



Universidade de Brasília
Instituto de Geociências
Programa de Pós-graduação em Geologia

**EVOLUÇÃO MAGMÁTICA DA
ASSOCIAÇÃO CHARNOCKITO-
GRANITO ALTO CANDEIAS,
MESOPROTEROZOICO DO SW DO
CRATON AMAZÔNICO.**

MAGMATIC EVOLUTION OF
CHARNOQUITE-ALTO CANDEIAS
ASSOCIATION, SW MESOPROTEROZOIC OF
THE AMAZONIAN CRATON.

GIULIA GUIMARÃES BARBOSA TRIVELLI

Tese de Doutorado Nº 194

Área de concentração: Geologia Regional

Orientador: Prof. Dr. Valmir da Silva Souza

Co-orientador: Dr. Jaime Estevão Scandolara

Brasília, 07/10/2022



Universidade de Brasília
Instituto de Geociências
Programa de Pós-graduação em Geologia

**EVOLUÇÃO MAGMÁTICA DA
ASSOCIAÇÃO CHARNOCKITO-GRANITO
ALTO CANDEIAS, MESOPROTEROZOICO
DO SW DO CRATON AMAZÔNICO.**

MAGMATIC EVOLUTION OF CHARNOQUITE-ALTO
CANDEIAS ASSOCIATION, SW MESOPROTEROZOIC OF THE
AMAZONIAN CRATON.

GIULIA GUIMARÃES BARBOSA TRIVELLI

Tese apresentada ao
Programa de Pós-Graduação em
Geologia – Instituto de Geociências –
IG da Universidade de Brasília – UnB
como requisito parcial obrigatório
para a obtenção do título de Doutor
em Geologia.

Área de concentração:
Geologia Regional

Orientador: Prof. Dr. Valmir
da Silva Souza

Comissão Examinadora:

Prof. Elton Luiz Dantas – (IG/UnB)
Prof. Moacir Buenano Macambira (UFPA) - Titular externo
Prof. Davis Carvalho de Oliveira (UFPA)- Titular externo
Prof. Cristóvão da Silva Valério (UFRR) - Suplente externo
Prof. Valdecir A. Janasi (USP) - Suplente externo
Dr. Marcelo Esteves Almeida (CPRM-RJ) - Suplente externo
Prof. Nilson Francisquini Botelho- (Suplente IG/UnB)
Profa. Catarina Laboure Benfica Toledo- (Suplente IG/UnB)

GT841e GUIMARÃES BARBOSA TRIVELLI, GIULIA
EVOLUÇÃO MAGMÁTICA DA ASSOCIAÇÃO CHARNOCKITO-GRANITO
ALTO CANDEIAS, MESOPROTEROZOICO DO SW DO CRATON AMAZÔNICO. /
GIULIA GUIMARÃES BARBOSA TRIVELLI; orientador VALMIR DA
SILVA SOUZA; co-orientador JAIME SCANDOLARA. -- Brasília,
2023.
164 p.

Tese (Doutorado em Geologia) -- Universidade de Brasília,
2023.

1. GEOLOGIA REGIONAL. 2. PROVÍNCIA ESTANÍFERA DE
RONDÔNIA. 3. CRÁTRON AMAZÔNICO. 4. MAGMATISMO. 5. GEOQUÍMICA
E GEOCRONOLOGIA. I. DA SILVA SOUZA, VALMIR, orient. II.
SCANDOLARA, JAIME, co-orient. III. Título.

Que seja a Tua marca que me guia
Que seja o Teu mapa em meu coração
Mário Maninho

Aos meus alicerces: Carlos, Virgínia, Renan e Gil.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus pelos dons da vida e sabedoria, pela força e esperança derramadas em cada etapa do período de doutorado. E a recorrente intercessão do beato Nicolau Steno.

À minha família por ter acreditado e apoiado para que fosse possível a concretização desta etapa. Aos meus pais, Carlos e Virgínia, e irmãos, Renan e Gil, obrigada por serem o sustento e incentivo em todas as lutas.

Agradeço ao Prof^o. Dr. Valmir da Silva Souza, pelo cuidado, atenção, paciência, dedicação e profissionalismo durante a orientação. E ao co-orientador, Dr. Jaime Estevão Scandolaro, por todo apoio e conhecimento de causa nos estudos geológicos em Rondônia.

Ao serviço geológico do Brasil, na pessoa do geólogo Carlos Eduardo Santos de Oliveira pelo apoio logístico na etapa de campo e preparação de amostras no laboratório em Porto Velho.

Agradeço aos colegas Edvaldo José, Gabriela dos Santos, Jéssica Sisti, Márcia Caroline, Marcel Passos, Nazaré Barbosa e Raíssa Castro. Vocês acompanharam de perto o desenvolvimento deste projeto sempre me encorajando e sendo exemplo a ser seguido.

Agradeço a Universidade de Brasília, ao Instituto de Geociências e ao Programa de Pós-graduação em Geologia pela estrutura e fomento da pesquisa.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior-Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

RESUMO

O Estado de Rondônia hospeda, em sua região centro-norte, um volumoso magmatismo granítico rapakivi, de idade Meso- ao Neoproterozóico, formado durante sucessivos episódios, ocorridos entre 1610 e 950 Ma, os quais constituem a chamada Província Estanífera de Rondônia (PER). Esse magmatismo tem sido subdividido em suítes intrusivas, formadas por associações de stocks, plutons e batólitos polifásicos, que apresentam, em geral, assinatura geoquímica subalcalina, meta- a peraluminosa, do tipo A e de ambiente tectônico intra-placa a pós-colisional. A associação charnockito-granito do Alto Candeias está inserida na unidade regional de suíte intrusiva homônima, é um importante representante desse magmatismo granítico rapakivi polifásico na PER, e sua vasta área de exposição (cerca de 15.000 Km²) é marcada por variações faciológicas e geoquímicas que têm sido foco de acaloradas discussões petrogenéticas quanto sua origem, evolução e ambiente tectônico. As informações geológicas e geoquímicas disponíveis mostram que o batólito Alto Candeias é dominado pela associação rapakivi sieno a monzogranítica apresentando assinatura meta- a peraluminosa, subalcalina, tipo A2 e pós-colisional. Estas rochas são circundadas por litologias de charnockitos com características metaluminosas e cálcio-alcálicas (I e A) mostrando assinatura sin- a pós-colisional com litologias subordinadas relacionadas a rochas subvulcânicas e granitos alcalinos do tipo (A1 e A2) com assinatura intraplaca. Este volumoso magmatismo polifásico teve evolução marcada pelo processo de diferenciação principalmente controlado por cristalização fracionada de feldspatos e minerais ferromagnesianos, bem como de alguns minerais acessórios, que favoreceram o aumento progressivo do teor de HFSE e REE. Por outro lado, as litologias alcalinas Campo Novo representam os membros mais fracionados ou evoluídos identificados no magmatismo do Alto Candeias, que não seguem a tendência geoquímica das outras litologias, sugerindo uma associação plutono-vulcânica com evolução magmática distinta. Além disso, as litologias de charnockito, sienogranito e monzogranito rapakivi possuem assinatura geoquímica pós-colisional, enquanto que as litologias alcalinas de Campo Novo possuem geoquímica típica intraplaca. Os dados isotópicos disponíveis de Pb-Pb, U-Pb, Sm-Nd e Lu-Hf indicam que o magmatismo de Alto Candeias tipo CG, ocorrido entre 1357 – 1329 Ma, envolveu interação de fusão de fontes mantélicas e crustais na orogenia Rondoniano-San Ignácio (1356 – 1330 Ma). Embora não represente uma fase magmática especializada em estanho, o batólito polifásico Alto Candeias hospeda alguns pequenos depósitos

polimetálicos (Sn ± Cu, Pb, As), os quais estão associados às intrusões de fases magmáticas mais jovens.

Palavras Chaves: Magmatismo; Província Estanífera de Rondônia; Geoquímica; Geocronologia.

ABSTRACT

The State of Rondônia hosts, in its central-north region, a voluminous rapakivi granitic, of Meso-Neoproterozoic, the chematism to the event, formed during successive incidents that occurred between 1610 and 950 Ma, the focus of the Rondônia Staniferous Province (RSP). This magma has been subdivided into intrusive environments, plutonic by associations of actions, which generally present a geochemical signature, meta-peraluminous, type A and from intra-plate to post-collisional tectonics. The Alto Candeias charnockite-granite association is part of the regional homonymous intrusive suite unit, is an important representative of this polyphasic rapakivi granitic magmatism in the PER, and its exposure area (about 15,000 Km²) is marked by faciological and geochemical variations that have been the focus of heated petrogenetic discussions regarding its origin, evolution, and tectonic environment. These rocks are surrounded by charnockite lithologies with metaluminous and calc-alkaline characteristics (I and A) showing syn- to post-collisional signature with subordinate lithologies related to subvolcanic rocks and alkaline granites of the type (A1 and A2) with intraplate signature. This voluminous polyphase magmatism had its evolution marked by the differentiation process mainly controlled by fractional crystallization of feldspars and ferromagnesian minerals, as well as some accessory minerals, which favored the progressive increase of the HFSE and REE content. On the other hand, the Campo Novo alkaline lithologies represent the most fractional or evolved members identified in the Alto Candeias magmatism, which do not follow the geochemical trend of the other lithologies, suggesting a plutono-volcanic association with distinct magmatic evolution. Furthermore, the rapakivi charnockite, syenogranite and monzogranite lithologies have post-collisional geochemical signature, while the Campo Novo alkaline lithologies have typical intraplate geochemistry. The available isotopic data of Pb-Pb, U-Pb, Sm-Nd and Lu-Hf indicate that the CG-type Alto Candeias magmatism, which occurred between 1357 – 1329 Ma, involved the interaction of fusion of mantle and crustal sources in the Rondonian- San Ignacio (1356 – 1330 Ma). Although it does not represent a specialized tin magmatic phase, the Alto Candeias polyphase batholith hosts some small polymetallic deposits (Sn ± Cu, Pb, As), which are associated with the intrusions of younger magmatic phases.

Keywords: Magmatism; Provincia Estanífera de Rondônia; Geochemistry; Geochronology.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1. Mapa de localização da área de estudo.	4
Figura 2.1. Distribuição das províncias geotectônicas do Cráton Amazônico. A) Adaptado de Tassinari e Macambira (2004) e B) Adaptado de Santos (2008).....	11
Figura 2.2. Evolução de alguns dos modelos geocronológicos aplicados ao cráton Amazônico (adaptada de Santos, 2004).	12
Figura 2.3. Mapa geológico simplificado da Província Estanífera de Rondônia e áreas adjacentes (adaptado de Bettencourt et al., 1999).....	15
Figura 3.1. (A) Mapa geológico simplificado da Província Estanífera de Rondônia e áreas adjacentes (adaptado de Bettencourt et al., 1999). (B) Mapa geológico folha Alto Jamari (SC.20-Y-B), destacando as fácies do batólito Alto Candeias	34
Figura 3.2. (A) Aspecto textural porfirítico inequigranular das rochas charnockíticas; (B) presença de xenólito de microgranito; (C) fotomicrografia da zona de contato de fenocristal com formação de intercrescimento mirmequítico e (D) microagregados de minerais ferro-magnesianos com microinclusões de minerais acessórios; (E) afloramento sob a forma de grandes lajedos na encosta de morro; (F) aspecto textural porfirítico ressaltado por fenoscristais com textura rapakivi destacados na matriz de granulação média a grossa; (G) fotomicrografia de fenocristais pertíticos a mesopertíticos em filetes; e; (H) fotomicrografia de agregados de biotita e hornblenda contendo microinclusões de minerais acessórios.	37
Figura 3.3. (A) Afloramento sob a forma de pequenos lajedos; (B) aspecto textural porfirítico ressaltado por fenocristais de formato arredondado (ovoide); (C) fotomicrografia de intercrescimento mirmequítico em zona de contato com fenocristal de plagioclásio; (D) fotomicrografia da geminação polissintética albíta-Carlsbad de cristal de plagioclásio contornado por agregados anédricos a subédricos de hornblenda; (E) diques ácido de granulação fina a média, e pequenas falhas e fraturas; (F) fenocristais de feldspatos bordejando o xenólito; (G) fenocristal de feldspato alcalino com textura pertítica e geminação Carlsbad; e ; (H) fenocristais de feldspato alcalino e a trama quartzo-feldspática da matriz estirados.	40
Figura 3.4. (A) Aspecto porfirítica da rocha, ressaltado por fenocristais de feldspato alcalino imersos em matriz sieno a monzogranítica; (B) discreta orientação dos constituintes minerais; (C) fenocristal subédricos de feldspato alcalino com geminação Carlsbad e intercrescimento pertítico; (D) aspecto microtextural dos minerais constituintes da matriz com desenvolvimento de intercrescimento granofírico; (E) aspecto textural equigranular a inequigranular do tipo “sal e pimenta”; (F) contato entre sienogranito inequigranular grosso com o sienogranito equigranular; (G) fotomicrografia da trama mineral, ressaltando cristais de quartzo sub-arredondados; e; (H) fotomicrografia de cristais de hornblenda e biotita disseminados na trama quartzo- feldspática.	42
Figura 3.5. (A) e (B) Aspecto textural da zona de contato entre os litotipos plutônico e subvulcânico; (C) fotomicrografia do arranjo textural inequigranular da rocha plutônica, ressaltando agregados de biotita junto a trama quartzo-feldspática; e; (D) fotomicrografia da textura microporfirítica, ressaltada por fenocristais de feldspato alcalino e quartzo imersos na matriz quartzo-feldspática.	43
Figura 3.6. Diagramas de classificação geoquímica para as diferentes fácies do batólito Alto Candeias.	50

Figura 3.7. Diagramas binários do tipo Harker de SiO ₂ versus elementos maiores e traços.	51
Figura 3.8. Diagramas de classificação geoquímica para as diferentes fácies do batólito Alto Candeias. (A) 10 ⁴ Ga/Al versus Na ₂ O + K ₂ O; (B) 10 ⁴ Ga/Al versus Na ₂ O + K ₂ O/ CaO; 10 ⁴ Ga/Al versus Zr+Nb+Ce+Y; Eu/Eu* versus 10 ⁴ Ga/Al.	52
Figura 3.9. Diagramas de classificação. (A) Al ₂ O ₃ /(K ₂ O/Na ₂ O) versus FeO _T / (FeO _T + MgO) de Dall’Agnol e Oliveira (2007); (B) Y/Nb versus Rb/Nb de Eby (1992); (C) Rb versus Y+Nb de Pearce (1984) e Y versus Nb Pearce (1984)	53
Figura 3.10. Diagramas concórdia para análises LA-ICP-MS obtidas em cristais de zircão das amostras GT-36 e GT-51, representando as idades de cristalização das fácies sienogranito equigranular e charnockito, respectivamente.	57
Figura 3.11. Diagrama de evolução isotópica εNd versus Idade (Ga), em relação a curva do manto depletado (DM), de acordo com DePaolo (1981).	58
Figura 4.1. (A) Geological map of the Rondônia Tin Province (RTP) and adjacent areas, simplified after Leal et al. (1978), Isotta et al. (1978), Schobbenhaus et al. (1981), Bettencourt et al. (1987, 1995a, 1997, 1999) and Rizzotto et al. (1996). (B) Map about lithologies from Alto Candeias magmatism (adapted from CPRM 2018).	76
Figura 4.2. Field photographs of Alto Candeias’ rocks. (A) and (B) boulders and inselberg; (C) charnockite granite; (D) Inequigranular to rapakivi monzogranites; (E) porphyritic syenogranites; (F) Campo Novo alkaline, plutonics and subvolcanics rocks.	77
Figura 4.3. Microtextures of the Alto Candeias facies.	81
Figura 4.4. : (A) R1x R2 diagram of geochemical classification for plutonites (De la Roche et al. 1980); (B) R1x R2 diagram of geochemical classification for volcanites (De la Roche et al. 1980); (C) aluminium saturation index (ANK _{molar} vs. ACNK _{molar}) (Maniar and Picolli, 1989); (D) AFM diagram (Irvine and Baragar, 1971).	99
Figura 4.5. A) Nb vs 10000*Ga/Al (Whalen et al., 1987); (B) Na ₂ O + K ₂ O vs 10000*Ga/Al (Whalen et al., 1987); (C) (Na ₂ O + K ₂ O)/CaO vs 10000*Ga/Al (Whalen et al., 1987); (D) Fe ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃ +MgO vs Al ₂ O ₃ / K ₂ O/Na ₂ O (Dall’Agnol e Oliveira, 2007); (E) Y/Nb vs Yb/Ta (Eby, 1992) (F) Nb-Y-Ce (Eby, 1992): diagrams indicate that the Alto Candeias granitic pluton is an A-type granite.	100
Figura 4.6. Multi-element normalized spidergrams for Alto Candeias granite. Left diagrams: chondrites (Thompson, 1982); Right diagrams: chondrite-normalized REE patterns (Boynton, 1984). .	102
Figura 4.7. Selected major oxides and trace vs SiO ₂ (wt.%) in Harker-type diagrams applied to Alto Candeias lithologic groups.	104
Figura 4.8. Correlation diagrams applied to Alto Candeias lithologic groups. A) (La+Ce) _N vs (Yb+Lu) _N diagram applied to fractional stages; (B) (La/Yb) _N vs La _N diagram applied to trends magmatic evolution; (C) Rb vs K/Rb applied to fractionation trend; (D) Zr/Hf/K/Rb.	105
Figura 4.9. Granite tectonic discrimination diagram. A) Rb vs Y+Nb; B) Nb vs Y (Pearce et al. 1984).	106
Figura 4.10. εNd vs age (time) plot of the analyzed samples. Depleted mantle (DM) curve according DePaolo (1981).	113

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1. Contribuições à revisão e ampliação do conhecimento geológico- geocronológico do Cráton Amazônico	9
Tabela 3.1. Resultado das análises geoquímicas para as rochas do batólito Alto Candeias nas fácies sienito a monzogranito e alcalinas Campo Novo	46
Tabela 3.2. Resultado das análises geoquímicas para as rochas do batólito Alto Candeias nas fácies sienito a monzogranito e charnockito.	48
Tabela 3.3. Análises isotópicas U–Th–Pb de zircões do batólito Alto Candeias.	55
Tabela 3.4. Resultados analíticos do sistema Sm/Nd de fácies do batólito Alto Candeias.....	57
Tabela 4.1. Geochemistry data from Alto Candeias rocks.....	83
Table 4.2. Summary of available Pb-Pb and U-Pb geochronological data about the Alto Candeias Intrusive Suite.	108
Tabela 4.3. Summary of available whole-rock Sm-Nd isotopic data of the Alto Candeias Intrusive Suite.	110

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	2
1.1	<i>Apresentação do tema</i>	2
1.2	<i>Objetivos.....</i>	3
1.3	<i>Localização e vias de acesso</i>	3
1.4	<i>Metodologia de trabalho.....</i>	5
1.4.1	Etapa pré-campo	5
1.4.2	Etapa de coleta de dados – Trabalho de Campo	5
1.4.3	Etapa de Laboratório	5
1.4.3.1	Estudo Petrográfico	5
1.4.3.2	Análises litogeoquímicas	6
1.4.3.3	Análises isotópicas e geocronológicas	6
1.4.4	Etapa de Tratamento e Sistematização dos dados obtidos, Conclusão e Divulgação de resultados	7
2	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	9
2.1	<i>Cráton Amazônico.....</i>	9
2.2	<i>Sudoeste do Cráton Amazônico.....</i>	13
2.2.1	Terreno Jamari	14
2.2.2	Suíte Intrusiva Alto Candeias	16
3	ARTIGO 1.....	19
3.1	<i>Introdução</i>	28
3.2	<i>Materiais e métodos.....</i>	29
3.3	<i>Contexto Geológico Regional.....</i>	31
3.4	<i>Contexto Geológico Local.....</i>	33
3.4.1	Petrografia	35
3.4.1.1	Fácies Charnockito (fch).....	35
3.4.1.2	Fácies Monzogranito rapakivi (fmgr).....	36
3.4.1.3	Fácies Monzogranito (fmg).....	36
3.4.1.4	Fácies Sienogranito porfirítico grosso (fsgpg).....	38
3.4.1.5	Fácies Sienogranito porfirítico fino (fsgpf)	39
3.4.1.6	Fácies Sienogranito equigranular (fsge)	41
3.4.1.7	Fácies alcalinas Campo Novo (facn)	41
3.4.2	Geoquímica	44
3.4.3	Geocronologia	54
3.4.3.1	U-Pb.....	54
	Análises geocronológicas U-Pb foram realizadas nas amostras GT-36, representante da fácies sienogranito equigranular, e GT-51, representante do charnockito.....	54
3.4.3.2	Sm-Nd.....	57

3.5	<i>Discussões e Conclusão</i>	58
3.6	<i>Agradecimentos</i>	61
3.7	<i>Referências</i>	62
4	ARTIGO 2.....	69
4.1	<i>Introduction</i>	71
4.2	<i>Analytical Methods</i>	72
4.3	<i>Geological Setting</i>	73
4.4	<i>Alto Candeias Lithologies</i>	75
4.4.1	Charnockite granite	77
4.4.2	Inequigranular to rapakivi monzogranites	78
4.4.3	Equigranular to porphyritic syenogranites	79
4.4.4	Campo Novo alkaline rocks	79
4.5	<i>Whole-rocks Geochemistry</i>	82
4.6	<i>Isotopic Geology (U-Pb and Sm-Nd)</i>	106
4.6.1	U-Pb results	106
4.6.2	Sm-Nd results	108
4.7	<i>Discussion</i>	113
4.8	<i>Conclusion and Recommendations</i>	116
4.9	<i>Acknowledgments</i>	117
4.10	<i>References</i>	118
5	CONSIDERAÇÕES FINAIS	126
5.1	<i>Discussões</i>	126
5.2	<i>Conclusão e recomendações</i>	129

CAPÍTULO 1
INTRODUÇÃO

1 INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação do tema

A região central do estado de Rondônia, inserida no contexto geotectônico e geocronológico da porção sudoeste do Cráton Amazônico, hospeda suítes graníticas rapakivis, com geoquímica do tipo A e intra-placa, alojadas durante sucessivos episódios magmáticos ocorridos ao longo do Meso ao Neoproterozoico. Tais suítes pertencem a Província Estanífera de Rondônia (PER), e estão intrudidas, principalmente, no contexto geológico do Terreno Jamari. Entretanto, ainda persistem várias discussões a respeito da evolução magmática multifásica, assinatura geoquímica e isotópica, além da variação do contexto geotectônico ao longo do tempo.

O desenvolvimento desta pesquisa, a nível de doutorado, enfoca um dos mais volumosos registros desse magmatismo tipo A encontrado na região, representado pelo batólito Alto Candeias. Estudos petrológicos e geocronológicos sobre esse magmatismo ainda são insuficientes e favorecem discussões sobre sua evolução magmática e assinatura metalogenética. Nesse sentido, a pesquisa tem por objetivo avançar na caracterização faciológica, geoquímica e geocronológica dos diferentes pulsos magmáticos que constituem o batólito Alto Candeias, bem como sugerir hipóteses que auxiliem na compreensão das ocorrências de estanho nesse sistema magmático.

A associação plutônica charnockita-granito (CG) foi registrada em vários orógenos proterozóicos ao redor do mundo e seu estudo petrogenético tem um papel importante no entendimento da evolução. Principalmente porque a evolução da associação plutônica CG envolve a interação manto-crosta ligada ao processo de underplating durante os estágios finais da construção do orógeno. No entanto, algum volume de magmas gabróticos, tonalíticos, enderbítico-mangeríticos e anortosíticos também podem estar presentes no processo, formando assim uma associação plutônica do tipo AMCG (Newton et al. 1980, Emslie e Hegner 1993, Kumar et al. 2020) .

1.2 Objetivos

Essa pesquisa tem por objetivo geral propor uma evolução magmática para o batólito polifásico Alto Candeias. Nessa perspectiva, objetivos específicos também devem ser atingidos, os quais citamos abaixo.

- Identificar e mapear as distintas fácies petrográficas;
- Avançar na caracterização das assembleias minerais;
- Caracterização geoquímica e isotópica (Sm-Nd e U-Pb) dos litotipos identificados.
- Proposição de modelo geológico evolutivo para o magmatismo Alto Candeias.

1.3 Localização e vias de acesso

A área de estudo está localizada na Folha Alto Jamari (SC.20-Y-B), porção centro-oeste do Estado de Rondônia, distante cerca de 250 km ao sul da capital Porto Velho, entre os paralelos 10°00'S - 11°00'S e meridianos 63°00'W - 64°30'W (Greenwich). Estão situadas as sedes municipais de Buritis, Campo Novo de Rondônia e Monte Negro. O acesso é feito via terrestre através da rodovia pavimentada BR-364 sentido município de Ariquemes, toma-se a rodovia pavimentada BR-421, no sentido de Campo Novo de Rondônia, que dá acesso aos diversos municípios presentes no interior da folha (Fig.1.1).

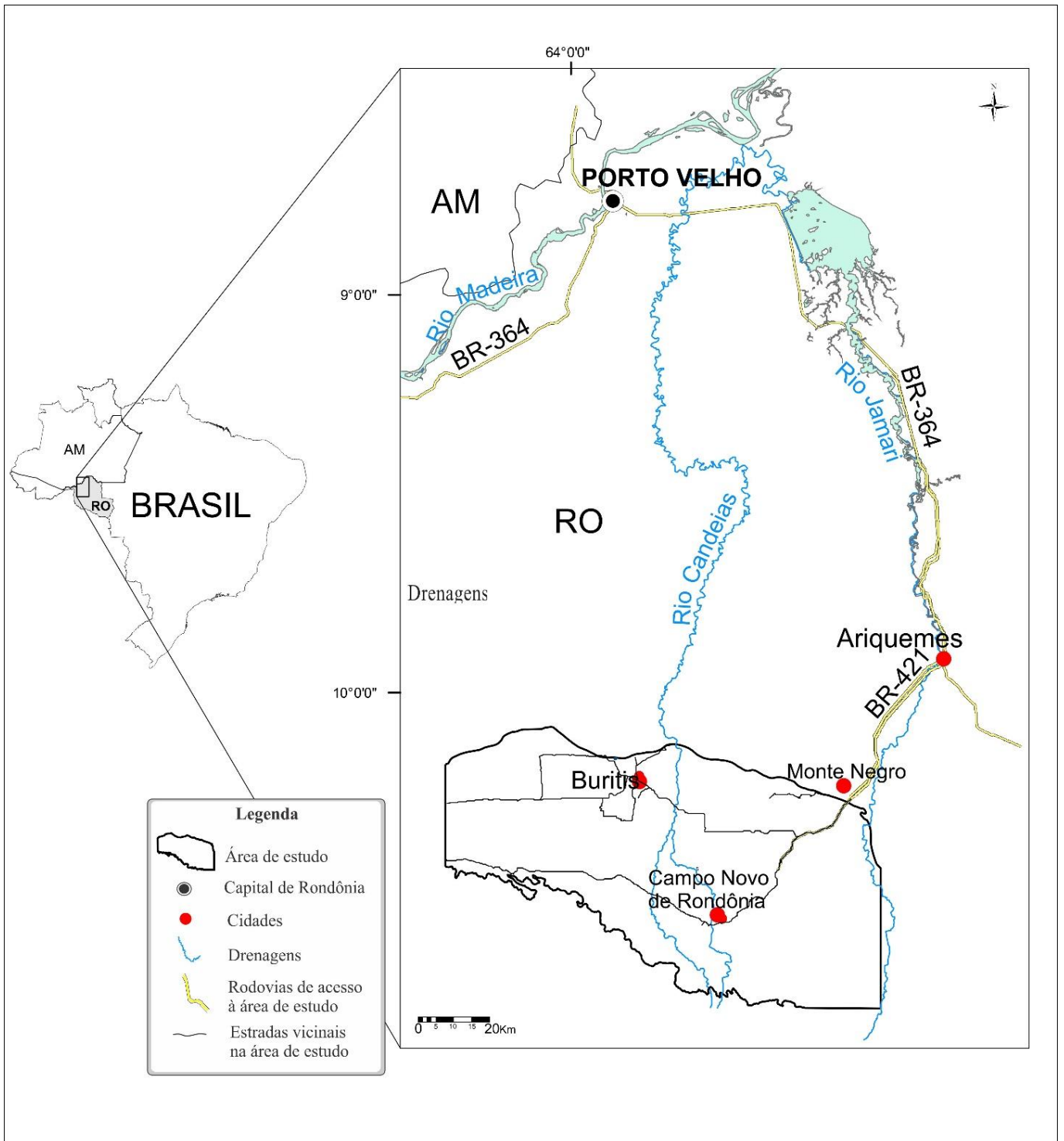


Figura 1.1. Mapa de localização da área de estudo.

1.4 Metodologia de trabalho

Quatro etapas de trabalho foram aplicadas para o desenvolvimento da pesquisa:

1.4.1 *Etapa pré-campo*

Levantamento e revisão bibliográfica de dados disponíveis na literatura referentes à área de estudo e assuntos pertinentes ao tema. Nesta etapa foram coletadas informações bibliográficas sobre o sudoeste do Cráton Amazônico, Terreno Alto Jamari e Província Estanífera de Rondônia, bem como de relatórios técnicos, mapas geológicos, fotografia aérea e imagens de satélite, disponibilizados através do serviço geológico CPRM-RO, sobre a área do de estudo do batólito Alto Candeias. Empregou-se ainda, coletadas informações bibliográficas sobre as características geológicas e geoquímicas do magmatismo tipo A distribuídas no mundo em artigos científicos da plataforma de periódicos da CAPES, livros, resumos e trabalhos completos publicados em anais de eventos.

Digitalização dos mapas-base (principais estradas de acesso, hidrografia, zonas homólogas etc.) na escala conveniente, com o propósito de auxiliar na etapa de coleta de dados no trabalho de campo, e confecção de um banco de dados preliminar e interpretação de imagens de satélite.

1.4.2 *Etapa de coleta de dados – Trabalho de Campo*

Levantamento geológico básico com coleta de amostras, enfocando a individualização dos diferentes tipos litológicos em uma viagem de campo em outubro de 2017. Foram realizadas várias seções geológicas, percorrendo grande parte do batólito Alto Candeias, auxiliadas por cartas topográficas e mapas geológicos georreferenciados, completando a descrição de afloramentos e o conhecimento das fácies litológicas e a coleta amostras para melhor representar cada fácies. Essas amostras possibilitaram a confecção das seções delgadas utilizadas nas análises petrográficas, além das investigações litogeoquímicas e geocronológicas.

1.4.3 *Etapa de Laboratório*

1.4.3.1 Estudo Petrográfico

As amostras de rochas coletadas durante a pesquisa de campo foram submetidas a descrição petrográfica, análises geoquímicas e investigação por microsonda eletrônica.

No estudo petrográfico foram descritas cerca de 80 lâminas delgadas polidas, envolvendo amostras das diferentes fácies do granito. As amostras coletadas nas etapas de campo foram descritas macroscopicamente considerando os aspectos texturais e composicionais. As seções delgadas para estudos petrográficos sob luz transmitida foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília.

1.4.3.2 Análises litogeoquímicas

A preparação das amostras envolveu a britagem, pulverização, homogeneização e quarteamento no Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências da UnB. Posteriormente, as amostras foram selecionadas e enviadas ao laboratório Australian Laboratory Services (ALS[®]). Os métodos analíticos aplicados foram ICP-ES (Inductively Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry) para elementos maiores (SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, TiO₂, e P₂O₅) e ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) para elementos traço (Ba, Be, Co, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sr, Sn, Ta, Th, U, Zr, Y, C, S, Li, Ba, Pb) incluindo terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu).

1.4.3.3 Análises isotópicas e geocronológicas

As amostras utilizadas nesta etapa foram preparadas inicialmente no laboratório de organização de amostras do Serviço Geológico do Brasil na sede de Porto Velho-RO, com auxílio dos técnicos deste laboratório, nos processos de britagem e moimento. As análises isotópicas de Sm-Nd e U-Pb das amostras de diferentes fácies do Alto Candeias foram realizadas no Laboratório de Geocronologia e Geologia Isotópica da UnB, aplicando-se os seguintes procedimentos analíticos:

- Sm-Nd: 5 amostras de rochas graníticas (rocha-total) foram analisadas no Laboratório de Geologia Isotópica do IG-UnB, cuja metodologia está descrita por Gioia & Pimentel (2000). Cerca de 50 mg de rocha foram pulverizadas em panela de ágata, misturadas com solução de *spike* ¹⁴⁹Sm-¹⁵⁰Nd e dissolvidas em cápsulas de *savillex*. A extração de Sm e Nd seguiu a técnica convencional com colunas de Teflon contendo LN-*Specresin* (HDEHP – *diethylhexil phosphoric acid supported on PTFE powder*). As amostras de Sm e Nd foram dispostas em filamentos de re-evaporação em conjuntos de filamentos duplos e as medidas isotópicas foram realizadas em espectrômetro de massa do tipo multicoletor Finnigan MAT 262. O grau de incertezas para as razões ¹⁴⁹Sm/¹⁵⁰Nd

e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ é menor que $\pm 0,4\%$ (1σ) e $\pm 0,005\%$ (1σ), respectivamente, de acordo com análises do padrão internacional BHVO-1 e BCR-1. As razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram normalizadas para $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,7219, e a constante de decaimento usada foi $6,54 \times 10^{-12}$ a 10^{-1} . Valores TDM foram calculados segundo método de DePaolo (1981).

- Para o método de datação U-Pb em das 7 amostras analisadas, coletou-se aproximadamente 20 kg por amostra do granito que foram pulverizadas para obtenção de concentrado de minerais pesados no laboratório de Geocronologia da UnB. A separação final dos cristais foi feita através de técnica magnética no no separador Frantz e, pelo processo de separação mineral por densidade, utilizando o líquido denso LST (heteropolitungstato de lítio), resultando em um concentrado mineral, os quais foram separados aproximadamente 80 cristais de zircão por amostra, por meio de lupa binocular. Para os cálculos das idades foram usados os programas PBDAT e ISOPLOT-Ex (Ludwig, 2001), com erros das razões isotópicas de 2σ .

Os cristais coletados foram colocados em uma cápsula plástica medindo 1 cm de diâmetro, sendo posteriormente polidos a fim de expor sua superfície. As amostras foram analisadas seguindo o procedimento analítico proposto por Bühn *et al.* (2009) para o método LA-ICPMS (*laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometer*), com equipamento do modelo Neptune da *Thermo Finnigan*, equipado com 9 copos *faraday*, 1 multiplicador de elétrons e 5 contadoras de íons do tipo MIC (*multi ion channel*). O método consiste em um equipamento de ablação a laser acoplado a um espectrômetro de massa que permite a obtenção de razões isotópicas *in situ* com alta resolução espacial em monocristais de zircão.

1.4.4 Etapa de Tratamento e Sistematização dos dados obtidos, Conclusão e Divulgação de resultados

Nesta etapa, houve a integração e ilustração dos dados obtidos através de um banco de dados, empregando softwares de geoprocessamento, editor de textos e planilhas para a elaboração de artigos científicos e defesa da tese.

CAPÍTULO 2
CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 Cráton Amazônico

A área de estudo está inserida no contexto geotectônico do Cráton Amazônico, uma das maiores áreas pré-cambrianas do mundo, que aflora no norte do continente sul-americano, principalmente em território brasileiro, mas estende-se em direção a Bolívia, Guiana, Suriname, Venezuela, Colômbia e Paraguai.

É uma das principais unidades geotectônicas da América do Sul, com área de aproximadamente 5.600.000 km² (4.400.000 km² pertencem ao território brasileiro), separada da faixa orogênica andina por sedimentos da cobertura cenozóica (Llanos colombianos, Llanos venezuelanos, Chaco paraguaio-boliviano, etc.). Seu limite oriental é definido pelo Grupo Baixo Araguaia a leste, e a sul e sudeste com os grupos: Alto Paraguai, Cuiabá e Corumbá. As bacias sedimentares Rio Negro- Solimões e do Amazonas, com direção E-W, separam o cráton em dois escudos: Escudo das Guianas- a norte, Escudo Brasil Central- a sul.

O Cráton Amazônico foi definido por Almeida (1978), seguindo as primeiras sínteses de Hasui & Almeida (1970) que o denominaram de Plataforma do Guaporé; Almeida 1964, 1974 com o até então nomeado Cráton do Guaporé; e plataforma (Ferreira, 1969; Suszczynski, 1970), aperfeiçoado por Amaral (1984) (Tabela 2.1).

Tabela 2.1. Contribuições à revisão e ampliação do conhecimento geológico- geocronológico do Cráton Amazônico (Ruiz 2005).

Denominação	Autores
Plataforma do Guaporé	Hasui & Almeida 1970
Cráton do Guaporé	Almeida 1964, 1974
Plataforma Amazônica	Ferreira, 1969 Suszczynski 1970 Amaral 1974, 1984
Cráton Amazônico	Almeida <i>et al.</i> 1978 Cordani <i>et al.</i> 1979 Cordani & Brito Neves 1982 Litherland & Bloomfield 1981 Litherland <i>et al.</i> 1985,1986

	Lima 1984, 1985 Schobbenhaus <i>et al.</i> 1984 Almeida <i>et al.</i> 1981 Hasui & Almeida 1985 Tassinari 1981, 1984, 1996 Teixeira <i>et al.</i> 1989 Tassinari & Macambira 1999 Tassinari <i>et al.</i> 2000 Tassinari & Macambira 2004 Dall’Agnol <i>et al.</i> 2000 Dardenne & Schobbenhaus 2000 Brito Neves & Carneiro 2000 Geraldtes <i>et al.</i> 2001 Ruiz <i>et al.</i> 2005
Cráton Amazonas	Santos et al. 2000 Santos et al. 2003 Santos 2008

Alguns modelos e concepções acerca da compartimentação e evolução geotectônica vem sendo apresentados, a partir de linhas fixistas ou mobilistas. Amaral (1974), com base em dados geológicos e geocronológicos (K-Ar e raros Rb-Sr), propõe uma primeira divisão do cráton em três províncias: Amazônia Oriental, Amazônia Central e Amazônia Ocidental, separadas pelas coberturas sedimentares das Bacias do Solimões e Amazonas.

O modelo de Amaral foi aperfeiçoado por Cordani *et al.* (1979), Cordani & Neves 1982; Teixeira *et al.* (1989), Tassinari (1981 e 1996), Tassinari & Macambira (1999), Tassinari & Macambira (2004), apoiado em novas informações isotópicas Rb-Sr, K-Ar, Pb-Pb, U-Pb e Sm-Nd. Essa concepção mais mobilística, divide o cráton em províncias geocronológicas e defende um processo de evolução crustal baseado em sucessivas acreções de crosta juvenil, do Arqueano até o limiar do Neoproterozoico, em torno de um núcleo arqueano alongado na direção NW-SE. Desta maneira, o Cráton Amazônico está dividido nas províncias: Amazônia Central (> 2500 Ma), Maroni-Itacaiunas (2200 – 1900 Ma), Ventuari-Tapajós (1900 – 1800 Ma), Rio Negro-Juruena (1800 - 1550 Ma), Rondoniano-San Ignácio (1500 – 1300 Ma) e Sunsas (1250 – 1000 Ma), de acordo com

Tassinari & Macambira (2004). Santos *et al.* (2000), Santos (2004) e Santos (2008) com base em dados geocronológicos U-Pb e Sm-Nd, reinterpreteram as províncias do cráton dividindo-as em sete: Carajás (3000– 2500 Ma); Transamazônica (2260 – 2010 Ma); Tapajós –Parima (2030 – 1880 Ma); Amazônia Central (Arqueano?); Rio Negro (1820 – 1520 Ma); Rondônia –Juruena (1820 – 1540 Ma); Sunsás (1450 – 1100 Ma). Ruiz *et al.* (2005) posicionam o Maciço Rio Apa como parte do Cráton Amazônico.

O outro modelo de compartimentação é o geofísico-estrutural, de concepção fixista, que se baseia na recorrência de sucessivas reativações proterozóicas em uma extensa plataforma arqueana-paleoproterozóica. Esse modelo apoia-se em dados geofísicos e em interpretações estruturais, e considera que o cráton é dividido em vários blocos crustais ou paleo-placas com características de terreno granito-greenstone (Hasui *et al.*, 1984). As margens dos blocos são marcadas por dezenove faixas colisionais ou de cisalhamento igualmente de idade arqueana a paleoproterozóica, reativadas muitas vezes no Mesoproterozoico. Entretanto, devido a falta de comprovações geológicas mais robustas, esse modelo caiu em desuso. Logo, a concepção de províncias geocronológicas (Fig. 2.1 e 2.2) é a proposta mais aceita e tem sido constantemente aprimorada.

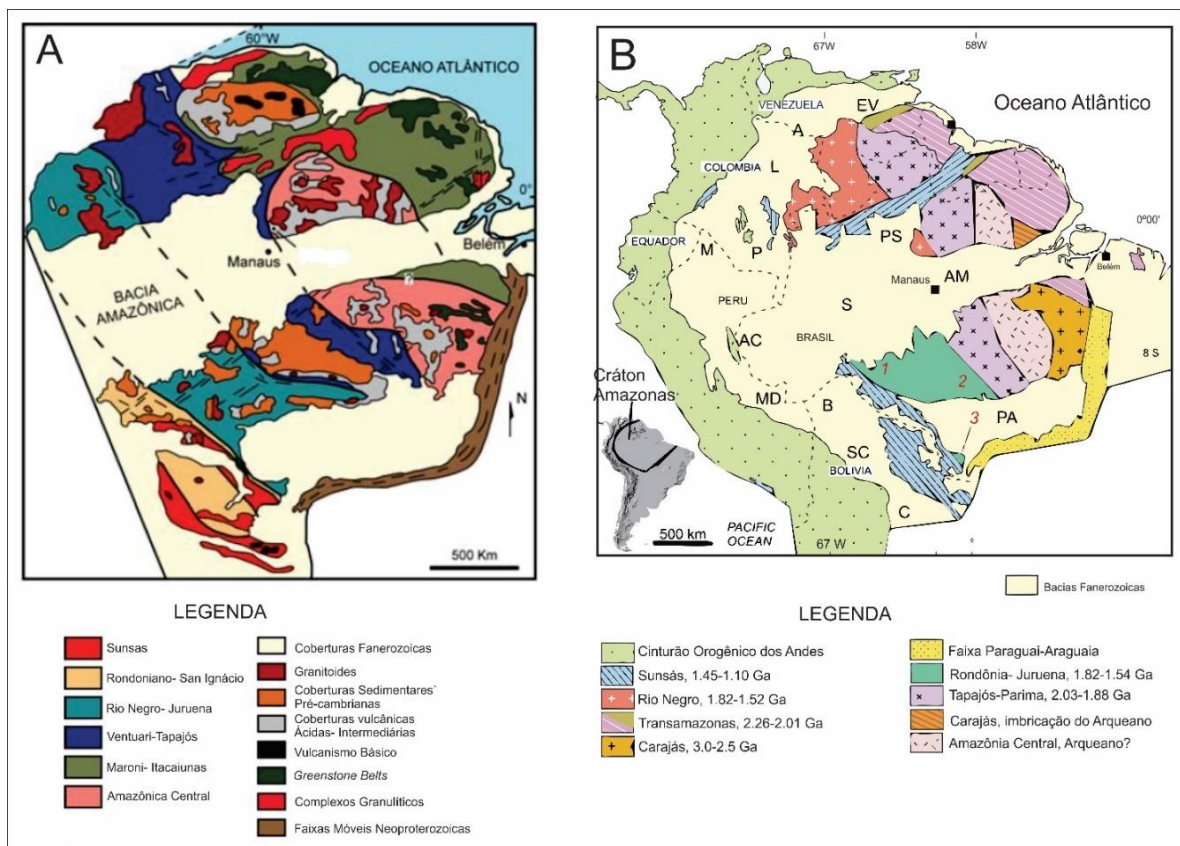


Figura 2.1. Distribuição das províncias geotectônicas do Cráton Amazônico. A) Adaptado de Tassinari e Macambira (2004) e B) Adaptado de Santos (2008).

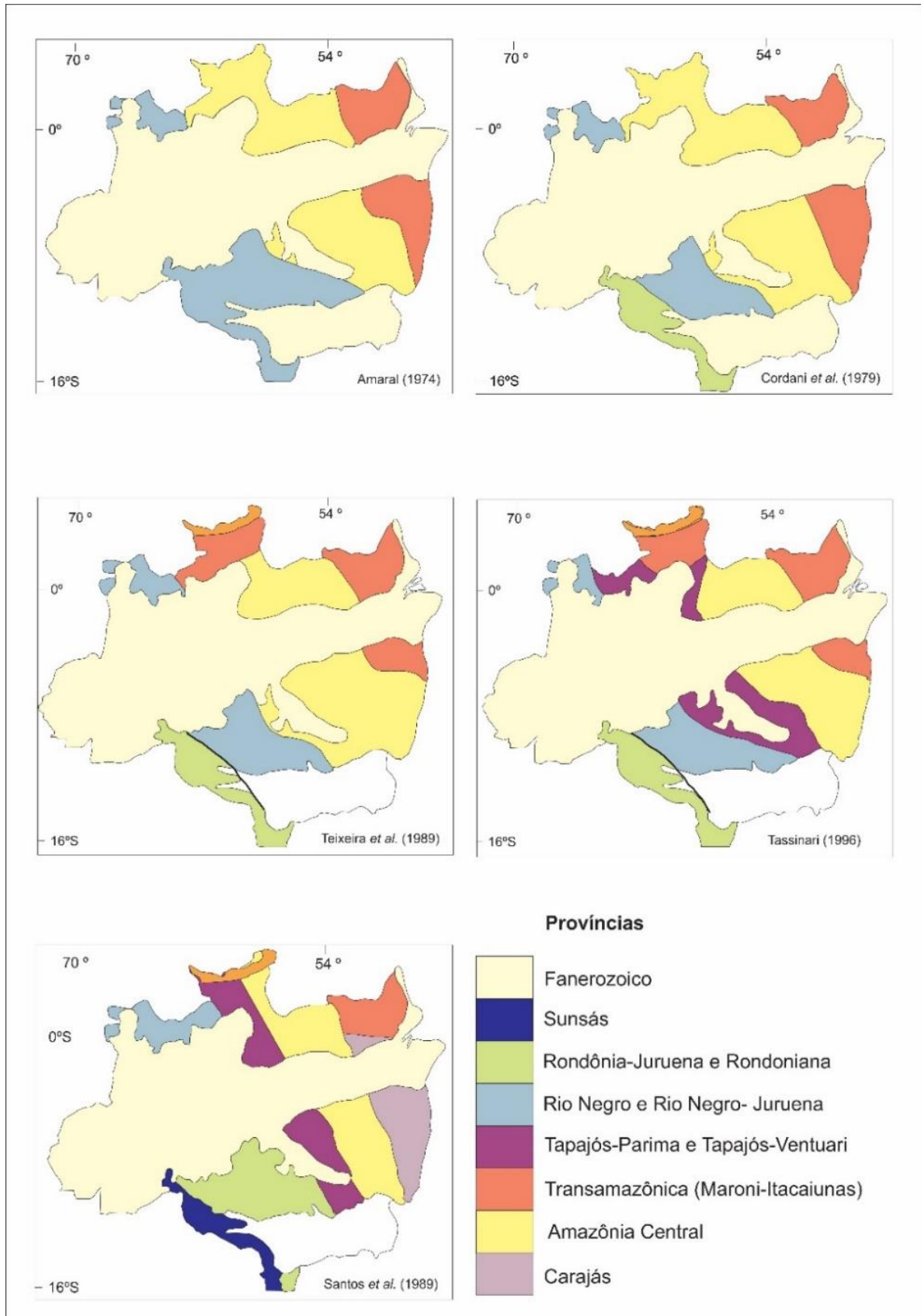


Figura 2.2. Evolução de alguns dos modelos geocronológicos aplicados ao cráton Amazônico (adaptada de Santos, 2004).

2.2 Sudoeste do Cráton Amazônico

A Província Estanífera de Rondônia, onde está inserida a área de estudo, pertence à porção sudoeste do Cráton Amazônico, representada por três províncias geocronológicas, conforme Tassinari & Macambira (2004): Rio Negro-Juruena (1800 - 1550 Ma), Rondoniano-San Ignácio (1500 – 1300 Ma) e Sunás (1250 – 1000 Ma); ou Rondônia –Juruena (1810 – 1540 Ma e Sunsas (1450 – 1100 Ma), em conformidade com Santos (2000,2008).

A evolução geotectônica da região SW do Cráton Amazônico, no período de 1.8 a 1.0 Ga, envolveu acreção crustal marcados por sucessivos magmatismos, metamorfismo e deformação regional. Os primeiros registros da construção de arco magmático ocorreram na fase acrecionária da província Rio Negro-Juruena, entre 1,85 e 1,6 Ga (Tassinari et al., 1996) ou Juruena-Rondônia (Santos 2004). Estes registros incluem sequências vulcano-sedimentares, entre 1.7 e 1.65 Ga, suítes orogênicas e pós-orogênicas, por vezes polideformadas e metamorfisadas em médio a alto grau. O alojamento dos granitos-charnockitos-mangeritos subalcalinos, acompanhados por gabros da suíte Serra da Providência, marca o período final da construção do arco (1,60-1,53 Ga, Bettencourt et al., 1999). Houve um período de estabilidade, entre 1.5 e 1.3 Ga, assinalado por um regime tectônico distensivo com geração de mega-fraturas que permitiram o alojamento de corpos máficos, complexos alcalinos e das suítes graníticas anorogênicas Santo Antônio (1.40 Ga), Teotônio (1.40 Ga) e Alto Candeias (1.34 Ga), idades de cristalização identificadas por Payolla (1994), Bettencourt *et al.*, (1999), Payolla *et al.* (2002), Bettencourt *et al.* (2006).

A Província Rondoniana- San Ignácio, relacionada a esse período, é considerada por Bettencourt (2010) como um orógeno composto, criado pela acreção sucessiva de arcos, que permitiu o fechamento de uma bacia oceânica e a colisão oblíqua final entre um micro-continente e o continente. Depois da orogênese Rondoniana/San Ignácio, no período de 1.3 a 1.0 Ga, desenvolve-se a orogênese Sunsas- o mais jovem dos episódios reconhecidos no embasamento do SW do Cráton Amazônico, equivalente em idade ao principal episódio de deformação Grenvilliana, responsável por ligar os crátons Amazônico, Lauerentia e Báltica, como parte do supercontinente Rodínia (Hoffman 1991; Sadowski & Bettencourt 1996; Bettencourt *et al.* 1996; Urung 1996; Weill *et al.* 1998; Geraldès *et al.* 2001; Buchan *et al.* 2001; Van Schmus 2001; Keppie *et al.* 2001; Condie 2001; Payolla *et al.* 2002).

Quanto à proposta de compartimentação tectono-estratigráfica de Rondônia, Scandolaro (1999) propõe uma divisão em terrenos denominados Jamari, Roosevelt e Nova Brasilândia. Os terrenos Jamari e Roosevelt têm sua evolução associada à sistema de arcos magmáticos (Scandolaro et al., 1999) e que interagiram entre si, desde o Paleoproterozóico (faixas orogênicas acrescionário/colisionais Rio Negro/Juruena – Tassinari e Macambira, 1999 ou Juruena/Rondônia – Santos et al. 2000).

2.2.1 Terreno Jamari

O Terreno Jamari é agregado diferentes litotipos, representados por: unidades do embasamento inseridas no Complexo Jamari/Jaru (Scandolaro et al., 1996, 1999); associação de gnaisses; granitos e granulitos (Payolla et al., 2002); além das suítes de granitos rapakiví com química de granitos tipo A (Serra da Providência, Santo Antônio/Teotônio, Alto Candeias, São Lourenço/Caripunas, Santa Clara); Granitos Jovens de Rondônia (Bettencourt et al., 1999), com idades entre 1600 e 950 e as coberturas sedimentares.

Scandolaro *et al.* (1999) subdividiram o Terreno Jamari em dois domínios: Domínio Ariquemes-Porto Velho e Domínio Central de Rondônia. A Província Estanífera de Rondônia (Fig. 2.3) está inserida, principalmente, no contexto do Terreno Jamari, dentro do Domínio Ariquemes-Porto Velho.

Leal *et al.* (1978) utiliza o termo Complexo Xingu para reunir as rochas antigas, de natureza metamórfica, representadas por gnaisses, migmatitos e anfibolitos caracterizados anteriormente por Lobato et al. (1966). Isotta et al. (1978) propõem a substituição do termo para Complexo Jamari. Observações de Scandolaro et al., (1996, 1999, *in* Scandolaro 2006) mostram que a unidade se caracteriza pela intercalação de gnaisses orto e paraderivados, deformados em condições metamórficas de fácies anfibolito de alta temperatura a granulito, com expressiva migmatização. Os termos ortoderivados têm composição granodiorítica, tonalítica, quartzodiorítica e diorítica, enquanto as rochas paraderivadas incluem biotita-sillimanita-granada gnaisses, gnaisses calcissilicáticos, sillimanita-biotita xistos e quartzitos. Os distintos conjuntos de rochas se dispõem em faixas e mega-lentes alternadas separadas por cavalgamentos dúcteis frontais e oblíquos que evoluem para transcorrências sinistrais e dextrais (Scandolaro et al., 1999).

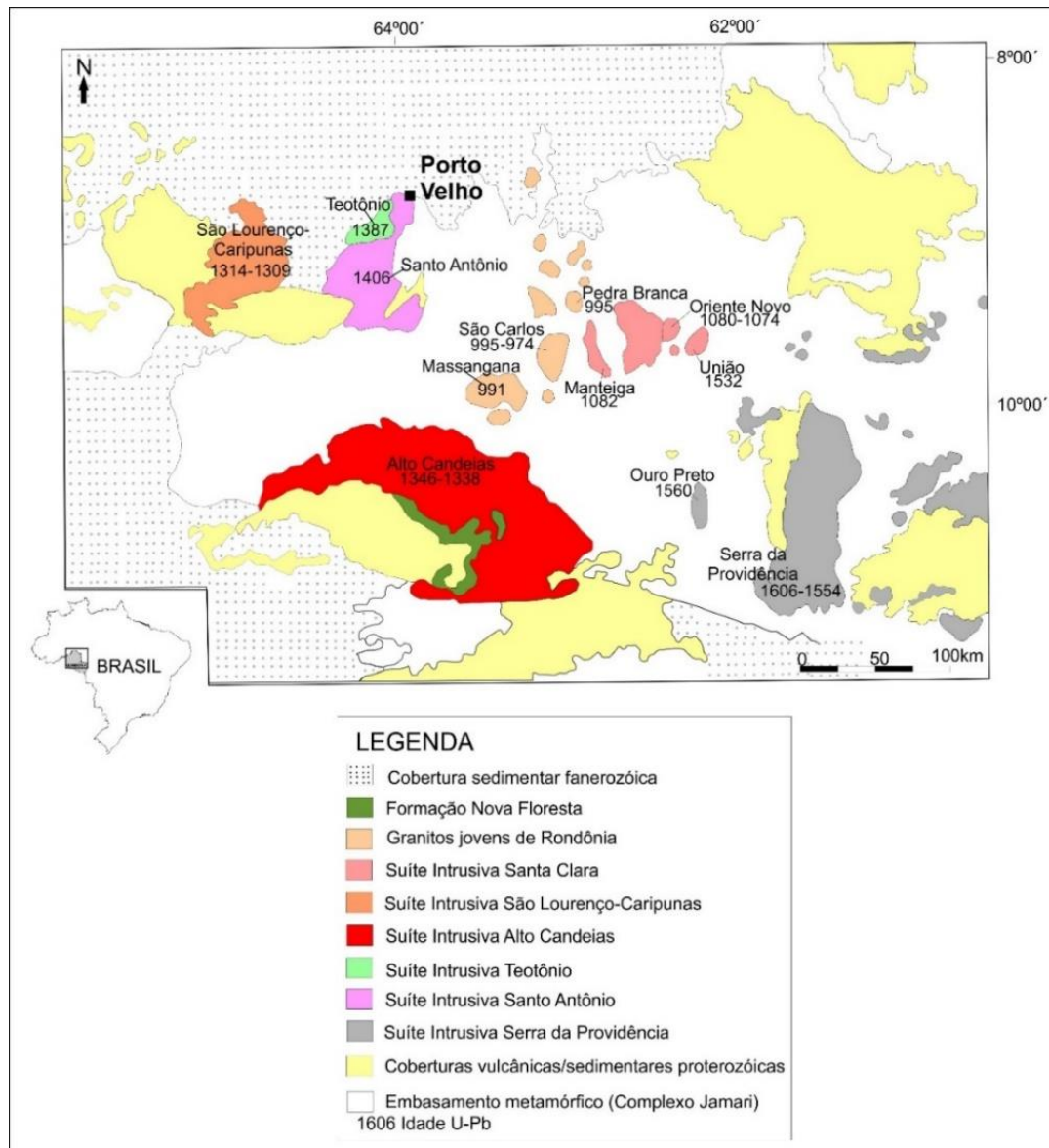


Figura 2.3. Mapa geológico simplificado da Província Estanífera de Rondônia e áreas adjacentes (adaptado de Bettencourt et al., 1999).

Os dados geocronológicos disponíveis para o Complexo Jamari apontam resultados Rb-Sr em rocha total de afloramentos isolados (Tassinari et al., 1984), determinações Ar-Ar em minerais (Bettencourt et al., 1996; Tohver *et al.*, 2002, 2005), análises Sm-Nd em rocha total (Sato e Tassinari, 1997; Payolla et al., 1998, 2002; Santos, 2000) e datações U-Pb em zircão e monazita (ID-TIM S e SHRIMP, Bettencourt et al., 1995, 1999; Santos *et al.*, 2000; Payolla *et al.*, 2002; Silva *et al.*, 2002; Santos, 2004). A interpretação dos dados geocronológicos U-Pb e Sm-Nd permite concluir que o Complexo Jamari (como considerado nesta tese) foi formado entre 1850 e 1550 Ma (Tassinari *et al.*, 1996; Sato & Tassinari, 1997; Payolla *et al.*, 2002), com a diferenciação mantélica de seus protólitos entre 2000 e 1900 Ma. Santos et al. (2000) mostram que a

composição isotópica Sm-Nd apresenta dois conjuntos de idades-modelo (TDM), entre 2060 e 2200 Ma, com valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ entre -1,51 e +0,18 e entre 1670 e 1790 Ma, $\epsilon\text{Nd}(t)$ entre -1,10 e +1,90. Outros dados isotópicos recentes, também obtidos em grãos de zircão detrítico de paragneisses Jamari, indicam idade máxima para a deposição ou pré-metamorfismo entre 1660 - 1590 Ma (Payolla *et al.*, 2002). Payolla *et al.*, (2003) em análise U-Pb (SHRIMP) de paragneisse de alto grau, localizado na BR-364 a 36 km NW de Jaru, obteve idades em núcleos detríticos de zircão entre 1730 e 1800 Ma, porém com somente um único período de zircão em torno de 1590 Ma.

2.2.2 *Suíte Intrusiva Alto Candeias*

As rochas graníticas da região do rio Alto Candeias, objeto deste estudo, foram descritas por Souza *et al.* (1975) e Leal *et al.* (1978) como corpo de dimensões batolíticas sendo o Maciço Alto Candeias, e outros dois corpos representativos mais a norte, constituindo a Suíte Intrusiva Rondônia (Isotta *et al.* 1978). A denominação de Suíte Intrusiva Alto Candeias foi dada por Bettencourt *et al.* (1997), a partir de dados geocronológicos. As rochas desta suíte distribuem-se predominantemente no médio a alto curso dos rios Jaci-Paraná, Candeias, Jamari, Formoso e Capivari.

O maciço Alto Candeias exhibe forma alongada de direção WNW-ESSE, e o contato com as encaixantes é marcado por zona de cisalhamento transcorrente sinistral no seu limite norte, enquanto a borda sul é recoberta pelas rochas básicas da Formação Nova Floresta e pelas rochas sedimentares da Formação Palmeiral (Scandolaro 2006).

As rochas são compostas por granitos porfiríticos de granulação média a grossa, textura piterlítica e, em menor proporção, equigranulares de granulação fina a média, aplitos e sienitos equigranulares de grão fino a médio; e charnockitos subordinados que estão em contato com o granito (Scandolaro 2006). Os litotipos dominante são hornblenda-biotita monzogranitos, biotita monzogranitos e quartzo monzonitos, os quais apresentam cristais ovóides e tabulares centimétricos de K-feldspato perítico, por vezes manteados por plagioclásio. Rochas charnockíticas, anteriormente inseridas no Complexo Jamari, também fazem parte da suíte, com a principal ocorrência situada na borda SE do maciço Alto Candeias, além de outros corpos menores na porção central, em contato transicional com os granitos.

Queiroz *et al.* (2017) dividem a Suíte Intrusiva Alto Candeias em quatro subunidades definidas em: 1) Monte Negro: granitos predominantemente rapakivíticos;

2) Buritís: granodioritos, equigranulares à porfiríticos; 3) Campo Novo: charnockitóides; e 4) Jacilândia: sieno a monzogranitos e quartzo granitóides finos.

Os dados litoquímicos atestam, para as rochas desta suíte, caráter subalcalino, com os conteúdos de SiO₂ entre 68,4-74,6% e Na₂O + K₂O entre 7,79% e 8,49%, com FeOt/(FeOt + MgO) de 0,98 a 0,99 e A/CNK de 1,05 a 1,08 (Bettencourt et al. 1997). O padrão de ETR dos granitos mostra razões (La/Yb)_N baixas (~ 5) com ETR-leves entre 180 a 550 x condrito e ETR-pesados de 12 a 40 x condrito (apresenta significativo fracionamento com La/Yb = 31 indicando possível mistura de fontes), fortes anomalias negativas de Eu (10 a 40 x condrito) com razões Eu/Eu* variando de 0.3 a 0.6. Nos diagrama de multielementos normalizados ao condrito, as fortes anomalias negativas de Sr, Ti e P são acompanhadas de anomalias negativas de Nb, Ta e Ba mais suaves e enriquecimento em Ce, La, Th, U, K, Rb e ETR pesados (Scandolara, 2006).

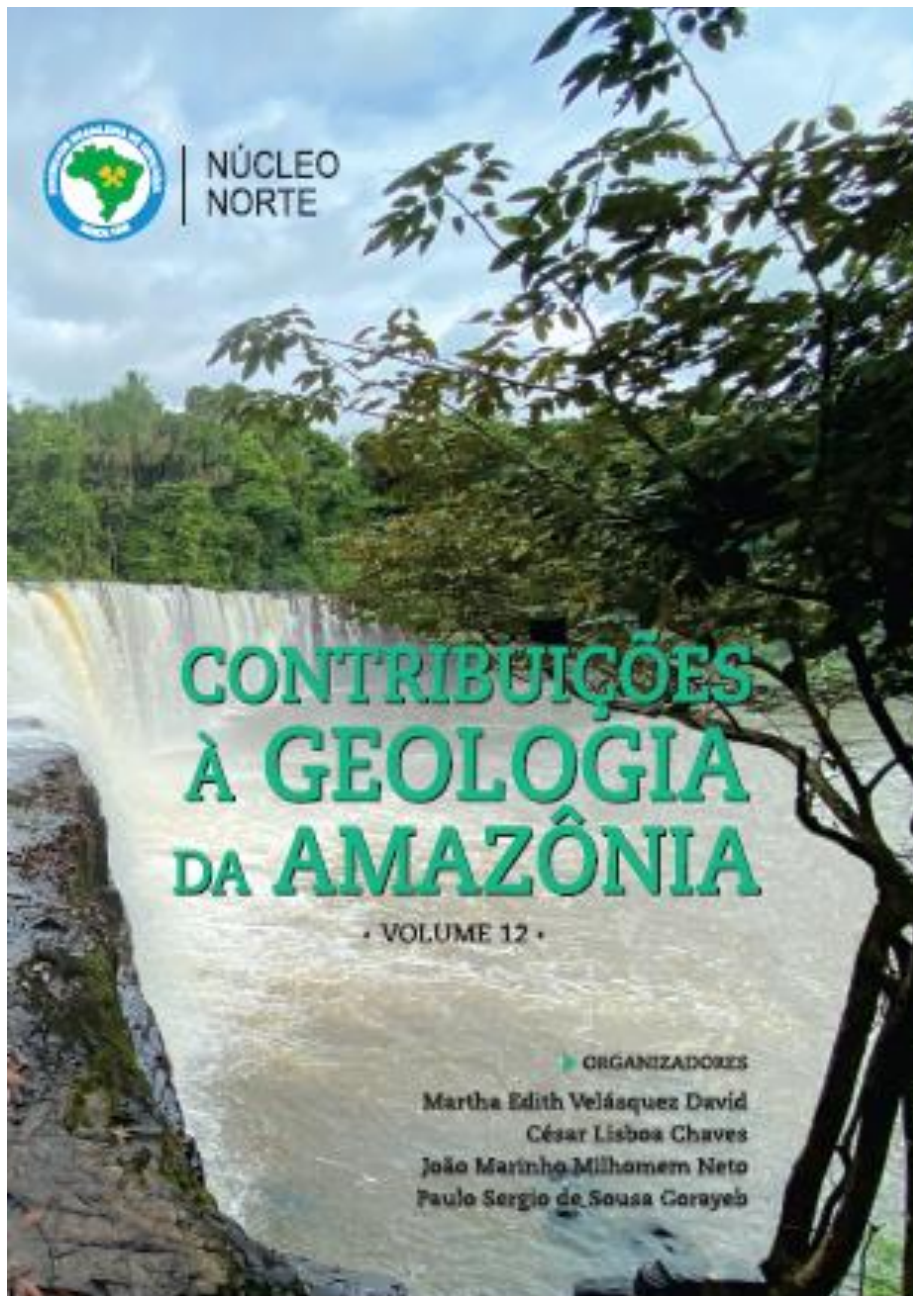
Dados isotópicos Rb/Sr, obtidos por Bettencourt et al. (1995) em biotita-hornblenda sienogranito porfirítico e biotita sienogranito, forneceram idade isocrônica em torno de 1358 Ma, com razão inicial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de 0,703 ± 0.009 e dados U-Pb de zircão pelo método convencional nas mesmas amostras forneceram idade de 1346 ± 5 Ma e 1338 ± 4 Ma (Bettencourt et al. 1999). A datação pelo método U-Pb SHRIMP de zircão de biotita hornblenda monzogranito, da porção norte do batólito, resultou na idade de 1347 ± 16 Ma (Santos, 2004), o que permitiria, segundo este autor, interpretar unicamente com base em dados geocronológicos, que o batólito Alto Candeias não apresenta características de granitos tipo rapakivi (Isotta et al. 1978; Scandolara et al., 1999), desconsiderando evidências de campo e características geoquímicas. Queiroz *et al.* (2017) apresentaram idades Pb-Pb para a unidade Monte Negro de 1350±5 Ma; 1349±3Ma para a unidade Buritís; 1350±2 Ma para Campo Novo e 1348 e 1349±1 Ma para a unidade Jacilândia.

CAPÍTULO 3
ARTIGO 1

3 ARTIGO 1

BATÓLITO POLIFÁSICO ALTO CANDEIAS, PROVÍNCIA ESTANÍFERA DE RONDÔNIA: NOVOS DADOS PETROGRÁFICOS, GEOQUÍMICOS E GEOCRONOLÓGICOS (U-Pb e Sm-Nd).

Artigo científico publicado na 12ª edição do Livro Contribuição à Geologia da Amazônia.



► **Sociedade Brasileira de Geologia**
Diretoria do Núcleo Norte / Gestão 2023-2024

Diretor-Presidente

César Lisboa Chaves (SGB/CPRM-BE)

Diretor Vice-Presidente

Marcos Luiz do Espírito Santo Quadros (SGB/CPRM-BE)

Diretor Secretário

Raphael Neto Araújo (SGB/CPRM-BE)

Diretora Financeira

Cintia Maria Gaia da Silva (SGB/CPRM-BE)

Diretor de Programação Técnico-Científica

João Marinho Milhomem Neto (UFPA)

Diretora de Comunicação e Publicações

Luisa Dias Barros (UFPA)

Diretor Adjunto do Amazonas

Antonio Charles da Silva Oliveira (SGB/CPRM-MA)

Diretora Adjunta do Maranhão

Ediléa Dutra Pereira (UFMA)

Diretor Adjunto de Roraima

Fábio Luiz Wankler (UFRR)

Comitê Auditor

Antônia Railline da Costa Silva (SGB/CPRM-BE)

Ulisses Antônio Pinheiro Costa (SGB/CPRM-BE)

Regina Célia dos Santos Silva (SGB/CPRM-BE)

Comitê Editorial

Paulo Sergio de Sousa Gorayeb (UFPA)

João Marinho Milhomem Neto (UFPA)

Jean Michel Lafon (UFPA)

► **FOTO DA CAPA**

Cachoeira do Paredão no Rio Juma, município de Apuí-Amazonas, onde aflora uma sucessão de arenitos finos e siltitos-com laminações subhorizontais e fraturas em pares conjugados da Formação Juma do Siluriano-Devoniano, Bacia Alto Tapajós. Autoria de Antonio Charles da Silva Oliveira, em 11 de junho de 2022 (Coordenadas: 07° 02' 57" S; 60° 03' 04" W).

CONTRIBUIÇÕES À GEOLOGIA DA AMAZÔNIA

Volume 12

Panorama do conhecimento geológico por ocasião do 16° Simpósio de Geologia da Amazônia, realizado em Manaus-Amazonas, no período de 23 a 25 de setembro de 2019.

► ORGANIZADORES

Martha Edith Velásquez David

Universidade Federal do Amazonas – UFAM
Departamento de Geociências
edith@ufam.edu.br

César Lisboa Chaves

Serviço Geológico do Brasil – CPRM
Superintendência Regional de Belém
cesar.chaves@sgb.gov.br

João Marinho Milhomem Neto

Universidade Federal do Pará – UFPA
Instituto de Geociências
milhomem@ufpa.br

Paulo Sergio de Sousa Gorayeb

Universidade Federal do Pará – UFPA
Instituto de Geociências
gorayebp@ufpa.br

Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Norte (SBG-NO)

2023

Belém, Pará, Brasil

ii

O trabalho dos editores deste livro consistiu na triagem de artigos submetidos, encaminhamento destes aos revisores, revisão técnica e editorial, pré-diagramação do texto, composição, motivo e layout da capa.

Os conceitos expressos nos artigos são de responsabilidade exclusiva dos autores.
1a edição 2023

A edição original desta obra está publicada em português com partes em inglês, pela Sociedade Brasileira de Geologia Núcleo Norte (SBG-NO), Belém, sob o título Contribuições à Geologia da Amazônia Volume 12

Organizadores

Martha Edith Velásquez David
César Lisboa Chaves
João Marinho Milhomem Neto
Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb

Editado por

Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte (SBG-NO)
Av. Augusto Corrêa, 01- Belém-PA, CEP: 66.075-110
Universidade Federal do Pará - Instituto de Geociências
Site: www.sbgeo.org.br / E-mail: nucleo-no@sbgeo.org.br

Revisão final

Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb
João Marinho Milhomem Neto
César Lisboa Chaves

Capa/Editoração

Osimar R. Araujo

Impressão

Osiart

558.II Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) (Câmara Brasileira do Livro, SP, Brasil)

Contribuições à Geologia da Amazônia, volume 12 [livro eletrônico] / organização Martha Edith Velásquez David...[et al.]. – 1ª ed. - Belém, PA: Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Norte, 2023. 225p.
PDF.
Outros organizadores: César Lisboa Chaves, João Marinho Milhomem Neto, Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb.
ISBN: 978-85-88692-16-9

1 Amazônia, 2. Geociências 3. Geodiversidade - Brasil 4. Geologia Ambiental 5. Meio Ambiente - Amazônia I. David, Martha Edith Velásquez. II. Chaves, César Lisboa. III. Milhomem Neto, João Marinho. IV Gorayeb, Paulo Sérgio de Sousa.

22-137252

CDD-558.II

Índices para catálogo sistemático:

I. Amazônia: Geologia 558.II

Aline Grazielle Benitez - Bibliotecária - CRB-1/3129

APRESENTAÇÃO

A Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte disponibiliza mais uma edição do livro “Contribuições à Geologia da Amazônia” à comunidade das Geociências da Amazônia e do Brasil, bem como aos demais profissionais das áreas afins e à sociedade em geral.

O livro, nesta sua décima segunda edição reúne 13 artigos que abordam variadas **temáticas, de diferentes partes da Amazônia, escritos por profissionais, professores, pesquisadores, estudantes de pós-graduação e técnicos de instituições dos vários estados do Brasil que pesquisam a Região Amazônica.**

Agradecemos aos 23 avaliadores dos artigos que, apesar das dificuldades impostas pela pandemia, nesses anos difíceis, se dispuseram a revisar os artigos submetidos, contribuindo para melhorar ainda mais a qualidade dos textos, e também aos autores, que não perderam o entusiasmo em publicar seus trabalhos nesta edição do “Contribuições”.

Neste momento, a Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte agradece a todos os colaboradores mas, especialmente, aos seus associados que tem contribuído **financeiramente ao longo dos anos e participado das ações da SBG-NO, fator este decisivo para o sucesso desta publicação e de outras atividades do Núcleo Norte.**

Nesta oportunidade, não podemos deixar de abordar as dificuldades e sofrimentos pelos quais passaram as famílias com perdas devidas à Pandemia do Corona-Virus que levou mais de 600 mil brasileiros, dentre eles vários geólogos e seus familiares, sentidas pela comunidade geocientífica. Algumas delas, de nosso convívio próximo, seja pelo vírus ou por complicações por ele causadas, estão aqui homenageadas, com os nossos sentimentos.

César Lisboa Chaves
Diretor-Presidente da SBG – Norte

CORPO DE REVISORES

Amarildo Salina Ruiz (UFMT)
Carlos Alejandro Salazar (UFAM)
Carlos Eduardo Mesquita de Barros (UFPR)
Cássio Roberto da Silva (SGB-CPRM/RJ)
César Lisboa Chaves (SGB-CPRM/BE)
Cleber Eduardo Neri Rabelo (UFAM)
Emílio Alberto Amaral Soares (UFAM)
Francisco de Assis Matos de Abreu (UFPA)
Geize Carolinne Correia Andrade Oliveira (UFOPA)
Gilmar José Rizzoto (SGB-CPRM/GO)
Hilton Tulio Costi (MPEG)
João Marinho Milhomem Neto (UFPA)
Luis Gustavo Rodrigues (SGB-CPRM/SP)
Márcia Tereza Pantoja Gaspar (ANA)
Marivaldo dos Santos Nascimento (UFPR)
Natalina Maria Tinôco Cabral (Autônoma)
Paulo Sergio de Sousa Gorayeb (UFPA)
Raphael Neto Araújo (SGB-CPRM/BE)
Raphael Di Carlo Silva dos Santos (UFAM)
Renato Oliveira da Silva (ITV-VALE)
Roberto Cesar de Mendonça Barbosa (UFAM)
Rosemery Rocha da Silveira (UFAM)
Sheila Gatinho Teixeira (SGB-CPRM)

CORPO DE REVISORES

Amarildo Salina Ruiz (UFMT)
Carlos Alejandro Salazar (UFAM)
Carlos Eduardo Mesquita de Barros (UFPR)
Cássio Roberto da Silva (SGB-CPRM/RJ)
César Lisboa Chaves (SGB-CPRM/BE)
Cleber Eduardo Neri Rabelo (UFAM)
Emílio Alberto Amaral Soares (UFAM)
Francisco de Assis Matos de Abreu (UFPA)
Geize Carolinne Correia Andrade Oliveira (UFOPA)
Gilmar José Rizzoto (SGB-CPRM/GO)
Hilton Tulio Costi (MPEG)
João Marinho Milhomem Neto (UFPA)
Luis Gustavo Rodrigues (SGB-CPRM/SP)
Márcia Tereza Pantoja Gaspar (ANA)
Marivaldo dos Santos Nascimento (UFPR)
Natalina Maria Tinôco Cabral (Autônoma)
Paulo Sergio de Sousa Gorayeb (UFPA)
Raphael Neto Araújo (SGB-CPRM/BE)
Raphael Di Carlo Silva dos Santos (UFAM)
Renato Oliveira da Silva (ITV-VALE)
Roberto Cesar de Mendonça Barbosa (UFAM)
Rosemary Rocha da Silveira (UFAM)
Sheila Gatinho Teixeira (SGB-CPRM)

SUMÁRIO

Interpretação sísmica (tipo <i>crooked</i>) num trecho do Sistema Fluvial Solimões-Amazonas na tríplice fronteira Brasil-Colômbia-Peru <i>Allana Isis Corrêa de Mello Corrêa, Luis Antônio Castillo Lopez, Emílio Alberto Amaral Soares</i>	1
Implicações paleoambientais e cronoestratigráficas do conteúdo palinológico do testemunho de sondagem FPR - 192 da Formação Pirabas (Mioceno), Nordeste do Pará <i>Allan Matos de Lima, Anna Andressa Evangelista Nogueira</i>	13
Mapeamento hidrogeológico utilizando o método da eletrorresistividade na comunidade Apolinário, Município de Curuá-PA <i>Antonio Carlos de Siqueira Neto, Savani dos Santos Azevedo, Umberto José Travaglia Filho, Sebastião Wendell Nobres Moura, Antônio Marcos de Jesus Gomes dos Santos, Daniel Costa de Miranda, Lucas Dias Arraes, Adson Willian Silva Medeiros</i>	23
A Geodiversidade no Estado do Pará: estado da arte <i>Antonio Carlos Santos do Nascimento Passos de Oliveira, Natália Gomes Alves Souza</i>	39
Fossilização de lenhos de Gimnospermas da Bacia do Tacutu, Noroeste do Brasil <i>Camila Souza Cruz, Angela Cristine Scaramuzza dos Santos, Alicinéia Costa de Oliveira, Thiago Alves Evangelista, Gabrielle Abreu Rodrigues Ioris, Elizete Celestino Holanda</i>	51
Historical record of trace metals distribution and Pb isotopic signature of bottom sediment cores from Belém estuarine system, North Brazil <i>Elma Costa Oliveira, Jean Michel Lafon, José Augusto Martins Corrêa, Jully Hellen dos Santos Carvalho, Rômulo Simões Angélica</i>	69
Batólito polifásico Alto Candeias, Província Estanífera de Rondônia: novos dados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos (U-Pb e Sm-Nd) <i>Giulia Guimarães Barbosa Trivelli, Valmir da Silva Souza, Jaime Estevão Scandolaro, Carlos Eduardo Santos de Oliveira</i>	86
Suíte Fazenda Matão - Complexo máfico-ultramáfico orosiriano no Bloco Rio Apa: implicações para evolução crustal do sul do Cráton Amazônico <i>Jessica Torretti da Costa, Amarildo Salina Ruiz, Gabrielle Aparecida de Lima, Juliana Rezende de Oliveira, Newton Diego Couto do Nascimento, Elton Luiz Dantas, Pamela Pavanetto</i>	111
Geomodelagem sismo-estrutural 2,5-D de uma área no oeste da Bacia do Acre (Brasil) <i>Luiz Antonio Soares Cardoso, Pedro Andrés Chira Oliva</i>	133
Icnofósseis e estromatólitos dos dolomitos lacustres da Formação Alcântara (Cretáceo Superior), Bacia de São Luís-Grajaú, Maranhão: Implicações paleoecológicas e paleoambientais <i>Tatianny Cristina Queiroz Soares, Joelson Lima Soares, Renan Fernandes dos Santos, Pedro Augusto Santos da Silva, Guilherme Rafael Romero</i>	151
Síntese da geologia da Formação Buritirama e suas mineralizações manganêsíferas: limite norte do Domínio Carajás, Pará <i>Silas Santos Salgado, Fabrício de Andrade Caxito, Bruno Cesar Novais</i>	173
Caracterização paleoambiental dos depósitos pensilvanianos da Formação Itaituba através da análise de microfácies e invertebrados marinhos, Bacia do Amazonas <i>Yasmin Araujo Silva, Geize Carolinne Correia Andrade Oliveira, Rick Souza de Oliveira</i>	187
Análise da vulnerabilidade intrínseca do Aquífero Alter do Chão no município de Santarém - Pará - Brasil <i>Yasmim Araujo Silva, Leônidas Luiz Volcato Descovi Filho</i>	212

**BATÓLITO POLIFÁSICO ALTO CANDEIAS, PROVÍNCIA
ESTANÍFERA DE RONDÔNIA: NOVOS DADOS PETROGRÁFICOS,
GEOQUÍMICOS E GEOCRONOLÓGICOS (U-Pb e Sm-Nd)**

**Giulia Guimarães Barbosa Trivelli^{1*}; Valmir da Silva Souza²; Jaime
Estevão Scandolara³ & Carlos Eduardo Santos de Oliveira⁴**

1- Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília-DF, Brasil. E-mail: giuliatrivelli@gmail.com

2- Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília-DF, Brasil.
E-mail: valmirsouzaunb@gmail.com

3- Serviço Geológico do Brasil/CPRM, Brasília-DF, Brasil.
E-mail: jaime.scandolara@cprm.gov.br

4- Serviço Geológico do Brasil/CPRM, Porto Velho-RO, Brasil.
E-mail: carlos.oliveira@cprm.gov.br

* - Correspondência para o autor: giuliatrivelli@gmail.com

RESUMO. O volumoso magmatismo granítico polifásico Alto Candeias é formado por sienogranitos porfíricos a equigranulares, monzogranitos, monzogranitos rapakivi e charnokitos, além de rochas subvulcânicas e granitos alcalinos. Em geral, apresentam composição intermediária a ácida, alto potássio, natureza alcalina à subalcalina, metaluminoso a peraluminoso, com assinatura geoquímica de ambiente tardi/póscolisional a intraplaca. Apresentam um progressivo enriquecimento nos grupos de elementos HFSE e ETR em direção às fácies sieno a monzograníticas, rapakivis e alcalinas. Os dados de geologia isotópica revelam idade de cristalização U-Pb de 1358 ± 4 Ma e 1348 ± 4 Ma, com razão $^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.511937$ e 0.511996 , $\epsilon\text{Nd}(t)$ entre $-0,34$ a $1,97$ e $\text{TDM} = 1,54 - 1,70$ Ga, indicando comagmatismo associados a fusão de crosta continental Meso a Paleoproterozóica com contribuição mantélica. Tais características sugerem uma associação charnockito-granitos (ACG) para esse magmatismo, onde as fácies graníticas teriam derivados de fundidos charnockíticos co-magmático gerados na crosta inferior, produtos da interação crosta-manto, em ambiente tardi- a pós-colisional. Entretanto, a natureza dos granitos alcalino ainda é incerta, ou seja, ligada a magmas no final do orógeno ou a magmas evoluídos e mais jovens, ricos em ETR e metais, da Província Estanífera de Rondônia.

Palavras Chaves: Magmatismo Alto Candeias, Provincia Estanífera de Rondônia, Craton Amazônico, geoquímica, geogronologia

ABSTRACT. The massive granite magmatism polyphase Alto Candeias is formed of syenogranites porphyritic to equigranular, monzogranites, monzogranites rapakivi and charnockites, as well as subvolcanic rocks and alkaline granites. In general, they have intermediate to acidic composition, high-K, alkaline to subalkaline, metaluminous to peraluminous, with late/post-collisional to within-plate geochemical signature. They present a progressive enrichment in HFSE and ETR towards the sieno- a monzogranitic, rapakivis and alkaline facies. The isotopic geology data reveal U-Pb crystallization age of 1358 ± 4 Ma and 1348 ± 4 Ma, with a ratio $^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.511937$ and 0.511996 , $\epsilon\text{Nd}(t)$ from -0.34 to 1.97 and $\text{TDM} = 1, 54 - 1.70$ Ga, indicating co-magmatism derived from Meso- to Paleoproterozoic continental crust melting with mantle contribution. Such characteristics suggest a charnockite-granite association (ACG) for this magmatism, with the granitic facies derived from co-magmatic charnockitic melts generated in the lower crust, products of the crust-mantle interaction, within of late- to post-collisional tectonic setting. However, the nature of alkaline granites is still uncertain, which may be linked to magmas at the end of the orogen or to younger and evolved magmas, rich in ETR and metals, from the Rondônia Tin Province.

Keywords: Alto Candeias magmatism, Rondônia Tin Province, Amazon Craton, geochemistry, geochronology

3.1 Introdução

O Estado de Rondônia hospeda, em sua região centro-norte, um volumoso magmatismo granítico rapakivi, de idade Meso- ao Neoproterozóico, formado durante sucessivos episódios, ocorridos entre 1610 e 950 Ma, os quais constituem a chamada Província Estanífera de Rondônia. Esse magmatismo tem sido subdividido em suítes intrusivas, formadas por associações de stocks, plutons e batólitos polifásicos, os quais apresentam, em geral, assinatura geoquímica subalcalina, meta- a peraluminosa, do tipo A e de ambiente tectônico intra-placa a pós-colisional (Kloosterman 1968, Priem et al. 1966 e 1971, Leal et al. 1978, Isotta et al. 1978, Bettencourt et al. 1999, CPRM 2007).

O batólito Alto Candeias é um importante representante desse magmatismo granítico rapakivi polifásico na Província Estanífera de Rondônia, pois sua vasta área de exposição (cerca de 15.000 Km^2) é marcada por variações faciológicas e geoquímicas, produtos da associação de granitos, granodioritos, tonalitos e charnockitos, a qual têm

sido foco de discussões petrogenéticas quanto sua origem, evolução e ambiente tectônico (Leal et al. 1978, Isotta et al. 1978, Santos et al. 2008, Bettencourt et al. 2010, Santos Júnior 2015, Queiroz et al. 2017, CPRM 2018). Por outro lado, embora não represente uma fase magmática especializada em estanho, o batólito polifásico Alto Candeias hospeda alguns pequenos depósitos polimetálicos (Sn ± Cu, Pb, As), os quais estão associados às intrusões de fases magmáticas mais jovens (Bettencourt et al. 1999, Santos Júnior 2015, CPRM 2018).

Esse volumoso magmatismo granítico polifásico apresenta idade entre 1357-1329 Ma (Bettencourt et al. 1999, Santos et al. 2008, Nogueira et al. 2014, Queiroz et al. 2017, Debowski et al. 2018, CPRM 2018), cujos domínios de seus principais litotipos faciológicos, bem como suas características geoquímicas, estão razoavelmente definidos (Bettencourt et al. 1999, Queiroz et al. 2017, CPRM 2018). Contudo, em nosso levantamento geológico de campo foi possível identificar variações petrográficas e arranjos texturais até então não discutidas em trabalhos anteriores. Nesse contexto, esse trabalho apresenta novos dados comparativos sobre a petrografia e geoquímica dos diferentes litofácies, além de novos dados de geologia isotópica (U-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total), buscando assim contribuir com o entendimento petrogenético do magmatismo Alto Candeias na porção SW do craton Amazônico.

3.2 Materiais e métodos

A etapa de reconhecimento geológico e coleta de amostras foi realizada no mês de outubro de 2017, o qual contou com o apoio do Serviço Geológico do Brasil (CPRM-Porto Velho). As amostras de rochas coletadas foram então selecionadas e preparadas (corte, britagem e moagem) no laboratório da CPRM-Porto Velho, como parte prévia para as subsequentes análises petrográficas, geoquímicas e geocronológicas.

Para as análises petrográficas convencionais, cerca de 30 lâminas delgadas polidas, representantes dos diferentes litotipos amostrados, foram então confeccionadas e analisadas. Para as análises de geoquímicas e isotópicas Sm-Nd de rochas, um conjunto de 23 amostras foi selecionado e previamente pulverizado em panela de vídia, produzindo alíquotas de cerca de 30 g/amostra. Essas etapas foram realizadas nos laboratórios do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG-UnB).

As análises geoquímicas de rochas foram realizadas pelo laboratório comercial ALS (*Australian Laboratory Services*). Após a fusão das amostras com

metaborato/tetraborato de lítio ($\text{LiBO}_2/\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$) e posterior digestão em ácido nítrico (HNO_3) e ácido clorídrico (HCl), foi aplicada a técnica de ICP-ES (*Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometer*) para obtenção das concentrações dos elementos maiores e menores, e a técnica de ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer*) para os elementos-traço e terras raras.

As análises isotópicas Sm-Nd foram realizadas no laboratório de geocronologia do IG-UnB aplicando a método descrito por Gióia & Pimentel (2000). As amostras foram misturadas com solução de spike $^{149}\text{Sm}/^{150}\text{Nd}$ e dissolvidas em cápsulas de saviillex. A extração de Sm e Nd seguiu a técnica convencional com colunas de teflon contendo LN-Specresin (HDEHP – diethylhexil phosphoric acid supported on PTFE powder). As amostras de Sm e Nd foram alojadas em filamentos de re-evaporação em conjuntos de filamentos duplos e as medidas isotópicas foram feitas em espectrômetro de massa do tipo multicoletor Finnigan MAT 262. O grau de incertezas para as razões $^{149}\text{Sm}/^{150}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ é menor que 0,4% (1σ) e 0,005% (1σ), respectivamente, de acordo com análises do padrão internacional BHVO-1 e BCR-1. As razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram normalizadas para $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,7219, e a constante de decaimento usada foi $6,54 \times 10^{-12}$ a 10^{-1} . Valores TDM foram calculados segundo método de DePaolo (1981).

A preparação das amostras e as análises geocronológicas U-Pb em cristais de zircão foram realizadas no laboratório de geocronologia do IG-UnB. Nessa etapa, cerca de 10 kg de cada amostra selecionada passou por peneiramento e bateamento, gerando um concentrado mineral. Posteriormente, a amostra passou pelo separador magnético isodinâmico Frantz e pelo processo de separação mineral por densidade, utilizando o líquido denso LST (heteropolitungstato de lítio), onde foram separados aproximadamente 50 cristais de zircão por meio de lupa binocular. Os cristais então foram colocados em uma capsula plástica de 1 cm de diâmetro e, posteriormente, polidos a fim de expor suas superfícies. As amostras foram analisadas seguindo o procedimento analítico proposto por Bühn et al. (2009) para o método LA-ICPMS (*laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometer*), com equipamento do modelo Neptune da Thermo Finnigan, equipado com 9 copos faraday, 1 multiplicador de elétrons e 5 contadoras de íons do tipo MIC (*multi-ion channel*). O método consiste em um equipamento de ablação a laser acoplado a um espectrômetro de massa que permite a obtenção de razões isotópicas *in situ* com alta resolução espacial em monocristais de zircão.

3.3 Contexto Geológico Regional

A Província Estanífera de Rondônia está localizada na porção SW do craton Amazônico (Fig.3. 1A). Seus registros magmáticos estão distribuídos entre as províncias geotectônicas/geocronológicas denominadas Rondoniana-San Ignácio (1,55 – 1,30 Ga) e Rio Negro-Juruena (1,78 – 1,55 Ga), segundo proposta de Tassinari & Macambira (1999), ou Sunsás (1,45 – 1,10 Ga) e Rondônia-Juruena (1,82-1,54 Ga), segundo proposta de Santos et al. (2000).

Segundo Bettencourt et al. (1999), a Província Estanífera de Rondônia pode ser compartimentada nas seguintes suítes intrusivas, as quais representam unidades regionais e os sucessivos episódios magmáticos ocorridos entre 1610 e 950 Ma: Serra da Providência (1610-1532 Ma), Rio Crespo (1526-1513 Ma), Santo Antônio (~ 1406 Ma), Teotônio (~ 1387 Ma), Alto Candeias (1357-1339 Ma), São Lourenço-Caripunas (1324-1309 Ma), Santa Clara (1082-1074 Ma) e Rondônia (995-950 Ma). Entretanto, as principais concentrações de metais (Sn, W, Nb, Ta), F e gemas estão associadas aos três últimos episódios magmáticos, ocorridos entre 1324 – 950 Ma.

Estas suítes magmáticas ocorrem intrusivas em rochas do embasamento Paleoproterozóico, representado principalmente pelo Complexo Jamari (Isotta et al. 1978), e distribuídas no domínio tectônico denominado Ariquemes-Porto Velho (Scandollara 2006). Este embasamento é formado por uma associação de rochas de médio a alto grau metamórfico, composta de gnaisses tonalíticos, enderbíticos, granodioríticos e charnoenderbíticos, além de ortognaisses máficos, anfíbolitos, paragnaisses e lentes de biotita-xistos. Estas rochas são polideformadas e apresentam idade de cristalização U-Pb entre 1,76 e 1,67 Ga, marcadas por sucessivos eventos regionais tectono-metamórficos ocorridos entre 1,67 - 1,63, 1,33 - 1,32 e 1,2 – 1,1 Ga (Santos et al. 2000 e 2008, Payolla et al. 2002, Tohver et al. 2005, Scandollara 2006, Souza et al. 2006, CPRM 2007, Bettencourt et al. 2010, Scandollara et al. 2013).

O batólito polifásico Alto Candeias (Souza et al. 1975, Leal et al. 1978), devido ao seu volume e variação faciológica (Fig. 3.1B), constitui a suíte intrusiva homônima, de idade Mesoproterozóica (Bettencourt et al. 1999). Exibe marcantes contrastes nos produtos de sensores remoto e aero-geofísicos, marcados por um formato lenticular na direção WNW-ESSE (CPRM 2007). Seu contato norte com rochas do embasamento é marcado por zona de cisalhamento transcorrente sinistral, enquanto o contato sul é parcialmente encoberto pelas rochas básicas da Formação Nova Floresta (1198 - 1062

Ma) e siliciclásticas da Formação Palmeiral (< 1030 Ma). Internamente, o batólito Alto Candeias é cortado por um sistema de falhas e fraturas nas direções NW-SE, NE-SW e N-S, as quais, aparentemente, controlam às ocorrências de depósitos de Sn (\pm Cu, As), associadas a episódios magmáticos mais jovens (Santos Júnior 2015, CPRM 2018).

O Alto Candeias reúne principalmente granitos porfiríticos de granulação média a grossa, com textura rapakivítica, marcada por fenocristais centimétricos de feldspato, exibindo formato ovóide a tabular, frequentemente contornados por plagioclásio. Ocorrem ainda, charnockitos, sienogranitos, monzogranitos, granodioritos e sienitos, exibindo arranjo textural equigranular a inequigranular de granulação fina a média, além de riolitos, dacitos e traquitos porfiríticos subvulcânicos (Bettencourt et al. 1999, Queiroz et al. 2017, CPRM 2018).

Essa variação de litofácies, associada a dados de geocronologia (U-Pb e Pb-Pb), permitiu a elaboração de propostas para a compartimentação do batólito polifásico Alto Candeias em sub-unidades, as quais representariam episódios ou pulsos magmáticos distintos. Nesse sentido, Queiroz et al. (2017) propuseram as seguintes denominações: 1) Monte Negro – composta por granitos porfiríticos rapakivíticos com idade Pb-Pb de 1349 ± 5 Ma; 2) Buritis - formada por hornblenda-granodioritos a tonalitos com idade Pb-Pb de 1349 ± 3 Ma; 3) Jacilândia – formada por sienogranitos finos com idade Pb-Pb de 1348 ± 3 Ma; e 4) Campo Novo – composta por rochas charnockíticas com idade Pb-Pb de 1350 ± 2 . Por outro lado, CPRM (2018) utilizou as seguintes denominações: 1) Buritis – a qual reúne a grande maioria das lito-fácies, ou seja, granitos rapakivi, charnockitos, sienogranitos e monzogranitos porfiríticos e equigranulares, além de riolitos e dacitos subvulcânicos, com idades U-Pb entre 1338-1348 Ma; e 2) Campo Novo – formada por biotita-álcali feldspato-granito a quartzo sienito, além de traquitos subvulcânicos, com idade U-Pb 1329 ± 12 Ma. Segundo CPRM (2018), os lito-fácies charnockíticos Buritis representam o episódio mais antigo, enquanto que as rochas alcalinas Campo Novo representam o episódio mais jovem, dentro da evolução magmática do batólito polifásico Alto Candeias.

Em geral, essas rochas têm sido caracterizadas, quanto a assinatura geoquímica, como magmatismo do tipo A reduzido (principalmente do tipo A₂), meta a peraluminoso, subalcalino de alto K₂O, intraplaca a pós colisional (Bettencourt et al. 1999, Queiroz et al. 2017, CPRM 2018). Entretanto, Santos et al. (2008) argumentam que o batólito polifásico Alto Candeias também hospeda registros magmáticos com assinatura

geoquímica dos tipos S e I, e que a composição do tipo A₂ não é uma evidência direta de ambiente anorogênico ou intraplaca. Santos et al. (2008) sugerem ainda, derivação crustal e um ambiente orogênico para o magmatismo Alto Candeias, provavelmente produto da colisão continente-continente. Bettencourt et al. (2010) também consideram o magmatismo Alto Candeias como relacionado a um ambiente colisional durante a orogenia Rondoniana-São Ignácio (1370–1320 Ma).

3.4 Contexto Geológico Local

A extensa área do batólito polifásico Alto Candeias é marcada por exposições de rochas sob as formas de lajedos, blocos, *boulders* e *inselbergs*, parcialmente encobertos por floresta e vegetação secundária. Durante nosso trabalho de campo, foi possível reconhecer sete litofácies (Fig.3- 1B), algumas das quais com contatos geológicos bem definidos. As suas características petrográficas e geoquímicas são apresentadas a seguir, realizando em uma análise comparativa com os trabalhos anteriores.

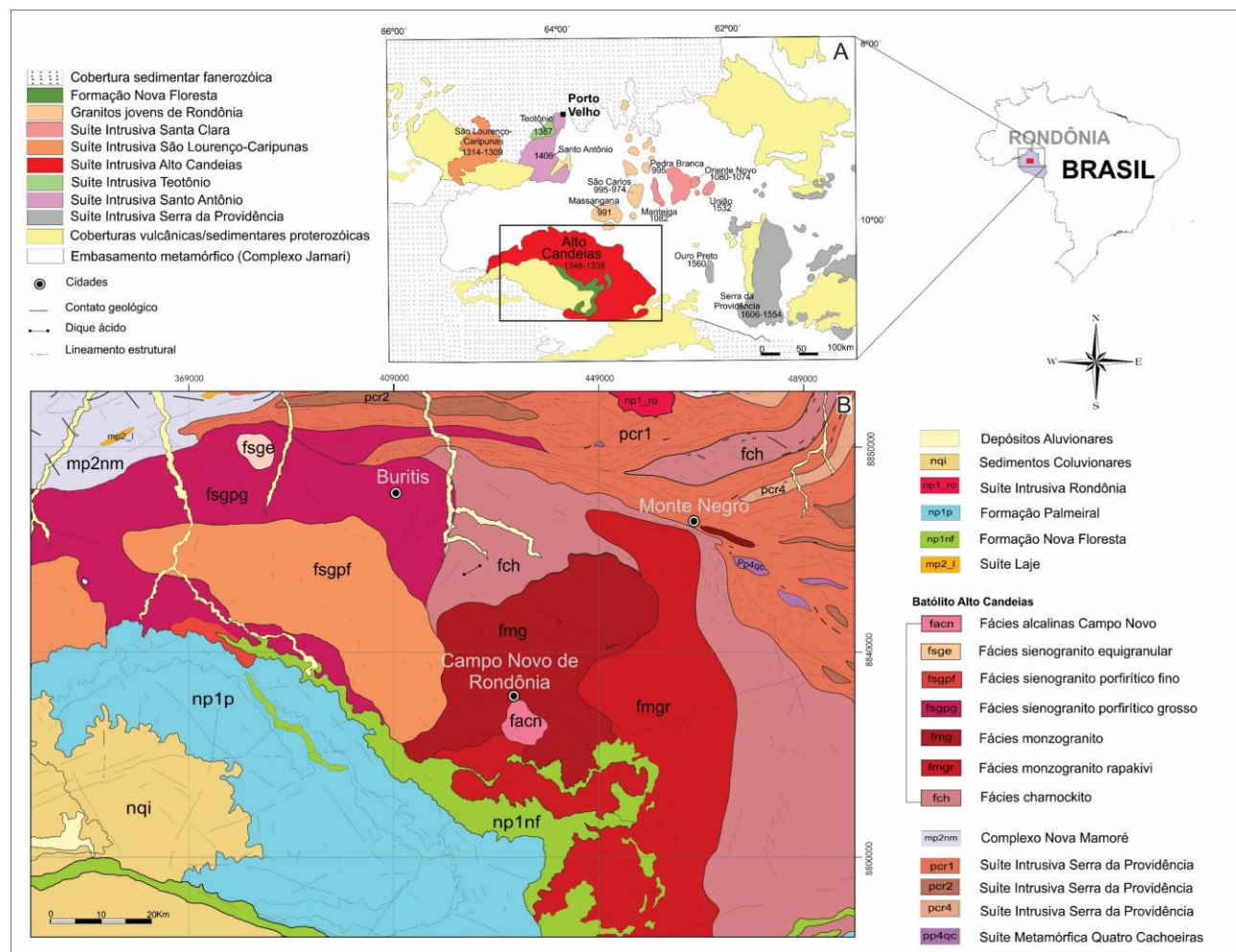


Figura 3.1. (A) Mapa geológico simplificado da Província Estanífera de Rondônia e áreas adjacentes (adaptado de Bettencourt et al., 1999). (B) Mapa geológico folha Alto Jamari (SC.20-Y-B), destacando as fácies do batólito Alto Candeias (modificado do relatório da folha, produzido pela CPRM-RO).

3.4.1 *Petrografia*

Os domínios petrográficos identificados possuem áreas de exposição com percentuais aproximadamente iguais, com exceções da fácies sienogranítica equigranular, com textura tipo “sal e pimenta”, e a fácies alcalina Campo Novo (Fig.3.1B).

3.4.1.1 Fácies Charnockito (fch)

Ocorre na porção centro-norte e leste, ocupando entre 25-30 % da área aflorante do corpo batolítico. Aflora sob a forma de lajedos, exibindo cor cinza acastanhado, arranjo textural porfirítico inequigranular médio a grosso e isotrópico (Fig.3.2A), ressaltado por fenocristais de feldspato alcalino com dimensões entre 1 e 5 cm, imersos em matriz de granulação fina a média. Os fenocristais ocupam entre 70 e 80% do volume da rocha e, ocasionalmente, observa-se ainda a presença de xenólitos e diques aplíticos ácidos (Fig.3.2B).

Os fenocristais possuem pertitas em filetes, estão pouco a parcialmente argilizados, hospedam microinclusões de quartzo, plagioclásio, biotita e piroxênio em arranjo tipo “retalho”, além de microfraturas preenchidas por óxi-hidróxido de Fe-Ti e micas. Frequentemente, nos pontos de contatos com plagioclásio e quartzo, desenvolvem-se intercrescimento mirmequítico sob a forma de barras e/ou gotas (Fig.3.2C).

Por outro lado, a matriz é composta de quartzo (42-45%), plagioclásio (33-35%), feldspato alcalino (27-30%), biotita (< 10%), hornblenda (<10%) e piroxênio (~ 5%), indicando composição monzogranítica a granodiorítica. Zircão, apatita, fluorita, monazita, hematita, goethita e minerais opacos são os acessórios, enquanto clorita e raro epidoto ocorrem como minerais de substituição. Os cristais de quartzo são anédricos, pouco fraturados, com extinção levemente ondulante. O plagioclásio (andesina, An=32-37) é subédrico, pouco a moderadamente fraturado, parcialmente serecitizado, com discreto zonamento e exibindo geminação polissintética albita e albita-Carlsbad, cujos planos são normalmente descontínuos. O feldspato alcalino é anédrico a subédrico, possui extinção levemente oscilatória, pertitas em filete, está pouco a parcialmente serecitizado. Os cristais de biotita (pouco cloritizada), hornblenda e o ortopiroxênio são subédricos a euédricos, estão distribuídos de forma intersticial na trama quartzo-feldspática, formando agregados de minerais ferro-magnesianos, aos quais associam-se preferencialmente os minerais acessórios (Fig.3.2D).

3.4.1.2 Fácies Monzogranito rapakivi (fmgr)

Está distribuída em uma faixa na parte oriental (sudeste e leste), ocupando entre 20 e 25% da superfície do batólito (Fig. 3.1B). Aflora sob a forma de *boulders* e grandes lajedos na encosta de morros, exibe cor cinza-rosado, textura porfirítica a megaporfirítica inequigranular com discreta orientação dos seus minerais (Fig. 3.2E e 3.2F). Os fenocristais são de feldspato alcalino, os quais ocupam entre 40-50% do volume da rocha, atingem dimensões de até 12 cm, estão zonados por um sobrecrescimento mantelado de plagioclásio (textura rapakivi), imersos em matriz de granulação média a grossa.

Os fenocristais pertíticos a mesopertíticos em filetes (Fig. 3.2G), estão pouco fraturados e parcialmente argilizados, com microinclusões de quartzo, plagioclásio e biotita em arranjo tipo “retalho”, além de ocasionais intercrescimento granofíricos nas bordas.

A matriz é composta de quartzo (40-43%), plagioclásio (32-35%), feldspato alcalino (22-25%), hornblenda (~15%) e biotita (<10 %), sugerindo composição monzogranítica. Zircão, apatita, allanita, monazita e minerais opacos são acessórios, enquanto clorita, sericita e epidoto representam minerais secundários. Os cristais de quartzo são anédricos, pouco fraturados e com extinção ondulante. O plagioclásio (oligoclásio, An=13-16) é subédrico, com intensos processos de substituição (sericitização e saussuritização) que acarretam aspecto turvo ao mineral, e geminação polissintética pouco visível, cujos planos normalmente são descontínuos. O feldspato alcalino é anédrico a subédrico, possui extinção levemente ondulante, está pouco a parcialmente sericitizado hospeda pertitas em filete e microinclusões de plagioclásio. Hornblenda e biotita (pouco cloritizadas) são anédricas a subédricas, possuem forte pleocroísmo e, frequentemente, hospedam microinclusões de minerais acessórios (Fig. 3.2H).

3.4.1.3 Fácies Monzogranito (fmg)

Essa litofácies ocorre na porção central e, ocupa entre 10-15% da superfície do batólito. Aflora sob a forma de lajedos e blocos, possuem cor cinza claro a cinza escuro (Fig. 3.3A), arranjo textural porfirítico isotrópico, ressaltado por fenocristais de plagioclásio e feldspato alcalino, com dimensões entre 3 e 8 cm, imersos em matriz média a grossa, contribuindo entre 45 e 50% do volume da rocha. Localmente, os fenocristais de feldspato alcalino exibem formato arredondado (ovoide), com afinidade para textura viborgítica (Fig. 3.3B).

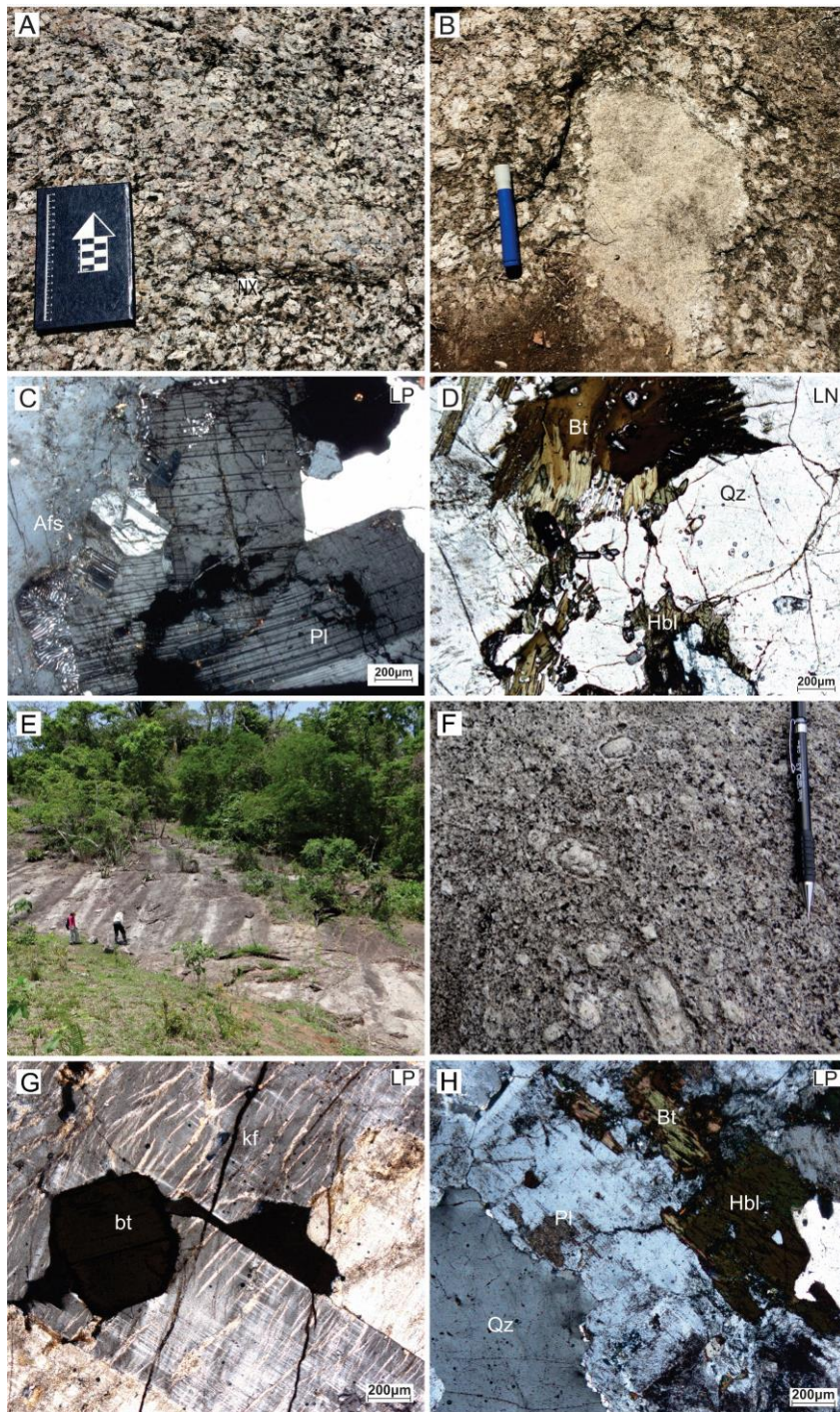


Figura 3.2. (A) Aspecto textural porfirítico inequigranular das rochas charnockíticas; (B) presença de xenólito de microgranito; (C) fotomicrografia da zona de contato de fenocristal com formação de intercrescimento mirmequítico e (D) microagregados de minerais ferro-magnesianos com microinclusões de minerais acessórios; (E) afloramento sob a forma de grandes lajedos na encosta de morro; (F) aspecto textural porfirítico ressaltado por fenocristais com textura rapakivi destacados na matriz de granulação média a grossa; (G) fotomicrografia de fenocristais peritíticos a mesoperitíticos em filetes; e; (H) fotomicrografia de agregados de biotita e hornblenda contendo microinclusões de minerais acessórios (Afs = feldspato alcalino, Pl = plagioclásio, Qz = quartzo, Bt = biotita, Hbl= hornblenda, LN = luz natural, LP= luz polarizada).

Os fenocristais de plagioclásio (andesina, $An=32-36$) são tabulares, euédricos a subédricos, com geminação polissintética albita e Carlsbad, e estão argilizados e sericitizados. Os fenocristais de feldspato alcalino estão pouco fraturados e parcialmente argilizados. Ambos apresentam inclusões de quartzo, biotita e hornblenda. Em cristais de plagioclásio adjacente a feldspato alcalino, desenvolve-se intercrescimento mirmequítico sob a forma de gotas e filetes (Fig. 3.3C).

A matriz é composta de quartzo (47-50%), plagioclásio (32-35%), feldspato alcalino (20-25%), hornblenda (<10%) e biotita (< 10%), indicando composição monzogranítica. Entretanto, nessa litofácies, ocorre variação lateral para rocha de composição granodiorítica. Os minerais acessórios são zircão, titanita, apatita e minerais opacos, enquanto clorita e epidoto ocorrem como minerais secundários. Os cristais de quartzo são anédricos, pouco fraturados, com extinção ondulante. O plagioclásio (oligoclásio-andesina, $An = 27-35$) é subédrico, pouco fraturado, exhibe geminação polissintética albita e albita-Carlsbad com planos normalmente descontínuos e está parcialmente substituído (sericitização e saussuritização). O feldspato alcalino é anédrico a subédrico e está pouco sericitizado. Biotita (pouco cloritizada) e hornblenda formam agregados de cristais anédricos a subédricos, distribuídos de forma intersticial na trama quartzo-feldspática, e frequentemente hospedam microinclusões de minerais acessórios (Fig. 3.3D).

3.4.1.4 Fácies Sienogranito porfirítico grosso (fsgpg)

Essa litofácies ocorre na parte oeste a noroeste, ocupando entre 20-25% da área do batólito, ocorre sob a forma de grandes blocos (tipo *boulders*) e em lajedos nas encostas de morros. São rochas leucocráticas de cor cinza esbranquiçada, arranjo porfirítico inequigranular e isotrópico, ressaltado por fenocristais de feldspatos alcalinos tabulares subédricos, com tamanho entre 2-8 cm, imersos em matriz de granulação fina a média. Hospeda ainda diques ácidos, xenólitos e zonas de fraturas (Fig.3 E e F). Entretanto, próximo à borda norte, a rocha adquire discreta orientação dos seus constituintes minerais, formando uma trama granoblástica a granolepidoblástica, reflexo do contato cisalhante com as rochas do embasamento (CPRM- 2018).

Os fenocristais possuem pertitas em filetes, geminação do tipo Carlsbad, pouco fraturados e argilizados (Fig. 3G), hospedam micro-inclusões de quartzo, plagioclásio, biotita e minerais acessórios, além de frequentes intercrescimento granofíricos nas bordas.

A matriz é composta por quartzo (42-45%), feldspato alcalino (32-35%), plagioclásio (30- 33%) e biotita (~ 15%), sugerindo composição entre os campos sieno e monzogranito. Zircão, apatita e opacos são os minerais acessórios, enquanto epidoto e sercicita são minerais de substituição. Os cristais de quartzo são anédricos a subarredondados, pouco fraturados, com extinção ondulante. O plagioclásio (oligoclásio, An=13-20) é anédrico a subédrico, pouco fraturado, moderadamente saussuritizado, zonados com extinção oscilatória, geminação polissintética albita e albita-Carlsbad com planos descontínuos. O feldspato alcalino é anédrico a subédrico, possui pertitas em filete e está pouco a moderadamente sercicitizado. Os cristais de biotita são subédricos, pouco cloritizados e intersticiais na trama quartzo-feldspática, enquanto os minerais acessórios são euédricos a subédrico e ocorrem dispersos na trama quartzo-feldspática.

Nas fácies mais deformadas na borda, os fenocristais de feldspato alcalino e a trama quartzo-feldspática da matriz se mostram estirados (Fig. 3H), marcados por extinção oscilatória, fraturados, contatos suturados, bordas parcialmente recristalizadas e com frequentes intercrescimentos granofíricos, enquanto os cristais de biotita estão achatados, orientados e parcialmente cloritizados.

3.4.1.5 Fácies Sienogranito porfirítico fino (fsgpf)

Ocorre na parte ocidental do batólito, ocupando entre 10-15% do batólito, aflora sob a forma de blocos arredondados e lajedos (Fig. 3.1B). Apresenta cor cinza claro a escuro, textura inequigranular a porfirítica fina a média, ressaltado por fenocristais de feldspato alcalino, com tamanhos de 1-4 cm, imersos em uma matriz de granulação fina a média (Fig. 3.4A). Apresenta discreta foliação no sentido preferencial E-W (Fig. 3.4B).

Os fenocristais de feldspato alcalino são subédricos, levemente zonados com extinção cíclica, estão pouco argilizados, possuem pertitas em filetes, geminação Carlsbad e hospedam microinclusões de biotita, quartzo e plagioclásio (Fig. 3.4C).

A matriz é composta de quartzo (32-35%), feldspato alcalino (30-33%), plagioclásio (20 a 23%) e biotita (15 a 20%), sugerindo composição entre os campos sieno e monzogranito (Fig. 3.4D). Zircão, titanita e minerais opacos são os acessórios, enquanto epidoto e sercicita são minerais secundários. Os cristais de quartzo são anédricos, levemente estirados, pouco fraturados e com extinção ondulante. O plagioclásio (oligoclásio, An=14-18) é subédrico, pouco fraturado, saussuritizado, zonados com extinção oscilatória, geminação polissintética com planos descontínuos. O feldspato alcalino é anédrico a subédrico, possui pertitas em filete e está pouco a moderadamente

sericitizado. Os cristais de biotita são subédricos, intersticiais e hospedam frequentemente os minerais acessórios.

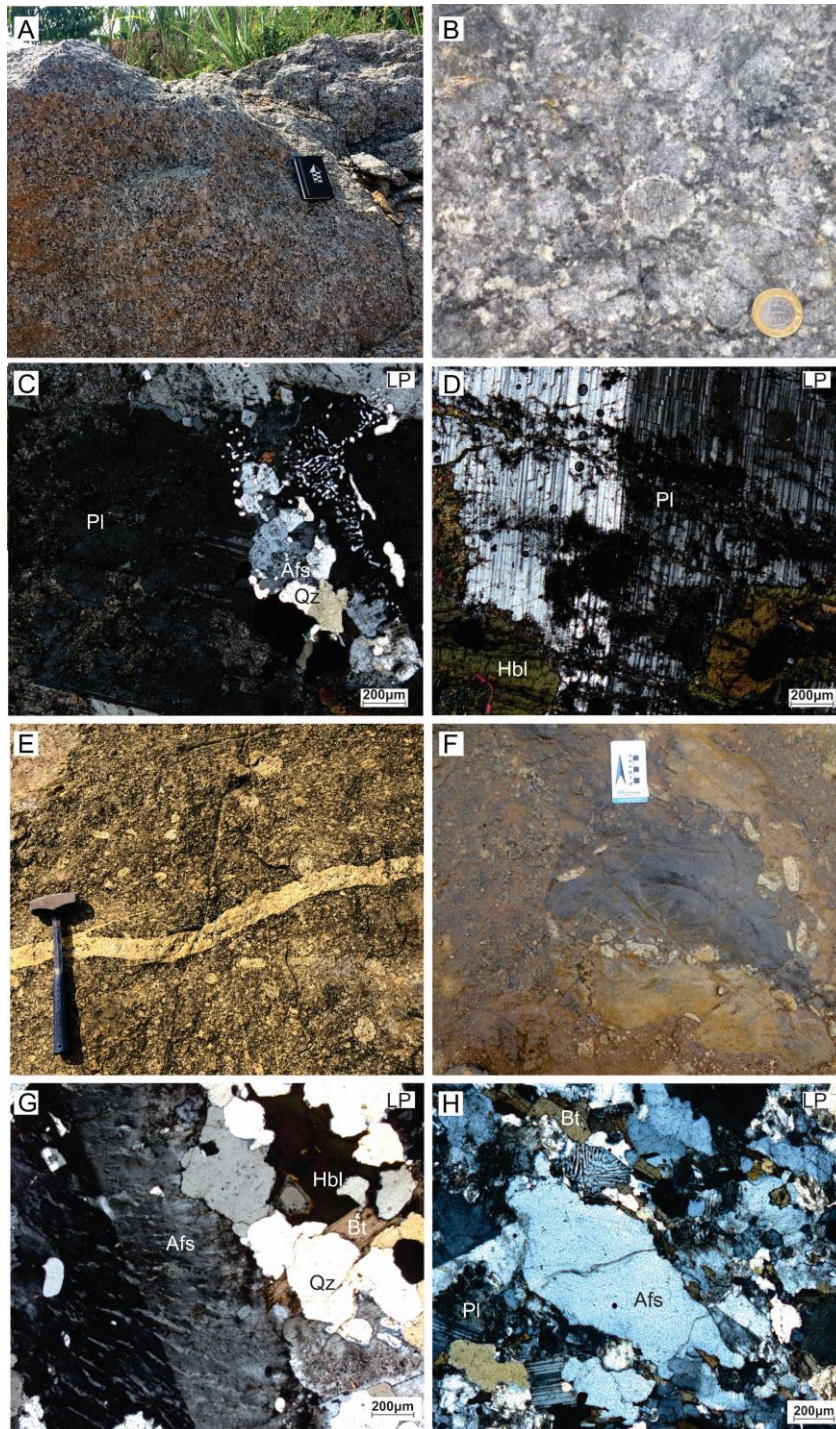


Figura 3.3. (A) Afloramento sob a forma de pequenos lajedos; (B) aspecto textural porfírico ressaltado por fenocristais de formato arredondado (ovoide); (C) fotomicrografia de intercrescimento mirmequítico em zona de contato com fenocristal de plagioclásio; (D) fotomicrografia da geminação polissintética albita-Carlsbad de cristal de plagioclásio contornado por agregados anédricos a subédricos de hornblenda; (E) diques ácido de granulação fina a média, e pequenas falhas e fraturas; (F) fenocristais de feldspatos bordejando o xenólito; (G) fenocristal de feldspato alcalino com textura pertítica e geminação Carlsbad; e ; (H) fenocristais de feldspato alcalino e a trama quartzo-feldspática da matriz estirados. (Afs = feldspato alcalino, Pl = plagioclásio, Qz = quartzo, Bt = biotita, Hbl= hornblenda, LP = luz polarizada).

3.4.1.6 Fácies Sienogranito equigranular (fsge)

Essa fácies ocorre localmente na parte noroeste do batólito (Fig. 3.1B), ocorre sob a forma de blocos e pequenos lajedos. São rochas mesocráticas, de cor cinza claro, textura equigranular a inequigranular com aspecto do tipo “sal e pimenta” (Fig. 3.4E). Ocorre em contato abrupto com a fácies sienogranito porfirítico grosso (Fig. 3.4F).

Está constituída por feldspato alcalino (37-40%), quartzo (30-33%), plagioclásio (25-28%), hornblenda (<10%), biotita (~5%) (Fig. 3.4G). Zircão, apatita, titanita, fluorita e minerais opacos são os acessórios, enquanto sericita e clorita são minerais de substituição. O feldspato alcalino (microclínio) é subédrico a tabular com geminação albita-periclina, levemente argilizado e hospedando, frequentemente, intercrescimento granofírico e microinclusões de quartzo, hornblenda e plagioclásio. Os cristais de quartzo estão subédricos a subarredondados, pouco fraturados, com extinção levemente ondulante. O plagioclásio (oligoclásio, An= 15-18) ocorre em cristais subédricos, prismáticos a tabulares com geminações polissintéticas do tipo albita e albita-Carlsbad, normalmente estão límpidos e quando alterados exibem evidências de saussuritização. Hornblenda e biotita ocorrem em agregados subédricos a euédricos (Fig. 3.4H), com fortes pleocroísmos, aos quais se associam, preferencialmente, os minerais acessórios.

3.4.1.7 Fácies alcalinas Campo Novo (facn)

Esta fácies encontra-se localizada nas proximidades do município de Campo Novo de Rondônia, região centro-sul do batólito Alto Candeias (Fig 3.1B). Afloram na forma de pequenos blocos e lajedos, onde foi possível identificar duas litologias: rocha plutônica equi- a inequigranular média e rocha subvulcânica porfirítica, as quais se interpenetram (Fig.3.5 A e 3.5B).

A rocha plutônica é isotrópica, possui arranjo textural inequigranular médio, cor cinza claro a rosa. É composta de feldspato alcalino (33-38%), plagioclásio (27-33%), quartzo (20-25%) e biotita (~10%). Os minerais acessórios são zircão, allanita, titanita, apatita, fluorita e opacos, enquanto epidoto e sericita ocorrem como minerais secundários. O feldspato alcalino (microclínio) é anédrico a subédrico, zonado, parcialmente sericitizado e contém microinclusões de quartzo, plagioclásio e micas. O plagioclásio (oligoclásio, An=16-20) é subédrico, pouco fraturado, pouco saussuritizado e com geminação polissintética albita e albita-Carlsbad. Os cristais de quartzo são anédricos, pouco fraturados e com extinção ondulante. Os cristais de biotita são subédricos, exibem

forte pleocroísmo e estão disseminados ou, localmente agregados, na trama quartzo-feldspática. São comuns a presença de intercrescimento mirmequítico (Fig. 3.5C).

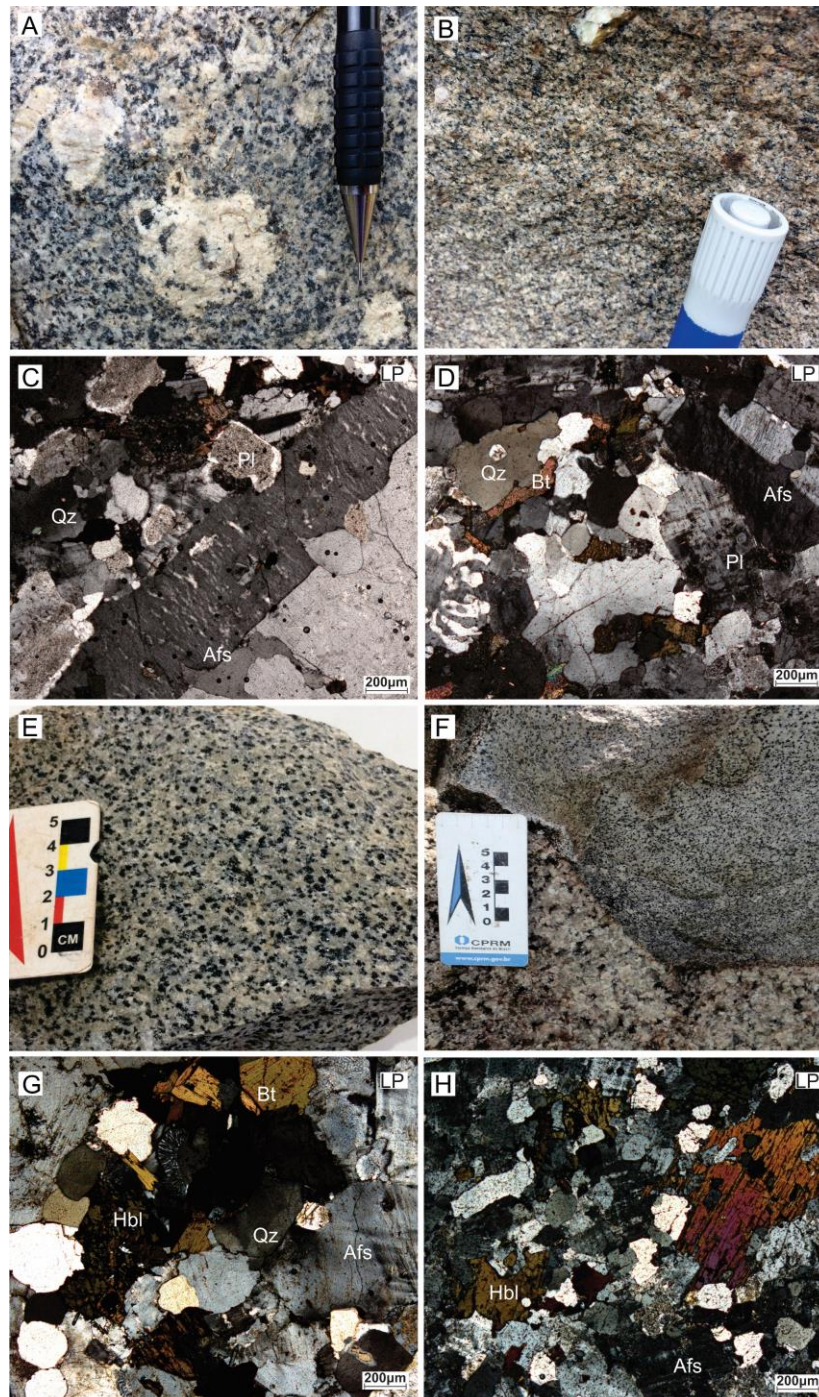


Figura 3.4. (A) Aspecto porfirítica da rocha, ressaltado por fenocristais de feldspato alcalino imersos em matriz sieno a monzogranítica; (B) discreta orientação dos constituintes minerais; (C) fenocristal subédricos de feldspato alcalino com geminação Carlsbad e intercrescimento perfitico; (D) aspecto microtextural dos minerais constituintes da matriz com desenvolvimento de intercrescimento granofirico; (E) aspecto textural equigranular a inequigranular do tipo “sal e pimenta”; (F) contato entre sienogranito inequigranular grosso com o sienogranito equigranular; (G) fotomicrografia da trama mineral, ressaltando cristais de quartzo subarredondados; e; (H) fotomicrografia de cristais de hornblenda e biotita disseminados na trama quartzo-feldspática (Afs= feldspato alcalino, Pl = plagioclásio, Qz = quartzo, Bt = biotita, Hbl= hornblenda, LP= luz polarizada).

A rocha subvulcânica exibe cor cinza escuro, textura porfirítica ressaltada por fenocristais de feldspato alcalino e quartzo inseridos na matriz quartzo feldspática fina. Os fenocristais de feldspato alcalino são anédricos a subédricos, zonados, parcialmente serecitizados, hospedam microinclusões de quartzo e plagioclásio, enquanto os fenocristais de quartzo são anédricos a subarredondados, pouco fraturados e com extinção ondulante. A matriz é composta por agregados de feldspato alcalino (microclínio), plagioclásio (An = 20-27), quartzo, hornblenda e biotita. Apatita, allanita, zircão, fluorita e minerais opacos são os acessórios (Fig. 3.5D).

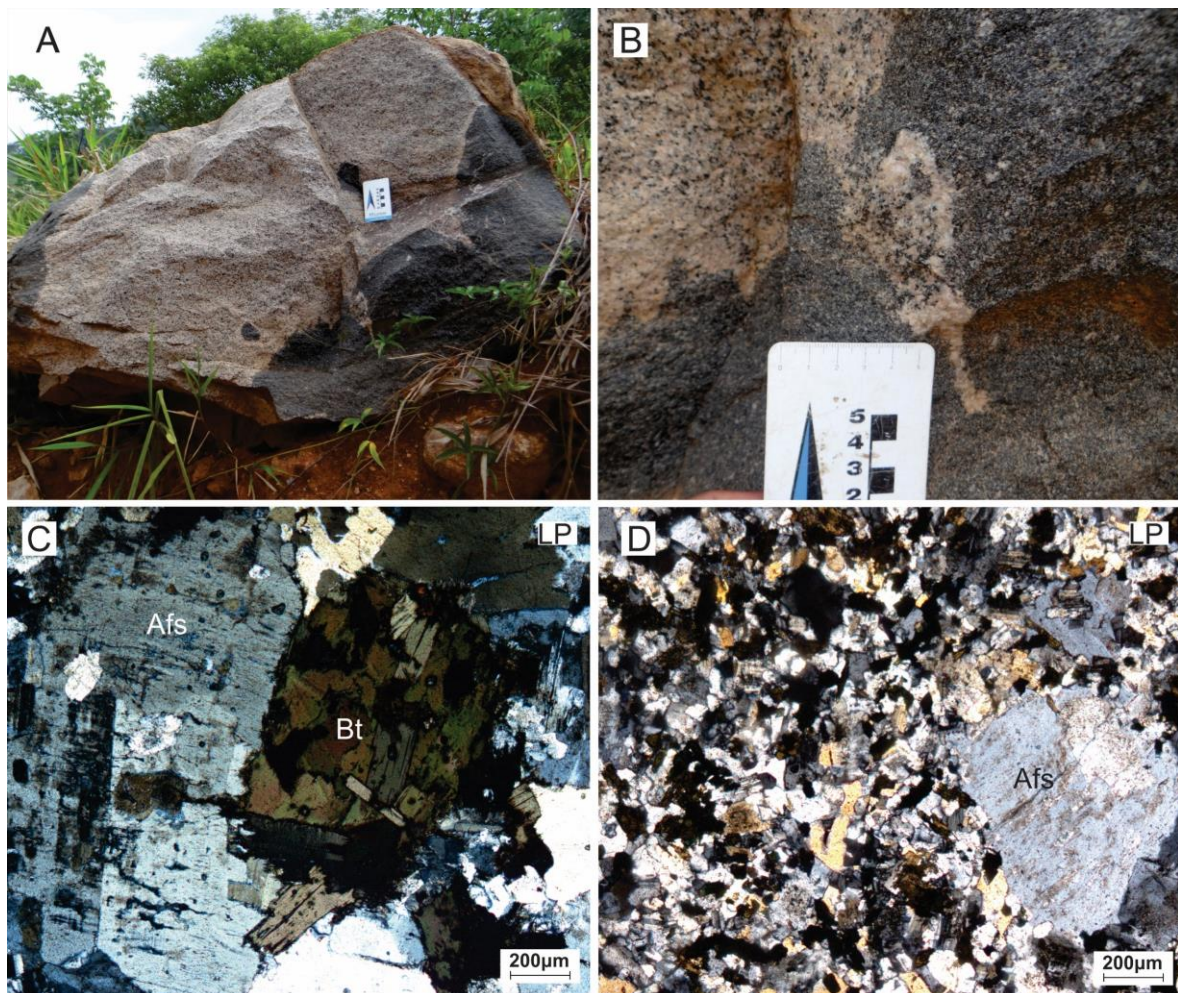


Figura 3.5. (A) e (B) Aspecto textural da zona de contato entre os litotipos plutônico e subvulcânico; (C) fotomicrografia do arranjo textural inequiangular da rocha plutônica, ressaltando agregados de biotita junto a trama quartzo-feldspática; e; (D) fotomicrografia da textura microporfirítica, ressaltada por fenocristais de feldspato alcalino e quartzo imersos na matriz quartzo-feldspática (Afs = feldspato alcalino, Bt = biotita, LP=luz polarizada).

3.4.2 Geoquímica

Os diferentes litotipos identificadas no batólito polifásico Alto Candeias apresentam composição intermediária à ácida, cujo conteúdo de $\text{SiO}_2 = 59 - 73,5 \%$ (Tab. 3.1 e 3.2). Apresentam ainda, alto potássio ($\text{K}_2\text{O} = 4,2 - 7,3 \%$), natureza alcalina à subalcalina ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7,2 - 10,5 \%$) e índice de saturação em alumina ($\text{ANK} = \text{molar Al}_2\text{O}_3 / \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 1$) metaluminoso a peraluminoso, além de razão $\text{FeO}_{\text{tot}} / \text{FeO}_{\text{tot}} + \text{MgO} > 0,7 \%$ e $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO} = 3 - 8,3 \%$ (Fig.3.6). Essas características, com base na proposta de Frost et al. (2001), indicam que essas rochas possuem afinidade geoquímica à magmas do tipo A ferrosos, com variação entre os campos alcalino e cálcico-alcalino. Tais características também são reportadas em trabalhos anteriores (ver, Santos Júnior 2015, Queiroz 2017, CPRM 2018).

Em geral, esses litotipos estão enriquecidos em Ba, Rb, Sr, Zr, Y, La, Ce e Nd, além de elevada razão $10^4\text{Ga}/\text{Al}$ (Tab. 3.1). Sobre diagrama multielementar, normalizado segundo condrito de Thompson (1982), as amostras revelam anomalias negativas em Ba, Nb, Sr, P e Ti, acompanhado de anomalias positivas em Rb, K, Nd, La, Ce e Zr. Entretanto, é possível observar algumas discretas variações. Os dominantes litotipos de composição monzo a sienogranítica possuem um padrão comum de distribuição dos multielementos, porém os litotipos charnockíticos diferem pela presença de anomalias negativas em Th e positiva em K, além de um relativo decréscimo nos elementos terras raras pesados (ETRP) Tb, Tm e Yb. Provavelmente reflexos das variações nos conteúdos de feldspato alcalino e biotita, além da presença de hornblenda, titanita, apatita e zircão (Motoki et al. 2015, Gross et al. 2020, Bruand et al. 2020). Por outro lado, os litotipos alcalinos de Campo Novo mostram diferenças quanto ao enriquecimento nos chamados *high field strength elements* (HFSE) Nb, Ta, La, Ce, Sm, Zr, Hf e ETRP (Fig.6D). Provavelmente produto do aumento no conteúdo de feldspato alcalino e dos minerais acessórios allanita, zircão, titanita e fluorita nas rochas (Hoskin et al. 2000, Dahlquist 2018, Bruand et al. 2020), o qual pode sugerir um magma geoquimicamente distinto na sua gênese.

Quanto ao conteúdo dos elementos terras raras, normalizados segundo valores condriticos de Boyton (1984), as diferenças entre os litotipos tornam-se ainda mais destacadas. Os litotipos de composição monzo a sienogranítica possuem moderado a elevado enriquecimento em elementos terras raras leves (ETRL), entre 100 e 500 vezes o condrito, com moderado a alto fracionamento ($\text{La}/\text{Sm}_N = 2,4 - 6$), seguido de baixo a moderado enriquecimento em ETRP (30 a 200 vezes o condrito) com baixo

fracionamento ($Gd/Yb_N = 1,48 - 3,38$). ETRL e ERTL estão separados por baixa anomalia negativa em Eu ($Eu/Eu^* = 0,15 - 0,70$). Os litotipos charnockíticos, por sua vez, possuem, relativamente aos demais litotipos, baixo conteúdo em ETRL (100 a 200 vezes o condrito) com moderado fracionamento ($La/Sm_N = 2,69 - 3,32$), seguido de baixo conteúdo de ERTL (cerca de 20 vezes o condrito) com baixo fracionamento ($Gd/Yb_N = 1,79 - 1,97$), estando ETRL e ERTL separados por baixa anomalia negativa em Eu ($Eu/Eu^* = 0,42 - 0,60$). Já os litotipos alcalinos de Campo Novo, se destacam dos demais, por conta do enriquecimento relativo tanto em ETRL e ERTL. O conteúdo de ETRL está entre 600 e 1000 vezes em relação ao condrito, marcado por um moderado a elevado fracionamento ($La/Sm_N = 4,10 - 4,68$), seguido de um conteúdo em ERTL entre 200 e 300 vezes o condrito e por um inexistente fracionamento ($La/Sm_N = 0,86 - 1,24$), com ETRL e ERTL também separados por baixa anomalia negativa em Eu ($Eu/Eu^* = 0,18 - 0,25$) (Fig.3.6E).

Tabela 3.1. Resultado das análises geoquímicas para as rochas do batólito Alto Candeias nas fácies sieno a monzogranito e alcalinas Campo Novo

	GT-04	GT-05	GT-06	GT-07a	GT-07b	GT-13	GT-19	GT-25	GT-31A	GT-20	GT-21	GT-22A	GT-22B
	Sieno a monzogranito									Alcalinas Campo Novo			
SiO ₂	71.80	72.40	71.70	76.60	72.40	68.40	67.30	67.70	69.70	61.70	64.50	59.00	70.90
Al ₂ O ₃	14.05	14.20	14.70	11.00	14.15	14.55	14.80	16.05	14.40	15.85	16.45	16.65	14.45
Fe ₂ O ₃	3.56	2.60	2.58	2.18	2.09	4.45	5.39	2.95	3.55	6.12	4.49	8.37	3.15
MgO	0.06	0.09	0.05	0.10	0.12	0.52	0.85	0.11	0.54	0.15	0.07	0.31	0.07
CaO	2.23	1.33	1.50	0.84	1.25	0.73	3.01	1.96	1.47	2.32	1.92	3.25	1.48
Na ₂ O	2.85	2.61	2.63	1.94	2.57	2.34	3.20	2.83	2.81	4.59	4.43	4.47	3.59
K ₂ O	5.25	6.63	7.21	5.67	6.98	5.06	4.67	7.35	5.84	5.24	6.11	5.36	6.11
MnO	0.05	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03	0.09	0.03	0.05	0.18	0.13	0.21	0.09
P ₂ O ₅	0.06	0.04	0.05	0.06	0.06	0.12	0.27	0.08	0.15	0.07	0.03	0.12	0.02
TiO ₂	0.29	0.22	0.23	0.25	0.24	0.49	0.81	0.32	0.49	0.23	0.19	0.39	0.14
Na ₂ O+K ₂ O	8.10	9.24	9.84	7.61	9.55	7.40	7.87	10.18	8.65	9.83	10.54	9.83	9.70
K ₂ O/Na ₂ O	1.84	2.54	2.74	2.92	2.72	2.16	1.46	2.60	2.08	1.14	1.38	1.20	1.70
FeO _{tot} /FeO _{tot} + MgO	0.98	0.97	0.98	0.96	0.95	0.90	0.86	0.96	0.87	0.98	0.98	0.96	0.98
Na ₂ O+K ₂ O-CaO	5.87	7.91	8.34	6.77	8.30	6.67	4.86	8.22	7.18	7.51	8.62	6.58	8.22
Al ₂ O ₃ / Na ₂ O + K ₂ O	1.73	1.54	1.49	1.45	1.48	1.97	1.88	1.58	1.66	1.61	1.56	1.69	1.49
LOI	0.78	0.71	0.66	0.64	0.83	2.13	1.08	1.22	0.90	1.78	1.61	1.07	1.55
Sum	101.14	100.97	101.56	99.38	100.83	98.90	101.58	100.85	100.03	98.28	99.97	99.27	101.58
Ba	1235.00	819.00	1790.00	578.00	990.00	749.00	802.00	2150.00	973.00	319.00	246.00	539.00	245.00
Rb	144.50	238.00	198.00	224.00	297.00	263.00	221.00	220.00	209.00	515.00	627.00	536.00	520.00
Sr	136.00	84.60	143.00	68.70	101.50	67.30	165.50	191.00	121.50	36.80	34.10	61.80	26.50
U	3.82	6.47	2.83	9.01	7.55	10.40	3.73	5.40	4.18	22.70	21.50	21.00	43.40
Th	28.40	39.10	15.75	47.90	20.00	53.40	30.00	16.80	51.30	50.30	64.30	55.20	83.70
Nb	30.50	33.00	22.30	14.70	12.70	29.40	31.30	18.90	21.70	187.50	172.50	226.00	189.00
Ta	3.10	2.50	2.10	3.10	2.10	2.20	3.20	2.20	2.60	15.90	12.30	13.30	13.50

Zr	685.00	383.00	349.00	453.00	293.00	527.00	577.00	494.00	556.00	1410.00	994.00	1870.00	537.00
Hf	16.30	10.70	8.70	12.00	8.00	13.50	15.50	12.80	13.80	36.30	28.80	46.00	20.30
Cs	0.56	1.33	0.79	4.77	7.87	3.98	3.96	3.76	1.08	10.30	21.20	9.52	9.13
Ga	29.60	30.00	27.30	20.80	26.60	29.80	30.30	30.70	26.00	51.90	50.90	54.60	43.00
Sn	1.00	3.00	1.00	4.00	5.00	10.00	8.00	4.00	2.00	40.00	65.00	29.00	19.00
Y	109.50	163.50	65.70	85.60	64.70	88.70	131.50	70.20	120.00	311.00	230.00	260.00	176.50
La	197.50	233.00	96.80	153.00	57.30	143.00	184.50	81.90	345.00	347.00	368.00	426.00	177.00
Ce	410.00	405.00	207.00	333.00	128.50	299.00	349.00	169.50	608.00	684.00	714.00	859.00	361.00
Pr	48.20	51.90	24.90	38.10	15.50	34.50	44.30	20.30	72.40	79.70	76.70	98.20	40.30
Nd	190.50	191.00	99.80	138.00	61.90	127.50	169.50	77.60	267.00	301.00	275.00	367.00	144.00
Sm	32.80	32.70	17.75	23.40	12.10	23.30	28.30	14.45	40.20	53.20	49.40	65.30	26.70
Eu	3.24	2.39	3.26	1.06	1.37	1.56	2.50	3.21	1.97	4.08	3.27	4.89	1.53
Gd	28.50	33.60	16.00	19.25	12.20	20.50	28.10	13.55	34.20	49.40	44.10	53.50	24.70
Tb	4.17	5.44	2.34	2.86	2.01	2.92	4.14	2.21	4.51	8.03	7.12	8.55	4.27
Dy	22.60	30.80	13.45	16.95	12.10	17.30	25.30	12.85	23.90	51.40	43.20	50.40	28.60
Ho	4.41	6.21	2.70	3.35	2.29	3.29	5.12	2.50	4.25	10.45	8.60	9.89	6.21
Er	12.15	18.40	6.93	9.17	6.71	9.39	14.80	7.73	11.30	32.60	25.80	28.00	20.30
Tm	1.61	2.37	0.99	1.25	1.00	1.24	2.13	1.08	1.40	4.63	3.63	4.07	3.30
Yb	10.70	15.25	6.24	8.01	6.43	8.53	14.50	7.34	8.15	32.10	25.90	28.20	23.10
Lu	1.36	1.99	0.82	0.99	0.85	1.07	1.93	0.98	1.03	4.36	3.24	3.76	2.98
ETR total	967.74	1030.05	498.98	748.39	320.26	693.10	874.12	415.20	1423.31	1661.95	1647.96	2006.76	863.99
Y/Nb	3.59	4.95	2.95	5.82	5.09	3.02	4.20	3.71	5.53	1.66	1.33	1.15	0.93
Rb/NB	4.74	7.21	8.88	15.24	23.39	8.95	7.06	11.64	9.63	2.75	3.63	2.37	2.75
SmN	168.21	167.69	91.03	120	62.05	119.49	145.13	74.1	206.15	272.82	253.33	334.87	136.92
YbN	51.2	72.97	29.86	38.33	30.77	40.81	69.38	35.12	39	153.59	123.92	134.93	110.53
La/SmN	1.17	1.39	1.06	1.28	0.92	1.20	1.27	1.11	1.67	1.27	1.45	1.27	1.29
Gd/YbN	0.56	0.46	0.54	0.50	0.40	0.50	0.41	0.39	0.88	0.32	0.36	0.40	0.22
Eu/Eu*	0.32	0.22	0.59	0.15	0.34	0.22	0.27	0.7	0.16	0.24	0.21	0.25	0.18

Tabela 3.2. Resultado das análises geoquímicas para as rochas do batólito Alto Candeias nas fácies sieno a monzogranito e charnockito.

	GT- 35	GT-36	GT-43	GT-66	GT-71	GT-74	GT-79	GT-83	GT-84	GT-50	GT-51	GT-53
	Sieno a monzogranito									Charnockito		
SiO ₂	74.1	66.70	75.40	75.40	72.10	70.4	68.8	61.30	66.7	77.1	68.70	73.5
Al ₂ O ₃	13.75	15.05	13.15	12.45	14.35	14.45	13.65	13.80	14.5	11.5	14.65	13.3
Fe ₂ O ₃	3.57	5.29	1.82	2.75	3.25	3.21	5.74	8.96	4.74	1.83	5.21	3.23
MgO	0.32	0.78	0.22	0.17	0.56	0.51	0.78	1.67	0.29	0.45	0.52	0.25
CaO	1.4	3.13	1.09	1.02	1.54	1.57	2.95	4.11	2.22	1.04	3.25	1.97
Na ₂ O	2.61	3.20	3.12	2.39	3.24	3.13	2.83	2.98	2.67	1.44	2.89	2.6
K ₂ O	5.86	5.15	5.03	5.72	5.16	5.34	4.49	4.19	5.62	6.58	4.35	5
MnO	0.03	0.06	0.03	0.05	0.05	0.04	0.08	0.13	0.06	0.02	0.07	0.03
P ₂ O ₅	0.09	0.19	0.07	0.05	0.13	0.14	0.29	0.61	0.17	0.19	0.25	0.13
TiO ₂	0.5	0.72	0.21	0.28	0.41	0.43	0.85	1.59	0.57	0.34	0.76	0.44
Na ₂ O+K ₂ O	8.47	8.35	8.15	8.11	8.40	8.47	7.32	7.17	8.29	8.02	7.24	7.60
K ₂ O/Na ₂ O	2.25	1.61	1.61	2.39	1.59	1.71	1.59	1.41	2.10	4.57	1.51	1.92
FeO _{tot} /FeO _{tot} + MgO	0.92	0.87	0.89	0.94	0.85	0.86	0.88	0.84	0.94	0.80	0.91	0.93
Na ₂ O+K ₂ O-CaO	7.07	5.22	7.06	7.09	6.86	6.90	4.37	3.06	6.07	6.98	3.99	5.63
Al ₂ O ₃ / Na ₂ O + K ₂ O	1.62	1.80	1.61	1.54	1.71	1.71	1.86	1.92	1.75	1.43	2.02	1.75
LOI	0.74	0.56	0.88	1.17	1.08	0.88	0.93	0.94	0.9	0.95	0.64	1.02
Sum	>102.00	100.93	101.07	101.51	101.98	100.19	101.5	100.51	98.61	101.47	101.40	101.56
Ba	772.00	674.00	297.00	396.00	744.00	728.00	803.00	1470.00	1320.00	176.00	821.00	708.00
Rb	229.00	149.00	354.00	246.00	289.00	282.00	212.00	144.50	189.50	111.00	103.50	200.00
Sr	99.80	133.00	58.00	79.70	140.50	148.50	170.00	433.00	187.00	81.30	162.50	116.00
U	6.80	4.88	16.95	12.40	5.66	13.85	4.48	4.22	3.73	1.56	2.58	3.52
Th	41.00	26.20	35.90	54.80	36.40	48.80	16.55	15.90	11.90	9.07	5.90	8.92
Nb	19.20	28.10	16.20	13.40	21.00	23.50	27.30	33.10	21.90	8.40	18.90	11.10
Ta	1.70	2.60	3.30	2.50	2.50	1.80	2.00	2.40	1.70	1.10	2.20	1.10

Zr	421.00	557.00	167.00	396.00	379.00	389.00	715.00	842.00	568.00	152.00	495.00	405.00
Hf	11.80	13.60	5.70	11.70	9.80	11.70	20.50	20.00	15.30	4.80	12.20	11.20
Cs	2.14	0.91	11.15	5.56	11.95	8.78	4.85	2.05	4.71	1.07	1.96	2.68
Ga	23.20	27.50	24.40	24.00	24.30	24.00	24.30	25.80	25.20	13.10	23.80	22.10
Sn	2.00	3.00	11.00	7.00	11.00	7.00	5.00	5.00	5.00	3.00	2.00	3.00
Y	88.40	201.00	83.70	71.50	50.90	65.30	102.00	105.00	68.10	44.30	42.00	48.40
La	222.00	164.00	63.40	170.00	106.00	122.00	77.00	134.00	75.10	58.40	43.50	44.80
Ce	383.00	322.00	131.50	341.00	228.00	259.00	175.00	285.00	155.00	122.00	91.80	95.60
Pr	44.10	38.10	15.75	39.20	25.40	30.50	23.20	34.20	19.40	15.55	11.50	11.70
Nd	145.50	150.50	58.00	138.50	94.70	107.00	92.90	139.50	76.10	60.40	49.30	44.30
Sm	23.20	29.20	12.25	22.70	16.15	18.35	20.10	25.50	15.65	11.05	10.15	9.21
Eu	2.07	2.64	0.69	1.12	1.09	1.28	2.15	2.95	2.69	1.42	1.96	1.61
Gd	19.20	30.90	12.45	16.85	12.25	15.40	20.20	21.50	14.05	9.48	9.70	8.26
Tb	2.74	4.56	2.10	2.43	1.69	2.26	3.00	3.23	2.12	1.37	1.42	1.42
Dy	16.85	30.00	13.65	14.40	10.15	13.50	19.20	20.10	13.25	8.36	8.71	9.51
Ho	3.16	5.82	2.57	2.54	1.87	2.53	3.89	3.70	2.53	1.53	1.57	1.71
Er	8.79	17.80	8.55	7.51	5.66	7.11	11.10	11.35	7.01	4.53	4.57	5.17
Tm	1.21	2.32	1.31	0.99	0.71	1.10	1.70	1.57	1.07	0.67	0.63	0.75
Yb	6.48	14.30	9.56	7.05	4.94	6.27	9.89	11.30	6.20	3.88	4.25	3.71
Lu	0.94	2.00	1.33	1.03	0.68	1.05	1.65	1.57	0.98	0.63	0.60	0.55
ETR total	879.24	814.14	333.11	765.32	509.29	587.35	460.98	695.47	391.15	299.27	239.66	238.30
Y/Nb	4.60	7.15	5.17	5.34	2.42	2.78	3.74	3.17	3.11	5.27	2.22	4.36
Rb/NB	11.93	5.30	21.85	18.36	13.76	12.00	7.77	4.37	8.65	13.21	5.48	18.02
SmN	118.97	149.74	62.82	116.41	82.82	94.1	103.08	130.77	80.26	56.67	52.05	47.23
YbN	31	68.42	45.74	33.73	23.64	30	47.32	54.07	29.64	18.56	20.33	17.75
La/SmN	1.87	1.10	1.01	1.46	1.28	1.30	0.75	1.02	0.94	1.03	0.84	0.95
Gd/YbN	0.62	0.45	0.27	0.50	0.52	0.51	0.43	0.40	0.47	0.51	0.48	0.47
Eu/Eu*	0.3	0.27	0.17	0.18	0.24	0.23	0.33	0.39	0.55	0.42	0.6	0.56

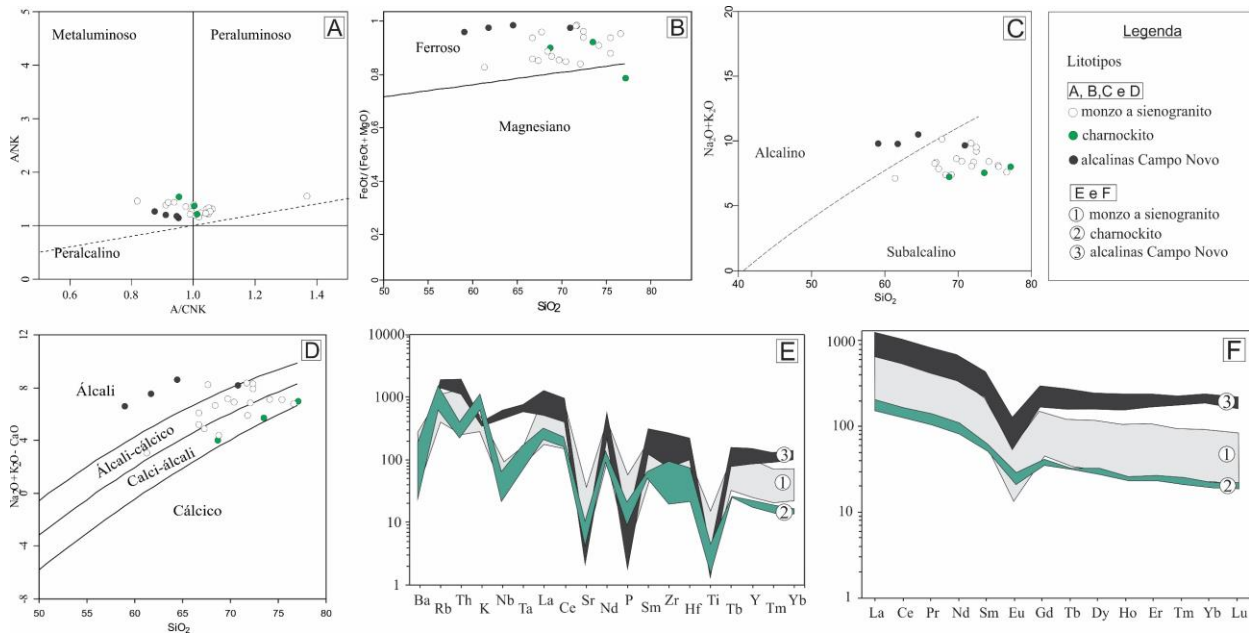


Figura 3.6. Diagramas de classificação geoquímica para as diferentes fácies do batólito Alto Candeias. (A) A/CNK versus A/NK de Frost et al. (2001); (B) SiO₂ vs FeO_t/ (FeO_t + MgO) de Frost et al. (2001); (C) SiO₂ vs Na₂O+K₂O-CaO de Frost et al., (2001); (D) SiO₂ vs Na₂O+K₂O de Irvine & Baragar (1971); (E) Diagrama multielementos normalizados segundo o condrito de Thompson (1982); (F) Padrões de distribuição dos elementos terras raras (ETR) normalizados pelos valores condrícticos de Boyton (1984).

Sobre diagramas do tipo Harker (Fig. 3.7), é possível observar que o aumento progressivo no conteúdo de SiO₂ das amostras tende a acompanhar alinhamentos correlações negativas com Al₂O₃, Fe₂O₃ + MgO, TiO₂, CaO, Na₂O, Hf, Ga, Zr, Y, Nb e Nb/Ta, e positiva com a razão K₂O/Na₂O. Essa característica geoquímica indica o importante papel do fracionamento mineral dos feldspatos, hornblenda, biotita e piroxênio, além de alguns minerais acessórios (titanita, zircão, allanita, apatita), durante a evolução magmática (Nekvasil et al. 2000, Motoki et al. 2015, Gross et al. 2020). Entretanto, essas características são mais observadas no conjunto de amostras nos litotipos monzo a sienogranitos e charnockitos, enquanto os litotipos alcalinos de Campo Novo tendem a não acompanhar esse alinhamento geoquímico, principalmente em relação a TiO₂, Na₂O, Hf, Ga, Nb e Ta, motivado principalmente pelo maior conteúdo de feldspatos e minerais acessórios. Tal comportamento sugere que esses litotipos alcalinos representam uma fase magmática com evolução e/ou fonte distintas dos demais litotipos, conforme discutido por Santos Júnior (2015) e Queiroz (2017). Além do mais, esses litotipos possuem conteúdos relativamente mais elevados em Sn (19 – 65 ppm), indicando uma tendência à magmas especializados em metais (Sn, W, Nb, Ta). Tal afinidade metalogenética não tem sido diagnosticada nos demais litotipos (monzo a sienogranitos e charnockitos).

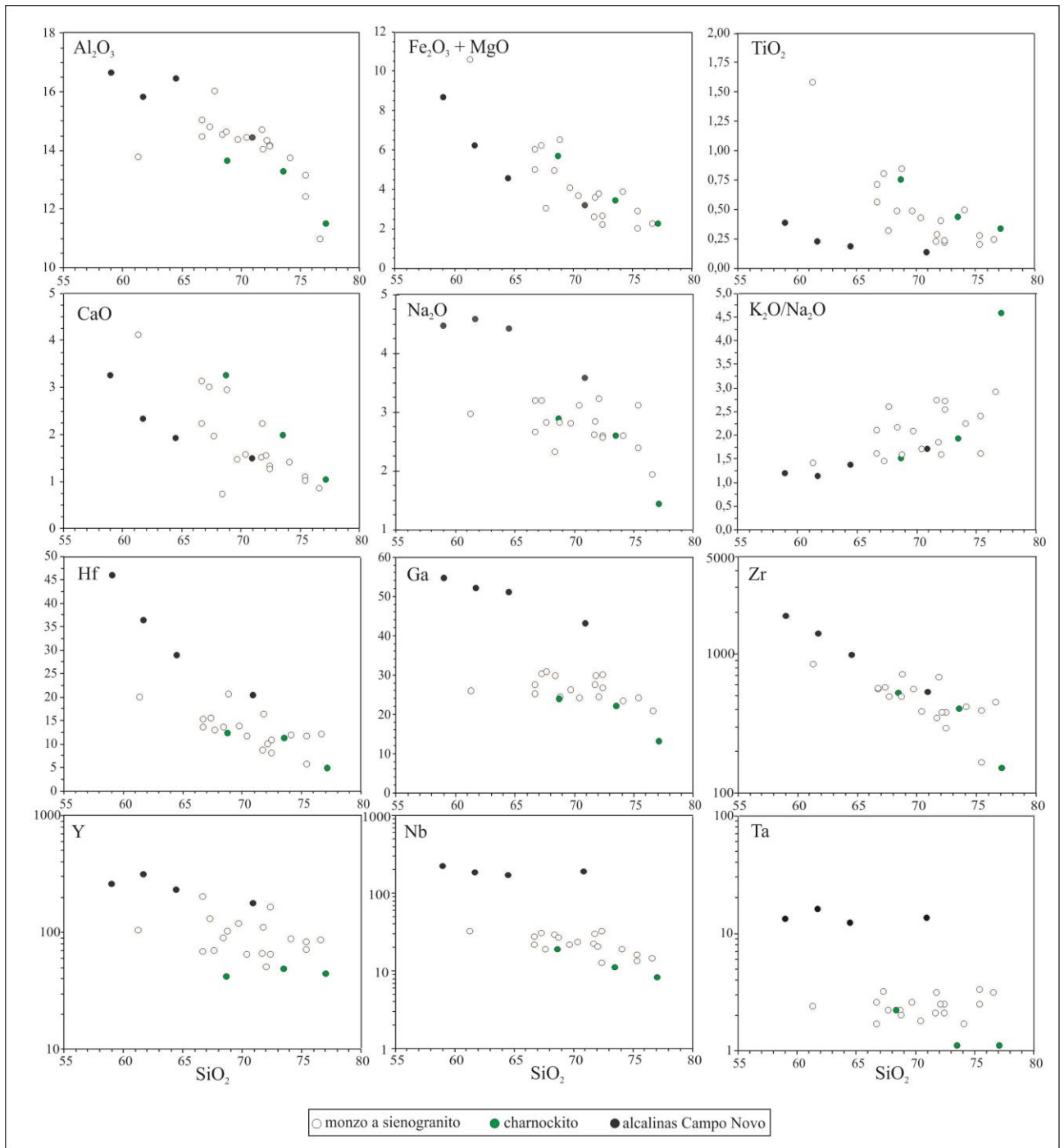


Figura 3.7. Diagramas binários do tipo Harker de SiO₂ versus elementos maiores e traços.

Embora o batólito polifásico Alto Candeias represente um magmatismo com afinidade geoquímica do tipo A (Bettencourt et al.1999 e 2010, Santos Júnior 2015, CPRM 2018), essa característica parece não ser comum em todo o batólito e, por isso, tem sido motivo de discussão quanto a sua gênese a tipologia geoquímica (Santos et al. 2008, Queiroz 2017). Nesse sentido, os litotipos aqui estudados quando plotados sobre diagramas discriminantes, com base na razão $10^4\text{Ga}/\text{Al}$ propostos por Whalen et al. (1987) e Eby (1992), nota-se que as amostras se distribuem no campo dos granitos tipo

A, com destaque para as alcalinas Campo Novo. Porém, uma amostra representativa do litotipo charnockítico (GT-50) se posicionou dentro do campo dos granito tipo I (Fig. 8). Tal afinidade à granitos do tipo I por parte dos litotipos charnockíticos também tem sido reportada por Queiroz et al. (2017) e CPRM (2018).

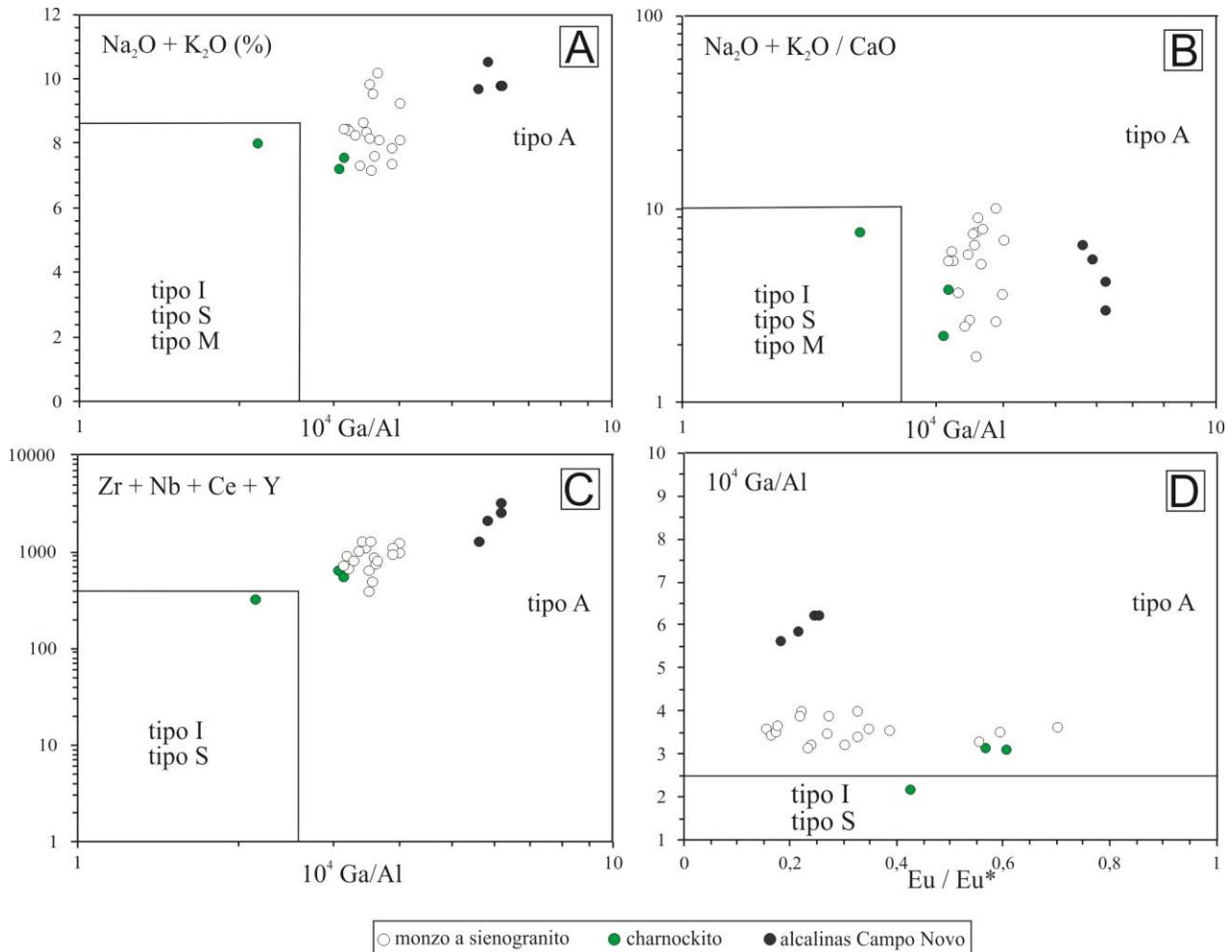


Figura 3.8. Diagramas de classificação geoquímica para as diferentes fácies do batólito Alto Candeias. (A) 10^4 Ga/Al versus $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ de Whalen et al. (1987); (B) 10^4 Ga/Al versus $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{CaO}$ de Whalen et al. (1987); 10^4 Ga/Al versus $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ de Whalen et al. (1987); Eu / Eu^* versus 10^4 Ga/Al de Eby (1992).

Sobre diagrama discriminante de correlação $\text{FeO}_{\text{tot}} / \text{FeO}_{\text{tot}} + \text{MgO}$ versus $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O})$, proposto por Dall’Agnol & Oliveira (2007), nota-se que os litotipos alcalinos de Campo Novo se distribuem sobre o campo dos granitos do tipo A reduzidos, enquanto os demais litotipos sobre uma área de superposição entre os campos reduzidos e oxidados. Tal distribuição também é reportada por CPRM (2018). Adicionalmente, aplicando diagramas discriminantes para magmatismo do tipo A, propostos por Eby (1992), nota-se que as alcalinas Campo Novo se posicionam entre os campos A1 e A2, enquanto os demais litotipos se deslocam para o campo A2 (Fig. 3.9A e 3.9B). Tal

característica também é reportada por CPRM (2018), e pode ser reflexo de fontes e ambientes tectônicos distintos (Eby 1992).

Quanto aos possíveis ambientes tectônicos durante o emplaçamento do magmatismo polifásico Alto Candeias, os diagramas discriminantes Rb versus Y+Nb e Y versus Nb, propostos por Pearce et al. (1984), revelam uma distribuição das amostras entre os campos sin a pós-colisional e intra-placa (Fig. 3.9C e 3.9D). Os litotipos charnockitos oscilam entre os campos sin e pós-colisional, os litotipos sieno a monzogranitos no campo pós colisional, enquanto os litotipos alcalinos Campo Novo se posicionam no campo intraplaca. Tal distribuição de ambientes tectônicos é corroborada nos trabalhos de Queiroz et al. (2017) e CPRM (2018).

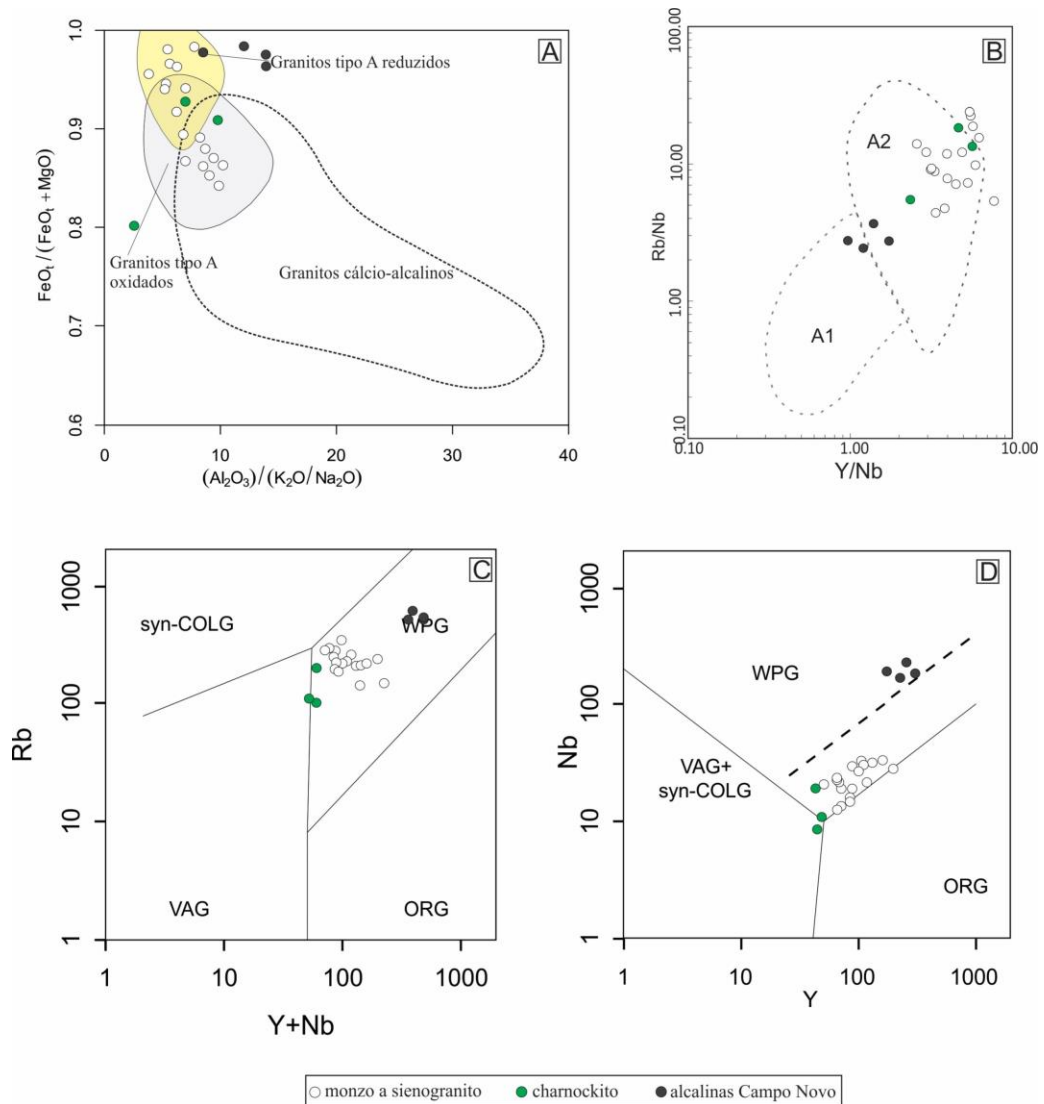


Figura 3.9. Diagramas de classificação. (A) $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O})$ versus $\text{FeO}_T / (\text{FeO}_T + \text{MgO})$ de Dall’Agnol e Oliveira (2007); (B) Y/Nb versus Rb/Nb de Eby (1992); (C) Rb versus Y+Nb de Pearce (1984) e Y versus Nb Pearce (1984) .

3.4.3 *Geocronologia*

Os dados de geologia isotópica U-Pb e Sm-Nd estão expostos nas tabelas 3.3 e 3.4, respectivamente, os quais são discutidos a seguir.

3.4.3.1 U-Pb

Análises geocronológicas U-Pb foram realizadas nas amostras GT-36, representante da fácies sienogranito equigranular, e GT-51, representante do charnockito.

Na amostra GT-36 foram selecionados 50 cristais de zircão, dos quais, 22 cristais foram escolhidos para análise. Os zircões exibem formas subédricas a euédricas com terminações bipiramidais, cor-de-rosa e incolores, translúcidos, dimensões entre 200 e 700 μm e pouco fraturados. As razões Th/U variam entre 0.110 e 0.838 (Tab. 3.3) e a idade calculada para cristalização é 1358 ± 4 Ma (MSWD= 0.68) cujo diagrama concórdia está representado na figura 3.10A.

Na amostra GT-51, também foram analisados 22 cristais de zircão dos 60 selecionados. Esses cristais apresentam formas subédricas a euédricas com terminações bipiramidais, cor bege, translúcidos, tamanho relativamente uniforme entre 200 e 400 μm , zonação interna em alguns grãos e levemente fraturados. As razões Th/U variam entre 0.182 e 0.364 (Tab. 3.4), a idade calculada de cristalização é de 1348 ± 4 Ma (MSWD= 0.25), conforme diagrama concórdia exposto na figura 3.10B.

Tabela 3.3. Análises isotópicas U–Th–Pb de zircões do batólito Alto Candeias.

Amostra GT 36															
Spot		Razões Isotópicas							Idades aparentes (Ma)						
Cristal de Zr	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1s %	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1s %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1s %	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2s abs	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2s abs	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2s abs	% U-Pb disc ⁵
006-ZR3	0.273	0.08672	0.40	2.721	0.79	0.2275	0.57	0.72	1354	15	1322	14	1334	12	2.42
007-ZR4	0.271	0.08668	0.24	2.857	0.70	0.2390	0.54	0.77	1353	9	1382	13	1371	10	-2.09
008-ZR5	0.606	0.08709	0.25	2.883	0.69	0.2401	0.52	0.76	1363	10	1387	13	1377	10	-1.79
009-ZR6	0.362	0.08739	0.31	2.746	0.94	0.2278	0.81	0.86	1369	12	1323	19	1341	14	3.37
010-ZR7	0.492	0.08720	0.39	2.674	0.77	0.2224	0.54	0.71	1365	15	1294	13	1321	11	5.17
012-ZR9	0.130	0.08690	0.37	2.878	0.72	0.2402	0.48	0.68	1358	14	1388	12	1376	11	-2.17
016-ZR11	0.771	0.08769	0.29	2.805	0.85	0.2319	0.71	0.83	1376	11	1345	17	1357	13	2.26
017-ZR12	0.838	0.08666	0.26	2.856	0.76	0.2390	0.61	0.80	1353	10	1382	15	1370	11	-2.13
018-ZR13	0.595	0.08707	0.25	2.833	0.78	0.2359	0.64	0.82	1362	10	1366	16	1364	12	-0.27
019-ZR14	0.600	0.08642	0.27	2.802	0.79	0.2352	0.64	0.81	1348	10	1361	16	1356	12	-1.03
020-ZR15	0.318	0.08716	0.29	2.818	1.17	0.2345	1.07	0.92	1364	11	1358	26	1360	18	0.43
021-ZR16	0.667	0.08714	0.27	2.813	0.74	0.2341	0.58	0.78	1364	10	1356	14	1359	11	0.56
024-ZR19	0.658	0.08743	0.39	2.866	0.80	0.2377	0.59	0.74	1370	15	1375	15	1373	12	-0.36
028-ZR21	0.110	0.08673	0.33	2.781	0.77	0.2326	0.59	0.77	1355	13	1348	14	1350	11	0.49
029-ZR22	0.134	0.08646	0.33	2.703	0.74	0.2267	0.54	0.74	1348	13	1317	13	1329	11	2.32
030-ZR23	0.469	0.08662	0.30	2.741	0.87	0.2295	0.73	0.84	1352	11	1332	18	1340	13	1.50
031-ZR24	0.542	0.08675	0.29	2.706	0.77	0.2262	0.61	0.79	1355	11	1315	14	1330	11	2.98
032-ZR25	0.146	0.08672	0.26	2.875	0.75	0.2404	0.59	0.80	1354	10	1389	15	1375	11	-2.57
034-ZR27	0.102	0.08664	0.65	2.787	1.07	0.2333	0.77	0.72	1352	25	1352	19	1352	16	0.04
035-ZR28	0.192	0.08724	0.41	2.686	0.89	0.2233	0.70	0.79	1366	16	1299	16	1325	13	4.88
036-ZR29	0.104	0.08643	0.41	2.832	0.80	0.2376	0.58	0.73	1348	16	1374	14	1364	12	-1.96
037-ZR30	0.662	0.08674	0.40	2.878	0.84	0.2406	0.64	0.76	1355	15	1390	16	1376	13	-2.61

Amostra GT 51															
Spot	Cristal de Zr	Th/U	Razões Isotópicas						Rho	Idades aparentes (Ma)					
			²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s %		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s abs
003-ZR1	0.321	0.08659	0.31	2.810	0.67	0.2353	0.46	0.69	1351	12	1362	11	1358	10	-0.81
008-ZR6N	0.325	0.08636	0.25	2.808	0.70	0.2358	0.53	0.77	1346	10	1365	13	1358	10	-1.40
009-ZR6B	0.256	0.08657	0.55	2.803	0.94	0.2348	0.67	0.71	1351	21	1360	16	1356	14	-0.64
012-ZR9	0.242	0.08635	0.40	2.747	0.84	0.2307	0.64	0.76	1346	15	1338	16	1341	13	0.59
017-ZR10	0.326	0.08646	0.42	2.705	0.73	0.2269	0.47	0.64	1349	16	1318	11	1330	11	2.25
018-ZR11	0.209	0.08632	0.21	2.766	0.73	0.2324	0.59	0.81	1345	8	1347	14	1346	11	-0.10
019-ZR12	0.364	0.08667	0.25	2.699	0.63	0.2259	0.45	0.71	1353	10	1313	11	1328	9	2.98
020-ZR13	0.268	0.08626	0.33	2.724	0.67	0.2290	0.44	0.67	1344	13	1329	11	1335	10	1.10
021-ZR14N	0.228	0.08624	0.33	2.932	0.66	0.2466	0.44	0.66	1344	13	1421	11	1390	10	-5.76
022-ZR14B	0.245	0.08660	0.30	2.727	0.89	0.2284	0.75	0.84	1352	12	1326	18	1336	13	1.90
023-ZR15	0.199	0.08652	0.34	2.675	0.80	0.2242	0.62	0.77	1350	13	1304	15	1322	12	3.37
024-ZR16	0.243	0.08625	0.47	2.756	0.77	0.2317	0.48	0.63	1344	18	1343	12	1344	11	0.02
025-ZR17	0.234	0.08616	0.40	2.868	0.79	0.2414	0.57	0.72	1342	16	1394	14	1374	12	-3.91
026-ZR18	0.359	0.08644	0.36	2.682	0.68	0.2250	0.44	0.65	1348	14	1308	10	1324	10	2.95
029-ZR19	0.342	0.08647	0.28	2.716	0.76	0.2278	0.60	0.79	1349	11	1323	14	1333	11	1.92
030-ZR20	0.265	0.08665	0.32	2.658	0.67	0.2225	0.46	0.69	1353	12	1295	11	1317	10	4.27
031-ZR21	0.266	0.08713	0.25	2.706	0.65	0.2253	0.47	0.72	1363	10	1310	11	1330	10	3.93
032-ZR22	0.200	0.08701	0.33	2.663	0.70	0.2219	0.49	0.71	1361	13	1292	11	1318	10	5.04
037-ZR26	0.288	0.08589	0.39	2.813	0.69	0.2375	0.44	0.64	1336	15	1374	11	1359	10	-2.86
038-ZR27	0.225	0.08619	0.41	2.815	0.71	0.2369	0.44	0.63	1342	16	1371	11	1360	11	-2.10
041-ZR28	0.182	0.08634	0.31	2.783	0.71	0.2337	0.52	0.73	1346	12	1354	13	1351	11	-0.61
042-ZR29	0.265	0.08656	0.39	2.833	0.72	0.2373	0.48	0.66	1351	15	1373	12	1364	11	-1.65

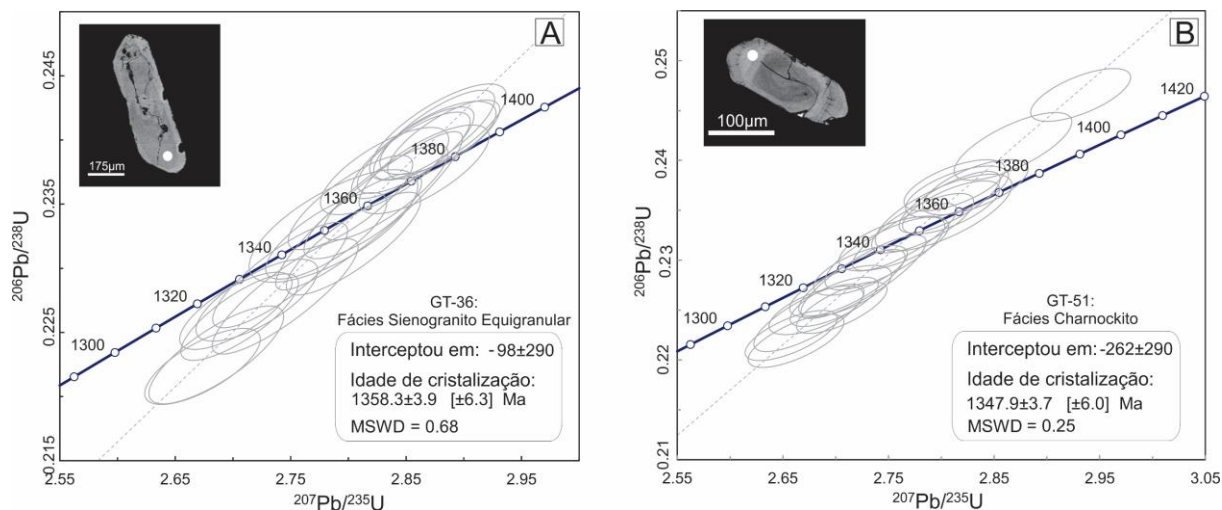


Figura 3.10. Diagramas concórdia para análises LA-ICP-MS obtidas em cristais de zircão das amostras GT-36 e GT-51, representando as idades de cristalização das fácies sienogranito equigranular e charnockito, respectivamente.

3.4.3.2 Sm-Nd

As análises Sm-Nd foram realizadas nas amostras GT-04, fácies monzogranito rapakivi; GT- 22A e GT-22B, fácies alcalinas Campo Novo; GT-36, fácies sienogranito equigranular; e GT-51, fácies charnockito. Para os cálculos de $\epsilon_{Nd}(t)$, foi utilizada a idade de 1358 Ma para as fácies sienogranito equigranular e monzogranito rapakivi, 1347 Ma para a fácies charnockito e 1329 Ma (CPRM 2018) para a fácies alcalina Campo Novo.

Em geral, as amostras apresentam razão $^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.511937$ e 0.511996 , com $\epsilon_{Nd}(t)$ variando de -0,34 a 1,97 e idade modelo (T_{DM}) 1.54 e 1.75 Ga. O diagrama ϵ_{Nd} vs $T(\text{Ga})$ mostra a evolução dos padrões de Nd para as rochas estudadas (Fig. 11), indicando a coexistência dos grupos de rochas, evoluindo a partir da fusão de crosta Meso- a Paleoproterozóica com participação mantélica.

Tabela 3.4. Resultados analíticos do sistema Sm/Nd de fácies do batólito Alto Candeias.

Análises Isotópicas Sm-Nd							
Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} (\pm 2\text{SE})$	$\epsilon_{Nd}(0)$	$\epsilon_{Nd}(t)$	$T_{DM} (\text{Ga})$
GT 04	33.709	174.791	0.1166	0.511949 ± 5	-13.44	0.50	1.70
GT 22 ^a	63.688	366.765	0.1050	0.511938 ± 20	-13.65	1.97	1.54
GT 22B	33.479	170.981	0.1184	0.511937 ± 7	-13.67	-0.34	1.75
GT 36	28.016	148.701	0.1139	0.511937 ± 11	-13.67	0.74	1.67
GT 51	11.887	59.655	0.1205	0.511996 ± 9	-12.53	0.64	1.70

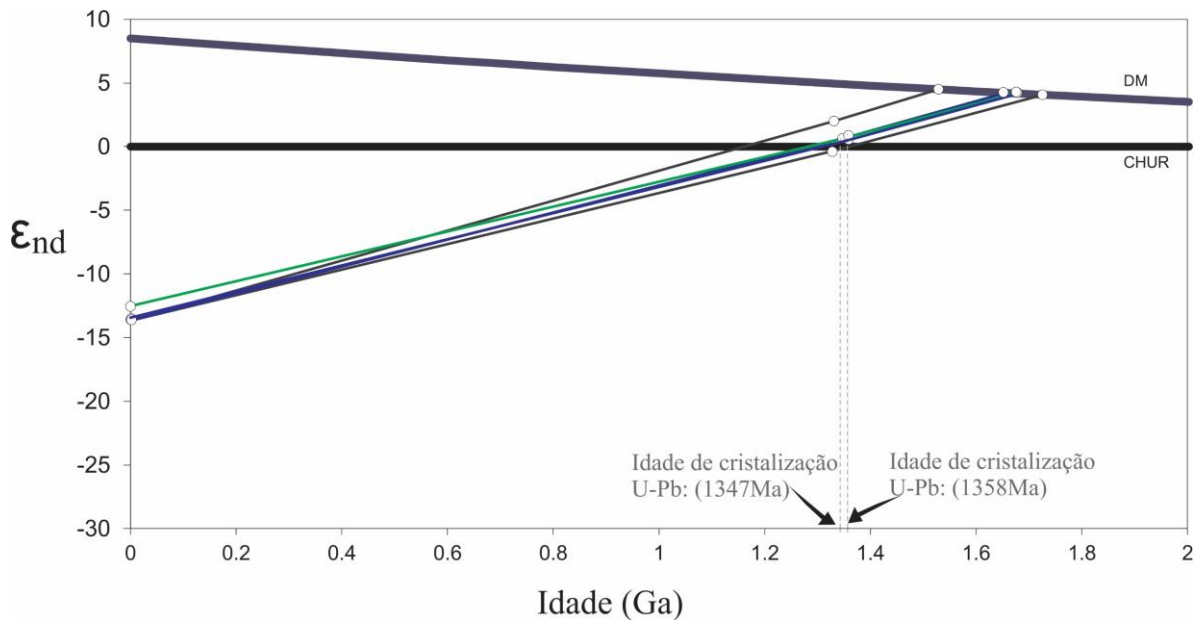


Figura 3.11. Diagrama de evolução isotópica ϵ_{Nd} versus Idade (Ga), em relação a curva do manto depletado (DM), de acordo com DePaolo (1981).

3.5 Discussões e Conclusão

O volumoso magmatismo Meso a Neoproterozóico polifásico do tipo A registrado na Província Estanífera de Rondônia, tem sido caracterizado como anorogênico e associado a ambientes tectônicos pós-colisionais a intra-placa (Kloosterman 1968, Priem et al. 1966 e 1971, Leal et al. 1978, Isotta et al. 1978, Bettencourt et al. 1999, CPRM 2007, Leite Júnior et al. 2014). Entretanto, pesquisas geológicas mais recentes sugerem a influência, no mínimo distal, de ambientes tectônicos orogênicos sin-colisionais na gênese desse magmatismo (Geraldes 2018, CPRM 2018, Debowski et al. 2019).

No caso do magmatismo polifásico Alto Candeias, sua evolução magmática, assinatura geoquímica e ambiente tectônico associado ao seu *emplacement*, têm sido foco de discussões. Bettencourt et al. (1999, 2010) caracterizam o magmatismo Alto Candeias como uma associação rapakivi tipo A, sub-alcálica e metaluminosa, ligada à ambiente tardi a pós-colisional durante a orogenia Rondoniana-San Ignácio (1346 – 1338 Ma). Por outro lado, Santos et al. (2008) reporta que o magmatismo Alto Candeias hospeda rochas com assinaturas geoquímicas dos tipos A, I e S, acrescentando ainda que a assinatura tipo A não é diagnóstica de ambiente intraplaca, sugerindo derivação de crosta continental em ambiente ligado a orogenia Candeias (1370–1320 Ma). Queiroz et al. (2017) relatam características geoquímicas de não-comagmatismo para as rochas do batólito Alto Candeias, com fontes crustais e mantélicas formando uma suíte cálcio-alcálica expandida, tipo AMGC (anortosito, mangerito, granito, charnockito), a qual hospeda granitos com assinaturas geoquímicas dos

tipos A e I, influenciada, mesmo que de forma distal, por um ambiente de subducção em torno de 1350 Ma. CPRM (2018) caracteriza os litotipos Alto Candeias como subalcalino a alcalino, que inclui termos charnockíticos a rapakivis de alto K_2O , classificados nos subtipos A1 e A2, com *emplacement* num estágio tardi- a pós-colisional no final da orogenia Candeias.

Associações dos tipos AMGC e CG (charnockito-granito) em cinturões Proterozóicos, têm sido descritas em várias partes do mundo. Em geral, são polifásicas e ligadas, ao longo do tempo, a estágios tectônicos que variam de tardi- a pós-colisional. O tipo AMGC é derivado de diferentes fontes magmáticas, combinado com processos de cristalização fracionada e mistura de magmas (Emslie 1991, Emslie & Hegner 1993, Corfu 2004, Larin et al. 2006, Larin 2009, Scandola et al. 2013, Valério et al. 2018), enquanto o tipo CG tem sido interpretado como produto de um eficaz processo de diferenciação interna ou cristalização fracionada co-magmática durante o *emplacement* (Hubbard & Whitley 1978 e 1979, Bohlender et al. 1992, Harlov et al. 2013). No batólito polifásico Alto Candeias não há registros de anortosito, gabro ou mangerito, descaracterizando assim a denominação AMGC. Por outro lado, a marcante associação charnockito-granitos sugere o termo ACG (associação charnockito-granito) como mais adequado para esse sistema magmático.

Nesse sentido, a evolução de sistemas magmáticos do tipo ACG envolve elevadas taxas de temperatura e pressão, como resultado da interação manto-crosta, além de eficaz presença de H_2O e CO_2 , controlando a cristalização fracionada e favorecendo que magmas graníticos sub-alcalinos e alcalinos derivem de magmas charnockíticos em estágios pós-colisionais (Hubbard 1988, Newton 1992, Bohlender et al. 1992, Thomas et al. 1993, Landenberger & Collins 1996, Rajesh 2004, Harlov et al. 2013). Segundo Hubbard & Whitley (1978 e 1979), o aumento no conteúdo de ETR, na razão La_N/Yb_N e anomalia em Eu, são indicativos de estágios de derivação co-magmática de charnockitos para granitos.

Os dados apresentados nesse trabalho, em conjunto com dados de Queiroz et al. (2017) e CPRM (2018), mostram que o magmatismo polifásico (tipo ACG) Alto Candeias é dominado por sieno- a monzogranitos e granitos rapakivi sub-alcalinos, meta- a peraluminosos, tipo A2 e com assinatura de ambiente tectônico pós-colisional. Essas rochas são contornadas por uma faixa de charnockitos metaluminosos, calci-alcalinos e com assinatura geoquímica entre os magmas dos tipos I e A em ambiente sin/pós-colisional. Ocorrem ainda fácies subordinadas de rochas subvulcânicas e um grupo de granitos com tendência alcalina do tipo A1 e de ambiente intra-placa (alcalinas Campo Novo).

Os diagramas de distribuição de multielementos e de ETR mostram que esses grupos de rochas possuem concentrações e padrões de distribuição geoquímicos distintos, marcados pelo progressivo enriquecimento nos grupos de elementos HFSE, ETRL e ETRP, além de destacada anomalia negativa em Eu, nas fácies sieno- a monzograníticas, rapakivis e alcalinas. A taxa de fracionamento total dos ETR (La_N/Yb_N) e anomalias em Eu também apontam para esse enriquecimento, cujos valores para os charnockitos são inferiores ($La_N/Yb_N = 8,14 - 10,15$) em relação aos sienogranitos profiríticos grossos ($La_N/Yb_N = 23,10 - 28,54$), e com as alcalinas exibindo baixo fracionamento (0,78 - 5,17) devido serem magmas mais fracionados e enriquecidos em ETRP.

Essas características sugerem estágios de diferenciação a partir de um magma parental (magma charnockítico), cujo produto seriam as fácies graníticas rapakivíticas (ver: Hubbard & Whitley 1978 e 1979). Entretanto, em diagramas do tipo Harker e de discriminação tectônica, os granitos alcalinos Campo Novo não exibem alinhamento ou associação geoquímica com as demais rochas. Segundo Santos Júnior (2015), a região de Campo Novo hospeda pequenos depósitos de estanho ± arsenopirita associados às fases magmáticas mais jovens e evoluídas, geoquimicamente especializadas em metais da Província Estanífera de Rondônia, as quais são intrusivas no sistema magmático Alto Candeias.

Portanto, é provável que as fácies graníticas de níveis crustais mais rasos do sistema ACG Alto Candeias tenham sido derivadas a partir de magmas charnockíticos gerados na crosta inferior, produtos da interação manto-crosta durante estágios orogênicos tardi a pós-colisional, resultando na associação de magmas charnockíticos e magmas dos tipos I e A (ver: Rajesh 2004, Harlov et al. 2013). Estudos de química-mineral, por nós realizados, estão em fase de conclusão e poderão produzir dados sobre pressão e temperatura que auxiliem na compreensão desse processo. Por outro lado, nós entendemos que os granitos alcalinos Campo Novo não estão relacionados a evolução do sistema magmático ACG Alto Candeias ou representam pulsos magmáticos finais na evolução do orógeno, associados a fontes diferentes. Contudo, como essas fases hospedam mineralizações, é também provável que estejam ligadas às fases magmáticas mais jovens portadoras de metais dos episódios finais do Província Estanífera de Rondônia, com *emplacement* em ambiente tectônico pós-colisional a intra-placa.

Adicionalmente, os dados de geocronologia U-Pb em zircão, aqui apresentados, revelaram idade de cristalização de 1358 ± 4 Ma (seinogranito equigranular) e 1348 ± 4 Ma (charnockito). Esses dados se mostram concordância com os dados Pb-Pb e U-Pb

apresentados por Queiroz et al. (2017) e CPRM (2018). Já os dados Sm-Nd revelam $^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.511937$ e 0.511996 , $\epsilon\text{Nd}(t)$ entre $-0,34$ a $1,97$ e $\text{TDM} = 1,54 - 1,70$ Ga, indicando co-magmatismo associados a fusão de crosta continental Meso- a Paleo-Proterozóica com contribuição mantélica.

Os dados apresentados nessa pesquisa, associado aos dados de pesquisas anteriores, nos permitem caracterizar o batólito polifásico Alto Candeias como um volumoso sistema do tipo ACG na borda SW do Craton Amazônico. Sua evolução magmática foi controlada por processo de diferenciação, marcado pelo enriquecimento em elementos dos grupos HFSE e ETR total, além de um importante papel do fracionamento de feldspatos e minerais ferro-magnesiano, a partir de fundidos charnockíticos co-magmático gerados na crosta inferior, produtos da interação crosta-manto, em ambiente tardi- a pós-colisional. Tal processo também tem sido registrado em outros sistemas ACG em cinturões orogênicos Proterozóicos do mundo, tais como na Índia, Nigéria e Suécia.

Por outro lado, a evolução do magmatismo alcalino Campo Novo ainda é inconclusiva, pois podem representar pulsos magmáticos finais co-genéticos durante na evolução do orógeno, porém com fontes, profundidades e taxa de interação crosta-manto diferentes. Por outro lado, por representarem fases magmáticas mais evoluídas e fracionadas ricas em ETR e incompatíveis, podem estar associadas aos pulsos magmáticos mais jovens e especializados em estanho e outros metais dentro da Província Estanífera de Rondônia.

O avanço nas pesquisas petrogenéticas do sistema magmático Alto Candeias envolvem a obtenção de mais dados isotópicos Sm-Nd e Lu-Hf, além de estudos de química mineral, os quais poderão permitir um avanço significativo na compreensão desse volumoso magmatismo granítico registrado na porção SW do craton Amazônico.

3.6 Agradecimentos

Essa pesquisa contou com o apoio financeiro do CNPQ, através de projetos pesquisa processos n. 485415/2012-7 e 405839/2013- 8. Os dados aqui apresentados fazem parte da pesquisa de doutorado em desenvolvimento pelo primeiro autor, com bolsa concedida pela CAPES. Os autores são gratos ao Serviço Geológico do Brasil-CPRM (residência de Porto Velho), pelo apoio às atividades de campo e laboratório. Ao Programa de Pós-graduação em Geologia e ao parque laboratorial do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG-UnB), principalmente aos técnicos dos laboratórios de laminação e de geologia isotópica. Esse trabalho está ligado ao grupo de pesquisa intitulado Granitos e Mineralizações Associadas (UnB/CNPq).

3.7 Referências

- Bohlender F., Van Reenen D.D., Barton Jr. J.M. 1992. Evidence for metamorphic and igneous charnockites in the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt. *Precambrian Research*, 55:429-449.
- Bettencourt J.S., Tosdal R.M., Leite Jr. W.R., Payolla B.L. 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonianian craton, Brazil – I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research*, 95:41-67.
- 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.
- Boynton W.V. 1984. Cosmogeochimistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, pp. 63-114
- Bühn, B., Pimentel, M.M., Matteini, M., Dantas, E.L. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 81:1-16.
- Bruand E., Fowler M., Storey C., Laurent O., Antoine C., Guitreau M., Heilimo E., Nebel O., 2020. Accessory mineral constraints on crustal evolution: elemental fingerprints for magma discrimination. *Geochemical Perspectives Letters*, 13, 7-12, <https://doi.org/10.7185/geochemlet.2006>
- Corfu F. 2004. U–Pb Age, setting and tectonic significance of the anorthosite–mangerite–charnockite–granite suite, Lofoten–Vesteralen, Norway. *Journal of Petrology*, 45(9):1799–1819, DOI: 10.1093/petrology/egh034.
- CPRM. 2007. Geologia e recursos minerais do Estado de Rondônia: Sistema de Informações Geográficas – SIG: Texto Explicativo do Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado de Rondônia – Escala 1:1.000.000. – Porto Velho: CPRM. 153p., CD-ROM.
- CPRM. 2018. Geologia e recursos minerais da Folha Alto Jamari – SC.20-Y-B. Programa Geologia do Brasil, Levantamentos Geológicos Básicos (1:250.000). MME/CPRM, Porto Velho, 147p.
- Dahlquist, J.A., Alasino, P.H., Basei, M.A.S. et al. Petrological, geochemical, isotopic, and geochronological constraints for the Late Devonian–Early Carboniferous magmatism in SW Gondwana (27–32°LS): an example of geodynamic switching.

- International Journal of Earth Science, 107: 2575–2603, <https://doi.org/10.1007/s00531-018-1615-9>
- Debowski B.P., Santos A.C., Holanda W., Ferreira L.O., Simas M.P., Geraldés M.C. 2018. Análise petrográfica e de geocronologia U-Pb e Lu-Hf da Suíte Intrusiva Alto Candeias (Rondônia, SW do cráton Amazônico): dados inéditos pelo método laser ablation. In: Anais do 49º Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Rio de Janeiro, CD-ROM.
- Debowski B.P., Alves M.I., Santos A.C., Tavares Jr. A.D., Geraldés M.C. 2019. Contribution to the understanding of the Rondonia Tin Province granites (SW Amazonian Craton) origin using U-Pb and Lu-Hf in zircon by LA-ICPMS: implications to A-type granite genesis. *Journal of the Geological Survey of Brazil*, 2(3):151-164.
- DePaolo D.J. 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust–mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291:193-197.
- Eby G.N. 1992. Chemical subdivisions of A-type granitoids: Petrogenesis and tectonic implications. *Geology* 20:614–644.
- Emslie R.F. 1991. Granitoids of rapakivi granite-anorthosite and related associations. *Precambrian Research*, 51(1–4):173-192, [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(91\)90100-O](https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90100-O)
- Emslie R.F. and Hegner E. 1993. Reconnaissance isotopic geochemistry of anorthosite mangerite-charnockite-granite (AMCG) complexes, Grenville Province, Canada. *Chemical Geology*, 106:279-298.
- 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(11):2033-2048 <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>
- Geraldés M.C. 2018. Rondonia Tin Province: a review. In: 49º Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Rio de Janeiro, CD-ROM.
- Gióia S. M. C. L. & Pimentel M. M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 72(2):219- 245.
- Gros K., Słaby E., Birski Ł., Kozub-Budzyń G., Sláma J., 2020. Geochemical evolution of a composite pluton: insight from major and trace element chemistry of titanite. *Mineralogy and Petrology*, 114:375–401, <https://doi.org/10.1007/s00710-020-00715-x>

- Harlov D.E., Van den Kerkhof A., Johansson L. 2013. The Varberg-Torpa charnockite-granite association, SW Sweden: mineralogy, petrology, and fluid inclusion chemistry. *Journal of Petrology*, 54(1):3-40.
- Hoskin P.W.O., Ninny P.D., Wyborn D., Chappell B.W., 2000. Identifying accessory mineral saturation during differentiation in granitoid magma: an integrated approach. *Journal of Petrology*, 41(9):1365-1396.
- Hubbard F.H. 1988. Basic intrusion, charnockite-rapakivi granite plutonism and crustal depletion, S. W. Sweden. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 43(2):543-554.
- Hubbard F. H. and Whitley J. E. 1978. Rapakivi granite, anorthosite and charnockitic plutonism. *Nature*, 271:439-440.
- Hubbard F. H. and Whitley J. E. 1979. REE in charnockite and associated rocks, southwest Sweden. *Lithos*, 12:1-11.
- Isotta C.A.L., Carneiro J.M., Kato H.T., Barros R.J.L. 1978. Projeto Província Estanífera de Rondônia: relatório final. MME/DNPM/CPRM, Porto Velho (RO), vol. I, 407p.
- Kloosterman J.B. 1968. Uma província do tipo nigeriano no sul da Amazônia. *Revista de Engenharia, Mineração e Metalurgia*. Rio de Janeiro. XLVII (278):59-64 e XLVII (280):167-168.
- Landenberger B. & Collins W. J. 1996. Derivation of A-type granites from a dehydrated charnockitic lower crust: evidence from the Chaelundi Complex, Eastern Australia. *Journal of Petrology*, 37(1):145-170, doi: 10.1093/petrology/37.1.145.
- Larin A.M., Kotov A.B., Sal'nikova E. B., Glebovitskii V. A., Sukhanov M.K., Yakovleva S.Z., Kovach V.P., Berezhnaya N.G., Velikoslavinskii S. D., Tolkachev M.D. 2006. The Kalar Complex, Aldan–Stanovoi Shield, an ancient anorthosite–mangerite–charnockite–granite association: geochronologic, geochemical, and isotopic–geochemical characteristics. *Petrology*, 14(1):2–20. DOI:10.1134/S0869591106010024
- Larin A. M. 2009. Rapakivi Granites in the Geological History of the Earth. Part 1, Magmatic Associations with Rapakivi Granites: Age, Geochemistry, and Tectonic Setting. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 17(3): 235–258. DOI:10.1134/S0869593809030010
- Leal J.W.L., Silva G.H., Santos D.B., Teixeira W., Lima M.I.C., Fernandes C.A.C., Pinto A.C. 1978. Levantamento de Recursos Naturais: Folha SC.20 Porto Velho (I – Geologia). MME/DNPM. Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro, v.16:19-184.

- Leite Júnior W.B., Payolla B.L., Bettencourt J.S., Dias C.A.T. 2014. 1.38-1.30 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(Especial I):125-129. <http://www.Ineg.pt/iedt/unidades/16/paginas/26/30/185>
- Motoki A., Sichel S.E., Vargas T., Melo D.P., Motoki K.F., 2015. Geochemical behaviour of trace elements during fractional crystallization and crustal assimilation of the felsic alkaline magmas of the state of Rio de Janeiro, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 87(4): 1959-1979, <http://dx.doi.org/10.1590/0001-3765201520130385>
- Nekvasil H., Simon A., Lindsley D.H., 2000. Crystal fractionation and the evolution of intra-plate hy-normative igneous suites: insights from their feldspars. *Journal of Petrology*, 41(12):1743-1757.
- Newton R.C. 1992. An overview of charnockite. *Precambrian Research*, 55:399-405.
- Nogueira C.C., Geraldes M.C., Saar B.A., Debowski B.P., Queiroz L.A.V., Quadros M., Tavares Jr, A. 2014. Idade U-Pb em zircão por LA-ICP-MS de rochas graníticas da Suíte Alto Candeias, Província Estanífera de Rondônia. In: *Anais do 47º Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Salvador*, p.481.
- Payolla B.L., Bettencourt J. S., Kozuch M., Leite Jr. W.B., Fetter A.H., Van Schmus R. 2002. 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. *Precambrian Research*, 119:141-169.
- 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(4):956-983.
- Priem H.N.A., Boelrijk N.A.I.M., Hebeda E.H., Verschure R.H., Bom E.H. 1966. Isotopic age of tin granites in Rondônia, N.W. Brazil. *Geologie en Mijnbouw*, 45:191-192.
- Priem H.N.A., Boelrijk N.A.I.M., Hebeda E.H., Verdurmen E.A.Th., Verschure R.H., Bom E.H. 1971. Granitic complexes and associated tin mineralizations of “Grenville” age in Rondônia, western Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, 82:1095-1102.
- Queiroz L.A.V., Macambira M., Nogueira C.C., Quadros M.L.E.S., Geraldes M. 2017. *Geocronologia Pb-Pb e litogeoquímica da Suíte Intrusiva Alto Candeias (Rondônia)*,

- SW do craton Amazônico. In: Lima A.M.M. & Gorayeb P.S.S. (Org.). Contribuições à Geologia da Amazônia, SBG-NO, Belém, v.10, p.285-306.
- Rajesh H.M. 2004. The igneous charnockite – high-K alkali-calcic I-type granite – incipient charnockite association in Trivandrum Block, southern India. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 147:346–362
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., Mcnaughton N.J., Fletcher I.R.A. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3(4):453-488.
- 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*, 165:120–152.
- Santos Júnior P.S.M. 2015. Metalogênese do depósito de estanho Liberdade, Campo Novo de Rondônia (RO). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 384p.
- Scandolaro J.E. 2006. Geologia e evolução do Terreno Jamari, embasamento da faixa Sunsás/Aguapeí, centro-leste de Rondônia, sudoeste do Cráton Amazônico. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 384p.
- Scandolaro J.E., Fuck R.A., Dantas E.L., Souza V. S. 2013. 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*, 46:1–28.
- Souza E.C., Melo A.F.F., Adamy A., Soeiro R.S., Daleiro V. 1975. Projeto nordeste de Rondônia: relatório final. MME/DNPM/CPRM, Brasília, v.1, 225p.
- Souza V.S., Teixeira L.M., Dantas E.L., Botelho N.F., Laux J.H.. 2006. Idades U-Th-Pb e U-Pb em monazita de ortognaisse do Complexo Jamari, área do depósito de estanho de Bom Futuro (RO). *Revista Brasileira de Geociências*, 36(1):71-76.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B., 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22:174-182.
- Thomas R.J., Eglington B.M., Bowring S.A., Retief E.A., Walraven F. 1993. New isotope data from a Neoproterozoic porphyritic granitoid-charnockite suite from Natal, South Africa. *Precambrian Research*, 62:83-101, [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(93\)90095-J](https://doi.org/10.1016/0301-9268(93)90095-J)

- Thompson R.N. 1982. Magmatism of the British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology*, 18:49-107.
- Tohver E., Van der Pluijm B.A., Mezger K., Scandolaro J.E., Essene E.J. 2005. Two stage tectonic history of the SW Amazon craton in the late Mesoproterozoic: identifying a cryptic suture zone. *Precambrian Research*, 137:35-59.
- Valério C.S., Macambira M.J.B., Souza V.S., Dantas E.L., Nardi L.V.S. 2018. 1.88 Ga São Gabriel AMCG association in the southernmost Uatumã-Anauá Domain: Petrological implications for post-collisional A-type magmatism in the Amazonian Craton. *Lithos*, 300–301:291–313, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.12.001>
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95:407-419.

CAPÍTULO 4

ARTIGO 2

4 ARTIGO 2

Artigo científico submetido ao periódico Journal of South American Earth Sciences.

SAMES-D-23-00077 - Confirming your submission to Journal of South American Earth Sciences

Caixa de entrada x



Journal of South American Earth Sciences <em@editorialmanager.com>
para mim v

18:14 (há 13 minutos)



inglês > português Traduzir mensagem

Desativar para: inglês x



This is an automated message.

CONTRIBUTION TO MAGMATIC EVOLUTION OF THE MESOPROTEROZOIC ALTO CANDEIAS CHARNOCKITE-GRANITE ASSOCIATION, SW AMAZONIAN CRATON, BRAZIL

Dear Giulia Trivelli Trivelli,

We have received the above referenced manuscript you submitted to Journal of South American Earth Sciences. It has been assigned the following manuscript number: SAMES-D-23-00077.

To track the status of your manuscript, please log in as an author at <https://www.editorialmanager.com/sames/>, and navigate to the "Submissions Being Processed" folder.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,
Journal of South American Earth Sciences

← Submissions Being Processed for Author ⓘ

Page: 1 of 1 (1 total submissions)

Results

Action	Manuscript Number	Title	Initial Date Submitted	Status Date	Current Status
Action Links	SAMES-D-23-00077	CONTRIBUTION TO MAGMATIC EVOLUTION OF THE MESOPROTEROZOIC ALTO CANDEIAS CHARNOCKITE-GRANITE ASSOCIATION, SW AMAZONIAN CRATON, BRAZIL	Feb 09, 2023	Feb 09, 2023	Submitted to Journal



Page: 1 of 1 (1 total submissions)

Results

**CONTRIBUTION TO MAGMATIC EVOLUTION OF THE
MESOPROTEROZOIC ALTO CANDEIAS CHARNOCKITE-GRANITE
ASSOCIATION, SW AMAZONIAN CRATON, BRAZIL**

**Giulia Guimarães Barbosa Trivelli^{1*}; Valmir da Silva Souza¹; Jaime
Estevão Scandolara², Carlos Eduardo Santos de Oliveira²**

1- Geosciences Institute of the University of Brasília, Brasília (DF), Brazil
2- Geological Survey of Brazil (CPRM), Brasília (DF) and Porto Velho (RO),
Brazil

* - Correspondence to the author: giuliatrivelli@gmail.com

Abstract

The southwestern region of the Amazonian craton hosts a voluminous polyphasic Paleoproterozoic (1357-1329 Ma) granitic magmatism named Alto Candeias Intrusive Suite. It's a charnockite-granite (CG) plutonic association that put together syenogranite, monzogranite, rapakivi granite, charnockyte, syenite and sub-volcanic lithologies, which display I- and A-types, sub-alkaline to alkaline, meta to peraluminous, emplaced under syn- to post-collisional and within-plate tectonic setting during the Rondonian-San Ignácio orogen. The efficient process of fractionation favored to the progressive increase of the LILE, HFSE and REE contents towards the fractional sub-volcanic lithologies with alkaline, A-type and within-plate geochemical signature. In general, the Sm/Nd isotopic data point to participation of Archean-Proterozoic primary sources formed from blend of juvenile and crustal materials. Such characteristics suggest that the Alto Candeias charnockite-granite was derived from co-magmatic charnockitic melts generated in the lower crust. However, the youngest alkaline sub-volcanic lithologies not follow the geochemical trend of the other lithologies and, occasionally, host some small Sn(\pm As) deposits, suggesting a plutono-volcanic association with distinct magmatic evolution, marked by an effective process of fractionation with geochemically anomalous for incompatible elements.

Keywords Alto Candeias magmatis, Amazonian Craton, geochemistry,

4.1 Introduction

The charnockite-granite (CG) plutonic association have been registered in several Proterozoic orogens around the world and its petrogenetic study has an important role in the understanding of lithospheric evolution (*e.g.*, Olarewaju 1987, Bohlender et al. 1992, Scandolaro et al. 2013a, Newton et al. 2019). Mainly because the CG plutonic association evolution involve the mantle-crust interaction linked to underplating process during the final stages of orogen building. In this process, charnockitic melt are produced at the lower crust under conditions of lowered H₂O and higher CO₂-rich brine fluids activity, with subsequent granitic magmas being derived from the residual charnockitic melts (Hubbard and Whitley 1978, Bohlender et al. 1992, Bonin 2007, Harlov et al. 2013). However, some volume of gabbroic, tonalitic, enderbitic-mangeritic and anorthositic magmas can also be present in the process, and thus forming an AMCG-type plutonic association (Newton et al. 1980, Emslie and Hegner 1993, Kumar et al. 2020).

The CG and AMCG polyphasic plutonic association have emplacements mechanisms that can vary from syn- to post-collisional tectonic setting throughout the evolutionary history of the orogen. The CG suite are product of an effective process of internal differentiation or co-magmatic fractional crystallization (Rajesh 2004, Bonin 2007, Harlov et al. 2013), while the AMCG suite is formed by different magmatic sources associated with fractional crystallization and magma mixing/mingling processes (Emslie 1991, Corfu 2004, McLelland et al. 2010, Valério et al. 2018).

The SW Amazonian craton, particularly in the central-north portion of the State of Rondônia, Brazil, hosts Meso-Neoproterozoic magmatic successive episodes, occurred between 1610 and 950 Ma, which constitute the so-called Rondônia Tin Province, that occur intrusive in Paleoproterozoic basement (Kloosterman 1968, Priem et al. 1966 and 1971, Leal et al. 1978, Isotta et al. 1978, Bettencourt et al. 1999, CPRM 2007). This voluminous polyphasic magmatism brings together various stocks, plutons, and batholiths into different intrusive suites, which were emplaced under extensional tectonic setting during the final stages of the Rio Negro-Juruena (1.8 - 1.55 Ga), Rondonian-San Ignácio (1.45 - 1.3 Ga) and Sunsas-Aguapeí (1.25 - 1.0 Ga) orogenetic cycles (Bettencourt et al. 1999 and 2010, Scandolaro et al. 2013a). The older intrusive suites (1.6 – 1.33 Ga) show very low or non-existent metal-fertile magmas, while the younger intrusive suites (1.31 – 0.95 Ga) represent the metal-rich magmatic episodes (Bettencourt et al. 1999).

The Alto Candeias charnockite-granite association is inserted in the regional unit called Alto Candeias Intrusive Suite (Fig.4.1), which is also known as the Alto Candeias polyphasic batholith (Leal et al. 1978, Isotta et al. 1978). It is marked by faciological and geochemical variations that have been the focus of heated petrogenetic discussions. In general, this unit shows age between 1357-1329 Ma and put together syenogranite, monzogranite, rapakivi granite, charnockyte, syenite and sub-volcanic rocks. It has been geochemically characterized as A-type magmatism, sub-alkaline high K_2O , meta to peraluminous, emplaced under post-collisional to within-plate tectonic setting during the final-stage of the Rondonian-San Ignacio orogen (Bettencourt et al. 1999, CPRM 2007). However, new geological investigations suggest the influence, at least distal, of a syn-collisional tectonic setting in this magmatism (Santos et al. 2008, Queiroz et al. 2017, CPRM 2018, Geraldes 2018, Debowski et al. 2018). According to Santos et al. (2008), the Alto Candeias polyphasic batholith also host I- and S-type magmatic phases and suggest a continental derivation for this magmatism. On the other hand, Queiroz et al. (2017) proposed the Alto Candeias magmatism as an expanded calcium-alkaline AMCG suite that hosts I- and A-type granites.

Within the geological investigation scale (1:250.000) available for the Alto Candeias Intrusive Suite (*e.g.*, CPRM 2018), the distribution of the main lithologies or petrographic facies, as well as their geochemical characteristics, are reasonably well defined. In this context, there are no records of the presence of anorthosite, gabbro and mangerito, thus making the AMGC denomination unfeasible. On the other hand, the striking charnockite-granite association suggests the term CG as more suitable for this magmatic system. Therefore, the aim of this paper is gathered previous and new information of the petrography, geochemistry, and isotopic geology (U-Pb and Sm-Nd), which form a database in support of the petrogenetic discussion and tectonic setting of the Alto Candeias CGA (charnockite-granite-rapakivi granite association).

4.2 Analytical Methods

All analytical procedures applied in petrography, zircon U-Pb and whole-rock Sm-Nd analyses were performed at the University of Brasília. Only whole-rocks geochemistry was performed at the Australian Laboratory Services (ALS[®]).

The litho-geochemical analyses were obtained using ICP-OES to obtain major and minor elements and ICP-MS for traces and rare earth elements. Lithium metaborate/lithium tetraborate was added to the pulverized sample and then melted at

1000°C. The melt generated was then dissolved in a nitric, hydrochloric and hydrofluoric mixture acids. The loss on ignition (LOI) was determined using 1.0 g of sample previously weight, heated at 1000°C for one hour, cooled, and then weight again.

U–Pb by LA-MC-ICPMS method in zircon followed the analytical procedure described by Bühn et al. (2009). The zircon concentrates grains were handpicked and mounted in epoxy blocks using a binocular microscope, after being polished and coated with carbon for SEM imaging. Backscattering electron (BSE) images were obtained using a scanning electron microscope to investigate the internal structures of the zircon crystals prior to analysis. Mounts were then cleaned with dilute (ca.2%) HNO₃, mounted on an especially adapted laser cell and loaded into a New Wave UP213 Nd: YAG laser (= 213 nm), linked to a Thermo Finnigan Neptune Multicollector ICPMS. A mixture of He and Ar composed the carrier gas running through the ICP. The laser beam was set to 30 µm with ~80% energy and 10 Hz frequency. Zircon GJ-1 was the main standard (Jackson et al., 2004) and ISOPLLOT 4.15 was used for data reduction and age calculation (Ludwig, 2012). ²³⁸U, ²³²Th, ²⁰⁶Pb and ²⁰⁸Pb were measured in Faraday cups whereas ²⁰⁴Pb, ²⁰⁷Pb and ²⁰²Hg were collected in ion counters. Errors are expressed at 1σ level.

Whole-rock Sm-Nd analyses through of Thermal Ionization Mass Spectrometry (TIMS) equipment following the methodology described by Gioia and Pimentel (2000). Whole-rock powders (ca. 50 mg) were mixed with a ¹⁴⁹Sm/¹⁵⁰Nd spike solution and dissolved in Savillex capsules. Sm and Nd extraction of whole-rock samples followed conventional cation exchange techniques, using Teflon columns containing LN-Spec resin ([di-(2-ethylhexyl) phosphoric acid (HDEHP) supported on PTFE powder. Sm and Nd samples were loaded on re-evaporation filaments of double filament assemblies and the isotopic measurements were carried out on a multi-collector Finnigan MAT 262 mass spectrometer in static mode. Uncertainties for Sm/Nd and ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd ratios are better than ± 0.2% (2σ) and ± 0.003% (2σ), respectively, based on repeated analyses of international rock standards BHVO-1 and BCR-1. ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd ratios were normalized to ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd of 0.7219 and the decay constant (λ) used was 6.54 × 10⁻¹².

4.3 Geological Setting

The southwest portion of the Amazonian craton comprises three Paleo- to Neoproterozoic geotectonic provinces, amalgamated during extensive and successive accretionary processes in collisional regime: Rio Negro-Juruena Province (1.80-1.55 Ga), Rondonian-San Ignacio Province (1.55-1.30 Ga), Sunsas Province (1.28-0.95 Ga). Each

of these provinces has been internally subdivided into terranes, domains and orogens (Scandolaro et al. 1999, Geraldes et al. 2004, Cordani and Teixeira 2007, Santos et al. 2008, Teixeira et al. 2010, Bettencourt et al. 2010). However, the names, geochronological intervals and geographical limits of these provinces are not consensual among the main proposals for the Archean-Proterozoic subdivision and evolution of the Amazonian craton (*e.g.*, Teixeira et al. 1989, Tassinari and Macambira 1999, Santos et al. 2000).

The central-north portion of the Stade of Rondônia is inserted in Rondonian-San Ignacio Province, covering part of the named Jamari Terrain. In this region, the Paleoproterozoic basement is represented by Jamari Complex (Isotta et al. 1978), which brings together a variety of medium to high-grade polydeformed rocks (para- and orthogneisses, amphibolites, schists), with U-Pb crystallization ages between 1.76 and 1.67 Ga., plus records regional tectonometamorphic events between 1.67-1.63, 1.33-1.32 and 1.2-1.1 Ga (Santos et al. 2000 and 2008, Payolla et al. 2002, Tohver et al. 2005, Souza et al. 2006, Scandolaro et al. 2013b). Intrusive in Paleoproterozoic basement occur several Meso- to Neoproterozoic magmatic suites that make up the Rondônia Tin Province (Fig.4.1). The Serra da Providência (1606-1530 Ma), Rio Crespo (1560-1433 Ma) and Alto Candeias (1357-1329 Ma) intrusive suites are the representatives of the older magmatic episodes with very low or non-existent metal-fertile and linked mainly to the end of the Rio Negro-Juruena orogeny. This group brings together different associations of syeno- to monzogranites, rapakivi granites, monzonite to diorite, mangerite, charnockite and coeval mafic rocks (Bettencourt et al. 1999, Payolla et al. 2002, Scandolaro et al. 2013a). On the other hand, Santa Clara (1082-1074 Ma) and Rondônia (998-974 Ma) intrusive sites represent of the younger magmatic episodes with high metal-fertile and linked to the collisional stage of Sunsas-Aguapei orogeny (Bettencourt et al. 1999). This group gather syenogranite to alkali-feldspar granite, syenite, albite granite porphyritic and coeval intermediate to acid sub-volcanic rocks. The mineralization (Sn, W, Nb, Ta) is closed in veins-veinlets, greisen, and pegmatites bodies (Leite Jr. 2002, Souza 2003, Bettencourt et al. 2005, Nascimento and Souza 2017).

The Alto Candeias intrusive suite consists of a giant polyphasic batholith that displays contrasts under remote sensors and aero-geophysical products, marked by a lenticular shape in the WNW-ESSE direction with an extension of around 9,000 km². It has its north and south edges well-marked by sinistral strike-slip shear belts, developed under amphibolite-facies deformation at 1.20-1.15 Ga as a distal reflex of the Sunsas-

Aguapei orogeny (Tohver et al. 2005, Scandolaro 2006, Bettencourt et al. 2010). However, the southwestern edge is covered by the basalts of the Nova Floresta Formation (1198-1062 Ma) and siliciclastic rocks of the Palmeiral Formation (<1030 Ma). Although the Alto Candeias intrusive suite shows a very low or non-existent metal-ferrous magmas, it hosts small tin deposits controlled by a NW-SE, NE-SW and N-S faults and fractures system associated to forcible breaks of the younger magmatic episodes (Santos Júnior 2015, CPRM 2018).

The variation of lithologies and the zircon (Pb-Pb and U-Pb) geochronology data available allowed the subdivision of the Alto Candeias intrusive suite into distinct magmatic pulses. In this context, Queiroz et al. (2017) and Debowski et al. (2018) proposed the following names: 1) Monte Negro - composed of rapakivitic porphyritic granites with Pb-Pb and U-Pb ages between 1349 - 1348 Ma; 2) Buritis - formed by granodiorite to tonalite hornblende with Pb-Pb and U-Pb ages between 1356 - 1349 Ma; 3) Jacilândia - formed by fine syenogranites with Pb-Pb and U-Pb ages between 1348 - 1347 Ma; and 4) Campo Novo - composed of charnockitic rocks with Pb-Pb and U-Pb ages between 1350 - 1347 Ma. On the other hand, CPRM (2018) used the following names: 1) Buritis - gathers the vast majority of lithofacies being formed by rapakivis, charnockites, syenogranites and porphyritic and equigranular monzogranites, as well as subvolcanic rhyolites and dacites, with ages U-Pb between 1338-1348 Ma; and 2) Campo Novo - formed by biotite-alkali feldspar granite to quartz-syenite, as well as sub-volcanic trachytes, aged in U-Pb 1329 ± 12 Ma.

4.4 Alto Candeias Lithologies

The outcrops rocks of the Alto Candeias occur mainly as extensive slabs, boulders, and inselbergs, partially covered by forest and secondary vegetation. Our fieldwork combined with information from previous research (*e.g.*, Santos Júnior 2015, Queiroz et al. 2017, CPRM 2018) has allowed us to gather seven most representative lithologies from Alto Candeias magmatism: charnockite, inequigranular monzogranite, rapakivi monzogranite, equigranular syenogranite, fine-grained porphyritic syenogranite, coarse-grained porphyritic syenogranite, Campo Novo alkaline rocks (Fig. 4.1A). In general, the western portion of the Alto Candeias magmatism is dominated by syenogranitic lithologies, while the eastern portion is dominated by other lithologies (Fig 4.2).

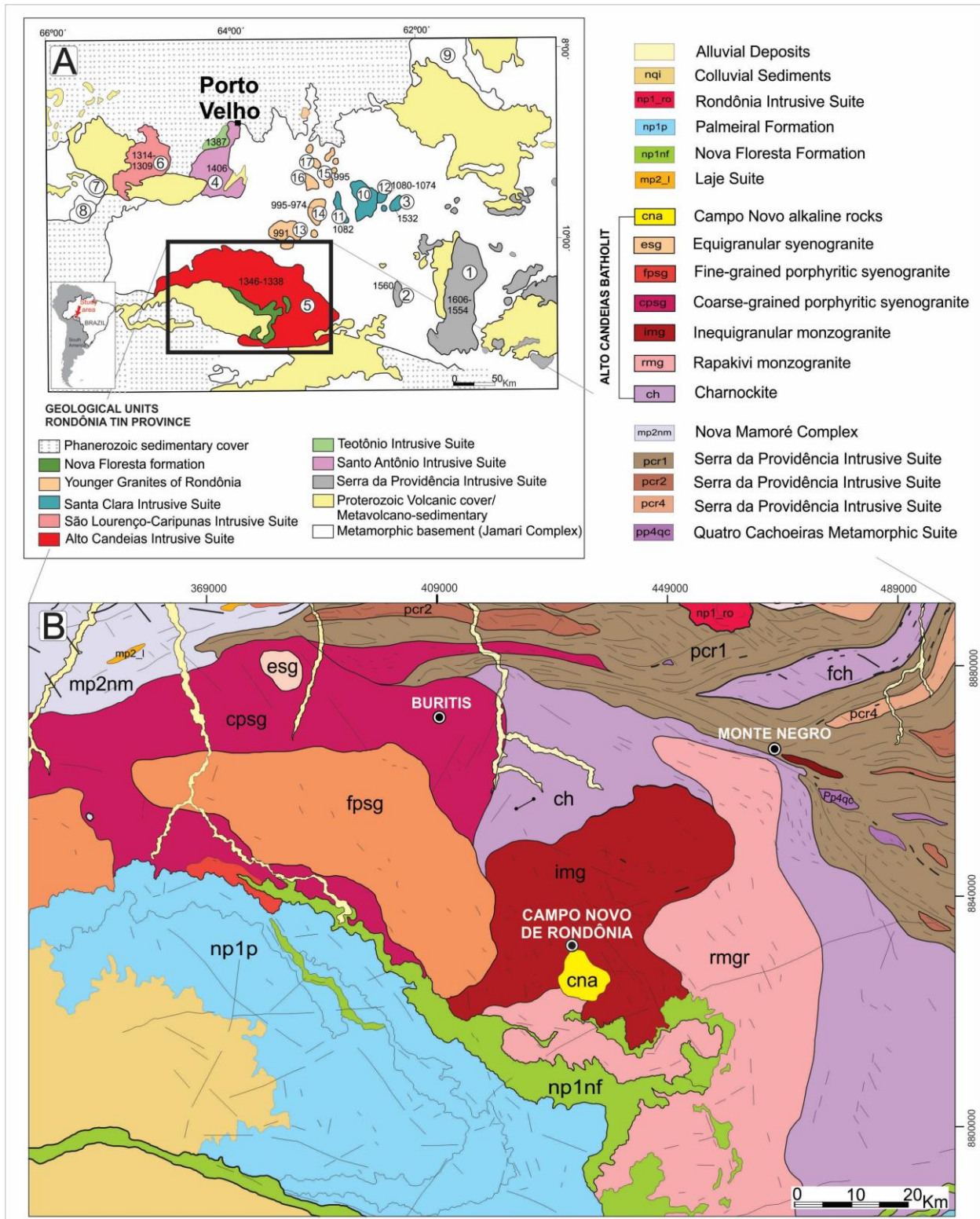


Figura 4.1. (A) Geological map of the Rondônia Tin Province (RTP) and adjacent areas, simplified after Leal et al. (1978), Isotta et al. (1978), Schobbenhaus et al. (1981), Bettencourt et al. (1987, 1995a, 1997, 1999) and Rizzotto et al. (1996). 1- Serra da Providência Batholith; 2- Ouro Preto charnockite; 3- União massif; 4- Santo Antônio Batholith; 5- Alto Candeias Batholith; 6- São Lourenço–Caripunas Batholith; 7- São Simão massif; 8- Abunã massif; 9- Igarapé Preto massif; 10- Santa Clara massif; 11- Manteiga massif; 12- Oriente Novo massif; 13- Massangana massif; 14- São Carlos massif; 15- Pedra Branca massif; 16-

Caritianas massif; 17-Santa Bárbara massif. (B) Map about lithologies from Alto Candeias magmatism (adapted from CPRM 2018).

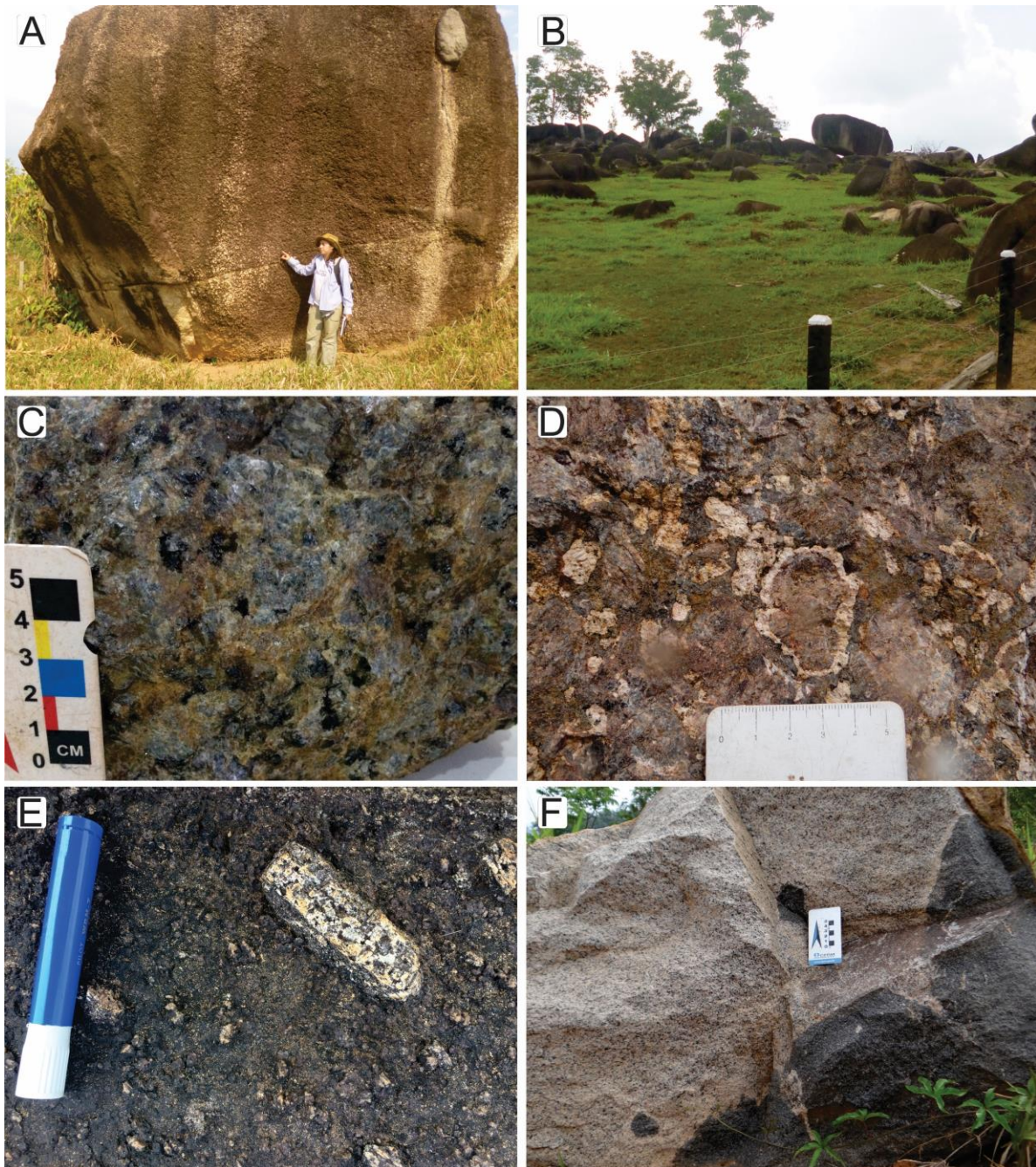


Figura 4.2. Field photographs of Alto Candeias' rocks. (A) and (B) boulders and inselberg; (C) charnockite granite; (D) Inequigranular to rapakivi monzogranites; (E) porphyritic syenogranites; (F) Campo Novo alkaline, plutonics and subvolcanics rocks.

4.4.1 *Charnockite granite*

This lithology shows dark gray to greenish gray in color and porphyritic to megaporphyritic isotropic texture marked by the presence of K-feldspar phenocrysts subhedral embedded in medium to coarse grained groundmass. Occasionally, the presence of xenoliths and acid aplitic dykes are observed. The K-feldspar phenocrysts

have between 2-7 cm in size and correspond to 60-70% of the modal volume. They are micropertitics (strings- and flame type), contain quartz, plagioclase, pyroxene, and biotite micro-inclusions (poikilitic texture), as well as granophyre features at the edges and micro-fractures filled with Fe-Ti oxy-hydroxides and micas (Fig. 4.3A and 4.3B). The xenomorphic groundmass is composed of quartz, plagioclase (andesine), K-feldspar, biotite, hornblende, and pyroxene as essential minerals. Zircon, apatite, titanite, monazite, hematite, goethite, magnetite, ilmenite, and rare pyrite are accessory minerals. Chlorite, sericite, epidote, \pm secondary hornblende appears as substitution minerals. Quartz has irregular extinction, few microfractures and apatite, zircon, and hornblende micro-inclusions. Plagioclase is subhedral to anhedral and moderately fractured, shows polysynthetic twinning, oscillatory zoning, slightly replaced by sericite-epidote aggregates, and may have myrmekite micro-texture at the edges. K-feldspar is anhedral, have fillets-type micropertitic and irregular twinning (tartan- or chessboard-type), partially sericitized and apatite and zircon micro-inclusions are common. Biotite, hornblende, pyroxene commonly form subhedral aggregates with moderate to strong pleochroism, which preferentially blow most accessory minerals. Biotite is few chloritized along the cleavage planes, while pyroxene occasionally shows edges partly replaced by bluish green secondary hornblende. In general, the accessory minerals are euhedral to subhedral, with zircon and monazite show internal zoning and usually forming pleochroic halos within biotite \pm primary hornblende.

4.4.2 *Inequigranular to rapakivi monzogranites*

These lithologies have whitish gray to pink in color and porphyritic to megaporphyritic isotropic texture also marked by the presence of K-feldspar phenocrysts subhedral to sub-rounded embedded in medium to coarse grained groundmass. The K-feldspar phenocrysts are up to 12 cm in size, normally plagioclase-mantled, and represent between 50-60% of the modal content. They are flame-type micropertitics or chessboard-twinning, little to partially sericitized, show corroded edges and may contain quartz, plagioclase, biotite micro-inclusions. In general, the groundmass is composed of quartz, plagioclase (oligoclase-andesine), K-feldspar, hornblende, biotite as essential minerals (Fig.3C). Zircon, titanite, monazite, apatite, allanite, magnetite, ilmenite, hematite, pyrite are accessory minerals, while sericite, epidote, chlorite are substitution minerals. Quartz is anhedral and have irregular extinction, while that plagioclase is subhedral to euhedral, have polysynthetic twinning, slightly replaced by sericite-epidote aggregates, and have

myrmekite micro-texture at the edges. K-feldspar is flame-type micropertitic, anhedral, interstitial, shows oscillatory zoning and irregular tartan-twinned. Hornblende \pm biotite form subhedral aggregates with strong pleochroism, which host most accessory minerals and pleochroic halos are very common (Fig.4.3D).

4.4.3 *Equigranular to porphyritic syenogranites*

These lithologies are whitish gray to slightly pink in color, show fine-medium to coarse grained and may host xenoliths and acid dykes. They have K-feldspar, quartz, plagioclase (albite-oligoclase), biotite, and \pm hornblende as essential minerals (Fig. 4.3E), as well as zircon, apatite, titanite, monazite, ilmenite, magnetite, and rare pyrite \pm chalcopyrite as accessory minerals. Sericite, epidote, chlorite, and rare carbonate appear as substitution minerals. K-feldspar is subhedral to anhedral, shows tartan-type twinned, oscillatory zoning, partially sericitized and may contain some quartz micro-inclusions. Quartz is anhedral and have irregular extinction, while plagioclase have polysynthetic twinning, slightly replaced by sericite-epidote \pm carbonate aggregates and often occur at edges vermicular-type myrmekite micro-texture (Fig. 4.3F). Biotite (slightly replaced by chlorite) and hornblende show strong pleochroism and host most accessory minerals. On the other hand, in the porphyritic lithologies, the K-feldspar phenocrysts are pink to white, subhedral, with 2-8 cm in long and correspond between 50-60 % modal of the rock. They are chessboard-type micropertitics, may or may not be twinned (Carlsbad type), contain quartz and plagioclase micro-inclusions and shows partially sericized. However, near the northern edge of the Alto Candeias batholith, these lithologies, develop mylonitic textural arrangements (gronoblastic to granolepidoblastic) as products of the progressive action of the Sunsas shear deformation.

4.4.4 *Campo Novo alkaline rocks*

This lithology brings together equi- to inequigranular syenogranite to quartz-syenite, as well as porphyritic trackyte to tracky-andesite and rhyolite subvolcanic rocks. These lithologies show irregular to fragmented intrusive contacts, marked by several angular xenoliths of subvolcanic rocks included in granites, which may have some reaction edges with the melt. In this sector, there are still some small Sn (\pm As) deposits controlled by faults and fractures system probably associated to forcibly breaks of the younger magmatic episodes (Santos Júnior 2015, CPRM 2018).

The syenogranite to quartz-syenite lithologies have light gray to pink gray in color and isotropic fine to medium grained. They are composed of K-feldspar, quartz, plagioclase (albite-oligoclase) and biotite as essential minerals. Zircon, allanite, titanite, apatite, fluorite, ilmenite, pyrite, chalcopyrite, sphalerite, Fe-Ti oxides and others opaque minerals are accessory, while sericite and epidote are substitution minerals. K-feldspar is dominant mineral specie, it is subhedral, have tartan-type twinned, oscillatory zoning, partially sericitized and may contain quartz, plagioclase, micas micro-inclusions. Quartz is anhedral, have irregular extinction and zircon, apatite, pyrite micro-inclusions are common. Plagioclase is subhedral, shows polysynthetic twinning, slightly replaced by sericite-epidote aggregates, and may have quartz and biotite micro-inclusions. Biotite is subhedral to euhedral, have strong pleochroism and normally host zircon and allanite micro-inclusions. Allanite has partial alteration/hydration marked by presence of corona, brown haloes and some cracks radiated.

The subvolcanic lithologies have dark grey to pinkish gray in color and porphyritic fine grained. They have K-feldspar, plagioclase (oligoclase) and quartz phenocryst embedded in xenomorphic microcrystalline groundmass composed of quartz, plagioclase (albite-oligoclase), K-feldspar, biotite, hornblende as essential minerals. Zircon, allanite, monazite, apatite, fluorite, sphalerite, pyrite, Fe-Ti oxides are accessory minerals, while sericite and epidote are substitution minerals. Micrographic and biotite-glomerophytic textures are common. In general, the phenocrysts are anhedral to subhedral, correspond between 20-30 % modal, show oscillatory zoning and their edges are partially corroded by reaction with the groundmass. K-feldspar have fillet-type microperitic, few sericitized and not be twinned, while plagioclase may be polysynthetic or albite-Carlsbad twinning and few to partial replacement by sericite-epidote aggregates. Quartz is sub-rounded, partially fractured and with internal different extinction angles.

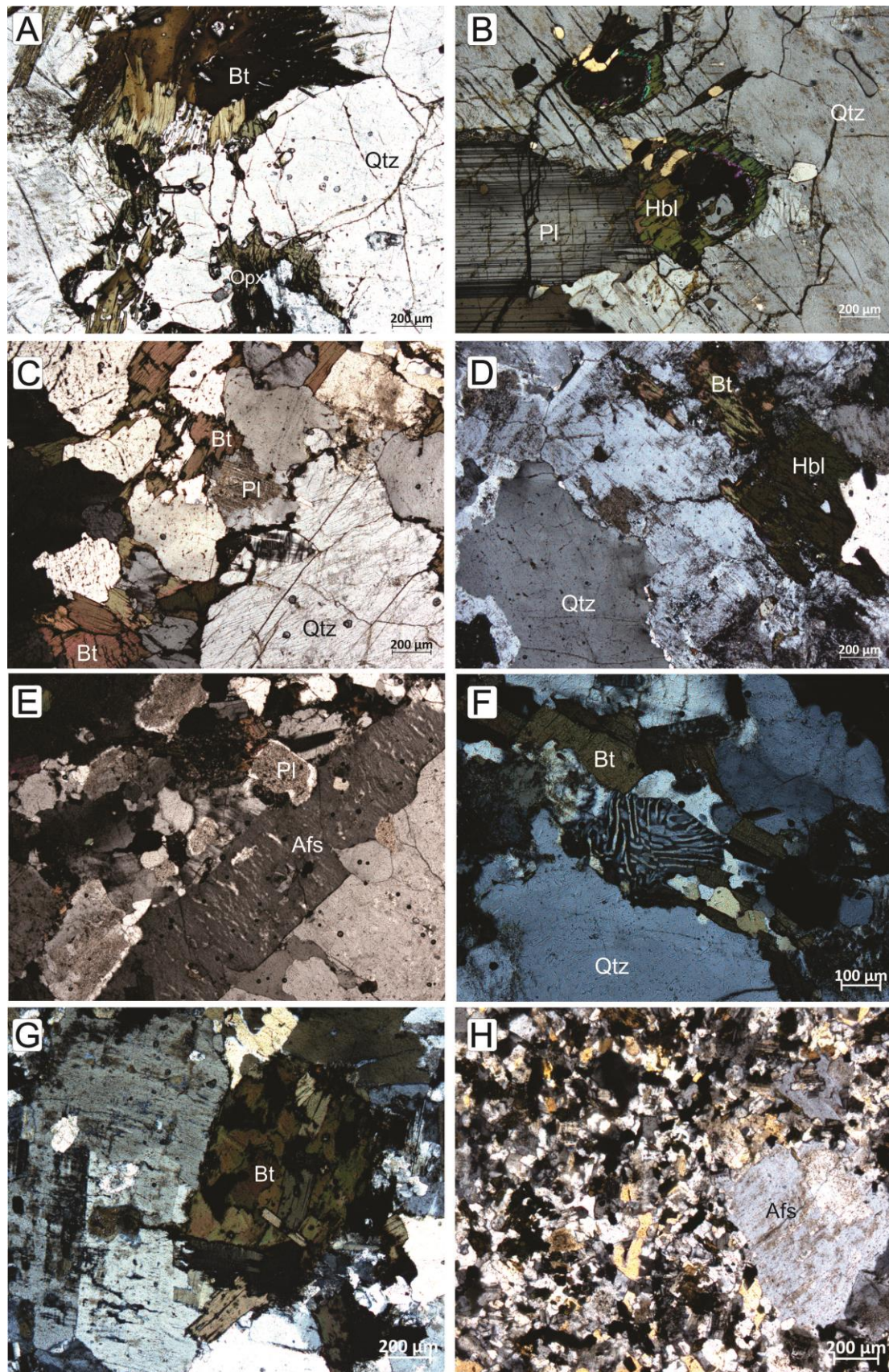


Figura 4.3. Microtexturas of the Alto Candeias facies. (A) Charnockite granite: textures contain quartz, biotite, pyroxene, and zircons crystals. Uncrossed nicols; (B) Charnockite granite: microperthites (strings-

and flame type) and micro-inclusions (poikilitic texture. Crossed nicols; (C) Inequigranular to rapakivi monzogranites contain quartz, plagioclase, biotite micro-inclusions. Crossed nicols; (D) Inequigranular to rapakivi monzogranites contain quartz anhedral with irregular extinction, biotite and hornblend. Crossed nicols; (E) Equigranular to porphyritic syenogranites: K-feldspar phenocryst, quartz, plagioclase and biotite. Crossed nicols; (F) Equigranular to porphyritic syenogranites: quartz anhedral with irregular extinction and vermicular-type myrmekite micro-texture. Crossed nicols; (G) Campo Novo alkaline rocks: syenogranite to quartz-syenite lithologies. Crossed nicols; (H) Campo Novo alkaline rocks: subvolcanic lithologies. K-feldspar phenocryst embedded in xenomorphic microcrystalline groundmass composed of quartz, plagioclase (albite-oligoclase), K-feldspar and biotite. Crossed nicols

4.5 Whole-rocks Geochemistry

Whole-rock compositions of the most lithologies of the Alto Candeias magmatism are shown in table 4.1 and discussed below. This information comes from the integration of the data from our research with the data available from previous research (*e.g.*, Santos Júnior 2015, Queiroz et al. 2017, CPRM 2018).

The Alto Candeias lithologies have from intermediate to acid ($\text{SiO}_2 = 61 - 78$ wt.%) geochemical composition, according to R1 x R2 diagram (Fig. 4A). They are mainly compatible to granite, alkali-feldspar granite and granodiorite fields, plus of subordinate contributions to, with the subvolcanic lithologies plotted on the trachyte and quartz trachyte fields (Fig. 4B). In general, the Alto Candeias magmatism have subalkaline to alkaline ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7 - 10.5$ wt.%) and metaluminous to peraluminous (ANK molar > 1) composition (Fig.4C), with $\text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO}) > 0.8$ and modified alkali-lime index (MALI) $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO} = 3.77 - 9.59$, indicating ferroan A-type and from calc-alkalic to alkalic geochemical affinities (Fig.4D). These lithologies still have high Rb, Ba, Zr, Sr, Y, La, Ce, Nd, and $10^4\text{Ga}/\text{Al}$.

Tabela 4.1. Geochemistry data from Alto Candeias rocks.

Sample	GT 35	GT-36	GT-31A	GT-43	GT-66	GT-71	GT74	GT79	GT-83	GT84	MC83	MC90	MC95	MC102
	SYENOGRANITE													
SiO ₂	74,10	66,70	69,70	75,40	75,40	72,10	70,40	68,80	61,30	66,70	77,03	75,30	75,92	75,56
Al ₂ O ₃	13,75	15,05	14,40	13,15	12,45	14,35	14,45	13,65	13,80	14,50	13,02	12,15	12,94	13,02
Fe ₂ O ₃	3,57	5,29	3,55	1,82	2,75	3,25	3,21	5,74	8,96	4,74	2,41	5,29	4,38	3,89
MgO	0,32	0,78	0,54	0,22	0,17	0,56	0,51	0,78	1,67	0,29	0,29	0,47	0,34	0,40
CaO	1,40	3,13	1,47	1,09	1,02	1,54	1,57	2,95	4,11	2,22	1,15	1,80	1,47	1,30
Na ₂ O	2,61	3,20	2,81	3,12	2,39	3,24	3,13	2,83	2,98	2,67	2,83	2,35	2,52	2,57
K ₂ O	5,86	5,15	5,84	5,03	5,72	5,16	5,34	4,49	4,19	5,62	5,00	5,04	5,08	4,96
MnO	0,03	0,06	0,05	0,03	0,05	0,05	0,04	0,08	0,13	0,06	0,04	0,06	0,06	0,05
P ₂ O ₅	0,09	0,19	0,15	0,07	0,05	0,13	0,14	0,29	0,61	0,17	0,04	0,12	0,08	0,09
TiO ₂	0,50	0,72	0,49	0,21	0,28	0,41	0,43	0,85	1,59	0,57	0,23	0,68	0,48	0,47
LOI	0,74	0,56	0,90	0,88	1,17	1,08	0,88	0,93	0,94	0,90	0,43	0,20	0,55	1,01
Sum	>102,00	100,93	100,03	101,07	101,51	101,98	100,19	101,50	100,51	98,61	102,47	103,46	103,83	103,33
Na ₂ O+K ₂ O	8,47	8,35	8,65	8,15	8,11	8,40	8,47	7,32	7,17	8,29	7,83	7,39	7,60	7,53
K ₂ O/Na ₂ O	2,25	1,61	2,08	1,61	2,39	1,59	1,71	1,59	1,41	2,10	1,77	2,14	2,02	1,93
Cr	30,00	30,00	<10	20,00	20,00	20,00	20,00	30,00	20,00	20,00	3,00	1,00	1,00	1,00
Ni	-	<1	7,00	2,00	3,00	2,00	-	-	1,00	-	2,40	1,50	1,20	1,70
Sc	-	11,00	5,00	4,00	5,00	5,00	-	-	17,00	-	4,00	5,00	7,50	5,30
V	15,00	41,00	14,00	19,00	15,00	34,00	38,00	30,00	86,00	17,00	5,00	6,00	6,00	8,00
Cu	-	3,00	3,00	<1	1,00	<1	-	-	8,00	-	2,10	6,40	4,20	4,40
Pb	-	30,00	25,00	45,00	41,00	35,00	-	-	37,00	-	10,10	3,80	11,40	14,60
Zn	-	105,00	156,00	34,00	75,00	78,00	-	-	169,00	-	39,00	54,00	74,00	68,00
Rb	229,00	149,00	209,00	354,00	246,00	289,00	282,00	212,00	144,50	189,50	255,30	154,90	273,30	261,20
Sr	99,80	133,00	121,50	58,00	79,70	140,50	148,50	170,00	433,00	187,00	93,50	103,60	79,70	87,80
Ba	772,00	674,00	973,00	297,00	396,00	744,00	728,00	803,00	1470,00	1320,00	614,00	636,00	563,00	734,00

Cs	2,14	0,91	1,08	11,15	5,56	11,95	8,78	4,85	2,05	4,71	5,65	2,47	5,48	4,17
Ga	23,20	27,50	26,00	24,40	24,00	24,30	24,00	24,30	25,80	25,20	17,70	16,30	15,70	14,50
Nb	19,20	28,10	21,70	16,20	13,40	21,00	23,50	27,30	33,10	21,90	20,18	25,61	20,63	31,42
Ta	1,70	2,60	2,60	3,30	2,50	2,50	1,80	2,00	2,40	1,70	2,59	1,87	1,43	1,55
U	6,80	4,88	4,18	16,95	12,40	5,66	13,85	4,48	4,22	3,73	16,21	4,83	7,06	12,12
Th	41,00	26,20	51,30	35,90	54,80	36,40	48,80	16,55	15,90	11,90	40,80	19,50	40,30	67,80
Zr	421,00	557,00	556,00	167,00	396,00	379,00	389,00	715,00	842,00	568,00	207,20	719,60	525,70	451,00
Hf	11,80	13,60	13,80	5,70	11,70	9,80	11,70	20,50	20,00	15,30	7,25	18,73	15,03	13,24
Sn	2,00	3,00	2,00	11,00	7,00	11,00	7,00	5,00	5,00	5,00	4,60	3,60	5,40	4,50
Mo	-	2,00	2,00	2,00	4,00	2,00	-	-	1,00	-	1,98	3,36	2,70	6,18
Y	88,40	201,00	120,00	83,70	71,50	50,90	65,30	102,00	105,00	68,10	51,67	87,56	74,11	70,92
La	222,00	164,00	345,00	63,40	170,00	106,00	122,00	77,00	134,00	75,10	59,80	106,20	175,90	180,50
Ce	383,00	322,00	608,00	131,50	341,00	228,00	259,00	175,00	285,00	155,00	121,40	225,30	344,10	365,80
Pr	44,10	38,10	72,40	15,75	39,20	25,40	30,50	23,20	34,20	19,40	13,63	27,48	37,08	40,63
Nd	145,50	150,50	267,00	58,00	138,50	94,70	107,00	92,90	139,50	76,10	49,90	110,60	134,00	142,20
Sm	23,20	29,20	40,20	12,25	22,70	16,15	18,35	20,10	25,50	15,65	9,60	21,30	21,30	22,80
Eu	2,07	2,64	1,97	0,69	1,12	1,09	1,28	2,15	2,95	2,69	0,91	1,51	1,52	1,41
Gd	19,20	30,90	34,20	12,45	16,85	12,25	15,40	20,20	21,50	14,05	8,25	20,44	17,90	18,53
Tb	2,74	4,56	4,51	2,10	2,43	1,69	2,26	3,00	3,23	2,12	1,24	3,06	2,60	2,60
Dy	16,85	30,00	23,90	13,65	14,40	10,15	13,50	19,20	20,10	13,25	7,24	18,35	14,92	14,83
Ho	3,16	5,82	4,25	2,57	2,54	1,87	2,53	3,89	3,70	2,53	1,46	3,60	2,92	2,74
Er	8,79	17,80	11,30	8,55	7,51	5,66	7,11	11,10	11,35	7,01	4,59	9,83	8,09	7,60
Tm	1,21	2,32	1,40	1,31	0,99	0,71	1,10	1,70	1,57	1,07	0,68	1,33	1,13	1,00
Yb	6,48	14,30	8,15	9,56	7,05	4,94	6,27	9,89	11,30	6,20	4,70	8,40	7,10	6,20
Lu	0,94	2,00	1,03	1,33	1,03	0,68	1,05	1,65	1,57	0,98	0,74	1,15	1,04	0,85
ETRtotal	879,24	814,14	1423,31	333,11	765,32	509,29	587,35	460,98	695,47	391,15	284,14	558,55	769,60	807,69

	MC104	MC195	MC223	MC224	MC229	MC232	MC233	MC263	GT-07a	GT-07b	GT-13	GT- 25	MC85	MC86	
	SYENOGANITE								MONZOGANITE						
SiO ₂	75,41	74,80	73,67	74,99	77,84	74,21	73,90	74,62	76,60	72,40	68,40	67,70	75,23	71,94	
Al ₂ O ₃	12,62	13,44	12,57	13,18	11,29	13,42	13,03	13,96	11,00	14,15	14,55	16,05	12,27	12,37	
Fe ₂ O ₃	4,47	2,80	2,35	2,78	1,87	4,63	3,86	2,47	2,18	2,09	4,45	2,95	3,82	4,87	
MgO	0,43	0,32	0,28	0,25	0,05	0,61	0,53	0,35	0,10	0,12	0,52	0,11	0,52	0,49	
CaO	1,58	1,03	1,15	1,24	0,78	1,70	1,57	1,19	0,84	1,25	0,73	1,96	1,43	1,75	
Na ₂ O	2,70	3,18	3,01	2,94	2,29	2,97	3,23	3,20	1,94	2,57	2,34	2,83	2,68	2,71	
K ₂ O	5,03	6,29	5,50	5,74	6,18	4,82	5,75	5,21	5,67	6,98	5,06	7,35	5,50	5,25	
MnO	0,07	0,09	0,03	0,04	0,03	0,07	0,06	0,05	0,03	0,02	0,03	0,03	0,05	0,06	
P ₂ O ₅	0,17	0,04	0,06	0,07	0,01	0,19	0,11	0,05	0,06	0,06	0,12	0,08	0,12	0,14	
TiO ₂	0,46	0,23	0,25	0,28	0,16	0,61	0,38	0,24	0,25	0,24	0,49	0,32	0,46	0,61	
LOI	0,83	0,41	0,72	0,60	0,36	0,58	0,38	0,40	0,64	0,83	2,13	1,22	0,64	0,40	
Sum	103,76	102,62	99,59	102,11	100,84	103,81	102,83	101,74	99,38	100,83	98,90	100,85	102,75	100,60	
Na ₂ O+K ₂ O	7,73	9,47	8,51	8,68	8,47	7,79	8,98	8,41	7,61	9,55	7,40	10,18	8,18	7,96	
K ₂ O/Na ₂ O	1,86	1,98	1,83	1,95	2,70	1,62	1,78	1,63	2,92	2,72	2,16	2,60	2,05	1,94	
Cr	2,00	3,00	2,00	3,00	0,80	45,00	8,00	5,00	10,00	10,00	10,00	<10	80,00	49,00	
Ni	1,70	1,30	1,10	1,60	0,80	3,90	2,20	2,00	3,00	<1	3,00	<1	8,00	7,00	
Sc	8,80	3,90	4,00	4,50	6,40	8,60	6,00	4,20	5,00	4,00	8,00	5,00	8,00	5,90	
V	15,00	7,00	8,00	9,00	2,00	24,00	23,00	11,00	<5	<5	14,00	<5	15,00	14,00	
Cu	4,90	1,00	0,50	1,10	0,40	5,90	3,00	2,60	3,00	2,00	3,00	2,00	6,00	9,00	
Pb	11,50	32,70	23,70	12,60	9,00	6,70	7,50	8,80	41,00	44,00	26,00	39,00	16,00	13,30	
Zn	92,00	73,00	23,00	63,00	36,00	100,00	83,00	51,00	63,00	57,00	73,00	74,00	105,00	112,00	
Rb	296,50	326,90	305,40	365,40	279,80	187,30	281,20	225,90	224,00	297,00	263,00	220,00	325,60	271,00	
Sr	89,40	76,30	130,80	88,20	52,90	92,80	160,00	107,30	68,70	101,50	67,30	191,00	79,60	76,40	
Ba	651,00	392,00	350,00	306,00	155,00	488,00	779,00	497,00	578,00	990,00	749,00	2150,00	523,00	474,00	
Cs	7,06	8,19	1,61	7,15	7,92	4,35	12,59	6,71	4,77	7,87	3,98	3,76	8,16	5,37	

Ga	16,10	23,70	22,00	23,90	21,90	19,00	19,90	17,40	20,80	26,60	29,80	30,70	22,30	23,10
Nb	38,02	29,05	19,06	19,73	11,30	18,48	21,98	13,81	14,70	12,70	29,40	18,90	23,36	34,93
Ta	2,87	2,00	1,34	1,49	2,26	1,03	1,72	1,15	3,10	2,10	2,20	2,20	2,49	2,74
U	14,37	36,09	17,17	19,96	7,45	7,07	8,91	22,72	9,05	7,55	10,40	5,40	20,25	7,94
Th	78,20	61,60	56,40	59,30	21,50	29,20	38,30	25,30	47,90	20,00	53,40	16,80	57,30	37,20
Zr	441,70	219,90	224,80	240,90	197,80	311,70	382,40	189,90	453,00	293,00	527,00	494,00	391,80	574,60
Hf	12,84	7,82	7,88	7,83	7,76	8,57	10,70	6,11	12,00	8,00	13,50	12,80	12,43	16,87
Sn	8,30	4,90	5,50	10,00	5,90	3,50	13,70	3,70	4,00	5,00	10,00	4,00	9,60	7,90
Mo	5,06	2,05	1,69	5,89	1,52	2,38	5,65	2,04	10,00	2,00	7,00	3,00	6,00	2,43
Y	126,71	66,35	84,07	87,68	74,47	59,25	53,14	54,20	85,60	64,70	88,70	70,20	3580,00	14070,00
La	171,50	84,10	95,30	97,10	58,50	74,90	96,80	58,40	153,00	57,30	143,00	81,90	125,50	129,60
Ce	357,60	160,10	183,50	191,00	110,30	152,70	196,70	117,40	333,00	128,50	299,00	169,50	274,10	289,90
Pr	40,23	19,08	21,29	22,09	14,32	17,68	22,75	13,84	38,10	15,50	34,50	20,30	27,49	32,07
Nd	143,80	72,60	83,80	86,50	59,60	65,70	88,10	48,70	138,00	61,90	127,50	77,60	97,50	125,80
Sm	26,70	13,90	16,40	17,50	13,70	12,50	15,00	9,30	23,40	12,10	23,30	14,45	19,00	25,70
Eu	1,41	0,98	0,72	0,73	0,58	1,16	1,17	0,89	1,06	1,37	1,56	3,21	1,29	1,50
Gd	24,29	12,52	15,36	16,01	14,10	11,29	12,75	8,71	19,25	12,20	20,50	13,55	17,70	24,79
Tb	4,01	1,82	2,27	2,45	2,24	1,78	1,73	1,36	2,86	2,01	2,92	2,21	2,93	3,97
Dy	25,04	12,10	14,81	16,10	15,18	10,99	10,26	8,15	16,95	12,10	17,30	12,85	18,64	24,56
Ho	4,99	2,22	2,81	2,96	2,67	2,14	1,86	1,78	3,35	2,29	3,29	2,50	3,88	4,98
Er	14,38	7,29	9,02	9,55	8,40	6,17	5,82	5,43	9,17	6,71	9,39	7,73	11,75	14,63
Tm	2,03	1,02	1,28	1,34	1,02	0,89	0,76	0,78	1,25	1,00	1,24	1,08	1,78	2,07
Yb	12,60	7,30	9,40	9,70	6,60	5,60	5,20	5,10	8,01	6,43	8,53	7,34	11,50	13,80
Lu	1,71	0,97	1,19	1,24	0,83	0,78	0,65	0,71	0,99	0,85	1,07	0,98	1,69	1,96
ETRtotal	830,29	396,00	457,15	474,27	308,04	364,28	459,55	280,55	748,39	320,26	693,10	415,20	614,75	695,33

Sample	MC87	MC094	MC100	MC101	MC126	MC127	MC128	MC129	MC155	MC182	MC205	MC218	MC220	CNRO-004A
MONZOGRANITE														
SiO ₂	69,49	69,41	68,33	68,50	74,32	75,02	75,46	71,07	68,73	71,78	70,70	74,67	75,06	73,68
Al ₂ O ₃	12,98	13,28	13,10	13,27	13,10	12,69	12,21	13,87	13,70	13,17	13,65	11,82	12,12	12,18
Fe ₂ O ₃	4,80	4,46	4,77	4,74	2,52	3,25	3,42	4,14	4,01	3,44	5,90	3,35	3,83	3,25
MgO	0,60	0,80	0,78	0,85	0,22	0,21	0,20	0,34	0,57	0,34	0,68	0,31	0,36	0,07
CaO	2,29	2,40	2,41	2,49	1,27	1,87	1,73	2,60	2,50	1,85	2,55	1,44	1,31	0,85
Na ₂ O	2,86	2,74	2,88	2,94	2,63	2,75	2,66	3,12	3,39	2,98	2,90	2,39	2,43	2,15
K ₂ O	4,95	4,84	4,50	4,60	6,86	5,32	5,32	4,86	5,51	5,99	4,82	5,02	5,36	6,35
MnO	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,04	0,04	0,07	0,07	0,06	0,08	0,05	0,04	0,04
P ₂ O ₅	0,20	0,15	0,15	0,15	0,09	0,09	0,13	0,13	0,14	0,13	0,23	0,12	0,13	0,03
TiO ₂	0,64	0,60	0,64	0,66	0,32	0,35	0,37	0,53	0,61	0,47	0,75	0,40	0,46	0,33
LOI	0,29	0,66	0,67	0,79	0,37	0,75	0,43	0,28	0,59	0,61	0,79	0,65	0,88	0,80
Sum	99,18	99,42	98,30	99,07	101,77	102,36	101,99	101,04	99,84	100,86	103,06	100,25	101,99	99,73
Na ₂ O+K ₂ O	7,81	7,58	7,38	7,54	9,49	8,07	7,98	7,98	8,90	8,97	7,72	7,41	7,79	8,50
K ₂ O/Na ₂ O	1,73	1,77	1,56	1,56	2,61	1,93	2,00	1,56	1,63	2,01	1,66	2,10	2,21	2,95
Cr	55,00	58,00	19,00	73,00	40,00	61,00	66,00	73,00	46,00	100,00	39,00	89,00	36,00	
Ni	12,00	7,00	8,00	9,00	12,00	16,00	12,00	8,00	8,00	19,00	6,00	11,00	6,00	1,40
Sc	4,40	8,50	7,00	7,60	3,20	3,90	2,80	3,50	5,10	3,00	7,30	6,40	6,70	6,00
V	15,00	27,00	30,00	28,00	6,00	8,00	6,00	7,00	19,00	8,00	25,00	13,00	15,00	
Cu	10,00	5,00	10,00	10,00	5,00	5,00	6,00	7,00	9,00	6,00	8,00	5,00	4,40	13,20
Pb	8,70	5,40	7,90	8,40	10,60	12,70	14,80	9,60	7,00	7,40	17,50	9,10	10,10	28,70
Zn	95,00	121,00	98,00	95,00	49,00	70,00	68,00	82,00	78,00	59,00	116,00	78,00	88,00	106,00
Rb	184,10	221,70	205,40	176,40	201,00	179,90	187,30	159,00	162,60	196,30	182,10	195,20	225,20	237,10
Sr	130,20	134,70	139,50	156,00	74,90	97,70	96,80	110,10	156,60	94,20	112,50	71,10	69,90	47,50
Ba	857,00	707,00	687,00	801,00	544,00	618,00	616,00	653,00	873,00	541,00	598,00	399,00	419,00	338,00

Cs	4,58	7,46	3,39	1,80	2,81	4,24	5,61	4,21	4,14	4,83	2,28	4,22	6,42	3,00
Ga	22,50	22,00	22,70	21,60	20,00	20,60	21,00	22,10	22,30	20,60	21,50	17,10	18,30	23,80
Nb	21,46	25,27	27,18	26,95	11,30	11,94	12,85	16,49	15,82	12,24	22,13	10,43	10,39	21,70
Ta	1,80	1,52	1,85	1,36	0,81	0,85	0,99	1,15	1,33	0,92	1,23	0,83	0,78	1,30
U	7,53	8,05	7,46	4,88	5,88	6,21	6,65	6,07	4,61	3,89	3,98	10,81	6,77	7,50
Th	19,70	32,80	39,60	35,20	21,60	30,10	15,50	26,40	15,90	20,50	26,80	39,20	32,40	36,10
Zr	429,00	528,10	510,80	521,40	315,90	336,30	345,90	432,40	343,50	328,20	498,60	253,00	309,90	624,90
Hf	11,99	14,67	14,39	13,80	9,75	9,80	9,69	12,03	9,56	9,55	13,84	7,56	9,21	16,70
Sn	6,50	9,20	5,10	2,60	3,10	5,80	5,40	4,00	3,80	3,90	5,40	3,90	4,10	3,00
Mo	4,07	6,39	4,45	8,91	4,65	3,33	6,16	4,05	2,19	1,50	1,70	2,20	1,61	3,40
Y	1641,00	2265,00	2603,00	1731,00	934,00	658,00	1120,00	719,00	866,00	775,00	2548,00	777,00	2410,00	149,40
La	64,90	133,30	145,30	155,90	76,90	172,00	58,30	113,30	78,00	74,40	99,70	99,90	66,90	207,00
Ce	152,90	304,50	326,20	343,60	158,60	326,80	105,90	227,50	136,70	149,40	203,60	197,10	134,10	425,50
Pr	17,64	31,73	33,45	35,16	19,06	35,35	14,92	29,25	17,63	17,99	23,88	22,78	15,94	50,24
Nd	70,70	118,30	124,40	128,60	73,40	123,20	60,60	108,50	67,20	68,50	91,70	82,80	60,40	199,90
Sm	14,80	22,00	24,70	23,50	15,40	19,50	11,90	18,20	12,70	13,60	18,00	14,70	12,30	32,59
Eu	2,00	1,67	1,68	1,76	1,05	1,43	1,27	1,65	1,86	1,18	1,54	0,92	0,83	1,43
Gd	14,54	19,45	23,99	20,49	14,34	15,96	12,45	18,10	12,56	12,34	16,41	12,95	11,59	30,44
Tb	2,25	2,99	3,90	3,10	2,30	2,41	1,82	2,39	1,90	1,87	2,56	2,03	1,83	4,74
Dy	14,10	17,76	24,41	18,05	13,57	14,18	10,79	14,02	11,00	11,57	15,60	12,49	11,21	26,68
Ho	2,90	3,54	4,89	3,45	2,66	2,75	2,14	2,75	2,23	2,21	3,13	2,49	2,29	5,38
Er	8,38	10,17	14,23	9,93	7,65	7,62	6,02	7,95	6,43	6,35	9,18	7,17	6,52	15,12
Tm	1,22	1,41	1,94	1,39	1,05	1,07	0,86	1,09	0,91	0,88	1,34	1,00	0,95	2,08
Yb	8,10	9,00	12,20	8,40	6,60	6,70	5,60	7,10	5,80	5,70	8,80	6,20	5,90	12,99
Lu	1,18	1,27	1,67	1,20	0,94	0,93	0,86	1,02	0,87	0,80	1,29	0,88	0,80	1,90
ETRtotal	375,61	677,09	742,96	754,53	393,52	729,90	293,43	552,82	355,79	366,79	496,73	463,41	331,56	1015,99

	CNRO-004B	CNRO-006A	CNRO-006B	CNRO-006C	CNRO-007A	CNRO-007B	CNRO-001DI	CNRO-001DII	AC-01	AC-03A	AC-05	AC-06	AC-07	AC-10
MONZOGRANITE														
SiO ₂	74,86	71,31	71,54	71,91	73,60	74,09	69,54	69,23	68,25	67,32	71,46	68,60	64,97	67,52
Al ₂ O ₃	11,84	13,45	13,22	13,25	12,21	11,90	14,97	14,96	13,62	12,81	13,25	13,57	12,67	13,89
Fe ₂ O ₃	3,02	3,43	3,30	3,33	3,28	2,96	3,86	3,98	4,10	6,06	2,72	3,51	8,13	4,34
MgO	0,07	0,22	0,21	0,21	0,10	0,08	0,51	0,52	0,10	0,36	0,17	0,15	0,31	0,17
CaO	0,82	1,15	1,16	1,14	0,88	0,83	1,17	1,18	2,28	2,66	1,41	1,38	2,67	1,83
Na ₂ O	2,15	2,47	2,50	2,46	2,23	2,19	3,28	3,28	3,15	2,66	2,63	2,54	2,62	2,74
K ₂ O	6,07	6,55	6,30	6,40	6,49	6,28	4,46	4,53	5,69	4,35	6,89	7,52	4,53	6,52
MnO	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04	0,05	0,08	0,03	0,04	0,07	0,06
P ₂ O ₅	0,02	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,10	0,11	0,05	0,15	0,05	0,07	0,29	0,07
TiO ₂	0,30	0,28	0,27	0,28	0,31	0,29	0,44	0,45	0,36	0,60	0,33	0,36	0,77	0,47
LOI	0,60	0,80	1,20	0,70	0,60	1,10	1,40	1,50	0,80	1,18	1,30	1,02	1,12	1,11
Sum	99,79	99,73	99,77	99,74	99,77	99,79	99,76	99,78	98,45	98,23	100,20	98,75	98,16	98,72
Na ₂ O+K ₂ O	8,22	9,02	8,80	8,86	8,72	8,47	7,74	7,81	8,84	7,01	9,52	10,06	7,15	9,26
K ₂ O/Na ₂ O	2,82	2,65	2,52	2,60	2,91	2,87	1,36	1,38	1,81	1,64	2,62	2,96	1,73	2,38
Cr									<20	<20	<20	<20	<20	<20
Ni	1,30	2,00	1,90	1,90	1,70	1,70	0,90	1,00	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Sc	5,00	5,00	5,00	5,00	6,00	5,00	7,00	7,00	3,00	13,00	2,00	1,00	11,00	2,00
V	-	-	-	-	-	-	-	-	8,00	19,00	10,00	21,00	10,00	14,00
Cu	7,30	7,60	2,80	3,20	5,80	2,20	2,10	2,20	<10	1330,00	<10	<10	<10	<10
Pb	25,60	42,90	38,10	36,90	29,30	23,40	24,70	24,10	30,00	864,00	41,00	43,00	25,00	40,00
Zn	100,00	86,00	84,00	82,00	68,00	64,00	107,00	109,00	120,00	1660,00	80,00	100,00	120,00	110,00
Rb	225,00	270,20	259,10	263,30	230,90	225,10	212,10	218,40	189,00	192,00	230,00	230,00	139,00	209,00
Sr	46,90	72,40	71,80	69,00	50,10	49,30	102,50	106,20	140,00	121,00	104,00	148,00	157,00	173,00
Ba	318,00	397,00	383,00	397,00	339,00	338,00	576,00	597,00	1301,00	626,00	753,00	1593,00	1322,00	1714,00

Cs	2,70	1,90	1,80	1,80	2,90	2,60	2,50	2,50	1,20	10,90	5,30	4,00	2,20	5,10
Ga	22,10	21,90	21,20	21,60	22,70	22,30	22,60	23,30	32,00	26,00	25,00	24,00	24,00	25,00
Nb	20,60	21,20	20,30	20,40	33,80	33,20	24,80	25,30	53,00	29,00	15,00	19,00	31,00	20,00
Ta	1,40	0,80	0,80	0,70	1,90	2,10	1,50	1,50	2,50	2,80	1,30	1,50	2,00	1,50
U	6,50	18,50	16,70	17,90	7,00	6,30	10,20	10,70	3,20	13,80	7,90	6,60	5,50	4,30
Th	33,00	117,30	114,00	110,80	32,30	27,50	56,30	59,50	11,20	20,50	38,00	15,10	16,20	12,60
Zr	513,50	387,80	353,40	373,50	612,90	457,90	414,70	429,70	431,00	575,00	318,00	390,00	713,00	477,00
Hf	13,80	11,90	11,50	12,10	17,50	13,10	13,20	13,30	14,60	16,00	10,80	11,70	18,60	14,60
Sn	1,00	4,00	3,00	3,00	4,00	4,00	5,00	5,00	3,00	14,00	3,00	3,00	4,00	5,00
Mo	2,40	6,50	5,80	5,50	4,80	3,70	7,70	7,30	2,00	7,00	5,00	3,00	3,00	<2
Y	136,00	114,80	107,10	106,60	97,90	85,60	68,00	71,90	148,00	133,00	83,00	69,00	168,00	68,00
La	184,50	258,30	245,70	239,40	150,50	134,10	160,10	165,20	74,30	78,90	166,00	65,90	119,00	77,90
Ce	386,60	540,20	515,40	501,70	308,90	279,10	353,70	368,40	178,00	195,00	323,00	145,00	285,00	154,00
Pr	45,92	58,97	55,87	54,68	37,35	32,37	36,78	38,29	23,20	26,20	34,30	15,70	32,90	17,40
Nd	181,00	210,00	194,20	193,10	146,20	123,60	126,30	132,80	104,00	103,00	105,00	56,40	122,00	60,70
Sm	31,01	32,24	30,29	30,18	24,31	21,49	20,75	21,44	27,70	25,60	20,80	12,80	28,30	13,70
Eu	1,34	1,36	1,27	1,29	1,17	1,10	1,37	1,43	3,48	1,87	1,52	2,22	3,93	2,88
Gd	26,95	25,73	23,85	24,34	20,82	18,63	15,12	15,82	27,20	24,80	17,70	11,90	26,20	12,50
Tb	4,23	3,87	3,63	3,67	3,19	2,90	2,44	2,53	4,50	3,90	2,60	1,90	4,10	2,00
Dy	23,58	20,73	20,18	20,22	17,52	15,93	12,93	13,09	27,20	23,50	14,60	11,10	24,80	11,50
Ho	4,78	4,01	3,80	3,90	3,49	3,15	2,39	2,54	5,60	4,80	2,90	2,30	5,20	2,40
Er	13,41	11,00	10,29	10,59	9,57	8,67	6,67	6,89	17,20	14,00	8,70	7,20	16,10	7,40
Tm	1,90	1,56	1,48	1,52	1,44	1,27	0,98	0,98	2,45	2,01	1,21	1,08	2,33	1,10
Yb	11,60	9,74	9,17	9,27	9,22	8,38	5,97	6,14	14,00	12,30	6,90	6,50	14,30	6,90
Lu	1,74	1,41	1,34	1,33	1,41	1,24	0,94	0,96	2,08	1,91	1,02	1,01	2,16	1,06
ETRtotal	918,56	1179,12	1116,47	1095,19	735,09	651,93	746,44	776,51	510,91	517,79	706,25	341,01	686,32	371,44

	AC-12A	AC-14A	AC-14B	AC-20A	AC-20B	AC-24B	AC-36	AC-12B	AC-15B	GT-04	GT-05	GT-06	GT-19	MC107
	MONZOGRANITE									RAPAKIVI GRANITE				
SiO ₂	66,83	75,36	73,38	73,66	76,56	72,32	66,80	73,21	70,49	71,80	72,40	71,70	67,30	66,69
Al ₂ O ₃	14,23	11,23	11,72	11,99	11,91	14,23	13,78	12,42	12,52	14,05	14,20	14,70	14,80	12,51
Fe ₂ O ₃	5,31	2,18	3,85	3,51	1,49	1,84	5,28	3,46	4,87	3,56	2,60	2,58	5,39	5,12
MgO	0,21	0,15	0,25	0,18	0,13	0,27	0,30	0,10	0,45	0,06	0,09	0,05	0,85	0,27
CaO	2,99	1,45	1,60	1,87	0,86	1,22	2,25	1,30	2,48	2,23	1,33	1,50	3,01	2,30
Na ₂ O	3,52	2,43	2,38	2,89	2,08	3,41	2,52	2,31	2,57	2,85	2,61	2,63	3,20	2,67
K ₂ O	4,10	4,74	4,45	4,38	6,29	5,47	5,99	6,04	4,38	5,25	6,63	7,21	4,67	5,02
MnO	0,05	0,03	0,04	0,04	0,02	0,03	0,06	0,04	0,06	0,05	0,04	0,03	0,09	0,06
P ₂ O ₅	0,13	0,06	0,14	0,08	0,04	0,07	0,19	0,08	0,20	0,06	0,04	0,05	0,27	0,13
TiO ₂	0,54	0,30	0,45	0,35	0,18	0,22	0,62	0,34	0,74	0,29	0,22	0,23	0,81	0,49
LOI	1,22	3,04	1,12	1,07	0,89	1,17	1,09	0,82	0,78	0,78	0,71	0,66	1,08	0,17
Sum	99,13	101,00	99,38	100,00	100,50	100,20	98,87	100,10	99,54	101,14	100,97	101,56	101,58	98,45
Na ₂ O+K ₂ O	7,62	7,17	6,83	7,27	8,37	8,88	8,51	8,35	6,95	8,10	9,24	9,84	7,87	7,69
K ₂ O/Na ₂ O	1,16	1,95	1,87	1,52	3,02	1,60	2,38	2,61	1,70	1,84	2,54	2,74	1,46	1,88
Cr	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	20,00	10,00	20,00	20,00	52,00
Ni	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	2,00	1,00	<1	2,00	7,00
Sc	1,00	<1	3,00	5,00	2,00	4,00	7,00	5,00	6,00	5,00	4,00	4,00	9,00	3,50
V	16,00	22,00	11,00	27,00	7,00	20,00	16,00	7,00	23,00	13,00	<5	<5	28,00	4,00
Cu	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	4,00	2,00	2,00	3,00	8,00
Pb	31,00	27,00	24,00	34,00	28,00	55,00	31,00	28,00	21,00	31,00	42,00	36,00	28,00	14,20
Zn	140,00	60,00	80,00	110,00	40,00	40,00	120,00	80,00	120,00	134,00	109,00	82,00	125,00	94,00
Rb	151,00	127,00	130,00	167,00	209,00	243,00	182,00	204,00	91,00	144,50	238,00	198,00	221,00	165,00
Sr	172,00	102,00	107,00	78,00	80,00	94,00	156,00	117,00	150,00	136,00	84,60	143,00	165,50	151,50
Ba	822,00	730,00	706,00	516,00	484,00	564,00	1259,00	835,00	904,00	1235,00	819,00	1790,00	802,00	1242,00
Cs	5,30	2,00	2,30	1,20	2,60	7,40	2,60	3,60	1,00	0,56	1,33	0,79	3,96	3,75

Ga	28,00	18,00	18,00	25,00	22,00	21,00	24,00	24,00	21,00	29,60	30,00	27,30	30,30	24,40
Nb	28,00	9,00	14,00	40,00	7,00	18,00	21,00	19,00	19,00	30,50	33,00	22,30	31,30	25,42
Ta	1,90	1,00	1,10	1,90	0,90	2,10	1,60	1,60	1,30	3,10	2,50	2,10	3,20	1,68
U	5,20	2,20	2,50	6,50	3,50	15,90	3,70	6,20	1,20	3,82	6,47	2,83	3,73	4,98
Th	14,20	6,30	4,80	53,20	16,30	30,40	8,10	16,50	2,20	28,40	39,10	15,75	30,00	17,70
Zr	542,00	260,00	363,00	498,00	197,00	208,00	517,00	560,00	447,00	685,00	383,00	349,00	577,00	602,90
Hf	16,60	8,00	9,20	14,40	7,10	6,40	13,40	15,50	13,70	16,30	10,70	8,70	15,50	15,95
Sn	4,00	1,00	2,00	2,00	2,00	3,00	2,00	4,00	<1	1,00	3,00	1,00	8,00	4,60
Mo	5,00	<2	<2	8,00	<2	<2	<2	4,00	<2	2,00	4,00	3,00	1,00	2,45
Y	101,00	21,00	42,00	140,00	34,00	46,00	64,00	84,00	41,00	109,50	163,50	65,70	131,50	92,23
La	69,90	39,50	44,90	264,00	57,60	47,30	52,40	108,00	40,30	197,50	233,00	96,80	184,50	95,70
Ce	194,00	70,30	90,30	530,00	114,00	95,10	125,00	209,00	85,50	410,00	405,00	207,00	349,00	222,80
Pr	19,80	7,28	10,60	53,70	13,30	9,80	16,10	23,20	10,10	48,20	51,90	24,90	44,30	25,81
Nd	73,60	23,30	37,80	177,00	45,40	35,00	62,20	77,40	37,90	190,50	191,00	99,80	169,50	102,30
Sm	18,20	5,10	9,00	33,20	9,00	7,20	14,10	16,10	9,20	32,80	32,70	17,75	28,30	19,60
Eu	2,47	1,41	1,33	1,88	1,16	0,94	2,41	2,46	2,37	3,24	2,39	3,26	2,50	2,65
Gd	16,90	4,60	8,20	27,70	8,30	7,00	13,10	14,70	8,80	28,50	33,60	16,00	28,10	19,10
Tb	2,70	0,70	1,20	4,00	1,20	1,10	2,00	2,30	1,30	4,17	5,44	2,34	4,14	2,87
Dy	16,80	3,60	6,80	23,60	6,80	6,50	11,30	13,40	7,40	22,60	30,80	13,45	25,30	17,17
Ho	3,50	0,70	1,40	5,00	1,30	1,40	2,20	2,70	1,50	4,41	6,21	2,70	5,12	3,48
Er	10,90	2,20	4,10	14,70	3,80	4,30	6,60	8,20	4,60	12,15	18,40	6,93	14,80	10,10
Tm	1,59	0,32	0,60	2,00	0,52	0,66	0,95	1,22	0,66	1,61	2,37	0,99	2,13	1,47
Yb	9,60	2,00	3,60	11,20	3,10	4,10	5,70	7,70	4,10	10,70	15,25	6,24	14,50	9,60
Lu	1,45	0,30	0,51	1,60	0,45	0,65	0,84	1,17	0,62	1,36	1,99	0,82	1,93	1,42
ETRtotal	441,41	161,31	220,34	1149,58	265,93	221,05	314,90	487,55	214,35	967,74	1030,05	498,98	874,12	534,07

	MC108	MC109	MC110	MC122	MC143	MC243	MC132	CNRO-001A	CNRO-001B	CNRO-001BII	CNRO-001BIII	CNRO-008I	CNRO-008II
RAPAKIVI GRANITE													
SiO ₂	70,72	72,07	73,97	69,09	69,95	72,13	71,02	66,92	66,40	67,41	67,37	67,19	67,57
Al ₂ O ₃	13,47	13,47	12,37	13,45	13,05	13,46	13,28	14,52	13,89	14,10	14,11	14,63	14,58
Fe ₂ O ₃	4,98	5,08	3,57	5,04	5,25	4,99	4,07	5,31	6,59	5,42	5,49	5,22	5,26
MgO	0,35	0,32	0,29	0,22	0,33	0,22	0,24	0,27	0,30	0,24	0,24	0,21	0,21
CaO	2,44	2,48	1,44	2,36	2,43	2,28	1,74	2,18	2,57	2,61	2,64	2,22	2,23
Na ₂ O	2,79	2,76	2,59	3,09	2,55	2,85	3,01	2,62	2,67	2,78	2,76	2,77	2,74
K ₂ O	5,37	5,34	5,75	6,10	5,04	5,72	6,13	6,10	5,72	5,56	5,61	5,68	5,60
MnO	0,06	0,06	0,04	0,05	0,06	0,06	0,07	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	0,07
P ₂ O ₅	0,16	0,15	0,02	0,01	0,14	0,16	0,10	0,19	0,19	0,17	0,17	0,13	0,13
TiO ₂	0,53	0,53	0,23	0,44	0,54	0,52	0,41	0,57	0,62	0,56	0,56	0,54	0,56
LOI	0,36	0,21	0,27	0,30	0,25	0,89	0,39	0,80	0,60	0,80	0,70	1,00	0,70
Sum	101,24	102,48	100,56	100,16	99,61	103,29	100,48	99,54	99,62	99,71	99,71	99,65	99,65
Na ₂ O+K ₂ O	8,16	8,10	8,34	9,19	7,59	8,57	9,14	8,72	8,39	8,34	8,37	8,45	8,34
K ₂ O/Na ₂ O	1,92	1,93	2,22	1,97	1,98	2,01	2,04	2,33	2,14	2,00	2,03	2,05	2,04
Cr	26,00	33,00	66,00	53,00	78,00	18,00	35,00	-	-	-	-	-	-
Ni	5,00	4,00	7,00	6,00	13,00	4,50	9,00	0,60	1,20	0,80	1,00	0,70	0,80
Sc	4,50	3,30	3,90	3,10	4,30	3,70	2,70	10,00	12,00	8,00	8,00	8,00	8,00
V	7,00	5,00	5,00	2,00	5,00	6,00	5,00	-	-	-	-	-	-
Cu	8,00	8,00	5,00	5,00	8,00	6,00	6,00	16,40	9,20	4,70	4,70	4,90	4,50
Pb	11,80	10,70	18,20	21,30	5,70	13,00	13,60	13,40	13,10	9,00	9,50	9,50	9,60
Zn	88,00	79,00	65,00	94,00	87,00	90,00	61,00	119,00	102,00	83,00	83,00	79,00	79,00
Rb	173,80	153,80	173,90	183,60	141,00	161,20	179,90	198,70	211,30	172,50	166,30	177,40	171,00
Sr	155,90	151,30	124,80	156,50	146,40	123,40	112,40	169,10	135,20	187,80	181,50	183,40	180,70
Ba	1267,00	1261,00	1295,00	1510,00	1169,00	1049,00	1233,00	1580,00	1366,00	1345,00	1350,00	1408,00	1391,00

Cs	3,60	3,40	3,86	1,99	2,93	4,12	0,93	2,10	2,60	2,20	2,20	2,10	2,00
Ga	25,10	23,70	20,30	24,50	22,10	21,10	22,60	25,70	28,20	22,60	21,70	23,10	22,20
Nb	20,73	20,53	11,42	33,25	21,04	18,10	29,65	29,60	37,60	24,50	23,80	23,70	24,60
Ta	1,50	1,32	0,80	1,97	1,60	1,12	1,60	1,80	2,30	1,40	1,40	1,40	1,60
U	3,84	4,62	3,52	13,16	4,64	3,31	4,66	4,60	4,60	3,20	3,20	3,50	3,60
Th	16,00	18,20	14,80	16,20	15,70	17,20	20,20	15,60	15,50	10,30	10,50	14,70	14,50
Zr	491,40	541,90	283,50	575,30	558,40	525,50	454,10	959,90	910,50	689,20	635,90	653,80	655,80
Hf	13,08	14,04	8,55	15,35	15,25	13,48	12,32	22,70	23,40	18,90	17,60	17,90	19,10
Sn	4,50	3,90	12,60	6,20	3,90	4,80	3,00	3,00	4,00	2,00	2,00	2,00	3,00
Mo	1,72	3,62	2,51	0,59	3,95	1,47	4,09	3,90	2,90	3,10	3,10	0,90	1,00
Y	70,46	70,37	57,32	128,61	68,98	62,12	90,67	118,10	139,50	77,70	75,40	79,30	78,00
La	77,30	100,40	65,00	91,20	83,20	62,10	114,00	101,40	114,00	73,00	69,80	83,30	82,90
Ce	173,60	211,60	135,30	187,10	146,00	127,30	224,00	220,70	263,80	175,40	169,00	191,80	189,20
Pr	18,95	22,00	15,35	27,51	20,06	15,76	28,94	28,12	33,47	21,23	20,43	22,95	22,71
Nd	75,00	83,20	60,60	108,00	79,20	62,90	114,20	118,30	139,00	84,50	81,70	88,90	87,90
Sm	15,00	15,60	12,10	19,00	14,90	12,60	21,80	22,08	27,01	16,62	16,38	17,06	16,91
Eu	2,52	2,52	2,09	2,88	2,42	1,98	2,56	3,09	2,54	2,73	2,71	2,83	2,84
Gd	14,02	14,67	11,58	21,93	15,12	11,66	21,41	21,06	25,79	15,63	15,30	15,53	15,64
Tb	2,16	2,23	1,82	2,96	2,15	1,85	3,09	3,44	4,24	2,56	2,50	2,56	2,55
Dy	13,04	13,13	10,85	18,64	12,90	11,09	18,36	19,37	24,43	14,49	14,22	14,59	14,42
Ho	2,64	2,69	2,20	4,05	2,58	2,26	3,62	4,11	5,01	2,90	2,84	2,90	2,93
Er	7,86	7,81	6,24	12,22	7,52	6,70	10,05	11,32	13,99	8,15	7,97	8,26	8,27
Tm	1,12	1,13	0,93	1,78	1,07	0,99	1,38	1,62	1,96	1,19	1,14	1,19	1,21
Yb	7,50	7,50	6,20	11,50	6,90	6,70	8,70	10,56	12,67	7,45	7,32	7,52	7,48
Lu	1,10	1,11	0,98	1,74	1,08	0,99	1,26	1,64	1,87	1,14	1,12	1,19	1,19
ETRtotal	411,81	485,59	331,24	510,51	395,10	324,88	573,37	566,81	669,78	426,99	412,43	460,58	456,15

	GT-20	GT-21	GT-22A	GT-22B	MC 191B	MC 192B	MC 202	MC203	MC191A	MC192A	MC201A	MC204
CAMPO NOVO ALKALINE												
SiO ₂	61,70	64,50	59,00	70,90	61,24	61,00	63,95	63,00	73,56	72,34	66,91	72,49
Al ₂ O ₃	15,85	16,45	16,65	14,45	15,02	15,06	14,72	15,04	13,48	13,68	14,83	13,29
Fe ₂ O ₃	6,12	4,49	8,37	3,15	8,74	9,81	8,03	7,78	2,65	2,73	4,05	2,58
MgO	0,15	0,07	0,31	0,07	0,37	0,45	0,37	0,24	0,06	0,06	0,06	0,04
CaO	2,32	1,92	3,25	1,48	3,29	3,41	2,77	3,03	1,05	1,21	1,48	1,12
Na ₂ O	4,59	4,43	4,47	3,59	4,78	4,70	4,33	4,47	4,48	4,54	5,00	4,44
K ₂ O	5,24	6,11	5,36	6,11	5,70	4,57	4,86	5,46	5,07	5,40	6,07	5,36
MnO	0,18	0,13	0,21	0,09	0,22	0,24	0,21	0,21	0,07	0,07	0,11	0,05
P ₂ O ₅	0,07	0,03	0,12	0,02	0,13	0,16	0,13	0,08	62,00	0,01	0,02	0,01
TiO ₂	0,23	0,19	0,39	0,14	0,47	0,52	0,43	0,38	0,08	0,12	0,15	0,10
LOI	1,78	1,61	1,07	1,55	0,68	0,62	0,71	0,51	0,58	0,59	0,77	0,58
Sum	98,28	99,97	99,27	101,58	100,64	100,54	100,51	100,20	101,09	100,75	99,45	100,06
Na ₂ O+K ₂ O	9,83	10,54	9,83	9,70	10,48	9,27	9,19	9,93	9,55	9,94	11,07	9,80
K ₂ O/Na ₂ O	1,14	1,38	1,20	1,70	1,19	0,97	1,12	1,22	1,13	1,19	1,21	1,21
Cr	<10	<10	<10	<10	0,60	0,75	0,82	0,67	0,89	0,74	0,87	0,92
Ni	<1	1,00	2,00	<1	1,00	1,00	1,00	0,80	0,80	1,20	1,50	0,80
Sc	6,00	3,00	13,00	1,00	9,90	13,40	12,00	5,30	1,20	2,10	2,20	1,20
V	<5	<5	<5	<5	3,00	4,00	4,00	3,00	2,00	2,00	3,00	2,00
Cu	4,00	1,00	6,00	1,00	13,20	4,60	3,80	4,40	0,50	0,45	0,60	0,40
Pb	134,00	119,00	115,00	123,00	82,60	75,50	66,80	70,40	68,50	66,40	78,30	69,10
Zn	486,00	287,00	392,00	164,00	259,00	365,00	319,00	321,00	115,00	121,00	255,00	111,00
Rb	515,00	627,00	536,00	520,00	500,00	659,20	681,00	473,30	713,30	561,40	615,30	584,60
Sr	36,80	34,10	61,80	26,50	77,00	89,00	64,50	63,50	34,00	39,40	44,80	36,10
Ba	319,00	246,00	539,00	245,00	744,00	701,00	514,00	393,00	62,00	167,00	200,00	115,00
Cs	10,30	21,20	9,52	9,13	9,21	16,69	15,97	6,86	8,72	7,84	19,46	5,39

Ga	51,90	50,90	54,60	43,00	31,00	33,50	37,20	23,30	43,60	42,20	37,70	41,00
Nb	187,50	172,50	226,00	189,00	227,19	223,98	207,73	254,76	124,36	155,83	157,45	148,41
Ta	15,90	12,30	13,30	13,50	11,90	11,68	12,86	12,16	14,33	14,03	13,92	8,91
U	22,70	21,50	21,00	43,40	18,34	16,47	23,45	20,32	37,74	34,89	23,57	35,71
Th	50,30	64,30	55,20	83,70	57,60	56,90	62,60	76,80	66,70	68,00	67,50	71,80
Zr	1410,00	994,00	1870,00	537,00	1898,90	2110,40	1684,50	1533,20	299,00	406,20	692,70	353,20
Hf	36,30	28,80	46,00	20,30	49,81	58,02	47,10	44,91	12,97	15,40	24,38	15,44
Sn	40,00	65,00	29,00	19,00	37,80	35,90	37,00	24,00	22,00	11,10	48,90	13,10
Mo	19,00	2,00	24,00	6,00	21,90	23,34	9,45	6,65	4,01	3,21	4,57	2,24
Y	311,00	230,00	260,00	176,50	282,92	261,48	297,36	326,58	89,46	177,31	254,56	178,02
La	347,00	368,00	426,00	177,00	510,40	452,70	441,90	597,40	114,90	158,50	313,00	117,30
Ce	684,00	714,00	859,00	361,00	966,80	877,60	717,40	1104,00	254,60	273,10	584,80	224,50
Pr	79,70	76,70	98,20	40,30	102,04	92,60	89,25	119,54	22,79	31,50	63,27	26,48
Nd	301,00	275,00	367,00	144,00	412,60	371,70	343,70	468,20	80,50	117,90	230,90	100,10
Sm	53,20	49,40	65,30	26,70	71,80	67,30	62,90	81,50	13,80	22,60	42,10	21,70
Eu	4,08	3,27	4,89	1,53	6,50	6,36	4,77	5,75	0,96	1,55	2,76	1,32
Gd	49,40	44,10	53,50	24,70	64,35	61,06	56,93	72,74	11,54	23,29	37,55	22,00
Tb	8,03	7,12	8,55	4,27	8,98	8,49	8,30	10,26	1,86	3,74	5,69	3,86
Dy	51,40	43,20	50,40	28,60	57,08	54,26	53,94	67,14	13,49	27,61	38,16	29,58
Ho	10,45	8,60	9,89	6,21	10,18	9,70	9,61	11,92	2,63	5,65	6,88	5,88
Er	32,60	25,80	28,00	20,30	31,59	30,16	31,02	38,09	10,07	20,33	23,22	21,09
Tm	4,63	3,63	4,07	3,30	4,14	3,87	4,34	4,88	1,66	2,94	3,16	3,19
Yb	32,10	25,90	28,20	23,10	28,80	27,00	31,90	33,70	13,80	22,30	24,20	23,60
Lu	4,36	3,24	3,76	2,98	3,86	3,60	4,10	4,26	1,91	3,04	3,10	2,95
ETRtotal	1661,95	1647,96	2006,76	863,99	2279,12	2066,40	1860,06	2619,38	544,51	714,05	1378,79	603,55

	GT50	GT-51	GT53	MC32	MC113	MC116	MC145	MC252	MC255	AC-18	AC-34	AC-35A	AC-35B
CHARNOCKITE GRANITE													
SiO ₂	77,10	68,70	73,50	74,62	75,40	70,63	70,90	72,10	74,71	67,62	65,22	69,30	74,72
Al ₂ O ₃	11,50	14,65	13,30	11,90	12,36	13,08	12,91	13,12	12,07	13,27	14,72	13,70	13,03
Fe ₂ O ₃	1,83	5,21	3,23	4,39	2,76	5,92	5,37	5,45	3,12	5,60	6,40	4,19	0,99
MgO	0,45	0,52	0,25	0,10	0,21	0,59	0,35	0,53	0,25	0,65	0,36	0,29	0,09
CaO	1,04	3,25	1,97	1,32	1,62	2,49	2,40	2,13	1,28	3,40	3,39	2,27	0,95
Na ₂ O	1,44	2,89	2,60	3,25	2,49	2,83	2,64	2,88	2,48	2,79	3,02	2,58	3,07
K ₂ O	6,58	4,35	5,00	4,95	5,53	4,31	5,12	4,96	5,23	4,38	4,78	5,56	5,65
MnO	0,02	0,07	0,03	0,10	0,05	0,08	0,06	0,07	0,04	0,07	0,09	0,05	0,02
P ₂ O ₅	0,19	0,25	0,13	0,03	0,09	0,32	0,15	0,24	0,09	0,22	0,30	0,13	0,02
TiO ₂	0,34	0,76	0,44	0,44	0,34	0,89	0,57	0,76	0,41	1,03	0,83	0,50	0,07
LOI	0,95	0,64	1,02	0,01	0,05	0,26	0,30	0,21	0,34	1,39	0,68	0,72	1,27
Sum	101,47	101,40	101,56	101,11	100,90	101,40	100,78	102,22	100,05	100,40	99,79	99,27	99,87
Na ₂ O+K ₂ O	8,02	7,24	7,60	8,20	8,02	7,14	7,76	7,57	7,71	7,17	7,80	8,14	8,72
K ₂ O/Na ₂ O	4,57	1,51	1,92	1,52	2,22	1,52	1,94	1,63	2,11	1,57	1,58	2,16	1,84
Cr	-	20,00	-	0,90	2,00	0,80	29,00	111,00	88,00	<20	<20	<20	<20
Ni	-	<1	-	0,90	1,10	2,10	6,00	8,00	14,00	<20	<20	<20	<20
Sc	-	10,00	-	1,20	1,20	3,60	4,40	2,90	2,50	2,00	8,00	7,00	<1
V	-	19,00	-	1,00	4,00	10,00	6,00	7,00	6,00	52,00	17,00	11,00	6,00
Cu	-	6,00	-	6,80	1,30	6,10	8,00	8,00	4,40	<10	<10	<10	<10
Pb	-	23,00	-	1,80	2,00	2,60	8,00	3,10	4,10	16,00	<5	14,00	65,00
Zn	-	102,00	-	89,00	33,00	56,00	93,00	35,00	46,00	90,00	60,00	60,00	30,00
Rb	111,00	103,50	200,00	132,50	169,30	92,90	151,00	85,70	141,40	112,00	193,00	174,00	260,00
Sr	81,30	162,50	116,00	42,60	129,30	191,80	136,80	136,70	52,50	196,00	165,00	156,00	77,00
Ba	176,00	821,00	708,00	779,00	859,00	1020,00	111,00	764,00	297,00	1112,00	1000,00	1165,00	291,00
Cs	1,07	1,96	2,68	0,21	2,21	1,47	3,30	0,69	0,28	2,10	6,40	2,50	5,60

Ga	13,10	23,80	22,10	21,00	20,10	22,50	22,70	18,50	16,30	22,00	27,00	23,00	21,00
Nb	8,40	18,90	11,10	31,41	9,19	18,14	21,32	10,64	8,59	16,00	31,00	19,00	9,00
Ta	1,10	2,20	1,10	0,77	1,49	1,82	1,47	0,55	0,40	1,10	2,30	1,40	1,90
U	1,56	2,58	3,52	3,02	2,50	1,73	4,00	1,26	1,75	1,90	5,20	3,80	43,00
Th	9,07	5,90	8,92	19,70	7,80	7,30	19,60	5,50	5,70	4,00	13,30	9,10	27,10
Zr	152,00	495,00	405,00	1001,30	309,00	635,20	565,10	355,20	259,70	477,00	721,00	433,00	80,00
Hf	4,80	12,20	11,20	25,78	8,95	16,80	14,94	9,05	7,51	11,90	21,00	13,10	4,30
Sn	3,00	2,00	3,00	4,60	3,70	2,70	4,30	0,80	0,50	2,00	8,00	2,00	2,00
Mo	-	3,00	-	4,78	1,73	3,71	2,02	2,62	2,12	<2	<2	3,00	<2
Y	44,30	42,00	48,40	129,63	34,87	41,37	78,79	31,92	40,99	42,00	105,00	64,00	14,00
La	58,40	43,50	44,80	97,40	40,90	40,70	91,30	36,70	36,10	34,80	81,90	52,80	21,20
Ce	122,00	91,80	95,60	210,20	81,40	84,50	183,00	70,80	74,80	70,40	186,00	118,00	48,40
Pr	15,55	11,50	11,70	26,76	10,16	10,95	22,12	8,86	10,04	8,01	24,00	15,30	5,69
Nd	60,40	49,30	44,30	104,70	43,60	48,50	87,70	36,50	44,80	29,60	86,90	58,30	18,50
Sm	11,05	10,15	9,21	22,20	9,00	9,90	16,70	7,50	10,30	7,00	19,90	13,40	3,70
Eu	1,42	1,96	1,61	2,48	1,50	2,25	2,42	1,69	0,74	2,97	2,93	2,55	0,94
Gd	9,48	9,70	8,26	22,49	8,56	10,34	15,94	7,00	10,16	6,90	19,20	12,90	3,00
Tb	1,37	1,42	1,42	3,53	1,25	1,42	2,43	1,04	1,63	1,00	3,00	2,10	0,40
Dy	8,36	8,71	9,51	22,73	8,10	9,13	14,48	6,13	9,47	5,80	18,10	11,80	2,30
Ho	1,53	1,57	1,71	4,66	1,42	1,63	2,87	1,26	1,71	1,20	3,70	2,30	0,50
Er	4,53	4,57	5,17	14,12	4,29	5,10	8,43	3,43	4,22	3,70	11,40		1,50
Tm	0,67	0,63	0,75	2,10	0,57	0,70	1,25	0,48	0,52	0,55	1,78	1,02	0,24
Yb	3,88	4,25	3,71	13,40	3,60	4,80	8,10	3,10	2,90	3,50	11,20	6,40	1,60
Lu	0,63	0,60	0,55	1,99	0,43	0,66	1,19	0,47	0,40	0,54	1,66	0,93	0,25
ETRtotal	299,27	239,66	238,30	548,76	214,78	230,58	457,93	184,96	207,79	175,97	471,67	297,80	108,22

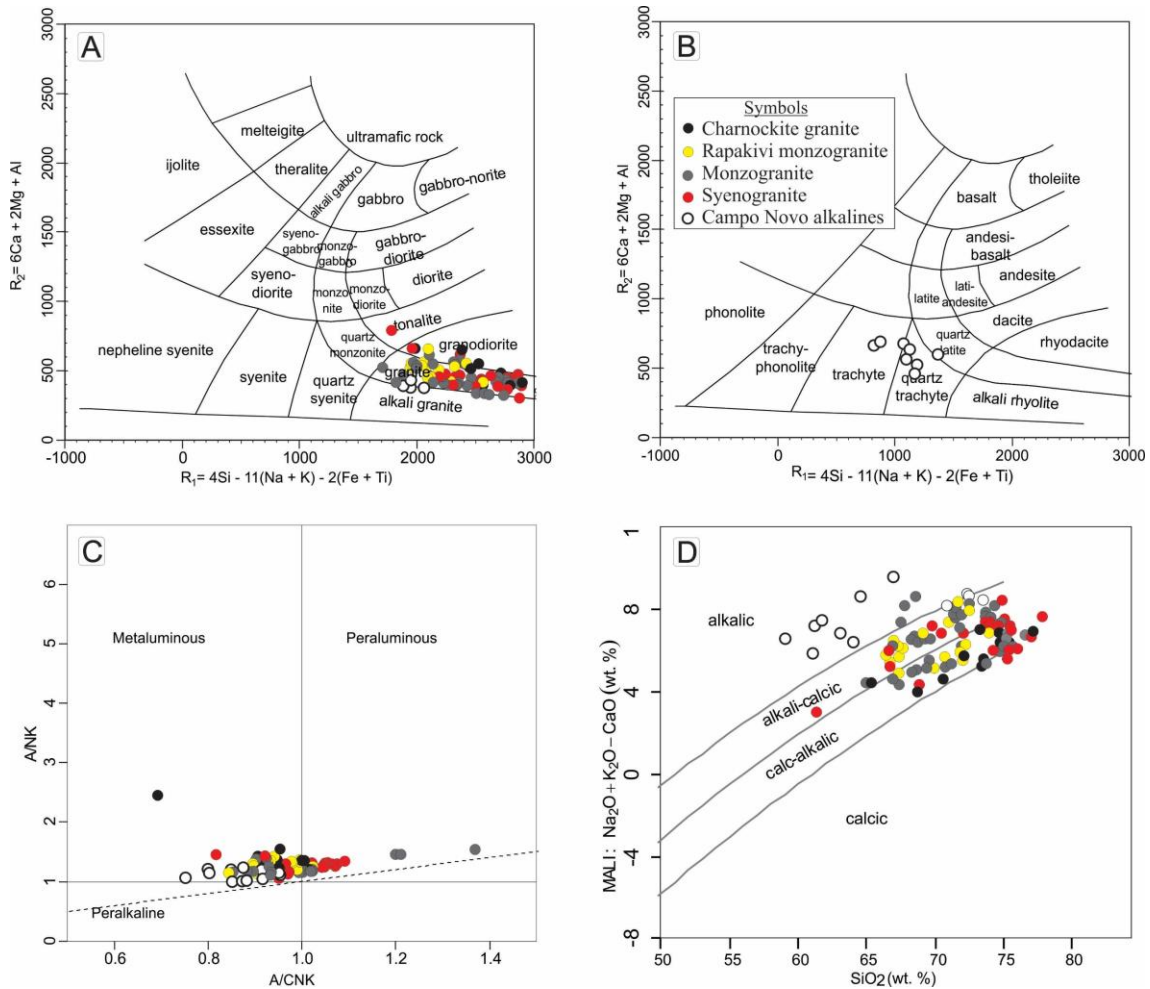


Figura 4.4. : (A) R1x R2 diagram of geochemical classification for plutonites (De la Roche et al. 1980); (B) R1x R2 diagram of geochemical classification for volcanites (De la Roche et al. 1980); (C) aluminium saturation index (ANKmolar vs. A/CNKmolar) (Maniar and Picolli, 1989); (D) AFM diagram (Irvine and Baragar, 1971).

The high content of alkalis, light REE, Ga/Al ratio and some LILE (Rb, Ba, K) and HFSE (Zr, Ti, Y, La) suggest an A-type magma geochemical affinity (*e.g.*, Whalen et al. 1987, Eby 1990). However, on the some of the discriminate diagrams applied for granite typologies (Fig.4.5), it is possible to note that some samples from chanockite granites and syenogranites plots in the S- and I-type granites field, indicating that, although the Alto Candeias polyphasic batholith has a dominant geochemical signature from A-type magmatism, here are also contributions from S- and I-types magmatism. In addition, on the subdivision diagrams to the A-type granitoids, applied to granitoids generated from the crust during a cycle of subduction-zone or continent-continent collision magmatism (Eby 1992), note that the Alto Candeias polyphasic batholith host differences among members of this class of granitoids (Fig.4.5A, 4.5B and 4.5C). The Campo Novo alkaline rocks plots in A1-A2 transition field, while that other lithologies have a clear A2-type affinity (Fig. 4.5D) indicating a coexistence of A1- and A2-type

granitoids under a tectonic setting that gathers magmatic records from collisional to extensional stages over time (e.g., Eby 1992, Li et al. 2014, Wang et al. 2020).

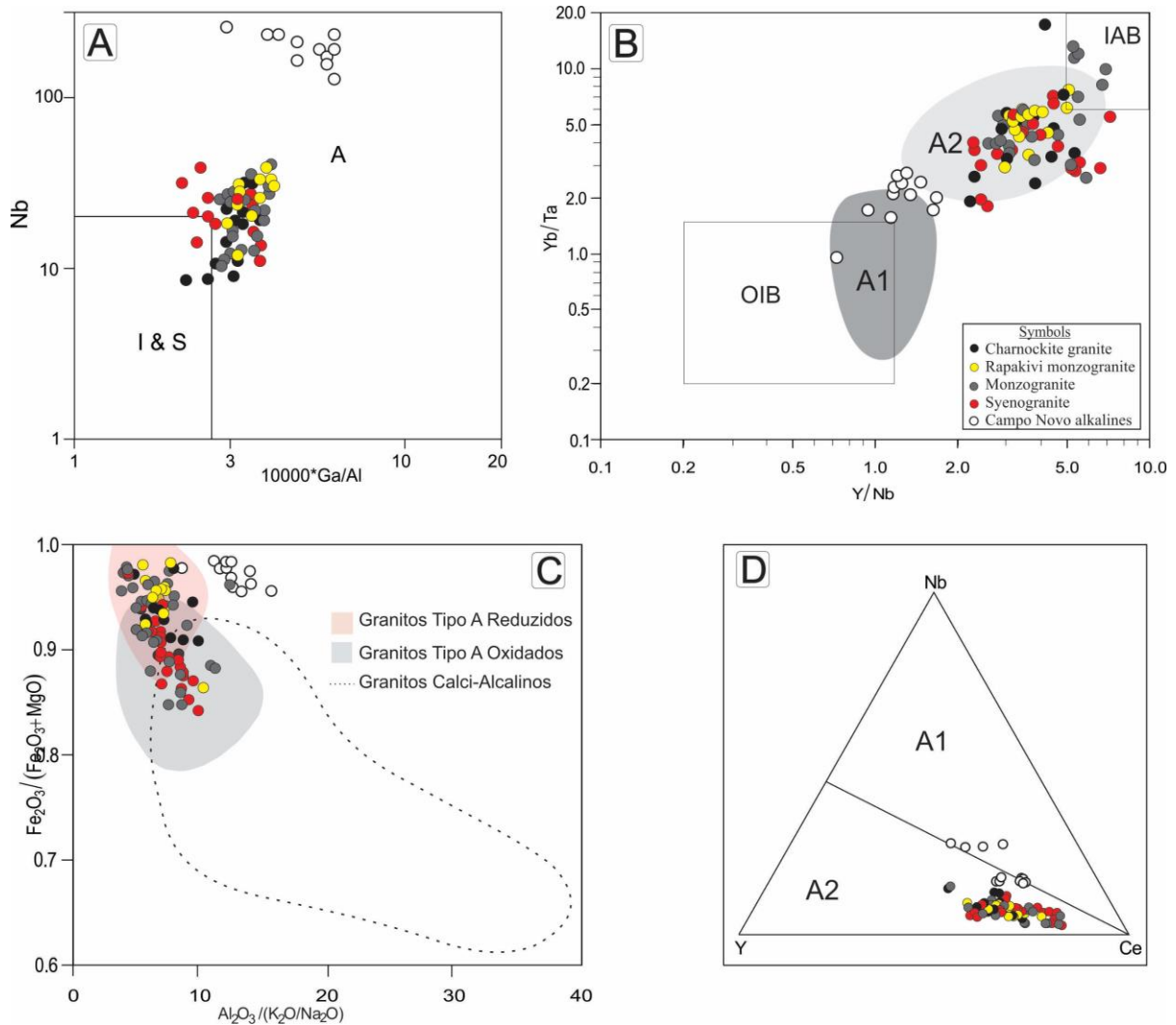


Figura 4.5. A) Nb vs $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$ (Whalen et al., 1987); (B) Y/Nb vs Yb/Ta (Eby, 1992); $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ vs $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$ (Whalen et al., 1987); (C) $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$ vs $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ (Dall’Agnol e Oliveira, 2007); (D) Nb-Y-Ce (Eby, 1992): diagrams indicate that the Alto Candeias granitic pluton is an A-type granite.

On the other hand, on the multi-element normalized spidergrams some differences keep appearing between the Alto Candeias lithologic groups. In general, they have Rb, Nd, Sm, Zr, Hf as positive anomalies and Ba, Sr, P, Ti as strong negative anomalies (Fig. 4.6). However, it is possible to note a multi-element progressive enrichment from charnockite granite to Campo Novo alkaline rocks, marked by an increase in the normalized content of Rb, light REE (La, Ce, Nd, Sm) and some HFSE (Th, Nb, Ta, Hf, Zr). Additionally, on the REE normalized diagram, these differences become more significant through of increase in total REE_N from charnockite granite to Campo Novo

alkaline rocks (Fig. 4.6), suggesting the action of an efficient petrological process in magmatic differentiation (*e.g.*, Hubbard and Whitley 1978, Bonin 2007, Vasyukova and Williams-Jones 2020, Yang et al. 2020).

All groups show some differentiation with enrichment in the light REE (LREE) relative to the heavy REE (HREE). The content in $La_N + Ce_N$ shows a progressive increase, plus the content in $Tm_N + Yb_N$ has low variation, from the charnockite granites, passing through the rapakivi monzogranites, monzogranites, syenogranites towards the Campo Novo alkaline rocks (Table 4.1, Fig.4.7). In general, the REE distribution patterns show moderate to high fractionation of LREE ($La_N/Sm_N = 1.82 - 6.01$) and low fractionation of HREE ($Gd_N/Yb_N = 0.67 - 2.82$), separated by a low to moderate negative Eu anomaly ($Eu/Eu^* = 0.13 - 0.67$). The La_N/Yb_N fractionation ratios ranging from 3.35 to 28.53, but with the lowest values linked to the charnoquite granites and the highest values to the syenogranites (Table 4.1). The REE enrichment during granitic evolution have been attributed to two main factors: the incompatible behavior during fractional crystallization of accessory minerals (apatite, monazite, zircon, xenotime, and others exotic minerals) and/or pervasive hydrothermal alteration during later- to post-magmatic stages (*e.g.*, Ward et al. 1992, Bea 1996, Pettke et al. 2005, Walters et al. 2013).

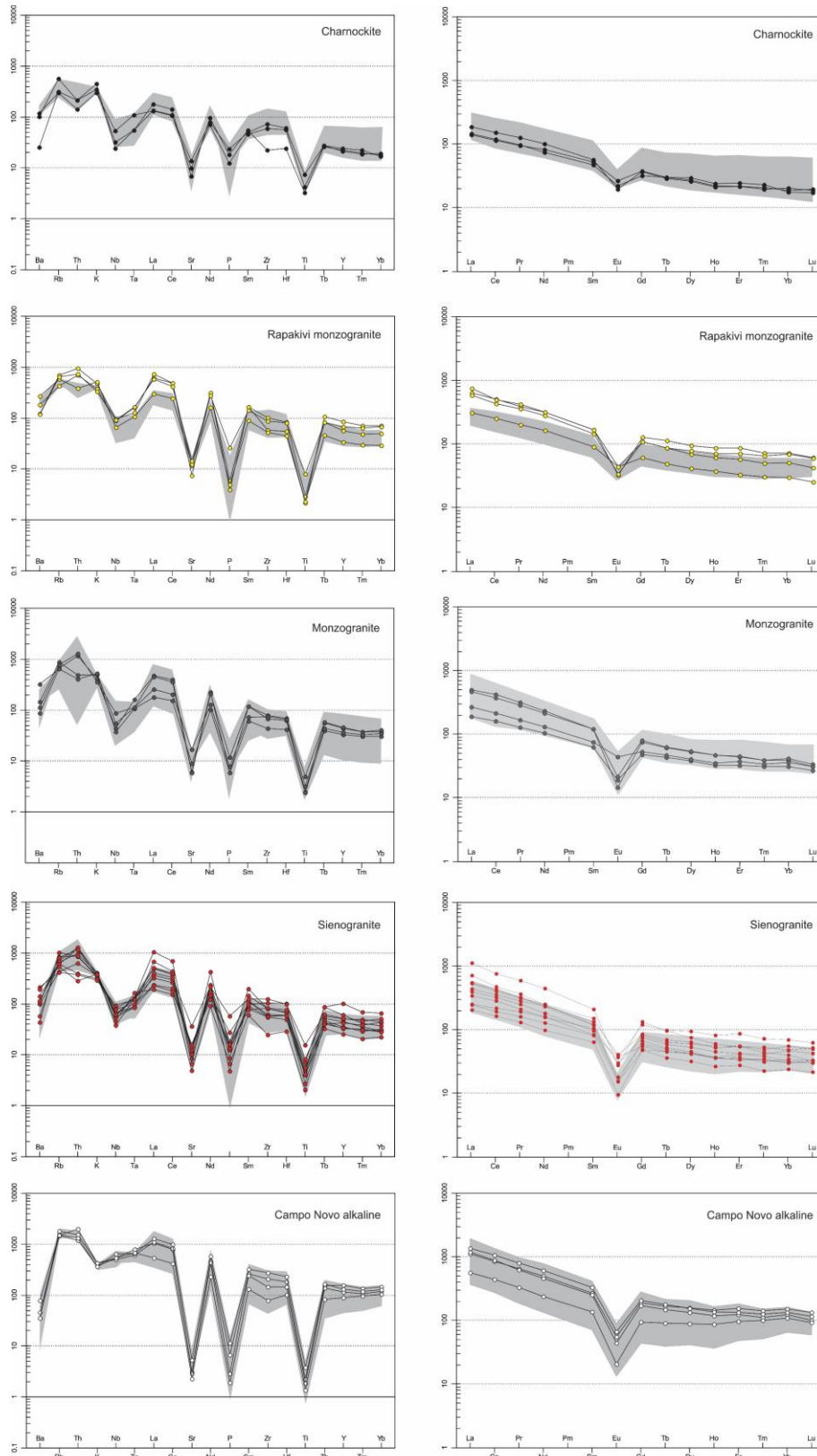


Figura 4.6. Multi-element normalized spidergrams for Alto Candeias granite. Left diagrams: chondrites (Thompson, 1982); Right diagrams: chondrite-normalized REE patterns (Boynton, 1984). The shaded field represents sample from the authors: Santos Junior (2015), Queiroz (2017) and Folha Alto Jamari – CPRM (2018).

On the Harker-type diagrams (Fig. 7), Al_2O_3 , TiO_2 , CaO , $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$, Na_2O and K_2O decrease with increasing SiO_2 content, indicating an important fractionation of feldspars, biotite, hornblende, apatite, titanite and ilmenite during magmatic evolution. However, the Campo Novo alkaline rocks again tend not to follow the evolutionary trend of other lithologies. This difference becomes more prominent in relation to some LILE (Rb, Sr, Ba) and HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf, La), highlighted by the previous enrichment of these elements in the Campo Novo alkaline rocks. The behavior of Rb is of compatible or partly compatible element, while Sr and Ba have incompatible behavior, indicating a switch in proportion between plagioclase and alkali feldspar. On the other hand, Nb, Ta, Zr, Hf, and La also behave like incompatible elements, but under different concentration levels in the Alto Candeias lithologies, indicating also the important mineral fractionation of accessory during to magmatic evolution.

On the $(\text{La}+\text{Ce})_N$ vs $(\text{Yb}+\text{Lu})_N$ correlation diagram (Fig.4.8A), it is possible to note the distribution tendency of the samples over a fractionation trend. The charnockite granites appear as the less fractionated members, marked by lowest relative REE content, while the Campo Novo alkaline rocks would be the most fractionated or evolved members, marked by the highest relative REE content. However, on the La_N/Yb_N vs La_N correlation diagram (Fig.8B), the formation of two trends of magmatic evolution is clearly observed, indicating that the Campo Novo alkaline rocks represent a magmatic pulse of behavior distinct from the other lithologies.

Normally, in alkali-rich magmatic systems, the K/Rb ratio and some LILE or HFSE may provide important information about the magmatic evolution process (*e.g.*, Dostal and Chatterjee 2000, Motoki et al. 2015, Ballouard et al. 2016). On the K/Rb vs Rb correlation diagram (Fig. C), the samples from Alto Candeias lithologies plots over negative correlation hyperbolic curve, indicating a dominate fractionation mechanism from charnockite granites to Campo Novo alkaline rocks. On the other hand, on the K/Rb vs Zr/Hf diagram (Fig.8D), it is possible to observe a general trend of the Zr/Hf ratio decreasing during the fractionation magmatic, indicating the preference of Zr for the solid phase (crystallizing accessory zircon), whereas Hf relatively enriched the residual melt. The decrease in the Zr/Hf ratio in granitic melt may be associated to enrichment in Nb, Ta, Sn, W and other metals (Claiborne et al. 2006, Zaraisky et al. 2009, Ballouard et al. 2016). However, it is still possible to observe that the samples from Campo Novo alkaline rocks have two sub-groups: samples with $\text{Zr}/\text{Hf} < 30$ (lower Zr content), which have subvolcanic characteristics, and samples with $\text{Zr}/\text{Hf} > 30$ (higher Zr content), which have

plutonic characteristics. It is likely that this geochemical feature is due to rapid crystallization and associated fractionation of the subvolcanic samples, while the plutonic samples were derived from a melt rich in HFSE.

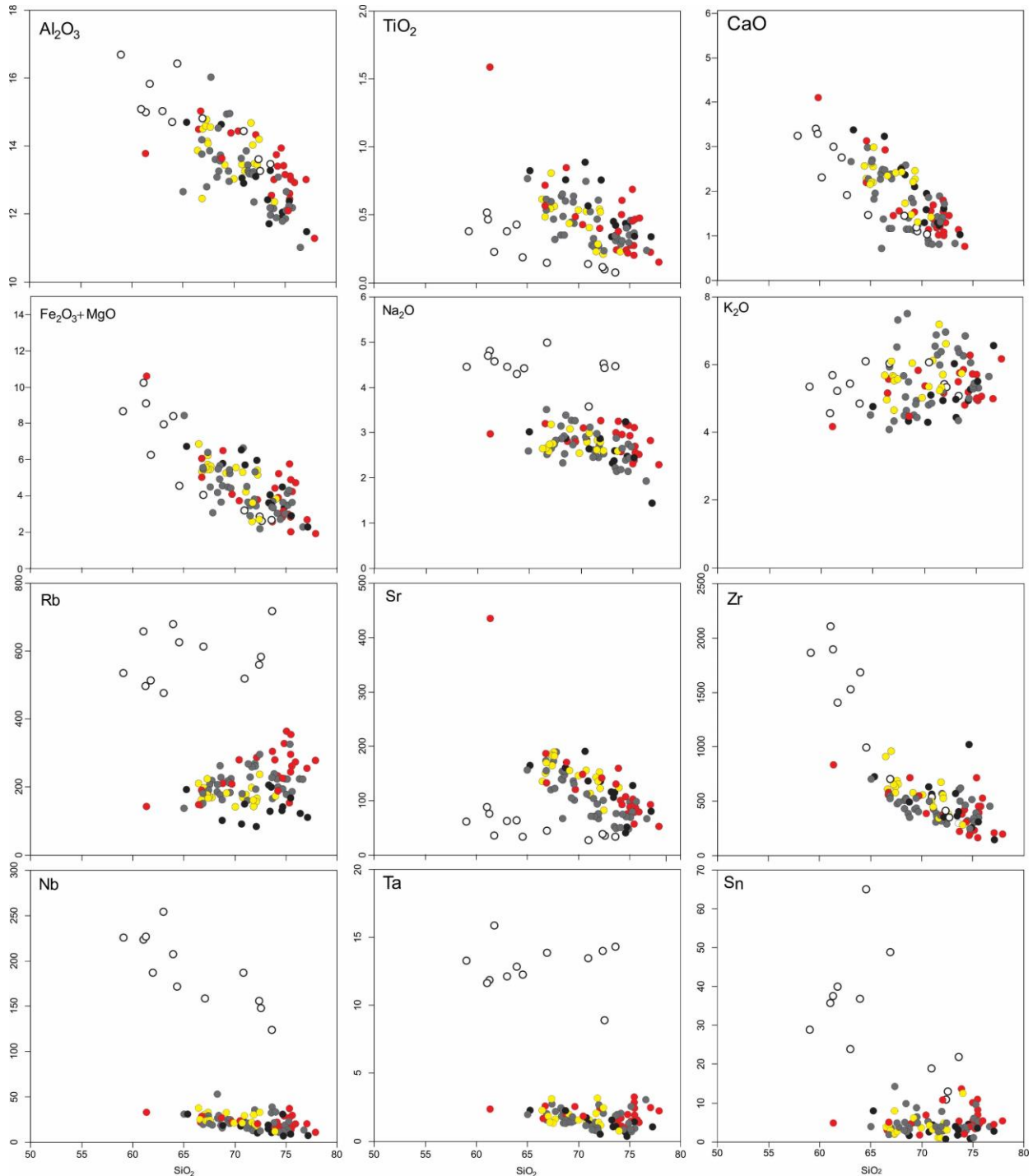


Figura 4.7. Selected major oxides and trace vs SiO₂ (wt.%) in Harker-type diagrams applied to Alto Candeias lithologic groups. The symbols are as in figure 4.4

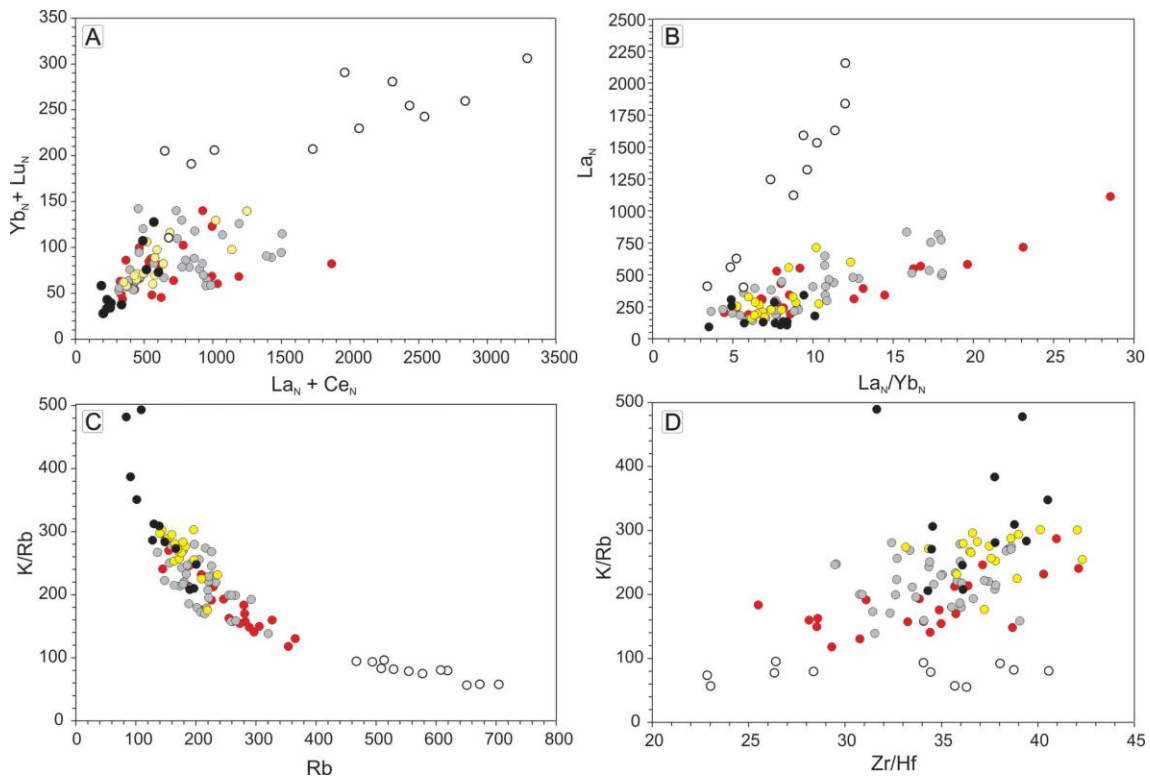


Figura 4.8 . Correlation diagrams applied to Alto Candeias lithologic groups. A) $(La+Ce)_N$ vs $(Yb+Lu)_N$ diagram applied to fractional stages; B) $(La/Yb)_N$ vs La_N diagram applied to trends magmatic evolution; C) Rb vs K/Rb applied to fractionation trend; D) Zr/Hf/K/Rb. Symbols as in figure 4.4

Therefore, the high Rb, REE, Nb, Ta, U, Th, Hf, Zr, and Sn in the Campo Novo alkaline rocks are reflections of higher modal contribution of feldspar and accessory minerals (zircon, allanite, monazite, apatite, Fe-Ti oxides, and opaque minerals), indicating the important mineral fractionation process during to magmatic evolution or some geochemical affinity to metals-specialized magmas, differently from other Alto Candeias lithologies. On the other hand, according to Ballouard et al. (2016) and Ballouard et al. (2020), the lowest Nb/Ta ($Nb/Ta \sim 5$) and Zr/Hf ($Zr/Hf < 18$) ratios can be a kind of fingerprints in peraluminous granites applied as geochemical indicators of magma “fertility”. In this context, it is noted that all Alto Candeias lithologies have high Nb/Ta and Zr/Hf ratios, which may suggest low metals-fertility magmas or lack of magmatic-hydrothermal phase in the generation of metallic deposits.

Relative to possible tectonic setting during the emplacement of the Alto Candeias polyphasic magmatism, the Rb vs Y+Nb and Y vs Nb tectonic discriminant diagrams (Pearce et al. 1984), reveal that the samples plots between the sin to post-collision and intra-plate fields (Fig. 4.9). Charnockites granite plot between syn- to post-collisional fields, syene- to monzogranites and rapakivi granites plots in the post-collision field,

while Campo Novo alkaline rocks are positioned in the intra-plate field. This distribution of samples over the respective tectonic fields is also corroborated in previous investigations by Queiroz et al. (2017) and CPRM (2018), indicating that the voluminous Alto Candeias magmatic system remained active for a long period in the tectonic setting transition.

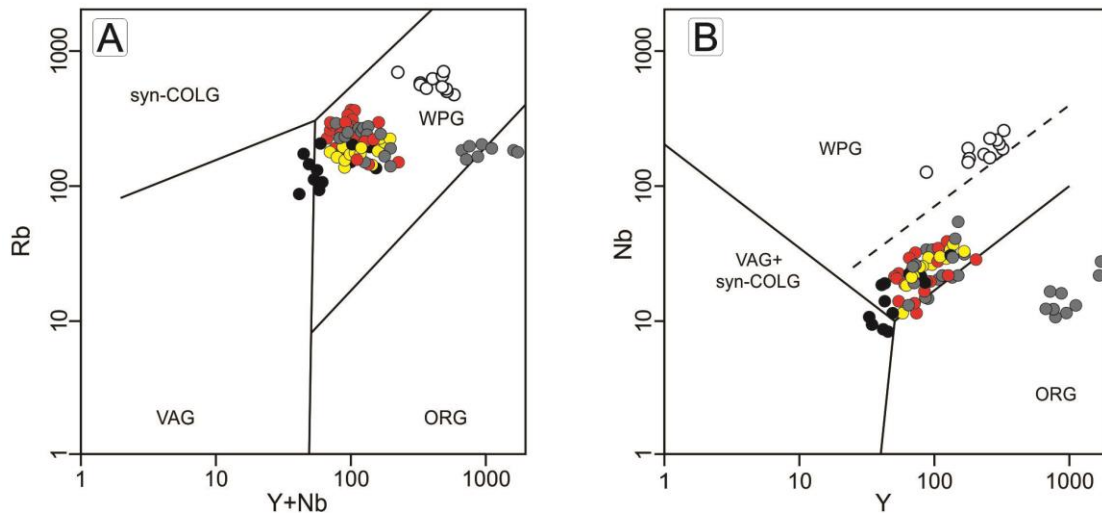


Figura 4.9. Granite tectonic discrimination diagram. A) Rb vs Y+Nb; B) Nb vs Y (Pearce et al. 1984). Symbols as in figure 4.

4.6 Isotopic Geology (U-Pb and Sm-Nd)

We obtained four new zircon U-Pb Concordia ages, which includes sample from the rapakivi monzogranite, charnockite granite, and equigranular to porphyritic syenogranite lithologies, while the whole-rock Sm-Nd data were obtained on a set of thirty representative samples of the Alto Candeias lithologies. This information comes from the integration of the data from our research with the data available from previous research (*e.g.*, Bettencourt et al. 1999, Santos Júnior 2015, Queiroz et al. 2017, CPRM 2018, Debowski et al. 2018).

4.6.1 U-Pb results

The sample of the rapakivi monzogranite (GT-7A sample) was collected near Monte Negro city (Fig. 4.1). It has euhedral to subhedral bipyramidal prismatic zircon crystals that are light brown to light pink in color, internally zoned and with few micro-inclusions and fractures, ranging in size from 300 to 600 μm . Twenty-three zircon crystals were analyzed individually and revealed a Th/U ratio between 0.141 and 0.345 (Table 2), producing a Concordia diagram with upper intercept at the 1359 ± 5 Ma that is interpreted

as the calculated crystallization age. Previous research also points to a Th/U ratio between 0.15 - 0.36 with Pb-Pb and U-Pb crystallization age between 1357 – 1339 Ma for rapakivi monzogranite lithology (Santos et al. 2008, Santos Júnior 2015, Queiroz et al. 2017, Debowski et al. 2018).

The charnockite granite lithology (GT-51 sample) also has euhedral to subhedral bipyramidal prismatic zircon crystals, light brown in color, internally zoned, few micro-inclusions, slightly fractured, and with size between 200 - 400 μm . Twenty-two zircon crystals analyzed revealed a Th/U ratio vary from 0.182 to 0.364 (Table 4.2), as well as a Concordia diagram with a calculated crystallization age of 1348 ± 4 Ma (Trivelli *et al.*, 2023). Previous research also points to a Th/U ratio between 0.12 - 0.26 and with Pb-Pb and U-Pb crystallization age between 1350 -1347 Ma for charnockite granite lithology (Queiroz et al. 2017, CPRM 2018, Debowski et al. 2018).

The equigranular to porphyritic syenogranite lithologies (GT-36 and GT-79 samples) are the representative for the western portion of the Alto Candeias intrusive suite. In general, these samples have euhedral to subhedral zircon crystals, with bipyramidal prismatic to prismatic in shape, colorless to translucent and light pink in color, with slight internal zoning, containing some micro-inclusions and fractures, and with a wide range in size from 200 to 700 μm . Twenty-two zircon crystals analyzed revealed Th/U ratio between 0.110 and 0.838 (Table 4.2), as well as a Concordia diagram with a calculated crystallization age of 1358 ± 4 (Trivelli *et al.* 2023) Ma for the equigranular syenogranite lithology. On the other hand, eleven zircon crystals analyzed revealed a Th/U ratio vary from 0.052 to 0.267, whose spots set determined a Concordia diagram with a calculated crystallization age of 1355 ± 6 Ma for the fine-medium grained syenogranite lithology. These values also agree with data from previous research that indicate a U/Th ratio between 0.10 – 0.30 with Pb-Pb and U-Pb crystallization age between 1356 - 1338 Ma for syenogranite lithologies (Bettencourt et al. 1999, Santos et al. 2008, Santos Júnior 2015, Queiroz et al. 2017, CPRM 2018, Debowski et al. 2018).

Additionally, previous investigations on the alkaline and subvolcanic magmatism Campo Novo revealed U/Th ratio = 0.27 – 0.50 and U-Pb crystallization age between 1329 – Ma (CPRM 2018). On the other hand, according to Queiroz et al. (2017) and Debowski et al. (2018), the northern portion of the Alto Candeias polyphasic batholith host granodiorite-tonalitic lithologies inserted in the Buritis Unit, which has Pb-Pb and U-Pb ages between – 1349 - 1348 Ma. However, this lithologic association was not observed in our fieldwork.

The table 4.2 below summarizes the available Pb-Pb and U-Pb geochronological data on the Alto Candeias lithologies to date.

Table 4.2. Summary of available Pb-Pb and U-Pb geochronological data about the Alto Candeias Intrusive Suite.

Bibliography	Lithofacies	Method	Age
Bettencourt (1999)	Porphyritic Syenogranite	U-Pb	1346 ±5
Bettencourt (1999)	Porphyritic Syenogranite	U-Pb	1338 ±4
Scandolaro (2006)	Syenogranite	U-Pb (Titanite)	1330 ±7
Queiroz et al (2010)	Rapakivi Granite/ Monte Negro Unity	Pb-Pb	1350 ±5
Queiroz et al (2010)	Granodiorite/ Buritis Unity	Pb-Pb	1349±3
Queiroz et al (2010)	Charnockite/ Campo Novo Unity	Pb-Pb	1350 ±2
Queiroz et al (2010)	Fine Granitoides/ Jacilândia Unity	Pb-Pb	1349±1
Queiroz et al (2010)	Fine Granitoides/ Jacilândia Unity	Pb-Pb	1348±3
Santos Júnior (2015)	Sieno/Monzogranite	U-Pb	1356,9 ±3,7
Santos Júnior (2015)	Sieno/Monzogranite	U-Pb	1343,8 ±4,5
Santos Júnior (2015)	Sieno/Monzogranite	U-Pb	1336,0 ±24
Folha Alto Jamari CPRM (2018)	Charnockite	U-Pb	1348 ± 12
Folha Alto Jamari CPRM (2018)	Sienogranite	U-Pb	1338 ± 23
Folha Alto Jamari CPRM (2018)	Campo Novo Alkalines	U-Pb	1329 ± 12
Debowski et al. (2018)	Rapakivi Granite/ Monte Negro Unity	U-Pb	1338± 15
Debowski et al. (2018)	Granodiorite/ Buritis Unity	U-Pb	1348 ± 9
Debowski et al. (2018)	Fine Granitoides/ Jacilândia Unity	U-Pb	1356 ± 20
Debowski et al. (2018)	Charnockite/ Campo Novo Unity	U-Pb	1347 ± 8,8
Trivelli et al. (2023)	Charnokite	U-Pb	1347 ± 3
Trivelli et al. (2023)	Sienogranite	U-Pb	1358 ± 3
This paper	Sienogranite	U-Pb	1355 ± 6
This paper	Monzogranite	U-Pb	1359 ± 5

4.6.2 Sm-Nd results

The whole-rocks Sm-Nd data from previous research revealed a very nice correlation with the dataset presented in our study (Table 4.4). In general, most lithologies have Sm-Nd ratios in very close ranges, marked by $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.09514 - 0.15348$,

with broad $\epsilon\text{Nd}(0)$ values between -8.58 and -17.28 , $\epsilon\text{Nd}(t = 1.34 \text{ Ga})$ from -1.84 to 1.63 , and $\text{Nd } T_{\text{DM}}$ model age from 1.58 to 2.10 Ga , indicating Early Paleoproterozoic distinct magmatic sources. However, the Sm-Nd data, indicate some petrological differences for the Alto Candeias lithologies. The charnockite petrographic type has $\epsilon\text{Nd}(t)$ values from 0.96 to 1.24 , indicating depleted mantle sources. The inequigranular to rapakivi monzogranites petrographic type presents $\epsilon\text{Nd}(t)$ ranging from -0.44 to 1.63 , suggesting depleted mantle sources but with short crustal residence time. The porphyritic syenogranites has $\epsilon\text{Nd}(t)$ from -1.84 to 1.09 , suggesting probable hybridization between mantle and crustal sources. Finally, the Campo Novo alkaline rocks that have $\epsilon\text{Nd}(t)$ values from -0.32 to 1.98 , indicating also depleted mantle sources but with short crustal residence time.

Tabela 4.3. Summary of available whole-rock Sm-Nd isotopic data of the Alto Candeias Intrusive Suite.

Samples	Lithologies	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2\text{SE}$)	$\epsilon\text{Nd}(0)$	t (Ga)	ϵNdt (t = Ga)	TDM (Ga)	Bibliography
GT 22A	Alkaline Campo Novo	63,688	366,765	0,1050	0,511938	-13,6548598	1,34	1,984224155	1,53	Trivelli et al. (2023)
GT 22B	Alkaline Campo Novo	33,479	170,981	0,1184	0,511937	-13,6743667	1,34	-0,325867739	1,73	Trivelli et al. (2023)
MC-145	Charnockite	11,288	112,461	0,0607	0,512003	-12,3869085	1,34	10,82587042	1,63	This paper
MC-252	Charnockite	10,479	51,849	0,1222	0,512051	-11,4505753	1,34	1,249558148	1,64	This paper
MC-255	Charnockite	14,679	63,084	0,1407	0,512198	-8,58305471	1,34	0,963435315	1,75	This paper
CNRO-04*	Monzogranite	32,472	182,289	0,1077	0,511862	-15,1373874	1,34	0,029679707	1,68	Santos Junior (2015)
CNRO-06*	Monzogranite	26,588	157,685	0,1019	0,511761	-17,1075886	1,34	-0,955414467	1,74	Santos Junior (2015)
CNRO-07*	Monzogranite	27,613	151,988	0,1098	0,511887	-14,6497138	1,34	0,159917567	1,68	Santos Junior (2015)
CNRO-01D*	Monzogranite	20,088	120,487	0,1008	0,511752	-17,2831511	1,34	-0,943480042	1,73	Santos Junior (2015)
MC-126	Monzogranite	17,433	84,207	0,1251	0,512078	-10,9238878	1,34	1,282150284	1,65	This paper
MC-182	Monzogranite	16,443	82,313	0,1208	0,512028	-11,8992349	1,34	1,038773418	1,65	This paper
GT 07A	Monzogranite	26,132	166,021	0,0951	0,511772	-16,8930122	1,34	0,41474168	1,61	This paper
GT 07B	Monzogranite	13,530	66,499	0,1230	0,51201	-12,2503599	1,34	0,311884597	1,7	This paper
CNRO-01A*	Rapakivi monzogranite	21,231	107,388	0,1195	0,511955	-13,3232417	1,34	-0,16773772	1,74	Santos Junior (2015)
CNRO-01B*	Rapakivi monzogranite	2,63	15,345	0,1036	0,511893	-14,5326722	1,34	1,337481772	1,58	Santos Junior (2015)
CNRO-01B II*	Rapakivi monzogranite	18,214	92,859	0,1186	0,51199	-12,6404988	1,34	0,671191247	1,67	Santos Junior (2015)
CNRO-08*	Rapakivi monzogranite	17,882	91,042	0,1187	0,511934	-13,7328875	1,34	-0,441970467	1,77	Santos Junior (2015)
GT 04	Rapakivi monzogranite	33,709	174,791	0,1166	0,511949	-13,4402834	1,34	0,214432574	1,68	Trivelli et al. (2023)

MC-107	Rapakivi sienogranite	22,732	115,032	0,1195	0,512039	-11,6846586	1,34	1,476356571	1,61	This paper
MC-109	Rapakivi sienogranite	18,552	98,725	0,1136	0,511979	-12,8550751	1,34	1,310835845	1,61	This paper
MC-89	Sienogranite	4,136	21,89	0,1142	0,511973	-12,9721168	1,34	1,090807419	1,63	This paper
MC-132	Sienogranite	25,77	129,126	0,1206	0,512022	-12,0162766	1,34	0,955535818	1,66	This paper
MC-232	Sienogranite	17,166	90,501	0,1147	0,511966	-13,1086654	1,34	0,868305296	1,64	This paper
MC-243	Sienogranite	17791	89377	0,1203	0,512054	-11,3920544	1,34	1,633154012	1,60	This paper
GT 36	Sienogranite	28,016	148,701	0,1139	0,511937	-13,6743667	1,34	0,439587091	1,66	Trivelli et al. (2023)
GT 51	Sienogranite	11,887	59,655	0,1205	0,511996	-12,5234571	1,34	0,471429568	1,67	Trivelli et al. (2023)
GT 43	Sienogranite	11,004	43,336	0,1535	0,512166	-9,20727687	1,34	-1,849229957	2,1	This paper
GT 79	Sienogranite	20,974	105,941	0,1197	0,512016	-12,1333182	1,34	0,995654805	1,63	This paper

On the other hand, according to Debowski et al. (2018), Lu-Hf isotopic geology data demonstrate that the Alto Candeias lithologies are not comagmatic. The $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ average value obtained on the charnockite lithology is around -14.1, indicative of crustal source, while that on the porphyritic syenogranites the $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ is around 14.1, suggestive of mantle source.

The ϵ_{Nd} versus time diagram summarizes the Nd evolution patterns provided by the samples investigated here (Fig. 4.10), indicating some participation of Paleoproterozoic sialic crust, represented by the basement rocks related to Jamari Complex. According to Scandolaro (2006) and Scandolaro et al. (2013), the Complex Jamari show $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ between -1.85 and 3.87, with Nd T_{DM} model age from 1.71 to 2.54 Ga. In addition, Payolla et al. (2002) investigating basement gneiss-granulite rocks from that region, got the following data: $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ from -1.5 to 3.0 with Nd T_{DM} model age from 1.73 to 2.40 Ga. These Nd isotopic data on the Paleoproterozoic basement rocks point to participation of Archean-Proterozoic primary sources formed from blend of juvenile and crustal materials.

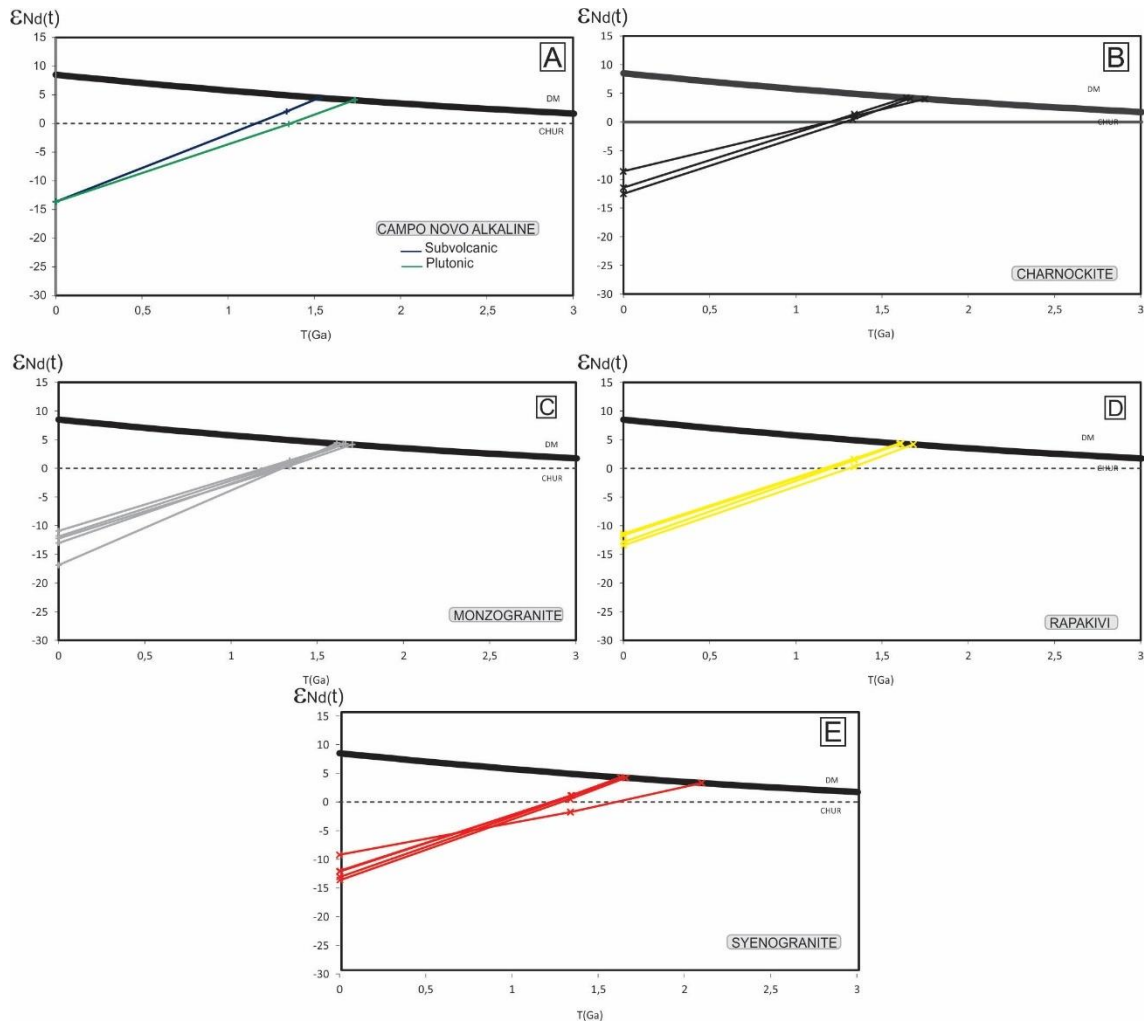


Figura 4.10. ϵNd vs age (time) plot of the analyzed samples. Depleted mantle (DM) curve according DePaolo (1981).

Therefore, on the ϵNd versus time diagram (Fig. 4.10), the Alto Candeias lithologies also show a complex petrological history during magmatic evolution, which evolved distinct Early Paleoproterozoic sources, such as depleted mantle and recycled old continental crust, and with a variable degree of mixing between these sources, likely developed under subduction zones geological setting during to Mesoproterozoic Orogeny (*e.g.*, Santos et al. 2008, Bettencourt et al. 2010, Teixeira et al. 2010, Geraldés et al. 2015).

4.7 Discussion

The voluminous Meso- to Neoproterozoic magmatism that make up the Rondônia Tin Province, located in the southwest portion of the Amazon craton, have been characterized as A-type related to post-collision and intra-plate tectonic setting (Isotta et al. 1978, Bettencourt et al. 1999, CPRM 2007, Leite Júnior et al. 2014). However, some geological research has suggested distal influence of syn-collisional orogenic events as

responsible mechanisms, at least in part, for this magmatism (Santos et al. 2008, Bettencourt et al. 2010, Teixeira et al. 2010, Geraldés et al. 2015).

The magmatic evolution, geochemical signature, and emplacement tectonic setting of the voluminous Alto Candeias polyphasic magmatism have been the focus of discussions. According to Bettencourt et al. (1999, 2010), the Alto Candeias rapakivi association as sub-alkaline, metaluminous, post-collisional and A-type geochemical signatures, with emplacement during to Rondonian-San Ignacio orogeny (1356 – 1330 Ma). On the other hand, according to Santos et al. (2008), the Alto Candeias batholith brings together (A, I, S)-type granites, suggesting magmatic derivation from continental crust in orogenic environment. Queiroz et al. (2017) identify the Alto Candeias magmatism as an expanded calc-alkaline AMGC suite (anorthosite, mangerite, granite, charnockite), which hosts (A and I)-type granites, distally influenced by a subduction geological setting around 1350 Ma. CPRM (2018) suggest the emplacement of the A-type Alto Candeias magmatism under a late- to post-collisional stage at the end of the Candeias orogeny (1371–1319 Ma).

The AMCG and CG polyphasic plutonic associations have been reported in various Proterozoic mobile belts of the world, normally related to late- to post-collisional geological setting. The AMGC-type is derived from different magmatic sources combined with fractional crystallization and magma mixing processes (Emslie 1991, Emslie & Hegner 1993, Corfu 2004, Larin et al. 2006, Larin 2009, Scandola et al. 2013, Valério et al. 2018), while that the CG-type is said to be co-magmatic related to related to an effective process of internal differentiation or fractional crystallization during emplacement (Hubbard & Whitley 1978 and 1979, Bohlender et al. 1992, Harlov et al. 2013). In the Alto Candeias polyphasic plutonic association there are no records of anorthosite, gabbro, and mangerite lithologies, thus making the AMGC-type name inappropriate. On the other hand, the remarkable charnockite-granite association suggests the term CG-type (charnockite-granite association) as more suitable for this magmatic system.

In general, CG-type magmatic evolution involves high rates of temperature and pressure, associated with the presence of H₂O and CO₂ controlling fractional crystallization and favoring sub-alkaline and alkaline granitic magmas to derive from charnockitic magmas in post-collisional stages (Hubbard 1988, Newton 1992, Bohlender et al. 1992, Thomas et al. 1993, Landenberger & Collins 1996, Rajesh 2004, Harlov et al. 2013). According to Hubbard & Whitley (1978 and 1979), the increase in REE content,

as well as LaN/YbN ratio and Eu anomaly are indicative to magmatic derivation from charnockites to granites.

The available geological and geochemical information has shown that the Alto Candeias batholith is dominated by rapakivi syeno- to monzogranitic association showing, meta- to peraluminous, sub-alkaline, A₂-type, and post-collisional signature. These rocks are surrounded by metaluminous and calc-alkaline (I and A)-types charnockites lithologies showing syn- to post-collisional signature. There are also subordinate lithologies related to subvolcanic rocks and (A₁ and A₂)-type alkaline granites with intra-plate signature (Bettencourt et al. 1999, Santos et al. 2008, Santos Júnior 2015, Queiroz et al. 2017, CPRM 2018, Debowski et al. 2018, this paper). However, the multi-element normalized spidergrams and REE patterns point to some progressive enrichment in HFSE, LREE, and HREE from charnockite, rapakivis, syeno- and monzogranitic, to alkaline facies. In general, it is possible to observe some variation in the degree of fractionation (La_N/Yb_N), with charnockite lithologies tend to lowest La_N/Yb_N values, while that syenogranites have higher La_N/Yb_N values.

These differences become clearer on the (La+Ce)_N vs (Yb+Lu)_N and K/Rb vs Rb correlation diagrams, as well as Harker diagrams, revealed that the charnockite and syenogranites correspond to less and most fractionated lithologies, respectively, but within the same magmatic association. This voluminous polyphasic magmatism had evolution marked by the differentiation process mainly controlled by fractional crystallization of feldspars and ferromagnesian minerals, as well as of some accessory minerals, that favored to the progressive increase of the HFSE and REE content (*e.g.*, Hubbard and Whitley 1978, Bonin 2007, Vasyukova and Williams-Jones 2020, Yang et al. 2020). On the other hand, the Campo Novo alkaline lithologies represent the most fractionated or evolved members identified in the Alto Candeias magmatism, which do not follow the geochemical trend of the other lithologies, suggesting a plutono-volcanic association with distinct magmatic evolution. Additionally, charnockite, syenogranite, and monzogranite rapakivi lithologies have syn to post-collisional geochemical signature, while that Campo Novo alkaline lithologies have intra-plate typical geochemistry.

The available Pb-Pb, U-Pb, Sm-Nd and Lu-Hf isotopic data indicate that the CG-type Alto Candeias magmatism, occurred between 1357 – 1329 Ma, involved the interaction of melts from mantle and crustal sources (Bettencourt et al. 1999, Santos et al. 2008, Santos Júnior 2015, Queiroz et al. 2017, CPRM 2018, Debowski et al. 2018, this paper), emplaced into a large magma chamber that remained active during the Andean-

type tectonic setting related to the Rondonian-San Ignácio orogeny (1356 – 1330 Ma). However, the charnockite, syenogranite, and monzogranite rapakivi lithologies had magmatic evolution during the syn- to post-collisional stages, while that the Campo Novo alkaline lithologies evolved in a plutono-volcanic association during the intra-plate at the final-stage orogenic.

The Campo Novo alkaline lithologies have a particular geochemical signature, marked by high HFSE, REE, Rb, Ga, and Sn content, which may be result from crystallization of differently evolved and geochemically anomalous melts (*e.g.*, Estrade et al. 2014, Motoki et al. 2015, Wu et al. 2017, Zhao et al. 2021). However, in the Campo Novo alkaline lithologies occurrence area, some small Sn(\pm As) deposits have been recorded (CPRM 2008, Santos Júnior 2015). According to Santos Júnior (2015), supported by U-Pb and Ar-Ar geochronological data, these deposits are results of the intrusive younger Sn-specialized magmatic pulses, probably related to the hydrothermal stage from the São Lourenço-Caripunas Intrusive Suite (1314 – 1309 Ma).

4.8 Conclusion and Recommendations

The set of petrographic, geochemical, and isotopic geology information available on the Alto Candeias magmatism to date, allows them to present the following conclusions and recommendations.

The Alto Candeias polyphasic batholith represents a voluminous Mesoproterozoic CG-type magmatism emplaced into a large magma chamber that remained active during the Rondonian-San Ignácio orogeny (1356 – 1330 Ma), which was successively added by melts from mantle and crustal sources driven by a subduction mechanism related to the Andean-type tectonic setting. Based on this study, it is proposed that the emplacement of charnockitic melt at the deep crustal levels, related depleted mantle sources at the syn- to post-collisional tectonic setting, was followed by evolved mobile granitic fractions generation (syenogranite and monzogranite rapakivi lithologies) with Sm-Nd isotopic signature hybrid (mantle and crustal sources) and emplaced at the shallow crustal levels at the post-collisional tectonic setting. In the final stages, geochemically anomalous melts related to the evolved Campo Novo alkaline lithologies are intruded, related to sub-volcanic or plutono-volcanic crustal environment in the intra-plate tectonic setting. It is possible that these last magmatic pulses generated spaces (open mega-faults) that favored the emplacement of younger and Sn-specialized magmatic pulses.

Although there is a reasonable geological map, as well as a good set of petrographic, geochemical, and geochronological data on the Alto Candeias polyphasic batholith, the understanding of the magmatic evolution of this important regional unit still needs further studies. We recommend an adequate treatment on the available aerogeophysical data, to identify some internal features of this voluminous magmatism. Additionally, chemical-mineral studies can be applied to the petrological characterization of magmatic pulses and their fractionation and derivation relationships.

4.9 Acknowledgments

This paper is the result of the PhD Thesis by geologist G.G.B. Trivelli (first author) presented at the Geoscience Institute of the University of Brasilia (IG-UnB), Brazil. This research was financially supported from the Brazilian National Council of Technological and Scientific Development (CNPq – Projects nº 485415/2012-7 and 405839/2013- 8), as well as from Coordination for the Improvement of Higher Education Personnel (CAPES) through scholarship. The authors are thankful to the Brazil Geological Service for supporting field and laboratory stages, as well as to the communities and residents of that region for the great reception for our team. We also thank the geologists Vital Wanderley and Paulo Sérgio Mendes for supporting field. This research is linked to the study group named Granites and Associated Mineralization (UnB-CNPq). This study was financed in part by the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Finance Code 001.

4.10 References

- Ballouard C., Poujol M., Boulvais P., Branquet Y., Tartèse R., Vignerresse J-L., 2016. Nb-Ta fractionation in peraluminous granites: A marker of the magmatic-hydrothermal transition. *Geology*, 44(3):231–234, doi: 10.1130/g37475.1.
- Bea F. 1996. Residence of REE, Y, Th and U in Granites and Crustal Protoliths; Implications for the Chemistry of Crustal Melts. *Journal of Petrology*, 37(3):521–552.
- Bettencourt J.S., Tosdal R.M., Leite Jr. W.B., Payolla B.L., 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondonia 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., Leite Jr. W.B., Goraieb C.L., Sparrenberger I., Bello R.M.S., Payolla B.L., 2005. Sn-polymetallic greisen-type deposits associated with late-stage rapakivi granites, Brazil: fluid inclusion and stable isotope characteristics. *Lithos*, 80:363–386, doi:10.1016/j.lithos.2004.03.060
- 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, doi: 10.1016/j.jsames.2009.08.006
- Bohlender F., Van Reenen D.D., Barton Jr. J.M., 1992. Evidence for metamorphic and igneous charnockites in the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt. *Precambrian Research*, 55:429–449.
- Bonin B., 2007. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos* 97:1–29, doi:10.1016/j.lithos.2006.12.007
- Bühn B., Pimentel M.M., Matteini M., Dantas E.L., 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 81: 99–114. doi:10.1590/S0001-37652009000100011
- Claiborne L.L., Miller C.F., Walker B.A., Wooden J.L., Mazdab F.K., Bea F., 2006, Tracking magmatic processes through Zr/Hf ratios in rocks and Hf and Ti zoning in zircons: an example from the Spirit Mountain batholith, Nevada. *Mineralogical Magazine*, 70:517–543, doi: 10.1180/0026461067050348
- Cordani U.G. and Teixeira W., 2007. Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. In: Hatcher Jr. R.D., Carlson M.P., McBride J.H., Martínez-Catalán J.R.

- (Eds.), 4-D Framework of Continental Crust. Geological Society of America Memoir 200, p. 297–320, doi: 10.1130/2007.1200(14).
- Corfu F., 2004. U–Pb Age, Setting and Tectonic Significance of the Anorthosite–Mangerite–Charnockite–Granite Suite, Lofoten–Vesteralen, Norway. *Journal of Petrology*, 45(9):1799–1819, doi: 10.1093/petrology/egh034
- CPRM, 2007. Geologia e recursos minerais do Estado de Rondônia: Sistema de Informações Geográficas – SIG: Texto Explicativo do Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado de Rondônia – Escala 1:1.000.000. – Porto Velho: CPRM. 153p., CD-ROM.
- CPRM, 2018. Geologia e recursos minerais da Folha Alto Jamari – SC.20-Y-B. Programa Geologia do Brasil, Levantamentos Geológicos Básicos (1:250.000). MME/CPRM, Porto Velho, 147p.
- Debowski B.P., Santos A.C., Holanda W., Ferreira L.O., Simas M.P., Geraldtes M.C. 2018. Análise petrográfica e de geocronologia U-Pb e Lu-Hf da Suíte Intrusiva Alto Candeias (Rondônia, SW do cráton Amazônico): dados inéditos pelo método laser ablation. *In: Anais do 49º Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Rio de Janeiro, CD-ROM.*
- Dostal J. and Chatterjee A.K., 2000. Contrasting behaviour of Nb/Ta and Zr/Hf ratios in a peraluminous granitic pluton (Nova Scotia, Canada). *Chemical Geology* 163:207–218.
- Eby G.N., 1990. The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, 26:115-134.
- Eby G.N., 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20:641-644.
- Emslie R.F. 1991. Granitoids of rapakivi granite-anorthosite and related associations. *Precambrian Research*, 51:173-192
- Emslie R.F. and Hegner E., 1993. Reconnaissance isotopic geochemistry of anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) complexes, Grenville Province, Canada. *Chemical Geology*, 106:279-298.
- Geraldtes M.C., Teixeira W., Heilbron M., 2004. Lithospheric versus asthenospheric source of the SW Amazonian craton A-types granites: the role of the Paleo- and Mesoproterozoic accretionary belts for their coeval continental suites. *Episodes*, 27(3):185-189.
- Geraldtes M.C., 2018. Rondonia Tin Province: a review. *In: 49º Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Rio de Janeiro, CD-ROM.*

- Gioia S.M.C.L. and Pimentel M.M., 2000. The Sm-Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasilia. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 72: 218–245, doi: 10.1590/S0001-37652000000200009
- Harlov D.E., Van Den Kerkhof A., Johansson L., 2013. The Varberg-Torpa charnockite-granite association, SW Sweden: mineralogy, petrology, and fluid inclusion chemistry. *Journal of Petrology*, 54(1): 3-40, doi:10.1093/petrology/egs060
- Hubbard F. H. and Whitley J. E., 1978. Rapakivi granite, anorthosite and charnockitic plutonism. *Nature*, 271:439-440.
- Isotta C.A.L., Carneiro J.M., Kato H.T., Barros R.J.L., 1978. Projeto Província Estanífera de Rondônia: relatório final. MME/DNPM/CPRM, Porto Velho (RO), vol. I, 407p.
- Kloosterman J.B., 1968. Uma província do tipo nigeriano no sul da Amazônia. *Revista de Engenharia, Mineração e Metalurgia*. Rio de Janeiro. XLVII (278):59-64 e XLVII (280):167-168.
- Kumar S., Gupta S., Sensarma S., Bhutani R., 2020. Proterozoic felsic and mafic magmatism in India: implications for crustal evolution through crust-mantle interactions. *Episodes* 43(1):203–230, doi: 10.18814/epiiugs/2020/020013
- Leal J.W.L., Silva G.H., Santos D.B., Teixeira W., Lima M.I.C., Fernandes C.A.C., Pinto A.C., 1978. Levantamento de Recursos Naturais: Folha SC.20 Porto Velho (I – Geologia). MME/DNPM. Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro, v.16:19-184.
- Leite Jr. W.B. 2002. A Suíte Intrusiva Santa Clara (RO) e a mineralização primária polimetálica (Sn,W, Nb, Ta, Zn, Cu e Pb) associada. Ph.D. Thesis, Geosciences Institute, University of São Paulo, São Paulo, Brazil, 247pp.
- Li H., Ling M-X., Ding X., Zhang H., Li C-Y., Liu D-Y., Sun W-D., 2014. The geochemical characteristics of Haiyang A-type granite complex in Shandong, eastern China. *Lithos*, 200-201:142-156, doi: **10.1016/j.lithos.2014.04.014**
- McLelland J.M., Selleck B.W., Hamilton M.A., Bickford M.E. 2010. Late- to post-tectonic setting of some major Proterozoic anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) suites. *The Canadian Mineralogist*, 48:729-750, doi:10.3749/canmin.48.4.729
- Motoki A., Sichel S.E., Vargas T., Melo D.P. , Motoki K.F., 2015. Geochemical behaviour of trace elements during fractional crystallization and crustal assimilation of the felsic alkaline magmas of the state of Rio de Janeiro, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **87**(4):1959-1979, doi: 10.1590/0001-3765201520130385 .

- Nascimento T.M.F. and Souza V.S. 2017. Mineralogy, stable isotopes ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{34}\text{S}$) and ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology studies on the hydrothermal carapace of the Igarapé Manteiga W-Sn Deposit, Rondônia. *Brazilian Journal of Geology*, 47(4): 591-613, doi: 10.1590/2317-4889201720170068
- Newton, R.C., Smith, J.V. and Windley B.F., 1980. Carbonic metamorphism, granulites and crustal growth. *Nature*, 288: 45-50.
- Newton R.C., Aranovich L.Y., Touret J.L.R., 2019. Streaming of saline fluids through Archean crust: Another view of charnockite-granite relations in southern India. *Lithos* 346–347:105157, doi: /10.1016/j.lithos.2019.105157
- Olarewaju V.O., 1987. Charnockite-granite association in SW Nigeria: rapakivi granite type and charnockitic plutonism in Nigeria? *Journal of African Earth Sciences* 6(1):67-77, doi:10.1016/0899-5362(87)90108-4
- Payolla B.L., Bettencourt J.S., Kozuch M., Leite Jr. W.B., Fetter A.H., Van Schmus W.R., 2002. Geological evolution of the basement rocks in the east-central part of the Rondonia Tin Province, SW Amazonian craton, Brazil: U-Pb and Sm-Nd isotopic constraints. *Precambrian Research*, 119:141-169.
- Pettke T., Audétat A., Schaltegger U., Heinrich C.A., 2005. Magmatic-to-hydrothermal crystallization in the W–Sn mineralized Mole Granite (NSW, Australia) Part II: Evolving zircon and thorite trace element chemistry. *Chemical Geology*, 220:191-213, doi: 10.1016/j.chemgeo.2005.02.017.
- Priem H.N.A., Boelrijk N.A.I.M., Hebeda E.H., Verschure R.H., Bom E.H., 1966. Isotopic age of tin granites in Rondônia, N.W. Brazil. *Geologie en Mijnbouw*, 45:191-192.
- Priem H.N.A., Boelrijk N.A.I.M., Hebeda E.H., Verdurmen E.A.Th., Verschure R.H., Bom E.H., 1971. Granitic complexes and associated tin mineralizations of “Grenville” age in Rondônia, western Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, 82:1095-1102.
- Queiroz L.A.V., Macambira M., Nogueira C.C., Quadros M.L.E.S., Geraldes M., 2017. Geocronologia Pb-Pb e litogeoquímica da Suíte Intrusiva Alto Candeias (Rondônia), SW do craton Amazônico. *In: Lima A.M.M. & Gorayeb P.S.S. (Org.). Contribuições à Geologia da Amazônia, SBG-NO, Belém, v.10, p.285-306.*
- Rajesh H. M., 2004. The igneous charnockite-high-K alkali-calcic I-type granite-incipient charnockite association in Trivandrum Block, southern India. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 147, 346-362, doi:10.1007/s00410-004-0561-7

- 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 provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3(4):453-488.
- 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*, 165:120–152, **doi:10.1016/j.precamres.2008.06.009**
- Santos Júnior P.S.M., 2015. Metalogênese do depósito de estanho Liberdade, Campo Novo de Rondônia (RO). Masters Thesis, Geosciences Institute, University of Brasília, Brasília, Brazil, 384p.
- Scandolaro J.E., Rizzotto G.J., Bahia R.B.C., Quadros M.L.E.S, Amorim J.L., Dall’Igna L.G. 1999. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Rondônia: texto explicativo e mapa geológico, escala 1:1.000.000. Programa Levantamentos Geológicos do Brasil. CPRM Serviço Geológico do Brasil, Brasília, Brasil
- Scandolaro J.E., 2006. Geologia e evolução do terreno Jamari, embasamento da faixa Sunsás/Aguapei, centro-leste de Rondônia, sudoeste do Cráton Amazônico. Ph.D. Thesis, Geosciences Institute, University of Brasília, Brasília, Brazil, 384pp.
- Scandolaro 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 Providência suite and associated gabbros, central-eastern Rondônia, SW Amazonian Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 45:166-193, doi:10.1016/j.jsames.2013.03.00
- Scandolaro 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, doi.org/10.1016/j.jsames.2013.04.002
- Souza V.S. 2003. Evolução magmática e modelo metalogenético do sistema vulcano-plutônico estanífero Bom Futuro (RO). Ph.D Thesis, Geosciences Institute, University of Brasília, Brasília, Brazil, 240pp.
- Souza V.S., Teixeira L.M., Dantas E.L. Botelho N.F., Laux J.H., 2006. Idades U-Th-Pb e U-Pb em monazita de ortogneise do Complexo Jamari, área do depósito de estanho de Bom Futuro (RO). *Revista Brasileira de Geociências*, 36(1):71-76.

- Tassinari C.C.G. and Macambira M.J.B., 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3):174-182
- 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.
- Teixeira W., Geraldes 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, doi:10.1016/j.jsames.2009.09.007
- Tohver E., Van der Pluijm B.A., Scandolara J.E., Essene E.J., 2005. Late Mesoproterozoic deformation of SW Amazonia (Rondônia, Brazil): geochronological and structural evidence for collision with Southern Laurentia. *Journal of Geology* 113:309-323, doi:10.1086/428807.
- Vasyukova O. and Williams-Jones A. 2020. Partial melting, fractional crystallisation, liquid immiscibility and hydrothermal mobilisation – A ‘recipe’ for the formation of economic A-type granite-hosted HFSE deposits. *Lithos*, 356-357:105300, doi: 10.1016/j.lithos.2019.105300.
- Walters A.S., Goodenough K.M., Hughes H.S.R., Roberts N.M.W., Gunn A.G., Rushton J., Lacinska A., 2013. Enrichment of Rare Earth Elements during magmatic and postmagmatic processes: a case study from the Loch Loyal Syenite Complex, northern Scotland. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 166:1177–1202, doi: 10.1007/s00410-013-0916-z.
- Wang Y., Yang Y-Z., Siebel W., Zhang H., Zhang Y-S., Chen F. 2020. Geochemistry and tectonic significance of late Paleoproterozoic A-type granites along the southern margin of the north china craton. *Nature Scientific Reports*, 10:86, <https://doi.org/10.1038/s41598-019-56820-1>
- Ward C. D., McArthur J. M., Walsh J. N., 1992. Rare Earth Element Behaviour During Evolution and Alteration of the Dartmoor Granite, SW England. *Journal of Petrology*, 33(4):785–815, <https://doi.org/10.1093/petrology/33.4.785>
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95:407-419, doi: 10.1007/BF00402202.
- Yang W.-B., Niu H.-C., Li N.-B., Hollings P., Zurevinski S., Xing C.-M., 2020. Enrichment of REE and HFSE during the magmatic-hydrothermal evolution of the Baerzhe alkaline

granite, NE China: Implications for rare metal mineralization. *Lithos* 358–359:105411, doi:10.1016/j.lithos.2020.105411

Zaraisky G.P., Aksyuk A.M., Devyatova V.N., Udoratina O.V., Chevychelov V.Y., 2009. The Zr/Hf ratio as a fractionation indicator of rare-metal granites. *Petrology*,17(1):28-50, doi: 10.1134/S0869591109010020

CAPÍTULO 5
CONSIDERAÇÕES FINAIS

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

5.1 Discussões

O volumoso magmatismo Meso-Neoproterozóico que compõe a Província Estanífera de Rondônia, localizada na porção sudoeste do cráton Amazônico, tem sido caracterizado como tipo A relacionado ao cenário tectônico intraplaca e de pós-colisão (Isotta et al. 1978, Bettencourt et al. 1999, CPRM 2007, Leite Júnior et al. 2014).

A evolução magmática, a assinatura geoquímica e a inserção tectônica do volumoso magmatismo polifásico de Alto Candeias têm sido foco de discussões. De acordo com Bettencourt et al. (1999, 2010), a associação Alto Candeias rapakivi com sua assinatura geoquímica subalcalina, metaluminosa, pós-colisional e pertencente ao tipo A, está relacionada com a orogenia Rondoniana-San Ignácio (1356 – 1330 Ma). Por outro lado, para Santos et al. (2008), o batólito Alto Candeias reúne granitos dos tipos A, I e S, sugerindo derivação magmática da crosta continental em ambiente orogênico. Queiroz et al. (2017) identificam o magmatismo do Alto Candeias como uma suíte CGM calcioalcalina expandida (anortosita, mangerita, granito, charnockita), que abriga granitos dos tipos A e I, influenciados distalmente por um cenário geológico de subducção em torno de 1350 Ma. O Serviço Geológico, CPRM (2018) sugere a colocação do magmatismo de Alto Candeias tipo A sob um estágio tardio a pós-colisional no final da orogenia Candeias (1371-1319 Ma).

As associações plutônicas polifásicas AMCG (com magmas gabróticos, tonalíticos, enderbítico-mangeríticos e anortosíticos) e CG (charnockito-granito) têm sido relatadas em vários cinturões móveis proterozóicos do mundo, normalmente relacionadas ao cenário geológico tardio a pós-colisional. O tipo AMGC é derivado de diferentes fontes magmáticas combinadas com cristalização fracionada e processos de mistura de magma (Emslie 1991, Emslie & Hegner 1993, Corfu 2004, Larin et al. 2006, Larin 2009, Scandolara et al. 2013, Valério et al. 2018), enquanto que o tipo CG é dito co-magmático relacionado a um processo efetivo de diferenciação interna ou cristalização fracionada durante o emplacement (Hubbard & Whitley 1978 e 1979, Bohlender et al. 1992, Harlov et al. 2013).

Para a associação plutônica polifásica Alto Candeias, o termo tipo CG é o mais adequado para este Sistema magmático, visto que não há registros de litologias de anortosito, gabro e mangerito, tornando inapropriado o nome tipo AMGC.

Em geral, a evolução magmática do tipo CG envolve altos valores de temperatura e pressão, associadas à presença de H₂O e CO₂ controlando a cristalização fracionada e favorecendo magmas graníticos subalcalinos e alcalinos para derivar de magmas charnockíticos em estágios pós-colisional (Hubbard 1988, Newton 1992, Bohlander et al. 1992, Thomas et al. 1993, Landenberger & Collins 1996, Rajesh 2004, Harlov et al. 2013). Segundo Hubbard & Whitley (1978 e 1979), o aumento do teor de REE, assim como a relação LaN/YbN e a anomalia do Eu são indicativos de derivação magmática de charnockitos para granitos.

As informações geológicas e geoquímicas disponíveis mostram que o batólito Alto Candeias é dominado pela associação rapakivi sieno a monzogranítica apresentando assinatura meta- a peraluminosa, subalcalina, tipo A2 e pós-colisional. Estas rochas são circundadas por litologias de charnockitos com características metaluminosas e cálcio-alcalinas (I e A) mostrando assinatura sin- a pós-colisional. Existem também litologias subordinadas relacionadas a rochas subvulcânicas e granitos alcalinos do tipo (A1 e A2) com assinatura intraplaca (Bettencourt et al. 1999, Santos et al. 2008, Santos Júnior 2015, Queiroz et al. 2017, CPRM 2018, Debowski et al. 2018, este artigo). No entanto, os padrões de spidergrams e REE normalizados com vários elementos apontam para algum enriquecimento progressivo em HFSE, LREE e HREE de charnockito, rapakivis, sieno e monzogranítico, para fácies alcalinas. Em geral, é possível observar alguma variação no grau de fracionamento (LaN/YbN), sendo que os charnockitos possuem os menores valores de LaN/YbN, enquanto que os sienogranitos apresentam maiores valores.

Essas diferenças ficam mais claras nos diagramas de correlação (La+Ce)N vs (Yb+Lu)N e K/Rb vs Rb, bem como nos diagramas de Harker, que revelaram que os charnockitos e os sienogranitos correspondem a litologias menos e mais fracionadas, respectivamente, mas dentro da mesma associação magmática. Este volumoso magmatismo polifásico teve evolução marcada pelo processo de diferenciação principalmente controlado por cristalização fracionada de feldspatos e minerais ferromagnesianos, bem como de alguns minerais acessórios, que favoreceram o aumento progressivo do teor de HFSE e REE (por exemplo, Hubbard e Whitley 1978, Bonin 2007, Vasyukova e Williams-Jones 2020, Yang et al. 2020), por outro lado, as litologias

alcalinas Campo Novo representam os membros mais fracionados ou evoluídos identificados no magmatismo do Alto Candeias, que não seguem a tendência geoquímica do outras litologias, sugerindo uma associação plutono-vulcânica com evolução magmática distinta. Além disso, as litologias de charnockito, sienogranito e monzogranito rapakivi possuem assinatura geoquímica pós-colisional, enquanto que as litologias alcalinas de Campo Novo possuem geoquímica típica intraplaca.

Os dados isotópicos disponíveis de Pb-Pb, U-Pb, Sm-Nd e Lu-Hf indicam que o magmatismo de Alto Candeias tipo CG, ocorrido entre 1357 – 1329 Ma, envolveu a interação de fundidos de fontes mantélicas e crustais (Bettencourt et al. A a orogenia Rondoniano-San Ignácio (1356 – 1330 Ma). As litologias charnokito, sienogranito e monzogranito rapakivi tiveram evolução magmática durante os estágios sin para pós-colisional, enquanto que as litologias alcalinas Campo Novo evoluíram em uma associação plutono-vulcânica durante a intraplaca no estágio orogênico final.

As litologias alcalinas de Campo Novo têm uma assinatura geoquímica particular marcada pelo alto teor de HFSE, REE, Rb, Ga e Sn, que pode ser resultado da cristalização de fundidos de evolução diferente e geoquimicamente anômalos (por exemplo, Estrade et al. 2014, Motoki et al. 2015, Wu et al. 2017, Zhao et al. 2021). Na área de ocorrência de litologias alcalinas de Campo Novo, já foram registrados alguns pequenos depósitos de Sn(\pm As) (CPRM 2008, Santos Júnior 2015). Segundo Santos Júnior (2015), apoiado em dados geocronológicos de U-Pb e Ar-Ar, esses depósitos são resultados dos pulsos magmáticos intrusivos mais jovens especializados em Sn, provavelmente relacionados ao estágio hidrotermal da Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas (1314 – 1309 Ma).

Sugere-se, portanto, que o modelo geológico da área de estudo esteja aproximado ao de Bonin (2007) (Fig. 5.1), onde as zonas de fusão parcial estão localizadas em maiores profundidades no manto superior e o nível subvulcânica no topo. Os níveis intermediários estariam representados por granitos rapakivi com cumulados de feldspatos alcalinos e quartzo.

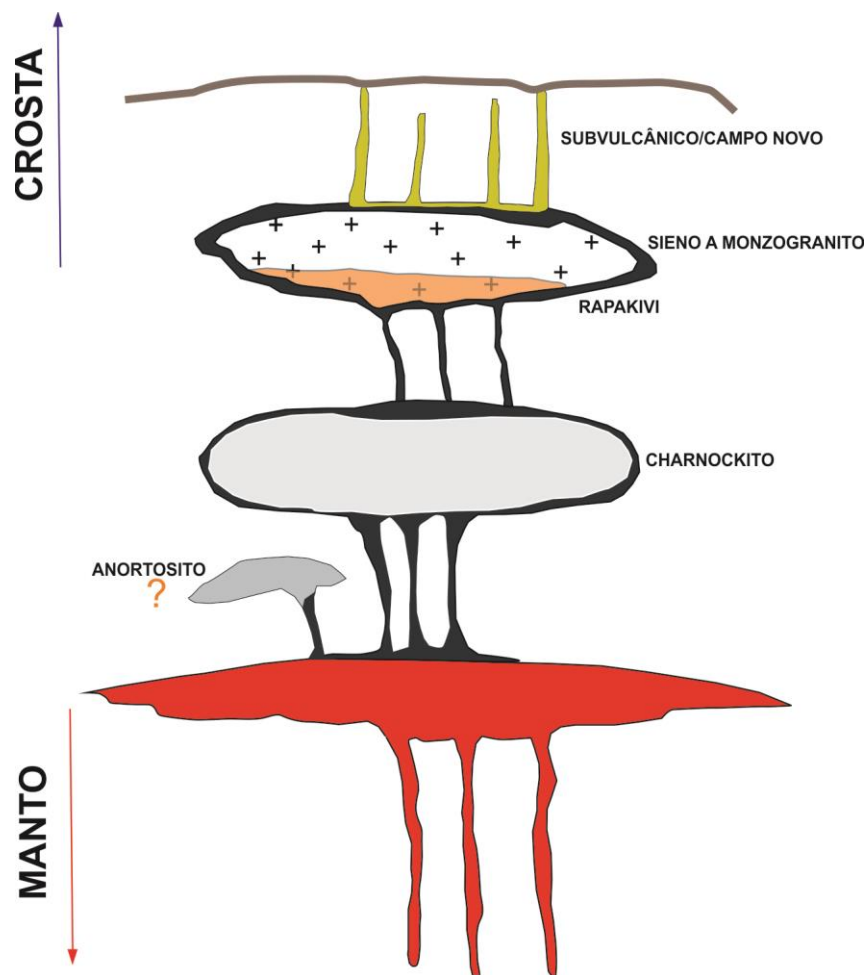


Figura 5.1 Modelo geológico adaptado de Bonin (2007).

5.2 Conclusão e recomendações

O conjunto de informações petrográficas, geoquímicas e geológicas isotópicas disponíveis até o momento sobre o magmatismo do Alto Candeias, permite apresentar as seguintes conclusões e recomendações:

- batólito polifásico Alto Candeias representa um volumoso magmatismo mesoproterozóico tipo CG colocado em uma grande câmara magmática que permaneceu ativa durante a orogenia Rondoniana-San Ignácio (1356 – 1330 Ma), que foi sucessivamente adicionada por derretimentos de fontes mantélicas e crustais impulsionadas por um mecanismo de subducção relacionado ao cenário tectônico do tipo andino. Com base neste estudo, propõe-se que a fusão de charnockíticos nos níveis crustais profundos, relacionados a fontes de manto empobrecido no cenário tectônico sin-to pós-colisional, foi seguido pela geração

de frações graníticas móveis evoluídas (sienogranito e monzogranito rapakivi litologias) com assinatura isotópica Sm-Nd híbrida (manto e fontes crustais) e emplacement nos níveis crustais rasos no cenário tectônico pós-colisional. Nos estágios finais, as fusões geoquimicamente anômalas relacionados às litologias alcalinas evoluídas de Campo Novo são intrusões, relacionadas ao ambiente crustal subvulcânico ou plutonovulcânico no cenário tectônico intraplaca. É possível que esses últimos pulsos magmáticos tenham gerado espaços (megafalhas abertas) que favoreceram a colocação de pulsos magmáticos mais jovens e com teores de Sn.

- Embora exista um mapa geológico, bom conjunto de dados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos sobre o batólito polifásico de Alto Candeias, o entendimento da evolução magmática desta importante unidade regional ainda carece de mais estudos. Recomendamos um tratamento adequado dos dados aerogeofísicos disponíveis, a fim de identificar algumas características internas deste volumoso magmatismo. Adicionalmente, estudos químico-minerais podem ser aplicados à caracterização petrológica de pulsos magmáticos e suas relações de fracionamento e derivação.

REFERÊNCIAS

- Ballouard C., Poujol M., Boulvais P., Branquet Y., Tartèse R., Vigneresse J-L., 2016. Nb-Ta fractionation in peraluminous granites: A marker of the magmatic-hydrothermal transition. *Geology*, 44(3):231–234, doi: 10.1130/g37475.1.
- Bea F. 1996. Residence of REE, Y, Th and U in Granites and Crustal Protoliths; Implications for the Chemistry of Crustal Melts. *Journal of Petrology*, 37(3):521-552.
- Bohlander F., Van Reenen D.D., Barton Jr. J.M. 1992. Evidence for metamorphic and igneous charnockites in the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt. *Precambrian Research*, 55:429-449.
- Bettencourt J.S., Tosdal R.M., Leite Jr. W.R., 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., Leite Jr. W.B., Goraieb C.L., Sparrenberger I., Bello R.M.S., Payolla B.L., 2005. Sn-polymetallic greisen-type deposits associated with late-stage rapakivi granites, Brazil: fluid inclusion and stable isotope characteristics. *Lithos*, 80:363– 386, doi:10.1016/j.lithos.2004.03.060
- 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.
- Bohlander F., Van Reenen D.D., Barton Jr. J.M., 1992. Evidence for metamorphic and igneous charnockites in the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt. *Precambrian Research*, 55:429-449.
- Bonin B., 2007. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos* 97:1–29, doi:10.1016/j.lithos.2006.12.007
- Boynton W.V. 1984. Cosmogeochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, pp. 63-114
- Bühn, B., Pimentel, M.M., Matteini, M., Dantas, E.L. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 81:1-16.
- Bruand E., Fowler M., Storey C., Laurent O., Antoine C., Guitreau M., Heilimo E., Nebel O., 2020. Accessory mineral constraints on crustal evolution: elemental

- fingerprints for magma discrimination. *Geochemical Perspectives Letters*, 13, 7-12, <https://doi.org/10.7185/geochemlet.2006>
- Claiborne L.L., Miller C.F., Walker B.A., Wooden J.L., Mazdab F.K., Bea F., 2006, Tracking magmatic processes through Zr/Hf ratios in rocks and Hf and Ti zoning in zircons: an example from the Spirit Mountain batholith, Nevada. *Mineralogical Magazine*, 70:517–543, doi:10.1180/0026461067050348
- Cordani U.G. and Teixeira W., 2007. Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. In: Hatcher Jr. R.D., Carlson M.P., McBride J.H., Martínez-Catalán J.R. (Eds.), 4-D Framework of Continental Crust. Geological Society of America Memoir 200, p. 297–320, doi: 10.1130/2007.1200(14).
- Corfu F., 2004. U–Pb Age, Setting and Tectonic Significance of the Anorthosite–Mangerite–Charnockite–Granite Suite, Lofoten–Vesteralen, Norway. *Journal of Petrology*, 45(9):1799–1819, doi: 10.1093/petrology/egh034
- CPRM. 2007. Geologia e recursos minerais do Estado de Rondônia: Sistema de Informações Geográficas – SIG: Texto Explicativo do Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado de Rondônia – Escala 1:1.000.000. – Porto Velho: CPRM. 153p., CD-ROM.
- CPRM. 2018. Geologia e recursos minerais da Folha Alto Jamari – SC.20-Y-B. Programa Geologia do Brasil, Levantamentos Geológicos Básicos (1:250.000). MME/CPRM, Porto Velho, 147p.
- Dahlquist, J.A., Alasino, P.H., Basei, M.A.S. *et al.* Petrological, geochemical, isotopic, and geochronological constraints for the Late Devonian–Early Carboniferous magmatism in SW Gondwana (27–32°LS): an example of geodynamic switching. *International Journal of Earth Science*, 107: 2575–2603, <https://doi.org/10.1007/s00531-018-1615-9>
- Debowski B.P., Santos A.C., Holanda W., Ferreira L.O., Simas M.P., Geraldés M.C. 2018. Análise petrográfica e de geocronologia U-Pb e Lu-Hf da Suíte Intrusiva Alto Candeias (Rondônia, SW do cráton Amazônico): dados inéditos pelo método laser ablation. In: Anais do 49º Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Rio de Janeiro, CD-ROM.
- Debowski B.P., Alves M.I., Santos A.C., Tavares Jr. A.D., Geraldés M.C. 2019. Contribution to the understanding of the Rondonia Tin Province granites (SW Amazonian Craton) origin using U-Pb and Lu-Hf in zircon by LA-ICPMS:

- implications to A-type granite genesis. *Journal of the Geological Survey of Brazil*, 2(3):151-164.
- DePaolo D.J. 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust–mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291:193-197.
- Dostal J. and Chatterjee A.K., 2000. Contrasting behaviour of Nb/Ta and Zr/Hf ratios in a peraluminous granitic pluton (Nova Scotia, Canada). *Chemical Geology* 163:207–218.
- Eby G.N., 1990. The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, 26:115-134.
- Eby G.N. 1992. Chemical subdivisions of A-type granitoids: Petrogenesis and tectonic implications. *Geology* 20:614–644.
- Emslie R.F. 1991. Granitoids of rapakivi granite-anorthosite and related associations. *Precambrian Research*, 51(1–4):173-192, [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(91\)90100-O](https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90100-O)
- Emslie R.F. and Hegner E. 1993. Reconnaissance isotopic geochemistry of anorthosite mangerite-charnockite-granite (AMCG) complexes, Grenville Province, Canada. *Chemical Geology*, 106:279-298.
- 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(11):2033-2048 <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>
- Geraldes M.C., Teixeira W., Heilbron M., 2004. Lithospheric versus asthenospheric source of the SW Amazonian craton A-types granites: the role of the Paleo- and Mesoproterozoic accretionary belts for their coeval continental suites. *Episodes*, 27(3):185-189.
- Geraldes M.C. 2018. Rondonia Tin Province: a review. In: 49º Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Rio de Janeiro, CD-ROM.
- Gióia S. M. C. L. & Pimentel M. M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 72(2):219- 245.
- Gros K., Słaby E., Birski Ł., Kozub-Budzyń G., Sláma J., 2020. Geochemical evolution of a composite pluton: insight from major and trace element chemistry of titanite. *Mineralogy and Petrology*, 114:375–401, <https://doi.org/10.1007/s00710-020-00715-x>

- Harlov D.E., Van den Kerkhof A., Johansson L. 2013. The Varberg-Torpa charnockite-granite association, SW Sweden: mineralogy, petrology, and fluid inclusion chemistry. *Journal of Petrology*, 54(1):3-40.
- Hoskin P.W.O., Ninny P.D., Wyborn D., Chappell B.W., 2000. Identifying accessory mineral saturation during differentiation in granitoid magma: an integrated approach. *Journal of Petrology*, 41(9):1365-1396.
- Hubbard F. H. and Whitley J. E., 1978. Rapakivi granite, anorthosite and charnockitic plutonism. *Nature*, 271:439-440.
- Hubbard F.H. 1988. Basic intrusion, charnockite-rapakivi granite plutonism and crustal depletion, S. W. Sweden. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 43(2):543-554.
- Hubbard F. H. and Whitley J. E. 1978. Rapakivi granite, anorthosite and charnockitic plutonism. *Nature*, 271:439-440.
- Hubbard F. H. and Whitley J. E. 1979. REE in charnockite and associated rocks, southwest Sweden. *Lithos*, 12:1-11.
- Isotta C.A.L., Carneiro J.M., Kato H.T., Barros R.J.L. 1978. Projeto Província Estanífera de Rondônia: relatório final. MME/DNPM/CPRM, Porto Velho (RO), vol. I, 407p.
- Kloosterman J.B. 1968. Uma província do tipo nigeriano no sul da Amazônia. *Revista de Engenharia, Mineração e Metalurgia. Rio de Janeiro*. XLVII (278):59-64 e XLVII (280):167-168.
- Kumar S., Gupta S., Sensarma S., Bhutani R., 2020. Proterozoic felsic and mafic magmatism in India: implications for crustal evolution through crust-mantle interactions. *Episodes* 43(1):203–230, doi: 10.18814/epiiugs/2020/020013
- Landenberger B. & Collins W. J. 1996. Derivation of A-type granites from a dehydrated charnockitic lower crust: evidence from the Chaelundi Complex, Eastern Australia. *Journal of Petrology*, 37(1):145-170, doi: 10.1093/petrology/37.1.145.
- Larin A.M., Kotov A.B., Sal'nikova E. B., Glebovitskii V. A., Sukhanov M.K., Yakovleva S.Z., Kovach V.P., Berezhnaya N.G., Velikoslavinskii S. D., Tolkachev M.D. 2006. The Kalar Complex, Aldan–Stanovoi Shield, an ancient anorthosite–mangerite–charnockite–granite association: geochronologic, geochemical, and isotopic–geochemical characteristics. *Petrology*, 14(1):2–20. DOI:10.1134/S0869591106010024

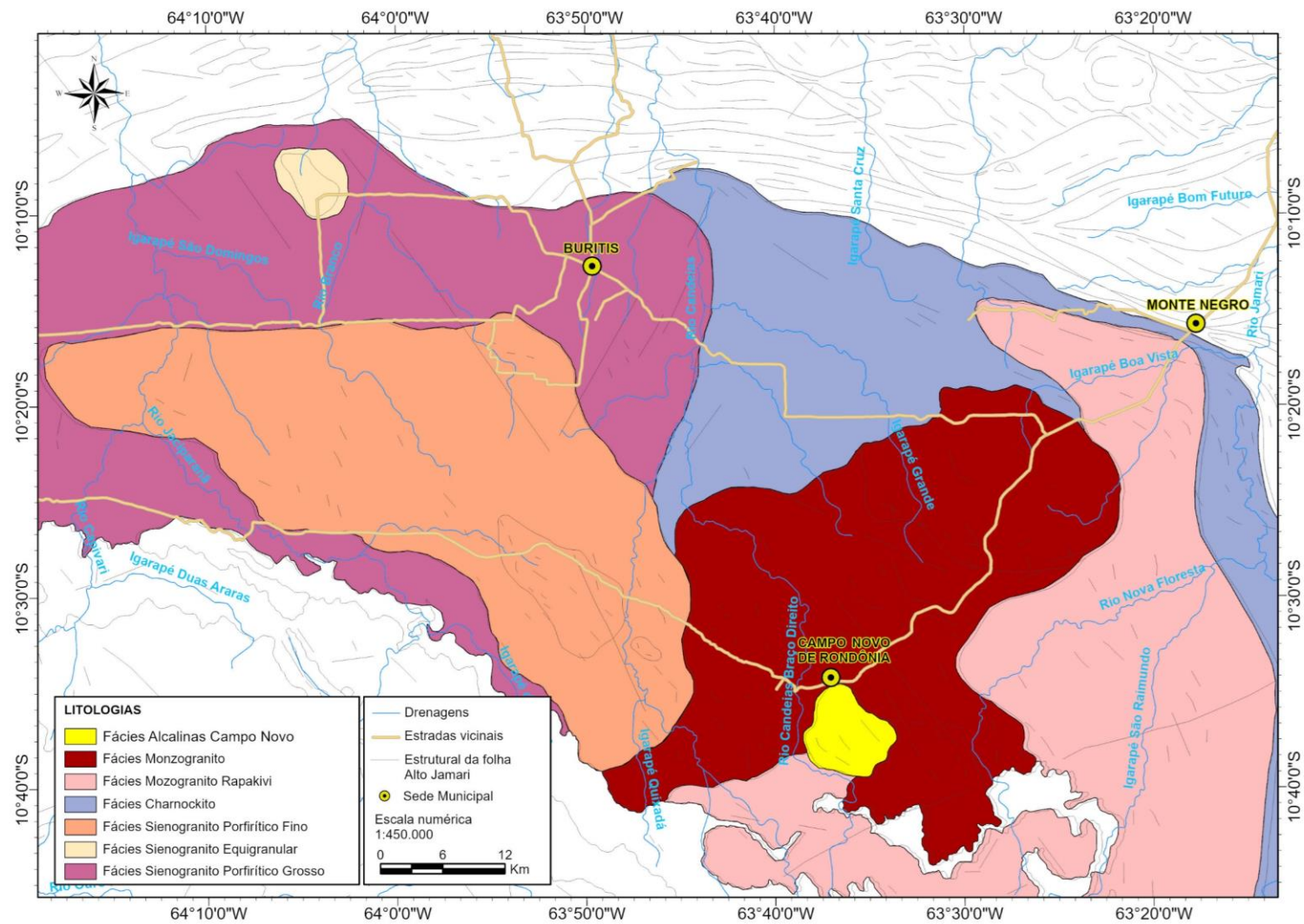
- Larin A. M. 2009. Rapakivi Granites in the Geological History of the Earth. Part 1, Magmatic Associations with Rapakivi Granites: Age, Geochemistry, and Tectonic Setting. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 17(3): 235–258. DOI:10.1134/S0869593809030010
- Leal J.W.L., Silva G.H., Santos D.B., Teixeira W., Lima M.I.C., Fernandes C.A.C., Pinto A.C. 1978. Levantamento de Recursos Naturais: Folha SC.20 Porto Velho (I – Geologia). MME/DNPM. Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro, v.16:19-184.
- Leite Jr. W.B. 2002. A Suíte Intrusiva Santa Clara (RO) e a mineralização primária polimetálica (Sn,W, Nb, Ta, Zn, Cu e Pb) associada. Ph.D. Thesis, Geosciences Institute, University of São Paulo, São Paulo, Brazil, 247pp.
- Li H., Ling M-X., Ding X., Zhang H., Li C-Y., Liu D-Y., Sun W-D., 2014. The geochemical characteristics of Haiyang A-type granite complex in Shandong, eastern China. *Lithos*, 200-201:142-156, doi: **10.1016/j.lithos.2014.04.014**
- Leite Júnior W.B., Payolla B.L., Bettencourt J.S., Dias C.A.T. 2014. 1.38-1.30 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(Especial I):125-129. <http://www.ineg.pt/iedt/unidades/16/paginas/26/30/185>
- McLelland J.M., Selleck B.W., Hamilton M.A., Bickford M.E. 2010. Late- to post-tectonic setting of some major Proterozoic anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) suites. *The Canadian Mineralogist*, 48:729-750, doi:10.3749/canmin.48.4.729
- Motoki A., Sichel S.E., Vargas T., Melo D.P., Motoki K.F., 2015. Geochemical behaviour of trace elements during fractional crystallization and crustal assimilation of the felsic alkaline magmas of the state of Rio de Janeiro, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 87(4): 1959-1979, <http://dx.doi.org/10.1590/0001-3765201520130385>
- Nascimento T.M.F. and Souza V.S. 2017. Mineralogy, stable isotopes ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{34}\text{S}$) and ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology studies on the hydrothermal carapace of the Igarapé Manteiga W-Sn Deposit, Rondônia. *Brazilian Journal of Geology*, 47(4): 591-613, doi: 10.1590/2317-4889201720170068
- Nekvasil H., Simon A., Lindsley D.H., 2000. Crystal fractionation and the evolution of

- intra-plate *hy*-normative igneous suites: insights from their feldspars. *Journal of Petrology*, 41(12):1743-1757.
- Newton, R.C., Smith, J.V. and Windley B.F., 1980. Carbonic metamorphism, granulites and crustal growth. *Nature*, 288: 45-50.
- Newton R.C., Aranovich L.Y., Touret J.L.R., 2019. Streaming of saline fluids through Archean crust: Another view of charnockite-granite relations in southern India. *Lithos* 346–347:105157, doi: /10.1016/j.lithos.2019.105157
- Newton R.C. 1992. An overview of charnockite. *Precambrian Research*, 55:399-405.
- Nogueira C.C., Geraldés M.C., Saar B.A., Debowski B.P., Queiroz L.A.V., Quadros M., Tavares Jr, A. 2014. Idade U-Pb em zircão por LA-ICP-MS de rochas graníticas da Suíte Alto Candeias, Província Estanífera de Rondônia. *In: Anais do 47º Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Salvador, p.481.*
- Olarewaju V.O., 1987. Charnockite-granite association in SW Nigeria: rapakivi granite
- Payolla B.L., Bettencourt J. S., Kozuch M., Leite Jr. W.B., Fetter A.H., Van Schmus R. 2002. 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. *Precambrian Research*, **119**:141-169.
- 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(4):956-983.
- Pettke T., Audétat A., Schaltegger U., Heinrich C.A., 2005. Magmatic-to-hydrothermal crystallization in the W–Sn mineralized Mole Granite (NSW, Australia) Part II: Evolving zircon and thorite trace element chemistry. *Chemical Geology*, 220:191-213, doi: 10.1016/j.chemgeo.2005.02.017.
- Priem H.N.A., Boelrijk N.A.I.M., Hebeda E.H., Verschure R.H., Bom E.H. 1966. Isotopic age of tin granites in Rondônia, N.W. Brazil. *Geologie en Mijnbouw*, **45**:191-192.
- Priem H.N.A., Boelrijk N.A.I.M., Hebeda E.H., Verdurmen E.A.Th., Verschure R.H., Bom E.H. 1971. Granitic complexes and associated tin mineralizations of “Grenville” age in Rondônia, western Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, **82**:1095-1102.
- Queiroz L.A.V., Macambira M., Nogueira C.C., Quadros M.L.E.S., Geraldés M. 2017. Geocronologia Pb-Pb e litogeoquímica da Suíte Intrusiva Alto Candeias

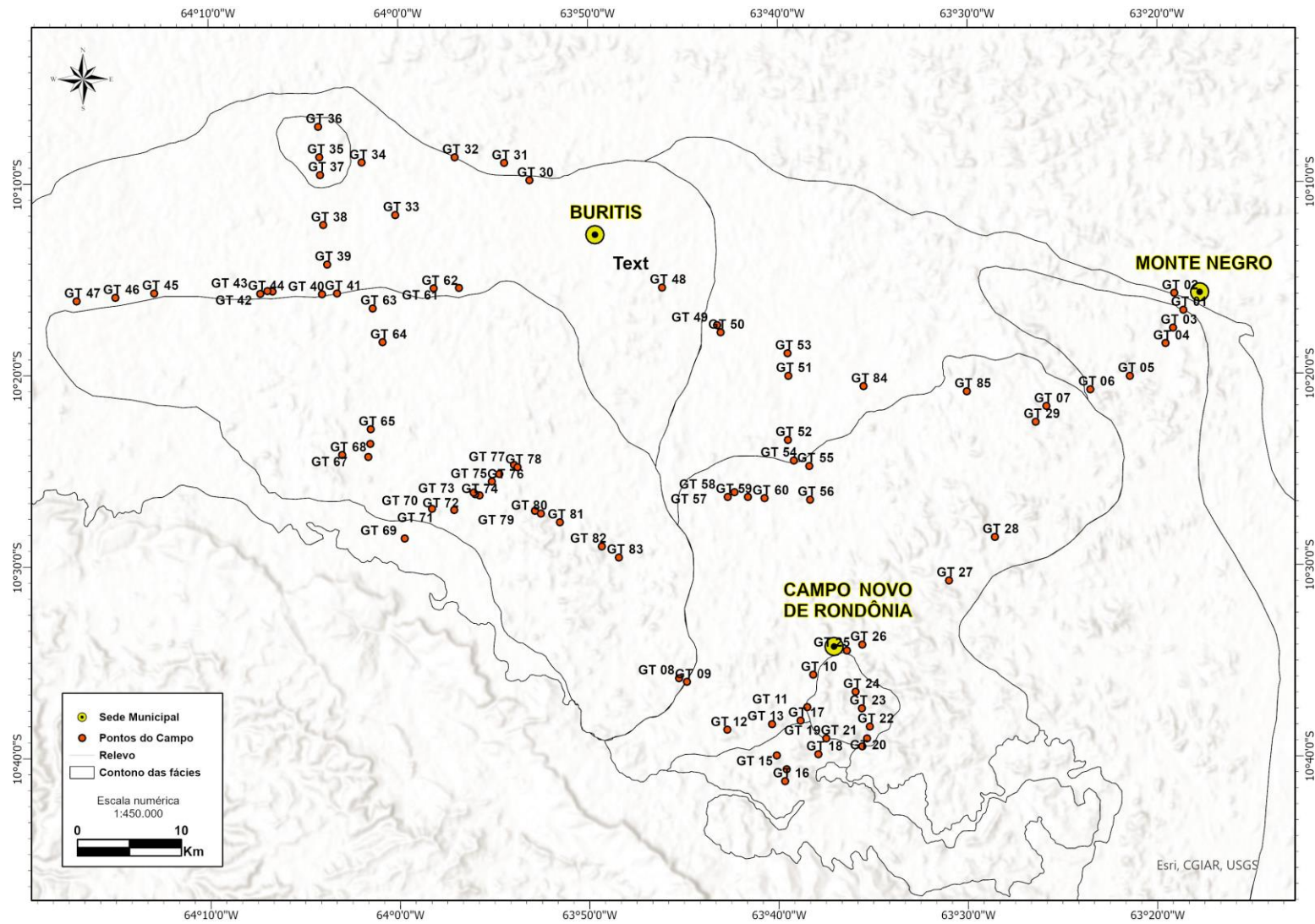
- (Rondônia), SW do craton Amazônico. *In*: Lima A.M.M. & Gorayeb P.S.S. (Org.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, SBG-NO, Belém, v.10, p.285-306.
- Rajesh H.M. 2004. The igneous charnockite – high-K alkali-calcic I-type granite – incipient charnockite association in Trivandrum Block, southern India. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 147:346–362
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R.A. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3(4):453-488.
- 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*, 165:120–152.
- Santos Júnior P.S.M. 2015. Metalogênese do depósito de estanho Liberdade, Campo Novo de Rondônia (RO). *Dissertação de Mestrado*, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 384p.
- Scandolaro J.E. 2006. Geologia e evolução do Terreno Jamari, embasamento da faixa Sunsás/Aguapeí, centro-leste de Rondônia, sudoeste do Cráton Amazônico. *Tese de Doutorado*, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 384p.
- Scandolaro J.E., Fuck R.A., Dantas E.L., Souza V. S. 2013. 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*, 46:1–28.
- Souza E.C., Melo A.F.F., Adamy A., Soeiro R.S., Daleiro V. 1975. Projeto nordeste de Rondônia: relatório final. MME/DNPM/CPRM, Brasília, v.1, 225p.
- Souza V.S., Teixeira L.M., Dantas E.L., Botelho N.F., Laux J.H. 2006. Idades U-Th-Pb e U-Pb em monazita de ortognaisse do Complexo Jamari, área do depósito de estanho de Bom Futuro (RO). *Revista Brasileira de Geociências*, 36(1):71-76.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B., 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22:174-182.
- Thomas R.J., Eglinton B.M., Bowring S.A., Retief E.A., Walraven F. 1993. New isotope data from a Neoproterozoic porphyritic granitoid-charnockite suite from Natal,

- South Africa. *Precambrian Research*, 62:83-101, [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(93\)90095-J](https://doi.org/10.1016/0301-9268(93)90095-J)
- Thompson R.N. 1982. Magmatism Of The British Tertiary Volcanic Province. *Scottish Journal Of Geology*, 18:49-107.
- Tohver E., Van der Pluijm B.A., Mezger K., Scandolara J.E., Essene E.J. 2005. Two stage tectonic history of the SW Amazon craton in the late Mesoproterozoic: identifying a cryptic suture zone. *Precambrian Research*, **137**:35-59.
- Valério C.S., Macambira M.J.B., Souza V.S., Dantas E.L., Nardi L.V.S. 2018. 1.88 Ga São Gabriel AMCG association in the southernmost Uatumã-Anauá Domain: Petrological implications for post-collisional A-type magmatism in the Amazonian Craton. *Lithos*, 300–301:291–313, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.12.001>
- Vasyukova O. and Williams-Jones A. 2020. Partial melting, fractional crystallisation, liquid immiscibility and hydrothermal mobilisation – A ‘recipe’ for the formation of economic A-type granite-hosted HFSE deposits. *Lithos*, 356-357:105300, doi: 10.1016/j.lithos.2019.105300.
- Walters A.S., Goodenough K.M., Hughes H.S.R., Roberts N.M.W., Gunn A.G., Rushton J., Lacinska A., 2013. Enrichment of Rare Earth Elements during magmatic and postmagmatic processes: a case study from the Loch Loyal Syenite Complex, northern Scotland. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 166:1177–1202, doi: 10.1007/s00410-013-0916-z.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. 1987. A-Type Granites: Geochemical Characteristics, Discrimination and Petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95:407-419.

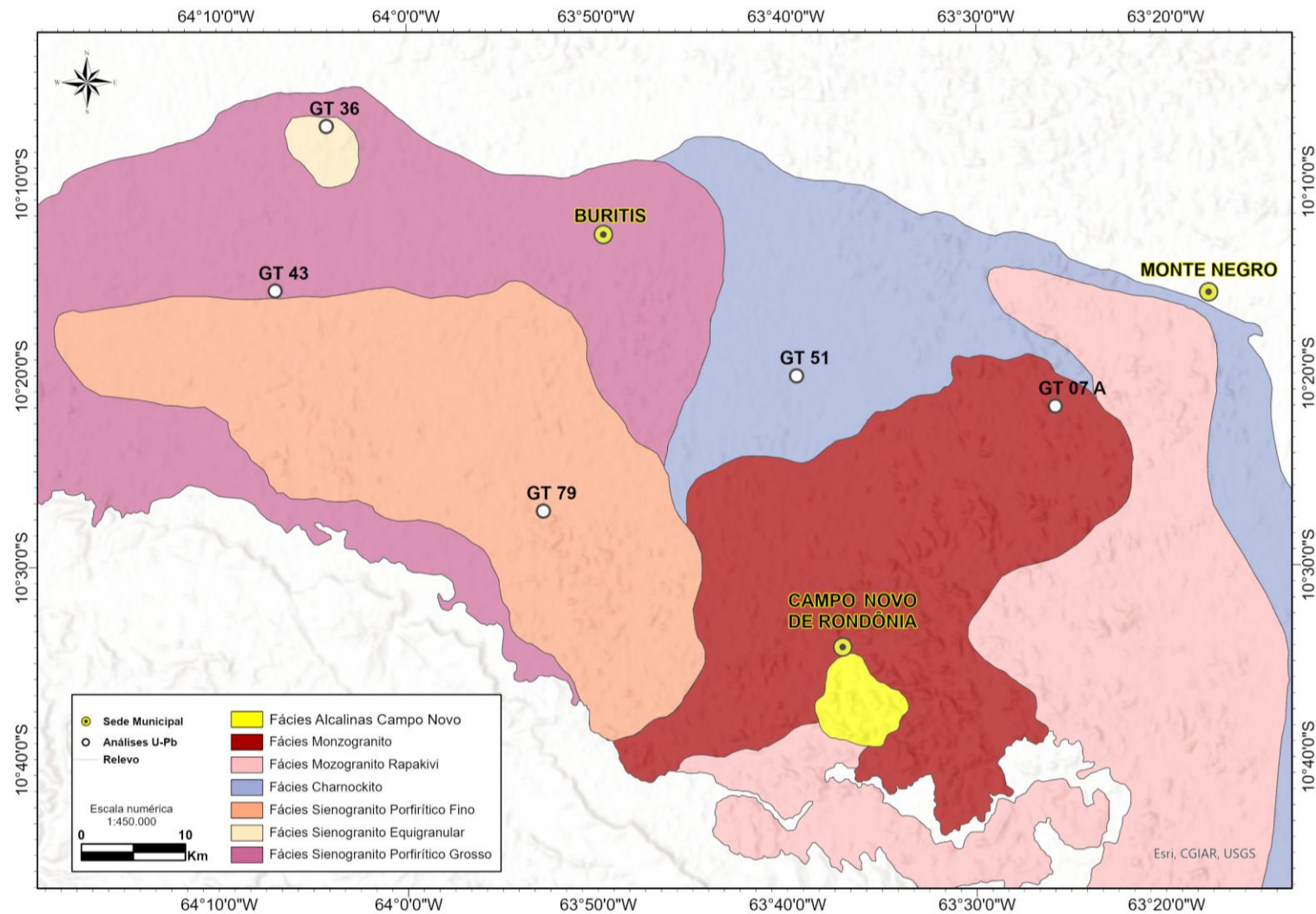
ANEXOS



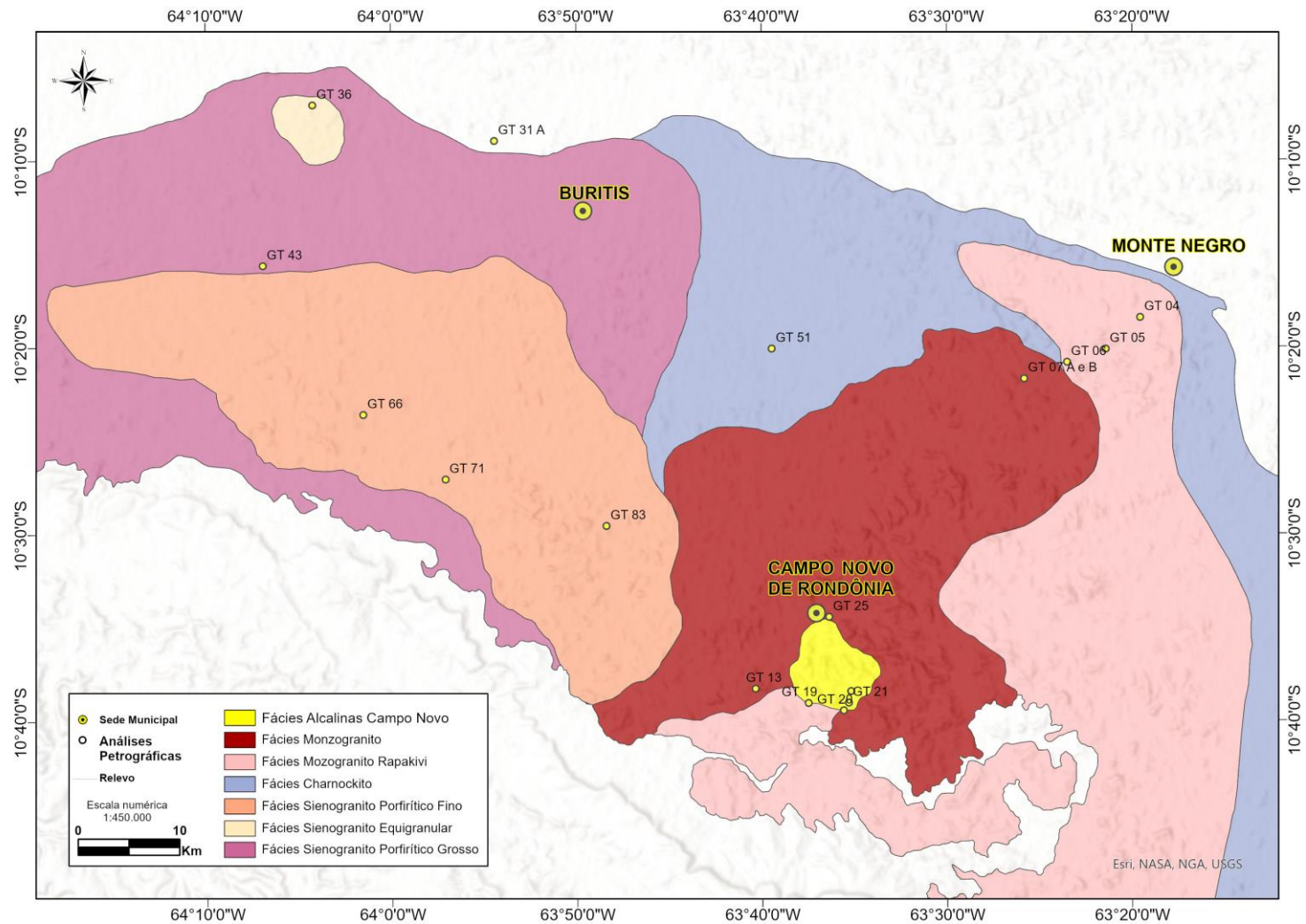
Anexo 1. Mapa da área de estudo com a geologia estrutural da folha Alto Jamari, estradas vicinais de acesso e drenagens.



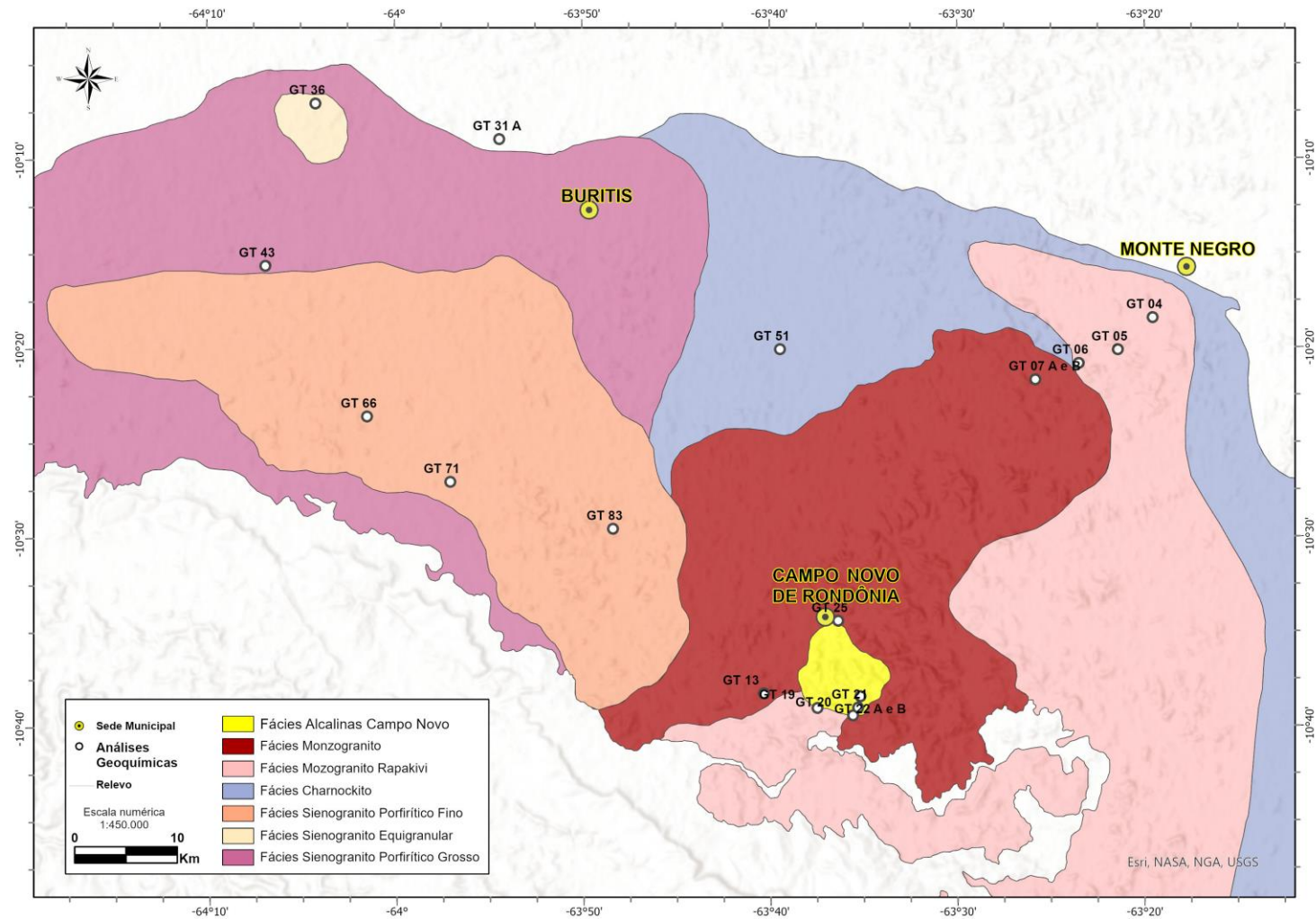
Anexo 2. Mapa dos pontos de campo.



Anexo 3. Pontos das amostras coletadas para as análises U-Pb.



Anexo 4. Pontos das amostras coletadas para as análises petrográficas.



Anexo 5. Pontos das amostras coletadas para as análises geoquímicas.

Tabela anexo 1. Descrição dos dados de campo.

Pontos	X	Y	Descrição	Elevação (metros)	Data
GT 01	466021	8863814	granito escuro grosso deformado	150	08/10/2017
GT 02	465138	8865423	controle	160	08/10/2017
GT 03	465032	8862086	granito cinza com fenocristais manteados/rapakivi	163	08/10/2017
GT 04	464295	8860583	granito cinza grosso/ k-f arredondados em formação de coroa	169	08/10/2017
GT 05	460900	8857443	granito cinza claro médio a grosso	214	08/10/2017
GT 06	457089	8856144	granito cinza com pórfiros de biotita	247	08/10/2017
GT 07	452851	8854534	contato granito grosso com granito fino a médio	242	08/10/2017
GT 08	417475	8828333	granito grosso/ Mineração Chaparin	230	08/10/2017
GT 09	418267	8827971	garimpo São João/Mineração Chaparin	213	08/10/2017
GT 10	430384	8828668	controle	228	08/10/2017
GT 11	429824	8825537	controle	237	09/10/2017
GT 12	422153	8823364	controle	246	09/10/2017
GT 13	426441	8823927	rocha fina máfica/ depósito liberdade	328	09/10/2017
GT 14	426900	8820918	granito grosso k-f 10 cm arredondados e manteados	278	09/10/2017
GT 15	427855	8819571	granito grosso k-f 10 -12 cm	284	09/10/2017
GT 16	427702	8818418	controle	282	09/10/2017
GT 17	429170	8824267	controle	275	09/10/2017
GT 18	430912	8821012	granito grosso k-f 10 cm	272	09/10/2017

GT 19	431651	8822530	granito médio/ pórfiros de 3- 4 cm/ matriz mais regular e homogênia	264	09/10/2017
GT 20	435120	8821788	rocha cinza escuro granulação fina	276	09/10/2017
GT 21	435591	8822548	rocha cinza equigranular média	288	09/10/2017
GT 22	435838	8823678	contato/mistura de magma	311	09/10/2017
GT 23	435085	8825434	mistura das rochas no lajedo	294	09/10/2017
GT 24	434477	8827028	controle/ possível contato com o granito porfirítico	278	09/10/2017
GT 25	433649	8831000	granito cinza grosso	249	09/10/2017
GT 26	435136	8831578	granito cinza grosso/dique aplítico	251	09/10/2017
GT 27	443456	8837746	controle	309	09/10/2017
GT 28	447877	8841937	corte de estrada	251	09/10/2017
GT 29	451827	8853032	controle	283	09/10/2017
GT 30	403085	8876248	controle	170	10/10/2017
GT 31	400629	8877919	granito grosso com k-f 4-6 cm/ xenólito de rocha fina e pequena deformação	193	10/10/2017
GT 32	395879	8878471	granito grosso cortado por dique de granulação fina a média/xenólitos máficos	218	10/10/2017
GT 33	390174	8872922	controle	191	10/10/2017
GT 34	386939	8877955	granito porfirítico grosso	155	10/10/2017

GT 35	382863	8878464	rocha inequigranular média (semelhante à parte fina dos pontos anteriores)	189	10/10/2017
GT 36	382730	8881402	granito fino cortado por veios de quartzo/ acumulados máficos/ textura sal e pimenta	180	10/10/2017
GT 37	382942	8876769	granito fino	176	10/10/2017
GT 38	383237	8871939	granito cinza inequigranular grosso	185	10/10/2017
GT 39	383612	8868148	controle	179	10/10/2017
GT 40	383106	8865268	controle	208	10/10/2017
GT 41	384559	8865348	granito grosso porfirítico	185	10/10/2017
GT 42	378353	8865537	granito grosso	170	10/10/2017
GT 43	377843	8865575	granito fino isotrópico	170	10/10/2017
GT 44	377159	8865334	granito porfirítico grosso com xenólitos de rocha fina	157	10/10/2017
GT 45	366975	8865363	granito grosso	133	10/10/2017
GT 46	363235	8864940	granito grosso	144	10/10/2017
GT 47	359491	8864596	controle	171	10/10/2017
GT 48	415853	8865939	granito grosso cortado por rocha de granulação fina a média	175	11/10/2017
GT 49	421150	8862297	controle	166	11/10/2017
GT 50	421471	8861621	contato granito grosso com rocha mais fina	133	11/10/2017
GT 51	427985	8857453	granito cinza medio a grosso com fenocristais de k-f 2-6 cm	165	11/10/2017
GT 52	427957	8851276	granito cinza porfirítico grosso com xenólito de rocha fina	181	11/10/2017

GT 53	427909	8859607	granito inequigranular grosso a porfirítico	180	11/10/2017
GT 54	428524	8849290	controle	204	11/10/2017
GT 55	430040	8848760	granito grosso a porfirítico levemente deformado	198	11/10/2017
GT 56	430082	8845527	granito grosso a porfirítico	213	11/10/2017
GT 57	422172	8845789	garimpo do Zé Carreiro/ hematita e cassiterita	162	11/10/2017
GT 58	422816	8846222	controle	177	11/10/2017
GT 59	424123	8845788	controle	165	11/10/2017
GT 60	425733	8845655	rocha cinza azulada inequigranular grossa a porfirítica com fenocristais arredondados e manteados	189	11/10/2017
GT 61	396317	8865882	granito cinza inequigranular grosso cortado por veios de quartzo	169	12/10/2017
GT 62	393874	8865841	granito cinza porfirítico	225	12/10/2017
GT 63	388000	8863925	granito inequigranular grosso	199	12/10/2017
GT 64	388957	8860668	granito cinza porfirítico	182	12/10/2017
GT 65	387823	8852283	granito cinza porfirítico	210	12/10/2017
GT 66	387759	8850901	granito equigranular fino a médio com pórfiros de k-f de 0,5 -2 cm	196	12/10/2017
GT 67	387584	8849612	granito inequigranular grosso a porfirítico/ foliação discreta	196	12/10/2017
GT 68	385075	8849806	granito inequigranular grosso a porfirítico	207	12/10/2017
GT 69	391069	8841764	controle	165	12/10/2017
GT 70	393717	8844636	controle	183	12/10/2017
GT 71	395854	8844536	granito cinza equigranular fino a médio	195	12/10/2017

GT 72	398289	8845930	granito inequigranular grosso a porfirítico	200	12/10/2017
GT 73	397882	8846047	granito inequigranular grosso a porfirítico	204	12/10/2017
GT 74	397719	8846181	rocha com matriz quartzo feldspática com fenocristais subédricos de feldspato de 1-2 cm/contato	197	12/10/2017
GT 75	399463	8847252	granito médio equigranular porfirítico	213	12/10/2017
GT 76	400207	8847998	granito grosso	229	12/10/2017
GT 77	401605	8848864	controle	226	12/10/2017
GT 78	401945	8848634	granito grosso porfirítico	224	12/10/2017
GT 79	403621	8844461	granito de matriz fina e pórfiros de k-f manteados de 5-6 cm	224	12/10/2017
GT 80	404171	8844194	controle	219	12/10/2017
GT 81	406021	8843336	contato granito fino (ponto 79) com porfirítico grosso	202	12/10/2017
GT 82	410063	8841018	controle	177	12/10/2017
GT 83	411713	8839965	granito de matriz fina equigranular e pórfiros de k-f manteados de 5-6 cm	209	12/10/2017
GT 84	435226	8856439	granito grosso	178	13/10/2017
GT 85	445187	8855953	granito grosso	180	13/10/2017