

Granitos rapakivi e rochas associadas da Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas (1,32 – 1,30 Ga) no distrito mineiro São Lourenço-Macisa, NW da Província Estanífera de Rondônia: I - Petrografia das fácies precoces e evidências de interação de magmas

Rapakivi granites and related rocks of the São Lourenço-Caripunas intrusive suite (1.32 – 1.30 Ga) at the São Lourenço-Macisa mining district, NW part of the Rondônia tin province: I - Petrography of the early facies and evidence of magma interaction

Marly Aparecida da Silva¹ , Washington Barbosa Leite Junior¹ , Bruno Leonelo Payolla² ,
Matheus Ramos Ciotta¹ , Jorge Silva Bettencourt³ 

¹Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” - UNESP, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente, Avenida 24 - A, 1.515, CEP 13506-900, Bela Vista, Rio Claro, SP, BR (marly.silva@unesp.br; w.leite@unesp.br; matheus_ciotta@hotmail.com).

²Eletronorte S.A, Brasília, DF, BR (bruno.payolla@eletronorte.gov.br)

³Universidade de São Paulo - USP, Instituto de Geociências, São Paulo, SP, BR (jsbetten@usp.br)

Recebido em 3 de agosto de 2021; aceito em 19 de novembro de 2021.

Resumo

A Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas (1,32 – 1,30 Ga), na região do distrito mineiro São Lourenço-Macisa (NW da Província Estanífera de Rondônia), inclui granitos rapakivi e rochas associadas, que são reunidas em quatro unidades ígneas mapeadas na escala 1:25.000. A Unidade A é composta de viborgitos e piterlitos com hornblenda e biotita, e biotita granitos seriados; a Unidade B, de granitos pórfiros com hornblenda e/ou biotita; a Unidade C, de gabros, microgabros, hornblenda quartzo-monzonitos e granitos pórfiros; e a Unidade D, de biotita granitos seriados e equigranulares. Os litotipos das unidades A, B e C são interpretados como intrusões precoces, e os litotipos da Unidade D, como intrusões tardias e relacionadas espacialmente com os depósitos primários de estanho e metais associados. Algumas fácies petrográficas da fase precoce apresentam assembleias de minerais e texturas que indicam a atuação de processos de interação de magmas mais máficos e mais félsicos na origem dessas rochas.

Palavras-chave: Rochas híbridas; Magmatismo bimodal; Maciço São Lourenço; Rondônia.

Abstract

The São Lourenço-Caripunas Intrusive Suite (1.32 – 1.30 Ga) at the São Lourenço-Macisa mining district (NW part of the Rondônia tin province) includes rapakivi granites and related rocks, which are grouped in four igneous units mapped on a scale of 1:25,000. Unit A is composed of biotite-hornblende wiborgites and pyterlites and seriate biotite granites; unit B corresponds to granites porphyries with hornblende and/or biotite; and 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 phases, whereas the unit D lithotypes are interpreted as late intrusive phases and spatially related to primary tin deposits and associated metals. Some early petrographic facies show assemblages of minerals and textures that suggest interaction processes of more mafic and more felsic magmas in the origin of these rocks.

Keywords: Hybrid rocks; Bimodal magmatism; São Lourenço massif; Rondônia.

INTRODUÇÃO

Granitos rapakivi são definidos como granitos tipo-A que apresentam textura rapakivi pelo menos em algumas variedades graníticas nos grandes batólitos (Haapala e Rämö, 1992). Outras características típicas são as idades predominantemente mesoproterozoicas; os batólitos ou *stocks* normalmente multifásicos e epizonais, com presença ou não de rochas subvulcânicas e/ou vulcânicas; pequena variação composicional, com conteúdo relativamente alto em feldspato alcalino e silicatos máficos ricos em ferro; e, muitas vezes, associados com rochas máficas, como anortositos, gabros, ferrodioritos, diabásios e basaltos (Rämö e Haapala, 1995).

O caráter bimodal (máfico e félsico) do magmatismo rapakivi é registrado em vários complexos rapakivi no 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, entre outras, que indicam a atuação de processos de interação entre os magmas, 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 região adjacente, o caráter bimodal é reconhecido nas suítes intrusivas Serra da Providência, Santo Antônio e São Lourenço-Caripunas (Bettencourt et al., 1999 e referências citadas), nas duas primeiras com evidências petrográficas de interação entre os magmas (Payolla, 1994; Costa et al., 2016).

A Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas (SISLC) (1,31 – 1,30 Ga) foi definida por Bettencourt et al. (1999) e inclui granitos rapakivi de variedades piterlíticas, viborgíticas e equigranulares, assim como rochas subvulcânicas e vulcânicas félsicas que ocorrem nos maciços São Lourenço e Caripunas entre os estados de Rondônia e Amazonas, na porção NW da PER. Esses tipos litológicos foram reconhecidos em trabalhos anteriores realizados principalmente por Isotta et al. (1978) e Bettencourt e Kaedei (1984) e reavaliados mais recentemente por Buch et al. (2019) na região do maciço São Lourenço.

Mapeamento geológico na escala 1:25.000 realizado no distrito mineiro São Lourenço-Macisa no maciço São Lourenço (Cembrani e Bettencourt, 1985) revelou a ocorrência de granitos viborgíticos, piterlíticos, porfiríticos, seriados e equigranulares, assim como de gabros, microgabros e riolitos e riolitos pórfiros. Os depósitos primários de estanho e metais associados ocorrem, principalmente, como lentes e veios de greisen e de quartzo relacionados espacialmente aos biotita granitos porfiríticos, seriados e equigranulares nos setores São Lourenço e Macisa (Bettencourt e Dall'Agnol, 1987; Farias, 2020).

Neste trabalho são apresentados e discutidos os principais aspectos petrográficos reconhecidos em rochas da fase precoce da SISLC no distrito mineiro São Lourenço-Macisa, com ênfase nos aspectos mineralógicos e texturais que indicam o envolvimento de processos de interação de magmas na origem dessas rochas.

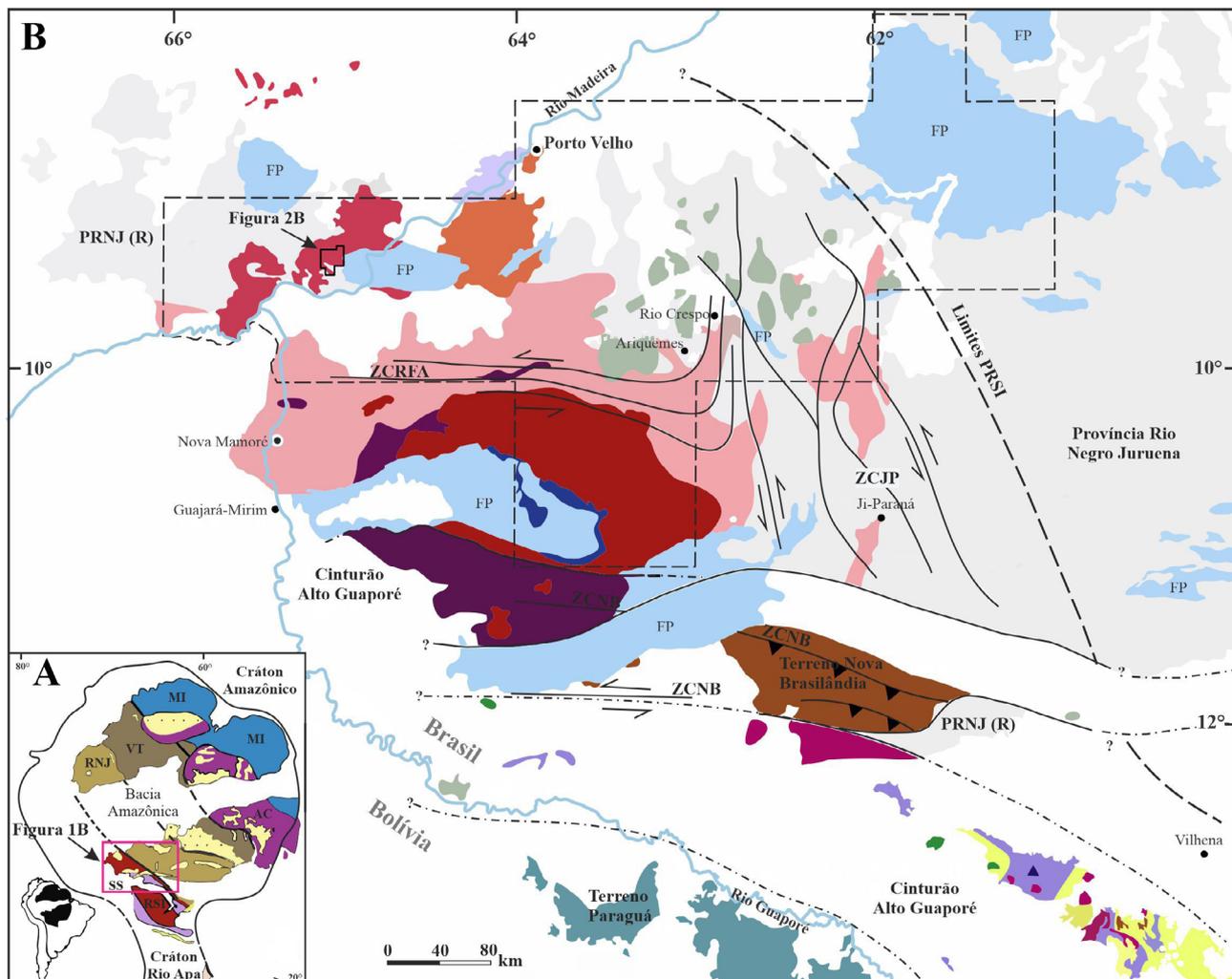
CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A PER (Isotta et al., 1978) situa-se na porção norte da borda SW do Cráton Amazônico e inclui rochas pré-cambrianas com idades entre 1,76 e 0,97 Ga e relacionadas ao desenvolvimento das províncias geocronológicas Rio Negro-Juruena (1,80 – 1,55 Ga), Rondoniana-San Ignácio (1,56 – 1,30 Ga) e Sunsás-Aguapeí (1,20 – 0,95 Ga) (Tassinari e Macambira, 2004; Bettencourt et al., 2010; Teixeira et al., 2010) (Figura 1A). A PER inclui também coberturas cenozoicas eluvionares, coluvionares e aluvionares.

As rochas mais antigas 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) (Payolla et al., 2002; Quadros e Rizzotto, 2007; Bettencourt et al., 2010; Scandolara et al., 2013a, 2013b; Costa et al., 2016). Tal província é interpretada como um cinturão acrescionário juvenil (Tassinari et al., 1996), com colisão arco-continente no intervalo de 1,67 – 1,63 Ga (Orogenia Quatro Cachoeira ou Ouro Preto) e magmatismo pós-colisional no período de 1,60 – 1,53 Ga (Scandolara et al., 2017 e referências citadas).

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 correlacionados ao desenvolvimento da Província Rondoniana-San Ignácio (1,56 – 1,30 Ga) por Bettencourt et al. (2010) (ver também Leite Junior et al., 2014; Bettencourt et al., 2018) (Figura 1B). Esses autores consideram a SISLC (1,31 – 1,30 Ga) uma manifestação magmática tarde a pós-tectônica da orogenia Rondoniana-San Ignácio (1,37 – 1,32 Ga) sobre o embasamento cristalino da Província Rio Negro-Juruena (1,80 – 1,55 Ga).

As rochas pré-cambrianas mais jovens na PER são os gabros, os microgabros e os basaltos da Formação Nova Floresta (ca. 1,20 Ga), os granitos tipo-A e as rochas associadas das suítes intrusivas Santa Clara (1,08 – 1,07 Ga) e Granitos Últimos de Rondônia (0,99 – 0,97 Ga), bem como



Fanerozoico

□ Coberturas sedimentares indiferenciadas

Mesoproterozoico Superior

Unidades Sunsás (1250 – 1000 Ma)

□ Terreno Nova Brasilândia □ Granitos □ Formação Palmeiral □ Formação Nova Floresta

Provincia Rondoniana-San Ignácio

Suíte Anorogénica

□ Suíte Intrusiva Teotônio (1387 Ma)
 □ Suíte Intrusiva Santo Antônio (1400 – 1358 Ma)
 □ Suíte Intrusiva Rio Crespo (1500 Ma)

Cinturão Alto Guaporé

□ Suíte Intrusiva Alto Escondido (1336 Ma)
 □ Suíte Intrusiva Igarapé Enganado (1340 Ma)
 □ Suíte Intrusiva Serra do Colorado (1352 Ma)

Suítes tarde a pós-tectónicas

□ Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas (1314 – 1309 Ma)
 □ Suíte Intrusiva Alto Candeias (1346 – 1338 Ma)
 □ Grupo San Ignácio e Complexo Granitoide Pensamento indiferenciados

Paleo-Mesoproterozoico

□ Provincia Rio Negro-Juruena / Provincia Rio Negro-Juruena retrabalhada (1780 – 1550 Ma)

— Limites tectónicos
 - - - Limites tectónicos inferidos
 - - - Limites da Provincia Rondoniana-San Ignácio
 ▾ Zonas de cisalhamento Nova Brasilândia
 ⇄ Zonas de cisalhamento Rio Formoso-Ariquemes
 ⇄ Zonas de cisalhamento Ji-Paraná
 ⊕ Limite da Provincia Estanífera de Rondônia

AC: Amazônia Central; MI: Maroni-Itacaiúnas; VT: Ventuari-Tapajós; RNJ: Rio Negro-Juruena; RSI: Rondoniana-San Ignácio; SS: Sunsás; PRNJ: Provincia Rio Negro-Juruena; PRNJ (R): Provincia Rio Negro-Juruena retrabalhada; ZCNB: Zona de Cisalhamento Nova Brasilândia; FP: Formação Palmeiral; ZCJP: Zonas de Cisalhamento Ji-Paraná; PRSI: Provincia Rondoniana-San Ignácio; ZCRFA: Zonas de Cisalhamento Rio Formoso-Ariquemes.

Figura 1. (A) Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico segundo Tassinari e Macambira (2004); (B) mapa geológico simplificado da borda sudoeste do Cráton Amazônico (extraído e modificado de Bettencourt et al., 2010), com os limites da provincia estanífera de Rondônia e a localização da área de estudo.

arenitos arcoseanos, quartzo-arenitos e conglomerados da Formação Palmeiral (< 1,03 Ga) (Bettencourt et al., 1999; Quadros e Rizzotto, 2007) (Figura 1B). Essas unidades são relacionadas às atividades tectônicas no embasamento cristalino (províncias Rio Negro-Juruena e Rondoniana-San Ignacio) durante o desenvolvimento da província Sunsás-Aguapeí (1,20 – 0,95 Ga) (Teixeira et al., 2010 e referências citadas).

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).

MATERIAIS E MÉTODOS

Os materiais de estudo foram obtidos por meio do inventário e recuperação parcial de mapas, relatórios e amostras de rocha relativos ao mapeamento geológico (1:25.000) desenvolvido no distrito na década de 1980 do século passado e consolidado em Cembrani e Bettencourt (1985). Os mapas foram reavaliados e as amostras foram descritas macroscopicamente, agrupadas segundo as unidades ígneas definidas e selecionadas para os estudos petrográficos microscópicos nos laboratórios do Departamento de Geologia da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” (Unesp), no Campus de Rio Claro, São Paulo.

As análises petrográficas microscópicas foram realizadas em luz transmitida, em microscópio petrográfico modelo BX40F4 da marca Olympus, enquanto as fotomicrografias foram produzidas por câmera fotográfica modelo DS126201 da marca Canon, acoplada a um microscópio petrográfico modelo Axioskop 40 da marca Zeiss. Para as rochas de granulação fina e fina a média, a composição modal foi estimada ao microscópio petrográfico, enquanto para as rochas de granulação média, grossa e muito grossa, a composição foi definida em fatias de rocha tingidas ou não com cobaltônitrato de sódio. O número de pontos contados por amostra variou de 500 a 1.000 pontos.

GEOLOGIA DO DISTRITO MINEIRO DE SÃO LOURENÇO-MACISA

Breve histórico

A cassiterita foi descoberta no maciço São Lourenço em 1961 e a primeira lavra mecanizada foi instalada em 1964 (Dall’Igna, 1996 e referências citadas). Os primeiros relatos geológicos são atribuídos a Costa (1962), Kloosterman (1966)

e Lobato et al. (1966). Kloosterman (1966) caracterizou o maciço como um complexo vulcanoplutônico com granitos e riólitos, e incluiu-o na província dos Granitos Últimos de Rondônia (*Younger Granites of Rondônia*). Lobato et al. (1966) definiram as formações pré-cambrianas Mutum-Paraná e Palmeiral, que mais tarde foram reconhecidas por Souza et al. (1975) como mais velha e mais jovem, respectivamente, que as rochas graníticas do maciço (Rizzotto et al., 2005).

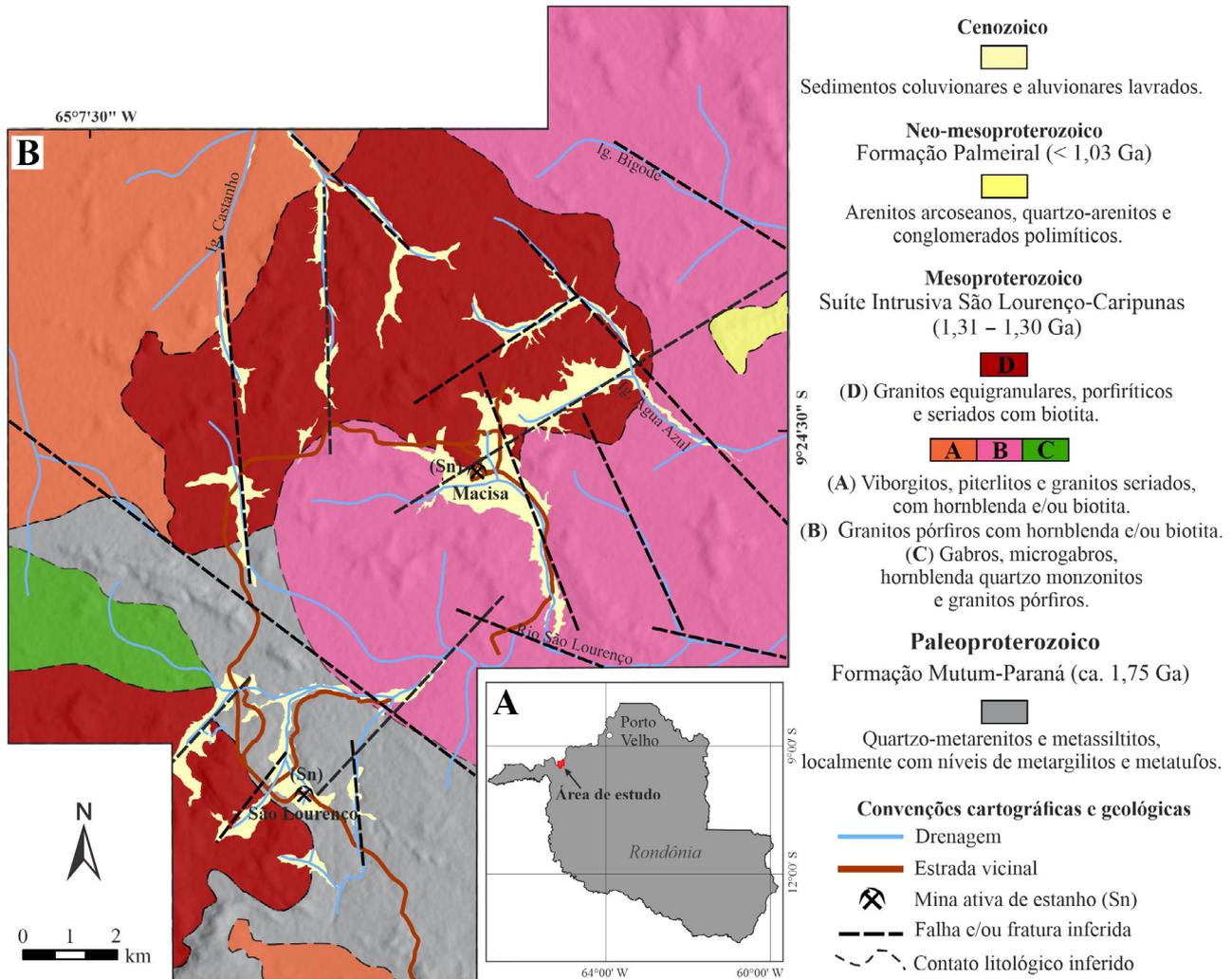
Para Isotta et al. (1978), os tipos litológicos encontrados no maciço São Lourenço serviram de modelo para a definição da então Suíte Intrusiva Rondônia, que era composta principalmente de granitos de filiação rapakivítica. Esses autores reconheceram granitos precoces de borda caracterizados por tipos viborgíticos, piterlíticos, porfiríticos e equigranulares, e granitos tardios de núcleo de variedades equigranulares e porfiríticas. Rapakivi pórfiros de composições graníticas e riodacíticas, bem como rochas básicas (gabros e diabásios), foram considerados também como diferenciados tardios. Os granitos tardios de núcleo seriam os responsáveis pelas mineralizações estaníferas no maciço.

Bettencourt et al. (1999) revelaram idades U-Pb (ID-TIMS) em zircão de 1309 ± 24 Ma em hornblenda-biotita sienogranito piterlítico da fase precoce (maciço Caripunas), de 1314 ± 13 Ma em biotita sienogranito equigranular da fase tardia e 1312 ± 3 Ma em riólito pórfiro no maciço São Lourenço. Rizzotto et al. (2005) apresentam idade Pb-Pb em zircão de 1322 ± 2 Ma para um sienogranito porfirítico da cachoeira do Jirau no Rio Madeira, e, mais recentemente, idade U-Pb (SHRIMP) em zircão de 1316 ± 16 Ma foi obtida em biotita álcali-feldspato granito heterogranular (fase tardia) no plúton Saubinha do maciço São Lourenço (Farias, 2020). Assim, em princípio, o período de formação da SISLC fica restrito ao intervalo de 1,32 – 1,30 Ga, com base nas idades determinadas pelos autores mencionados.

Geologia

Os limites do maciço São Lourenço são ainda desconhecidos (Buch et al., 2019). No distrito São Lourenço-Macisa, as rochas encaixantes são representadas pelos metassedimentos da Formação Mutum-Paraná (ca. 1,75 Ga, Quadros e Rizzotto, 2007) (Figura 2). 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 de greisen e de quartzo (Isotta et al., 1978; Rizzotto et al., 2005; Farias, 2020). Para Cembrani e Bettencourt (1985), esses metassedimentos são representados por quartzo-metarenitos e metassiltitos, localmente com níveis de metargilito e de metatufos.

Silva (em preparação) reconhece quatro unidades ígneas na área do distrito, com base no mapeamento geológico (1:25.000) realizado por Cembrani e Bettencourt (1985):



Fonte: modificado de Cembrani e Bettencourt (1985).

Figura 2. (A) Localização da área de estudo no estado de Rondônia; (B) mapa geológico simplificado da região do distrito mineiro São Lourenço-Macisa.

- Unidade A: associação de quartzo-sienitos e granitos porfíricos (viborgitos e piterlitos) e granitos seriados, com hornblenda e/ou biotita;
- Unidade B: associação de granitos pórfiros com hornblenda e/ou biotita;
- Unidade C: associação de gabros, microgabros, hornblenda quartzo-monzonitos e granitos pórfiros;
- Unidade D: associação de granitos equigranulares e inequigranulares porfíricos e seriados com biotita.

A Unidade A aparece nas porções noroeste e sul, a Unidade B se estende do centro para o nordeste e a Unidade C ocorre na parte oeste da área mapeada. Já a Unidade D ocorre envolvida pelas unidades anteriores, tanto no centro-norte quanto no sudoeste da área (Figura 2). Os contatos externos entre as unidades ígneas, assim como os contatos

internos entre as diferentes fácies, foram raramente observados no campo. Cembrani e Bettencourt (1985) relatam o contato entre os granitos pórfiros (Unidade B) e os granitos equigranulares (Unidade D) no leito do igarapé Pascana (setor Macisa), como uma zona intensamente fraturada, greisenizada e silicificada. Já Farias (2020) sugere um contato transicional entre as unidades graníticas dominantes no plúton Saubinha na porção sudoeste da área do distrito (setor São Lourenço). As unidades A, B e C são aqui interpretadas como constituídas de intrusões precoces, enquanto a Unidade D é constituída de intrusões tardias (*sensu* Isotta et al., 1978), com base nas dimensões dos plútons e nas composições mineralógicas e químicas das rochas. As intrusões tardias formam plútons de dimensões bem menores no atual nível de erosão, são constituídas de litotipos com composições

mais diferenciadas e estão espacialmente relacionadas com os depósitos primários de estanho e metais associados.

Diques de granitos porfíricos, microgranitos e aplitos são reconhecidos nos metassedimentos e nas unidades A e D, enquanto diques (NW-SE) de gabros e microgabros são reconhecidos apenas nos metassedimentos da Formação Mutum-Paraná (Cembrani e Bettencourt, 1985). Os diques de granitos são aqui interpretados como as últimas manifestações ígneas da SISLC na região, as quais podem incluir também os topázio-mica-albita granitos e os pegmatitos reconhecidos por Buch et al. (2019). Já os diques de rochas básicas carecem de idades isotópicas; assim, a relação temporal com as rochas félsicas (Unidades A, B, D e diques) e máficas (Unidade C) do maciço ainda é desconhecida.

Os sedimentos da Formação Palmeiral (< 1,03 Ga) recobrem principalmente os granitos pórfiros da Unidade B na porção leste da área e são representados por arenitos arcoseanos, quartzo-arenitos e conglomerados polimíticos (Cembrani e Bettencourt, 1985; Buch et al., 2019). Já os sedimentos eluvionares, coluvionares e aluvionares cenozoicos são bem mais abrangentes na área, porém apenas aqueles lavrados são mostrados na Figura 2B.

PETROGRAFIA DAS FÁCIES PRECOSES DA SUÍTE INTRUSIVA SÃO LOURENÇO-CARIPUNAS: UNIDADES A, B E C

A composição modal e a classificação petrográfica dos litotipos das unidades A, B e C são mostradas na Tabela 1 e na Figura 3, respectivamente.

Unidade A: associação de quartzo-sienitos e sienogranitos porfíricos (viborgitos e piterlitos) e sienogranitos seriados, com hornblenda e/ou biotita

Nessa associação são incluídos os hornblenda granitos pórfiros de Kloosterman (1966), os granitos porfíroides viborgíticos e piterlíticos de Isotta et al. (1978) e os granitos piterlíticos de Cembrani e Bettencourt (1985), além de biotita sienogranitos seriados de Silva (em preparação).

Biotita-hornblenda quartzo-sienitos porfíricos (viborgitos) e biotita-hornblenda sienogranitos porfíricos (piterlitos)

São rochas de coloração rosa a rosa acinzentada com estrutura maciça e textura porfírica. Os megacristais róseos são de feldspato alcalino com até 6,0 cm de comprimento e apresentam formas ovaladas e retangulares, com inclusões, por vezes em trilhas, de plagioclásio, quartzo e minerais máficos e com anel externo de plagioclásio (textura rapakivi) ou não (Figuras 4A, 4B e 4C). Os megacristais subédricos e euédricos (< 3,0 cm) cinza esverdeados são de plagioclásio e ocorrem de modo subordinado. Alguns cristais são zonados, com núcleo exibindo textura celular (cristais dendríticos com material matricial nos intradendritos — Hibbard, 1981) ou não e com anel externo composto de um ou mais cristais de plagioclásio ou vários cristais de minerais máficos (Figuras 4C e 4D). A matriz é rosa acinzentada, hipidiomórfica, inequigranular seriada com granulação variando de fina a média (< 0,5 cm) e composta

Tabela 1. Composição modal das rochas das unidades A, B e C da Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas, no distrito São Lourenço-Macisa.

Unidade	Amostra	Classificação (IUGS)	Minerais											
			Afs	Qz	Pl	Aug	Hbl	Bt	Ttn	Zrn	Ap	Aln	Fl	Opq
A	JC-120	Quartzo-sienito (viborgito)	62	13	16	0	5	3	tr	tr	1	0	tr	tr
	JC-257	Quartzo-sienito (viborgito)	53	15	20	0	6	5	tr	tr	1	0	tr	tr
	JC-261	Quartzo-sienito (viborgito)	60	15	13	0	7	4	tr	tr	1	0	tr	tr
	JC-594	Sienogranito (piterlito)	47	27	16	0	6	4	tr	tr	tr	0	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	30	8	45	0	15	0	tr	0	1	0	0	1

Afs: feldspato alcalino; Qz: quartzo; Pl: plagioclásio; Aug: augita; Hbl: hornblenda; Bt: biotita; Zrn: zircão; Ap: apatita; Aln: allanita; Fl: florita; Opq: minerais opacos.

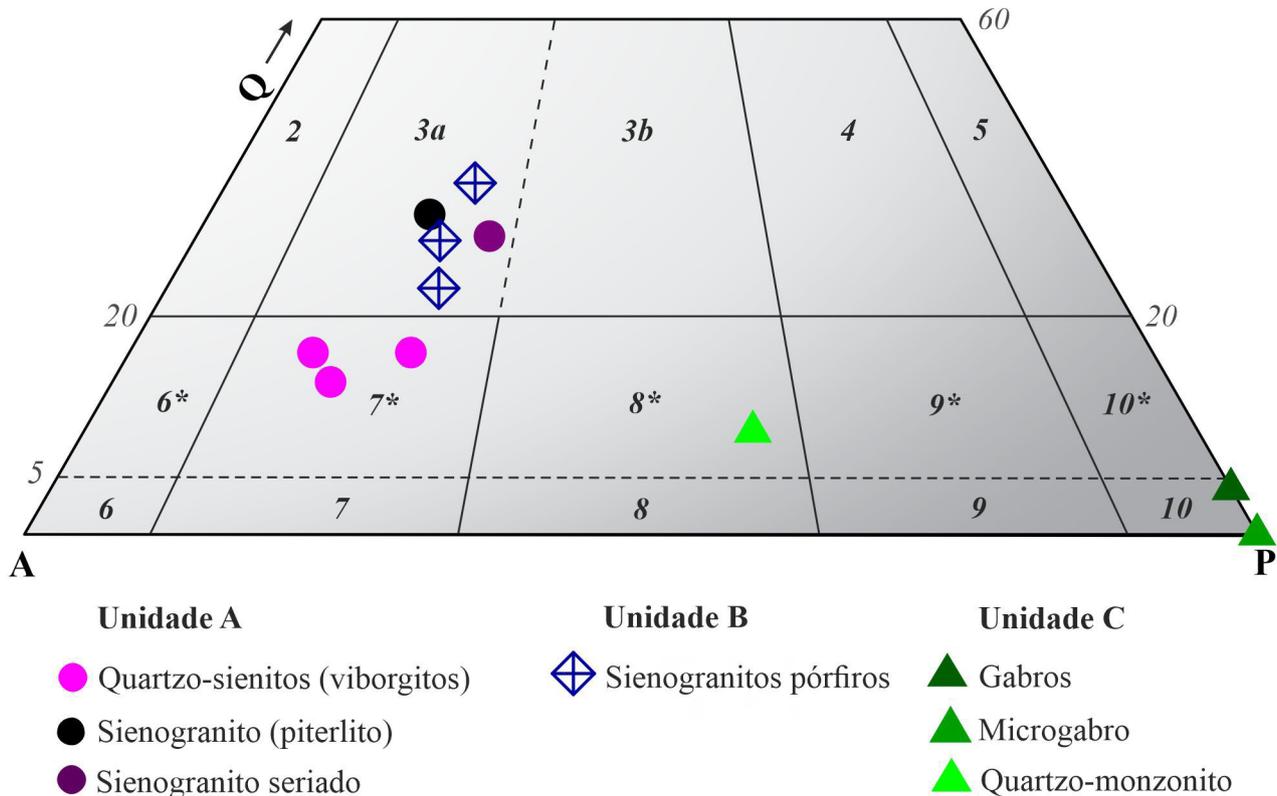


Figura 3. Classificação petrográfica das rochas das unidades A, B e C da Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas no distrito São Lourenço-Macisa, segundo o diagrama QAP de Streckeisen (1976).

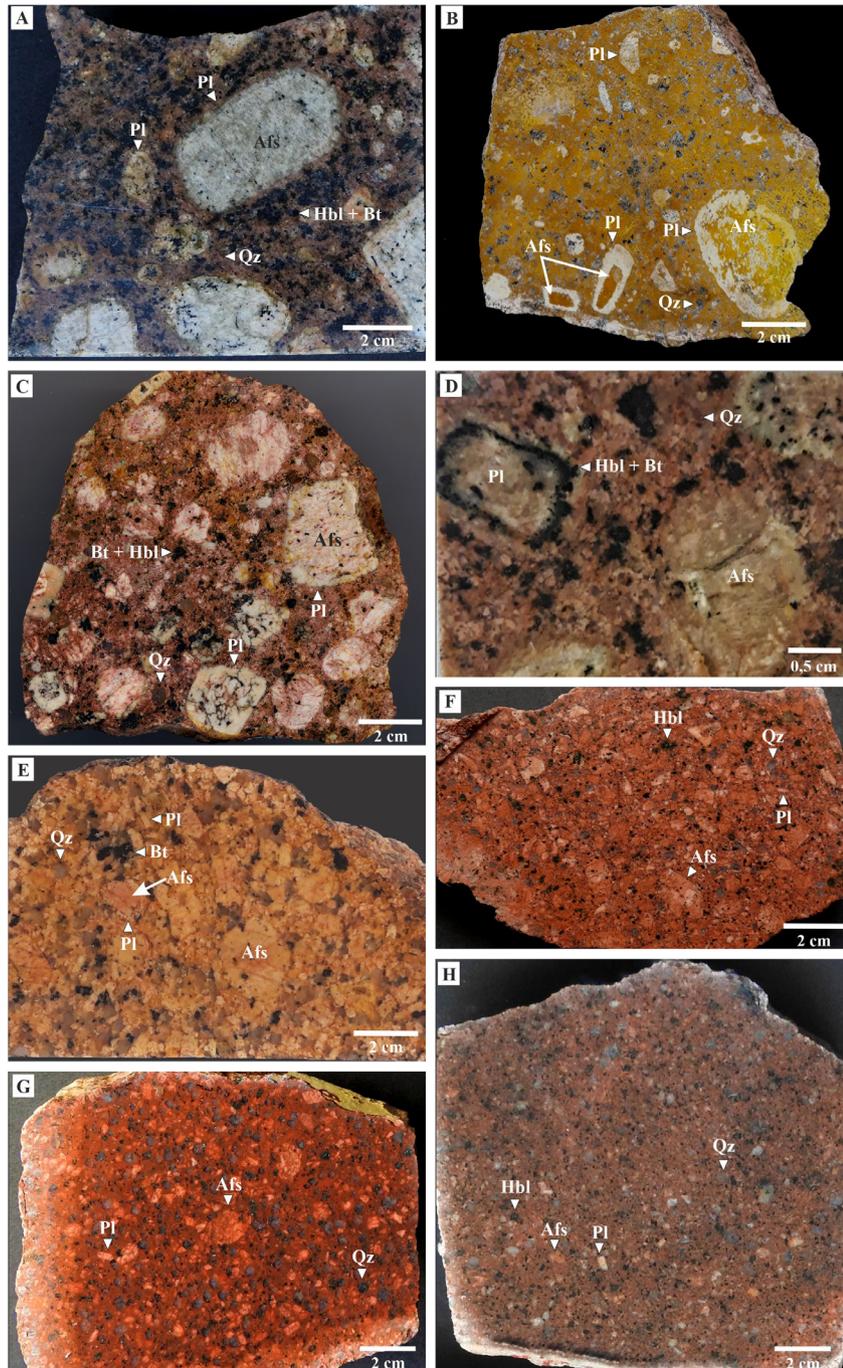
de feldspato alcalino, plagioclásio, quartzo, hornblenda e biotita. O quartzo forma cristais incolores ou cinza azulados arredondados, alguns com tendência a megacristal, enquanto os minerais ferromagnesianos formam agregados de cristais que conferem à rocha um aspecto mosqueado (Figuras 4A, 4B e 4C).

Ao microscópio, o feldspato alcalino é o microclínio pertítico (50 – 62%), com albita sob a forma de fios, veios e manchas (Figuras 4A e 5A). O plagioclásio (12 – 23%) tem composição do oligoclásio e apresenta-se parcialmente saussuritizado ou sericitizado (Figura 5B). O quartzo (12 – 16%) ocorre como cristais subédricos a arredondados com sinais de corrosão (megacristais) e como cristais anédricos intersticiais ou em agregados granofíricos na matriz — estes, por vezes, como mantos em alguns megacristais de feldspato alcalino e de plagioclásio (Figuras 5A, 5B e 5C). A hornblenda (verde/pardo) e a biotita (marrom/verde) ocorrem normalmente como agregados de cristais junto com os minerais acessórios (Figura 5D). A hornblenda e a biotita estão parcialmente substituídas por clorita. Os minerais acessórios identificados são zircão, titanita, allanita, apatita, minerais opacos e fluorita, e ocorrem inclusos nos megacristais de feldspato e em agregados com os minerais máficos principais.

Biotita sienogranitos seriados

São rochas de coloração rosa, estrutura maciça e textura hipidiomórfica e inequigranular seriada, com granulação variando de média a grossa (0,1 – 2,0 cm). São constituídas principalmente de feldspato alcalino subédrico tabular e anédrico ovalado de cor rosa (45 – 50%), quartzo arredondado incolor a cinza azulado (30 – 35%), plagioclásio subédrico e euédrico cinza esbranquiçado (20 – 25%), por vezes como auréola no feldspato alcalino (textura rapakivi), e biotita (5 – 7%), como mineral máfico principal, forma cristais ou agregados de cristais dispersos na rocha ou inclusos nos feldspatos (Figura 4E).

Ao microscópio, o feldspato alcalino é o microclínio pertítico, com albita sob a forma de fios, veios e manchas e inclusões de plagioclásio, quartzo e biotita. O plagioclásio tem composição variando de oligoclásio a albita e encontra-se saussuritizado ou sericitizado principalmente nos núcleos dos cristais. O quartzo é anédrico arredondado e irregular intersticial, o primeiro é dominante e mostra sinais de corrosão. A biotita (marrom/pardo) contém inclusões e forma também agregados com os minerais acessórios zircão, titanita, apatita, allanita e fluorita (Figura 5E).



Pl: plagioclásio; Qz: quartzo; Hbl + Bt: hornblenda + biotita; Afs: feldspato alcalino; Bt: biotita.

Figura 4. Aspectos petrográficos macroscópicos de viborgito, piterlito, sienogranito seriado e sienogranitos pórfiros. (A) Viborgito: megacristais ovalados e retangulares de feldspato alcalino com manto de plagioclásio e subédrico de plagioclásio em matriz hipidiomórfica seriada, onde se destaca os cristais arredondados de quartzo e os agregados de minerais máficos; (B) viborgito: destaque para os megacristais de feldspato alcalino com manto de plagioclásio; (C) piterlito: megacristais subédricos e ovalados de feldspato alcalino com e sem manto de plagioclásio e de plagioclásio zonado, com núcleo com textura celular e borda homogênea e quartzo matricial arredondado; (D) piterlito: megacristal de plagioclásio manteado por cristais de hornblenda e biotita (plagioclásio ocelar); (E) biotita sienogranito seriado: cristais subédricos e arredondados de feldspato alcalino, alguns com mantos de plagioclásio, quartzo arredondado, cristais tabulares de plagioclásio e agregados dispersos de biotita; (F, G e H) sienogranitos pórfiros: destaque para os megacristais tabulares e ovalados de feldspato alcalino, tabulares de plagioclásio e arredondados de quartzo cinza azulado. Abreviação de minerais segundo Whitney e Evans (2010).

Mc: microclínio; Pl: plagioclásio; Ap: apatita; Qz: quartzo; Hbl: hornblenda; Bt: biotita; Ttn: titanita; Chl: clorita; Opq: minerais opacos; Zrn: zircão; Fl: fluorita.

Figura 5. Aspectos petrográficos microscópicos de viborgito, piterlito, sienogranito seriado e sienogranitos pórfiros. Fotomicrografias: (A) viborgito: megacristal de microclínio perfitico manteedo por plagioclásio, com borda e infiltrações de intercrescimentos granofíricos; (B) viborgito: matriz hipidiomórfica seriada com microclínio perfitico, plagioclásio zonado com núcleo alterado (sericita) e borda límpida, quartzo anédrico intersticial, hornblenda, biotita e titanita; (C) piterlito: matriz hipidiomórfica seriada, com destaque para os cristais subédricos e anédricos de quartzo com sinais de corrosão; (D) piterlito: aglomerados de minerais máficos com minerais opacos na matriz; (E) biotita sienogranito seriado: textura hipidiomórfica seriada com microclínio, plagioclásio parcialmente sericitizado, quartzo globular e irregular intersticial e biotita; (F) sienogranito pórfiro: megacristais de microclínio, plagioclásio e de quartzo em matriz panxenomórfica de granulação fina; (G) sienogranito pórfiro: cristal de plagioclásio com borda de microclínio (textura antirrapakivi); (H) granito pórfiro: megacristal de plagioclásio zonado, com núcleo saussuritizado e borda límpida. Fotomicrografias A, B, C, E, F e G com luz transmitida e polarizadores cruzados, e D e H com polarizadores paralelos. Abreviação de minerais segundo Whitney e Evans (2010).

Unidade B: associação de granitos pórfiros com hornblenda e/ou biotita

É a unidade com maior variedade de tipos petrográficos. Nessa unidade são incluídas rochas subvulcânicas anteriormente classificadas como quartzo pórfiro (Costa, 1962), feldspato pórfiro e riólito pórfiro (Kloosterman, 1966), e riólitos e riódacitos pórfiros (Isotta et al., 1978; Cembrani e Bettencourt, 1985). Frequentes enclaves microgranulares máficos, com dimensão média da ordem de 5,0 cm, são observados nos litotipos da porção nordeste da área mapeada, segundo Cembrani e Bettencourt (1985).

Granitos pórfiros com hornblenda e/ou biotita

São rochas com cores variando de rosa avermelhada a rosa acinzentada, com estrutura maciça e textura porfirítica. Os tipos faneríticos têm composição sienogranítica (Tabela 1, Figura 3). Os megacristais são de feldspato alcalino, quartzo e plagioclásio, normalmente nessa ordem de frequência. Os megacristais são anédricos ovalados/arredondados e subédricos tabulares de feldspato alcalino rosa avermelhado a rosa esbranquiçado (< 2,0 cm), anédricos arredondados de quartzo incolor a cinza azulado (< 0,5 cm) e, mais raramente, subédricos e euédricos tabulares de plagioclásio cinza esbranquiçado (< 1,0 cm). Os megacristais compõem de 25 a 55% do volume total das rochas. A matriz é de granulação fina a afanítica (< 0,1 cm) e composta principalmente dos mesmos minerais dos megacristais, mais hornblenda e/ou biotita (Figuras 4F, 4G e 4H).

Ao microscópio, os megacristais mostram sinais de corrosão e alguns são compostos de vários cristais de feldspato alcalino com ou sem plagioclásio associado e em algumas fácies são seriados e incluem também megacristais de hornblenda, com tamanhos variando de 0,1 a 5,0 mm. A matriz é hipidiomórfica a panxenomórfica fina a muito fina (< 1,0 mm) e composta predominantemente de feldspato alcalino e quartzo (Figura 5F). O feldspato alcalino é o microclínio de aspecto turvo, os megacristais são pertíticos com albita sob a forma de fios e manchas e inclusões de quartzo, plagioclásio, hornblenda e/ou biotita. O quartzo é subédrico a anédrico arredondado (megacristais) e anédrico irregular e vermiforme em agregados granofíricos na matriz. O plagioclásio tem composição variando de oligoclásio a albita e ocorre parcialmente saussuritizado ou sericitizado. Em algumas fácies, apresenta mantos de microclínio (textura antirrapakivi, Figura 5G); em outras, é zonado, com núcleo muito saussuritizado e borda límpida (Figura 5H). A hornblenda (verde/pardo) e, mais raramente, a biotita (marrom/pardo) contêm inclusões dos minerais acessórios zircão, apatita, titanita, allanita, minerais opacos e fluorita, e apresentam-se parcialmente cloritizadas.

Unidade C: associação de gabros, microgabros, hornblenda quartzo-monzonitos e granitos pórfiros

Nessa associação são incluídos os diabásios de granulação média e fina e quartzo-feldspato pórfiros de Cembrani e Bettencourt (1985), bem como os hornblenda quartzo-monzonitos de Silva (em preparação) que ocorrem na parte oeste da área mapeada, porém com idades radiométricas ainda não determinadas. Os quartzo-feldspato pórfiros, ou granito pórfiros, como definido neste trabalho, ocorrem no extremo oeste da unidade, mas não foram aqui estudados por falta de amostra. Os contatos entre os litotipos dessa unidade não foram observados no campo.

Gabros e microgabros

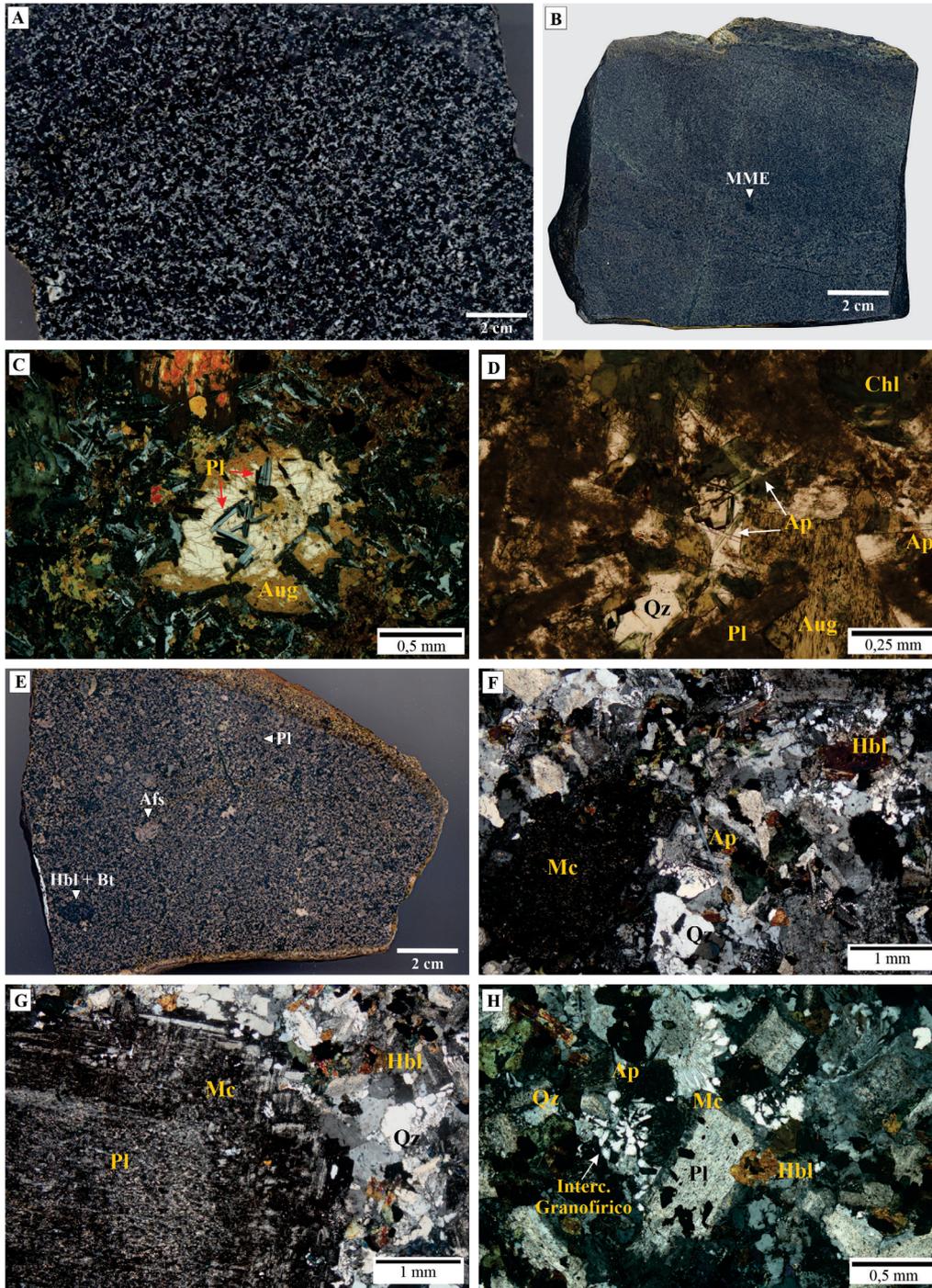
São rochas de coloração cinza escura a preta com estrutura maciça (Figuras 6A e 6B). A textura varia de subofítica a ofítica média/fina nos gabros e subofítica fina (< 0,2 cm) nos microgabros, e são compostas principalmente de plagioclásio e piroxênio. Pequenos enclaves (< 0,5 cm) microgranulares máficos (MME) ocorrem nos tipos equigranulares finos (Figuras 6A e 6B).

Ao microscópio, o plagioclásio (45 – 50%) tem composição da labradorita e aparece normalmente alterado para saussurita no núcleo. O piroxênio (35 – 45%) é a augita e mostra-se parcialmente alterado para clorita, principalmente nas bordas (Figura 6C). A magnetita (5 – 20%) é o mineral opaco principal e ocorre alterada para biotita nos litotipos de grão fino. Quartzo, titanita e apatita ocorrem em quantidades bem menores (< 2%). A apatita, sob os hábitos de bastonete e agulha, ocorre como inclusões nos minerais principais e no quartzo (Figura 6D). A apatita acicular tem comprimento < 0,5 mm e razões axiais de até 35:1.

Hornblenda quartzo-monzonitos

São rochas cinza rosadas e de estrutura maciça. A textura é porfirítica, com megacristais (< 1,0 cm) subédricos e ovalados de feldspato alcalino rosa, alguns com manto de plagioclásio (textura rapakivi), e subédricos e euédricos de plagioclásio cinza esbranquiçado, em matriz hipidiomórfica equigranular média a fina (< 0,2 cm), composta de plagioclásio, feldspato alcalino, quartzo e minerais máficos (Figura 6E).

Ao microscópio, o feldspato alcalino (25 – 30%) é o microclínio de aspecto turvo, com albita sob a forma de manchas nos megacristais pertíticos (Figura 6F). O plagioclásio (45 – 50%) tem composição variando de oligoclásio a albita e apresenta-se, quase sempre, com núcleo parcialmente sericitizado ou saussuritizado e com borda límpida de microclínio (textura antirrapakivi) (Figuras 6G e 6H). O quartzo forma cristais subédricos e ovalados com sinais



MME: enclave microgranular máfico; Pl: plagioclásio; Aug: augita; Chl: clorita; Ap: apatita; Qz: quartzo; Afs: feldspato alcalino; Hbl + Bt: hornblenda + biotita; Mc: microclínio; Hbl: hornblenda.

Figura 6. Aspectos petrográficos macroscópicos e microscópicos de gabros, microgabros e de hornblenda quartzo-monzonitos. (A) Gabro; (B) microgabro com pequeno enclave microgranular mais escuro; (C) fotomicrografia de texturas ofítica e subofítica no gabro; (D) fotomicrografia do microgabro, com destaque para a apatita acicular; (E) hornblenda quartzo-monzonito; (F) hornblenda quartzo-monzonito: megacrystal de microclínio em matriz hipidiomórfica equigranular fina a média, com destaque para a apatita acicular; (G) hornblenda quartzo-monzonito: megacrystal de plagioclásio com borda de microclínio (textura antirapakivi); (H) hornblenda quartzo-monzonito: cristais matriciais de plagioclásio com borda límpida de microclínio (textura antirapakivi) e intercrescimento granofírico na matriz. Fotomicrografias C, F, G e H com luz transmitida e polarizadores cruzados, e D com polarizadores paralelos. Abreviação de minerais segundo Whitney e Evans (2010).

de corrosão, assim como cristais anédricos em agregados granofíricos intersticiais e como mantos em alguns cristais de feldspato. A hornblenda (verde/pardo) é o mineral máfico principal, ocorre em aglomerados de vários indivíduos que, por vezes, envolvem cristais de plagioclásio e mostra-se usualmente alterada para clorita. 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 6F).

DISCUSSÃO

A SISLC (1,32 – 1,30 Ga), na região do distrito mineiro São Lourenço-Macisa, no maciço São Lourenço (NW da PER), compreende granitos rapakivi e rochas associadas que são incluídas, pelo menos, em quatro unidades ígneas (unidades A, B, C e D) definidas em mapeamento geológico na escala 1:25.000. A Unidade A é composta de viborgitos e piterlitos com hornblenda e biotita, e biotita sienogranitos seriados; a Unidade B, de granitos pórfiros (rapakivi pórfiros) com hornblenda e/ou biotita; a Unidade C, de gabros, microgabros, hornblenda quartzo-monzonitos e granitos pórfiros; e a Unidade D, de granitos equigranulares e inequigranulares com biotita. Os litotipos das unidades A, B e C são interpretados como de fase precoce, enquanto os da Unidade D são interpretados como de fase tardia, em razão, principalmente, das dimensões dos plútons e das composições mineralógicas e químicas desses litotipos. Os depósitos primários de estanho e metais associados estão relacionados espacialmente com as rochas da Unidade D, que apresentam composições mais diferenciadas e formam plútons com dimensões relativamente menores.

A SISLC tem muitas semelhanças com os granitos rapakivi e as rochas associadas do sul da Finlândia, particularmente com o batólito de Wiborg e intrusões associadas, tais como: grande expressão em área de viborgitos e piterlitos, com relativa pequena ocorrência de rochas básicas (batólito de Wiborg — Rämö et al., 1999 e referências citadas), associação de diabásios, quartzo-feldspato pórfiros e rochas intermediárias híbridas com hornblenda (Complexo rapakivi — Jaala-Iitti, Salonsaari e Haapala, 1994), diques de diabásio nas rochas encaixantes dos plútons (complexos de Ahvenisco e Suomenniemi — Rämö, 1991) e associação de biotita granitos porfiríticos e equigranulares com depósitos de estanho e metais associados, particularmente as fácies com topázio na moda (*Stock* de Kymi — Lukkari et al., 2009). Na Finlândia, os granitos com hornblenda (\pm biotita \pm faialita) são interpretados como representantes de fase precoce e são usualmente cortados por biotita granitos, enquanto os biotita granitos com topázio, com características

de granitos estaníferos, representam a fase intrusiva mais tardia (Rämö et al., 1999).

O caráter bimodal da SISLC no distrito foi reconhecido em trabalhos anteriores (Isotta et al., 1978; Cembrani e Bettencourt, 1985; Bettencourt et al., 1999), porém sem a revelação de idade, radiométrica ou não, das rochas máficas, tanto aquelas que ocorrem na Unidade C quanto as que aparecem sob a forma de dique nos metassedimentos da Formação Mutum-Paraná. As idades radiométricas das rochas máficas, bem como as suas relações de contato com as rochas félsicas da fase precoce, ainda permanecem desconhecidas; contudo, as presenças de assembleias incomuns de minerais e/ou texturas em algumas dessas rochas (Hibbard, 1991, 1995), assim como em rocha de composição intermediária (hornblenda quartzo-monzonito) na Unidade C, são interpretadas, neste trabalho, como evidências da coexistência e da interação entre magmas mais máficos e mais félsicos (ver a seguir).

Nos viborgitos e piterlitos da Unidade A é comum uma assembleia que inclui cristais ovoides de feldspato alcalino, cristais ovoides e tabulares de feldspato alcalino 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) e quartzo subédricos e arredondados com sinais de corrosão (Figuras 4A a 4D e 5A a 5D). Como no caso dos viborgitos e piterlitos do batólito de Wiborg, a área de exposição dessas rochas é, aparentemente, muito maior que a área das rochas básicas no atual nível de erosão e de conhecimento da SISLC, embora, no caso finlandês, estudos geofísicos apontam para a ocorrência de rochas básicas em profundidade (Korja, 1991 *apud* Rämö et al., 1999). Contudo, no caso da SISLC, ainda são desconhecidas também as relações espaciais e temporais com as rochas básicas e ultrabásicas do Ciriquire, que ocorrem a noroeste do maciço São Lourenço, no estado do Amazonas (Dreher et al., 1976; Leal et al., 1978; Bettencourt et al., 1995).

Nos granitos pórfiros da Unidade B, as assembleias envolvem cristais ovalados e arredondados de microclínio, alguns com borda de plagioclásio, cristais de plagioclásio com núcleo mais cálcico (sericitizado/saussuritizado) e borda límpida mais sódica ou mesmo com borda de microclínio em algumas fácies (textura antirrapakivi) e quartzo arredondado com sinais de corrosão (Figuras 5F a 5H). Além disso, na porção nordeste da área, enclaves microgranulares máficos são frequentes e reforçam as evidências da atuação de processos de interação de magmas nessa unidade, como no caso do Granito Rapakivi Salto na Província Granítica Itu (Alves et al., 2021). Quartzo-feldspato pórfiros da região do batólito de Wiborg formam, em alguns casos, diques compostos com diabásio, com a presença de rocha intermediária

hibridizada (Rämö, 1989 *apud* Rämö e Haapala, 1995). Tal associação pode ser o caso da Unidade C.

Rochas de composição intermediária (hornblenda quartzo-monzonitos) ocorrem associadas com gabros, microgabros e granitos pórfiros na Unidade C. As relações de contato entre esses litotipos ainda não foram definidas no campo como mencionado anteriormente. Contudo, uma assembleia de minerais e texturas nas rochas intermediárias inclui megacristais de feldspato alcalino 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 (Figuras 6E a 6H). Essa última está também presente nos microgabros com pequenos enclaves microgranulares mais máficos (Figuras 6B e 6D), que sugerem, aparentemente junto com os gabros, pulsos distintos de magmas básicos ou bordas de resfriamento rápido em zonas de contato com magmas mais félsicos (Frost e Mahood, 1987; Barbarin, 2005). Essa unidade é comparável ao Complexo rapakivi Jaala-Iitti, associado ao batólito de Wiborg, o qual é composto de quartzo-feldspato pórfiro, diabásio e rocha intermediária híbrida com hornblenda (Salonsaari e Haapala, 1994).

A textura rapakivi, megacristal ovoide ou tabular de microclínio manteado por plagioclásio (oligoclásio-albita), ocorre predominantemente nos viborgitos, mas também nos piterlitos, granitos pórfiros e quartzo-monzonitos do distrito. Várias interpretações são propostas para explicar a formação posterior do plagioclásio em relação ao feldspato alcalino (Hibbard, 1981; Dempster et al., 1994; Eklund e Shebanov, 1999, entre outros). Provavelmente, as mais realistas referem-se à mistura de dois magmas de composições diferentes ou à cristalização de magma granítico sob condições de acentuada queda de pressão combinada com pequena mudança de temperatura (Rämö et al., 1999). Porém, 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 ovoides 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 ovoides 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, em razão das diferenças de composição e/ou

temperatura entre os magmas (Andersson e Eklund, 1994; Hibbard, 1995; Müller et al., 2008). Já os intercrescimentos granofíricos são indicativos de atividades magmáticas em níveis crustais relativamente altos, em condições de magma *undercooled* (London, 2008; Vernon, 2016).

Desse modo, os vários aspectos petrográficos aqui revelados, em algumas fácies precoces da SISLC na região do distrito de São Lourenço-Macisa, indicam uma provável atuação de processos de interação entre magmas mais básicos e mais félsicos na formação dessas rochas. Além disso, a natureza das assembleias de minerais e texturas observadas indica também a cristalização precoce de alguns minerais (pré-mistura) e diferentes graus de hibridização em nível crustal mais profundo, bem como a colocação dos magmas já hibridizados em níveis crustais mais rasos (Currier et al., 2019).

CONCLUSÕES

Os estudos geológicos e petrográficos realizados na SISLC, na região do distrito mineiro de São Lourenço-Caripunas (PER), definiram quatro unidades ígneas (A, B, C e D) na escala 1:25.000. As unidades A, B e C são interpretadas como de fase precoce, e a Unidade D, como de fase tardia, com base nas dimensões dos plútons e nas composições mineralógicas e químicas dos litotipos, i.e., os plútons da Unidade D são relativamente menores e constituídos de rochas com composições mais diferenciadas e relacionadas espacialmente com os depósitos primários de estanho e metais associados.

Os estudos petrográficos, realizados nas rochas das unidades da fase precoce, revelaram assembleias de minerais e texturas que são compatíveis não só com processos de interação entre magmas mais félsicos e mais máficos, mas também com processos de cristalização magmática pré e pós-mistura, esse último já em nível crustal aparentemente mais elevado. Esses resultados sugerem também uma atenção especial para as rochas máficas associadas, bem como para os enclaves microgranulares máficos, os quais são importantes para a compreensão dos processos de recarga e de interação de magmas em reservatórios magmáticos.

Por fim, os resultados sugerem ainda que os processos de interação de magmas, agora com evidências em pelo menos três suítes de granitos rapakivi (suítes intrusivas Serra da Providência, Santo Antônio e São Lourenço-Caripunas), podem ter atuado também em outras suítes da província. Nessas, granitos piterlíticos, porfiríticos e equigranulares ocorrem em proporções variadas, mas a falta de mapeamento geológico em escala de semi ou maior detalhe pode ser um fator limitante no reconhecimento de prováveis ocorrências de rochas máficas e de enclaves microgranulares tanto félsicos quanto máficos.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Departamento de Geologia da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” (Unesp) por proporcionar a infraestrutura laboratorial para o desenvolvimento da pesquisa. Os autores Marly Aparecida da Silva e Matheus Ramos Ciotta agradecem também ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) a concessão das bolsas de doutorado (processo 140649/2020-4) e de mestrado (processo 130975/2020-6), respectivamente. Os autores agradecem ainda a colaboração de dois revisores anônimos que muito contribuíram para a melhoria do trabalho.

REFERÊNCIAS

- 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, 106435. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106435>
- Andersson, U. B., Eklund, O. (1994). Cellular plagioclase intergrowths as a result of crystal-magma mixing in the Proterozoic Aland rapakivi batholith, SW Finland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 117, 124-136. <https://doi.org/10.1007/BF00286837>
- Barbarin, B. (2005). Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the Sierra Nevada batholiths, California: nature, origin and relations with the hosts. *Lithos*, 80(1-4), 155-177. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.05.010>
- Bettencourt, J. S., Dall’Agnol, R. (1987). The Rondonian tin-bearing anorogenic granites and associated mineralization. *I International Symposium on Granites and Associated Mineralizations*. Salvador: Superintendência de Geologia e Recursos Minerais.
- Bettencourt, J. S., Kaedei, M. (1984). Reconhecimento dos granitos rapakivi (sensu stricto) da região do rio Caripunas, RO. *II Symposium Amazônico*. Manaus: DNPM. p. 271-286.
- 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(1), 28-46. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.08.006>
- 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., Tosdal, R. M., Leite Jr., W. B., Payolla, B. L. (1995). Overview of the rapakivi granite of the Rondônia Tin Province (RTP). *Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks*. Excursion guidebook: the rapakivi granites of the Rondônia tin province and associated mineralization, 1. Belém: UFPA. p. 5-15.
- 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(1-2), 41-67. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(98\)00126-0](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(98)00126-0)
- 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. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/20938>. Acesso em: 22 nov. 2021.
- Cembrani, J. C., Bettencourt, J. S. (1985). *Projeto Granito São Lourenço*. Relatório final de mapeamento do Maciço São Lourenço. 73 p.
- Costa, H. F. (1962). Jazidas de estanho no Brasil. *Revista de Engenharia, Mineração e Metalurgia*, 36(215), 249-259.
- Costa, M. A. C., Sousa, M. Z. A., Dall’Agnol, R., Scandola, 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. <http://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.04.003>
- Currier, R. M., Ashauer, Z. M., Norfleet, M. A. (2019). Textural analyses of classical rapakivi granites: texture formation through coarsening, size-selective replacement, and stirring. *Precambrian Research*, 321, 1-12. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.11.020>
- Dall’Igna, L. G. (1996). A mineração e o garimpo de cassiterita em Rondônia. *A Terra em Revista*, 2(1), 56-61. Disponível em: <http://docvirt.com/docreader.net/DocReader.aspx?bib=aguaterra&pagfis=140>. Acesso em: 22 nov. 2021.

- Dempster, T. J., Jenkin, G. R. T., Rogers, G. (1994). The origin of rapakivi texture. *Journal of Petrology*, 35(4), 963-981. <https://doi.org/10.1093/petrology/35.4.963>
- Dreher, A. M., Araújo, J. F. V., Abreu, A. S. (1976). Associação básico-anortositica dos rios Curuquetê e Siriquiqui, Município de Lábrea, Amazonas. *XXIX Congresso Brasileiro de Geologia*. Ouro Preto: SBG. v. 2, p. 149-167.
- Eklund, O., Shebanov, A. D. (1999). The origin of rapakivi texture by sub-isothermal decompression. *Precambrian Research*, 95(1-2), 129-146. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(98\)00130-2](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(98)00130-2)
- Farias, V. (2020). *Geologia e petrologia do plúton Saubinha e os depósitos de estanho associados, Rondônia*. Dissertação (Mestrado). Rio Claro: Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP. 153 p. Disponível em: <http://hdl.handle.net/11449/192608>. Acesso em: 22 nov. 2021.
- Frost, T. P., Mahood, G. A. (1987). Field, chemical, and physical constraints on mafic-felsic magma interaction in the Lamarck Granodiorite, Sierra Nevada, California. *Geological Society of America Bulletin*, 99(2), 272-291. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1987\)99<272:FCAPCO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1987)99<272:FCAPCO>2.0.CO;2)
- 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(1-2), 165-171. <http://doi.org/10.1017/S0263593300007859>
- Haapala, I., Rämö, O. T. (1999). Rapakivi granites and related rocks: an introduction. *Precambrian Research*, 95(1-2), 1-7. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(98\)00124-7](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(98)00124-7)
- Hibbard, M. J. (1981). The magma mixing origin of mantled feldspars. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76, 158-170. <https://doi.org/10.1007/BF00371956>
- Hibbard, M. J. (1991). Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems. In: J. Didier, B. Barbarin (Eds.). *Enclaves and Granite Petrology*, p. 431-444. Amsterdã: Elsevier.
- Hibbard, M. J. (1995). *Petrography to petrogenesis*. Nova Jérsei: Prentice Hall.
- Isotta, C. A. L., Carneiro, J. M., Kato, H. T., Barros, R. J. L. (1978). *Projeto província estanífera de Rondônia: relatório final*. Porto Velho: DNPM/CPRM. v. 16. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/9652>. Acesso em: 22 nov. 2021.
- Kloosterman, J. B. (1966). Granites and rhyolites of São Lourenço: a volcano-plutonic complex in southern Amazonia. *Revista de Engenharia, Mineração e Metalurgia*, 44, 169-171.
- Korja, A. (1991). *Crustal and upper mantle structure of the Wiborg batholith, SE Finland*. Institute of Seismology, University of Helsinki, Report S-25, 97-101.
- Leal, J. W. L., Silva, G. H., Santos, D. B., Teixeira, W., Lima, M. I. C., Fernandes, C. A. C., Pinto, A. C. (1978). Geologia. In: Projeto Radam Brasil. *Folha SC. 20 – Porto Velho*, p. 19-184. Rio de Janeiro: MME/DNPM.
- 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*. Porto: IX CNG/2º CoGeLiP. 101, n. Especial I, 125-129. Disponível em: https://www.lneg.pt/wp-content/uploads/2020/03/23_2971_ART_CG14_ESPECIAL_I.pdf. Acesso em: 22 nov. 2021.
- 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 n. 125, p. 209. MME/DNPM/DFPM.
- London, D. (2008). *Pegmatites*. Canadian Mineralogist, Special Publication 10. Quebec: Mineralogical Association of Canada.
- Lowell, G. R., Young, G. J. (1999). Interaction between coeval mafic and felsic melts in the St. Francois Terrane of Missouri, USA. *Precambrian Research*, 95(1-2), 69-88. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(98\)00127-2](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(98)00127-2)
- Lukkari, S., Thomas, R., Haapala, I. (2009). Crystallization of the Kymi topaz granite stock within the Wiborg rapakivi granite batholith, Finland: evidence from melt inclusions. *The Canadian Mineralogist*, 47(6), 1359-1374. <https://doi.org/10.3749/canmin.47.6.1359>
- Müller, A., Seltmann, R., Kober, B., Eklund, O., Jeffries, T., Kronz, A. (2008). Compositional zoning of rapakivi feldspars and coexisting quartz phenocrysts. *Canadian Mineralogist*, 46(6), 1417-1442. <https://doi.org/10.3749/canmin.46.6.1417>
- Payolla, B. L. (1994). *As rochas graníticas e sieníticas das cachoeiras Teotônio e Santo Antonio, rio Madeira, Porto Velho, Rondônia: geologia, petrografia e geoquímica*. Dissertação (Mestrado). Brasília: Instituto de Geociências – UnB. 145 p.
- 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(1-4), 141-169. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00121-3](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00121-3)

- Quadros, M. L. E. S., Rizzotto, G. J. (2007). *Geologia e recursos minerais do estado de Rondônia*. Porto Velho: CPRM. Disponível em: <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/10277>. Acesso em: 22 nov. 2021.
- Rämö, O. T. (1989). Silicic-basic magmatism associated with rapakivi granites: petrography and petrology of composite diabase - quartz porphyry dykes and K-feldspar diabbases in the Suomenniemi complex, southeastern Finland. In: I. Haapala, Y. Kähkönen (Eds.). *Symposium Precambrian Granitoids: Petrogenesis, Geochemistry and Metallogeny*, 105-106. Helsinki: Geological Survey of Finland (Special Paper, 8).
- Rämö, O. T. (1991). Petrogenesis of the proterozoic rapakivi granites and related basic rocks of southeastern Fennoscandia: Nd and Pb isotopic and general geochemical constraints. Geological Survey of Finland. *Bulletin*, 355.
- Rämö, O. T., Haapala, I. (1995). One hundred years of rapakivi granite. *Mineralogy and Petrology*, 52, 129-185. <https://doi.org/10.1007/BF01163243>
- Rämö, O. T., Nironen, M., Kosunen, P., Elliot, B. A. (1999). Proterozoic granites of south-central Finland – traverse across a Paleoproterozoic terrane boundary, field trip to southern and central Finland. *ICGP Project 426, granite systems and Proterozoic lithosphere process. Field trip to southern and central Finland*. 109. Helsinki University Press.
- Rizzotto, G. J., Oliveira, J. G. F., Quadros, M. L. E. S., Castro, J. M. R., Cordeiro, A., Adamy, A., Melo Junior, H. R., Dantas, M.E. (2005). *Projeto Rio Madeira*. Levantamento de informações para subsidiar o estudo de viabilidade do aproveitamento hidrelétrico (AHE) do rio Madeira. Aproveitamento hidrelétrico de Jirau. Relatório final. Porto Velho: CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Disponível em: https://rigeo.cprm.gov.br/bitstream/doc/15522/2/Relatorio_AHE_JIRAU.pdf. Acesso em: 22 nov. 2021.
- Salonsaari, P. T., Haapala, I. (1994). The Jaala-Iitti rapakivi complex. An example of bimodal magmatism and hybridization in the Wiborg rapakivi batholith, southeastern Finland. *Mineralogy and Petrology*, 50, 21-34. <http://doi.org/10.1007/bf01160136>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.12.005>
- Scandolara, J. E., Fuck, R. A., Dall’Agnol, R., Dantas, E. L. (2013a). Geochemistry and origin of the early Mesoproterozoic mangerite-charnockite-rapakivi granite association of the Serra da Providencia suite and associated gabbros, central-eastern Rondonia, SW Amazonian Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 45, 166-193. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.03.003>
- Scandolara, J. E., Fuck, R. A., Dantas, E. L., Souza, V. S. (2013b). Geochemistry of Jamari complex, central-eastern Rondônia: Andean type magmatic arc and Paleoproterozoic crustal growth of the southwestern Amazonian Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 46, 35-62. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.04.002>
- Silva, M. A. *Petrologia e metalogenia da suíte intrusiva São Lourenço-Caripunas na região do distrito mineiro de São Lourenço-Maciça, Rondônia*. Tese (Doutorado). Rio Claro: Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP. (em preparação).
- Souza, E. C., Melo, A. F. F., Adamy, A., Soeiro, R. S., Daleiro, V. (1975). *Projeto nordeste de Rondônia*: relatório final. Brasília: MME/DNPM/CPRM. v. 1, 225 p.
- Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12(1), 1-33. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(76\)90052-0](https://doi.org/10.1016/0012-8252(76)90052-0)
- Tassinari, C. C. G., Cordani, U. G. C., Nutman, A. P., Schmuss, W. R. V., Bettencourt, J. S., Taylor, P. N. (1996). Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro Juruena Province (Amazonian Craton) and tectonic implications. *International Geology Review*, 38(2), 161-175. <https://doi.org/10.1080/00206819709465329>
- Tassinari, C. C. G., Macambira, M. (2004). A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: V. Mantesso Neto, A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro, B. B. Brito Neves (Eds.), *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques Almeida*, p. 471-486. São Paulo: Beca.
- Teixeira, W., Geraldies, 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(1), 47-60. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.09.007>
- Vernon, R. H. (2016). Rapakivi granite problems: plagioclase mantles and ovoid megacrysts. *Australian Journal of Earth Sciences*, 63(6), 675-700. <https://doi.org/10.1080/08120099.2016.1241953>
- Whitney, D. L., Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1), 185-187. <http://doi.org/10.2138/am.2010.3371>