651p.

Quadros, M. L. E. S.; Rizzotto, G. J. (2007) (org.). *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Rondônia. Porto Velho*. CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Texto Explicativo do Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado de Rondônia (Escala 1:1.000.000). 154 p.

Rämö, O. T., Haapala, I. (1995). One hundred years of rapakivi granite. *Mineralogy and Petrology*, 52, 129 – 185.

Ransey, C. R. (1986). Specialized felsic plutonic rocks of the Arabian shield and their precursors. *Journal of African Earth Sciences*, 4, 153 – 168.

Rizzotto, G. J., Alves, C. L., Rios, F. S., Barros, M. A. S. (2019). The Western Amazonia Igneous Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 96, 1 – 12.

Rizzotto, G. J., Hartmann, L. A., Santos, J. O. S., McNaughton, N. J. (2014). Tectonic evolution of the southern margin of the Amazonian craton in the late Mesoproterozoic based on field relationships and zircon U-Pb geochronology. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 86, 57 – 84.

Rizzotto, G. J.; Santos, J. O. S.; Hartmann, L. A.; Tohver, E.; Pimentel, M. M.; McNaughton, N. J. (2013). The Mesoproterozoic Guaporé suture in the SW Amazonian Craton: Geotectonic implications based on field geology, zircon geochronology and Nd-Sr isotope geochemistry. *Journal of South American Earth Sciences*, 48, 271 – 295.

Rizzotto, G. J.; Quadros, M. L. do E. S.; Bahia, R. B. C.; Cordeiro, A. V. (2004). Folha SC. 20- Porto Velho. In: Schobbenhaus, C., Gonçalves, J. H., Santos, J. O. S., Abram, M. B., Leão Neto, R., Matos, G. M. M., Vidotti, R. M., Ramos, M. A. B., Jesus, J. D. A de (Eds.). *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas Programa Geologia do Brasil*. Brasília: CPRM, 2004.

Santos, H. G. dos; Carvalho Júnior, W.; Dart, R. O.; Áglío, M. L. D.; Sousa, J. S.; Pares, J. G.; Fontana, A.; Martins, A. L. S.; Oliveira, A. P. O. (2011). O novo mapa de solos do Brasil: legenda atualizada. *Documentos 130*. Rio de Janeiro, 67 p.

Santos, J. O. S.; Rizzotto, G. J.; Potter, P. E.; McNaughton, N. J.; Matos, R. S.; Hartmann, L. A.; Chemale, F.; Quadros, M. E. S. (2008). Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in West Amazon Craton based on mapping and U – Pb geochronology, *Precambrian Research*, 65, 3 – 4.

Santos, J. O. S.; Rizzotto, G. J.; Easton, M. R.; Potter, P. E.; Hartmann, L. A.; McNaughton, N. J. (2002). The Sunsás Orogen in Western Amazon Craton, South America and correlation with the Grenville Orogen of Laurentia, based on U-Pb isotopic study of detrital and igneous zircons. Denver: *Geological Society of America*.

Santos, J. O. S.; Hartmann, L. A.; Gaudette, H. E.; Groves, D. I.; McNaughton, N. J.; Fletcher, I. R. (2000). A new understanding of the Amazon Craton Provinces based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 4, 453 – 488.

Scandolara, J. E.; Correa, R. T.; Fuck, R. A.; Souza, V. S.; Rodrigues, J. B.; Ribeiro, P. S. E.; Frasca, A. A. S.; Saboia, A. M.; Lacerda Filho, J. V. (2017). Paleo-Mesoproterozoic arc-accretion along the southwestern margin of the Amazonian craton: The Juruena accretionary orogen and possible implications for Columbia supercontinent. *Journal of South American Earth Sciences*, 73, 223 – 247.

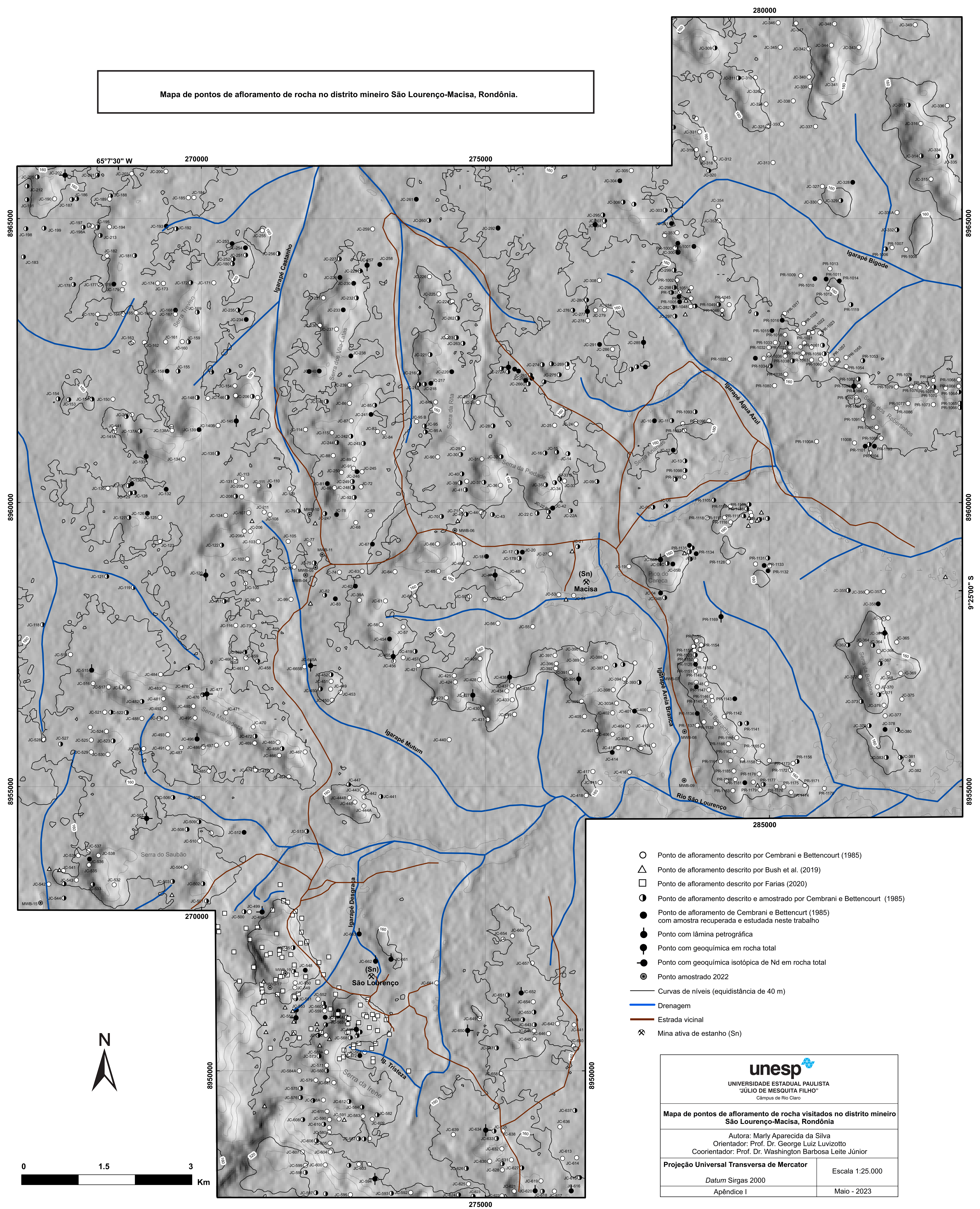
Scandolara, J. E., Fuck, R. A., Dall’agnol, R., Dantas, E. L. (2013 a). Geochemistry and origin of the early Mesoproterozoic mangerite-charnockite-rapakivi granite association of the Serra da Providencia suíte and associated gabbros, central-eastern Rondonia, SW Amazonian Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 45, 166 – 193.

Shand, S. J. (1943) Eruptive Rocks. Their Genesis Composition. Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite. John Wiley & Sons, New York.

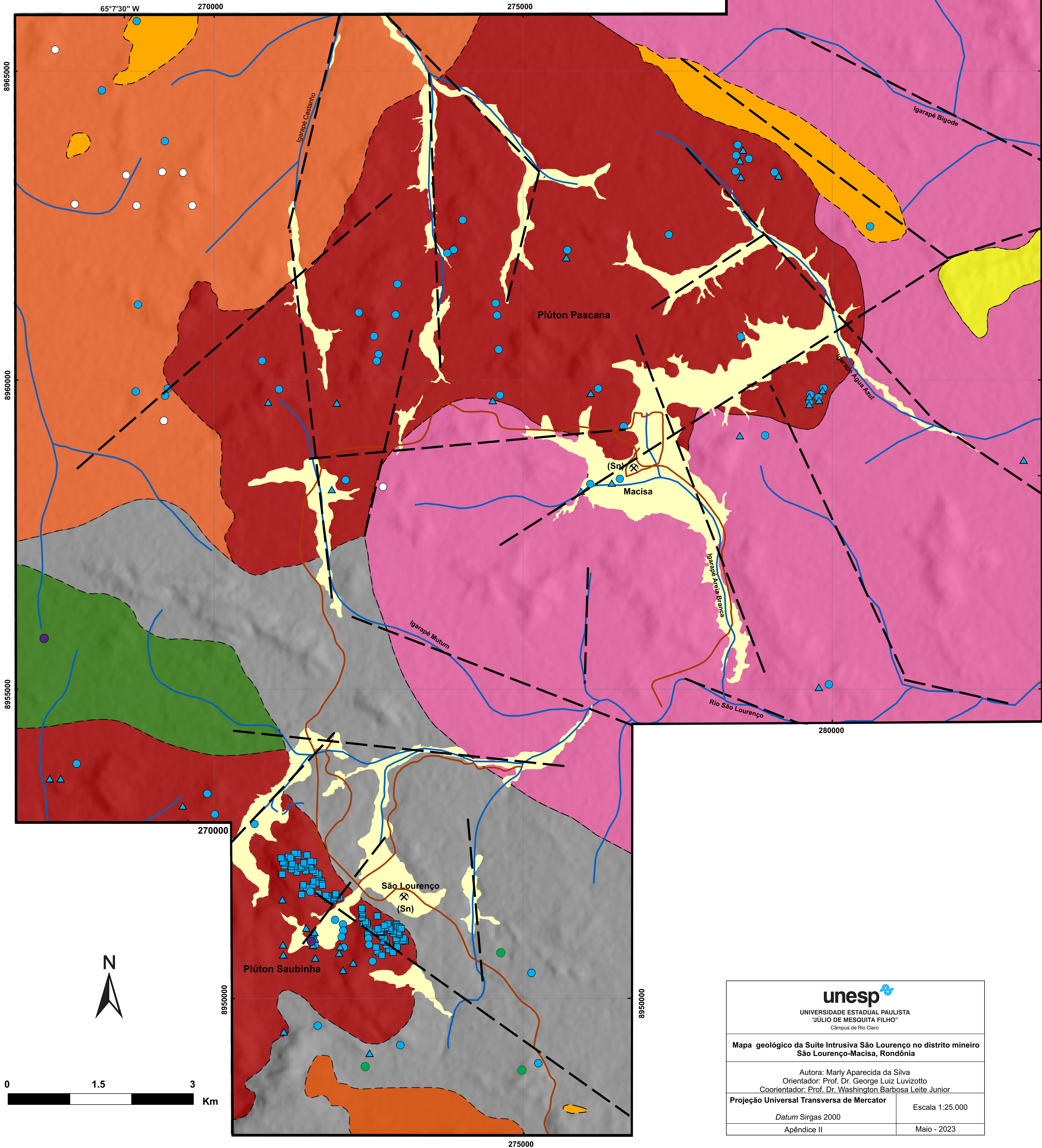
- Souza, S. (2009). Métodos Radiométricos Rb-Sr e Sm-Nd no CPGeo-IGc-USP. In *Boletim de Resumos Expandidos Simpósio 45 Anos de Geocronologia no Brasil*, p. 137–139.
- Štemprok, M. (1987). Greisenization (a review). *Geologische Rundschau*, 76, 169 – 175.
- Stone, M.; Klomínský, J.; Rajpoot, G. S. (1997). Composition of trioctahedral micas in the Karlovy Vary Pluton, Czech Republic and a comparison with those in the Cornubian Batholith, SW England. *Mineralogical Magazine*, 61, 791 – 807.
- Stone, M.; Exley, C.S.; George, M.C. (1988). Compositions of trioctahedral micas in the Cornubian batholith. *Mineralogical Magazine*, 52, 175 – 192.
- Streckeisen, A. (1976). To each Plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12, 1 – 33.
- Sun, Y.; Ma, C.; Liu, Bin. (2021). Important role of magma mixing in generating the Late Cretaceous Shima intrusion along the Middle-Lower Yangtze River belt: Evidence from petrology, geochemistry, and zircon U-Pb-Hf isotopes. *Lithos*, 106143, 1 – 14.
- Tassinari C. C. G.; Macambira M. J. B. (2004). A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Dal Ré Carneiro, C., Brito-Neves, B. B. (eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo. p. 471-485, 2004.
- Tassinari, C. C. G.; Bettencourt, J. S.; Geraldés, M. C., Macambira, M. J. B.; Lafon, J. M. (2000). The Amazonian Craton. In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomas Filho, A.; Campos, D. A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro, SBG-IUGS, 41 – 95.
- Tassinari, C. C. G.; Macambira, M. J. B. (1999). Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22, 174 – 182.
- Tassinari, C. C. G. (1996). O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos IGCUSP, São Paulo, *Tese de Livre Docência*, p. 139.
- Teixeira, W.; Geraldés, M. C.; Matos, R.; Ruiz, A. S.; Saes, G.; Vargas-Mattos, G. (2010). A review of the tectonic evolution of the Sunsás belt, SW Amazonian Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 47– 60.

- Teixeira, W.; Tassinari, C. C. G.; Cordani, U, G; Kawashita, K. (1989). A review of the geochronology of the Amazonian craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, 42, 213 – 227.
- Tischendorf, G., Gottesmann, B., Förster, H. J., Trumbull, R. B. (1997). On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine*, 61, 809 – 834.
- Tischendorf, G.; Förster, H. J.; Gottesmann, B. (2001). Minor-and trace-element composition of trioctahedral micas: a review. *Mineralogical Magazine*, 65, 249 –276.
- Tohver, E.; Van Der Pluijm B.; Van Der Voo; R. Rizzotto G.; Scandolara, J. E. (2002). Paleogeography of the Amazon craton at 1.2 Ga: early Grenvillian collision with the Liano segment of Laurentia. *Earth and Planetary Science Letters*, 6188, 1 – 16.
- Vernon R. H. (2016). Rapakivi granite problems: plagioclase mantles and ovoid megacrysts, *Australian Journal of Earth Sciences*, 63, 675 – 700.
- Vorma, A. (1976). On the geochemistry of rapakivi granites with special reference to the Laitila massif, southwestern Finland. *Geology Survey Finland Bulletin*, 285, 1 – 98.
- Waghorn, J. G. (1974). The geology of Rondônia (western Brasil), with special reference to the tin-bearing complexes and placers deposits. Faculty of Science, University of London, *Tese de doutoramento*, 293 p.
- Whalen, J. B.; Currien, K. L.; Chappel, B. W. (1987). A-type granites; geochemical characteristics, discriminations and petrogenesis. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 95, 407 – 419.
- Whitney, D. L.; Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185 – 187.
- Yin, L.; Pollard, P. J.; Shouxi, H.; Taylor, R. G. (1995). Geologic and geochemical characteristics of the Yichum Ta-Nb-Li deposits, Juangxi, South China. *Economic Geology*, 90, 577 – 585.

Mapa de pontos de afloramento de rocha no distrito mineiro São Lourenço-Macisa, Rondônia.



Mapa geológico da Suíte Intrusiva São Lourenço-Carinpunas na região do Distrito Mineiro São Lourenço-Macisa, Rondônia.



CENOZOICO

Sedimentos coluvionares e aluvionares lavrados

NEO-MESOPROTEROZOICO

Formação Palmeiral (<1,03 Ga)

Arenitos arcoseanos, quartzo-arenitos e conglomerados polimíticos.

MESOPROTEROZOICO

Suíte Intrusiva São Lourenço-Carinpunas (1,32 - 1,30 Ga)

A

D: Granitos equigranulares, porfíricos e seriados com biotita

Biotita sienogranitos com topázio e álcali-feldspato granito equigranulares, porfíricos e seriados de coloração rosa, alaranjada e cinza rosada com cristais globulares de quartzo, tabulares de feldspato potássico e arredondados de plagioclásio dispersos em matriz equigranular fina.

A B C

C: Gabros, microgabros, hornblenda quartzo monzonitos e granitos pórfiros

Gabros, microgabros, hornblenda quartzo-monzonitos e granitos pórfiros cinza escuro de granulação fina a média, eventualmente porfíricos, de matriz ofítica a subofítica, com raros megacristais de feldspato potássico.

B: Granitos pórfiros com hornblenda e/ou biotita

Granitos porfíricos de coloração rosada, rosa avermelhada e acinzentada com pórfiros arredondados de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio imersos em matriz panxenomórfica. São isotrópicos e contém entre 5 e 7% de minerais máficos, predominantemente hornblenda e/ou biotita.

A: Viborgitos, piterilitos e granitos seriados com hornblenda e/ou biotita

Quartzo-sienitos e sienogranitos de cor rosa a rosa acinzentados com megacristais ovalados e arredondados de feldspato potássico (até 6 cm), localmente textura rapakivi. O plagioclásio é esbranquiçado, com tamanho médio de 1,0 cm e o quartzo é arredondado. Os minerais máficos, hornblenda e biotita, oscilam desde 3 até 10%.

PALEOPROTEROZOICO

Formação Mutum-Paraná (ca. 1,75 Ga)

Quartzo-metarenites e metassilitos, localmente com níveis de metargilitos e metatufo.

Convenções cartográficas e geológicas

Drenagem

Estrada vicinal

Mina ativa de estanho (Sn)

Falha e/ou fratura inferida

Contato litológico inferido

Biotita quartzo greisen, Muscovita quartzo greisen e Quartzo greisen, (Bush, 2019).

Zonas de greisens. (Farias, 2020).

Biotita quartzo greisen, quartzo greisen, mica quartzo greisen e mica greisen, Cembrani e Bettencourt (1895).

Zonas de blocos e veios de quartzo, (Cembrani e Bettencourt 1985)

Diques de granitos pórfiro

Diques de diabásio

Brecha silicosa

unesp

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
"JÚLIO DE MESQUITA FILHO"
Câmpus de Rio Claro

Mapa geológico da Suíte Intrusiva São Lourenço no distrito mineiro
São Lourenço-Macisa, Rondônia

Autora: Marly Aparecida da Silva
Orientador: Prof. Dr. George Luiz Luvizotto
Coorientador: Prof. Dr. Washington Barbosa Leite Junior

Projeção Universal Transversa de Mercator

Escala 1:25.000

Datum Sirgas 2000

Apêndice II

Maior - 2023

APÊNDICE C

Tabela 8: Análises químicas por microsonda eletrônica em cristais de piroxênio.

Rocha	Unidade C														
	Gabro												Microgabro		
Amostra	JC-634-1c	JC-634-1b	JC-634-2c	JC-634-2b	JC-634-3c	JC-634-3b	JC-477-1c	JC-477-1b	JC-477-2c	JC-477-2b	JC-477-3c	JC-477-3b	JC-665A-1	JC-665A-2	JC-665A-3
Posição	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	centro	centro
SiO ₂ (%)	50,03	51,44	50,84	47,92	49,38	50,59	50,60	47,73	48,27	46,17	51,59	49,67	49,63	50,28	50,85
TiO ₂	0,14	0,12	0,24	0,68	0,06	0,15	1,15	0,80	0,81	1,07	1,02	1,59	1,85	1,63	1,44
Al ₂ O ₃	2,60	2,46	2,77	4,47	3,97	2,71	2,31	5,19	5,41	6,77	1,73	2,74	2,80	2,55	2,10
FeO	20,59	20,32	20,27	21,19	20,73	19,17	10,52	20,72	18,01	20,51	10,45	11,20	10,45	10,09	10,18
MnO	1,15	1,12	1,07	1,22	1,06	0,93	0,28	0,36	0,30	0,38	0,24	0,26	0,21	0,21	0,24
MgO	8,43	9,35	9,51	7,32	9,18	9,84	14,44	9,08	10,94	9,27	14,71	13,57	12,42	12,75	13,40
CaO	11,46	12,03	11,79	12,19	11,64	11,88	19,23	11,07	11,35	10,74	19,12	18,95	21,07	21,03	20,73
Na ₂ O	0,26	0,26	0,34	0,39	0,29	0,31	0,29	0,66	0,72	1,18	0,28	0,32	0,45	0,38	0,34
K ₂ O	0,09	0,11	0,09	0,25	0,23	0,11	0,00	0,38	0,42	0,57	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00
Total	94,77	97,19	96,91	95,63	96,54	95,69	98,82	95,99	96,23	96,66	99,18	98,31	98,89	98,92	99,28
Wo (%)	28,54	28,80	28,30	30,59	28,09	28,79	40,27	27,57	27,77	26,88	39,89	40,52	45,14	44,93	43,63
En (%)	29,21	31,15	31,74	25,54	30,84	33,19	42,07	31,47	37,26	32,29	42,70	40,36	37,03	37,90	39,23
Fs (%)	42,25	40,06	39,96	43,87	41,07	38,02	17,66	40,96	34,97	40,83	17,41	19,12	17,83	17,17	17,13
mg#	0,41	0,44	0,44	0,37	0,43	0,47	0,70	0,43	0,52	0,44	0,71	0,68	0,68	0,69	0,70

Tabela 9: Análises químicas por microsonda eletrônica em cristais de anfibólio.

Rocha	Unidade A											
	Viborgito								Piterlito			
Amostra	JC-257-1c	JC-257-1b	JC-257-2c	JC-257-2b	JC-257-3c	JC-257-3b	JC-257-4c	JC-257-4b	JC-594-1c	JC-594-1b	JC-594-2b	JC-594-3b
Posição	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	borda	borda
SiO ₂ (%)	42,41	41,81	42,19	42,27	43,47	41,70	42,01	41,99	42,74	43,17	46,14	42,05
TiO ₂	1,77	1,81	1,72	1,66	0,81	1,74	1,61	1,57	0,92	1,06	0,36	1,53
Al ₂ O ₃	7,70	7,79	7,56	7,75	6,62	7,65	7,64	7,92	6,98	6,76	3,66	7,14
FeO	25,69	26,95	25,23	26,33	26,36	26,54	27,47	26,91	25,48	24,90	28,75	28,20
MnO	0,42	0,45	0,37	0,54	0,61	0,57	0,53	0,50	0,48	0,44	0,46	0,54
MgO	5,43	4,62	5,93	5,05	5,77	4,83	4,65	4,78	6,20	6,33	5,13	4,48
CaO	10,49	10,57	10,52	10,40	10,16	10,08	10,34	10,42	10,33	10,47	9,92	10,16
Na ₂ O	1,92	2,03	1,98	1,56	1,77	1,57	1,61	1,76	1,95	1,83	1,33	1,88
K ₂ O	1,27	1,28	1,21	1,24	1,01	1,63	1,29	1,28	1,15	1,15	0,75	1,16
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	97,10	97,29	96,72	96,81	96,57	96,31	97,15	97,15	96,23	96,12	96,51	97,13
Fórmula estrutural												
Si	6,66	6,62	6,64	6,65	6,80	6,62	6,61	6,61	6,72	6,80	7,24	6,64
Al ^{IV}	1,34	1,38	1,36	1,35	1,20	1,38	1,39	1,39	1,28	1,20	0,68	1,33
Al ^{VI}	0,09	0,07	0,04	0,08	0,03	0,05	0,03	0,08	0,02	0,05	0,00	0,00
Ti	0,21	0,22	0,20	0,20	0,10	0,21	0,19	0,19	0,11	0,13	0,04	0,18
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,46	0,42	0,53	0,65	0,83	0,68	0,73	0,63	0,73	0,58	0,86	0,78
Fe ²⁺	2,92	3,15	2,79	2,82	2,62	2,84	2,88	2,92	2,62	2,70	2,92	2,94
Mn	0,06	0,06	0,05	0,07	0,08	0,08	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	0,07
Mg	1,27	1,09	1,39	1,18	1,35	1,14	1,09	1,12	1,45	1,48	1,20	1,05
Ca	1,77	1,79	1,77	1,75	1,70	1,71	1,74	1,76	1,74	1,77	1,67	1,72
Na	0,59	0,62	0,60	0,47	0,54	0,48	0,49	0,54	0,60	0,56	0,40	0,57
K	0,26	0,26	0,24	0,25	0,20	0,33	0,26	0,26	0,23	0,23	0,15	0,23
(Ca+Na) (B)	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na (B)	0,23	0,21	0,23	0,25	0,30	0,29	0,26	0,24	0,26	0,23	0,33	0,28
(Na+K) (A)	0,61	0,67	0,62	0,48	0,44	0,53	0,50	0,55	0,57	0,56	0,22	0,53
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,30	0,26	0,33	0,30	0,34	0,29	0,27	0,28	0,36	0,35	0,29	0,26
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Al ^{VI})	0,84	0,86	0,93	0,89	0,97	0,93	0,96	0,89	0,97	0,92	1,00	1,00

Continuação...

Rocha	Unidade A							Unidade B				
	Piterlito							Granito pórfiro I				
Amostra	JC-594-10b	JC-594-11c	JC-594-11b	JC-594-12c	JC-594-12b	JC-594-13c	JC-594-13b	JC-361-1	JC-361-2	JC-361-3	JC-361-4	JC-361-5
Posição	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	centro	centro	centro	centro
SiO ₂ (%)	42,66	42,53	42,20	42,13	44,81	42,50	40,98	42,65	43,99	42,55	42,82	43,06
TiO ₂	0,35	1,41	1,57	1,39	0,02	0,85	0,40	0,77	0,78	0,98	0,85	0,57
Al ₂ O ₃	7,18	7,21	7,36	7,53	5,98	7,15	8,00	7,33	6,25	6,63	6,48	6,96
FeO	27,17	26,31	26,64	27,59	30,99	26,73	28,61	25,46	26,08	26,83	26,54	26,21
MnO	0,51	0,42	0,45	0,55	0,50	0,46	0,58	0,55	0,58	0,49	0,51	0,49
MgO	5,60	5,39	5,19	4,20	2,33	5,43	3,83	5,88	5,79	5,17	5,52	5,91
CaO	10,89	10,56	10,68	10,47	11,77	10,55	10,26	10,70	10,44	10,36	10,36	10,55
Na ₂ O	1,74	1,86	1,75	1,83	0,48	1,78	1,88	1,87	1,72	1,75	1,79	1,85
K ₂ O	1,28	1,21	1,25	1,31	0,47	1,28	1,23	1,19	1,10	1,23	1,23	1,30
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,00	-0,01	0,00	-0,01	-0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	97,40	96,90	97,10	97,00	97,37	96,73	95,73	96,40	96,72	95,99	96,10	96,90
Fórmula estrutural												
Si	6,69	6,70	6,65	6,69	7,13	6,71	6,59	6,73	6,90	6,78	6,79	6,76
Al ^{IV}	1,31	1,30	1,35	1,31	0,87	1,29	1,41	1,27	1,10	1,22	1,21	1,24
Al ^{VI}	0,02	0,04	0,02	0,10	0,25	0,03	0,11	0,09	0,06	0,02	0,00	0,04
Ti	0,04	0,17	0,19	0,17	0,00	0,10	0,05	0,09	0,09	0,12	0,10	0,07
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,76	0,54	0,56	0,48	0,35	0,69	0,83	0,57	0,61	0,65	0,68	0,70
Fe ²⁺	2,80	2,92	2,96	3,18	3,77	2,84	3,02	2,79	2,81	2,93	2,84	2,74
Mn	0,07	0,06	0,06	0,07	0,07	0,06	0,08	0,07	0,08	0,07	0,07	0,07
Mg	1,31	1,27	1,22	0,99	0,55	1,28	0,92	1,38	1,36	1,23	1,31	1,38
Ca	1,83	1,78	1,80	1,78	2,01	1,78	1,77	1,81	1,75	1,77	1,76	1,77
Na	0,53	0,57	0,54	0,56	0,15	0,54	0,59	0,57	0,52	0,54	0,55	0,56
K	0,26	0,24	0,25	0,27	0,10	0,26	0,25	0,24	0,22	0,25	0,25	0,26
(Ca+Na) (B)	2,00	2,00	2,00	2,00	2,01	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na (B)	0,17	0,22	0,20	0,22	0,00	0,22	0,23	0,19	0,25	0,23	0,24	0,23
(Na+K) (A)	0,62	0,59	0,59	0,61	0,24	0,59	0,61	0,62	0,50	0,56	0,56	0,60
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,32	0,30	0,29	0,24	0,13	0,31	0,23	0,33	0,33	0,30	0,32	0,34
Fe ³ /(Fe ³ +Al ^{VI})	0,98	0,93	0,96	0,83	0,58	0,95	0,88	0,86	0,92	0,97	1,00	0,94

Continuação...

Rocha	Unidade B											
	Granito pórfiro I											
Amostra	JC-361-6	JC-361-7	JC-361-8	JC-361-10	JC-361-11	JC-361-12	K-1081-1c	K-1081-1b	K-1081-3c	K-1081-3b	K-1081-4c	K-1081-4b
Posição	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	borda	centro	borda	centro	borda
SiO ₂ (%)	41,88	42,11	42,46	42,38	43,39	42,23	43,48	45,42	44,92	41,93	42,25	41,24
TiO ₂	0,78	0,89	0,90	0,54	0,77	0,48	0,87	0,46	1,07	1,07	1,12	1,42
Al ₂ O ₃	7,27	7,00	6,89	7,44	6,46	7,26	6,20	4,78	4,78	6,96	6,85	7,62
FeO	28,22	26,49	27,70	26,04	26,22	27,50	25,59	26,45	25,64	26,79	26,90	27,54
MnO	0,45	0,45	0,48	0,47	0,42	0,47	0,46	0,47	0,49	0,47	0,54	0,55
MgO	4,62	5,38	4,79	5,80	5,94	5,05	6,47	6,03	6,14	5,33	5,12	4,13
CaO	10,18	10,23	10,30	10,31	10,31	10,30	10,42	10,81	10,58	10,35	10,14	10,11
Na ₂ O	1,88	1,84	1,84	1,97	1,80	1,89	2,00	1,37	1,55	1,89	1,96	1,96
K ₂ O	1,22	1,27	1,10	1,27	1,13	1,18	1,04	0,82	0,78	1,24	1,12	1,17
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	96,51	95,66	96,47	96,21	96,44	96,39	96,53	96,61	95,95	96,03	96,00	95,73
Fórmula estrutural												
Si	6,65	6,71	6,73	6,69	6,82	6,69	6,82	7,12	7,09	6,67	6,72	6,62
Al ^{IV}	1,35	1,29	1,27	1,31	1,18	1,31	1,15	0,88	0,89	1,31	1,28	1,38
Al ^{VI}	0,01	0,02	0,02	0,07	0,01	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,07
Ti	0,09	0,11	0,11	0,06	0,09	0,06	0,10	0,05	0,13	0,13	0,13	0,17
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,87	0,73	0,74	0,77	0,74	0,84	0,69	0,55	0,47	0,73	0,72	0,64
Fe ²⁺	2,87	2,80	2,93	2,67	2,71	2,80	2,66	2,92	2,92	2,84	2,85	3,06
Mn	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,07
Mg	1,09	1,28	1,13	1,36	1,39	1,19	1,51	1,41	1,44	1,26	1,21	0,99
Ca	1,73	1,75	1,75	1,74	1,74	1,75	1,75	1,82	1,79	1,76	1,73	1,74
Na	0,58	0,57	0,57	0,60	0,55	0,58	0,61	0,42	0,47	0,58	0,60	0,61
K	0,25	0,26	0,22	0,26	0,23	0,24	0,21	0,16	0,16	0,25	0,23	0,24
(Ca+Na) (B)	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na (B)	0,27	0,25	0,25	0,26	0,26	0,25	0,25	0,18	0,21	0,24	0,27	0,26
(Na+K) (A)	0,56	0,57	0,54	0,60	0,51	0,57	0,57	0,40	0,42	0,60	0,56	0,59
Mg/(Mg+Fe ²)	0,28	0,31	0,28	0,34	0,34	0,30	0,36	0,33	0,33	0,31	0,30	0,24
Fe ³ /(Fe ³ +Al ^{VI})	0,99	0,97	0,97	0,91	0,98	0,95	1,00	0,99	1,00	1,00	1,00	0,91

Continuação...

Rocha	Unidade C										
	Hornblenda quartzo-monzonito										
Amostra	JC-507-1c	JC-507-2b	JC-507-3c	JC-507-3b	JC-507-4c	JC-507-10c	JC-507-10b	JC-507-11c	JC-507-11b	JC-507-12c	JC-507-12b
Posição	centro	borda	centro	borda	centro	centro	borda	centro	borda	centro	borda
SiO ₂ (%)	45,71	45,86	45,56	46,69	46,86	46,68	45,45	45,07	45,20	46,49	44,65
TiO ₂	1,08	1,48	1,12	1,10	0,92	1,19	1,27	1,37	0,64	0,93	1,08
Al ₂ O ₃	5,66	5,74	6,10	5,16	5,51	5,06	5,64	5,87	5,45	5,43	6,28
FeO	21,96	18,81	20,67	19,65	20,08	20,42	20,96	20,55	22,04	18,14	21,52
MnO	0,52	0,48	0,35	0,43	0,47	0,44	0,43	0,45	0,51	0,33	0,44
MgO	9,18	10,62	9,16	10,38	10,79	9,94	9,10	9,39	8,32	11,00	8,61
CaO	9,89	10,68	10,35	10,70	10,47	10,02	10,08	10,19	10,47	10,62	10,39
Na ₂ O	1,15	0,84	2,06	1,27	0,91	1,32	2,14	2,06	0,86	1,67	1,89
K ₂ O	0,79	0,88	0,98	0,62	0,86	0,73	0,82	0,81	0,82	0,89	0,97
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01
Total	95,95	95,39	96,35	95,99	96,86	95,80	95,92	95,76	94,31	95,51	95,84
Fórmula estrutural											
Si	6,93	6,96	6,98	7,07	6,98	7,07	6,99	6,93	7,05	7,07	6,90
Al ^{IV}	1,01	1,03	1,02	0,92	0,97	0,90	1,01	1,06	0,95	0,93	1,10
Al ^{VI}	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05	0,05	0,05
Ti	0,12	0,17	0,13	0,13	0,10	0,14	0,15	0,16	0,07	0,11	0,13
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	1,16	0,84	0,47	0,73	1,11	0,90	0,58	0,64	0,83	0,54	0,59
Fe ²⁺	1,62	1,55	2,17	1,76	1,39	1,69	2,12	2,00	2,04	1,77	2,19
Mn	0,07	0,06	0,04	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,04	0,06
Mg	2,08	2,40	2,09	2,34	2,39	2,24	2,09	2,15	1,93	2,50	1,98
Ca	1,61	1,74	1,70	1,74	1,67	1,63	1,66	1,68	1,75	1,73	1,72
Na	0,34	0,25	0,61	0,37	0,26	0,39	0,64	0,61	0,26	0,49	0,57
K	0,15	0,17	0,19	0,12	0,16	0,14	0,16	0,16	0,16	0,17	0,19
(Ca+Na) (B)	1,94	1,98	2,00	2,00	1,93	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na (B)	0,34	0,25	0,30	0,26	0,26	0,37	0,34	0,32	0,25	0,27	0,28
(Na+K) (A)	0,15	0,17	0,50	0,23	0,16	0,16	0,46	0,45	0,17	0,40	0,48
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,56	0,61	0,49	0,57	0,63	0,57	0,50	0,52	0,49	0,58	0,48
Fe ³ /(Fe ³ +Al ^{VI})	1,00	1,00	0,85	1,00	1,00	1,00	0,98	1,00	0,95	0,92	0,92

Tabela 10: Análises químicas por microsonda eletrônica em cristais de plagioclásio.

[illegible]

Continuação...

[illegible]

Continuação...

[illegible]

Continuação...

[illegible]

Continuação...

[illegible]

Continuação...

[illegible]

Tabela 11: Análises químicas por microsonda eletrônica em cristais de micas.

Rocha	Unidade A						Unidade D					
	Viborgito						Biotita sienogranito equigranular com topázio					Biotita sienogr. porfirítico
	JC-257-1c	JC-257-1b	JC-257-2c	JC-257-2b	JC-257-3c	JC-257-3b	JC-264-1c	JC-264-2c	JC-264-2b	JC-264-3c	JC-264-3b	JC-292-1c
Posição	centro	borda	centro	borda	centro	borda	borda	centro	borda	centro	borda	centro
SiO ₂ (%)	35,86	35,73	36,22	36,07	35,43	35,37	37,16	36,77	35,73	36,08	36,10	34,72
TiO ₂	3,42	3,08	3,20	3,36	3,43	3,48	0,72	1,86	1,04	1,82	1,14	2,21
Al ₂ O ₃	11,95	12,21	12,22	12,15	12,39	12,48	18,76	18,17	19,14	18,47	19,35	17,64
FeO	31,69	31,91	32,33	32,11	32,66	33,56	26,11	27,91	29,09	28,85	28,68	30,02
MnO	0,31	0,30	0,30	0,28	0,28	0,28	0,60	0,56	0,63	0,55	0,60	0,52
MgO	5,66	5,72	5,45	5,37	4,73	4,13	1,01	1,04	0,99	0,99	0,98	2,81
Na ₂ O	0,05	0,04	0,05	0,04	0,02	0,04	0,12	0,17	0,15	0,08	0,08	0,14
K ₂ O	8,80	8,49	8,96	8,85	8,75	8,50	8,58	9,13	9,28	9,24	9,16	8,89
BaO	0,17	0,18	0,17	0,12	0,10	0,13	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,18
Cl	0,44	0,46	0,44	0,41	0,49	0,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19
Li ₂ O*	0,74	0,70	0,84	0,80	0,62	0,60	1,11	1,00	0,70	0,80	0,81	0,49
H ₂ O*	3,71	3,70	3,75	3,74	3,68	3,67	3,82	3,87	3,83	3,85	3,86	3,70
Total	102,73	102,42	103,85	103,25	102,50	102,64	98,04	100,56	100,61	100,78	100,82	101,39
Si	5,62	5,61	5,62	5,62	5,59	5,59	5,83	5,70	5,59	5,62	5,61	5,44
Al ^{IV}	2,21	2,26	2,23	2,23	2,30	2,32	2,17	2,30	2,41	2,38	2,39	2,56
Al ^{VI}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,30	1,02	1,11	1,01	1,15	0,69
Al ^T	2,21	2,26	2,23	2,23	2,30	2,32	3,47	3,32	3,53	3,39	3,54	3,26
Ti	0,40	0,36	0,37	0,39	0,41	0,41	0,08	0,22	0,12	0,21	0,13	0,26
Fe	4,15	4,19	4,19	4,19	4,31	4,43	3,42	3,62	3,80	3,76	3,72	3,93
Mn	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,08	0,07	0,08	0,07	0,08	0,07
Mg	1,32	1,34	1,26	1,25	1,11	0,97	0,24	0,24	0,23	0,23	0,23	0,66
Li*	0,47	0,44	0,53	0,50	0,39	0,38	0,70	0,62	0,44	0,50	0,51	0,31
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,05	0,05	0,02	0,02	0,04
K	1,76	1,70	1,77	1,76	1,76	1,71	1,72	1,81	1,85	1,84	1,81	1,78
Ba	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
OH*	3,88	3,88	3,89	3,89	3,87	3,87	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	3,86
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09
Cl	0,12	0,12	0,11	0,11	0,13	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05
Fe/(Fe+Mg)	0,76	0,76	0,77	0,77	0,79	0,82	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,86

Continuação...

Rocha	Unidade D											
	Biotita sienogranito porfirítico							Biotita sienogranito equigranular fino a médio				
Amostra	JC-292-1b	JC-292-2c	JC-292-2b	JC-292-3c	JC-292-3b	JC-292-4c	JC-292-4b	SLV-90-1c	SLV-90-1b	SLV-90-2c	SLV-90-2b	SLV-90-3c
Posição	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro
SiO ₂ (%)	35,68	34,46	35,56	35,21	35,36	36,04	35,79	34,62	33,64	34,31	33,75	33,57
TiO ₂	2,32	1,75	2,01	2,27	2,33	1,81	1,90	2,58	2,44	2,41	2,16	2,25
Al ₂ O ₃	17,90	16,67	16,92	17,30	17,50	16,98	16,74	16,10	16,01	16,83	17,86	16,40
FeO	28,71	31,87	30,13	29,71	29,61	29,08	29,66	27,60	27,48	27,75	29,02	28,39
MnO	0,61	0,44	0,44	0,58	0,59	0,41	0,44	0,37	0,39	0,37	0,34	0,37
MgO	2,90	2,56	2,64	3,06	3,08	2,54	2,79	2,02	1,98	1,95	2,01	2,04
Na ₂ O	0,00	0,22	0,11	0,13	0,35	0,25	0,04	0,06	0,05	0,02	0,01	0,04
K ₂ O	9,15	8,56	8,99	8,92	9,04	8,23	9,04	9,21	9,07	9,07	8,07	8,72
BaO	0,03	0,04	0,09	0,07	0,05	0,04	0,02	0,02	0,00	0,03	0,00	0,02
F	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,49	1,35	1,41	1,04	1,26
Cl	0,23	0,19	0,19	0,18	0,26	0,13	0,15	0,47	0,47	0,44	0,38	0,36
Li ₂ O*	0,69	0,34	0,65	0,55	0,60	0,79	0,72	0,38	0,10	0,29	0,13	0,08
H ₂ O*	3,74	3,72	3,79	3,81	3,81	3,79	3,79	2,85	2,83	2,90	3,10	2,92
Total	101,98	100,77	101,55	101,77	102,55	100,10	101,07	97,05	95,13	97,10	97,39	95,88
Si	5,51	5,48	5,56	5,48	5,46	5,65	5,60	5,65	5,63	5,60	5,49	5,58
Al ^{IV}	2,49	2,52	2,44	2,52	2,54	2,35	2,40	2,35	2,37	2,40	2,51	2,42
Al ^{VI}	0,76	0,61	0,67	0,66	0,65	0,78	0,68	0,75	0,78	0,83	0,91	0,79
Al ^T	3,26	3,13	3,12	3,17	3,19	3,14	3,09	3,10	3,16	3,24	3,42	3,21
Ti	0,27	0,21	0,24	0,27	0,27	0,21	0,22	0,32	0,31	0,30	0,26	0,28
Fe	3,71	4,24	3,94	3,87	3,83	3,81	3,88	3,77	3,84	3,79	3,95	3,94
Mn	0,08	0,06	0,06	0,08	0,08	0,05	0,06	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05
Mg	0,67	0,61	0,61	0,71	0,71	0,59	0,65	0,49	0,49	0,48	0,49	0,51
Li*	0,43	0,22	0,41	0,35	0,37	0,50	0,45	0,25	0,07	0,19	0,09	0,06
Na	0,00	0,07	0,03	0,04	0,10	0,08	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01
K	1,80	1,74	1,79	1,77	1,78	1,65	1,80	1,92	1,93	1,89	1,67	1,85
Ba	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
OH*	3,85	3,95	3,95	3,95	3,93	3,97	3,96	3,10	3,15	3,15	3,36	3,23
F	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,77	0,71	0,73	0,53	0,66
Cl	0,06	0,05	0,05	0,05	0,07	0,03	0,04	0,13	0,13	0,12	0,10	0,10
Fe/(Fe+Mg)	0,85	0,87	0,86	0,84	0,84	0,87	0,86	0,88	0,89	0,89	0,89	0,89

Continuação...

Rocha	Unidade D			Greisen								
	Biotita sienogranito equigranular fino a médio			Li-fengita-quartzo greisen								
Amostra	SLV-90-3b	SLV-90-4c	SLV-90-4b	JC-266-1c	JC-266-1b	JC-266-2b	JC-266-2c	JC-266-3c	JC-266-3b	JC-266-4c	JC-266-4b	JC-266-5c
Posição	borda	centro	borda	centro	borda	borda	centro	centro	borda	centro	borda	centro
SiO ₂ (%)	32,66	33,71	33,79	45,18	49,35	45,89	45,21	47,63	44,74	46,05	45,85	45,80
TiO ₂	1,91	2,33	2,55	0,17	0,06	0,24	0,27	0,11	0,11	0,29	0,26	0,34
Al ₂ O ₃	17,53	16,63	16,44	31,01	27,06	30,72	31,30	30,63	31,19	30,73	31,28	30,99
FeO	29,93	28,08	28,38	7,09	6,92	5,20	6,26	5,73	7,18	5,44	5,65	5,58
MnO	0,42	0,33	0,36	0,11	0,16	0,06	0,06	0,08	0,15	0,06	0,08	0,08
MgO	1,97	1,98	1,89	0,11	0,38	0,57	0,35	0,21	0,11	0,81	0,50	0,47
Na ₂ O	0,07	0,08	0,05	0,15	0,04	0,22	0,21	0,16	0,17	0,20	0,23	0,31
K ₂ O	6,22	8,98	8,97	10,62	10,44	10,68	10,47	10,48	10,67	10,83	10,92	10,53
BaO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	-0,03	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01	0,02
F	1,01	0,94	1,32	1,49	2,11	1,73	1,81	1,96	1,30	2,08	2,12	2,56
Cl	0,32	0,37	0,44	0,02	0,00	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,05
Li ₂ O*	-0,18	0,12	0,14	0,39	0,58	0,46	0,49	0,54	0,33	0,57	0,58	0,72
H ₂ O*	3,02	3,09	2,90	3,63	3,39	3,53	3,49	3,50	3,71	3,39	3,39	3,16
Total	94,44	96,18	96,58	99,96	100,49	99,30	99,95	101,03	99,66	100,51	100,88	100,61
Si	5,48	5,57	5,57	6,24	6,74	6,32	6,22	6,44	6,20	6,30	6,25	6,26
Al ^{IV}	2,52	2,43	2,43	1,76	1,26	1,68	1,78	1,56	1,80	1,70	1,75	1,74
Al ^{VI}	0,94	0,81	0,77	3,28	3,10	3,31	3,30	3,32	3,30	3,25	3,28	3,26
Al ^{IV}	3,46	3,24	3,20	11,28	11,10	11,31	11,30	11,32	11,30	11,25	11,28	11,26
Ti	0,24	0,29	0,32	0,02	0,01	0,03	0,03	0,01	0,01	0,03	0,03	0,04
Fe	4,20	3,88	3,92	0,82	0,79	0,60	0,72	0,65	0,83	0,62	0,65	0,64
Mn	0,06	0,05	0,05	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
Mg	0,49	0,49	0,47	0,02	0,08	0,12	0,07	0,04	0,02	0,17	0,10	0,10
Li*	-0,12	0,08	0,10	0,22	0,32	0,26	0,27	0,29	0,18	0,31	0,32	0,40
Na	0,02	0,03	0,01	0,04	0,01	0,06	0,06	0,04	0,05	0,05	0,06	0,08
K	1,33	1,89	1,89	1,87	1,82	1,88	1,84	1,81	1,89	1,89	1,90	1,84
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
OH*	3,37	3,40	3,19	3,34	3,09	3,24	3,21	3,16	3,43	3,09	3,08	2,88
F	0,54	0,49	0,69	0,65	0,91	0,76	0,79	0,84	0,57	0,90	0,91	1,11
Cl	0,09	0,10	0,12	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Fe/(Fe+Mg)	0,90	0,89	0,89	0,97	0,91	0,84	0,91	0,94	0,97	0,79	0,86	0,87

Continuação...

Rocha	Greisen										
		Topázio-Li-fengita-quartzo greisen						Topázio-Li-siderofilita-quartzo greisen			
	Amostra	JC-266-5b	DDH-5/9b-1c	DDH-5/9b-1b	DDH-5/9b-2c	DDH-5/9b-2b	DDH-5/9b-3c	DDH-5/9b-3b	DDH-5/23-1c	DDH-5/23-1b	DDH-5/23-2c
Posição	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda
SiO ₂ (%)	47,19	46,59	47,55	46,79	47,21	46,65	49,50	41,31	42,08	41,82	42,04
TiO ₂	0,11	0,15	0,13	0,10	0,10	0,08	0,09	0,50	0,45	0,39	0,29
Al ₂ O ₃	29,63	29,24	25,57	24,85	30,02	23,07	27,73	21,15	21,49	21,34	21,07
FeO	5,53	6,34	7,98	7,93	5,40	7,62	4,45	15,84	14,83	15,39	15,12
MnO	0,19	0,14	1,45	1,45	0,12	1,41	0,24	2,07	2,05	2,28	2,15
MgO	0,56	0,70	1,40	1,44	0,71	2,16	0,69	0,61	0,65	0,74	0,67
Na ₂ O	0,22	0,18	0,09	0,07	0,24	0,06	0,04	0,09	0,08	0,07	0,11
K ₂ O	10,54	10,40	10,39	10,39	10,67	10,45	11,08	9,65	9,46	9,90	9,98
BaO	0,00	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01	0,03	0,03	0,00
F	2,36	3,61	4,27	3,67	3,59	4,62	1,69	4,70	5,39	4,64	6,00
Cl	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00
Li ₂ O*	0,66	1,05	1,25	1,07	1,04	1,36	0,45	1,39	1,60	1,37	1,79
H ₂ O*	3,26	2,66	2,33	2,53	2,73	2,02	3,59	1,74	1,45	1,81	1,17
Total	100,28	101,10	102,42	100,29	101,85	99,52	99,56	99,06	99,59	99,78	100,39
Si	6,45	6,39	6,55	6,58	6,39	6,64	6,76	6,24	6,29	6,26	6,28
Al ^{IV}	1,55	1,61	1,45	1,42	1,61	1,36	1,24	1,76	1,71	1,74	1,72
Al ^{VI}	3,23	3,11	2,70	2,69	3,18	2,52	3,22	2,00	2,07	2,02	1,99
Al ^T	11,23	11,11	10,70	10,69	11,18	10,52	11,22	10,00	10,07	10,02	9,99
Ti	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,06	0,05	0,04	0,03
Fe	0,63	0,73	0,92	0,93	0,61	0,91	0,51	2,00	1,85	1,93	1,89
Mn	0,02	0,02	0,17	0,17	0,01	0,17	0,03	0,26	0,26	0,29	0,27
Mg	0,11	0,14	0,29	0,30	0,14	0,46	0,14	0,14	0,14	0,16	0,15
Li*	0,36	0,58	0,69	0,60	0,57	0,78	0,25	0,84	0,96	0,82	1,08
Na	0,06	0,05	0,02	0,02	0,06	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03
K	1,84	1,82	1,82	1,86	1,84	1,90	1,93	1,86	1,80	1,89	1,90
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
OH*	2,97	2,44	2,14	2,37	2,46	1,92	3,27	1,75	1,45	1,80	1,16
F	1,02	1,57	1,86	1,63	1,54	2,08	0,73	2,24	2,55	2,19	2,83
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Fe/(Fe+Mg)	0,85	0,84	0,76	0,76	0,81	0,66	0,78	0,94	0,93	0,92	0,93

Continuação...

Rocha	Greisen									
	Topázio-Li-siderofilita-quartzo greisen						Muscovita-quartzo greisen			
Amostra	DDH-5/23-3c	DDH-5/23-3b	DDH-5/23-4c	DDH-5/23-4b	DDH-5/23-5c	DDH-5/23-5b	JC-500-1c	JC-500-1b	JC-500-2c	JC-500-2b
Posição	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda
SiO ₂ (%)	41,47	40,85	42,61	42,58	41,45	42,05	47,41	49,32	49,18	47,01
TiO ₂	0,49	0,33	0,19	0,21	0,31	0,27	0,17	0,11	0,15	0,41
Al ₂ O ₃	20,97	20,82	20,44	20,56	20,69	20,27	31,18	30,48	28,72	31,62
FeO	15,73	15,40	15,25	14,24	15,73	16,09	2,58	2,82	2,54	2,72
MnO	2,16	2,08	1,98	2,07	2,08	1,93	0,02	0,02	0,02	0,05
MgO	0,78	0,59	0,38	0,81	0,40	0,50	1,17	1,30	2,96	1,15
Na ₂ O	0,09	0,10	0,06	0,05	0,06	0,04	0,26	0,22	0,29	0,32
K ₂ O	9,72	9,69	9,90	9,90	9,89	9,87	10,58	10,38	10,65	10,68
BaO	0,00	0,04	-0,01	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,03	0,08
F	4,83	4,32	5,40	5,50	5,02	5,05	1,28	1,61	2,46	1,19
Cl	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01
Li ₂ O*	1,43	1,27	1,61	1,64	1,49	1,50	0,32	0,43	0,69	0,29
H ₂ O*	1,69	1,86	1,42	1,38	1,57	1,57	3,80	3,72	3,31	3,86
Total	99,35	97,35	99,24	98,94	98,69	99,13	98,85	100,42	101,02	99,37
Si	6,25	6,27	6,41	6,40	6,30	6,36	6,44	6,59	6,58	6,37
Al ^{IV}	1,75	1,73	1,59	1,60	1,70	1,64	1,56	1,41	1,42	1,63
Al ^{VI}	1,97	2,03	2,04	2,05	2,00	1,97	3,44	3,38	3,11	3,42
Al ^T	9,97	10,03	10,04	10,05	10,00	9,97	11,44	11,38	11,11	11,42
Ti	0,06	0,04	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,01	0,02	0,04
Fe	1,98	1,98	1,92	1,79	2,00	2,03	0,29	0,32	0,28	0,31
Mn	0,28	0,27	0,25	0,26	0,27	0,25	0,00	0,00	0,00	0,01
Mg	0,18	0,14	0,09	0,18	0,09	0,11	0,24	0,26	0,59	0,23
Li*	0,86	0,78	0,97	0,99	0,91	0,91	0,18	0,23	0,37	0,16
Na	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,07	0,06	0,08	0,08
K	1,87	1,90	1,90	1,90	1,92	1,90	1,83	1,77	1,82	1,85
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
OH*	1,70	1,90	1,43	1,38	1,59	1,58	3,44	3,31	2,96	3,49
F	2,30	2,10	2,57	2,62	2,41	2,41	0,55	0,68	1,04	0,51
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe/(Fe+Mg)	0,92	0,94	0,96	0,91	0,96	0,95	0,55	0,55	0,32	0,57

Continuação...

Rocha	Greisen										
	Muscovita-quartzo greisen								Topázio-Li-fengita-quartzo greisen		
Amostra	JC-500-3c	JC-500-3b	JC-500-4c	JC-500-4b	JC-500-5c	JC-500-5b	JC-500-6c	JC-500-6b	JC-266-5b	DDH-5/9b-1c	DDH-5/9b-1b
Posição	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	borda	centro	borda
SiO ₂ (%)	47,22	46,43	47,90	47,01	49,34	49,96	46,70	47,31	47,19	46,59	47,55
TiO ₂	0,48	0,37	0,35	0,17	0,18	0,13	0,43	0,47	0,11	0,15	0,13
Al ₂ O ₃	32,51	33,21	31,10	32,95	28,26	28,87	31,78	33,77	29,63	29,24	25,57
FeO	1,66	2,81	2,48	2,78	3,14	3,06	2,40	1,31	5,53	6,34	7,98
MnO	0,02	0,05	0,03	0,07	0,08	0,06	0,04	0,00	0,19	0,14	1,45
MgO	1,73	0,66	2,48	0,89	3,12	2,83	1,83	1,21	0,56	0,70	1,40
Na ₂ O	0,42	0,39	0,34	0,36	0,25	0,28	0,34	0,40	0,22	0,18	0,09
K ₂ O	10,72	10,59	10,73	10,83	10,63	10,52	10,79	10,74	10,54	10,40	10,39
BaO	0,09	0,06	0,10	0,01	0,01	0,08	0,07	0,10	0,00	0,03	0,02
F	2,35	1,74	2,63	1,61	2,76	2,54	2,10	2,06	2,36	3,61	4,27
Cl	0,02	0,01	0,04	0,00	0	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00
Li ₂ O*	0,65	0,46	0,74	0,43	0,78	0,72	0,58	0,57	0,66	1,05	1,25
H ₂ O*	3,39	3,63	3,26	3,71	3,18	3,33	3,45	3,55	3,26	2,66	2,33
Total	101,26	100,40	102,19	100,82	101,74	102,37	100,51	101,49	100,28	101,10	102,42
Si	6,29	6,24	6,35	6,29	6,58	6,60	6,29	6,26	6,45	6,39	6,55
Al ^{IV}	1,71	1,76	1,65	1,71	1,42	1,40	1,71	1,74	1,55	1,61	1,45
Al ^{VI}	3,39	3,50	3,22	3,49	3,03	3,10	3,33	3,53	3,23	3,11	2,70
Al ^T	11,39	11,50	11,22	11,49	11,03	11,10	11,33	11,53	11,23	11,11	10,70
Ti	0,05	0,04	0,03	0,02	0,02	0,01	0,04	0,05	0,01	0,02	0,01
Fe	0,18	0,32	0,28	0,31	0,35	0,34	0,27	0,14	0,63	0,73	0,92
Mn	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,17
Mg	0,34	0,13	0,49	0,18	0,62	0,56	0,37	0,24	0,11	0,14	0,29
Li*	0,35	0,25	0,40	0,23	0,42	0,38	0,31	0,30	0,36	0,58	0,69
Na	0,11	0,10	0,09	0,09	0,06	0,07	0,09	0,10	0,06	0,05	0,02
K	1,82	1,82	1,82	1,85	1,81	1,77	1,85	1,81	1,84	1,82	1,82
Ba	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
OH*	3,01	3,26	2,89	3,32	2,83	2,93	3,10	3,14	2,97	2,44	2,14
F	0,99	0,74	1,10	0,68	1,16	1,06	0,90	0,86	1,02	1,57	1,86
Cl	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe/(Fe+Mg)	0,35	0,71	0,36	0,64	0,36	0,38	0,42	0,38	0,85	0,84	0,76

Continuação...

Rocha	Greisen				Veio de quartzo					
	Topázio-Li-fengita-quartzo greisen				Veio de quartzo com Li-fengita, topázio e cassiterita				Veio de quartzo com Li-siderofilita, topázio e cassiterita	
Amostra	DDH-5/9b-2c	DDH-5/9b-2b	DDH-5/9b-3c	DDH-5/9b-3b	DDH-5/9b-4c	DDH-5/9b-4b	DDH-5/9b-5c	DDH-5/9b-5b	DDH-5/23-2c	DDH-5/23-2b
Posição	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda
SiO ₂ (%)	46,79	47,21	46,65	49,50	46,37	46,46	45,89	48,55	41,73	42,07
TiO ₂	0,10	0,10	0,08	0,09	0,18	0,18	0,12	0,07	0,35	0,18
Al ₂ O ₃	24,85	30,02	23,07	27,73	25,72	25,47	28,38	29,73	21,69	20,88
FeO	7,93	5,40	7,62	4,45	8,68	9,31	7,22	4,09	14,89	15,02
MnO	1,45	0,12	1,41	0,24	0,41	0,42	0,13	0,36	2,20	2,14
MgO	1,44	0,71	2,16	0,69	0,93	0,91	0,72	0,63	0,68	0,73
Na ₂ O	0,07	0,24	0,06	0,04	0,14	0,17	0,19	0,06	0,08	0,09
K ₂ O	10,39	10,67	10,45	11,08	10,43	10,62	10,56	11,04	9,76	9,81
BaO	0,02	0,03	0,02	0,01	0,04	0,02	0,03	0,00	0,01	0,02
F	3,67	3,59	4,62	1,69	4,08	4,22	3,35	1,94	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	-0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li ₂ O*	1,07	1,04	1,36	0,45	1,19	1,24	0,97	0,53	2,42	2,52
H ₂ O*	2,53	2,73	2,02	3,59	2,34	2,28	2,72	3,52	4,05	4,04
Total	100,29	101,85	99,52	99,56	100,49	101,31	100,29	100,50	97,87	97,50
Si	6,58	6,39	6,64	6,76	6,51	6,50	6,38	6,57	6,17	6,24
Al ^{IV}	1,42	1,61	1,36	1,24	1,49	1,50	1,62	1,43	1,83	1,76
Al ^{VI}	2,69	3,18	2,52	3,22	2,77	2,70	3,03	3,31	1,95	1,90
Al ^T	10,69	11,18	10,52	11,22	10,77	10,70	11,03	11,31	3,78	3,65
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,04	0,02
Fe	0,93	0,61	0,91	0,51	1,02	1,09	0,84	0,46	1,84	1,86
Mn	0,17	0,01	0,17	0,03	0,05	0,05	0,02	0,04	0,28	0,27
Mg	0,30	0,14	0,46	0,14	0,19	0,19	0,15	0,13	0,15	0,16
Li*	0,60	0,57	0,78	0,25	0,67	0,70	0,54	0,29	1,44	1,51
Na	0,02	0,06	0,02	0,01	0,04	0,04	0,05	0,02	0,02	0,02
K	1,86	1,84	1,90	1,93	1,87	1,90	1,87	1,91	1,84	1,86
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
OH*	2,37	2,46	1,92	3,27	2,19	2,13	2,53	3,17	4,00	4,00
F	1,63	1,54	2,08	0,73	1,81	1,87	1,47	0,83	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe/(Fe+Mg)	0,76	0,81	0,66	0,78	0,84	0,85	0,85	0,78	0,92	0,92

Continuação...

Rocha	Veio de quartzo				
	Veio de quartzo com Li-siderofilita, topázio e cassiterita				
Amostra	DDH-5/23-4c	DDH-5/23-5b	DDH-5/23-6c	DDH-5/23-6b	DDH-5/23-7c
Posição	centro	borda	centro	borda	centro
SiO ₂ (%)	41,87	41,41	41,96	41,87	41,83
TiO ₂	0,22	0,42	0,36	0,33	0,42
Al ₂ O ₃	21,12	21,17	21,25	21,42	21,00
FeO	15,29	15,28	14,75	14,44	14,88
MnO	2,18	2,00	2,00	2,16	2,02
MgO	0,66	0,75	0,69	0,66	0,82
Na ₂ O	0,09	0,06	0,09	0,14	0,09
K ₂ O	9,94	9,85	9,93	9,91	9,97
BaO	0,04	0,04	0,04	0,01	0,00
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li ₂ O*	2,46	2,33	2,49	2,47	2,45
H ₂ O*	4,05	4,02	4,05	4,04	4,04
Total	97,92	97,33	97,62	97,44	97,51
Si	6,21	6,18	6,21	6,21	6,21
Al ^{IV}	1,79	1,82	1,79	1,79	1,79
Al ^{VI}	1,90	1,90	1,93	1,95	1,88
Al ^T	3,69	3,72	3,71	3,74	3,67
Ti	0,02	0,05	0,04	0,04	0,05
Fe	1,89	1,91	1,83	1,79	1,85
Mn	0,27	0,25	0,25	0,27	0,25
Mg	0,15	0,17	0,15	0,15	0,18
Li*	1,47	1,40	1,48	1,47	1,46
Na	0,03	0,02	0,02	0,04	0,03
K	1,88	1,87	1,88	1,87	1,89
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
OH*	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe/(Fe+Mg)	0,93	0,92	0,92	0,93	0,91