



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 533

**GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO
E Sm-Nd EM ROCHA TOTAL DO MAGMATISMO
TARDI-TRANSAMAZÔNICO DA REGIÃO DE
CALÇOENE, NORTE DO AMAPÁ, SUDESTE DO
ESCUDO DAS GUIANAS**

Dissertação apresentada por:

LILIAN PAULA ALMEIDA DA SILVA

Orientador: Prof. Dr. Jean Michel Lafon (UFPA)

**BELÉM
2018**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Biblioteca do Instituto de Geociências/SIBI/UFPA

S586q Silva, Lilian Paula Almeida da, 1985-
Geoquímica e geocronologia U-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total do magmatismo tardi-transamazônico da região de Calçoene, norte do Amapá, sudeste do Escudo das Guianas / Lilian Paula Almeida da Silva. – 2018

xvi, 103 f. : il. ; 53 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Jean-Michel Lafon

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2018.

1. Magmatismo - Amapá. 2. Geocronologia. 3. Estrôncio x Isótopos. 4. Método urânio-chumbo. 5. Planalto das Guianas. I. Título.

CDD 22. ed.: 551.13098116

Elaborada por
Hélio Braga Martins
CRB-2/698



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO E
Sm-Nd EM ROCHA TOTAL DO MAGMATISMO TARDI-
TRANSAMAZÔNICO DA REGIÃO DE CALÇOENE,
NORTE DO AMAPÁ, SUDESTE DO ESCUDO DAS
GUIANAS**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR:

LILIAN PAULA ALMEIDA DA SILVA

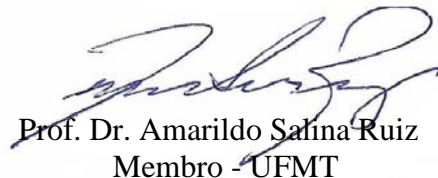
**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOQUÍMICA E PETROLOGIA**

Data de Aprovação: 03 / 05 / 2018

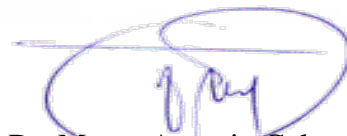
Banca Examinadora:



Prof. Dr. Jean Michel Lafon
Orientador - UFPA



Prof. Dr. Amarildo Salina Ruiz
Membro - UFMT



Prof. Dr. Marco Antonio Galarza Toro
Membro - UFPA

Aos meus pais,
Therezinha de Jesus Almeida da Silva e
William Paulo Castro da Silva.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço a Deus por toda misericórdia e cada dia de vida, quem vem com uma nova oportunidade para tentar fazer o certo e melhorar como ser humano.

Agradeço a minha família. Mãe, pai, irmãos, tios e tias, meu muito obrigada por acreditarem que posso ir sempre além e me dar apoio em tudo o que eu precisei no decorrer de toda a minha jornada acadêmica, principalmente.

Um agradecimento especial ao meu orientador Prof^a. Dr^a. Jean-Michel Lafon pela oportunidade, pelo apoio, paciência e incentivo, sem os quais seria praticamente impossível a conclusão desta etapa.

Agradeço ao geólogo João Milhomem Neto por toda ajuda, por todo o apoio durante a viagem de campo, nos laboratórios durante a realização das análises e pelas discussões acerca do tema deste trabalho.

Agradeço por toda ajuda recebida das amigas geólogas Érika Santiago, Mayara Teixeira e Ana Flávia Nunes. Aos amigos do mestrado agradeço pelo companheirismo: Bruno Portugal, Chafic El-husny, Hanna Sales, e em especial a Hévila Costa por toda energia positiva que trocamos. Além destes, sem o David Pereira o caminho das rochas teria sido sem dúvida mais difícil, amizade para todos os momentos, muito obrigada.

Agradeço a Universidade Federal do Pará (UFPA), ao Instituto de Geociências (IG), ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) e ao Laboratório Pará-Iso e Laboratório de Microanálises MEV-Microssonda da UFPA pelo fornecimento de infraestrutura necessária para a realização deste trabalho, estendendo este agradecimento a todos os professores e técnicos por toda ajuda que me foi dada.

Agradeço o Serviço Geológico do Brasil (CPRM) através da Superintendência regional de Belém pela disponibilização de amostras que foram cedidas para complementação e realização deste trabalho.

E por fim, agradeço a todos que direta ou indiretamente me apoiaram e me incentivaram para que esta etapa fosse concluída.

Muito obrigada a todos!

*Talvez não tenha conseguido fazer o melhor,
mas lutei para que o melhor fosse feito. Não
sou o que deveria ser, mas Graças a Deus,
não sou o que era antes.”*
(Marthin Luther King)

RESUMO

A região de Calçoene, porção norte do Amapá, (Domínio paleoproterozoico Lourenço) está inserida no contexto geológico da Província Maroni-Itacaúnas, sudeste do Escudo das Guianas que, representa uma extensa faixa orogênica desenvolvida durante o Ciclo Transamazônico (2,26–1,95 Ga). O Domínio Lourenço consiste principalmente em sequências de rochas metavulcanossedimentares, complexos gnáissicos, granitoides representando diversas suítes e corpos cálcio-alcálicos (2,26 a 2,09 Ga) com evolução relacionada a arcos magmáticos, e plútons predominantemente graníticos, incluindo charnoquitos (2,1 a 1,99 Ga) que representam estágios colisionais a tardi-orogênicos. A unidade geológica alvo do presente estudo é o Granito Cunani (~2,10 Ga) e foi delimitada na porção centro-leste do Domínio Lourenço. Subordinadamente, a Suíte Cricou (2,11 a 2,09 Ga), adjacente ao Granito Cunani, foi estudada em nível de comparação. Apesar do recente avanço no conhecimento geológico dessa região alcançado por levantamentos conduzidos pela CPRM, os dados geoquímicos e geocronológicos ainda são escassos e dificultam o estabelecimento de cronologia confiável deste magmatismo, bem como a avaliação dos processos de acreção juvenil transamazônica e de retrabalhamento de crosta mais antiga. Com o objetivo de melhor caracterizar o magmatismo tardi-transamazônico assim como estimar a influência de material crustal arqueano no magmatismo riaciano no Domínio Lourenço, novos dados petrográficos, geoquímicos geocronológicos e isotópicos (Nd-Sr) forneceram importantes contribuições acerca da evolução geológica desta porção do Escudo das Guianas. O Granito Cunani é caracterizado como uma unidade constituída principalmente por biotita monzogranitos e biotita sienogranitos com hornblenda-biotita tonalitos e biotita granodioritos subordinados, o qual contém enclaves de quartzo-dioritos com ortopiroxênio (granulitos) e de hornblenda metatonalitos. Rochas com composição enderbítica também foram encontradas nesta unidade. A Suíte Cricou na área é constituída por biotita monzogranitos, e subordinadamente enderbitos também foram identificados. A litogeoquímica mostrou que as características das duas unidades são condizentes com assinaturas de ambiente de arco magmático ou de ambientes sin à pós-colisional. A tipologia dos granitos não foi conclusiva nos diagramas I, S e A. A maior parte das amostras mostraram enriquecimento em elementos incompatíveis de modo geral, com altos valores de elementos litófilos de raio grande (LILE) como Ba e K, enquanto alguns elementos com alto campo de força (HFSE) como Th, La, Ce e Nd, também mostram valores relativamente elevados. Significante anomalia negativa de Nb e P são observadas nas rochas do Granito Cunani e seus enclaves. Nas duas amostras analisadas da Suíte Cricou uma apresenta anomalia positiva e a outra, anomalia negativa para o Nb. O

diagrama de Elementos Terras Raras mostrou enriquecimento dos elementos leves em relação aos pesados nas duas unidades. Apenas a Suite Cricou apresenta anomalia positiva de Eu acentuada. A integração dos dados permite uma interpretação de magmatismo pós-colisional e provavelmente o ambiente tectônico é de colisão de arco de ilha com massa continental. A datação U-Pb por LA-ICP-MS dos zircões do Granito Cunani forneceram idades de 2097 ± 17 Ma (intercepto superior) para um biotitasienogranito (DAC-08-06), 2017 ± 73 Ma (intercepto superior) e 1990 ± 16 Ma (idade concordante) para outro biotita sienogranito (LKV-06-03) e 2019 ± 53 Ma (intercepto superior) e 1995 ± 37 Ma (idade concordante) para um biotita monzogranito (DAC-08-09a). Estas idades confirmam a idade tardi-transamazônica (neoriaciana) para esta unidade e sugerem que o Granito Cunani pode englobar diferentes pulsos magmáticos. Os enclaves de granulitos (DAC-08-07b) forneceram uma idade U-Pb de 2112 ± 10 Ma e podem representar lascas de rochas de nível crustal mais profundos associados aos processos de migmatização que afetaram rochas de arcos magmáticos em torno de 2,11-2,09 Ga. A idade por volta de 2,0 Ga obtida para o biotita monzogranito DAC-08-09a localizada no mesmo afloramento do hornblenda metatonalito (DAC-08-09b) anteriormente datado em 2151 ± 2 Ma (evaporação de Pb em zircão por TIMS) permite inferir que este último pode corresponder a enclaves provenientes de rochas de arcos magmáticos mesoriacianos. A datação U-Pb por LA-ICP-MS para a amostra da Suíte Cricou (DAC-08-11) forneceu uma idade de 1839 ± 62 Ma (intercepto superior), sendo esta não confiável estatisticamente. Entretanto a hipótese de reabertura do sistema U-Pb de zircão em decorrência de eventos posteriores a sua formação não pode ser descartada. O conjunto de idades de cristalização paleoproterozoicas obtidas neste trabalho juntamente com as idades modelo Nd- T_{DM} arqueanas entre 3,17 e 2,51 Ga e, os valores negativos de $\epsilon_{Nd[2,08Ga]}$ entre -8,67 e -0,72, além de zircões herdados com idades de 3056 ± 63 Ma e 2654 ± 43 Ma identificados em um biotita sienogranito (DAC-08-06), apontam o envolvimento de fontes meso-neoarqueanas na geração do Granito Cunani. As idades modelo Sr- T_{UR} variaram entre 2,52 e 2,29 Ga, apontando também assinatura sideriana-neoarqueana para a fonte destes granitoides, compatível com acreção de arco magmático proterozoico na borda de um continente arqueano.

Palavras-chave: Geocronologia. U-Pb. Isótopos Sr-Nd. Escudo das Guianas. Ciclo Transamazônico. Magmatismo ácido.

ABSTRACT

The region of Calçoene (Paleoproterozoic Lourenço Domain), northern part of Amapá, Brazil, belongs to the Maroni-Itacaiunas Province, southeast of the Guiana Shield, which represents an extensive Paleoproterozoic orogenic belt developed during the Transamazonian orogeny (2,26-1,95 Ga). The Lourenço domain consists mainly of metavolcanosedimentary sequences, gneissic complexes, several calc-alkaline granitoid suites related to magmatic arc context (2,26 to 2,09 Ga) and granitic plutons, including charnockites that represent syn-collisional to late-orogenic stages (2.1 to 1.99 Ga). The present study is focused on the Cunani Granite (~2.10 Ga), the main unit of the Calçoene area. Subordinately, the Cricou Suite (2.11-2.09 Ga), adjacent to the Cunani Granite, was studied at the comparison level. In spite of the recent progress in the regional geological knowledge conducted by the CPRM, geochemical and geochronological data are still scarce and make it difficult to establish a reliable chronology and geodynamic context of this magmatism, as well as to evaluate the processes of juvenile accretion and crustal reworking during the Transamazonian orogeny. In order to better characterize the late-Transamazonian magmatism and to evaluate the influence of Archaean crustal material on the Rhyacian magmatism in the Lourenço Domain, petrographic study, geochemistry, LA-ICP-MS U-Pb zircon geochronology and Nd-Sr isotopic study were performed and provided important contributions about the geological evolution of this portion of the Guiana Shield. The petrographic study allowed to characterize the Cunani Granite as an unit constituted by dominant biotite monzogranites and biotite sienogranites, subordinate hornblende-biotite tonalites and biotite granodiorites, which contains enclaves of granulites (quartz-diorites with orthopyroxene), and hornblende metatonalites. Rocks of enderbitic composition were also found in this unit. The Cricou Suite in the study area is constituted by biotite monzogranites, and subordinate enderbite was also identified. The geochemical characteristics of these rocks are consistent with both a magmatic arc and syn- to post-collisional context. Most samples displayed enrichment in incompatible elements with high contents of Large Ion Lithophile elements (LILE) like Ba and K, while some High Field Strength elements (HFSE) such as Th, La, Ce and Nd also show relatively high values. Significant negative anomaly of Nb and P are observed in the rocks of the Cunani Granite and its enclaves. The two samples of the Cricou Suite present Nb positive and negative anomaly, respectively. The Rare Earth Elements diagram showed enrichment of the light elements in relation to the heavy elements in the two units. Only the Cricou Suite shows accentuated positive anomaly of Eu. Overall, the geochemical features are interpreted as of post-collisional magmatism related to tectonic accretion of magmatic arc to the continent. The

LA-ICP-MS U-Pb dating of zircon from lithotypes of the Cunani Granite furnished ages of 2097 ± 17 Ma (upper intercept) for a biotite sienogranite (DAC-08-06), 2017 ± 73 Ma (upper intercept) and 1990 ± 16 Ma (concordant age) for another biotite sienogranite (LKV-06-03) and 2019 ± 53 Ma (upper intercept) and 1995 ± 37 Ma (concordant age) for a sample of biotite monzogranite (DAC-08-09a). These ages confirm a late-Transamazonian age (Neorhyacian) for this unit and suggest that the Cunani Granite may encompass different magmatic pulses. The granulitic enclaves of the Cunani Granite (DAC-08-07b) furnished an LA-ICP-MS U-Pb zircon age of 2112 ± 10 Ma and may represent deeper crustal-level rocks that correspond in depth to the migmatization event that affected the rocks of arcs around 2.11-2.10 Ga during the collisional stage. The age around 2.0 Ga obtained for the biotite monzogranite (DAC-08-09a) at the same outcrop than the hornblende metatonalite (DAC-08-09b) previously dated at 2151 ± 2 Ma (TIMS Pb evaporation in zircon) allows to reinforce that the latter corresponds to enclaves of rocks from the Mesorhyacian magmatic Arcs within the Cunani Granite. U-Pb dating by LA-ICP-MS of zircons from a biotite monzogranite (DAC-08-11) of the Cricou Suite provided an age of 1839 ± 62 Ma considered as statistically unreliable. However a resetting of the U-Pb zircon system by younger events cannot be ruled out. The Paleoproterozoic crystallization ages obtained in the analyzed samples and the Archean $Nd-T_{DM}$ model ages between 3.17 and 2.51 Ga, together with negative values of $\epsilon_{Nd[2.08 Ga]}$ between -8.67 and -0.72, besides inherited zircons with ages of 3056 ± 63 Ma and 2654 ± 43 Ma identified in a biotite sienogranite, indicate the contribution of Meso-Neoarchean crustal sources during the formation of the Cunani Granite. The Sr- T_{UR} model ages ranged from 2.52 to 2.29 Ga, also indicating Siderian-Neoarchean signature for the source of these granitoids, compatible with tectonic accretion of the magmatic arc with continental landmass.

Keywords: Geochronology. U-Pb. Sr-Nd isotopes. Guyana Shield. Transamazonian Orogeny. acid magmatism.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1 - Localização do estado do Amapá e da área de trabalho no município de Calçoene, localizado na porção norte do Estado..... 3
- Figura 2 – Mapa de localização dos afloramentos descritos no entorno de Calçoene. 6
- Figura 3- Detalhe dos cristais de zircão na fita dupla face e da seção polida confeccionada. . 15
- Figura 4 - Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico segundo (A) Tassinari & Macambira (2004) e (B) Santos *et al.* (2000, 2006). As idades das províncias geocronológicas estão de acordo com Cordani *et al.* (2009) para o modelo A..... 18
- Figura 5 - Mapa tectônico do Estado do Amapá com ênfase nos domínios Lourenço, Carecuru e Bloco Amapá e localização da área de estudo. Fonte: Rosa-Costa *et al.* (2014). 21
- Figura 6 - Mapa geológico da área de estudo, com pontos estudados e principais unidades próximas da área de trabalho. Fonte: Sousa & Costa Neto (2014). 27
- Figura 7 - (a) amostra de fácies tonalítica presente no afloramento. (b) Corpos máficos com formato lenticulares presentes no tonalito. (c) visão geral do afloramento dos granodioritos DAC-08-07a; (d) amostra de mão de granodiorito; (e) visão do afloramento de tonalito (f) amostra de mão de tonalito. 29
- Figura 8 - (a) Afloramento de sienogranito na forma de lajedos às margens do Igarapé Jejuzinho. (b) amostra de sienogranito com maior concentração de fenocristais de feldspato alcalino. (c) e (d) afloramento de monzogranitos na forma blocos às do Rio Calçoene; (e) micro zona de cisalhamento em afloramento de sienogranito; (f) amostra de monzogranito equigranular grosso; (g) sienogranito equigranular grosso da Suíte Cricou; (h) relação de contato gradativa entre enclave máfico e sienogranito da Suíte Cricou..... 30
- Figura 9 - (a) Amostra de enclaves granulíticos cortados por veios quartzo-feldspáticos. (b) relação de contato entre enclaves subangulosos e o tonalito. (c) enclaves ligeiramente tabulares com dimensões métricas. (d) enclaves centimétricos subangulosos..... 32
- Figura 10 - Q-A-P segundo Streckeisen (1976); Le Maitre (2002) e trends evolutivos (1 a 5) segundo Lameyre e Bowden (1982)..... 33
- Figura 11- Aspectos macroscópicos e fotomicrografias dos tonalitos e granodioritos (a) amostra de mão do granodiorito; (b) textura geral granular hipidiomórfica do granodiorito, (c) biotita cloritizada, (d) cristais finos de biotita orientados moldando-se às bordas dos cristais grossos de plagioclásio (e) presença de hornblenda subédrica no tonalito, (f) biotita levemente dobrada (*kink-band*). 37

- Figura 12- Aspectos macroscópicos e microscópicos das rochas monzograníticas: (a) amostra de mão de monzogranito; (b) fotomicrografia textura geral granular hipidiomórfica grossa do litotipo; (c) quartzo com extinção ondulante e formando subgrãos; (d) feldspato alcalino bastante frequente e com variação na granulação. 39
- Figura 13- (a) aspecto geral macroscópico dos sienogranitos; (b) fenocristais de feldspato alcalino grossos característicos neste litotipo; (c) biotita preenchendo interstícios dos feldspatos de modo geral; (d) quartzo deformado e recristalizado indicando leve deformação; (e) presença de clorita orientada; (f) mica branca e epidoto muito finos na forma de faixas alongadas; (g) e (h) feldspatos fraturados com interstícios preenchidos por minerais recristalizados... 41
- Figura 14- Aspectos macroscópicos e microscópicos dos enclaves máficos quartzo-dioríticos das rochas tonalíticas: (a) amostra de mão do enclave máfico, (b) fotomicrografia textura geral granular hipidiomórfica dos enclaves, (c) camadas félsica alternadas a camadas com maior concentração de minerais máficos (d) piroxênios com bordas de alteração para anfibólio. 43
- Figura 15- aspectos microscópicos do hornblenda meta-tonalito: (a) textura granular hipidiomórfica; (b) concentrações de minerais máficos orientados; (c) detalhe dos aglomerados de minerais máficos; (d) nicóis cruzados mostrando textura granular hipidiomórfica. 45
- Figura 16- (a) e (b) Aspectos microscópicos da rocha enderbítica. 46
- Figura 17 – (a) e (b) Aspectos microscópicos dos biotita monzogranitos da Suíte Cricou. 47
- Figura 18 - (a) e (b) aspectos microscópicos do enderbito identificado na Suíte Cricou. 48
- Figura 19- Diagramas de variação de Harker de elementos maiores para as amostras do Granito Cunani e Suíte Cricou. 55
- Figura 20- Diagramas de variação de Harker para de elementos traço do Granito Cunani e Suíte Cricou..... 56
- Figura 21- Classificação para os granitoides da região de Calçoene: (a) classificação segundo diagrama Ab-An-Or (O'Connor, 1965), (b) classificação segundo diagrama $R1 = (4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)) \times R2 = (6Ca + 2Mg + Al)$ (De La Roche *et al.*; 1980), (c) classificação segundo diagrama P (K - (Na + Ca) - Q (Si/3 - (K + Na + 2Ca/3) (Debon & Le Fort, 1983)..... 57
- Figura 22- (a) diagrama $A/CNK(Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)) \times A/NK(Al_2O_3/(Na_2O+K_2O))$ (mol. %) de Shand (1943); (b) Diagrama AFM (Irvine + Baragar, 1971) para o ternário (Na₂O+K₂O) - FeO - MgO; (c) Diagrama binário

$Al_2O_3+CaO)/(FeO+Na_2O+K_2O) \times 100*(MgO+FeO+TiO_2)/SiO_2$ (Sylvester, 1989).	58
Figura 23- diagrama de Peccerillo+Taylor (1976) para as amostras estudadas.	59
Figura 24- Diagramas discriminantes de granito do tipo-A segundo Whalen (1987).	60
Figura 25- Diagrama $FeO/(FeO+MgO)$ vs. SiO_2 segundo Frost <i>et al.</i> (1989).....	61
Figura 26- Diagrama (a) Rb vs. (Y+Nb) e (b) Ta vs. Yb, segundo Pearce (1996).	62
Figura 27- diagrama $(Nb/Zr)_N \times Zr$, segundo Thiéblemont & Tegye (1994).....	63
Figura 28- Em (a) diagramas de ETR do Granito Cunani e Suíte Cricou e (b) dos enclaves presentes no Granito Cunani, todos normalizados segundo Evensen <i>et al.</i> (1978)	64
Figura 29- Diagrama de multielementos (a) Granito Cunani e Suíte Cricou e (b) dos enclaves presentes no Granito Cunani, todos normalizados segundo o manto primitivo de Sun & McDonough (1989).....	65
Figura 30- Imagens CL dos zircões analisados do biotita sienogranito DAC-08-06. Os círculos de contorno mais espessos indicam o spot da primeira análise e os menos espessos, indicam o spot da segunda análise.....	69
Figura 31- Diagrama Concórdia para os zircões da amostra de biotita sienogranito DAC-08- 06.....	70
Figura 32- Imagens CL dos zircões da amostra de biotita sienogranito LKV-06-03.	73
Figura 33- Diagrama Concórdia para os zircões da amostra de sienogranito da amostra LKV- 06-03.....	74
Figura 34- Imagens de CL dos zircões analisados do biotita monzogranito DAC-08-09a.....	76
Figura 35- Diagrama Concórdia para os zircões da amostra de biotita monzogranito DAC-08- 09a.	77
Figura 36- Imagens de CL dos zircões analisados dos enclaves de quartzo-diorito com Opx (DAC-08-07b). Os círculos de contorno mais espessos indicam o spot da primeira análise e os menos espessos, indicam o spot da segunda análise.....	79
Figura 37- Diagrama Concórdia para os zircões da amostra de quartzo-diorito com Opx da amostra DAC-08-07b.	80
Figura 38- Imagens CL dos zircões analisados do biotita monzogranito DAC-08-11.	83
Figura 39- Diagrama Concórdia para os zircões analisados da amostra do monzogranito DAC- 08-11.....	84
Figura 40- Diagrama $\epsilon_{Nd(t)} \times$ tempo (Ga) mostrando os <i>trends</i> evolutivos para amostras do (a) Granito Cunani e (b) Faraco <i>et al.</i> (2009). Fonte: DePaolo (1981).	91

LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Detalhes dos pontos estudados indicados no mapa de amostragem.	7
Tabela 2- Discriminação das amostras selecionadas para estudo geocronológico e suas respectivas metodologias.....	9
Tabela 3- Etapas do procedimento de separação de minerais pesados por microbateamento.	14
Tabela 4- Análise modal das amostras estudadas.	34
Tabela 5- Intervalos dos óxidos maiores para os grupos de litotipos identificados.	49
Tabela 6- dados litogeoquímicos dos granitoides da região de Calçoene.....	50
Tabela 7 - Dados isotópicos obtidos a partir das análises de zircões por LA-MC-ICP-MS do biotita sienogranito (DAC-08-06).	67
Tabela 8 - Dados isotópicos obtidos a partir das análises de zircões por LA-MC-ICP-MS do biotita sienogranito (LKV-06-03).	71
Tabela 9 - Dados isotópicos obtidos a partir das análises de zircões por LA-MC-ICP-MS do biotita monzogranito (DAC-08-09A).....	75
Tabela 10 - Dados isotópicos obtidos a partir das análises de zircões por LA-MC-ICP-MS dos enclaves de quartzo-diorito com opx (DAC-08-07B).	78
Tabela 11 - Dados isotópicos obtidos a partir das análises de zircões por LA-MC-ICP-MS do biotita monzogranito DAC-08-11.	81
Tabela 12 - Dados isotópicos das análises de Sm-Nd em rocha total para as amostras do Granito Cunani.	85
Tabela 13 - Dados isotópicos das análises de Sr em rocha total para as amostras do Granito Cunani.	86

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vi
RESUMO	vii
ABSTRACT	ix
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xi
LISTA DE TABELAS	xiv
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO	3
1.3 PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA	3
1.4 OBJETIVOS	5
1.5 MATERIAIS E MÉTODOS	5
1.5.1 Coleta de amostras	6
1.5.2 Petrografia	7
1.5.3 Geoquímica em rocha total	8
1.5.4 Geocronologia	8
2 CONTEXTO GEOLÓGICO	17
2.1 GEOLOGIA DO SUDESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS	17
2.2 ASPECTOS GERAIS DA EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA PROVÍNCIA MARONITACAIUNAS	19
2.3 ASPECTOS GEOLÓGICOS DA REGIÃO DE CALÇOENE	21
3 RESULTADOS	28
3.1 DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA	28
3.2 PETROGRAFIA	32
3.3 GEOQUÍMICA	48
3.4 GEOCRONOLOGIA	65
3.4.1 Geocronologia U-Pb em zircão	65
3.4.2 Geocronologia Sm-Nd e Sr em rocha total	85
4 DISCUSSÃO	87
4.1 CRONOLOGIA DOS EVENTOS MAGMÁTICOS TARDI-TRANSAMAZÔNICOS NA REGIÃO DE CALÇOENE (IDADES U-Pb EM ZIRCÃO POR LA-MC-ICP-MS)	87
4.2 DADOS ISOTÓPICOS Nd-Sr E REGISTRO DE CROSTA CONTINENTAL ARQUEANA	89

4.3	CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS, GEOQUÍMICAS E AMBIENTE TECTÔNICO.	92
4.4	IMPLICAÇÕES GEODINÂMICAS E QUADRO GEODINÂMICO DO SUDESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS.....	94
5	CONCLUSÕES	96
	REFERÊNCIAS	98

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

A região de Calçoene, na porção norte do Amapá, porção centro-norte do Domínio Lourenço, sudeste do Escudo das Guianas, está inserida no Cráton Amazônico, mais especificamente na província geocronológica Maroni-Itacaiúnas (Tassinari & Macambira 1999, 2004). Nesta região afloram principalmente granitoides paleoproterozoicos associados à fase final do Ciclo Orogênico Transamazônico (Rosa-Costa *et al.* 2014).

O Bloco Amapá representa um extenso segmento de crosta continental arqueana, fortemente retrabalhado, enquanto os domínios Lourenço e Carecuru representam terrenos predominantemente riacianos, com evolução envolvendo estágios de subducção de litosfera oceânica em ambientes de arcos de ilha e/ou arcos magmáticos continentais, mas que contêm relíquias retrabalhadas de crosta continental arqueana (Rosa-Costa *et al.* 2015).

A obtenção de dados e levantamentos geológicos na região amazônica teve por muito tempo um grande grau de dificuldade em decorrência das da escassez e/ou precariedade de vias de acesso. No entanto, nas últimas décadas o acesso a diversas áreas passou a ser possível e com isso, campanhas de mapeamento geológico em locais antigamente inacessíveis, passaram a ser feitas, contribuindo cada vez mais para um maior conhecimento da geologia do Cráton Amazônico.

Desta forma o Serviço Geológico do Brasil (CPRM- Superintendência de Belém) pôde realizar diversos levantamentos nas regiões central e norte do Amapá, fornecendo novos dados de campo, petrográficos, geoquímicos e geocronológicos entre outros, que proporcionaram avanços significativos no conhecimento geológico, junto com diversos trabalhos acadêmicos que vêm sendo realizados na região.

A evolução geológica da porção centro-norte do Domínio Lourenço se encaixa no modelo de evolução geodinâmico do sudeste do Escudo das Guianas, cujo modelo inclui estágios de formação de crosta juvenil paleoproterozoica com abertura de oceano causando separação de blocos continentais arqueanos (Amazônia-África Ocidental), seguido de fechamento de oceano e aglomeração de arcos magmáticos em contexto de zonas de subducção, formação de sequências greenstones e magmatismo cálcico-alcalino, estágio colisional seguido de um estágio final com evento metamórfico de alto grau e, geração de rochas granulíticas e plútons charnoquíticos de acordo com Delor *et al.* (2003). Durante esses

estágios evolutivos houve contribuição de rochas arqueanas do Bloco Amapá na formação de material juvenil (Delor *et al.* 2003, Rosa-Costa *et al.* 2006, Vanderhaege *et al.* 1998).

Na porção norte do Estado do Amapá, algumas idades obtidas pelos métodos de evaporação de Pb-Pb em zircão e U-Pb (TIMS e LA-ICP-MS) em zircão posicionam tais rochas no Mesoriaciano ($\approx 2,15$ Ga), correspondendo, portanto, ao estágio em contexto de zonas de subducção durante a orogenia transamazônica (Nogueira *et al.* 2000). Há também rochas com idades do Neoriaciano ($\approx 2,10-2,06$ Ga) datadas pelos mesmos métodos geocronológicos, que apontam para atuação de uma fase mais tardia de colisão continental durante a qual houve ação de metamorfismo de alta temperatura (Rosa-Costa *et al.* 2014). Dados mais robustos e uma reavaliação da caracterização petrográfica e geoquímica fazendo-se uso conjunto das novas informações disponíveis em projetos de levantamentos geológicos da CPRM acerca da porção norte do Amapá, foram imprescindíveis neste trabalho, principalmente quando se considera a heterogeneidade nos litotipos identificados na área estudada.

Em relação à litogeoquímica, os dados disponíveis de óxidos maiores quando tratados nos diversos diagramas mostram tanto rochas com afinidade peraluminosa que são características de ambientes sin a pós-colisional, quanto de rochas metaluminosas (granitoides cálcico-alcalinos) que são mais característicos das zonas de subducção. Análises de elementos traço mostraram que alguns destes granitoides apresentam características de ambientes de arcos vulcânicos e sin-colisionais, e a presença de anomalia negativa de Nb e Ta reforça o registro de ambiente de zona de subducção no contexto geodinâmico dessas rochas (Rollinson 1993).

Objetivando uma melhor caracterização do magmatismo tardi-transamazônico na região de Calçoene e do contexto de evolução geodinâmica desta região dentro do cenário do Escudo das Guianas, este trabalho envolveu estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos pelos métodos U-Pb em zircão por *laser ablation* e Sm-Nd e Rb-Sr em rocha total. O estudo foi desenvolvido no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará e contou com o auxílio da estrutura do Grupo de Pesquisa de Petrologia de Granitoides (GPPG), do Laboratório de Microanálises MEV-Microsonda da UFPA, e da CPRM-Belém que disponibilizou parte de seu acervo de amostras e informações de campo.

1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

Localizada na porção norte do estado do Amapá, a área de trabalho está inserida nas Folhas Lourenço NA.22-V-D e Amapá NA.22-X-C. O acesso a partir de Belém ocorre por voo comercial até a capital Macapá, e a partir desta localização o acesso se dá por meio rodoviário pela BR-156 e AP-260, sentido norte, até a cidade de Calçoene que dista cerca de 350 km da capital. A área é delimitada por um polígono que abrange parte das duas folhas supracitadas, com limites segundo coordenadas geográficas: latitude $2^{\circ}40'23.40''\text{N}$ e $2^{\circ}22'49.75''\text{N}$ e longitude $51^{\circ}30'57.62''\text{W}$ e $50^{\circ}56'14.21''\text{W}$, aproximadamente (figura 1).

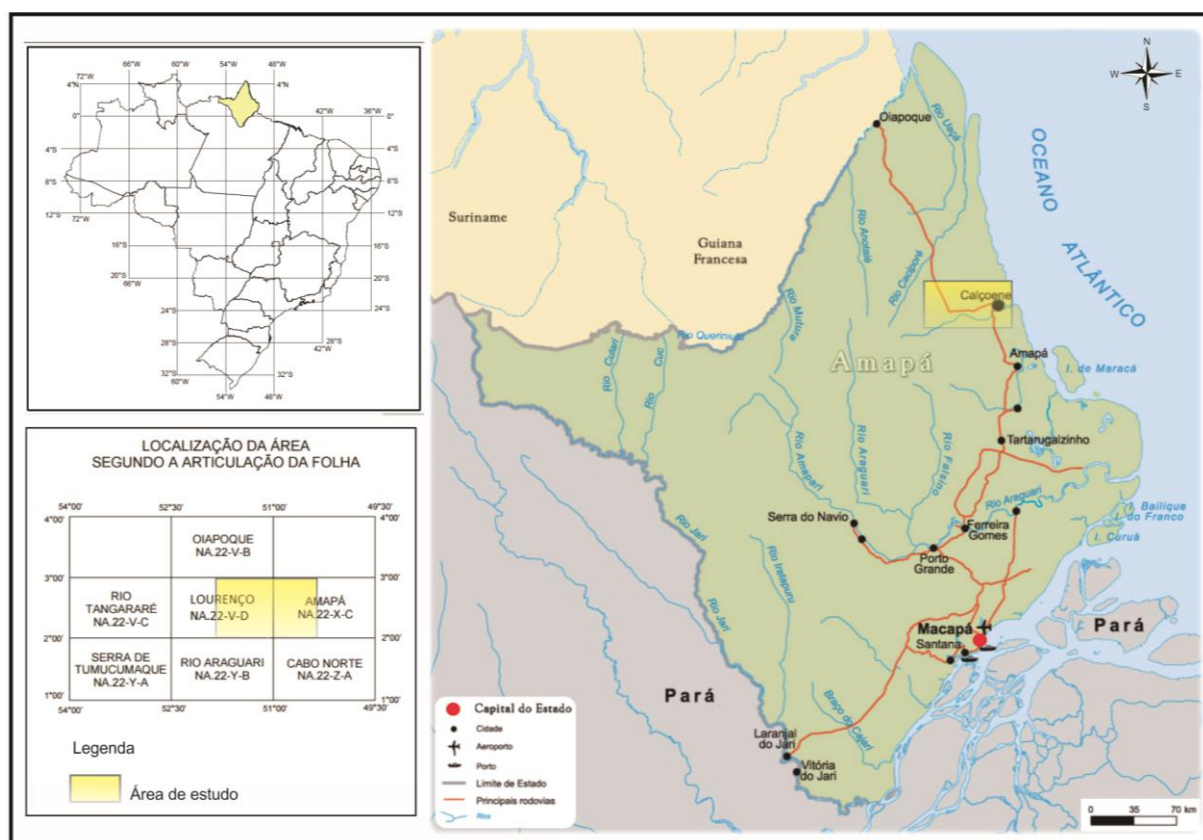


Figura 1 - Localização do estado do Amapá e da área de trabalho no município de Calçoene, localizado na porção norte do Estado.

1.3 PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA

Os trabalhos de mapeamento geológico realizados no estado do Amapá nas últimas décadas estiveram voltados principalmente para a região central e sul do estado, o que tornou possível um melhor entendimento da geologia destes setores, enquanto os poucos trabalhos desenvolvidos na porção norte forneceram informações muito heterogêneas para essa região. A CPRM publicou mapas da região central entre 2012 e 2014 e, trabalhos como os de Nogueira *et al.* (2000); Lafon *et al.* (2001, 2003); Avelar (2002); Avelar *et al.* (2003); Faraco

et al. (2004); Tavares (2009); Faraco & Théveniaut (2011); Rosa-Costa *et al.* (2006, 2014); Vieira (2007), Nascimento (2008) e Barreto *et al.* (2013) foram responsáveis por mapeamento em maior escala e pela obtenção de dados geoquímicos e isotópicos de grande importância para o atual conhecimento geológico da porção centro-norte do Domínio Lourenço.

Em levantamentos geológicos recentes Faraco & Théveniaut (2011) e Rosa-Costa *et al.* (2015) redefiniram as litologias do entorno de Calçoene, como sendo constituídas de duas unidades distintas: Granito Cunani e Suíte Cricou, com base em mapeamento de detalhe e utilização de dados aerogeofísicos. Todavia, nestas duas unidades supracitadas existe ainda uma grande variedade de litotipos e uma carência de conhecimento sobre a gênese e relações de contato, o que justifica o mapeamento geológico em escala de semi-detalhe, acrescido de análises petrográficas e geocronológicas.

As rochas que constituem o Granito Cunani e Suíte Cricou variam de tonalitos, granodioritos, monzogranitos à sienogranitos e, são fracamente peraluminosas. Enclaves são frequentes em ambas e alguns destes, granulíticos e tonalíticos, também foram selecionados para estudo de detalhe neste trabalho. Estes enclaves apresentam afinidade com a série cálcico-alcalina e anomalia negativa de Nb e Ta. Nascimento (2008) registrou a presença de um enclave tonalítico com afinidade cálcico-alcalina e idade 2151 ± 2 Ma (evaporação de Pb), similar à idade do tonalito obtida por Nogueira *et al.* (2000), marcando a presença de rochas mesoriacianas no setor de Calçoene, ou seja, registro do período de atuação de zonas de subducção de acordo com Vanderhaege *et al.* (1998) e Delor *et al.* (2003). Por outro lado, um tonalito com idade 2085 ± 2 Ma (evaporação Pb-Pb; Vieira, 2007) e um charnoquito com idade Pb-Pb em zircão de 2059 ± 2 Ma (Lafon *et al.* 2001) registraram a atuação de magmatismo neoriaciano também com afinidade cálcico-alcalina na área, ou seja, de um período já relacionado à fase final de convergência dos blocos continentais, novamente segundo as propostas de Vanderhaeghe *et al.* (1998) e Delor *et al.* (2003).

Em complemento, Rosa-Costa *et al.* (2015) obtiveram uma idade de 2098 ± 2 Ma (U-Pb em zircão por LA-ICP-MS) para um monzogranito do Granito Cunani com afinidade cálcico-alcalina, reforçando a atuação de um episódio magmático neoriaciano na região. Barreto *et al.* (2013) identificaram a atuação deste tipo de magmatismo neoriaciano em um tonalito também com afinidade cálcico-alcalina e idade 2103 ± 3 Ma (evaporação de Pb em zircão) do Complexo Araguari, região central do Amapá, próximo ao limite norte do Bloco arqueano Amapá.

Faz-se necessário um maior volume de dados no sentido de posicionar a região de Calçoene no quadro da evolução geodinâmica do sudeste do Escudo das Guianas devido às

características geoquímicas e os dados geocronológicos terem fornecido informações conflitantes em relação aos modelos vigentes para os ambientes tectônicos destas rochas. Dados novos de litogeoquímica e idades de cristalização pelo método U-Pb por LA-ICP-MS, integrados com os dados de campo e petrográficos revisados, são fundamentais para o esclarecimento de contexto evolutivo deste setor e um efetivo posicionamento no modelo proposto por Vanderhaeghe *et al.* (1998) e Delor *et al.* (2003), por exemplo.

Por fim, o registro de idades-modelo Nd- T_{DM} mesoarqueanas a riacianas em rochas do Domínio Lourenço (Avelar 2002, Faraco *et al.* 2009, Faraco & Théveniaut, 2011), alimenta a discussão acerca da contribuição de componente arqueano na formação das rochas juvenis deste domínio e de retrabalhamento de crosta arqueana durante o evento Transamazônico. Desta forma, o adensamento deste tipo de dados com a obtenção de novas idades-modelo Nd- T_{DM} tem grande valor para melhor avaliar a importância relativa dos processos de acreção juvenil e de retrabalhamento para a crosta continental na porção norte do Amapá.

1.4 OBJETIVOS

O objetivo principal deste trabalho é colaborar para um melhor entendimento do magmatismo tardi-transamazônico da porção norte do Amapá e de seu significado no contexto geodinâmico da porção sudeste do Escudo das Guianas. Em especial, melhor estabelecer o ambiente de formação das unidades da área de trabalho é um ponto fundamental. Consolidar o quadro geológico na área também é importante em decorrência da heterogeneidade de litotipos identificados. Para que o objetivo principal seja alcançado, alguns objetivos específicos são colocados:

- Refinar o quadro geocronológico tardi-transamazônico através da determinação de idades de cristalização mais acuradas.
- Identificar a presença de fragmentos crustais antigos para discutir a importância dos processos de retrabalhamento de crosta arqueana e de acreção crustal juvenil riaciana através da assinatura isotópica Nd-Sr e idades modelo Nd- T_{DM} e Sr- T_{UR} em rocha total.
- Definir as características geoquímicas das rochas e ambiente tectônico.

1.5 MATERIAIS E MÉTODOS

As etapas deste trabalho contaram com levantamento bibliográfico, reconhecimento geológico, reprocessamento de amostras previamente coletadas e nova coleta de amostras, petrografia, geoquímica elementar e isotópica em rocha total e estudo geocronológico U-Pb em zircão de amostras do setor de Calçoene.

1.5.1 Coleta de amostras

A maior parte das amostras utilizadas neste trabalho foi coletada em campanhas de campo relacionadas a trabalhos anteriores (tabela 1) como, por exemplo, Avelar (2002), Vieira (2007) e Nascimento (2008). Os afloramentos estão localizados ao longo da BR-156 e AP-260 (figura 2), situadas, respectivamente, a norte e a oeste da cidade de Calçoene. Em decorrência das coletas anteriores podem ocorrer amostras com nomenclaturas diferentes para um mesmo afloramento. Por outro lado, litologias diferentes podem ser encontradas em um mesmo afloramento.

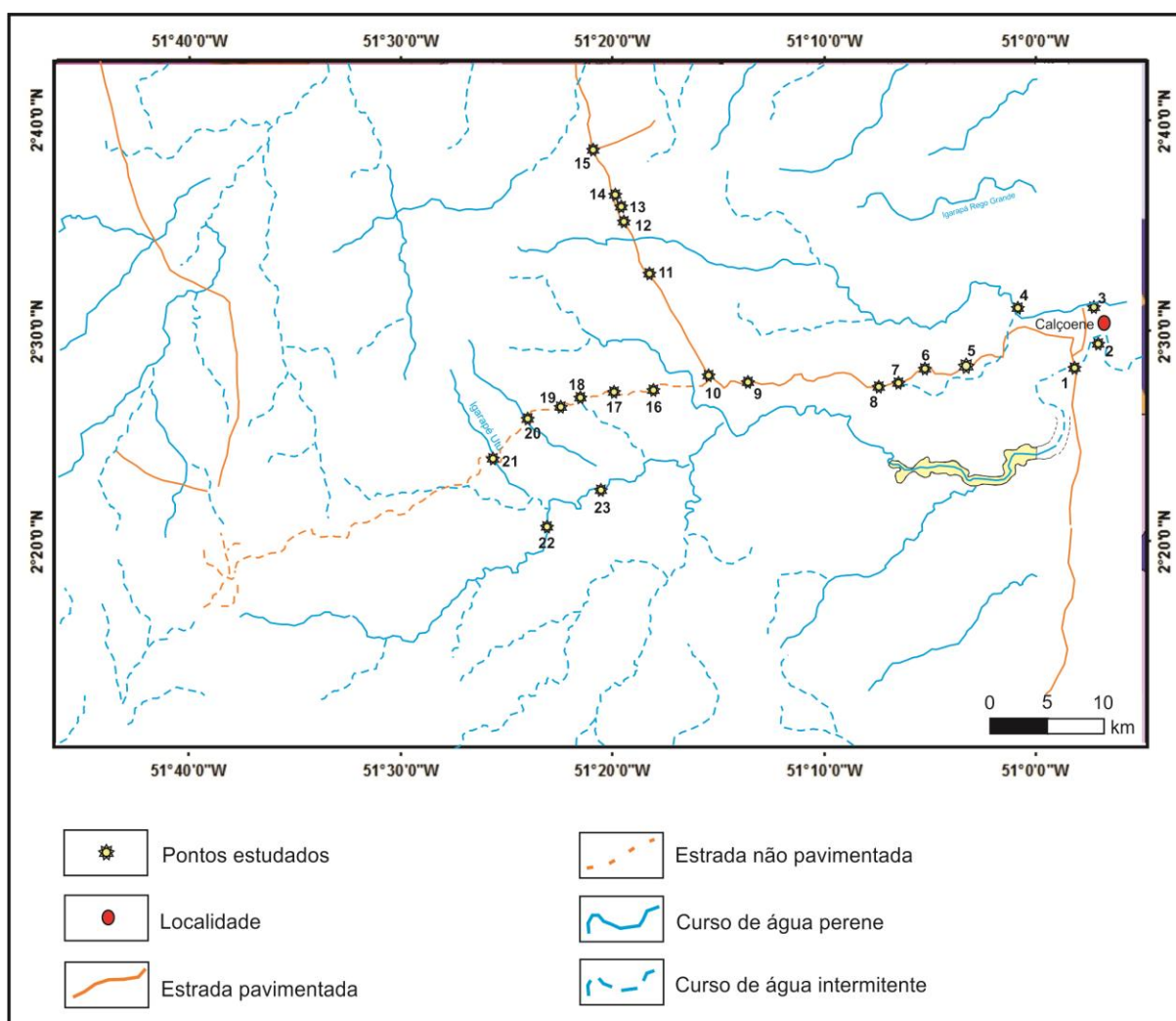


Figura 2 – Mapa de localização dos afloramentos descritos no entorno de Calçoene.

Uma nova etapa de campo foi realizada no período de 08 à 12 de setembro de 2015 visando um reconhecimento geológico atualizado e uma coleta complementar de amostras em três afloramentos (LKV-06-03, DAC-08-07 e DAC-08-09) para análise geocronológica pelo método U-Pb em zircão. Além disto, a CPRM - Superintendência de Belém cedeu para este trabalho uma amostra de um biotita granodiorito do Granito Cunani (LM-R-08a) e três

amostras da Suíte Cricou sendo dois biotita monzogranito (LM-R-06A e CR-65A) e um enderbito (CR-60A) que foram utilizadas no estudo petrográfico. Na tabela a seguir observa-se que para um mesmo litotipo em determinado afloramento pode haver mais de uma nomenclatura, isto se deve ao fato de amostras coletadas em diferentes campanhas de campo.

Tabela 1- Detalhes dos pontos estudados indicados no mapa de amostragem.

Ponto	Amostra	Litotipo	Latitude/ Longitude
Granito Cunani e enclaves			
Ponto 1	DAC-08-16/CA-08 ¹	Sienogranito	2°28'20.26"N/50°58'10.40"O
Ponto 2	LKV-06-07 ² /DAC-08-15 ³	Sienogranito	2°29'31.60"N/ 50°57'5.88"O
Ponto 3	LKV-06-02 ²	Sienogranito	2°31'13.87"N/50°57'18.41"O
Ponto 4	LKV-06-03 ²	Sienogranito	2°31'10.45"N/ 51° 0'52.46"O
Ponto 5	BA-24A ¹ /DAC-08-07A ³ BA-24B ¹ /DAC-08-07B ³	Tonalito Quartzo-diorito	2°28'27.24"N/ 51° 3'23.04"O
Ponto 6	BA-25 ¹ /DAC-08-08A ³ DAC-08-08B ³	Tonalito	2°27'37.10"N/51° 6'32.70"O
Ponto 7	DAC-08-04 ³	Monzogranito	2°36'35.73"N/51°19'50.10"O
Ponto 8	LKV-06-05 ²	Granodiorito	2°27'39.72"N/51°13'45.41"O
Ponto 9	BA-26 ¹	Monzogranito	2°27'39.04"N/51°13'36.96"O
Ponto 10	LKV-06-062/DAC-08-01A ³ DAC-08-01B ³	Monzogranito Monzogranito	2°28'1.91"N/ 51°15'30.98"O
Ponto 11	DAC-08-02 ³	Monzogranito	2°32'49.04"N/51°18'18.20"O
Ponto 12	DAC-08-03A ³ DAC-08-03B ³	Monzogranito	2°35'18.90"N/51°19'34.57"O
Ponto 13	DAC-08-05 ³	Monzogranito	2°36'3.16"N/ 51°19'40.38"O
Ponto 14	DAC-08-04 ³	Monzogranito	2°36'35.73"N/51°19'50.10"O
Ponto 15	DAC-08-06 ³	Sienogranito	2°38'45.92"N/ 51°21'0.38"O
Ponto 16	BA-27 ¹	Sienogranito	2°27'14.17"N/ 51°18'4.62"O
Ponto 17	DAC-08-14 A ³ DAC-08-14 B ³	Granodiorito Enderbito	2°27'13.10"N/51°19'59.35"O
Ponto 18	BA-28A ₁ /DAC-08-09A ³ /LM-R-08A ⁴ BA-28B ₁ /DAC-08-09B ³	Monzogranito Meta-tonalito	2°26'49.43"N/51°21'38.95"O
Ponto 19	DAC-08-13 ³	Sienogranito	2°26'29.15"N/51°22'30.72"O
Suíte Cricou			
Ponto 20	DAC-08-12 A ³ DAC-08-12 B ³	Granodiorito Monzogranito	2°25'57.30"N/51°24'10.12"O
Ponto 21	DAC-08-11 ³ /LM-R-06A ⁴	Monzogranito	2°23'51.82"N/51°25'30.48"O
Ponto 22	CR-65 ⁴	Monzogranito	2.34581 N/51.38669 O
Ponto 23	CR-60 ⁴	Enderbito	2.37969 N/51.33839 O

Fonte: 1 - Avelar (2002) 2- Vieira (2007) 3-Nascimento (2008), 4- CPRM/Belém.

1.5.2 Petrografia

Para a caracterização petrográfica foram utilizadas amostras representativas dos litotipos do Granito Cunani que contou com descrição mesoscópica, seguida de estudos de lâminas delgadas em microscópio óptico. Este estudo incluiu refinamento de descrições mineralógicas e das relações texturais já descritas por Vieira (2007) e Nascimento (2008) e, integração com as novas descrições das lâminas confeccionadas após a campanha de campo do presente estudo. Análises modais foram realizadas sendo utilizado um contador eletrônico

de pontos da marca *Swift*, com a contagem de 1800 pontos para cada lâmina. Os dados de análises modais foram plotados em diagramas Q-A-P (Streckeisen 1976, Le Maitre 2002) e Q-A-P-M', permitindo assim classificar adequadamente as rochas de acordo com a classificação proposta pela IUGS (International Union of Geological Sciences) para rochas ígneas.

1.5.3 Geoquímica em rocha total

Ao todo 29 amostras foram utilizadas para esta caracterização. Apenas duas amostras foram preparadas durante este trabalho e passaram por etapas de trituração, pulverização e quarteamento para homogeneização e obtenção de boa representatividade do material. Estas duas amostras (DAC-08-11 e DAC-08-14b) foram analisadas pelo laboratório comercial ALS Minerals, os detalhes dos protocolos analíticos estão disponíveis no endereço eletrônico: <https://www.alsglobal.com/>. As demais amostras foram reprocessadas de trabalhos anteriores e tinham sido analisadas no laboratório comercial ACME (*Analytical Laboratories - Acmelabs*). Em ambos os laboratórios, elementos maiores e menores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , MnO , Na_2O , K_2O , P_2O_5) foram analisados por ICP-ES, e os elementos traço (Sr, Ta, Rb, Zr, Y, Nb, Th, Ga, Hf) incluindo os Elementos Terras Raras (ETR) foram analisados por ICP-MS. Os detalhes dos protocolos analíticos estão disponíveis online no seguinte endereço: <http://acmelab.com/>. Os resultados das análises químicas de elementos maiores e traço foram tratados no *software Geochemical Data Toolkit* (GCDkit), versão 3.0 (disponível em <http://www.gcdkit.org/download>). Os diagramas utilizados foram os de Harker, de discriminação de ambientes geotectônicos, de tipologia de granitos, de distribuição dos ETR e multi-elementos, com o objetivo de melhor discriminar e classificar as unidades estudadas. A caracterização geoquímica destas rochas foi feita com base nos princípios gerais discutidos em Rollinson (1993).

1.5.4 Geocronologia

Para estudo geocronológico e de geoquímica isotópica Sm-Nd e Rb-Sr em rocha total foram selecionadas 8 amostras do Granito Cunani e uma da Suíte Cricou. Deste total 5 foram selecionadas para a obtenção de idades de cristalização através do método U-Pb em zircão por LA-ICP-MS (tabela 2), junto com uma amostra de monzogranito representativo da Suíte Cricou.

Tabela 2- Discriminação das amostras selecionadas para estudo geocronológico e suas respectivas metodologias.

Amostra	Litotipo	Sm-Nd		Sr	U-Pb
		TIMS	ICP-MS	TIMS	ICP-MS
Granito Cunani					
DAC-08-07B1 (BA-24B)	Granulitos (quartzo-diorito com Opx)	-	X	X	X
BA-24A (DAC-08-07A)	Granodiorito/tonalito	X	-	X	-
DAC-08-06	Sienogranito	X	-	X	X
LKV-06-03	Sienogranito	X	-	X	X
LKV-06-06	Monzogranito	-	X	X	-
BA-28A (DAC-08-09A)	Monzogranito	-	X	X	X
BA-28B (DAC-08-09B)	Meta-tonalito	X	-	X	-
DAC-08-14 A	Enderbitito	X	-	-	-
Suíte Cricou					
DAC-08-11	Monzogranito	X			X

RT: rocha total; Zr: zircão

1.5.4.1 Métodos Sm-Nd e Rb-Sr em rocha total

- Princípios do método Sm-Nd: o sistema Sm-Nd baseia-se na desintegração do isótopo radioativo ^{147}Sm para o isótopo radiogênico ^{143}Nd , através da emissão espontânea de uma partícula alfa (α) que possui meia vida de 106 Ga, dada pela equação $^{147}\text{Sm}_{62} \Rightarrow ^4\alpha_2 + ^{143}\text{Nd}_{60} + \text{Q}$. A constante de desintegração do ^{147}Sm é igual a $6,54 \times 10^{-12} \text{ anos}^{-1}$ (Lugmair & Marti 1978).

O método Sm-Nd permite a obtenção de idades através de diagramas isocrônicos em rocha total e/ou concentrados minerais e, idades modelo em rocha total em rochas félsicas. Neste trabalho este método foi utilizado para obtenção de idades modelo em relação ao Manto Empobrecido (Nd- T_{DM} – *Depleted Mantle*). A idade modelo corresponde à época em que uma rocha ou o seu protólito diferenciou-se do manto superior, sua determinação é feita a partir de comparações dos resultados isotópicos obtidos para as rochas crustais e os modelos de evolução isotópica dos prováveis reservatórios fontes destas rochas (DePaolo 1981, 1988).

As idades Nd- T_{DM} são calculadas baseadas na evolução isotópica do Nd e na premissa que a razão Sm/Nd não apresenta variações significativas após o processo geológico responsável por formação de crosta, sendo calculadas para amostras individuais (Sato & Tassinari 1997, Geraldes 2010) de acordo com a equação onde x equivale as razões relativas ao manto empobrecido e \mathbf{am} às da amostra:

$$T_{DM} = (1/\lambda) \ln \left\{ \frac{1 + ({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_x - ({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{am}}{({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_x - ({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_{am}} \right\}$$

A razão ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$ atual medida em cada amostra é corrigida para a idade da rocha com base na razão ${}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd}$ fornecendo um valor inicial, que representa a razão isotópica da rocha na época de sua cristalização no tempo em que ela se diferenciou do manto. A diferença entre a razão isotópica ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$ inicial de uma rocha magmática e a razão do manto na mesma idade depende da razão Sm/Nd da rocha crustal e do tempo que se passou entre formação da rocha e a extração do manto do seu protólito. Quanto maior a diferença entre essas razões isotópicas, maior é o tempo decorrido entre cristalização da rocha e extração mantélica do protólito. Essa diferença pode ser retratada convenientemente utilizando o parâmetro ϵ_{Nd} .

O parâmetro ϵ_{Nd} compara o valor da razão (${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$) de uma rocha com a razão (${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$) do CHUR, que representa um reservatório mantélico primitivo com evolução similar aos condritos (Chondritic Uniform Reservoir). Para interpretação correta deste parâmetro, o mesmo deve ser calculado na idade de cristalização da rocha. Este parâmetro é calculado de acordo com a seguinte equação:

$$\epsilon_{Nd} = \left[\frac{({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{rocha} - ({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{chur}}{({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{chur}} \right] \times 10^4$$

Para rochas crustais félsicas, valores positivos de ϵ_{Nd} implicam que a rocha se originou de um magma juvenil a partir uma fonte empobrecida ou que seu protólito teve um curto tempo de residência crustal. Ao contrário, valores negativos de ϵ_{Nd} implicam em uma derivação de uma fonte enriquecida com um longo tempo de residência crustal. Portanto, o ϵ_{Nd} constitui um parâmetro importante para discutir processos de acreção juvenil e retrabalhamento crustal.

- Princípios do método Rb-Sr: este método geralmente é aplicado em rocha total ou mineral para datação de rochas, eventos metamórficos ou ainda fornecer informações petrogenéticas. Contudo, os resultados geocronológicos podem não ter interpretação tão simples devido à relativa mobilidade do Rb e do Sr tornar este sistema facilmente perturbado (Rollinson 1993).

Este método radiométrico é baseado no decaimento do isótopo radioativo ${}^{87}\text{Rb}$ para o isótopo radiogênico ${}^{87}\text{Sr}$ através da emissão de um partícula β e um anti-neutrino, dado pela

equação: $^{87}\text{Rb}_{37} \rightarrow ^{87}\text{Sr}_{38} + \beta^- + \bar{\nu} + Q$ a uma constante de decaimento de $1,42 \times 10^{-11}$ anos⁻¹ e meia-vida de $48,8 \pm 0,8$ Ga (Dickin 2005). Neste trabalho, os dados Rb-Sr em rocha total foram utilizados para calcular idades modelo.

Com efeito, em analogia à definição de idade modelo no princípio do método Sm-Nd, idades modelo também podem ser calculadas pelo método Rb-Sr em rochas ígneas e meta-ígneas fornecendo uma boa estimativa do tempo que uma rocha teve a sua assinatura isotópica similar a de sua fonte. Para isto considera-se que (i) composição isotópica da fonte mantélica é conhecida, (ii) ausência de isótopos pai/filho fracionados após a extração a partir da fonte mantélica e (iii) imobilidade de isótopos pai e filho (Rollinson 1993). Contudo, no caso de isótopos de Sr, não se tem garantia que estes critérios sejam completamente cumpridos.

As idades modelo Sr-T_{UR} são obtidas utilizando-se resultados isotópicos obtidos para as rochas, com aqueles determinados para os prováveis reservatórios mantélicos fontes dessas rochas, segundo o modelo de evolução isotópica do Reservatório Uniforme (UR) de DePaolo & Wasserburg (1977). Neste modelo se fez uso da intersecção da linha de ϵ_{Nd} condritico com a correlação mantélica do Nd-Sr para obter-se um manto não fracionado (i.e. Bulk Earth), considerando um razão atual ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_{UR} igual a 0,7045 e uma razão atual ($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$)_{UR} é equivalente a 0,0816. Contudo, a evolução da razão isotópica de Sr ao longo do tempo geológico para o reservatório UR não é bem estabelecida, o que causa limitações à interpretação destas idades modelo UR (Dickin 2005).

- Procedimento experimental para análise de Sr e Sm-Nd em rocha total: as etapas iniciais de preparação das amostras incluem respectivamente trituração, pulverização e quarteamento da amostra, mesmo procedimento utilizado para as amostras de geoquímica. A diluição isotópica é a técnica aplicada para a determinação das concentrações de Sm e de Nd. Contudo, no caso do Sr, não foi realizada diluição isotópica, e para o cálculo da razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, utiliza-se as concentrações fornecidas pelas análises químicas.

O protocolo analítico adotado no Pará-Iso para o método Sm-Nd em rocha total é aquele descrito por Oliveira *et al.* (2008), com algumas modificações (Oliveira 2016). O procedimento conta com 3 etapas em ambos os métodos: dissolução de amostras; separação química e análise isotópica dos elementos Sr, Sm e Nd.

A etapa de abertura consiste em dissolver aproximadamente 100 mg da amostra em um cadinho de Teflon com uma mistura de ácidos HNO₃, HF e HCl, adicionando ainda 100 µl de um traçador misto ^{149}Sm - ^{150}Nd . Após algumas etapas de dissolução em forno de microondas, 0,5ml da solução com amostra é transferida para um cadinho para secar na chapa à 100°C.

Após retrolavagem, as colunas que contém resina Dowex 50-WX8 são utilizadas na etapa de separação cromatográfica dos elementos de interesse. A amostra é introduzida nestas colunas e são adicionadas quantidades de HCl** 2N para que seja feita a coleta do Sr. Após a coleta do Sr, sucessivas quantidades de HNO₃** 3N são introduzidas para que os ETR's sejam coletados. Após secagem na chapa, são adicionados 300 µl de HCl** 2N em cada resíduo da amostra que será transferido para as colunas com resina Eichrom Ln para que o Nd seja coletado. Após nova sequência de adições de HCl**0,2N, é feita a coleta do Sm e então os cadinhos devem ser levados à chapa para secar. Após a secagem, adiciona-se 1 µl de HNO₃** aos concentrados de Sm e Nd e 1 µl de H₃PO₄ nos concentrados de Sr e, todos os cadinhos devem ir novamente a chapa para secagem. A partir disto, as amostras estão prontas para a análise isotópica.

As **análises isotópicas** foram realizadas em dois espectrômetros de massa distintos. Para as análises por espectrometria de massa por termo-ionização TIMS (modelo *Triton plus* da *Thermo Fischer Scientific*) as amostras previamente preparadas são depositadas com o auxílio de uma micropipeta em filamentos individuais de tântalo (amostra de Sm), renio (amostra de Nd) e tungstênio (amostra de Sr). Estes filamentos são inseridos no espectrômetro de massa para a obtenção das razões isotópicas. São realizadas sucessivas etapas de leitura com blocos de 10 varreduras para Sr e Nd e, 7 blocos de 10 varreduras para o Sm.

Os brancos de química foram realizados em todos os pacotes de amostras e por serem inferiores a 0,1% foram desprezados. Foram utilizadas as soluções de referência La Jolla, BHVO-1 e BCR-1 para Sm e Nd e, NBS-987 para o Sr, para aferição do método e controle das análises isotópicas.

Para as análises por espectrometria de massa com plasma indutivamente acoplado - ICP-MS (modelo Neptune da Thermo Finnigan), as amostras previamente preparadas são diluídas em 2 ml de HNO₃. Nesta técnica são realizadas etapas de leitura com 10 blocos de 10 varreduras para o Nd e 4 blocos de 10 varreduras para o Sm.

Para corrigir a discriminação de massa, a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foi normalizada para $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$, utilizando-se a lei exponencial (Russell & Papanastassiou, 1978). Para o Sr, as razões isotópicas de discriminação de massa foram corrigidas utilizando-se a razão $^{84}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$.

1.5.4.2 Geocronologia U-Pb em zircão

- Princípios do método: O Sistema U-Pb baseia-se no decaimento isotópico, sob taxas diferentes, de dois isótopos-pai, ^{235}U e ^{238}U , que geram dois isótopos-filhos, ^{207}Pb e ^{206}Pb ,

respectivamente. A constante de desintegração ^{235}U possui uma taxa de desintegração de $9,8485 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$ e meia vida de 703,8 Ma, enquanto o ^{238}U apresenta uma constante de decaimento de $1,55125 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$ e meia vida de 4468,0 Ma (Allègre 2008). O princípio básico da representação do sistema é baseado na utilização do diagrama Concórdia, que retrata as variações de razões isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ em função do tempo (Wetherill 1956). Os minerais que mantiveram o sistema fechado para o U e Pb fornecem valores concordantes, ou seja, quando os pontos analíticos se posicionam sobre a curva Concórdia têm idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ iguais e representam um sistema isotópico fechado (Allègre 2008).

O advento das análises *in situ* em micro escala tem mostrado a complexidade dos grãos de zircão que frequentemente exibem mais de uma fase de cristalização associadas a diferentes processos geológicos (Chemale Jr. *et al.* 2012). Desta forma, o zircão tem sido ferramenta muito eficaz em estudos geocronológicos através de técnicas cada vez mais acuradas. Dentre estas técnicas disponíveis, as que possibilitam a realização de análises pontuais (*in situ*), na escala de micrômetros (~25 a 40 μm), têm sido cada vez mais aperfeiçoadas e utilizadas. A espectrometria de massa de fonte plasma indutivamente acoplado, com multicoletores e ablação a laser (LA-MC-ICP-MS) é uma delas, devido possibilitar a datação *in situ* em zircão a técnica disponível mais rápida (Milhomem Neto 2017).

Uma ferramenta de grande importância nas datações *in situ* tem sido a utilização prévia de Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) para a obtenção de imagens de catodoluminescência (CL). Esta ferramenta possibilita visualizar os diversos domínios internos do cristal de zircão e selecionar os locais mais adequados para a datação.

- Procedimento experimental: a concentração dos cristais de zircão iniciou-se com etapas de britagem e peneiramento para a separação das frações granulométricas 250-180 μm e 180-125 μm . Em seguida foi realizada uma etapa de microbateamento que se trata de uma metodologia de separação de minerais pesados recentemente adotada pelo Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) em decorrência de sua aplicação não utilizar líquido pesado (bromofórmio) que além de tóxico, eleva consideravelmente o custo do procedimento. Este procedimento está em rotina na CPRM e foi implantado no laboratório de separação de minerais do Pará-Iso por Silva Neto (2015), sendo descritas a seguir de forma resumida.

Tabela 3- Etapas do procedimento de separação de minerais pesados por microbateamento.

Etapa	Material	Objetivo
Deslamagem	Pirex de vidro e detergente líquido de cozinha, água.	Retirar o material argiloso restante que fica em suspensão.
Bateamento	Pia, batéias de 53cm e 30cm de diâmetro, espátula inox e água.	A partir de movimentos circulares com a batéia, separar os minerais “pesados” na menor e os “leves” na maior, sem que haja perda de qualquer material.
Microbateamento	Microbatéias de porcelana de 6cm e 11cm de diâmetro, espátula, pirex redondo e água	Refinar o material concentrado fazendo o microbateamento primeiramente na batéia de 6cm e em seguida na de 11cm. Após esta etapa os minerais “leves” ficarão concentrados no pirex redondo e o concentrado de “pesados” na microbatéia.
Separação de micas	Álcool etílico (>90%), concentrado de “pesados” e pirex ou placa de petri.	Refinar a separação dos “pesados” retirando as micas do concentrado. Ao entrar em contato com o álcool, as micas formam pequenas placas em suspensão, podendo ser descartadas.
Secagem	Concentrado de “pesados”, estufa e pirex ou placa de petri	Secar a amostra na estufa a 100°C.
Separação de magnéticos e máficos	imã de mão, imã de neodímio, concentrado de “pesados”, pincel de cerdas naturais, recipiente retangular de porcelana, papel A4 e papel manteiga.	Separar grãos magnéticos com o imã de mão e os grãos máficos com imã de neodímio. Para isto os imãs devem ser revestidos com o papel impermeável e em seguidas colocados no recipiente retangular de porcelana.
Microbateamento com álcool	Placa de petri, álcool etílico (>90%), concentrado de “pesados”, pipeta descartável.	Retirar alguns minerais que ainda permanecem no concentrado de pesados, como o quartzo. É realizado por microbateamento do concentrado na placa de petri, ao qual os leves vão sendo retirados com uma pipeta.
Secagem final	Concentrado de “pesados”, estufa e pirex ou placa de petri.	Retirar o álcool excedente.

Após a obtenção do concentrado praticamente livre de minerais leves, máficos e magnéticos, fez-se a catação de grãos de zircões com o auxílio de lupa binocular. Os zircões mais apropriados (p.e. mais límpidos, livres de inclusões ou aparentemente menos metamictizados) foram selecionados e colocados em uma lâmina com fita dupla face (figura 3) e organizados segundo sua granulação para posterior confecção das seções polidas na Oficina de Laminação do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (IG/UFGPA).

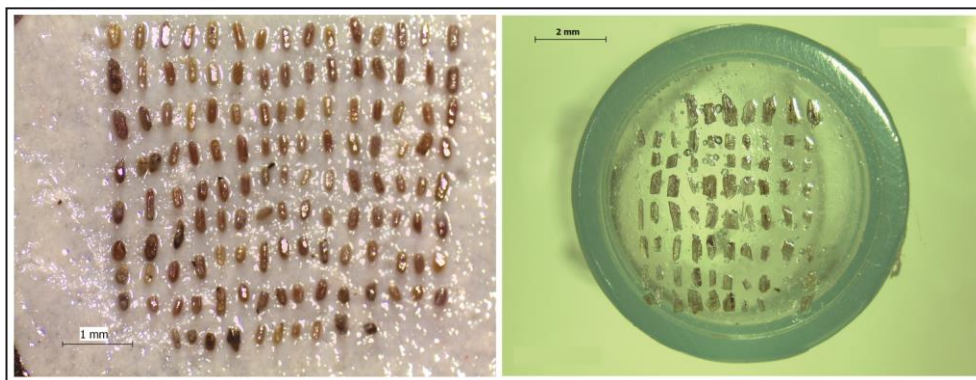


Figura 3- Detalhe dos cristais de zircão na fita dupla face e da seção polida confeccionada.

Posterior à obtenção das imagens de catodoluminescência (CL), as seções polidas devem passar por um procedimento para a limpeza da superfície e retirada do resíduo de metalização. Neste procedimento as seções polidas passam por um polimento com diamante em suspensão $\frac{1}{4}$ micron para que seja retirado o ouro remanescente da metalização, seguido de uma etapa de ultrassom com água e detergente comum. Finalmente uma limpeza com éter de petróleo é feita e a pastilha passa novamente por uma etapa no ultrassom. Por último as seções devem secar na estufa à 50°C para que estejam prontas para as análises no LA-MC-ICP-MS.

O procedimento experimental das análises de zircão por LA-MC-ICP-MS do laboratório Pará-Iso da UFPA é descrito em detalhe por Milhomem *et al.* (2017). As análises são realizadas com uma microsonda de ablação a laser *LSX-213 G2 Nd:YAG* da *Cetac* acoplada a um MC-ICP-MS *Neptune* da *Thermo Finnigan*. Os coletores do tipo copos Faraday medem os sinais de ^{238}U , ^{232}Th e ^{206}Pb e os canais MIC's (*multiplier ion counting*) medem os sinais de ^{202}Hg , ^{204}Pb , ^{204}Hg e ^{207}Pb devido à baixa intensidade desses isótopos durante a análise de cristais de zircão.

Para cada amostra foram analisados cerca de 30 cristais de zircão. As condições de operação do laser foram variadas. No caso do diâmetro do furo do laser, houve variações entre 10 e 25 μm , a potência variou entre 30-60% e as taxas de repetição foram de 10Hz. O fracionamento elementar induzido pelo laser e a discriminação instrumental de massa foram corrigidos utilizando-se os zircões de referência GJ-1 (Jackson *et al.* 2004) que possui idade de $608,5 \pm 1,5$ Ma e 91500 (Wiedenbeck *et al.* 1995) de idade $1065,4 \pm 0,3$ Ma.

As análises foram realizadas em pacotes com sequências de um branco, um padrão GJ-1, 10 cristais de zircão, um padrão 91500 (quando houve menos de 30 zircões da amostra), outro branco e mais um GJ-1 fechando a sequência das análises. O modelo de evolução do Pb terrestre ao longo do tempo, de Stacey & Kramers (1975) foi utilizado para correção da contribuição de chumbo comum. Para isto, durante o tratamento dos dados, utilizou-se uma

idade estimada (t) para cada amostra que se quer determinar a idade. A composição radiogênica de ^{206}Pb e ^{207}Pb é calculada a partir das equações $f_{206} = \frac{[^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_c}{[^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_s}$ e $f_{207} = \frac{[^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_c}{[^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_s}$, sendo: c=comum e s=amostra (Williams 1998, Chemale Jr. *et al.* 2012, Milhomem *et al.* 2017).

De acordo com protocolo adotado no Pará-Iso/UFPA descrito por Milhomem *et al.* (2017) os valores utilizados nos cálculos das razões isotópicas ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) e idades, são corrigidos pela média dos *backgrounds* e para a interferência do ^{204}Hg sobre o ^{204}Pb , assumindo uma razão $^{202}\text{Hg}/^{204}\text{Hg}$ igual a 4,355 (Chemale Jr. *et al.* 2012).

Uma vez devidamente processados e corrigidos, os pontos analíticos foram tratados com o programa ISOPLOT/EX 3.0 de Ludwig (2003) para a determinação das idades.

Na microscopia eletrônica de varredura as imagens de Catodoluminescência (CL) foram obtidas com o microscópio eletrônico de varredura (MEV), do “Laboratório de Microanálises – MEV e Micrissonda” do Instituto de Geociências da UFPA, sob a supervisão do Professor Claudio Nery Lamarão. Estas imagens são utilizadas para auxílio na seleção dos cristais de zircões e seus domínios mais apropriados para datação pontual pelo método U-Pb em zircão.

O equipamento utilizado foi o MEV Zeiss modelo SIGMAVP com catodoluminescência Gatan modelo ChromaCL2 acoplada, pertencente ao Instituto Tecnológico Vale (ITV), cedido em contrato de comodato para a UFPA. As condições de operação foram: corrente do feixe de elétrons = 80 μA , voltagem de aceleração constante = 20 kv, distância de trabalho = variável (depende da altura da amostra). As seções polidas foram metalizadas durante 30s com uma fina camada de ouro. Para as análises de MEV-EDS-CL foram utilizadas seções polidas das amostras LKV-06-03, DAC-08-06, DAC-08-09a, DAC-08-07b e DAC-08-11, contendo cada, uma população média de 60 zircões.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

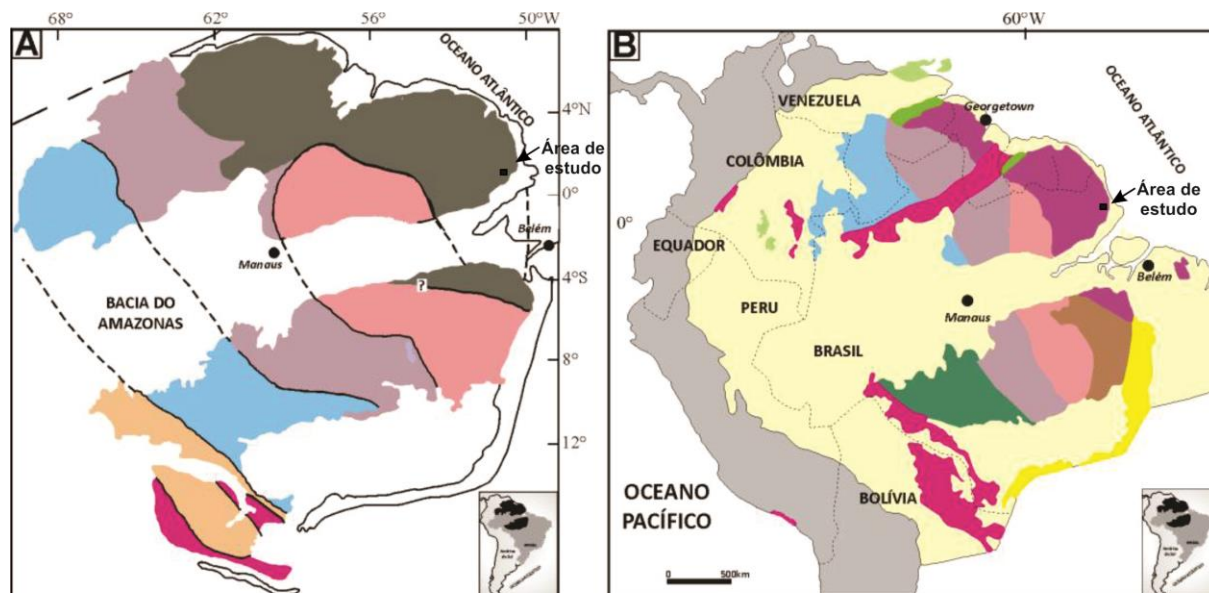
2.1 GEOLOGIA DO SUDESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS

A área de estudo localiza-se na porção sudeste da Província Maroni-Itacaiúnas que representa uma faixa orogênica desenvolvida durante o Ciclo Orogrênico Transamazônico (2260–1950 Ma), constituída essencialmente por terrenos granito-*greenstones*, granitoides e complexos metamórficos de alto grau (Cordani *et al.* 1979, Cordani *et al.* 2009, Delor *et al.* 2003, Gibbs & Barron 1993, Tassinari *et al.* 2000, Tassinari & Macambira 2004, Teixeira *et al.* 1989). A província compreende áreas extensas de crosta paleoproterozoica e dois domínios arqueanos: o Bloco Imataca, na Venezuela (Tassinari *et al.* 2004) e o Bloco Amapá (Rosa-Costa *et al.* 2006), na porção centro-sul do Estado do Amapá; ambos retrabalhados durante a orogênese transamazônica.

A proposta de Tassinari & Macambira (2004) para a definição da Província Maroni-Itacaiunas (figura 4a), baseia-se na idade da última orogênese que consolidou a mesma, o Ciclo Orogrênico Transamazônico. Santos *et al.* (2000, 2006) apresentaram uma proposta alternativa para a compartimentação geotectônica do Craton Amazônico na qual denominaram de Província Transamazonas esta mesma área estruturada pela orogênese Transamazônica (figura 4b). Essa proposta se baseia principalmente na idade das rochas, independente delas terem sido afetadas pela orogênese mencionada. Assim, Tassinari & Macambira (2004) consideram o Cinturão Arqueano Imataca (>2,5 Ga) como parte desta província e o Cinturão Guiana Central, uma faixa granulítica de direção NE-SW, também como parte integrante da mesma, enquanto que Santos *et al.* (2006) excluíram a Faixa Imataca e o Cinturão Guiana Central (ie., Faixa K´Mudku) da província transamazônica. Esta diferença nos critérios para concepção da província em questão gerou divergências em relação a sua extensão em cada definição.

Na Guiana Francesa, análises estruturais, geoquímicas e geocronológicas adicionais foram fornecidas por Ledru *et al.* (1994) e Vanderhaeghe *et al.* (1998) e a partir disto os autores propuseram um modelo de evolução geodinâmica para a Guiana Francesa. Após a formação de uma crosta oceânica (separação dos blocos continentais arqueanos da Amazônia oriental e do Cráton Oeste africano), estes autores propõem um modelo de dois estágios para o Ciclo Orogrênico Transamazônico, com uma fase inicial de "crescimento crustal por acreção magmática", e uma segunda fase de "retrabalhamento crustal e acreção tectônica" durante

convergência oblíqua entre blocos. A segunda etapa seria responsável pela formação de bacias foreland em um sistema pull-apart, e a colocação de granitos de alto-K em torno de 2,09 Ga. A tectônica transcorrente final resultou em extrusão lateral de blocos e soterramento das bacias *foreland*.



Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico

- | | |
|---------------------------------------|--|
| Amazônia Central (> 2,6 Ga) | Carajás (3,0-2,5 Ga) |
| Maroni-Itacaiúnas (2,25-2,05 Ga) | Amazônia Central (supostamente Arqueana) |
| Ventuari-Tapajós (1,98-1,81 Ga) | Transamazonas (2,26-2,01 Ga) (Imataca e Bakhuis) |
| Rio Negro-Juruena (1,78-1,55 Ga) | Tapajós-Parima (2,03-1,88 Ga) |
| Rondoniana-San Ignácio (1,55-1,30 Ga) | Rio Negro (1,82-1,52 Ga) |
| Sunsás (1,28-0,95 Ga) | Rondônia-Juruena (1,82-1,54 Ga) |
| ■ Área de estudo | Sunsás e K'Mudku (1,45-1,10 Ga) |
| | Faixa orogênica Andes |
| | Faixa orogênica Araguaia |
| | Cobertura sedimentar fanerozóica e proterozóica |

Figura 4 - Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico segundo (A) Tassinari & Macambira (2004) e (B) Santos *et al.* (2000, 2006). As idades das províncias geocronológicas estão de acordo com Cordani *et al.* (2009) para o modelo A.

Delor *et al.* (2003) refinaram o modelo de evolução geodinâmica para a Guiana Francesa, a partir do modelo de Vanderheaghe *et al.* (1998), e o estenderam a todo o sudeste do Escudo das Guianas. Neste aprimoramento, o modelo proposto é ordenado em quatro estágios principais:

1) Estágio Oceânico Eoriaciano (2,26 – 2,20 Ga) – corresponde à época de formação de crosta oceânica juvenil, decorrente da divergência de dois fragmentos continentais, inicialmente contíguos, representados por placas arqueanas do Cráton Oeste Africano e, supostamente, do

norte do Cráton Amazônico. Evidências deste estágio na Guiana Francesa são as ocorrências de gabros e trondhjemitos (série Ile de Cayenne) com idades de cristalização em torno de 2,26-2,21 Ga, assumidos como derivados de magmas toleíticos meso-oceânicos.

2) Estágio Mesoriaciano D1 (2,18 – 2,13 Ga) – esta fase é caracterizada pela acreção de magmas cálcio-alcálicos e desenvolvimento de sequências metavulcano-sedimentares em sistemas de arcos de ilhas, originados sobre uma zona de subducção entre placas litosféricas oceânicas, durante o início da convergência entre os blocos continentais arqueanos. Neste estágio ocorreriam dois pulsos diacrônicos de magmatismo tipo TTG, entre 2,18-2,16 Ga e entre 2,15-2,13 Ga;

3) Estágio Neoriaciano D2a (2,11 – 2,08 Ga) – representa o final da fase convergente D1 e o início de um regime predominantemente transcorrente com cinemática sinistral, acompanhado de fusões locais (migmatização) dos granitoides tipo TTG, sob condições de baixa a moderada pressão. Simultaneamente, ocorreu a colocação de granitos com origem relacionada principalmente a retrabalhamento crustal, e o desenvolvimento de bacias do tipo *pull-apart*, conforme previamente sugerido por Vanderhaeghe *et al.* (1998). Adicionalmente, magmatismo Mg-K (granitos e granodioritos com anfibólio e/ou piroxênio) associado a este estágio é interpretado como reflexo de perturbações termais do manto, que favoreceriam a produção de magmas de alta temperatura;

4) Estágio Neoriaciano D2b (2,07 – 2,06 Ga) – representa a fase de colocação de granitos metaluminosos ao longo de zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais. Neste estágio, os sedimentos depositados nas bacias *pull-apart* foram metamorfizados seguindo uma trajetória P-T anti-horária, similarmente àquela definida para os granulitos UHT (*Ultra High Temperature*) das Montanhas Bakhuis, no Suriname, cuja idade do metamorfismo granulítico foi definida em torno de 2,07-2,05 Ga (Roever *et al.* 2003). Esta última fase não foi identificada na Guiana Francesa.

2.2 ASPECTOS GERAIS DA EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA PROVÍNCIA MARONI-ITACAIUNAS

Nas últimas décadas, diversos estudos na porção oriental do Escudo das Guianas permitiram a partir de diferenças marcantes na constituição litológica, idade, assinaturas isotópica, geofísica e estrutural, e história evolutiva, a individualização de domínios tectônicos distintos na Província Maroni-Itacaiunas. Tais domínios foram designados de Bloco arqueano Amapá e domínios paleoproterozoicos Carecuru e Lourenço, respectivamente a sul e a norte do Bloco Amapá (figura 5) (Avelar 2002, Avelar *et al.* 2003, Ricci *et al.* 2001, Rosa-Costa 2006, Rosa-Costa *et al.* 2003, 2006).

O Bloco Amapá é formado por rochas arqueanas magmáticas e, metamórficas meso e neoarqueanas retrabalhadas no Ciclo Orogênico Transamazônico e também por granitoides paleoproterozoicos. Sequências metavulcano-sedimentares paleoproterozoicas (*greenstone belts*) associadas neste domínio são representadas pelo grupo Ipitinga (Ricci *et al.* 2001) e, Vila nova com idades superiores a 2,26 Ga (Barreto *et al.* 2013, McReath & Faraco 2006).

O Domínio paleoproterozoico Carecuru, a sul do Bloco Amapá, é constituído essencialmente por corpos plutônicos félsicos (2,19-2,10 Ga) e sequências vulcanossedimentares riacianas (<2,26 Ga), geradas em sistemas de arco magmático com extenso fragmento arqueano associado constituído por rochas granulíticas (Domínio Paru).

O Domínio Lourenço consiste de um extenso segmento crustal paleoproterozoico que ocorre a norte do Bloco Amapá que se estende por toda a porção setentrional do Estado do Amapá, em direção Guiana Francesa.

Nesse Domínio ocorrem associações de granitoides, ortognaisses e faixas de rochas metavulcanossedimentares, representando diversas suítes e corpos cálcio-alcálicos pré-a-sincolisionais com idades entre 2,26 e 2,10 Ga, com evolução relacionada a arcos magmáticos, além de plútons predominantemente graníticos, incluindo charnockitos, com idades entre 2,11 e 1,99 Ga, que representam estágios colisionais a tardi-orogênicos. As sequências metavulcanossedimentares paleoproterozoicas têm idade máxima de 2,26 Ga. Por fim, na porção sul deste domínio, próximo ao bloco Amapá, o Gnaisse Porfírio, Metagranitoide Pedra do Meio e rochas granulíticas do Complexo Tartarugal Grande ocorrem como remanescentes arqueanos. Nesse último complexo, o metamorfismo granulítico foi datado em torno de 2,05-1,99 Ga (Avelar 2002; Avelar *et al.* 2003, Oliveira *et al.* 2008, Rosa Costa *et al.* 2014). Por fim, ocorre ainda um extenso enxame de diques de diabásios que representa o magmatismo toleítico intracontinental mesozoico (limite Jurássico-Triássico) associado à abertura do oceano atlântico central (magmatismo Cassiporé) e com idades de 200-196 Ma (Deckart *et al.* 1997)

Avelar (2002) obteve em rochas paleoproterozoicas riacianas da porção norte do Amapá, idades modelo T_{DM} entre 2,75-2,18 Ga, enquanto na fronteira do Amapá com o sudeste da Guiana Francesa registros de crosta arqueana foram obtidos em zircões detríticos (3,19-2,77 Ga) e herdados (2,6-2,9 Ga). Baseado também nestes dados, Faraco *et al.* (2010) e Faraco & Theveniaut (2011) discutem a existência de crosta arqueana retrabalhada durante o Paleoproterozoico nesta região do Escudo das Guianas. Na Folha Lourenço há registro de diversos dados que corroboram esta ideia e serão descritos de forma resumida no tópico a seguir.

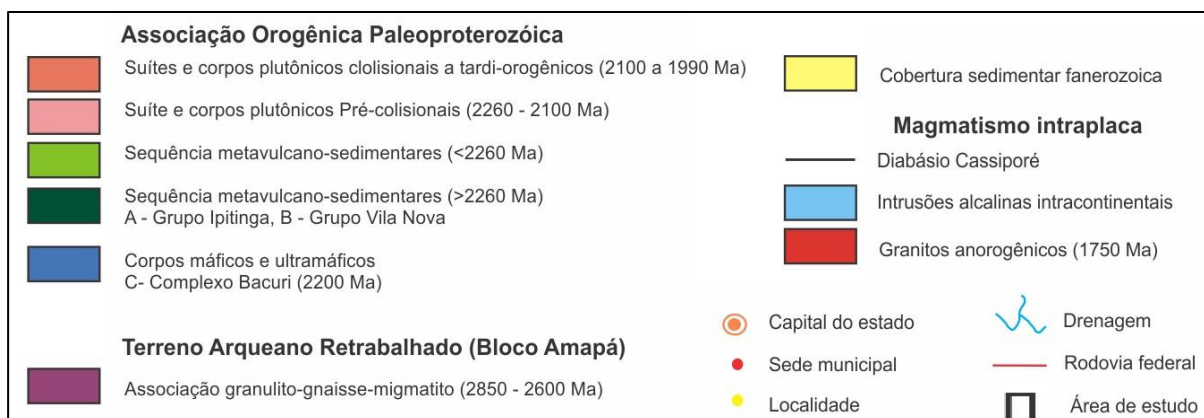
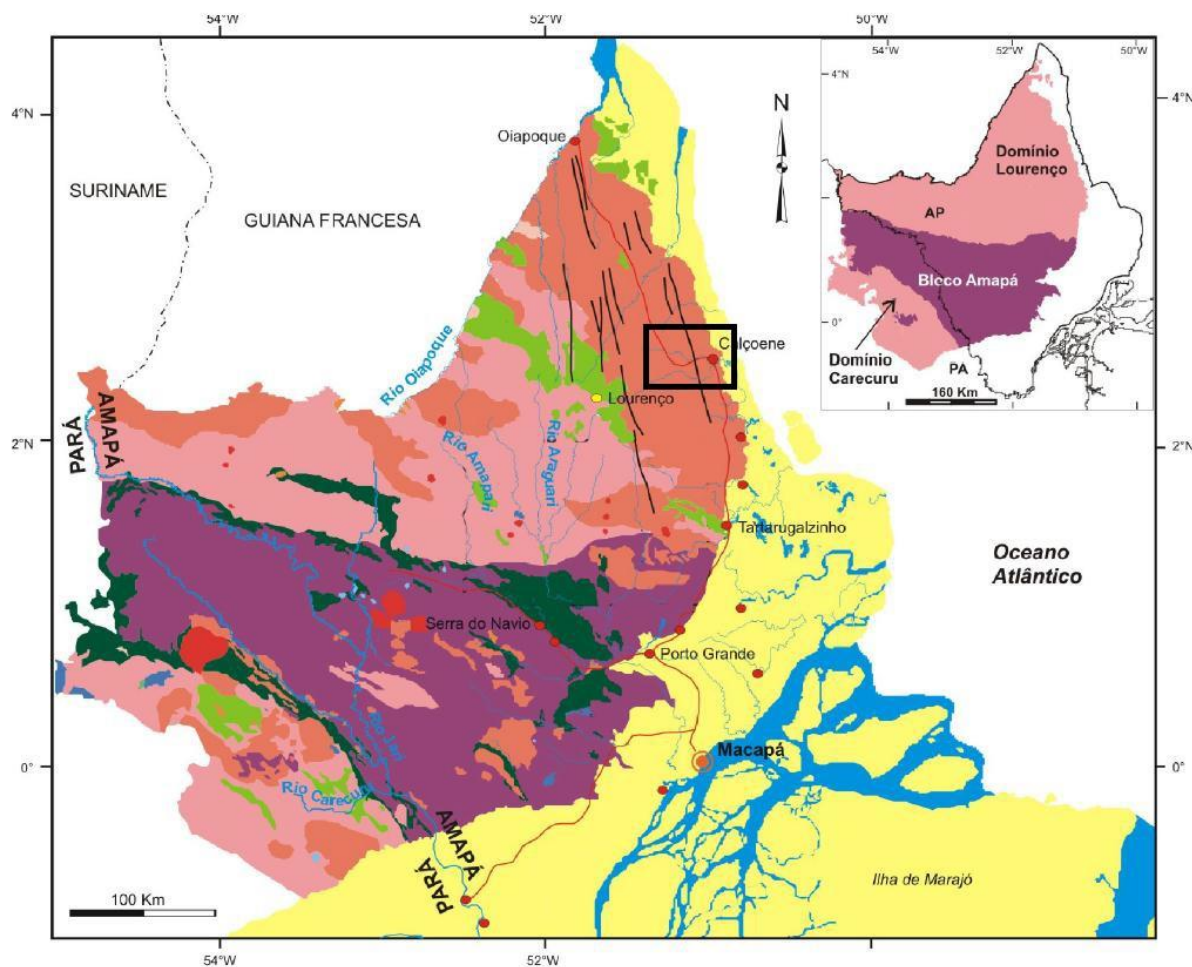


Figura 5 - Mapa tectônico do Estado do Amapá com ênfase nos domínios Lourenço, Carecuru e Bloco Amapá e localização da área de estudo. Fonte: Rosa-Costa *et al.* (2014).

2.3 ASPECTOS GEOLÓGICOS DA REGIÃO DE CALÇOENE

As unidades litológicas e a estrutura litoestratigráfica mais recente da região norte do Amapá, incluindo a região de Calçoene, foram definidas e organizadas no âmbito dos levantamentos geológicos das folhas Oiapoque e Lourenço (Faraco & Théveniaut, 2011, Rosa-Costa *et al.* 2015, Sousa & Costa Neto, 2014), incorporando informações de campo e geocronológicas anteriores (Avelar 2002, Vieira 2007, Lafon *et al.* 2001, Faraco *et al.* 2009,

Nascimento 2008). Como mencionado anteriormente, a região é constituída predominantemente por rochas paleoproterozoicas e subordinadamente por rochas que representam o magmatismo toleítico intracontinental mesozoico (limite Jurássico-Triássico), além de coberturas sedimentares cenozoicas (Rosa-Costa *et al.* 2015).

A Suíte Intrusiva Flexal (Rosa-Costa *et al.* 2014) foi proposta para definir o magmatismo plutônico cálcio-alcálico datado em torno de 2,20-2,18 Ga. É descrita como uma suíte plutônica expandida, com composição variando de diorítica a monzogranítica, com diferentes níveis de deformação. Os autores supracitados obtiveram em tonalitos desta unidade idade de 2184 ± 13 Ma (U-Pb LA-ICP-MS) e 2197 ± 3 Ma (evaporação de Pb em zircão), que foram interpretadas como idade de cristalização e do evento magmático de natureza cálcio-alcálica que caracteriza esta suíte.

O Diorito Rio Mutura (Rosa-Costa *et al.* 2015) com ocorrência subordinada de tonalitos foi proposto para designar três batólitos localizados na porção sudoeste da Folha Lourenço e que aparentemente são intrusivos na Suíte Intrusiva Flexal. Esta unidade forneceu idade no intercepto superior de $2174,5 \pm 8$ interpretada como idade de cristalização do diorito.

O Tonalito Lourenço (2155 ± 13 Ma, U-Pb em zircão por Nogueira 2002) foi proposto por Rosa-Costa *et al.* (2015) para diferenciar um corpo granitoide composto por tonalitos, com granodioritos subordinados, que representam o magmatismo plutônico cálcio-alcálico, cujas rochas são encaixantes da mineralização de ouro do depósito de Salamangone, situado na Vila do Lourenço. Idades modelo T_{DM} de 2,24 e 2,34 Ga obtidas em um tonalito e um granodiorito, com valores de ϵ_{Nd} (2,1 Ga) de +2,88 e +3,03, respectivamente permitiram a interpretação de que os protólitos dos granitoides estudados foram diferenciados diretamente do manto, e que estão relacionados a arco juvenil paleoproterozoico.

O Grupo Serra da Lombarda corresponde a sequências meta vulcanosedimentares tipo *greenstones*, descritas por Faraco & Théveniaut (2011) ainda como parte do Grupo Vila Nova e, posicionadas litoestratigraficamente com idades entre 2180 e 2130 Ma.

O Tonalito Papa-Vento (2136-2130 Ma) segundo Rosa-Costa *et al.* (2014) engloba gnaisses e granitoides de composição principalmente tonalítica, e subordinadamente granodiorítica e monzogranítica, com dioritos ocasionais. Os autores supracitados distinguiram o Tonalito Papa Vento da Suíte Intrusiva Flexal, sobretudo pela diferença de idade, pois o Tonalito Papa Vento representa um evento magmático cálcio-alcálico pelo menos 40 Ma mais jovem que a Suíte Intrusiva Flexal. Para esta unidade, idades de $2136 \pm 7,5$ Ma (U-Pb LA-ICP-MS) e 2130 ± 20 Ma (evaporação de Pb em zircão) foram interpretadas como idades de cristalização dos protólitos magmáticos dos gnaisses. Idade T_{DM} de 2,7 Ga,

com $\epsilon_{Nd}(T) = -4,47$, sugerem envolvimento de crosta continental arqueana na origem do magma precursor.

O Complexo Camopi (Faraco & Théveniaut, 2011) foi proposto para englobar gnaisses migmatíticos e metagranitoides que ocorrem na porção sudoeste da Folha Oiapoque, imediatamente a norte da Folha Lourenço. Estes autores dividiram este complexo em duas associações, sendo a primeira constituída por metatexitos, além de granulitos, contendo ainda enclaves (anfíbolitos, paragnaisses e metadioritos); e a segunda associação, inclui em menor expressão, principalmente metamonzogranitos, além de enclaves (anfíbolitos e granodioritos). Estes autores caracterizam estas rochas como principalmente subalcalinas, metaluminosas à peraluminosas, com afinidade cálcio-alcalina e obtiveram idades U-Pb por microsonda iônica e Pb-Pb em zircão entre 2103 ± 12 Ma e 2098 ± 2 Ma. Na folha Lourenço foi atribuído a esta unidade um corpo fortemente alongado segundo NW-SE que corresponde a primeira associação.

O Complexo Oiapoque foi utilizado por Faraco & Théveniaut (2011) para designar “terrenos migmatíticos” que ocorrem na porção sudoeste e central da Folha Oiapoque, a norte da Folha Lourenço. Estas rochas foram caracterizadas principalmente como subalcalinas, metaluminosas à peraluminosas, com afinidade cálcio-alcalina e nos diagramas de ambientes tectônicos incidiram predominantemente no campo de arco vulcânico, com variações para sin-colisional e intraplaca. Os autores supracitados obtiveram idades de 2103 ± 3 Ma e 2097 ± 2 Ma, interpretadas como idades de cristalização. Isótopos de Nd nestas rochas forneceram idades T_{DM} de 2,21 e 2,40 Ga, com valores de $\epsilon_{Nd}(T)$ de +1,35 e -0,14, interpretadas como evidências da contribuição mantélica e crustal.

O Complexo Araguari (Rosa-Costa *et al.* 2014) é constituído por granitoides foliados a gnaissificados, de composição tonalítica, granodiorítica, monzogranítica e diorítica. São rochas principalmente subalcalinas, metaluminosas, expandindo-se para o campo das rochas peraluminosas, com afinidade com as séries cálcio-alcalina normal e cálcio-alcalina de alto K, geradas em ambiente de arco magmático, em sua maioria classificadas como granitoides do Tipo I. Foram obtidas idades de 2111 ± 2 Ma e 2116 ± 4 Ma (Rosa-Costa *et al.* 2014) e 2096 ± 4 e 2103 ± 3 Ma (Barreto *et al.* 2013) por evaporação de Pb em zircão, o que caracterizou o magmatismo cálcio-alcalino que define a referida unidade, em torno de 2,12-2,10 Ga. Ainda para esta unidade, as idades modelo T_{DM} entre 3,47 e 2,47 Ga, com valores de $\epsilon_{Nd}(T)$ entre -15,37 e -2,2, demonstram que a fonte dos magmas paleoproterozoicos precursores do Complexo Araguari envolve necessariamente componentes crustais arqueanos.

A Suite Intrusiva Cricou foi proposta por Faraco & Théveniaut (2011) e foi dividida em duas unidades: C₁ (gnaisses de composição granítica até quartzo-diorito) com idades entre 2,11 a 2,09 Ga; e C₂ (biotita monzogranitos com granodioritos e sienogranitos subordinados) com idades de 2,11 Ga. Sendo que na Folha Lourenço ocorre a unidade C₁, como uma extensa faixa alongada de direção NW-SE ocupando a porção centro norte da área. A idade para esta unidade é dada pelo intercepto superior de 2110±16 Ma (Rosa-Costa *et al.* 2015), compatível com a obtida por Faraco & Théveniaut (2011) em granitoides e gnaisses da Suíte Cricou na Folha Oiapoque, as quais variam entre 2113±3 Ma e 2090±2 Ma, com T_{DM} entre 2,30 e 2,13, e valores de ε_{Nd}(T) positivos (de +0,47 a + 2,8).

O Granito Anotaie proposto por Faraco & Théveniaut (2011), corresponde na Folha Oiapoque a plútons elípticos compostos por sienogranitos e monzogranitos. Na Folha Lourenço quatro plutons graníticos cartografados foram correlacionados ao Granito Anotaie e forneceram uma idade de 2110±3 Ma.

Granito Cigana é a denominação atribuída por Jorge João *et al.* (1979) para designar um conjunto de corpos graníticos sin-cinemáticos, discriminados na porção oriental da Folha Rio Araguari. Na Folha Lourenço o Granito Cigana é representado por um corpo que ocorre na porção sudeste da área, com forma aproximadamente elíptica, com eixo maior na direção E-W, intrusivo na Suíte Intrusiva Flexal. Com base em relações e correlações estratigráficas com unidades adjacentes de idade conhecida, Rosa-Costa *et al.* (2014) sugerem que o Granito Cigana tem idade semelhante ao do Granito Vila Bom Jesus, na região central do Amapá, datado em 2,08 Ga.

O Granito Cunani (Rosa-Costa *et al.* 2015) representa um extenso corpo granítico que ocorre na porção E-NE da Folha Lourenço. É composto por biotita sienogranitos e monzogranitos com enclaves máficos com idades entre 2098-2059 Ma, incluindo o granito antigamente colocado como charnoquito por Lafon *et al.* (2001), com idade de 2059±2 Ma (Pb-Pb em zircão). Rosa-Costa *et al.* (2015) obtiveram uma idade no intercepto superior de 2098±15 Ma (MSWD = 3,2) (U-Pb LA-ICP-MS em zircão), interpretada como idade do magmatismo que define o Granito Cunani. Vieira (2007) obteve uma idade de 2085±2 Ma em fácies tonalítica do Granito Cunani.

Granodiorito Carnot (Rosa-Costa *et al.* 2015) é uma unidade proposta para representar um corpo granitoide alongado na direção WNW-ESSE, cartografado a partir de afloramentos localizados na porção centro- leste da Folha Lourenço. É caracterizado principalmente por imagens magnetométricas, nas quais nos mapas gamaespectrométricos, o Granodiorito Carnot é definido por radiação intermediária a baixa, apresentando contrastes significativos com o

padrão geofísico das unidades circundantes, subsidiando a delimitação do mesmo. Relações de campo demonstram que o Tonalito Carnot foi intrudido pelo Granito Cunani.

O Charnoquito Acapuzal engloba charnoquitos e monzogranitos, sendo caracterizado por um plúton granitoide datado em torno de 2,0 Ga, que representa o mais jovem evento magmático granítico identificado na Folha Lourenço, relacionado a estágios tardi- a pós-orogênicos, localizado na porção centro-norte da quadrícula.

As unidades Flexal, Mutura, Lourenço, Papa-Vento e o grupo serra da Lombarda correspondem ao estágio D1 mesoriaciano (formação dos arcos). Enquanto que as outras unidades seriam relacionadas ao estágio D2a neoriaciano (e talvez D2b também neoriaciano) de Delor *et al.* (2003).

No setor de Calçoene, as unidades geológicas pré-cambrianas presentes entre aquelas descritas acima são (figura 6): Suite Flexal, Diorito Mutura, Tonalito Lourenço, Grupo Lombarda, Suite Cricou, Granito Anotáie, Granodiorito Carnot e, Granito Cunani, com grande predominância em termo de área das unidades Suite Cricou e Granito Cunani.

Nascimento (2008) classificou as rochas do Granito Cunani como sienogranitos, monzogranitos, granodioritos, tonalitos, charnoquito e charno-enderbitos, além de enclaves granulíticos (presentes nos charnoquitos). A caracterização geoquímica identificou que suas fontes têm natureza ígnea crustal (infracrustal) com características de granitoides dos tipos “I” e “A”. Um ambiente colisional é sugerido em decorrência do caráter peraluminoso que estas rochas possuem. No entanto apresentam também características geoquímicas e a presença de enclaves máficos, que podem ser sugestivos de ambientes de arco vulcânico ou margem continental ativa.

Uma amostra do charno-enderbitos (DAC-08-14B) foi considerada por Nascimento (2008) como sendo um enclave, apesar de relações de contato com a encaixante não terem sido estabelecidas, de modo que não se descartou a possibilidade de se tratar de uma intrusão devido a CPRM ter identificado charnoquitos mais novos na região, como por exemplo, o charnoquito Acapuzal (1,99 Ga).

Por outro lado, no Granito Cunani, a datação de uma rocha classificada como um charno-enderbitos com idade de 2151 ± 2 Ma (Nascimento 2008), sugere a existência de enclaves de unidade mais antiga no granito Cunani, a qual pode estar correlacionada ao Tonalito Lourenço (Nogueira *et al.* 2000) e associada à fase de aglomeração de arcos magmáticos em contexto de subducção com formação das principais seqüências *greenstones* e magmatismo cálcio-alcálico, fornecendo registro do mesoriaciano neste setor.

Ainda no Granito Cunani, a idade de 2059 ± 2 Ma (Lafon *et al.* 2001) encontrado para uma rocha classificada como charnoquito a oeste de Calçoene indica a existência de magmatismo charnoquítico tardi-transamazônico na porção norte do Amapá. As relações dessa rocha com o Granito Cunani não estão claramente estabelecidas. A rocha possui enclaves granulíticos sugerindo que o magmatismo charnoquítico representa uma fase final de fusão em condições granulíticas e, neste caso a idade de 2,06 Ga corresponderia também à idade do metamorfismo regional de alto grau. Entretanto, tal hipótese, necessita de novos dados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos para esclarecer/descartar a possibilidade da idade mais antiga ou não para os enclaves de granulitos.

Em escala regional no Domínio Lourenço, as relações entre metamorfismo granulítico e magmatismo charnoquítico não foram bem estabelecidas. É consensual que esses episódios metamórficos e magmáticos são tardi-transamazônicos, porém a possibilidade que sejam contemporâneos ainda não foi comprovada, a exemplo das rochas granulíticas e magmáticas associadas do Complexo Tartarugal Grande, no limite sul do Domínio Lourenço para as quais essa questão ainda está em aberto (Avelar 2002, Oliveira *et al.* 2008, Paiva, 2016, Rosa-Costa *et al.* 2015).

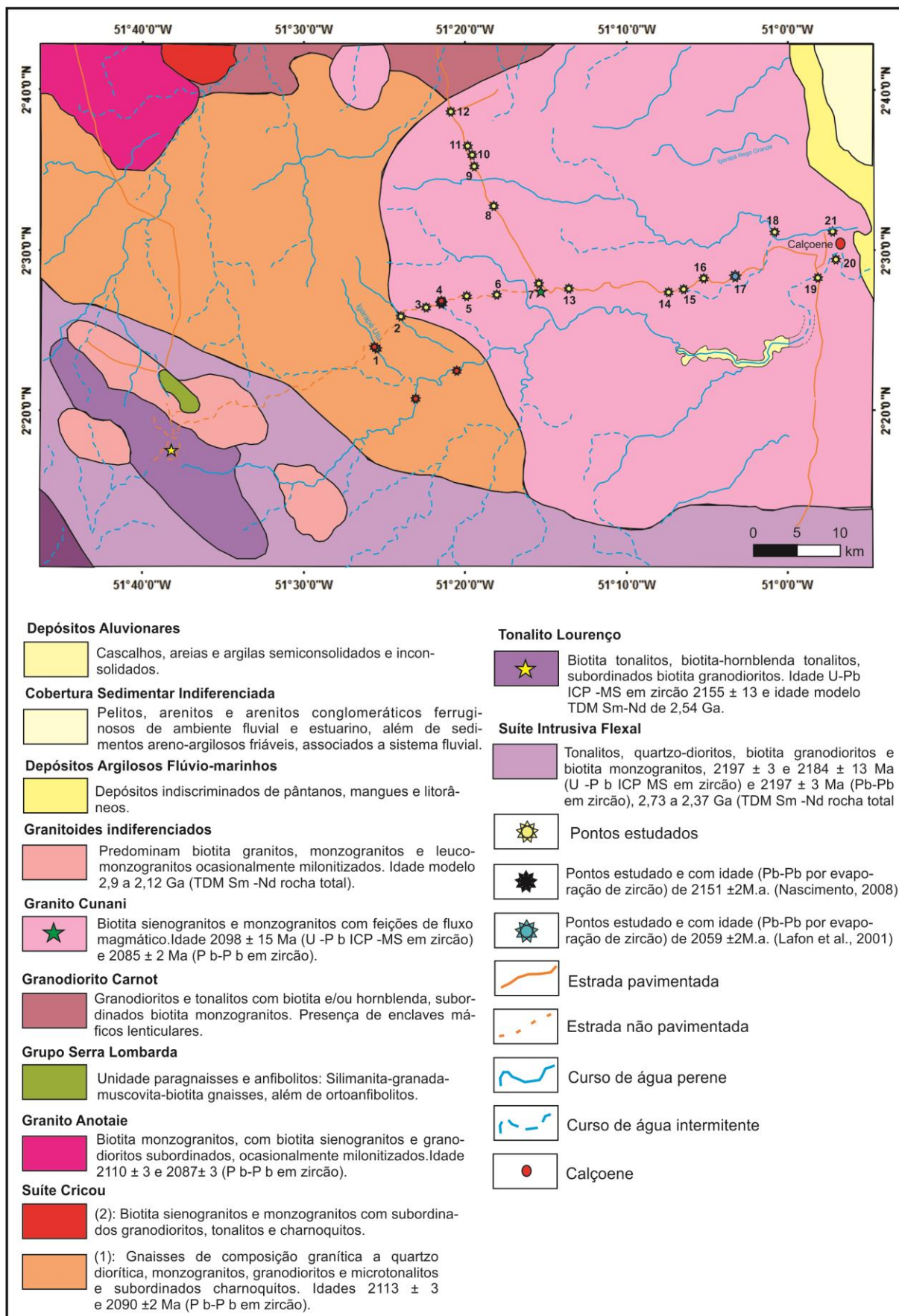


Figura 6 - Mapa geológico da área de estudo, com pontos estudados e principais unidades próximas da área de trabalho. Fonte: Sousa & Costa Neto (2014).

3 RESULTADOS

3.1 DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

No levantamento de campo realizado durante este trabalho apenas os afloramentos DAC-08-07, DAC-09-09 e LKV-06-03 do Granito Cunani foram visitados e, da Suíte Cricou o afloramento DAC-08-11 foi o único visitado. Afloramentos das amostras CR-60 e CR-65 não foram descritos neste sub-tópico por se tratarem de amostras cedidas pela CPRM.

A quase totalidade das amostras selecionadas para este trabalho estão inseridas na Folha Lourenço (NA.22-V-D) elaborada pela CPRM - Serviço Geológico do Brasil (Sousa & Costa Neto 2014).

Em escala microscópica os granitoides do Granito Cunani variam de tonalitos e granodioritos equigranulares à sienogranitos inequigranulares enquanto na Suíte Cricou observou-se uma variação de granodiorito a sienogranito inequigranulares. Em ambas as unidades são comuns fenocristais de feldspatos, enclaves máficos com dimensões variadas e veios quartzo-feldspáticos cortando as rochas em direções aleatórias. Os afloramentos estão localizados próximos a cortes de estrada e ocorrem predominantemente na forma de blocos, ou ainda, lajedos.

Tonalitos e granodioritos: BA-24a (DAC-08-07a), BA-25, DAC-08-09b (BA-28b).

Estes litotipos estão inseridos no Granito Cunani. Os afloramentos estão dispostos em lajedos com cerca de algumas dezenas de metros de extensão (figura 7- c, e). Em alguns desses afloramentos feições de fluxo são bastante frequente nas rochas. São rochas holocristalinas com coloração predominantemente cinza, faneríticas, equigranulares e com granulação grossa predominante (figura 7- a, d, f). São compostas essencialmente por plagioclásio, feldspato alcalino e quartzo. Os minerais máficos tem proporção aproximada de 15%, sendo, portanto, rochas leucocráticas. Contudo algumas amostras, como a BA-28b correspondem a uma variação faciológica mais enriquecida em minerais máficos (~27%), dos quais a hornblenda corresponde a 16% em média.

O plagioclásio de modo geral tem coloração branca, hábito prismático e granulação grossa. O quartzo é incolor com granulação média e o feldspato alcalino tem coloração rosa e granulação grossa ou muito grossa nas porções em que está presente. Não é possível observar anisotropia em escala mesoscópica, contudo em escala microscópica uma discreta anisotropia

é observada a partir de cristais de quartzo estirados e recrystalizados. Este litotipo apresenta enclaves máficos com dimensões que variam de centimétricas a métricas e em formato subangulosos ou ainda, lenticulares (figura 7-b).

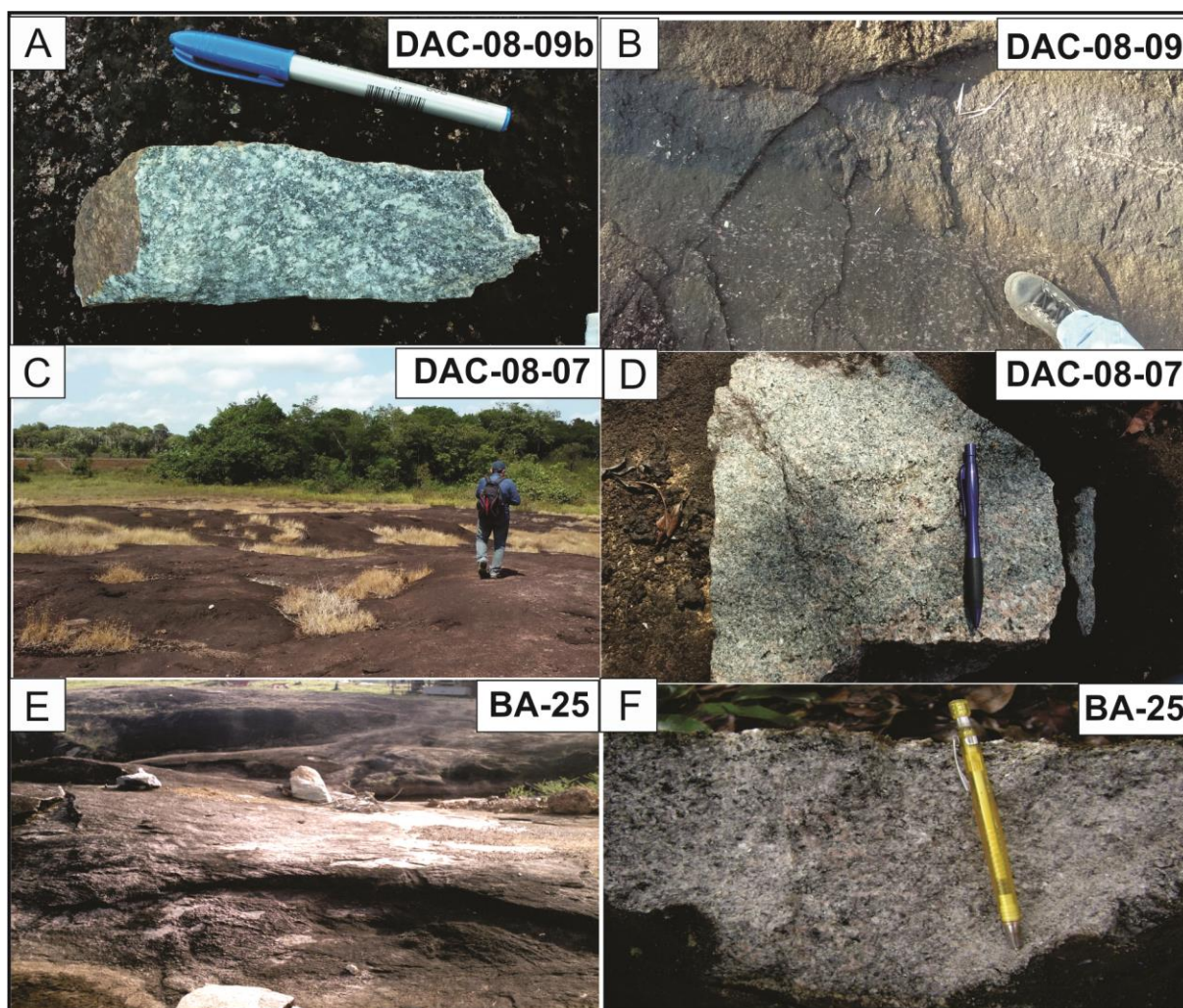


Figura 7 - (a) amostra de fácies tonalítica presente no afloramento. (b) Corpos máficos com formato lenticulares presentes no tonalito. (c) visão geral do afloramento dos granodioritos DAC-08-07a; (d) amostra de mão de granodiorito; (e) visão do afloramento de tonalito (f) amostra de mão de tonalito.

Monzogranitos e sienogranitos: CA-08, LKV-06-06 (DAC-08-01a), BA-28a, DAC-08-06, LKV-06-03, BA-27, DAC-08-11, DAC-08-09a (BA-28a).

Com exceção do afloramento DAC-08-11, que pertence a Suíte Cricou, os demais litotipos pertencem ao Granito Cunani. Contudo, todos os afloramentos são encontrados dispostos às margens de igarapés ou rios (figura 8 - a, c) de modo geral, ou ainda em lajedos ou pequenos blocos. São rochas holocristalinas com coloração cinza claro com tons rosados, faneríticas, apresentando textura equigranular média a grossa (figura 8 - b, d, f, g) a inequigranular. As rochas são constituídas essencialmente por plagioclásio, feldspato alcalino, quartzo e biotita. São leucocráticas (~12%), tem presença comum de enclaves com dimensões

centimétricas e apresentam leve anisotropia. O plagioclásio tem granulação grossa, coloração branco acinzentado e hábito prismático. O quartzo é incolor e anédrico e, o feldspato tem coloração rosada com granulação que varia de grossa a muito grossa. As micas têm granulação fina, brilho micáceo característico e hábito lamelar.

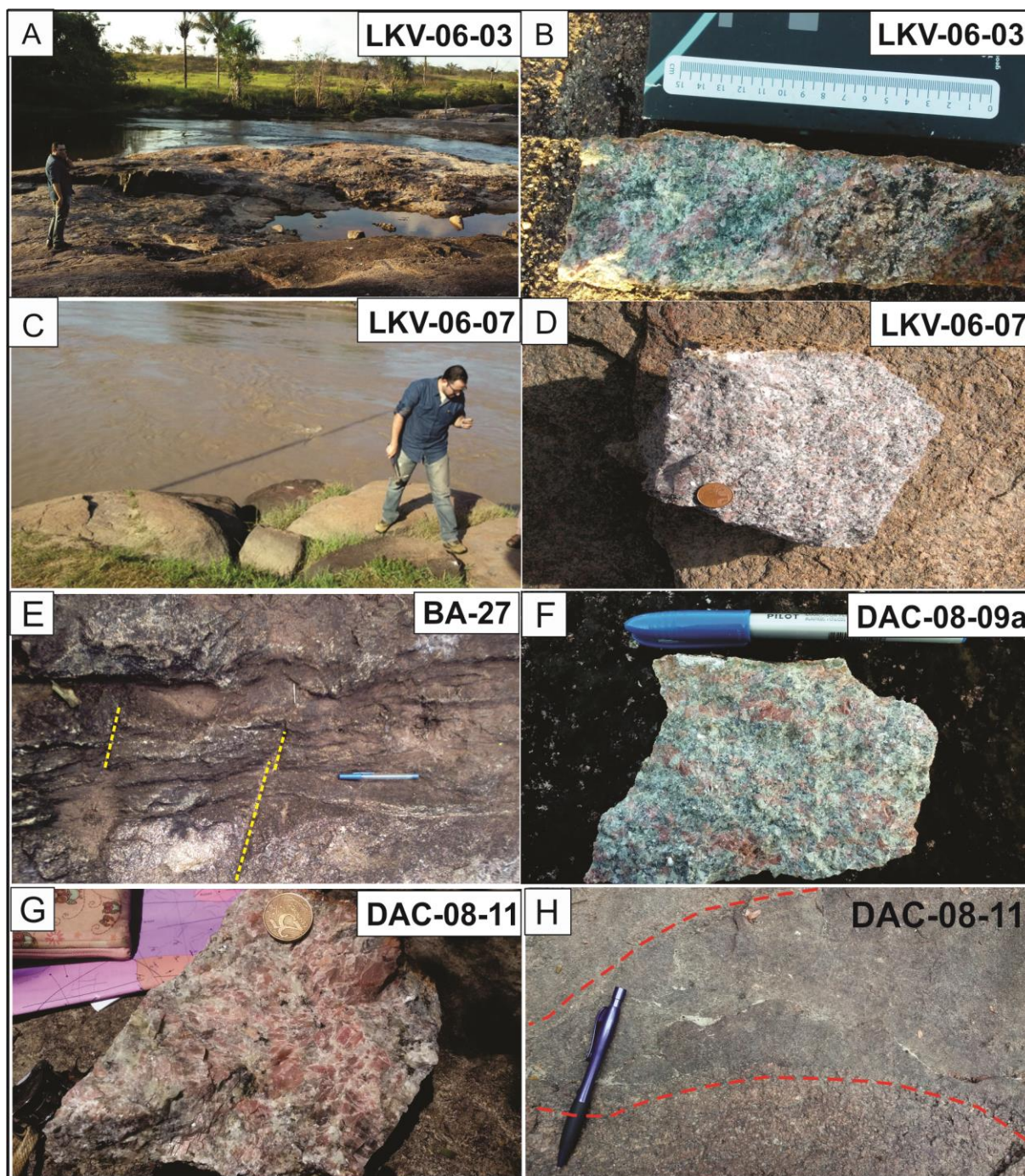


Figura 8 - (a) Afloramento de sienogranito na forma de lajedos às margens do Igarapé Jejuzinho. (b) amostra de sienogranito com maior concentração de fenocristais de feldspato alcalino. (c) e (d) afloramento de monzogranitos na forma blocos às do Rio Calçoene; (e) micro zona de cisalhamento em afloramento de sienogranito; (f) amostra de monzogranito equigranular grosso; (g) sienogranito equigranular grosso da Suíte Cricou; (h) relação de contato gradativa entre enclave máfico e sienogranito da Suíte Cricou.

As feições texturais dos monzogranitos não diferem das dos sienogranitos (figura 8-f, g). Também apresentam leve anisotropia, são comumente cortadas por veios quartzo-feldspáticos. Os veios têm direção predominante N 15-30°, contudo existem outros com direções aleatórias. Alguns enclaves têm direção N 20-30°.

No afloramento de um sienogranito (BA-27) a granulação da rocha varia de média a fina, sendo possível observar também partes da rocha com concentrações de feldspato alcalino e uma zona de cisalhamento com direção N50-60° e, mergulho subvertical de aproximadamente 60-70° para norte cortando as rochas deste afloramento.

Enclaves granulíticos (Quartzo-diorito): BA-24b (DAC-08-07b)

Estas rochas ocorrem como enclaves (figura 9 - b, c) de dimensões métricas a centimétricas nas rochas tonalíticas/granodioríticas do afloramento BA-24a (DAC-08-07a). Tem coloração cinza escuro esverdeado (figura 9-a), são faneríticas, equigranulares, tem granulação média e são mesocráticas (~40%). Estão dispostas geralmente em formato lenticular, mas podem ter formas arredondadas ou sabangulosas (figura 9-d). São compostas essencialmente por piroxênio, plagioclásio, quartzo, além de minerais máficos como biotita e anfibólio em proporção equivalente para sua classificação como quartzo-diorito. Outras variedades de enclaves foram estudadas neste trabalho, como por exemplo, os da amostra DAC-08-09b, contudo, sua relação com a encaixante não foi estabelecida a partir de observações de campo e serão melhor mostradas na petrografia.

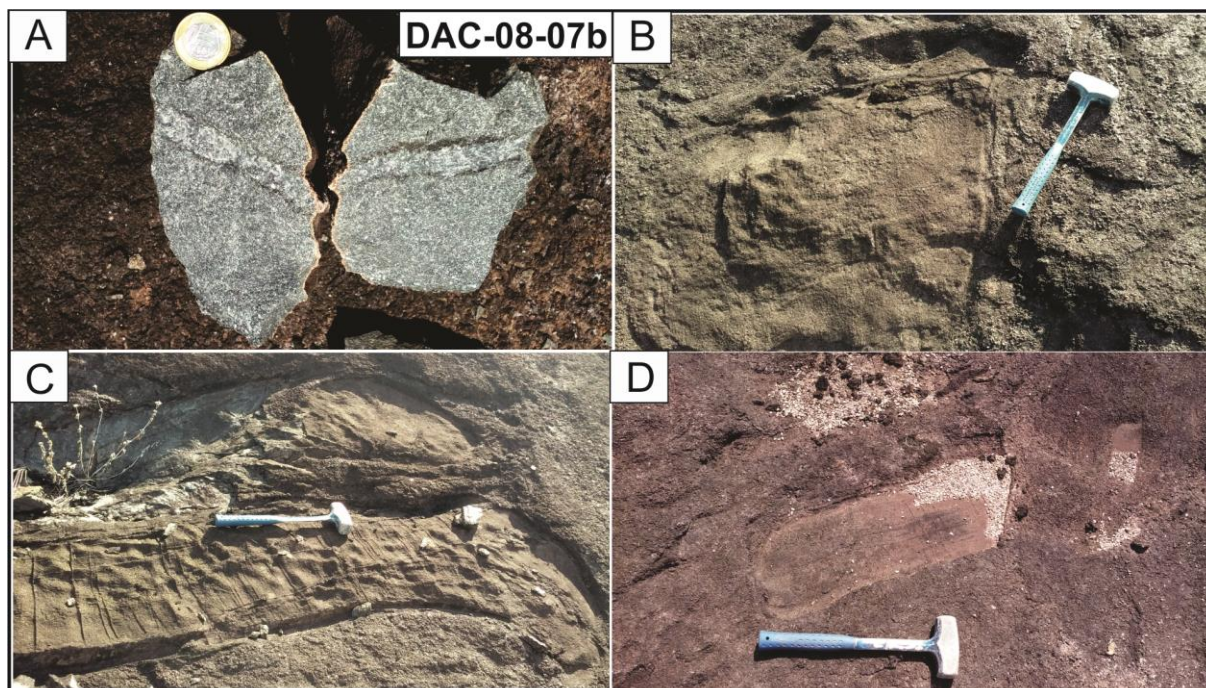


Figura 9 - (a) Amostra de enclaves granulíticos cortados por veios quartzo-feldspáticos. (b) relação de contato entre enclaves subangulosos e o tonalito. (c) enclaves ligeiramente tabulares com dimensões métricas. (d) enclaves centimétricos subangulosos.

3.2 PETROGRAFIA

No Granito Cunani, cinco litotipos foram identificados a partir de análises modais (figura 10). São eles biotita monzogranitos e biotita sienogranitos predominantemente, hornblenda-biotita tonalitos, biotita granodioritos, e subordinadamente enderbitos. Além dessas litologias, também foram descritos enclaves de granulito com composição quartzo-diorítica e de meta-tonalitos. Na Suíte Cricou foram identificados biotita monzogranitos e subordinadamente, enderbito. Algumas amostras possuem mais de uma lâmina delgada, o que permitiu descrever melhor os aspectos texturais de cada litotipo. As análises modais estão apresentadas na tabela 4 e os resultados foram plotados em diagramas Q-A-P (Streckeisen, 1976; Le Maitre, 2002) e Q-A+P-M':

Composição modal e classificação

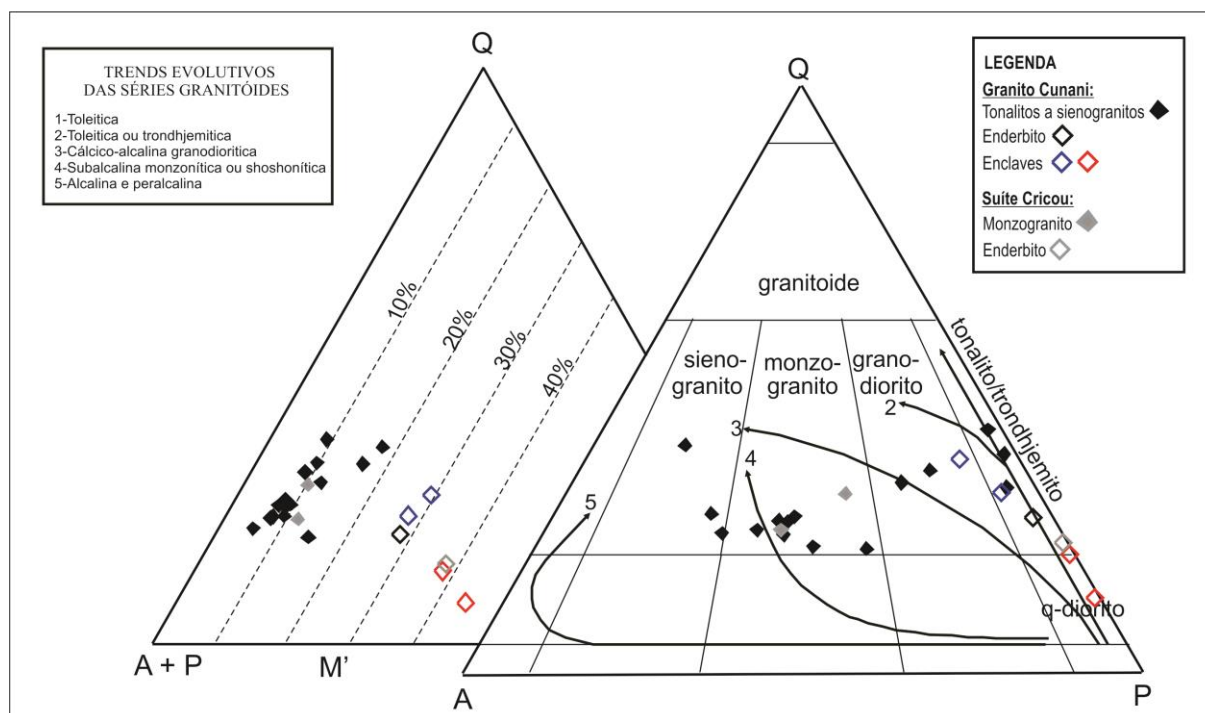


Figura 10 - Q-A-P segundo Streckeisen (1976); Le Maitre (2002) e trends evolutivos (1 a 5) segundo Lameyre e Bowden (1982).

Segundo Lameyre & Bowden (1982), os hornblenda-bitotia tonalitos e a amostra de enderbite do Granito Cunani seguem o *trend* tonalítico, os biotita granodioritos seguem o *trend* cálcico-alcálico granodiorítico, enquanto os biotita monzogranitos e biotita sienogranitos seguem o *trend* subalcalino monzonítico ou shoshonítico. No caso dos enclaves de hornblenda meta-tonalitos, estes seguem o *trend* toleítico ou trondhjemítico. Na Suíte Cricou os biotita monzogranitos seguem o *trend* subalcalino monzonítico ou shoshonítico e o enderbite fica próximo do *trend* tonalítico.

Na tabela 4 é possível observar que para amostra BA-24a ocorrem variações composicionais, porém esta variação se limita na faixa tonalito-granodiorito, fato este coerente com o descrito por Rosa-Costa *et al.* (2015) que observou presença de bandamento composicional, conferido pela alternância de bandas de composição granítica, com bandas granodioríticas a tonalíticas no Granito Cunani.

Granito Cunani									Suíte Cricou		
Lítotipo	Quartzo-diorito com Opx (enclaves granulíticos)		hornblenda meta- tonalito (enclaves)		Enderbita	Biotita monzogranitos		Enderbita			
	BA-24b	DAC-08-07b	BA-28b	DAC-08-09b	DAC-08-14b	DAC-08-11	CR-65a	CR-60a			
MINERAL											
AMOSTRA											
Plagioclásio (P)	49,8	47,7	46,4	37,9	51,3	31,3	37,1	48,5			
Quartzo	12,8	7,6	19,5	25,1	19,3	22,3	27,9	14,1			
F. Alcalino (A)	-	-	3,7	6	1,8	37,2	25,6	Tr			
Anfibólio	2	13,7	16,4	15,3	3,8	-	-	18,6			
Piroxênio	18,5	17,4	-	-	6,2	-	-	2,6			
Biotita	15,8	2,1	11,2	13,2	14,3	9,2	9,4	16,1			
Clorita (s)	-	-	-	-	-	Tr	Tr	-			
Epidoto (s)											
Allanita	-	-	Tr	-	-	Tr	-	-			
Opacos	1,1	9,8	Tr	Tr	3,3	-	Tr	Tr			
Titanita	-	-	2,8	2,5	-	-	-	-			
Apatita	Tr	1,7	-	-		-		Tr			
Zircão	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr			
Monazita	Tr	Tr	-	-	-	-	-	-			
Carbonato (s)	-	-	Tr	-	-	-	-	-			
A+P	49,8	47,7	50,1	44,9	43,1	68,5	62,7	38,6			
P/A	0	0	0,08	0,15	0,02	1,19	0,69	0			
Máficos	37,4	42,7	27,4	29	27,6	11,2	9,4	37,3			
Nº de Pontos	1800	1800	1800	1800	1800	1800	1800	1800			

Tr = mineral observado na rocha, mas não contado na análise modal; - = mineral não observado na amostra; (p) = primário de cristalização magmática; (s) = secundário de cristalização tardi a pós magmático.

Para a nomenclatura das amostras a seguir, o primeiro termo corresponde ao nome atribuído ao afloramento em sua primeira campanha de campo e, o segundo termo, entre parênteses, corresponde ao nome atribuído ao mesmo afloramento em campanha de campo posterior.

Ressalta-se que para amostra BA-24a as denominações BA-24a2 e BA-24a3 correspondem a diferentes lâminas representativas de direntes pontos de coleta no mesmo afloramento. Ainda referente a este afloramento, cabe informar que em trabalhos anteriores esta amostra havia sido classificada como um charnoquito e, no presente trabalho, a mesma foi reclassificada como hornblenda-biotita tonalito e biotita granodiorito, considerando alternância de bandas mencionadas anteriormente. Esta reclassificação se deu pela constatação de ausência de piroxênio nas lâminas descritas deste afloramento.

GRANITO CUNANI**Hornblenda-biotita tonalitos e biotita granodioritos: BA-24a (DAC-08-07a), BA-25 (DAC-08a, DAC-08-08b).**

As amostras apresentam textura principal granular hipidiomórfica (figura 11-b). É possível visualizar feições de deformação dúctil-ruptil responsáveis por rocha moderadamente fraturada, minerais máficos levemente dobrados e finos subgrãos e agregados monocristalinos de quartzo que ocupam interstícios entre os cristais de plagioclásio. Nas amostras com composição tonalítica, a hornblenda aparece com proporção de até 3% do total da composição, enquanto nas rochas granodioríticas apenas resquícios (até 1%).

O **plagioclásio** apresenta-se como cristais subautomórficos de granulação grossa predominantemente, moderadamente saussuritizado, com maclamento polissintético, por vezes chega a formar cristais estirados com extinção ondulante e contatos irregulares com os demais minerais. Apresenta uma pequena proporção de cristais subédricos com maclamento polissintético bem preservado e levemente saussuritizado. Por vezes exhibe contato retilíneo com a biotita, inclusões de quartzo e biotita.

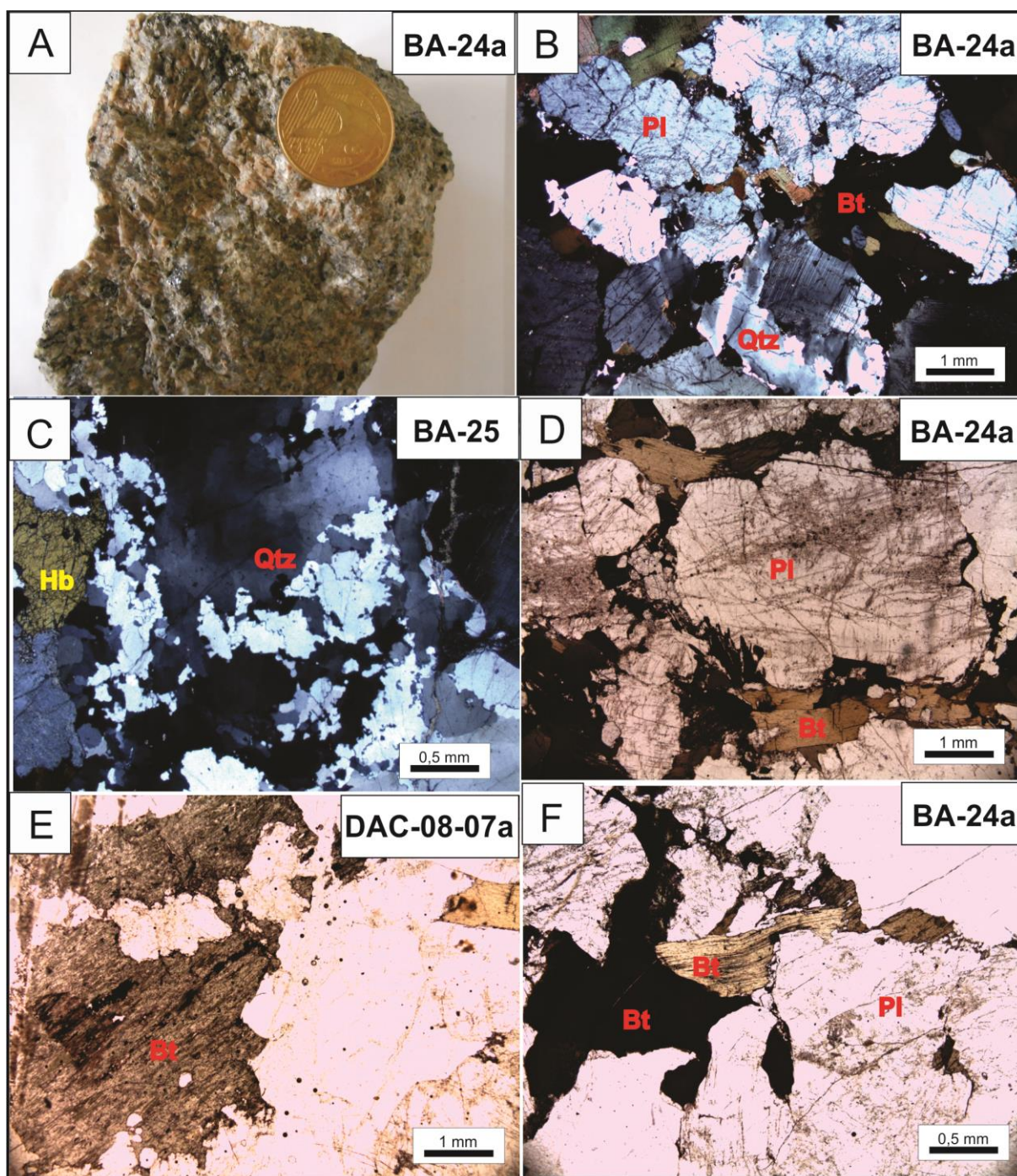


Figura 11- Aspectos macroscópicos e fotomicrografias dos tonalitos e granodioritos (a) amostra de mão do granodiorito; (b) textura geral granular hipidiomórfica do granodiorito, (c) biotita cloritizada, (d) cristais finos de biotita orientados moldando-se às bordas dos cristais grossos de plagioclásio (e) presença de hornblenda subédrica no tonalito, (f) biotita levemente dobrada (*kink-band*).

O **quartzo** apresenta-se como cristais xenomórficos com granulação grossa a média, extinção ondulante, contato irregular entre si e com os demais minerais, comumente reentrante. Em algumas porções ocorrem subgrãos que estão associados às bordas dos plagioclásios além de agregados monocristalinos deste mineral (figura 11- c). Os cristais finos de quartzo comumente preenchem as fraturas dos demais minerais.

O **feldspato alcalino** forma cristais xenomórficos de granulação média de modo geral, com maclamento xadrez difuso. Os seus contatos são irregulares com os demais minerais. Apresenta textura micropertítica e zoneamento.

A **biotita** apresenta-se como cristais marrons subautomórficos de granulação média, pleocroísmo moderado variando de marrom escuro (X) à marrom alaranjado (ZY). Ocorre também na forma de cristais finos que estão orientados segundo as bordas dos cristais grossos de plagioclásio (fig. 11- d). Pode conter inclusões de zircão e apatita e, comumente alteração para óxidos de ferro ou estar cloritizada (figura 11- e). Alguns cristais podem estar levemente dobrados (*kink bands*) (fig. 11- f).

Os minerais acessórios são apatita, zircão e opacos. O **zircão** apresenta granulação muito fina, é subautomórfico e está associado à biotita, na forma de inclusões. A **apatita** apresenta-se como cristais de granulação fina, de modo geral subautomórficos. Os minerais **opacos** são subautomórficos a xenomórficos, estando comumente associados a biotita e por vezes aparecem como preenchimento das fraturas dos plagioclásios.

Biotita monzogranitos: CA-08, LKV-06-06 (DAC-08-01a), BA-28a.

Ao microscópio apresenta textura granular hipidiomórfica e localmente mirmequítica (figura 12- b). É constituído essencialmente por plagioclásio, quartzo e feldspato alcalino e biotita (figura 12- c, d). Os minerais acessórios são zircão, opacos e apatita e, os minerais secundários são sericita, epídoto e argilo-minerais.

Devido a grande similaridade composicional e textural entre os monzogranitos e sienogranitos, os dois litotipos são descritos em conjunto no tópico a seguir.

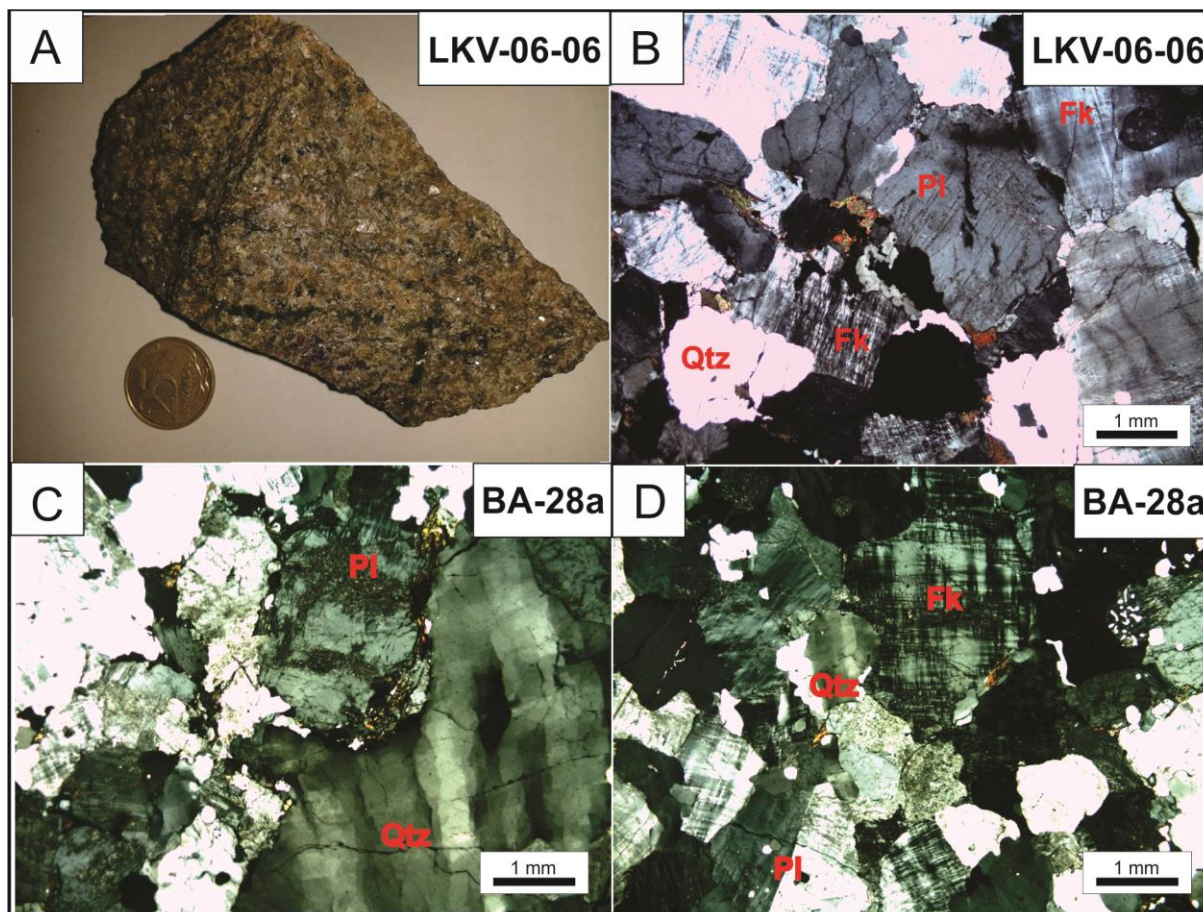


Figura 12- Aspectos macroscópicos e microscópicos das rochas monzograníticas: (a) amostra de mão de monzogranito; (b) fotomicrografia textura geral granular hipidiomórfica grossa do litotipo; (c) quartzo com extinção ondulante e formando subgrãos; (d) feldspato alcalino bastante frequente e com variação na granulação.

Biotita sienogranitos: DAC-08-06, LKV-06-03, BA-27.

Microscopicamente, as rochas apresentam textura granular hipidiomórfica e granulação grossa. São constituídas essencialmente por plagioclásio, feldspato alcalino e quartzo (figura 13- b, d). Biotita ocorre como mineral varietal e opacos, zircão e apatita como acessórios. Os minerais secundários são sericita, epídoto e carbonato. É possível observar deformação incipiente neste litotipo, evidenciada por minerais micáceos orientados e agregação de cristais de quartzo com forte extinção ondulante, formação de subgrãos ou ainda cristais xenomórficos de plagioclásio. Rocha moderadamente fraturada (figura 13- c).

O **plagioclásio** ocorre como cristais subautomórficos, que exibem maclamento do tipo albita e albita-periclina. Alguns têm zoneamento e inclusões de biotita e quartzo, estão moderadamente a fortemente saussuritizados. Alguns cristais podem ser xenomórficos médios, moderadamente saussuritizados principalmente nas bordas ou zonas mais fraturadas. Os contatos são irregulares e com o feldspato alcalino pode ocorrer textura localizada mirmequítica.

O **feldspato alcalino** pode ser encontrado na forma de cristais subautomórficos a xenomórficos médios a grossos, com maclamento xadrez bem desenvolvido e algumas micropertitas. Os contatos com os demais minerais são irregulares de modo geral, além de mostrar textura poiquilítica localizada, com inclusões de biotita, plagioclásio e quartzo. Uma pequena proporção de feldspato alcalino tem granulação fina e ocorrem como cristais intersticiais, podendo ser grosseiramente arredondados e comumente tem contato retilíneo entre si e com plagioclásio. As características microscópicas sugerem que estes são cristais de microclima.

O **quartzo** é xenomórfico, tem granulação média, extinção ondulante e chega a formar agregados monocristalinos. O contato com os demais minerais é embaiado, forma textura granofírica nos contatos com feldspato alcalino e localmente cristais muito finos tem contato reto entre si, podendo formar junção tríplice.

A **biotita** é marrom, tem granulação fina, pleocroísmo moderado que varia de marrom médio (X) a creme pálido (YZ), ocorre como cristais subautomórficos e, o contato com os demais minerais varia de retilíneo a irregular. De modo geral está disposta nos interstícios dos cristais de plagioclásio e feldspato alcalino moldando-se as suas bordas e preenchendo fraturas da rocha. É possível observar clorita comumente associada a biotita. Apresenta inclusões de zircão e apatita.

Opacos, zircão e apatita aparecem como cristais subautomórficos muito finos e ocupam menos de 1% do total da amostra, estando comumente associados aos minerais ferromagnesianos.

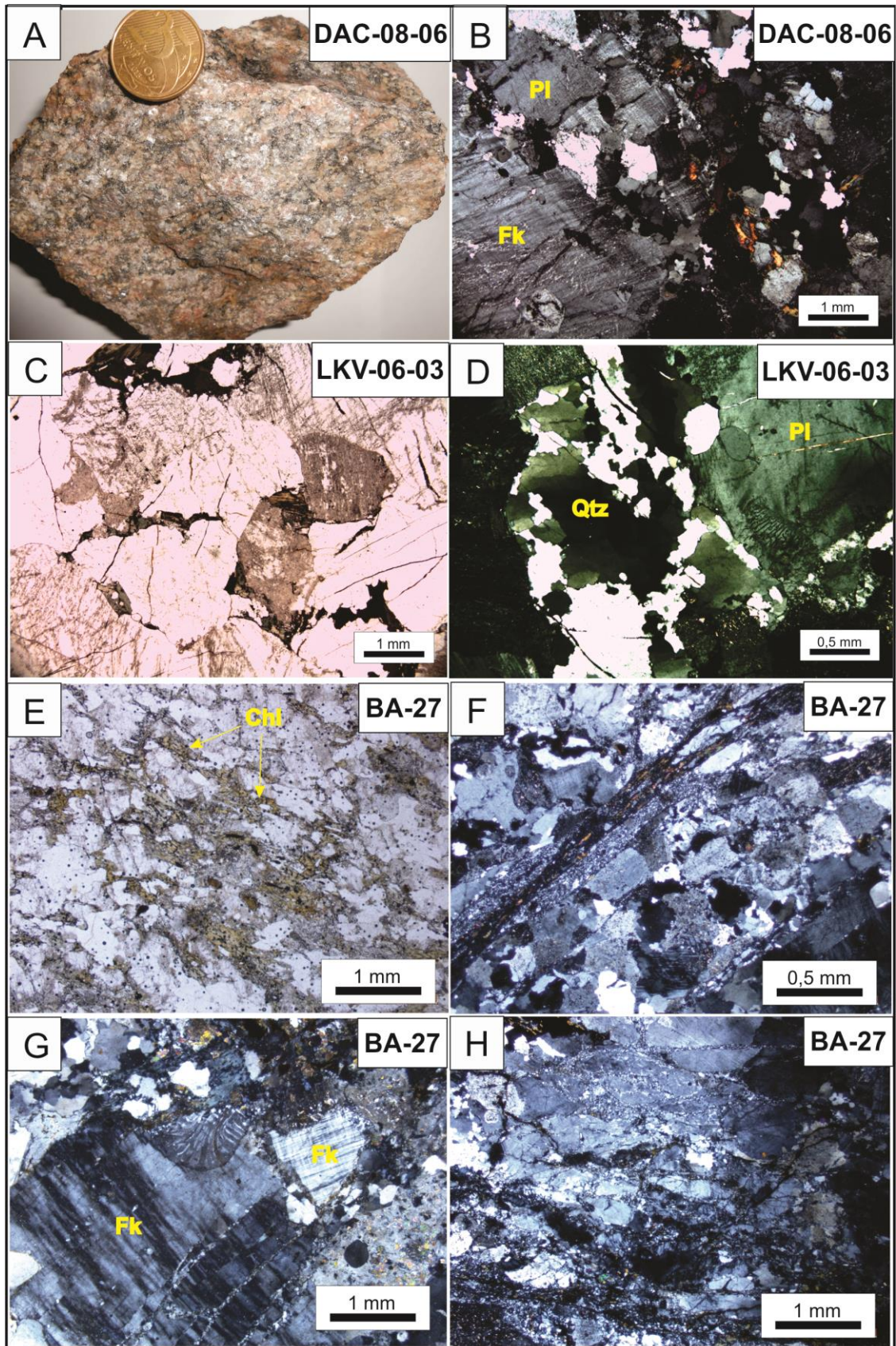


Figura 13- (a) aspecto geral macroscópico dos sienogranitos; (b) fenocristais de feldspato alcalino grossos característicos neste litotipo; (c) biotita preenchendo interstícios dos fedlspatos de modo geral; (d) quartzo deformado e resrecristalizado indicando leve deformação; (e) presença de clorita orientada; (f) mica branca e epidoto muito finos na forma de faixas alongadas; (g) e (h) feldspatos fraturados com interstícios preenchidos por minerais resrecristalizados.

No afloramento BA-27 há registro de um sienogranito similar composição aos demais descritos anteriormente, porém, com presença de **clorita** na forma de cristais finos a médios (figura 13- e), com cor de interferência anômala, além de epidoto fino associado. Esta amostra foi classificada por Vieira (2007) como um milonito.

Contudo, a deformação pela qual a rocha passou, mostra microscopicamente a estrutura do sienogranito ainda relativamente preservada que prevalece em relação à cominuição de grãos. As transformações rúpteis-dúcteis como: formação de mica branca e epidoto muito finos na forma de faixas alongadas (figura 13- f) e preenchendo os interstícios dos grãos fortemente fraturados (figura 13- g, h), cristais de feldspatos fraturados com interstícios preenchidos por minerais recristalizados (figura 13- g, h), quartzo *ribbon* e com extinção ondulante (figura 13- f), permitem inferir atuação de pressão dirigida responsável por alterações incipientes que afetaram localmente estas amostras em baixo grau metamórfico.

Enclaves de Quartzo-diorito com ortopiroxênio e clinopiroxênio (granulitos): BA-24b (DAC-08-07b)

Os enclaves têm textura principal granoblástica poligonal, granulação média (figura 14-a), levemente anisotrópica. É composta essencialmente por plagioclásio, piroxênio e quartzo. Biotita e opacos são minerais varietais e; zircão, apatita e hornblenda são os minerais acessórios. Em determinada porção da amostra, foi possível observar camadas félsicas compostas por plagioclásio e quartzo alternadas a camadas com maior concentração de minerais máficos (figura 14- c), sugerindo a presença de pequenos veios cortando a amostra.

O **plagioclásio** apresenta-se predominantemente como cristais subautomórficos médios, maclamento albita-carlsbad e polissintético bem preservados. Pode apresentar um discreto zoneamento e saussuritização nos seus núcleos. Uma pequena proporção de cristais com granulação grossa é xenomórfica e chega a apresentar extinção ondulante, forte saussuritização e inclusões de diminutos cristais de biotita e quartzo. Os contatos entre si e com as biotitas são retilíneos e com o quartzo varia de irregular a embaiado.

Ocorrem dois tipos de piroxênio. O **ortopiroxênio** tem coloração creme pálido (figura 14-b) ou levemente rosado, está na forma de cristais subautomórficos médios, tem pleocroísmo fraco e baixa cor de interferência, extinção reta e, reações de alteração em suas bordas para um mineral verde, provavelmente, hornblenda. O **clinopiroxênio** (figura 14- b) tem cor verde claro, pleocroísmo fraco e alta cor de interferência, extinção inclinada, inclusões de quartzo ou plagioclásio. O contato com os demais minerais é retilíneo.

O **quartzo** tem extinção ondulante, de modo geral é xenomórfico. Contudo é possível observar cristais subautomórficos com faces euédricas pontualmente. O contato com a biotita pode ser retilíneo e com os demais minerais é irregular (figura 14- c).

A **biotita** é marrom avermelhada, predominantemente na forma de cristais subautomórficos médios com pleocroísmo moderado que varia de marrom avermelhado a marrom médio, contato retilíneo com os demais minerais e dispersa com discreta orientação preferencial. Pode estar associada também com o piroxênio na forma de cristais xenomórficos e com coloração alaranjada.

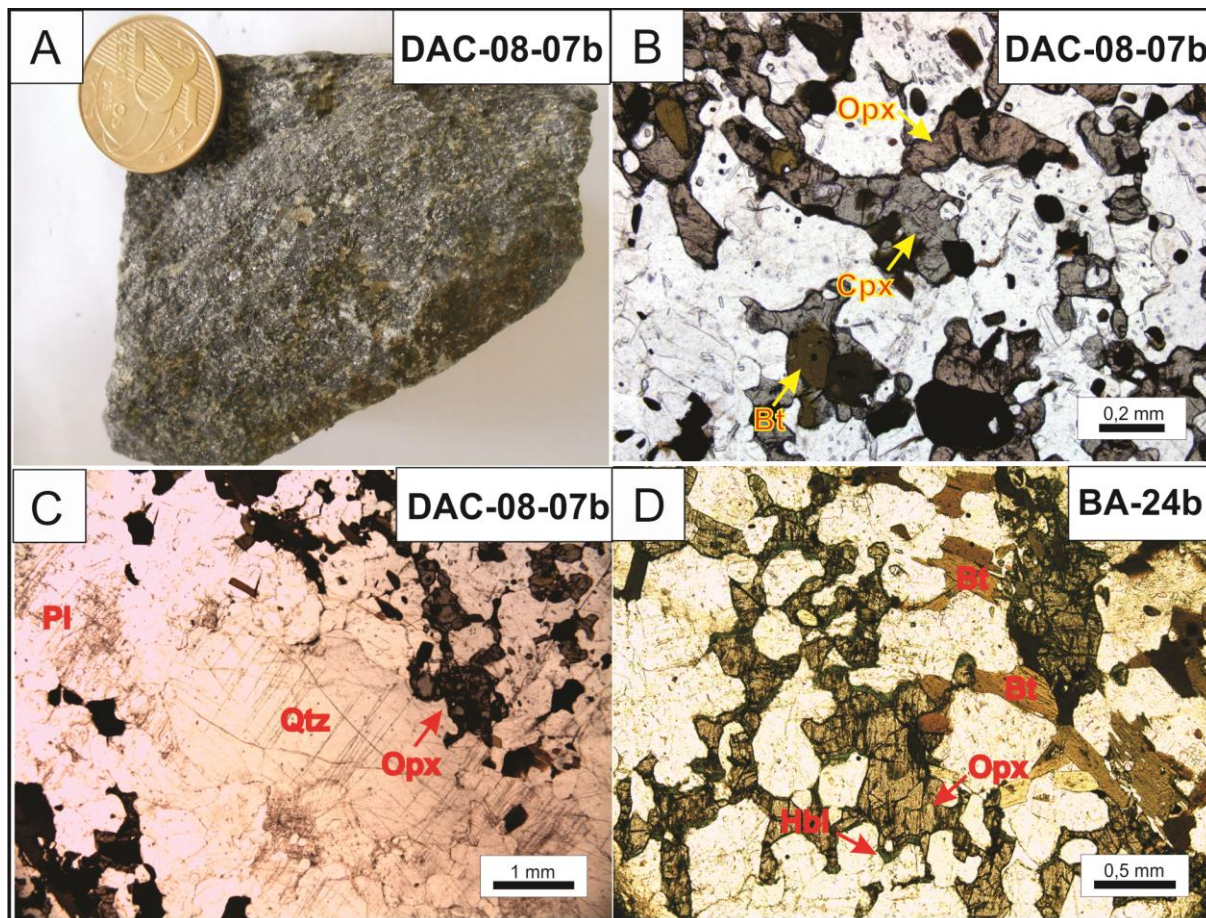


Figura 14- Aspectos macroscópicos e microscópicos dos enclaves máficos quartzo-dioríticos das rochas tonalíticas: (a) amostra de mão do enclave máfico, (b) fotomicrografia textura geral granular hipidiomórfica dos enclaves, (c) camadas félsica alternadas a camadas com maior concentração de minerais máficos (d) piroxênios com bordas de alteração para anfibólio.

A **hornblenda** (figura 14- d) aparece como cristais subautomórficos médios de modo geral, nas bordas dos piroxênios, como produto de alteração. Uma pequena proporção destes minerais aparece como cristais médios, de cor verde amarronzada e faces subédricas. Os **opacos** são subautomórficos com granulação que varia de grossa a fina. Os cristais grossos e médios estão fortemente associados aos piroxênios e biotita, e os cristais finos estão dispersos na rocha.

Os minerais acessórios são apatita e zircão. **Apatita** aparece como cristais subautomórficos muito finos dispersos em toda a rocha. O **zircão** apresenta-se como cristais muito finos subautomórficos, estando associado principalmente à biotita.

Este litotipo com características distintas, como a relação de contato brusca com a encaixante (biotita granodiorito), paragênese (Pl+Opx+Cpx+Hbl+Bt±Qtz) e textura granoblástica incipiente poligonal, que são bastante distintas, permitiram classificá-lo como xenólito. A ausência de minerais como granada ou olivina, presença de Cpx com bordas de alteração para anfibólio, a presença de biotita marrom avermelhada e marrom escuro evidenciam um provável retrometamorfismo nestes granulitos após o pico metamórfico em fácies granulito (de baixa P).

Enclave de hornblenda meta-tonalito: BA-28b (DAC-08-09b)

Em trabalhos anteriores esta amostra foi classificada como um charno-enderbita, contudo neste trabalho ela recebeu nova classificação de vido a constatação da ausência de piroxênio. Este litotipo tem textura granular hipidiomórfica (figura 15- a) e pontualmente granoblástica, granulação média e um arranjo textural com concentrações de minerais máficos (figura 15-c) como biotita e hornblenda orientados (figura 15- b) e formando discretas camadas que estão alternadas às porções quartzo-feldspáticas.

O **plagioclásio** (figura 15-d) é subautomórfico, tem alteração pontual para carbonato, a **hornblenda** apresenta-se como cristais subautomórficos de cor verde com forte pleocroísmo e seus contatos variam de retilíneo com o plagioclásio à curvos e irregulares como os demais minerais. Há inclusões de apatita e, titanita ocorre associada à biotita e hornblenda. A relação entre minerais opacos e biotita descrita nos demais tonalitos não é observada nesta amostra.

O afloramento onde foi identificado este enclave está localizado na porção oeste da área. A ausência de piroxênio, moderada orientação de biotita e hornblenda, quartzo *ribbon*, extinção ondulante e subgrãos, indicam condições mais brandas de temperatura em relação ao quartzo-diorito com Opx.

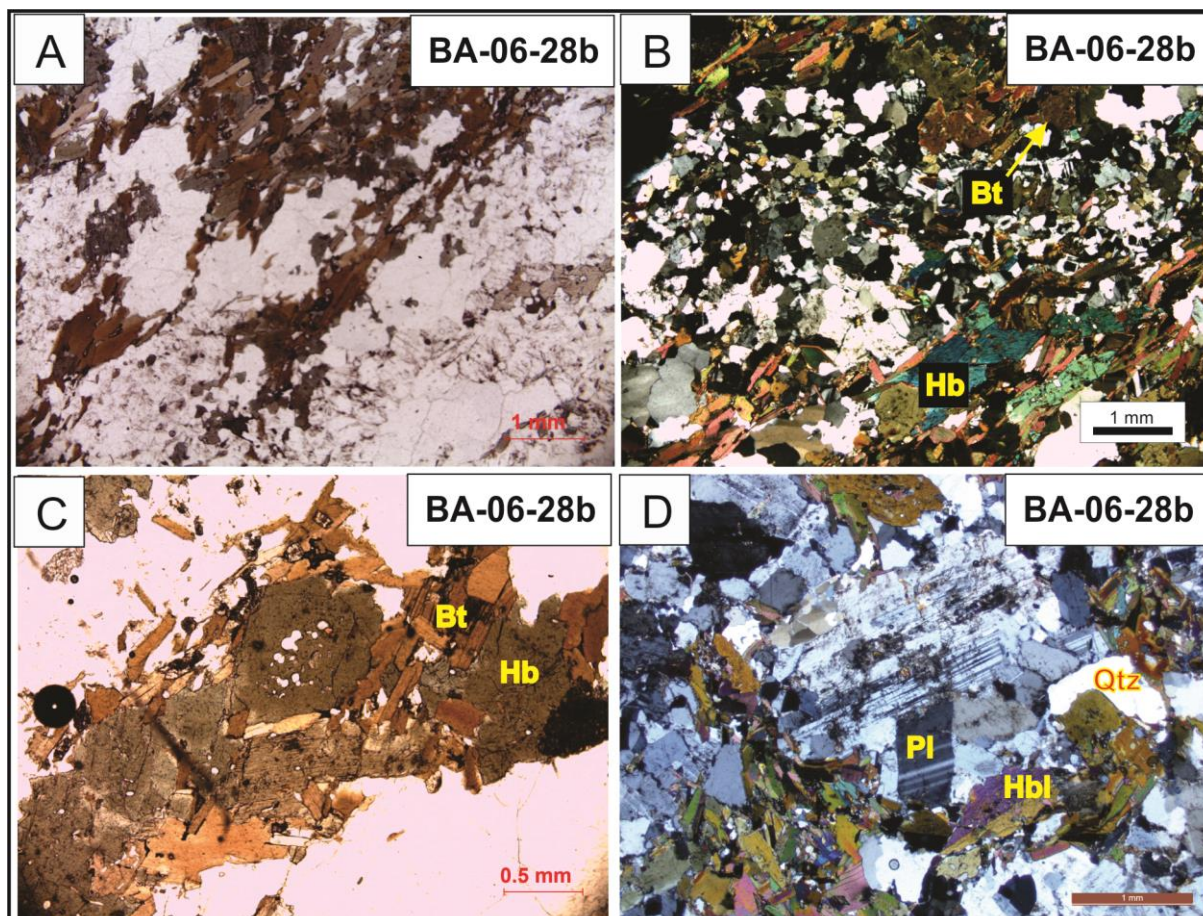


Figura 15- aspectos microscópicos do hornblenda meta-tonalito: (a) textura granular hipidiomórfica; (b) concentrações de minerais máficos orientados; (c) detalhe dos aglomerados de minerais máficos; (d) nicóis cruzados mostrando textura granular hipidiomórfica.

A paragênese $Pl+Hbl+Qtz\pm Bt$ sugere condições de fácies anfibolito. Sua composição mineralógica e arranjo textural bastante distintos dos da rocha encaixante, presença de titanita e carbonato (indicadores de excesso de Ca e Al) não observados nas demais amostras deste afloramento ou da área de trabalho como um todo, sugere sua definição como xenólito, apesar de não ter sido possível observar as relações de contato.

Enderbitto: DAC-08-14b

Este litotipo tem granulação média (figura 16- a), textura granular hipidiomórfica (figura 16-a, c), granulação média, com indícios de metamorfismo de médio grau. A amostra DAC-08-14b é constituída essencialmente por plagioclásio, quartzo e feldspato alcalino. Os minerais varietais são hornblenda e biotita. A rocha está moderadamente a fortemente fraturada e sem anisotropia aparente.

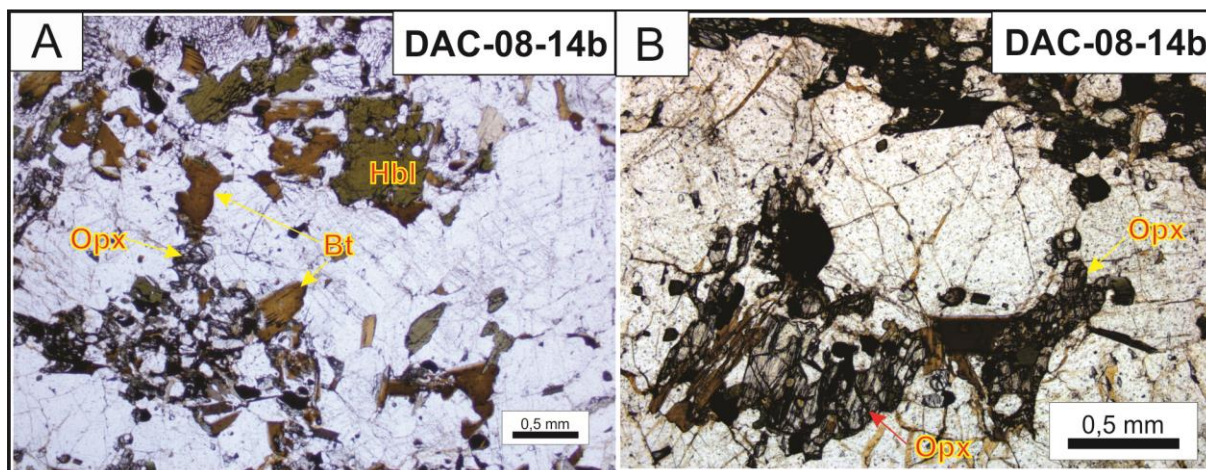


Figura 16- (a) e (b) Aspectos microscópicos da rocha enderbítica.

Os cristais de **plagioclásio** são subautomórficos, exibem maclamento polissintético preservado, podem estar levemente saussuritizados. De modo geral tem zoneamento. Ocorre também início da formação de textura *sinneusys* (VANCE, 1969), caracterizada por cristais de plagioclásio que se aderem por tensão superficial e a partir da alteração do núcleo de dois indivíduos antigos, resultam na formação de novo mineral. Os contatos entre si são retilíneos de modo geral e irregulares com os demais minerais. O **quartzo** é anédrico, tem extinção ondulante e contato irregular com os demais minerais, por vezes embaiado com o plagioclásio. Ocorre localmente textura mirmequítica nos contatos.

O **feldspato alcalino** ocorre em proporção mínima (~3%) e é anédrico, tem textura de exolução caracterizando início de formação de micropertitas. A **biotita** é subautomórfica, marrom avermelhado com pleocroísmo forte variando de marrom escuro (X) à creme pálido (YZ), contato retilíneo predominante com os demais minerais e irregular com o quartzo e apresenta inclusões parciais de plagioclásio e apatita. Os cristais mais finos preenchem interstícios entre minerais como plagioclásio e quartzo.

A **hornblenda** é subautomórfica, tem pleocroísmo moderado, apresenta inclusões parciais de plagioclásio e quartzo e contato retilíneo de modo geral com os demais minerais podendo por vezes moldar-se às faces do plagioclásio. A proporção de biotita é maior que a de hornblenda.

O **piroxênio** (figura 16-d) é incolor, está na forma de cristais subautomórficos, tem duas direções de clivagem com ângulo ortogonal, extinção reta, baixa cor de interferência, está alterando tanto nos núcleos, quanto nas suas bordas para anfibólio.

Os minerais acessórios são **zircão**, **opacos** e **apatita**. Estes minerais aparecem na forma de cristais subautomórficos finos. Os minerais opacos são xenomórficos e podem ter inclusões totais ou parciais de plagioclásio e quartzo.

SUITE CRICOU

Biotita monzogranito: DAC-08-11 (LM-R-06A); DAC-08-12A e CR-65A.

Apresenta textura granular hipidiomórfica, granulação grossa e está levemente fraturado (figura 17-a). Litotipo constituído essencialmente por plagioclásio levemente saussuritizado, feldspato alcalino, quartzo e biotita (figura 17-b). Minerais acessórios são opacos e zircão. Os minerais secundários são sericita e epídoto.

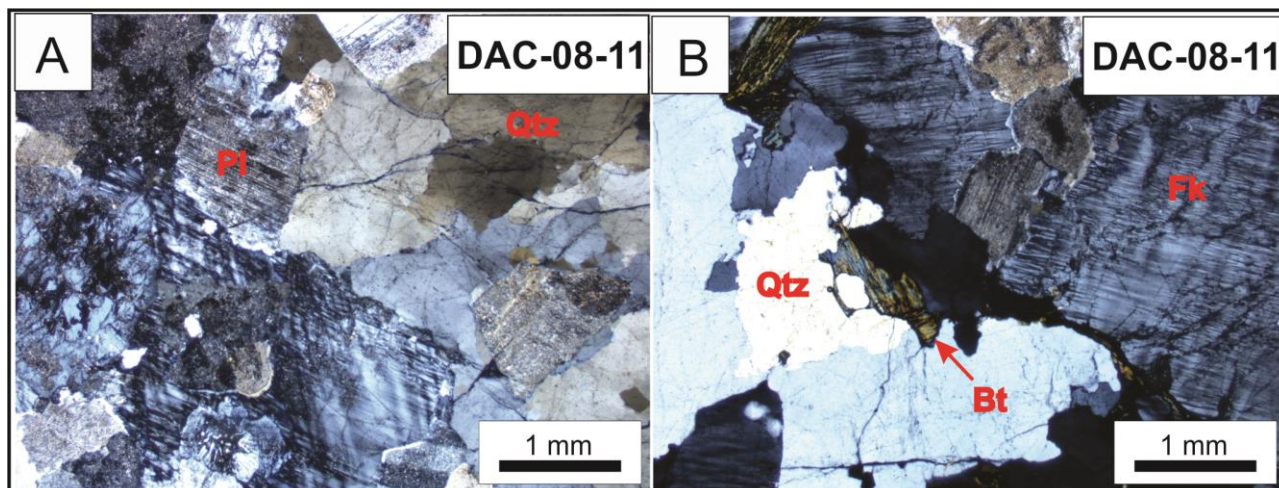


Figura 17 – (a) e (b) Aspectos microscópicos dos biotita monzogranitos da Suíte Cricou.

O **plagioclásio** apresenta-se como cristais subautomórficos de granulação grossa, levemente saussuritizado, com maclamento polissintético pouco preservado. O **quartzo** apresenta-se como cristais xenomórficos com granulação grossa a média, extinção ondulante, contato irregular entre si e com os demais minerais. O **feldspato alcalino** forma cristais xenomórficos de granulação média de modo geral, com maclamento xadrez difuso. Os seus contatos são irregulares com os demais minerais.

A **biotita** apresenta-se como cristais marrons subautomórficos de granulação fina a média, com leve pleocroísmo.

Enderbitos: CR-60A.

A amostra **CR-60A** é muito similar à amostra DAC-08-14b mineralogicamente e texturalmente (figura 18- a), contudo esta amostra não está fortemente fraturada. Este litotipo é constituído essencialmente por plagioclásio e quartzo, biotita e, feldspato alcalino tem proporção inferior a 1%. O **plagioclásio** tem maclamento bem preservado, uma proporção mínima apresenta fraca saussuritização e contato retilíneo com as micas e irregular com o quartzo. A **Biotita** e a **hornblenda** apresentam orientação preferencial (figura 18- b), associado a estes minerais aparece também **ortopiroxênio** na forma de cristais médios a finos

subautomórficos, com bordas de alteração para hornblenda. A proporção de hornblenda é maior do que de biotita. Os minerais acessórios são **zircão** e **opacos**.

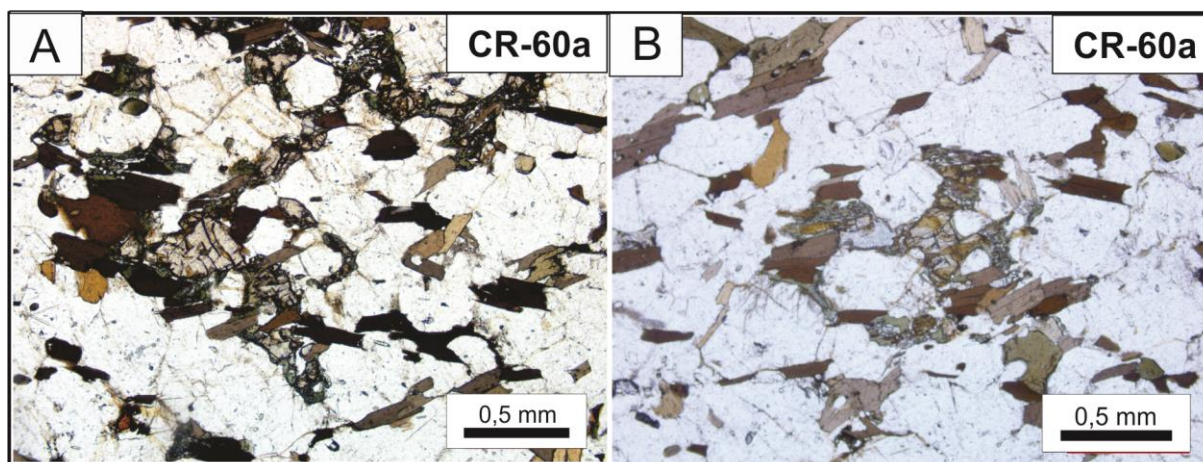


Figura 18 - (a) e (b) aspectos microscópicos do enderbitite identificado na Suíte Cricou.

Esta paragênese $Pl+Qtz\pm Opx\pm Cpx\pm Hbl$ foi identificada em dois afloramentos diferentes na porção oeste da área, ambos classificados como enderbitos. Um destes afloramentos (DAC-08-14b) está inserido no Granito Cunani, foi descrito anteriormente, o este outro afloramento (CR-60a), que corresponde a uma amostra cedida pela CPRM/Belém, está inserido na porção da Suíte Cricou. Nestas duas ocorrências, as alterações mineralógicas com presença de piroxênio e, anfibólio em maior proporção, também permite inferir retrometamorfismo após pico metamórfico em fácies granulito.

3.3 GEOQUÍMICA

O comportamento geoquímico dos elementos é fundamental para compreender os processos magmáticos, principalmente no que diz respeito à sua origem e evolução. Os intervalos das variações dos óxidos maiores estão sintetizados na tabela 5 de modo a facilitar a comparação entre os litotipos indentificados. Os demais dados de geoquímica em rocha total estão na tabela 6. Os ETR foram normalizados segundo Evensen (1978) e os elementos Zr e Nb segundo Hoffman (1988).

Tabela 5- Intervalos dos óxidos maiores para os grupos de litotipos identificados.

Óxidos % peso	Granito Cunani			Suíte Cricou
	Hbl-Bt-tonalitos, Bt-granodioritos, Bt-monzogranitos e Bt-sienogranitos	Qtz-diorito à Opx (enclaves granulíticos)	Hbl meta-tonalito (enclaves tonalíticos)	Bt-Sienogranito
SiO ₂	64,87-73,91	55,03-62,33	59,13-63,61	75,53-74,6
TiO ₂	0,13-0,65	0,97-2,56	0,64-0,79	0,08
Al ₂ O ₃	13,75-16,22	14,81-16,88	15,02-15,89	13,89-13,95
Fe ₂ O ₃	0,4-5,91	7,5-13,31	6,23-7,23	1,2-1,3
MnO	0,01-0,05	0,07-0,18	0,11-0,13	0,01
MgO	0,29-1,51	2,26-3,46	2,88-3,43	0,16-0,18
CaO	0,85-3,47	3,97-6,03	4,82-5,52	0,93-1,98
Na ₂ O	2,76-4,27	3,48-3,82	3,62-3,63	2,68-3,87
K ₂ O	1,63-6,61	0,73-2,41	2,24-2,59	2,79-6,3
P ₂ O ₅	0,13-0,33	0,34-0,53	0,18-0,19	0,01-0,02
FeOt	0,37-5,32	6,75-11,97	5,60-6,53	1,08-1,16

O baixo percentual de perda ao fogo (LOI) das amostras (<2%) expressa o baixo grau de alteração destas rochas, o que torna os dados mais confiáveis para serem tratados nos diagramas geoquímicos. Desta forma, foram excluídas do tratamento dos dados duas amostras de biotita monzogranitos (CA-08 e BA-28a) por apresentarem elevado LOI. As amostras do Granito Cunani e Suíte Cricou foram apresentadas nos mesmos diagramas geoquímicos a seguir.

Tabela 6- dados litogeoquímicos dos granitoides da região de Calçoene (início)

Litotipo	Suíte Cricou		Granito Cunani					
	Bt sienogranito		Bt sienogranito					
Amostras	DAC-08-12a	DAC-08-11	DAC-08-13	CA-10	LKV-06-07	BA-27a	DAC-08-06	LKV-06-03
SiO ₂ (%)	75,53	74,6	73,91	72,8	71,3	70,88	70,7	69,78
TiO ₂	0,08	0,08	0,16	0,13	0,25	0,37	0,27	0,6
Al ₂ O ₃	13,89	13,95	13,75	14	14,85	14,45	14,81	14,07
Fe ₂ O ₃	1,2	1,3	2,44	0,41	1,89	2,76	2,5	3,55
MnO	0,01	0,01	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,04
MgO	0,16	0,18	0,41	0,29	0,57	1,23	0,38	0,79
CaO	1,98	0,93	0,85	1,8	2,18	1,16	1,47	1,35
Na ₂ O	3,87	2,68	2,76	3,1	3,52	3,36	3,31	2,92
K ₂ O	2,79	6,3	6,61	4,8	4,27	5,1	5,77	5,37
P ₂ O ₅	0,02	0,01	0,02	0,33	0,08	0,13	0,09	0,18
FeOt	1,08	1,16	2,19	0,37	1,70	2,48	2,25	3,19
LOI	0,3	0,31	-1,2	0,28	0,8	1,1	0,5	1
K ₂ O/Na ₂ O	0,72	2,35	2,39	1,55	1,21	1,52	1,74	1,84
FeOt/(FeOt+MgO)	0,87	0,87	0,84	0,56	0,75	0,67	0,86	0,80
Ba (ppm)	704	1610	1605	1708	870,8	1262,8	926	1288,1
Sr	345,1	323	327,4	531	405,1	260,8	229,3	367,2
Ta	0,1	0,3	<1	<1	0,3	2,5	0,5	0,3
Rb	69,4	133,5	158,7	134	116,4	96,7	183,5	157,1
Zr	42,7	42	67,9	838	135,6	276,6	200	1142,8
Y	0,6	1,6	1,5	22	4,4	9,1	12,4	18,8
Nb	34	2,6	7,3	7	5,7	9,8	10,9	11,8
Th	0,6	2,61	4,9	<5	15,4	20,4	30,9	235
Ga	18,1	17,4	13,8	0	19,1	17,6	19,7	21,5
Hf	1,5	1,3	1,9	18	3,9	7,5	6	27,2
Rb/Sr	0,20	0,41	0,48	0,25	0,29	0,37	0,80	0,43
Sr/Ba	0,49	0,20	0,20	0,31	0,47	0,21	0,25	0,29
Sr/Y	575,17	201,87	218,27	24,14	92,07	28,66	18,49	19,53
Nb/Ta	340	8,67	-	-	19	3,92	21,8	39,33
La	5,9	9,8	19,7	26,02	29,5	78,2	47	314,7
Ce	9	16	32,2	52,97	65	143,5	80,9	671,4
Pr	0,89	1,56	3,65	0	6,83	14,91	8,8	60,85
Nd	2,7	5,1	12,2	26,66	23,3	51,4	29,7	187
Sm	0,4	0,69	1,93	6,16	3,5	7,4	4,9	18,5
Eu	0,86	1,19	0,84	0,80	0,81	1,05	1,07	1,55
Gd	0,38	0,5	1,1	5,09	2,05	3,75	4,01	9,14
Tb	0,03	0,06	0,11	0	0,25	0,51	0,56	1,09
Dy	0,18	0,34	0,32	3,50	0,92	2,16	2,69	3,8
Ho	0,02	0,02	0,05	0,60	0,13	0,27	0,42	0,57
Er	0,05	0,12	0,13	1,65	0,35	0,8	0,99	1,6
Tm	<0,01	0,01	0,02	0	0,06	0,1	0,14	0,25
Yb	0,06	0,16	0,1	1,48	0,31	0,72	0,76	1,53
Lu	<0,01	0,02	0,02	0,19	0,05	0,11	0,11	0,27
∑ETR	35,57	38,54	72,37	125,10	133,06	304,88	182,05	1272,25
(La/Sm)N	9,29	8,94	6,43	2,66	5,31	6,65	6,04	10,71
(Gd/Yb)N	5,12	2,93	8,89	2,78	5,34	4,21	4,26	4,83
(La/Yb)N	66,37	41,34	132,97	11,87	64,23	73,31	41,74	138,83
(Eu/Eu*)N	1,53	0,94	0,11	0,01	0,03	0,01	0,01	0,0
(Nb/Zr)N	12,51	0,69	1,69	0,13	0,66	0,56	0,86	0,16

(continuação)

Litotipo	Granito Cunani							
	Bt monzogranito							
Amostras	LKV-06-06	DAC-08-02b	DAC-08-02a	DAC-08-03a	CA-08	DAC-08-05	CA-09	Ba-28a
SiO ₂ (%)	72,14	71,88	71,87	70,19	70,06	69,77	69,5	67,78
TiO ₂	0,29	0,16	0,23	0,2	0,34	0,4	0,41	0,49
Al ₂ O ₃	14,1	14,31	14,82	14,7	14,6	15,23	15,1	15,12
Fe ₂ O ₃	2,31	2,66	2,35	3,8	0,98	2,89	3,3	3,55
MnO	0,03	0,02	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04
MgO	0,56	0,34	0,47	0,56	0,71	0,61	0,91	1,36
CaO	1,74	1,62	1,72	1,82	2,6	1,61	2,6	2,89
Na ₂ O	3,35	3,35	3,35	3,45	3,9	3,81	3,3	3,57
K ₂ O	4,63	4,8	4,4	4,71	3,1	4,64	3,4	3,92
P ₂ O ₅	0,09	0,06	0,06	0,09	0,38	0,98	0,18	0,21
FeOt	2,08	2,39	2,11	3,42	0,88	2,60	2,97	3,19
LOI	0,5	0,6	0,5	0,2	7,8	0,7	0,2	9
K ₂ O/Na ₂ O	1,38	1,43	1,31	1,37	0,79	1,22	1,03	1,10
FeOt/(FeOt+MgO)	0,79	0,88	0,82	0,86	0,55	0,81	0,77	0,70
Ba (ppm)	1870,4	893	986	1328	494	1062	735	919,4
Sr	487,2	335,9	360,9	642,6	428	309,4	466	391,1
Ta	0,1	0,2	0,4	0,3	<1	0,4	<1	0,3
Rb	99,2	135,3	142,9	120,1	102	179	121	125,4
Zr	255,9	136,4	172,9	117,6	306	246,2	205	259,4
Y	4	7,7	7,5	6,5	19	12,6	16	9,2
Nb	3,6	6,4	12,5	8,8	24	17,7	6	11,4
Th	9,8	37,9	15,3	8,8	<5	35	39	14,5
Ga	18,3	19	19,2	18	25	23,8	27	19,6
Hf	6,5	4,6	5	3,5	<1	7,1	<1	6,8
Rb/Sr	0,20	0,40	0,40	0,19	0,24	0,58	0,26	0,32
Sr/Ba	0,26	0,38	0,37	0,48	0,87	0,29	0,63	0,43
Sr/Y	121,80	43,62	48,12	98,86	22,53	24,56	29,13	42,51
Nb/Ta	36	32	31,25	29,33	-	44,25	-	38
La	42,7	45,5	27,9	23,7	33,44	72,9	84,79	38,6
Ce	84	81,2	45,1	42,9	70,86	128,7	155,3	81,3
Pr	8,03	8,37	5,06	4,81	0	13,63	0	8,21
Nd	25,5	27,9	17,3	16,8	33,77	43,8	42,58	26,1
Sm	3,4	4,35	2,71	2,95	7,43	6,05	6,058	4,1
Eu	1,06	1,01	1,14	0,99	1,19	1,06	0,796	1,22
Gd	1,91	3,2	2,28	2,33	6,23	4,42	3,011	2,86
Tb	0,23	0,39	0,29	0,3	0	0,55	0	0,4
Dy	0,89	1,69	1,43	1,41	4,72	2,67	1,03	1,71
Ho	0,12	0,27	0,25	0,21	0,81	0,43	0,15	0,3
Er	0,33	0,59	0,6	0,51	2,18	0,92	0,21	0,82
Tm	0,05	0,9	0,9	0,6	0	0,14	0	0,12
Yb	0,33	0,5	0,53	0,33	1,48	0,69	0,15	0,7
Lu	0,06	0,07	0,08	0,05	0,19	0,1	0,2	0,11
ΣETR	168,61	175,94	105,57	97,89	162,31	276,06	294,26	166,55
(La/Sm)N	7,91	6,59	6,48	5,06	2,83	7,59	8,81	5,93
(Gd/Yb)N	4,68	5,17	3,48	5,71	3,40	5,18	16,22	3,30
(La/Yb)N	87,34	61,42	35,53	48,48	15,25	71,31	381,54	37,22
(Eu/Eu*)N	0,04	0,02	0,05	0,04	0,01	0,01	0,01	0,03
(Nb/Zr)N	0,22	0,74	1,14	1,18	1,23	1,13	0,46	0,69

(continuação)

Litotipo	Granito Cunani						
	Hb-bt tonalito				Bt granodiorito		
Amostras	DAC-08-07a2	BA-25	DAC-08-08b	DAC-08-08a	BA-26b	BA-26a	Ba-24a
SiO ₂ (%)	69,55	67,5	67,02	64,87	73,67	70,33	67,7
TiO ₂	0,4	0,59	0,42	0,65	0,2	0,26	0,54
Al ₂ O ₃	15,6	16,22	15,99	15,6	14,16	15,74	15,3
Fe ₂ O ₃	3,07	2,9	4,6	5,91	1,39	2,22	3,27
MnO	0,03	0,01	0,04	0,05	0,01	0,02	0,03
MgO	0,91	1,23	1,08	1,51	1,23	1,23	1,1
CaO	3,47	3,39	3,35	2,18	2,48	3,04	2,57
Na ₂ O	4,27	3,82	3,98	3,14	3,27	4,07	3,55
K ₂ O	1,63	3,35	2,6	5,21	3,59	3,12	4,12
P ₂ O ₅	0,09	0,15	0,12	0,19	0,06	0,07	0,17
FeOt	2,76	2,61	4,14	5,32	1,25	2,00	2,94
LOI	0,8	0,8	0,5	0,3	0,6	0,6	1,5
K ₂ O/Na ₂ O	0,38	0,88	0,65	1,66	1,10	0,77	1,16
FeOt/(FeOt+MgO)	0,75	0,68	0,79	0,78	0,50	0,62	0,73
Ba (ppm)	295	1222	1066	2005	1427,8	1186,1	954,4
Sr	362,8	457,5	487,3	435,3	528,8	618,9	383,4
Ta	0,3	1	0,1	<1	2,7	1,6	0,3
Rb	82,1	109,1	93,8	166,6	75,4	69,8	134,4
Zr	320	291	189,9	245,7	111	137,9	269,8
Y	6,5	8,3	7,2	13,4	3,8	3,8	8,4
Nb	10,1	6	4,7	9,6	4,9	3,3	11,3
Th	4,9	44,9	37,8	43,3	7,6	1,1	7,8
Ga	22,8	24,1	22	19,8	17,1	20,7	20,8
Hf	8,6	8,1	5	6,3	3,3	4,2	7,7
Rb/Sr	0,23	0,24	0,19	0,38	0,14	0,11	0,35
Sr/Ba	1,23	0,37	0,46	0,22	0,37	0,52	0,40
Sr/Y	55,82	55,12	67,68	32,49	139,16	162,87	45,64
Nb/Ta	33,67	6	47	-	1,81	2,06	37,67
La	27,9	162,5	115,7	149,5	27,5	22,1	28,5
Ce	47,8	269	187,7	243,3	45,1	33,9	59,6
Pr	4,92	25,67	18,89	25,36	4,37	3,38	6,08
Nd	16,2	77,4	57,8	81	14,3	10,9	20,7
Sm	2,57	7,7	6,26	9,42	1,9	1,4	3,5
Eu	1,22	1,77	1,73	1,68	1,17	1,38	1,17
Gd	1,95	3,92	4,15	6,58	1,31	1,08	2,52
Tb	0,25	0,56	0,4	0,69	0,18	0,15	0,36
Dy	1,3	1,88	1,62	3,05	0,79	0,68	1,61
Ho	0,22	0,29	0,24	0,43	0,14	0,13	0,26
Er	0,55	0,59	0,55	1,14	0,31	0,31	0,72
Tm	0,9	0,12	0,08	0,14	<0,05	0,06	0,11
Yb	0,54	0,53	0,46	0,86	0,24	0,31	0,51
Lu	0,09	0,09	0,07	0,12	0,05	0,05	0,09
ΣETR	106,41	552,02	395,65	523,27	97,38	75,83	125,73
(La/Sm)N	6,83	13,29	11,64	9,99	9,11	9,94	5,13
(Gd/Yb)N	2,92	5,98	7,29	6,18	4,41	2,82	3,99
(La/Yb)N	34,87	206,95	169,77	117,34	77,34	48,12	37,72
(Eu/Eu*)N	0,07	0,02	0,02	0,01	0,13	0,25	0,04
(Nb/Zr)N	0,5	0,32	0,39	0,61	0,69	0,38	0,66

(conclusão)

Litotipo	Enclaves presentes no Granito Cunani					
	Enclaves granulíticos (Quartzo-diorito)			Enclaves de Hb-Bt tonalito		Enderbitto
Amostras	DAC-08-07b2	BA-24b	DAC-08-07b1	Ba-28b	DAC-08-09b	DAC-08-14b
SiO ₂ (%)	62,33	57,81	55,03	63,61	59,13	56,9
TiO ₂	1,25	0,97	2,56	0,64	0,79	1
Al ₂ O ₃	15,29	16,88	14,31	15,02	15,89	18,7
Fe ₂ O ₃	7,5	8,06	13,31	6,23	7,26	7,13
MnO	0,07	0,11	0,18	0,11	0,13	0,11
MgO	2,26	3,46	3,39	2,88	3,43	1,89
CaO	3,97	6,5	6,03	4,82	5,52	4,4
Na ₂ O	3,75	3,82	3,48	3,62	3,63	4,71
K ₂ O	2,41	1,51	0,73	2,24	2,59	2,73
P ₂ O ₅	0,50	0,34	0,53	0,19	0,18	0,39
FeOt	6,75	7,25	11,97	5,60	6,53	6,41
LOI	0,4	0,4	0,2	0,5	1,1	0,6
K ₂ O/Na ₂ O	0,64	0,40	0,21	0,62	0,71	0,58
FeOt/(FeOt+MgO)	0,75	0,68	0,78	0,66	0,66	0,77
Ba (ppm)	759	824,8	312	803,9	932	2460
Sr	541,6	734,3	383,9	511,5	523,8	850
Ta	<1	1,2	1,3	0,5	0,9	0,7
Rb	120,7	72	20,7	89,4	78,1	118
Zr	306	229,2	259,0	175,7	206,5	254
Y	19,5	20,4	34,0	19,5	24,0	22,8
Nb	18,2	10,3	23,2	6,6	9,1	12,2
Th	16,4	8,7	4,2	7,9	5,1	5,35
Ga	19,1	21,7	23,2	19	21,2	26,7
Hf	7,5	6	6,4	5,3	5,3	5,9
Rb/Sr	0,22	0,10	0,05	0,17	0,15	0,14
Sr/Ba	0,71	0,89	1,23	0,64	0,56	0,35
Sr/Y	27,77	36,00	11,29	26,23	21,83	37,28
Nb/Ta	-	8,58	17,85	13,2	10,11	17,43
La	75,2	57,6	42,4	24,8	28,2	64,2
Ce	141,7	111,4	90,9	61	62,5	116
Pr	16,97	13	11,70	7,26	8,05	14,15
Nd	62,4	47,2	49,2	28,2	33,7	55,4
Sm	10,22	7,9	9,92	5	6,54	10,55
Eu	1,77	2,16	2,38	1,14	1,53	2,66
Gd	7,51	5,34	9,44	4,03	5,60	7,67
Tb	0,91	0,75	1,37	0,65	0,80	0,99
Dy	4,08	3,94	7,31	3,17	4,47	5,19
Ho	0,62	0,72	1,32	0,62	0,85	0,87
Er	1,62	1,73	3,60	1,84	2,69	2,24
Tm	0,25	0,34	0,46	0,28	0,38	0,28
Yb	1,31	1,7	2,97	1,74	2,32	1,87
Lu	0,19	0,32	0,40	0,28	0,36	0,29
ΣETR	324,75	254,10	233,37	140,01	157,99	282,36
(La/Sm)N	4,63	4,59	2,69	3,12	2,71	3,83
(Gd/Yb)N	4,63	2,54	2,57	1,87	1,95	3,31
(La/Yb)N	38,75	22,87	9,64	9,62	8,20	23,17
(Eu/Eu*)N	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
(Nb/Zr)N	0,93	0,71	1,41	0,59	0,69	1,69

As amostras tonalíticas, granodioríticas, monzograníticas e sienograníticas do Granito Cunani apresentam elevado teor de SiO_2 (>63%), baixo teor de MgO e FeOt e são classificadas quimicamente como rochas ácidas e portanto mais evoluídas. Os enclaves de granulito e tonalitos e a amostra de enderbito apresentam menor teor de SiO_2 e apresentam elevado teor de MgO e FeOt , quimicamente condizente com rochas menos evoluídas, sendo classificados como rochas intermediárias. As duas amostras da Suíte Cricou apresentam 75% de teor de SiO_2 , portanto, condizente com rochas ácidas e quimicamente é a porção mais evoluída da área quando comparada às demais amostras analisadas.

Em relação aos diagramas de Harker, para os elementos maiores (figura 19), ocorre de modo geral a formação de *trends* com correlação negativa entre SiO_2 vs. TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , P_2O_5 e FeOt , nas amostras tonalíticas, granodioríticas, monzograníticas e sienograníticas do Granito Cunani, o que poderia sugerir fracionamento das fases ferromagnesianas, óxidos de ferro, titanita e apatita, durante o processo de diferenciação por cristalização fracionada. A correlação SiO_2 vs. K_2O é positiva e ligeiramente dispersa, coerente com potássio no líquido residual. Apenas na relação SiO_2 vs. Na_2O ocorre maior dispersão, mas é notável que as rochas mais evoluídas têm teor de Na_2O menor em comparação às menos evoluídas.

Devido à pequena quantidade de amostras de enclaves granulíticos e tonalíticos, estabelecer uma relação entre estes litotipos não é tão simples, contudo observa-se que os granulitos tem um teor de FeOt maior e K_2O menor em comparação aos demais enclaves. É relevante também que apenas os enclaves granulíticos apresentam um teor de Al_2O_3 e Na_2O distinto dos demais enclaves, mostrando um teor mais elevado.

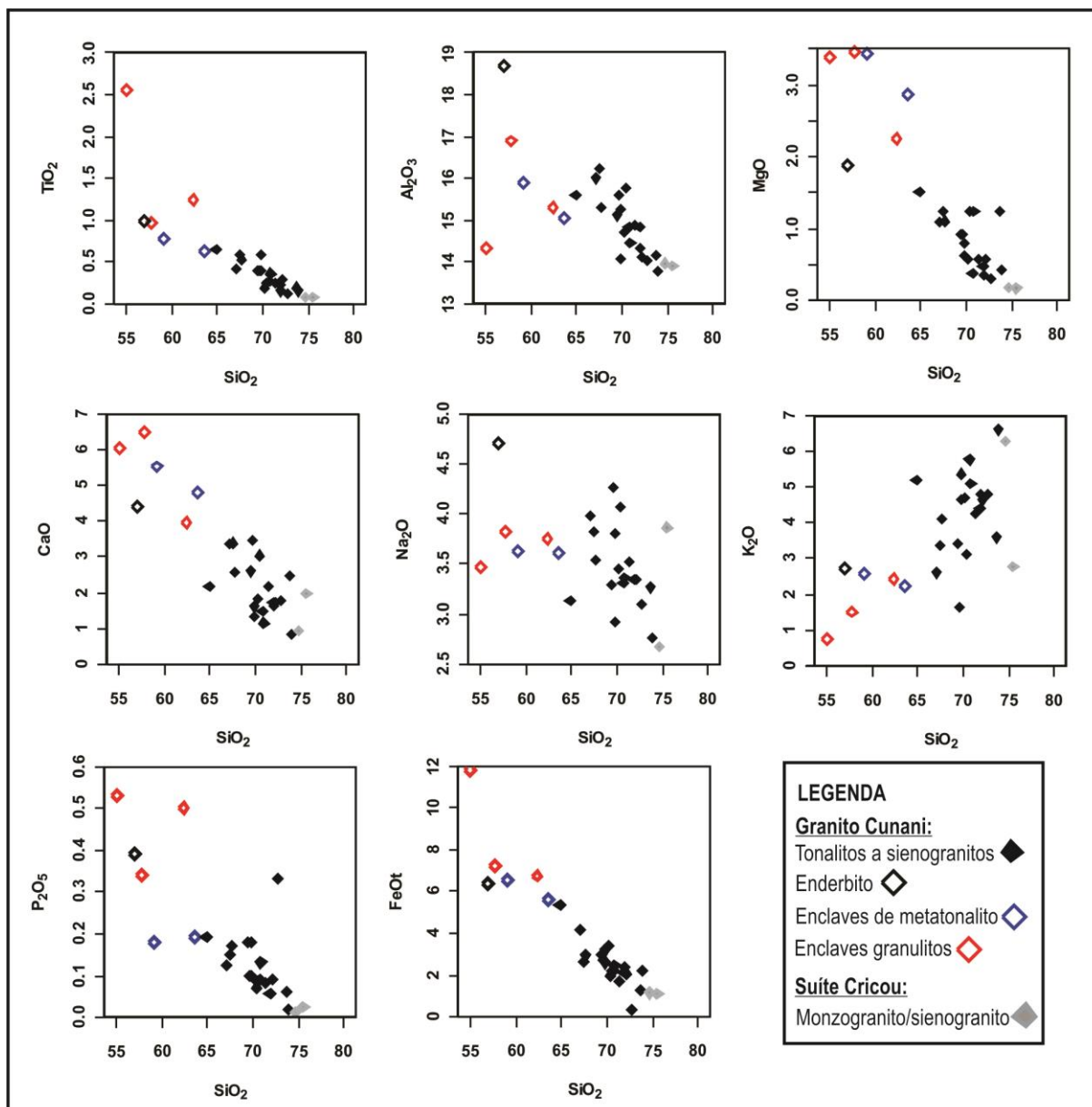


Figura 19- Diagramas de variação de Harker de elementos maiores para as amostras do Granito Cunani e Suíte Cricou.

Alguns dos principais marcadores petrogenéticos (Ba, Sr, Rb, Zr, Y, Nb) foram plotados nos diagramas de Harker (figura 20). Os elementos Y e Sr apresentam tendência discreta a um trend negativo, com rochas menos evoluídas (enclaves tonalíticos e granulíticos) mais enriquecidas em relação às rochas mais evoluídas do Granito Cunani (tonalitos, granodioritos, monzogranitos e sienogranitos). O Rb é mais elevado nas rochas mais evoluídas (monzograníticas e sienograníticas) em relação aos demais litotipos. O Zr apresenta teor similar entre todos os litotipos analisados, ou seja, tanto para as rochas mais evoluídas, quanto para as rochas intermediárias; Nb é levemente mais enriquecido apenas nos enclaves granulíticos e Ba mostra grande dispersão, sendo menos elevado de modo geral nos enclaves granulíticos e tonalíticos.

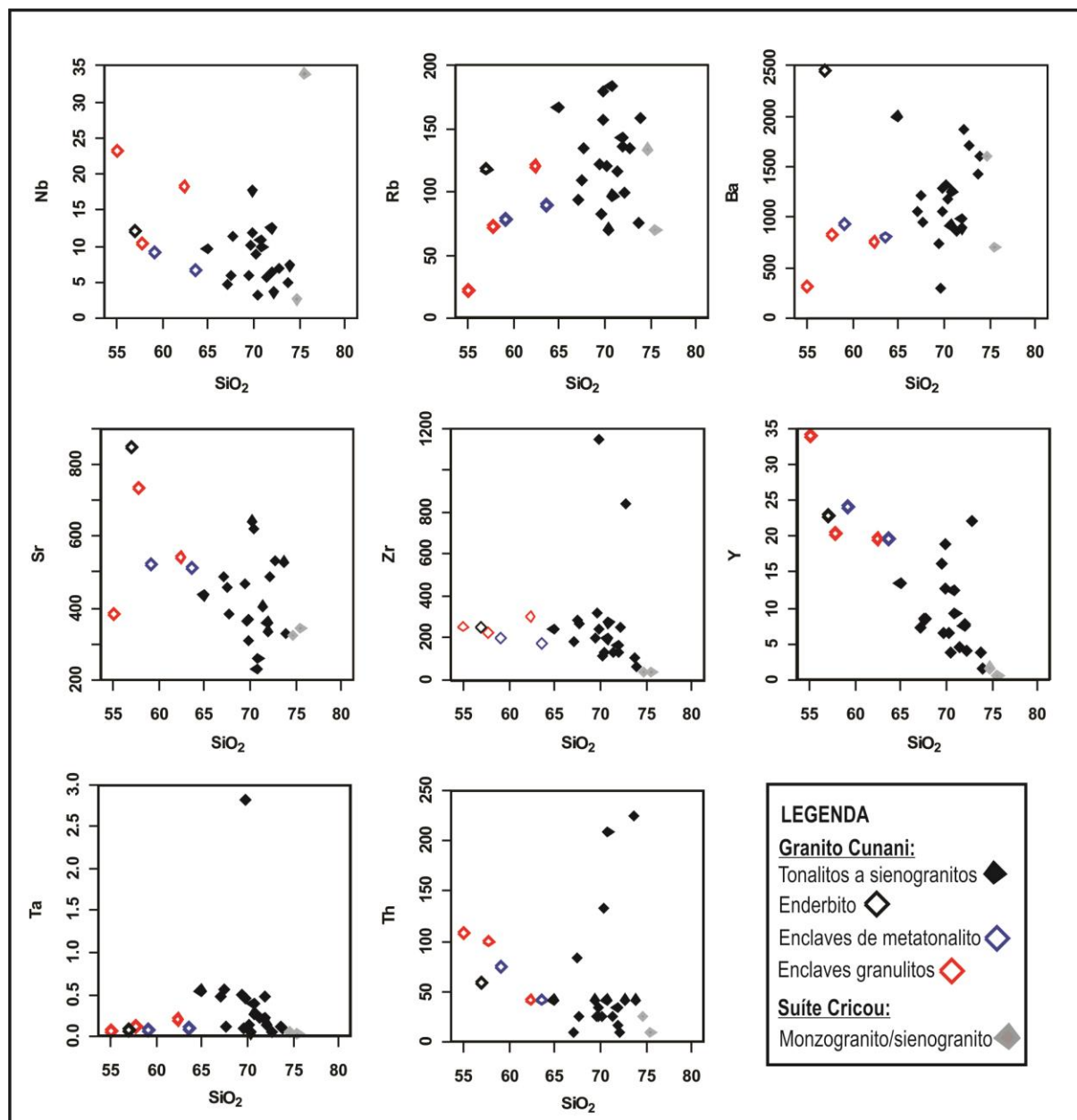


Figura 20- Diagramas de variação de Harker para de elementos traço do Granito Cunani e Suite Cricou.

Os diferentes diagramas de classificação utilizados mostram rochas com composições químicas coerentes com os dos litotipos identificados na petrografia. O diagrama Ab-An-Or (O'Connor 1965) utiliza valores normativos destes minerais e, é utilizado para a classificação de rochas granitoides mostrando que estas rochas variam de tonalito, a granito predominantemente (figura 21-a). Quando plotadas no diagrama R1 x R2 (De La Roche *et al.* 1980) as rochas mostram composições variadas que vão de diorito para os enclaves granulíticos e tonalíticos e, variações de granodiorito até granito predominantemente para os demais granitoides (figura 21-b). O diagrama P (K - (Na + Ca) - Q (Si/3 - (K + Na + 2Ca/3) (Debon & Le Fort 1983) classifica as rochas com composições menos evoluídas (enclaves granulíticos) com afinidade granodiorítica (figura 21-c).

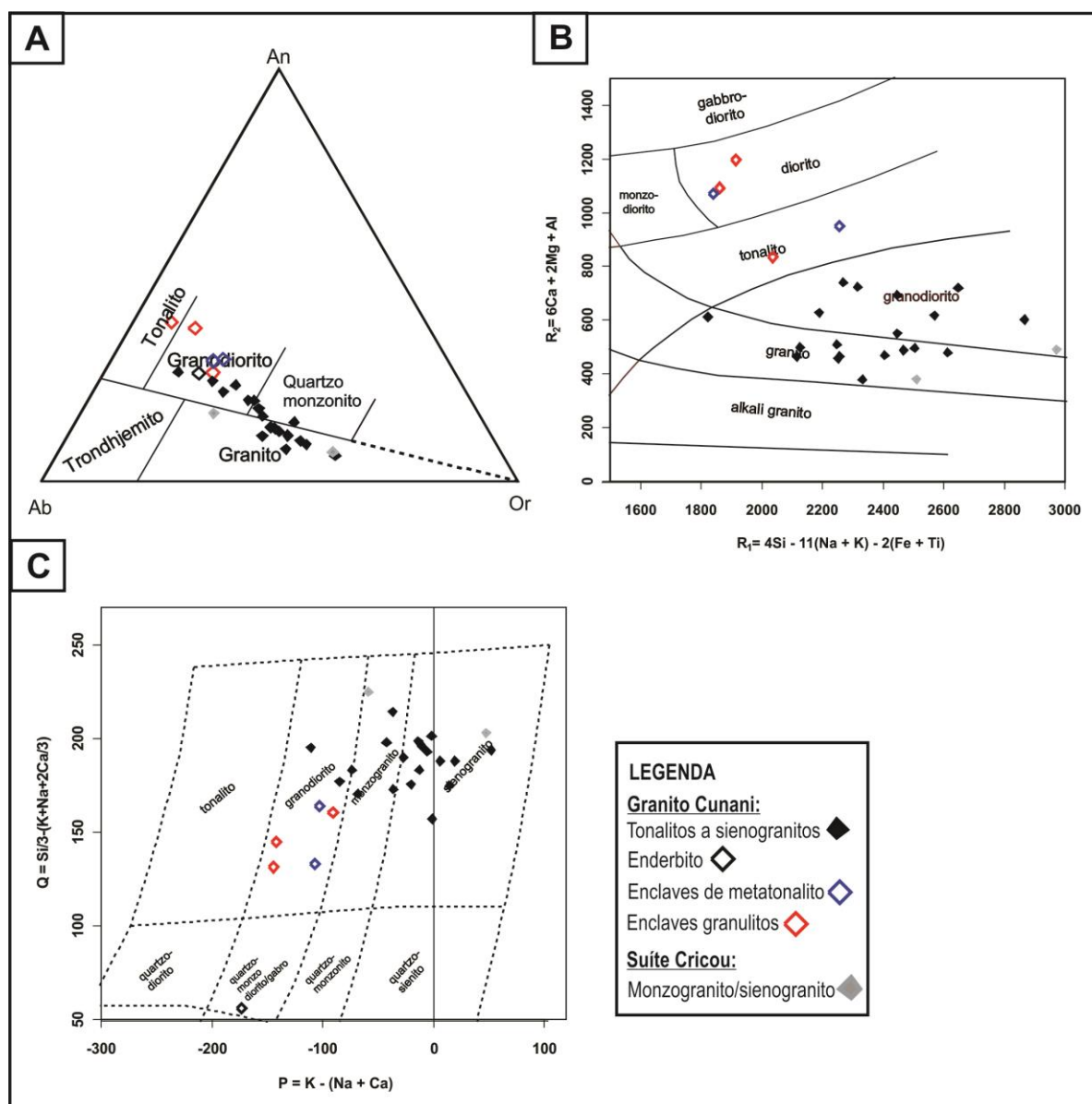


Figura 21- Classificação para os granitoides da região de Calçoene: (a) classificação segundo diagrama Ab-An-Or (O'Connor, 1965), (b) classificação segundo diagrama $R_1 = (4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti))$ x $R_2 = (6Ca + 2Mg + Al)$ (De La Roche *et al.*; 1980), (c) classificação segundo diagrama P ($K - (Na + Ca)$) – Q ($Si/3 - (K + Na + 2Ca/3)$) (Debon & Le Fort, 1983).

As rochas tonalíticas, granodioríticas, monzograníticas e sienograníticas do Granito Cunani e Suíte Cricou tem caráter fracamente peraluminoso no diagrama A/CNK - A/NK (Shand, 1943) (figura 22-a). No diagrama AFM (Irvine + Baragar, 1971) que utiliza o ternário $(Na_2O + K_2O) - FeO - MgO$, todas as amostras estão no campo das series cálcio-alcálicas (figura 22-b). Os enclaves granulíticos e tonalíticos tem caráter metaluminoso e possuem afinidade próxima de limite com a série toleítica. Segundo o diagrama de Sylvester (1989) $(Al_2O_3 + CaO) / (FeO + Na_2O + K_2O) \times 100 * (MgO + FeO + TiO_2) / SiO_2$ as rochas tonalíticas, granodioríticas e monzograníticas do Granito Cunani e Suíte Cricou são cálcio-alcálicas e fortemente peraluminosas e as rochas sienograníticas do Granito Cunani posicionaram mais próximas do limite de rochas com afinidade alcalina (figura 22-c).

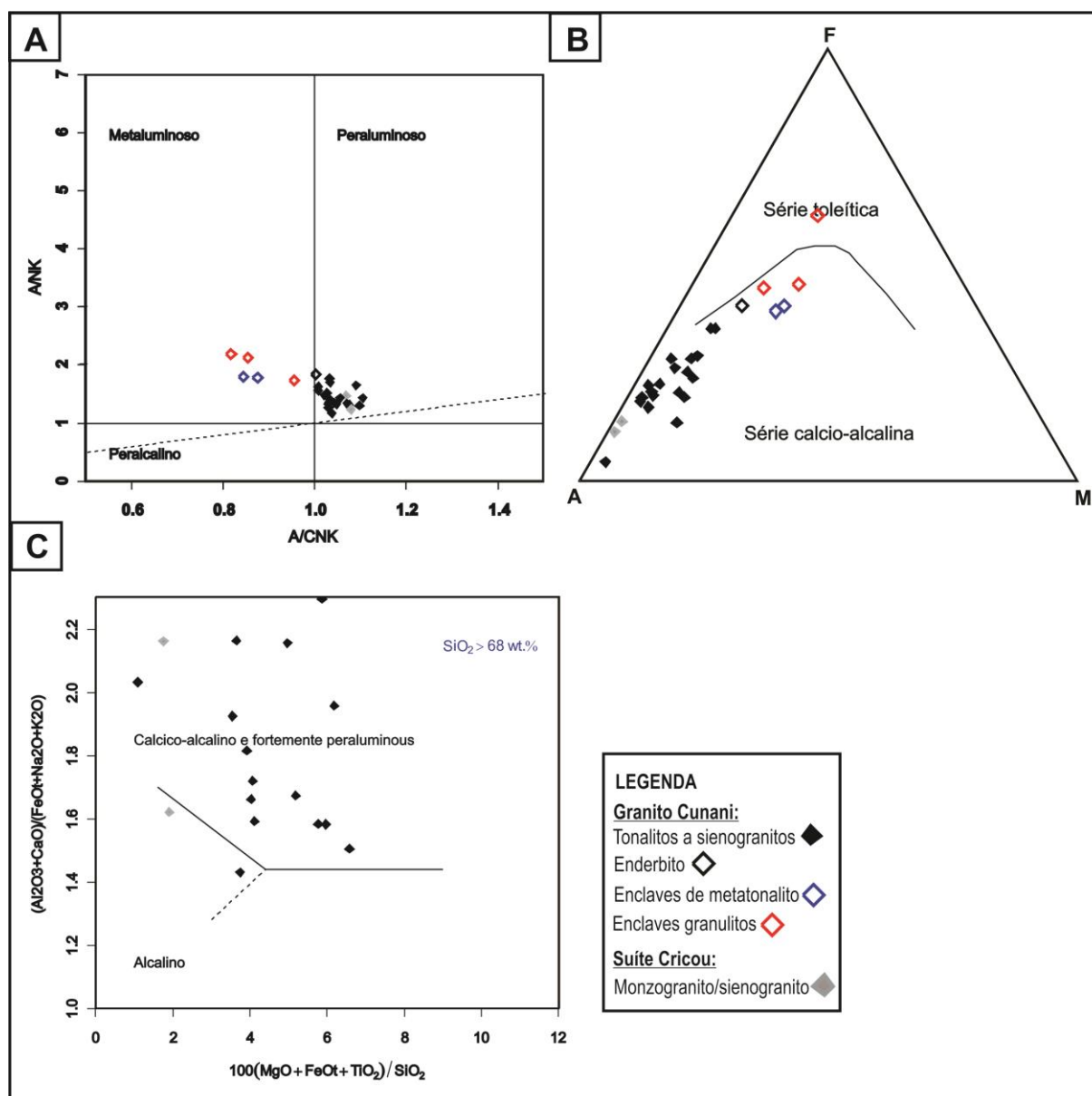


Figura 22- (a) diagrama $A/CNK(Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)) \times A/NK(Al_2O_3/(Na_2O+K_2O))$ (mol. %) de Shand (1943); (b) Diagrama AFM (Irvine + Baragar, 1971) para o ternário $(Na_2O+K_2O) - FeOt - MgO$; (c) Diagrama binário $Al_2O_3+CaO)/(FeOt+Na_2O+K_2O) \times 100*(MgO+FeOt+TiO_2)/SiO_2$ (Sylvester, 1989).

As quatro principais séries magmáticas reconhecidas em arcos de ilha oceânicos também ocorrem em ambientes de margens continental ativas. O diagrama de Peccerillo+Taylor (1976) baseado no teor de K_2O vs. SiO_2 (figura 23) é utilizado nesta classificação, ressaltando que magmas com afinidade toleítica são mais comuns em arcos de ilha oceânicos enquanto os com afinidade alto-K e shoshonítica são mais comuns em margens continentais ativas (Wilson 1989). Neste diagrama os enclaves granulíticos e tonalíticos e a amostra de enderbite têm afinidade cálcico-alcina. As amostras tonalíticas e granodioríticas têm afinidade predominantemente cálcico-alcina à alto-K e, as amostras monzograníticas e sienograníticas têm afinidade com a série shoshonítica. As amostras da suíte Cricou ficaram dispersas com afinidade entre cálcico-alcina e shoshonítica.

Segundo Gill (2010) rochas mais cálcico-alcálicas plotam dentro dos campos de médio a alto-K e são magmas relacionados à zonas de subducção.

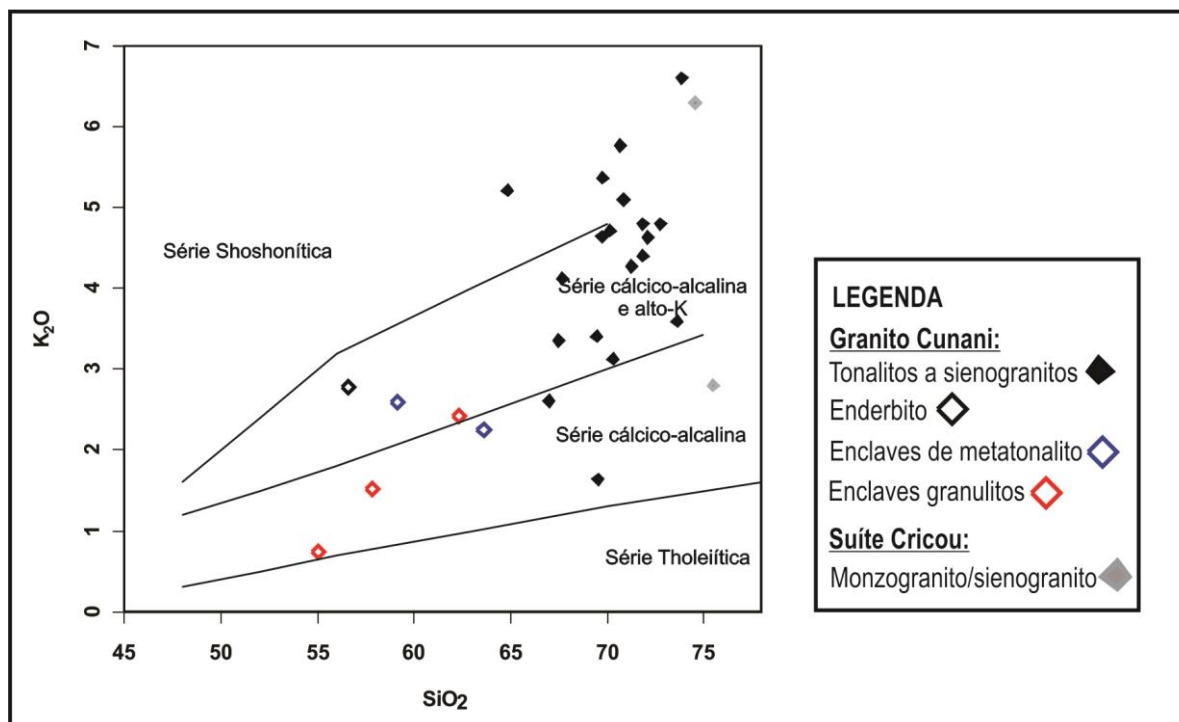


Figura 23- diagrama de Peccerillo+Taylor (1976) para as amostras estudadas.

Segundo Whalen *et al.* (1987) os granitos do tipo-A podem ser discriminados em relação aos demais granitos orogênicos (tipo M, I e S) a partir de vários elementos maiores e traço. Y, Ce, Nb e Zr são bons marcadores na discriminação de granitos do tipo-A devido a relativa imobilidade destes elementos em relação ao moderado grau de alteração de rochas. As amostras estudadas plotam nos campos dos granitos do tipo I e S de modo geral (figura 24), de modo geral bem no limite entre os dois campos, ou ligeiramente dentro do campo com os granitos do tipo-A no caso de algumas amostras, assim, os diagramas não conseguiram discriminar as amostras estudadas entre granitos do tipo I, S e A. Para as relações com as razões dos óxidos FeO_t/MgO e (Na₂O+K₂O)/CaO metade das amostras mais evoluídas (sienogranitos) e os enclaves granulíticos plotam efetivamente no campo do tipo-A. É notável também um maior enriquecimento de Ce em parte das amostras, podendo ser justificado pela presença de minerais como monazita ou allanita com granulação fina que foram registrados apenas como traço na análise modal petrográfica.

Desta forma características como elevada razão Fe/Mg, Ga/Al ou Zr e Nb e baixo CaO e Sr são importantes na classificação de granitos do tipo-A e, não são observadas nas amostras de Calçoene.

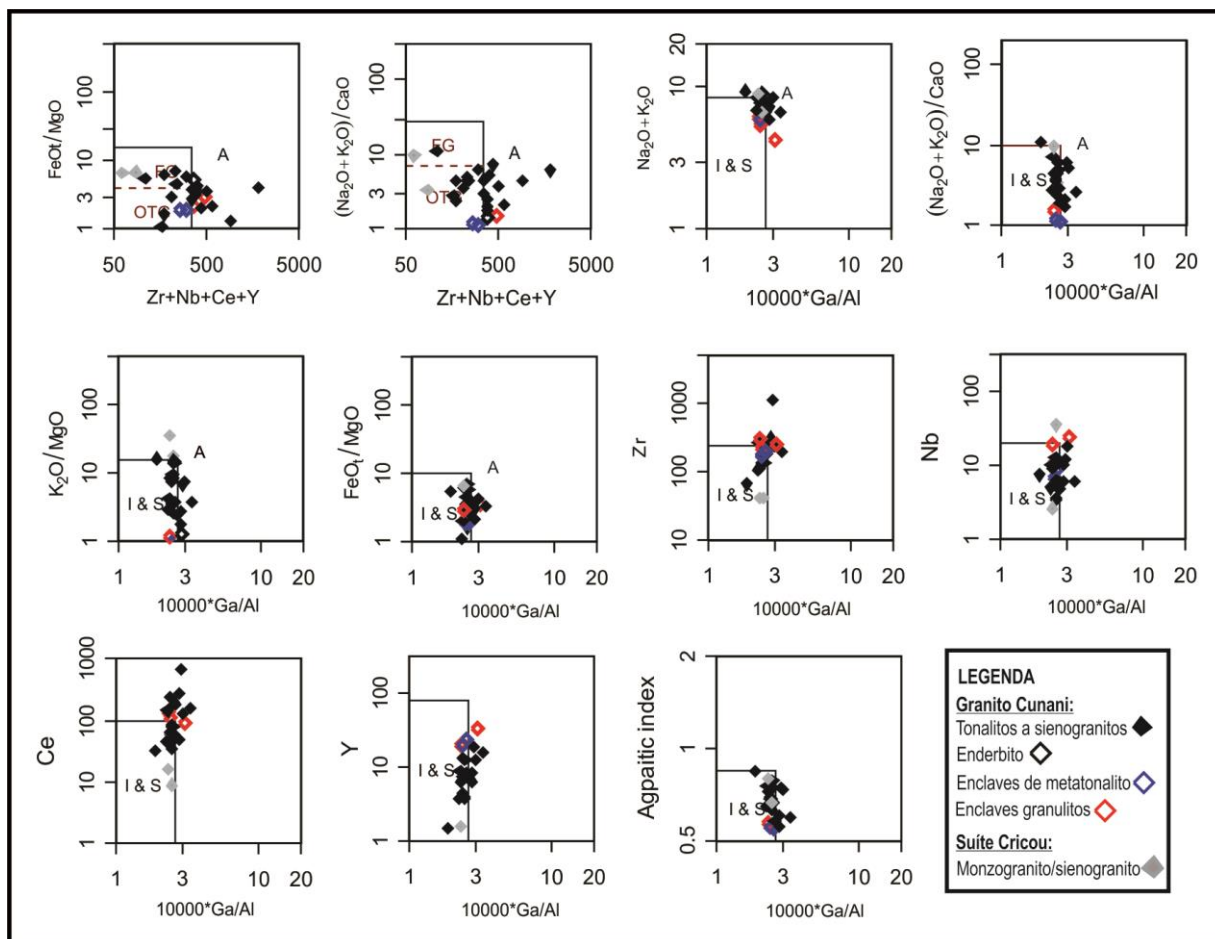


Figura 24- Diagramas discriminantes de granito do tipo-A segundo Whalen (1987).

Segundo os diagramas de Frost *et al.* (1989) a quase totalidade das amostras analisadas são granitoides predominantemente magnesianos no diagrama $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO})$ vs. SiO_2 (figura 25), apenas duas amostras de enclaves ficaram entre os limites magnesiano-ferroso.

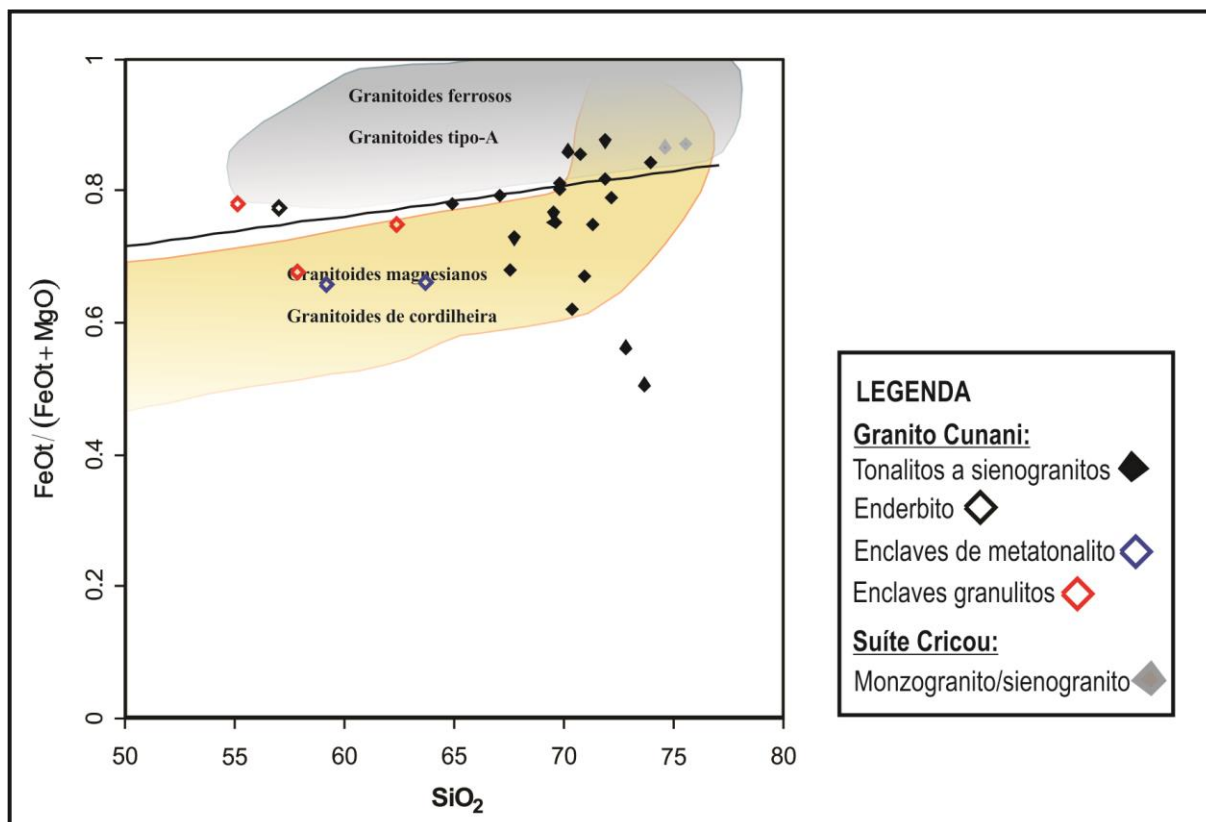


Figura 25- Digrama $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO})$ vs. SiO_2 segundo Frost *et al.* (1989).

Segundo os diagramas de Pearce (1996) as amostras estudadas têm características geoquímicas similares as de rochas de ambiente pós-colisional quando são comparados os elementos Y, Nb e Rb (figura 26- a), ou mais especificamente similares a rochas de arco vulcânico quando comparados os elementos Yb e Ta (figura 26- b).

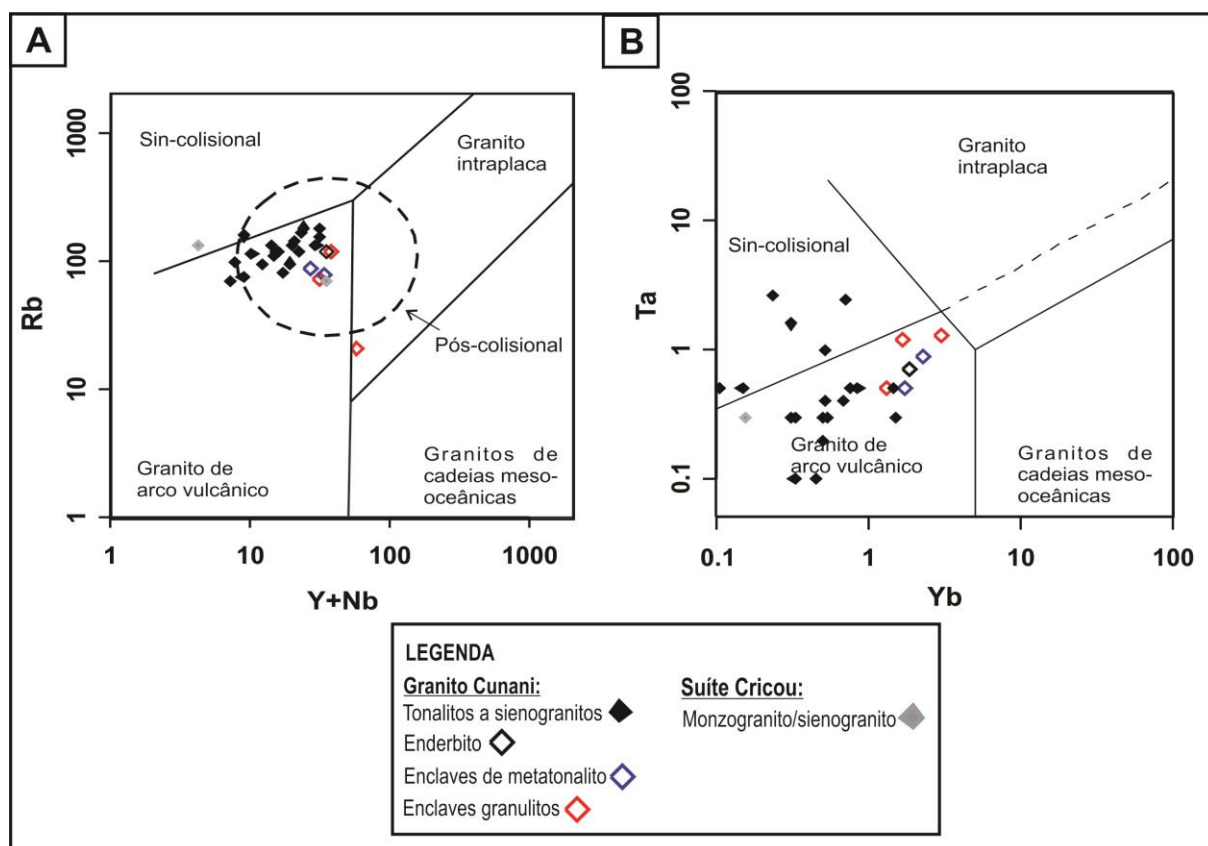


Figura 26- Diagrama (a) Rb vs. (Y+Nb) e (b) Ta vs. Yb, segundo Pearce (1996).

No diagrama $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ vs. Zr, de Thiéblemont & Tegye (1994) (figura 27), os valores de Nb e Zr foram normalizados segundo Hoffman (1988) ($\text{Zr}=11,2$ e $\text{Nb}=0,713$), as rochas do Granito Cunani plotam predominantemente no campo de rochas com características de zonas de subducção:

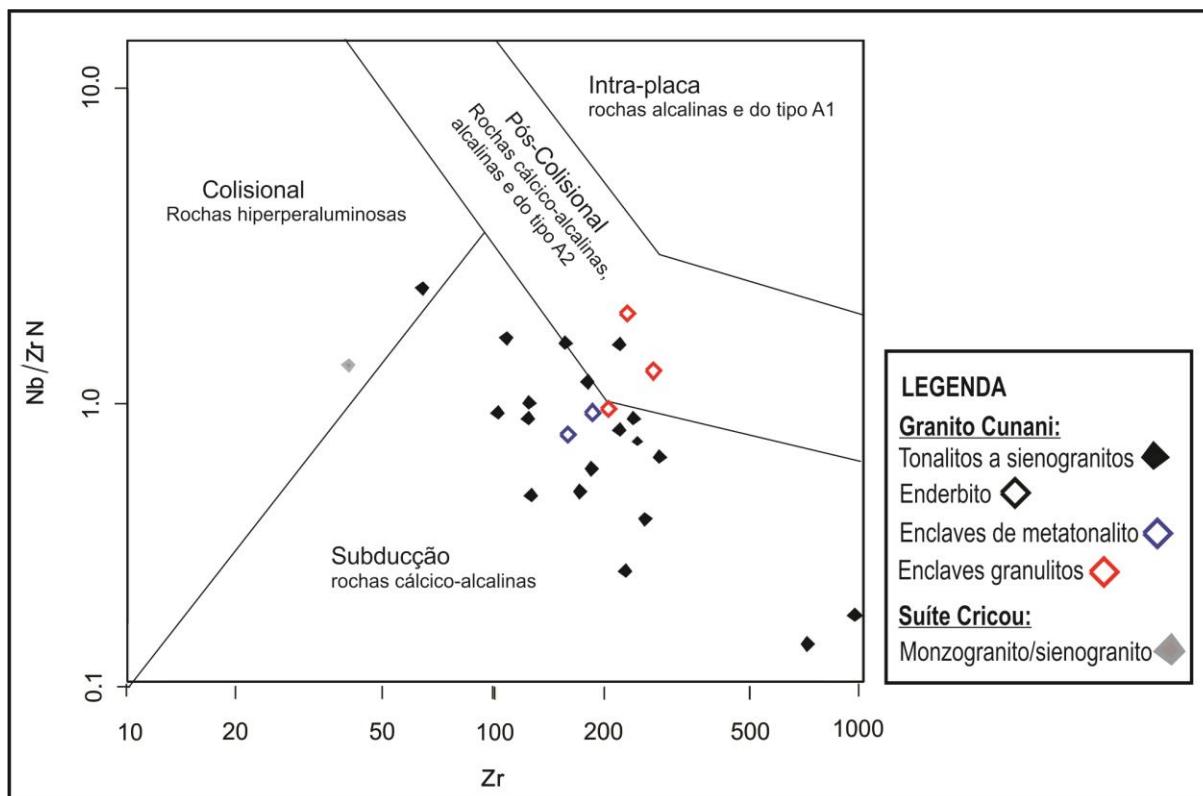


Figura 27- diagrama (Nb/Zr)_N x Zr, segundo Thiéblemont & Tegye (1994).

Os teores de ETR do Granito Cunani e Suíte Cricou foram normalizados pelos valores condríticos de Evensen *et al.* (1978) para a construção dos padrões de ETR. Todas as amostras analisadas apresentam um maior enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP (figura 28), o que sugere expressivo fracionamento dos ETR pesados durante a formação ou diferenciação dos magmas. Este empobrecimento dos ETR pesados relativos aos leves é mais provável de indicar a presença de granada na fonte.

A somatória (Σ) dos ETR do Granito Cunani varia entre 72,37-552,02 ppm, sendo nas rochas tonalíticas (106,41-552,02 ppm), granodioríticas (75,83-125,73 ppm), monzograníticas (97,89-294,26 ppm) e sienograníticas (72,37-304,88 ppm) variações consideráveis. Nesta unidade as razões Eu/Eu_N são inferiores a 1 (0,001-0,25) marcando anomalia negativa de Eu. A somatória (Σ) dos ETRs dos enclaves granulíticos (233,37-324,75 ppm) e no meta-tonalito (140,01-157,99 ppm), também apresentam anomalia discreta negativa de Eu (0,01-0,02 ppm) (figura 28-b).

Para a Suíte Cricou as razões Eu/Eu_N de 0,94 e 1,53, indicando anomalia positiva de Eu. O forte grau de fracionamento também é indicado pela razão $(\text{La}/\text{Lu})_N = 612,4$ e quando comparada com as do Granito Cunani que atingem no máximo $(\text{La}/\text{Lu})_N = 187,4$.

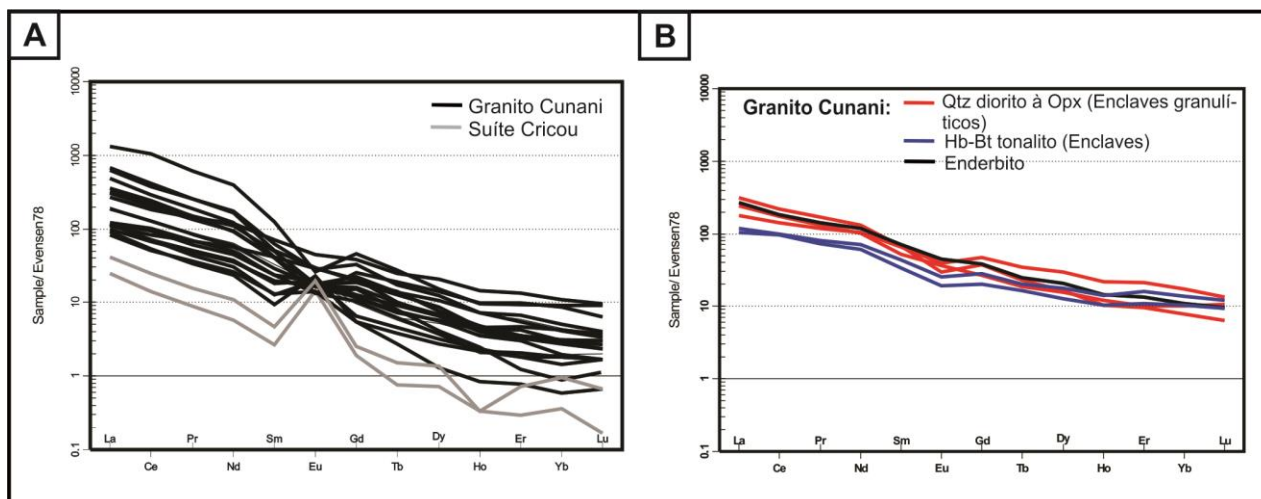


Figura 28- Em (a) diagramas de ETR do Granito Cunani e Suíte Cricou e (b) dos enclaves presentes no Granito Cunani, todos normalizados segundo Evensen *et al.* (1978)

Nas amostras tonalíticas e granodioríticas é possível observar um discreto padrão côncavo nos ETR pesados pode ser interpretado como indicador de fracionamento de anfibólio no resíduo (Rollinson 1993). Já para a Suíte Cricou, nota-se semelhança no padrão dos *trends* dos ETR, porém com concentrações mais baixas destes elementos quando comparada ao Granito Cunani.

Sendo assim, um maior enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP caracterizando padrões sub-horizontais, anomalia de Eu distintas e concentrações diferentes dos ETR nas duas unidades, podem sugerir diferentes fontes ou graus de cristalização fracionada para o Granito Cunani e Suíte Cricou.

Para o diagrama de multielementos as amostras foram normalizadas segundo a composição do manto primitivo de Sun & McDonough (1989). Há enriquecimento em elementos incompatíveis de modo geral em todas as amostras analisadas. Observam-se altos valores de elementos com baixo campo de força (LFS) como Ba e K que são mais móveis, caracterizando anomalias positivas de predominantemente nestas amostras, enquanto alguns elementos com alto campo de força (HFS) como Th, La, Ce e Nd, que são menos móveis, também mostram valores relativamente elevados (figura 29).

É notável uma marcante anomalia negativa de Nb e P nas rochas do Granito Cunani (figura 28-a) e nos seus enclaves (figura 29- b). Das duas amostras da Suíte Cricou uma apresenta anomalia positiva e a outra apresenta anomalia negativa para o Nb. Nota-se também uma anomalia positiva de Sr e K em todas as amostras analisadas, porém esta anomalia é bem menos acentuada nos enclaves. A anomalia de Th é moderadamente positiva nos tonalitos, monzogranitos e sienogranitos do Granito Cunani, fracamente positiva nos enclaves granulíticos, fracamente negativa nos granodioritos e enclaves tonalíticos e na amostra de

enderbito. As amostras da Suíte Cricou apresentam anomalia negativa. É notável também as baixas concentrações de Y e Yb em todas as amostras analisadas.

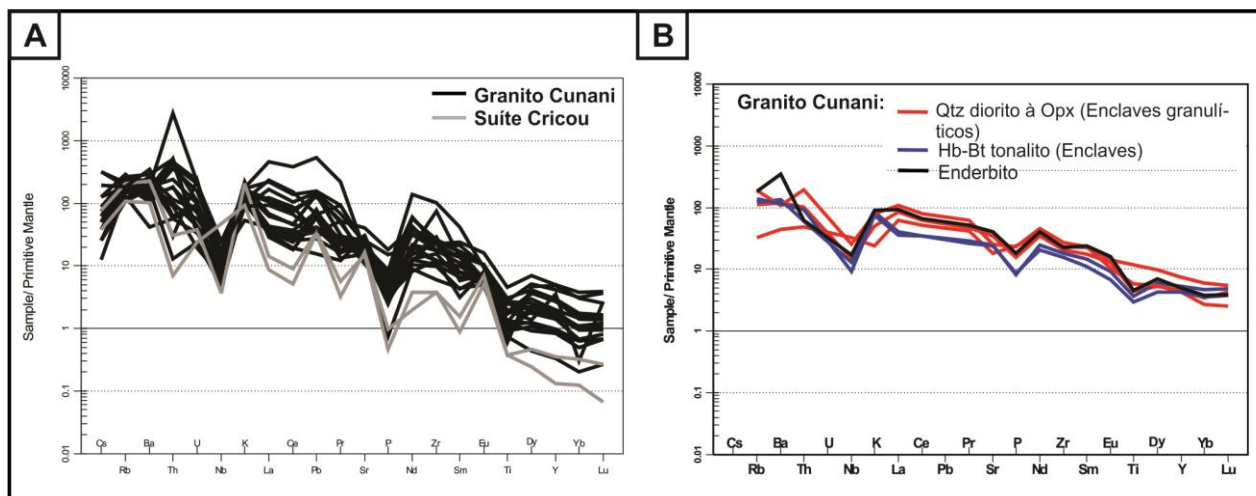


Figura 29- Diagrama de multielementos (a) Granito Cunani e Suíte Cricou e (b) dos enclaves presentes no Granito Cunani, todos normalizados segundo o manto primitivo de Sun & McDonough (1989).

3.4 GEOCROLOGIA

3.4.1 Geocronologia U-Pb em zircão

Para este estudo foram selecionadas 4 amostras do Granito Cunani incluindo uma dos enclaves: biotita sienogranito (DAC-08-06 e LKV-06-03), biotita monzogranito (DAC-08-09a) e enclave granulítico (DAC-08-07b). A amostra de um biotita monzogranito (DAC-08-11) da Suíte Cricou também foi selecionada para este estudo geocronológico.

A técnica de microbateamento aplicada para a separação dos cristais de zircão foi bastante eficiente nas amostras selecionadas. Contudo, após esta separação, microfaturas e inclusões ainda eram identificadas nos zircões obtidos, refletindo um material com necessidade de refinamento na seleção. Nas amostras escolhidas para obtenção de idade de cristalização neste trabalho, pôde-se observar que mesmo após criteriosa seleção, os zircões obtidos não estavam totalmente livres de micro fraturas ou inclusões.

Os valores médios da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (f_{206}) acima de 0,015 não foram utilizados, com exceção dos casos em que o valor acima deste limite, tratava-se de zircão concordante.

O conteúdo de U é um dos indicativos utilizados para distinção da natureza magmática ou metamórfica do cristal do zircão ou domínio analisado, onde valores entre 200 e 600 ppm são uma tendência em rochas félsicas a intermediárias não metamorfasadas e valores por volta de 100 ou abaixo são comumente observados em domínios metamórficos (Gebauer *et al.* 1997). Porém, a razão Th/U é mais utilizada como parâmetro na tentativa de

distinguir zircões ígneos de metamórficos, no qual uma baixa razão Th/U tem sido considerada indicativo de zircão metamórfico, apesar de zircões metamórficos com alta razão Th/U serem conhecidos em ambientes de alto grau metamórfico.

Dados da literatura mostram que zircões magmáticos são caracterizados por uma razão Th/U > 0,5 (Hoskin & Schaltegger 2003), porém isto não é regra. A razão Th/U < 0,1 seria então, um indicativo de zircão metamórfico ou borda metamórfica, no entanto ressalta-se que esse critério deve ser utilizado com cautela, pois existem exemplos de zircões metamórficos com razão Th/U acima de 0,1 e zircão magmático abaixo de 0,1, dentre as quais se podem citar, zircões de kimberlitos que podem ter razões Th/U entre 0,2-1,0 (Konzett *et al.* 1998). Desta forma, uma série de fatores, tais como o conteúdo original de zircônio, estabilização ou não de fases minerais com maior afinidade com esse elemento, entre outros, influenciam na razão Th/U em zircões.

GRANITO CUNANI

Biotita sienogranito (DAC-08-06)

Para a amostra de biotita sienogranito DAC-08-06 do Granito Cunani, foram realizadas 50 análises (tabela 7), das quais 42 não foram utilizadas para o cálculo das idades da rocha por terem f_{206} acima do limite adotado ($f_{206} > 0,015$), por serem muito discordantes ou se tratarem de zircões herdados. Apenas 2 análises forneceram idade concordante de 2100 ± 16 Ma (tabela 7). Um total de 8 zircões forneceu uma idade discórdia com intercepto superior 2097 ± 17 Ma com MSWD = 0,56. Dois cristais de zircões apresentaram idades arqueanas concordantes de 3045 ± 22 Ma e 2648 ± 11 Ma (figura 29). Os 50 zircões analisados forneceram razão Th/U entre 0,12 e 1,23.

Tabela 7 - Dados isotópicos obtidos a partir das análises de zircões por LA-MC-ICP-MS do biotita sienogranito (DAC-08-06).

Spot number	f_{206a}	Pb ppm	Th ppm	U pmm	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						% Conc ^f	
						$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	1s [%]	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	1s [%]	Rho ^d	$^{207}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb}^e$	1s [%]	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	1s abs	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	1s abs	$^{207}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb}^e$		1s abs
BIOTITA SIENOGRANITO (DAC-08-06)																			
DAC-08-06 B1	0,0061	23,7	22,2	105,3	0,21	2,27	1,60	0,16	1,13	0,70	0,10	1,14	981,3	11,1	1202,1	19,3	1624,1	18,5	60,4
DAC-08-06 C1	0,0542	36,1	24,8	195,8	0,13	1,96	1,67	0,14	1,19	0,71	0,10	1,17	848,3	10,1	1103,4	18,4	1648,1	19,2	51,5
DAC-08-06 D1	0,0552	31,2	20,3	154,1	0,13	2,24	2,34	0,16	1,86	0,79	0,10	1,42	955,6	17,8	1194,5	28,0	1657,2	23,6	57,7
DAC-08-06 F1	0,0254	25,0	12,0	65,0	0,19	5,15	1,59	0,33	1,07	0,67	0,11	1,18	1833,8	19,6	1844,7	29,3	1857,0	21,9	98,8
DAC-08-06 H1	0,0064	15,0	15,0	30,9	0,49	6,88	1,18	0,39	0,56	0,48	0,13	1,03	2099,7	11,8	2096,0	24,7	2092,3	21,6	100,4
DAC-08-06 A2	0,0061	48,6	48,6	123,4	0,40	5,08	1,18	0,30	0,72	0,61	0,12	0,93	1703,3	12,3	1832,7	21,6	1982,9	18,4	85,9
DAC-08-06 A3	0,0300	44,4	67,9	202,4	0,34	4,11	3,35	0,26	3,08	0,92	0,11	1,33	1512,5	46,5	1656,5	55,5	1844,3	24,5	82,0
DAC-08-06 A4	0,0470	58,4	125,8	327,4	0,39	2,88	2,75	0,18	2,51	0,91	0,11	1,11	1092,8	27,5	1376,9	37,8	1849,7	20,6	59,1
DAC-08-06 A5	0,0127	38,2	29,6	165,2	0,18	2,74	2,02	0,18	1,70	0,84	0,11	1,08	1045,2	17,8	1340,4	27,0	1849,0	20,0	56,5
DAC-08-06 G4	0,0065	37,1	37,0	111,9	0,33	12,52	1,11	0,50	0,56	0,51	0,18	0,96	2635,0	14,8	2644,5	29,3	2651,8	25,4	99,4
DAC-08-06 E5	0,0424	50,5	73,6	341,7	0,22	1,51	1,68	0,10	1,27	0,76	0,10	1,10	642,4	8,1	933,7	15,7	1703,6	18,7	37,7
DAC-08-06 H1	0,1134	39,6	42,5	284,6	0,15	0,97	2,22	0,07	1,93	0,87	0,11	1,10	409,3	7,9	690,4	15,3	1761,4	19,4	23,2
DAC-08-06 B2	0,0141	23,9	34,8	76,7	0,46	5,13	2,02	0,30	1,75	0,87	0,12	1,00	1688,2	29,6	1841,1	37,2	2018,7	20,2	83,6
DAC-08-06 H2	0,0195	37,4	49,9	273,3	0,18	1,56	2,75	0,10	2,55	0,93	0,11	1,03	615,3	15,7	956,3	26,3	1853,0	19,0	33,2
DAC-08-06 I2	0,0482	54,5	84,6	322,5	0,26	2,23	2,16	0,16	1,79	0,83	0,10	1,22	939,1	16,8	1189,6	25,7	1678,9	20,5	55,9
DAC-08-06 D3	0,0261	45,5	63,8	308,3	0,21	1,96	1,69	0,14	1,33	0,79	0,11	1,04	816,4	10,9	1102,9	18,7	1722,2	18,0	47,4
DAC-08-06 G3	0,0409	36,5	40,9	196,4	0,21	1,29	2,24	0,10	1,73	0,78	0,09	1,41	638,5	11,1	840,3	18,8	1419,3	20,0	45,0
DAC-08-06 C4	0,0085	20,4	18,4	55,8	0,33	6,94	1,35	0,39	0,77	0,57	0,13	1,10	2102,4	16,3	2103,4	28,3	2104,4	23,2	99,9
DAC-08-06 E4	0,0366	18,6	56,7	110,8	0,52	1,72	1,79	0,12	1,41	0,79	0,10	1,09	729,7	10,3	1015,9	18,2	1697,9	18,6	43,0
DAC-08-06 G4	0,0037	18,7	19,9	42,2	0,47	12,81	1,79	0,51	1,25	0,70	0,18	1,28	2665,8	33,4	2666,1	47,7	2666,4	34,0	100,0
DAC-08-06 B1_	0,0030	43,1	36,5	228,1	0,16	2,70	1,22	0,17	0,79	0,64	0,11	0,94	1029,7	8,1	1329,2	16,3	1850,9	17,3	55,6
DAC-08-06 C1	0,0565	70,5	217,6	544,3	0,40	1,35	1,71	0,09	1,33	0,78	0,10	1,07	581,0	7,7	865,6	14,8	1687,1	18,1	34,4
DAC-08-06 E1	0,0048	58,1	28,8	144,9	0,20	6,21	0,97	0,35	0,53	0,54	0,13	0,81	1918,9	10,1	2006,5	19,4	2098,1	17,0	91,5
DAC-08-06 A2	0,0110	38,4	45,7	101,2	0,46	4,89	1,36	0,27	0,79	0,58	0,13	1,10	1558,6	12,3	1800,9	24,4	2094,3	23,1	74,4
DAC-08-06 B2	0,0144	35,7	42,5	278,9	0,15	1,28	1,55	0,11	1,01	0,65	0,08	1,17	671,4	6,8	834,7	12,9	1298,5	15,3	51,7

Spot number	f_{206a}	Pb ppm	Th ppm	U pmm	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						% Conc ^f	
						$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1s [%]	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1s [%]	Rho ^d	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^e$	1s [%]	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1s abs	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1s abs	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^e$		1s abs
BIOTITA SIENOGANITO (DAC-08-06)																			
DAC-08-06 C2	0,0019	9,9	5,2	13,2	0,40	19,22	0,91	0,60	0,49	0,54	0,23	0,76	3041,5	14,9	3053,2	27,7	3060,9	23,3	99,4
DAC-08-06 D2	0,0059	42,3	36,7	64,9	0,57	12,92	0,68	0,51	0,30	0,45	0,18	0,61	2648,6	8,0	2673,9	18,1	2693,1	16,3	98,3
DAC-08-06 A3	0,0035	26,3	46,1	83,2	0,56	4,67	1,13	0,28	0,51	0,45	0,12	1,01	1576,5	8,0	1762,5	19,9	1990,6	20,1	79,2
DAC-08-06 D3	0,0069	17,7	12,3	43,5	0,28	5,91	1,12	0,33	0,59	0,53	0,13	0,95	1849,0	11,0	1962,7	21,9	2084,7	19,7	88,7
DAC-08-06 E3	0,0062	19,2	57,3	61,2	0,94	5,30	1,72	0,30	1,50	0,87	0,13	0,84	1670,2	25,1	1869,1	32,2	2098,1	17,7	79,6
DAC-08-06 (A) B1-2	0,0041	146,6	177,7	1165,8	0,15	1,58	1,76	0,12	1,19	0,68	0,10	1,30	726,9	8,6	962,4	16,9	1547,8	20,1	47,0
DAC-08-06 (A) C1-2	0,0303	5,3	19,9	42,9	0,47	1,52	4,59	0,10	3,07	0,67	0,11	3,41	606,4	18,6	939,1	43,1	1830,4	62,5	33,1
DAC-08-06 (A) E1-2	0,0236	6,4	15,5	48,3	0,32	1,81	3,26	0,12	2,39	0,73	0,11	2,22	750,8	18,0	1047,3	34,2	1731,6	38,4	43,4
DAC-08-06 (A) A2-2	0,0032	96,5	101,4	241,7	0,42	6,27	1,12	0,35	0,54	0,48	0,13	0,98	1943,8	10,4	2014,4	22,5	2087,4	20,4	93,1
DAC-08-06 (A) A3-2	0,0097	171,8	459,8	1521,3	0,30	1,49	1,89	0,11	1,42	0,75	0,10	1,26	676,8	9,6	926,0	17,5	1578,3	19,8	42,9
DAC-08-06 (A) E3-2	0,0160	112,4	99,1	410,1	0,24	3,67	3,93	0,25	3,35	0,85	0,11	2,04	1448,6	48,6	1565,9	61,5	1727,9	35,3	83,8
DAC-08-06 (B) H1-2	0,0445	116,5	91,7	492,6	0,19	2,24	2,93	0,15	2,67	0,91	0,11	1,20	913,5	24,4	1192,9	34,9	1742,0	20,9	52,4
DAC-08-06 (B) A2-2	0,0054	166,0	211,6	400,8	0,53	4,96	1,54	0,30	1,02	0,66	0,12	1,15	1669,3	17,1	1813,1	27,9	1982,6	22,9	84,2
DAC-08-06 (B) D2-2	0,0477	143,0	285,0	489,6	0,59	5,50	3,24	0,33	2,89	0,89	0,12	1,47	1845,8	53,4	1900,5	61,7	1960,8	28,8	94,1
DAC-08-06 (B) D3-2	0,0011	86,6	136,3	256,8	0,53	7,31	1,48	0,41	0,59	0,40	0,13	1,35	2203,8	13,0	2150,6	31,7	2100,3	28,4	104,9
DAC-08-06 (B) F3-2	0,0205	160,6	293,0	816,1	0,36	2,90	2,64	0,19	2,22	0,84	0,11	1,43	1142,0	25,3	1383,2	36,5	1777,9	25,4	64,2
DAC-08-06 (B) I3-2	0,0492	109,4	294,8	665,5	0,45	1,67	4,41	0,11	4,25	0,96	0,11	1,19	694,7	29,5	995,8	44,0	1735,2	20,7	40,0
DAC-08-06 (B) I4-2	0,0140	11,0	16,7	81,0	0,21	2,08	2,56	0,13	1,94	0,76	0,12	1,66	782,7	15,2	1142,6	29,2	1909,6	31,8	41,0
DAC-08-06 (B) H4-2	0,0218	6,7	11,8	20,1	0,59	5,00	3,85	0,28	2,44	0,63	0,13	2,98	1585,3	38,6	1819,9	70,1	2100,2	62,6	75,5
DAC-08-06 (B) C4-2	0,0153	99,9	105,8	307,9	0,35	5,05	1,40	0,30	0,95	0,68	0,12	1,03	1681,2	16,0	1828,5	25,6	2000,7	20,6	84,0
DAC-08-06 (B) I5-2	0,0066	90,8	159,9	258,4	0,62	5,71	1,59	0,33	1,26	0,79	0,13	0,97	1844,7	23,2	1933,2	30,7	2029,3	19,6	90,9
DAC-08-06 (B) H5-2	0,0118	106,8	217,3	636,5	0,34	2,24	4,84	0,14	4,65	0,96	0,11	1,34	856,8	39,8	1193,2	57,7	1867,5	25,0	45,9
DAC-08-06 (B) F5-2	0,0052	72,9	171,5	196,2	0,88	4,99	1,66	0,28	1,37	0,83	0,13	0,94	1614,6	22,2	1817,8	30,2	2059,2	19,3	78,4
DAC-08-06 (B) C5-2	0,0053	102,0	124,7	455,6	0,28	3,32	1,95	0,20	1,64	0,84	0,12	1,06	1200,8	19,7	1484,9	29,0	1918,1	20,4	62,6
DAC-08-06 (B) B5-2	0,0251	62,9	40,5	330,3	0,12	1,48	4,33	0,11	4,11	0,95	0,09	1,37	701,7	28,9	920,6	39,9	1489,6	20,4	47,1

- ^a Fração do ^{206}Pb não-radiogênico no ponto analisado do zircão, onde $f_{206} = [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_c / [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_s$ - (c=comum; s=amostra);
- ^b razão Th/U e quantidade de Pb, Th e U (em pmm) calculados em relação ao zircão de referência GJ-1;
- ^c Corrigido para *background* e fracionamento interno da razão Pb/U e normalizadas em relação ao zircão de referência GJ-1 (ID-TIMS valores/valores medidos); razão $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ calculada usando $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) * (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) * (137.88)$;
- ^d Rho é a correlação de erro definida como o quociente dos erros propagados da razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$;
- ^e Correção para o *mass-bias* através da normalização com o zircão de referência GJ-1 e Pb comum usando a composição do Pb do modelo de Stacey and Kramers (1975);
- ^f grau de concordância, $6/8-7/6 = (\text{idade } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} * 100) / (\text{idade } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$.

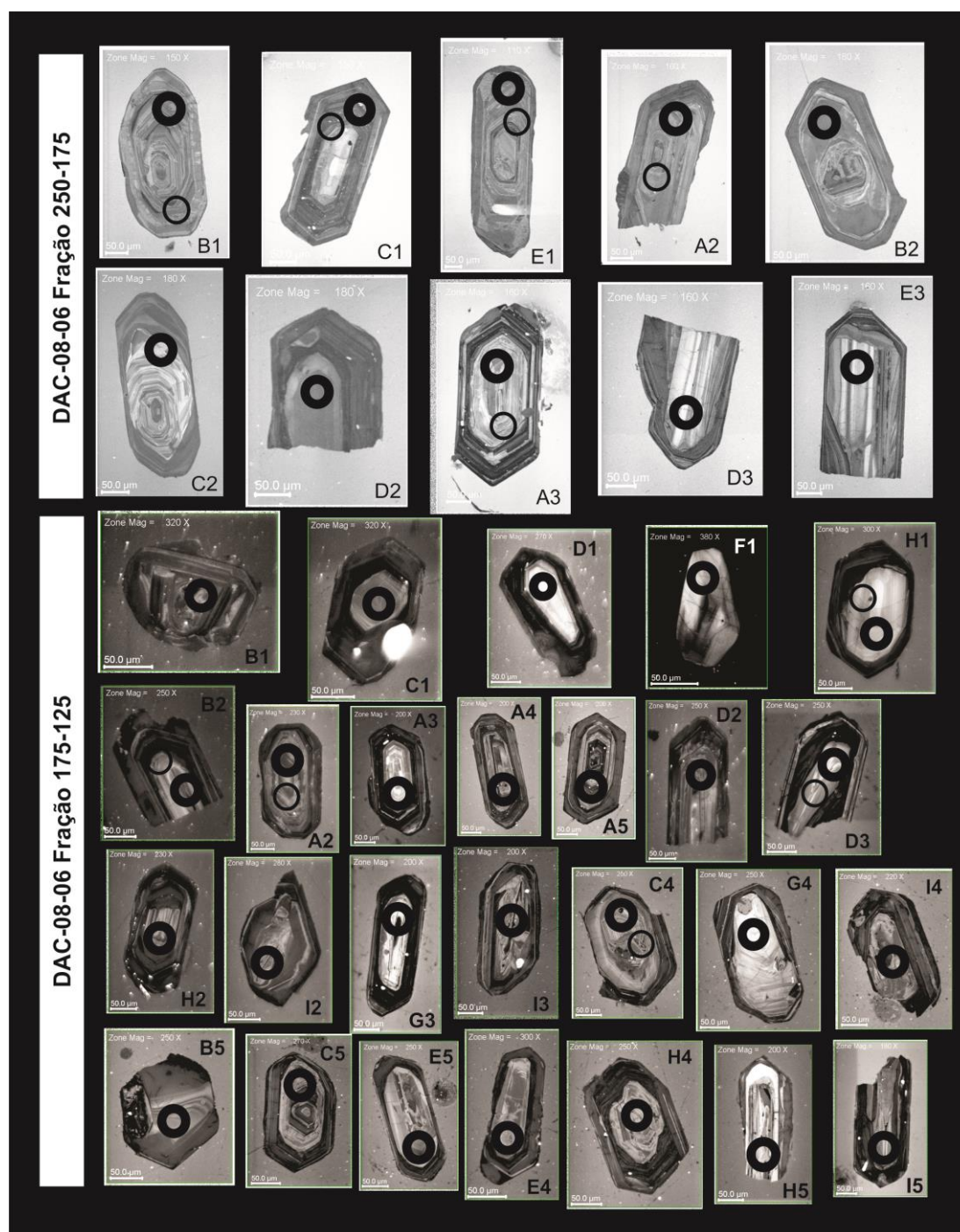


Figura 30- Imagens CL dos zircões analisados do biotita sienogranito DAC-08-06. Os círculos de contorno mais espessos indicam o spot da primeira análise e os menos espessos, indicam o spot da segunda análise.

As amostras deste litotipo apresentaram zircões morfologicamente mais preservados com zoneamentos concêntricos e de modo geral bem desenvolvidos, apesar da presença de pequenas inclusões ou microfraturas comuns em parte dos cristais. Alguns zircões têm morfologia bipiramidal com cristais mais curtos e outros são mais alongados (figura 30).

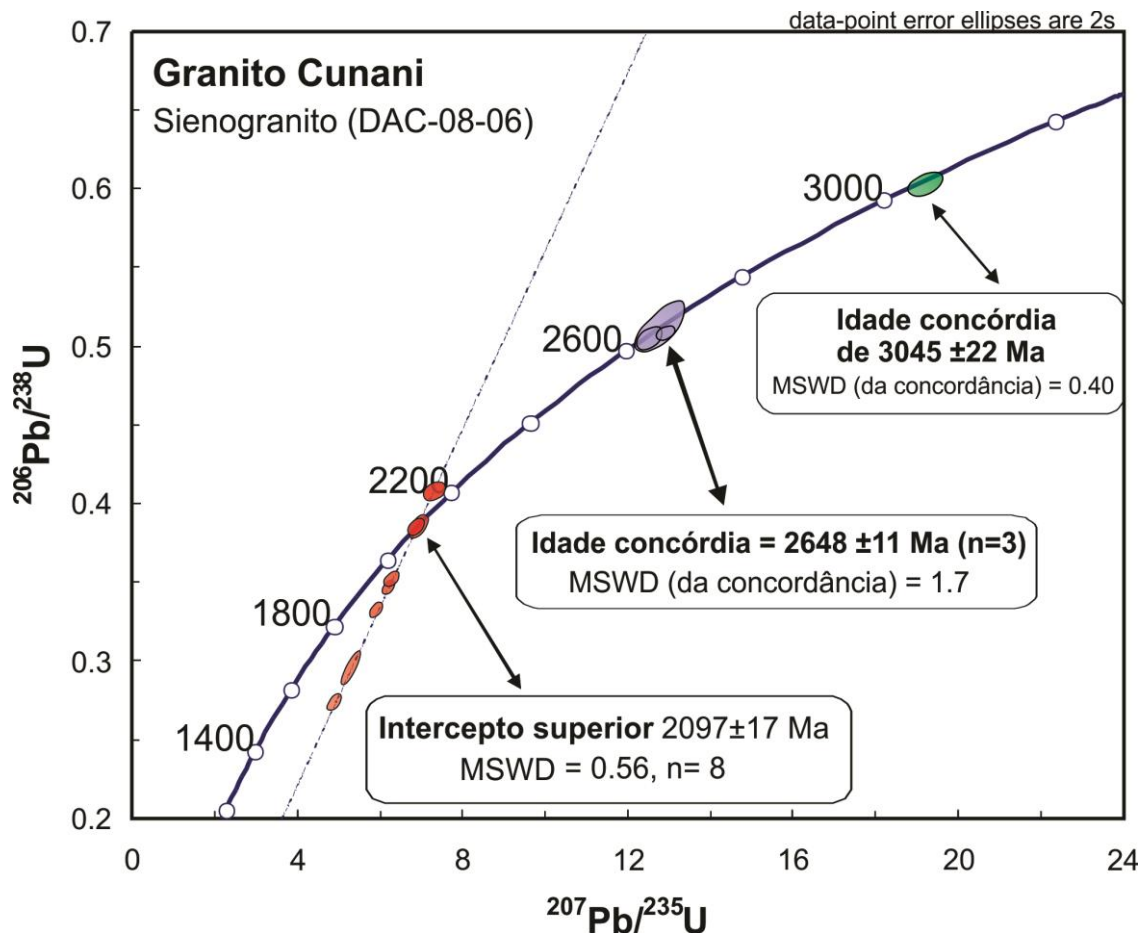


Figura 31- Diagrama Concórdia para os zircões da amostra de biotita sienogranito DAC-08-06.

Biotita sienogranito (LKV-06-03)

Para esta amostra foi realizado um total de 47 análises pontuais. Os dados resultaram em apenas 5 zircões concordantes ou sub-concordantes (discordância <2%), dentre os quais 3 forneceram uma idade concordante de 1990 ± 16 Ma, com MSWD= 0,39 (figura 33). Foi possível gerar uma reta discórdia com intercepto superior de 2017 ± 73 Ma a partir dos dados de 4 zircões. Um zircão concordante mais novo com 1884 ± 35 Ma pode indicar uma população diferente decorrente possivelmente da atuação de evento posterior à formação desta unidade. A razão Th/U desta amostra fica entre 0,12 e 4,68.

Tabela 8 - Dados isotópicos obtidos a partir das análises de zircões por LA-MC-ICP-MS do biotita sienogranito (LKV-06-03).

Spot number	<i>f</i> 206a	Pb ppm	Th ppm	U pmm	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						% Conc ^f	
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s [%]	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e		1s abs
BIOTITA SIENOGRANITO (LKV-06-03)																			
LKV-06-03 A1	0,0009	25	91	88	1,04	2,98	2,89	0,21	1,73	0,60	0,11	2,31	1205,8	20,9	1403,2	40,5	1717,1	39,6	85,9
LKV-06-03 B1	0,0079	22	31	122	0,26	2,30	3,28	0,16	1,54	0,47	0,10	2,89	977,9	15,0	1213,3	39,8	1660,3	48,0	80,6
LKV-06-03 C1	0,0095	66	331	256	1,30	1,76	4,95	0,14	1,81	0,37	0,09	4,61	842,3	15,3	1029,6	51,0	1452,2	66,9	81,8
LKV-06-03 D1	0,1088	43	81	100	0,81	1,87	4,82	0,15	1,80	0,37	0,09	4,47	879,6	15,8	1069,9	51,6	1481,4	66,3	82,2
LKV-06-03 A2	0,0028	61	491	277	1,78	1,66	4,64	0,13	3,32	0,71	0,09	3,25	768,8	25,5	992,0	46,1	1524,8	49,6	77,5
LKV-06-03 C2	0,0072	24	190	99	1,95	1,61	4,23	0,13	3,21	0,76	0,09	2,77	795,5	25,5	972,9	41,2	1398,6	38,7	81,8
LKV-06-03 D3	0,0151	35	179	67	2,71	6,53	3,20	0,37	2,05	0,64	0,13	2,46	2047,3	42,0	2049,4	65,7	2051,6	50,5	99,9
LKV-06-03 E3	0,0263	49	102	391	0,26	1,21	4,79	0,09	2,82	0,59	0,09	3,87	578,9	16,3	803,5	38,5	1490,3	57,6	72,0
LKV-06-03 C4	0,0470	64	450	288	1,57	0,89	4,85	0,08	2,69	0,55	0,08	4,04	510,7	13,7	647,2	31,4	1158,1	46,8	78,9
LKV-06-03 C5	0,0098	37	212	97	2,20	2,82	4,90	0,18	2,79	0,57	0,12	4,03	1052,5	29,4	1360,6	66,6	1884,5	75,9	77,3
LKV-06-03 A1	0,0006	13	6	50	0,12	6,23	4,63	0,36	2,21	0,48	0,12	4,07	2001,3	44,3	2008,7	93,1	2016,3	82,1	99,6
LKV-06-03 B1	0,0007	9	6	28	0,21	5,85	2,67	0,35	1,72	0,65	0,12	2,04	1934,2	33,3	1953,3	52,1	1973,6	40,2	99,0
LKV-06-03 C1	0,0057	7	18	54	0,34	1,01	4,90	0,09	3,66	0,75	0,08	3,26	579,9	21,2	710,4	34,8	1148,1	37,4	81,6
LKV-06-03 E1	0,0002	7	5	38	0,14	2,79	4,93	0,20	2,64	0,54	0,10	4,16	1151,4	30,4	1352,9	66,7	1687,4	70,2	85,1
LKV-06-03 F1	0,0027	6	101	22	4,68	3,00	6,86	0,21	3,99	0,58	0,10	5,58	1248,2	49,8	1407,0	96,5	1656,5	92,4	88,7
LKV-06-03 K1	0,0029	5	5	19	0,27	5,42	4,18	0,34	3,31	0,79	0,11	2,55	1904,8	63,1	1887,6	78,9	1868,8	47,6	100,9
LKV-06-03 L1	0,0061	6	8	39	0,20	1,97	8,41	0,14	3,68	0,44	0,10	7,56	828,8	30,5	1105,7	92,9	1700,2	128,5	75,0
LKV-06-03 N1	0,0600	4	6	18	0,33	2,04	12,50	0,14	7,34	0,59	0,11	10,12	832,2	61,0	1129,1	141,1	1755,6	177,6	73,7
LKV-06-03 B2	0,0051	4	4	15	0,28	4,68	11,11	0,31	6,41	0,58	0,11	9,07	1763,2	113,0	1763,4	195,9	1763,6	160,0	100,0
LKV-06-03 F2	0,1162	52	317	125	2,56	1,30	4,98	0,11	2,04	0,41	0,08	4,54	691,4	14,1	843,9	42,0	1269,8	57,7	81,9
LKV-06-03 I2	0,0219	30	41	140	0,30	2,70	3,87	0,18	1,95	0,50	0,11	3,35	1093,5	21,3	1329,1	51,5	1732,2	58,0	82,3
LKV-06-03 L2	0,0119	20	37	99	0,37	2,28	3,97	0,15	2,72	0,69	0,11	2,89	904,0	24,6	1207,3	47,9	1799,9	51,9	74,9
LKV-06-03 N2	0,0042	23	126	92	1,37	3,69	2,49	0,24	1,81	0,73	0,11	1,71	1375,4	24,8	1569,6	39,1	1841,6	31,6	87,6
LKV-06-03 O2	0,0030	25	26	104	0,25	3,48	2,79	0,22	1,85	0,66	0,12	2,09	1262,5	23,4	1523,7	42,5	1908,2	39,8	82,9
LKV-06-03 A3	0,0703	34	57	88	0,65	3,58	3,63	0,23	1,90	0,52	0,11	3,09	1333,7	25,4	1544,4	56,1	1846,0	57,1	86,4
LKV-06-03 C3	0,0210	20	32	138	0,24	1,55	4,37	0,11	3,15	0,72	0,10	3,02	675,7	21,3	952,5	41,6	1661,8	50,3	70,9

Spot number	f_{206a}	Pb ppm	Th ppm	U pmm	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						% Conc ^f	
						$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1s [%]	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1s [%]	Rho ^d	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^e$	1s [%]	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1s abs	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1s abs	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^e$		1s abs
BIOTITA SIENOGRAITO (LKV-06-03)																			
LKV-06-03 F3	0,0742	33	371	132	2,83	0,68	4,87	0,06	3,22	0,66	0,08	3,65	396,7	12,8	526,6	25,6	1138,5	41,6	75,3
LKV-06-03 (B) O7	0,0644	87	24	234	0,10	1,84	3,12	0,14	1,48	0,48	0,09	2,74	866,2	12,9	1060,9	33,0	1486,6	40,7	81,6
LKV-06-03 (B) N7	0,0041	35	91	156	0,59	2,63	4,94	0,17	4,60	0,93	0,11	1,81	1039,3	47,8	1309,7	64,8	1784,9	32,3	79,4
LKV-06-03 (B) M7	0,0443	70	152	290	0,53	0,95	4,57	0,09	2,16	0,47	0,08	4,03	545,1	11,8	679,2	31,0	1153,3	46,4	80,3
LKV-06-03 (B) K7	0,0065	18	23	60	0,38	3,42	4,57	0,21	2,54	0,56	0,12	3,79	1221,8	31,0	1508,9	68,9	1938,9	73,6	81,0
LKV-06-03 (B) I7	0,0200	23	52	86	0,61	4,28	2,48	0,28	0,86	0,35	0,11	2,33	1602,4	13,9	1690,0	42,0	1800,4	41,9	94,8
LKV-06-03 (B) G7	0,0076	20	13	80	0,16	4,47	3,71	0,28	1,44	0,39	0,11	3,42	1601,3	23,1	1724,5	63,9	1877,5	64,1	92,9
LKV-06-03 (B) E7	0,0171	54	46	204	0,23	1,81	3,58	0,14	1,88	0,52	0,09	3,04	862,1	16,2	1049,7	37,6	1464,0	44,6	82,1
LKV-06-03 (B) D7	0,0123	13	11	56	0,20	2,04	4,74	0,13	2,90	0,61	0,12	3,75	779,5	22,6	1129,6	53,6	1883,4	70,7	69,0
LKV-06-03 (B) C7	0,0017	19	28	45	0,63	5,26	2,66	0,31	2,00	0,75	0,12	1,75	1731,5	34,7	1862,9	49,6	2013,0	35,2	92,9
LKV-06-03 (B) B7	0,1111	37	51	77	0,68	2,61	7,07	0,13	5,48	0,78	0,15	4,47	787,3	43,1	1302,9	92,1	2295,2	102,5	60,4
LKV-06-03 (B) A5	0,0177	23	21	99	0,22	2,73	3,32	0,18	1,94	0,59	0,11	2,69	1047,8	20,4	1338,0	44,4	1838,3	49,5	78,3
LKV-06-03 (B) E5	0,0275	33	140	71	2,00	2,74	4,58	0,18	2,51	0,55	0,11	3,83	1085,0	27,2	1340,3	61,3	1775,1	68,0	81,0
LKV-06-03 (B) F4	0,0369	33	184	109	1,71	1,04	5,63	0,09	4,39	0,78	0,08	3,53	556,5	24,4	723,8	40,7	1284,2	45,3	76,9
LKV-06-03 (B) G4	0,0601	53	67	156	0,43	3,36	2,85	0,22	1,62	0,57	0,11	2,34	1283,5	20,8	1495,0	42,6	1809,3	42,4	85,9
LKV-06-03 (B) H4	0,0619	39	27	77	0,36	6,17	9,56	0,23	7,83	0,82	0,19	5,49	1344,4	105,2	1999,9	191,1	2767,1	151,8	67,2
LKV-06-03 (B) J3	0,0066	22	13	73	0,18	4,58	3,47	0,29	1,55	0,45	0,11	3,10	1648,1	25,5	1745,7	60,5	1864,8	57,9	94,4
LKV-06-03 (B) L3	0,0174	25	31	153	0,20	1,86	4,47	0,14	3,46	0,77	0,10	2,83	843,5	29,2	1065,4	47,6	1553,0	43,9	79,2
LKV-06-03 (B) N3	0,0062	26	257	88	2,95	3,22	4,09	0,22	1,65	0,40	0,11	3,74	1267,5	20,9	1461,8	59,8	1756,7	65,7	86,7
LKV-06-03 (B) O3	0,0028	19	17	62	0,27	3,95	4,70	0,24	1,93	0,41	0,12	4,28	1375,7	26,6	1624,3	76,3	1963,2	84,0	84,7
LKV-06-03 (B) J4	0,0630	105	272	226	1,21	2,64	6,95	0,19	1,08	0,15	0,10	6,86	1146,1	12,3	1311,8	91,1	1593,9	109,4	87,4

^a Fração do ^{206}Pb não-radiogênico no ponto analisado do zircão, onde $f_{206} = [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_c / [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_s$ - (c=comum; s=amostra);

^b razão Th/U e quantidade de Pb, Th e U (em pmm) calculados em relação ao zircão de referência GJ-1;

^c Corrigido para *background* e fracionamento interno da razão Pb/U e normalizadas em relação ao zircão de referência GJ-1 (ID-TIMS valores/valores medidos); razão $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ calculada usando $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) * (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) * (137,88)$;

^d Rho é a correlação de erro definida como o quociente dos erros propagados da razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$;

^e Correção para o *mass-bias* através da normalização com o zircão de referência GJ-1 e Pb comum usando a composição do Pb do modelo de Stacey and Kramers (1975);

^f grau de concordância, $6/8-7/6 = (\text{idade } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} * 100) / (\text{idade } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$.

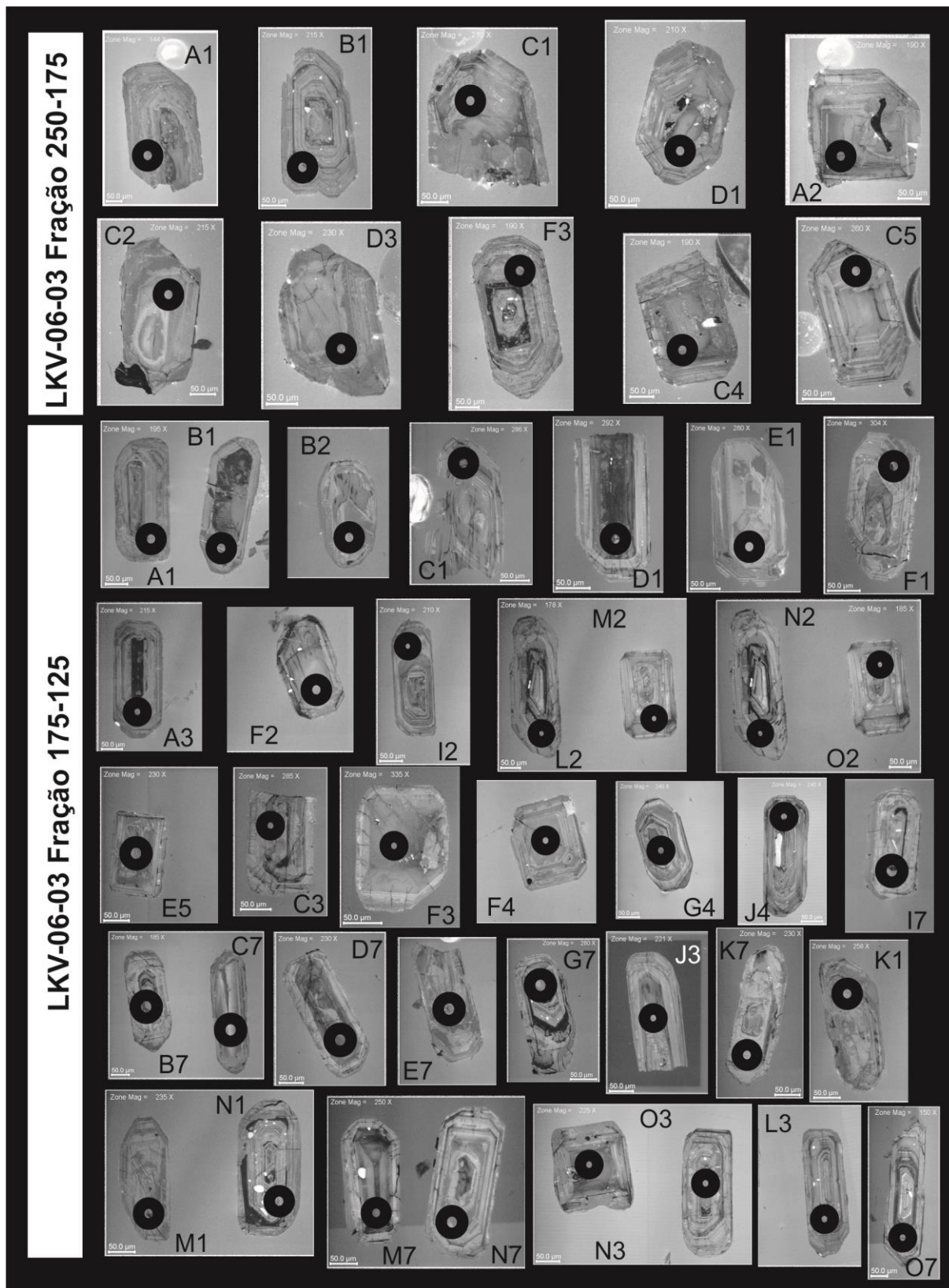


Figura 32- Imagens CL dos zircões da amostra de biotita sienogranito LKV-06-03.

No caso da amostra LKV-06-03 é possível observar uma população de zircões prismáticos mais alongados predominantes e uma pequena população com hábito cúbico (figura 32). Pequenas inclusões também são observadas em alguns cristais de zircão.

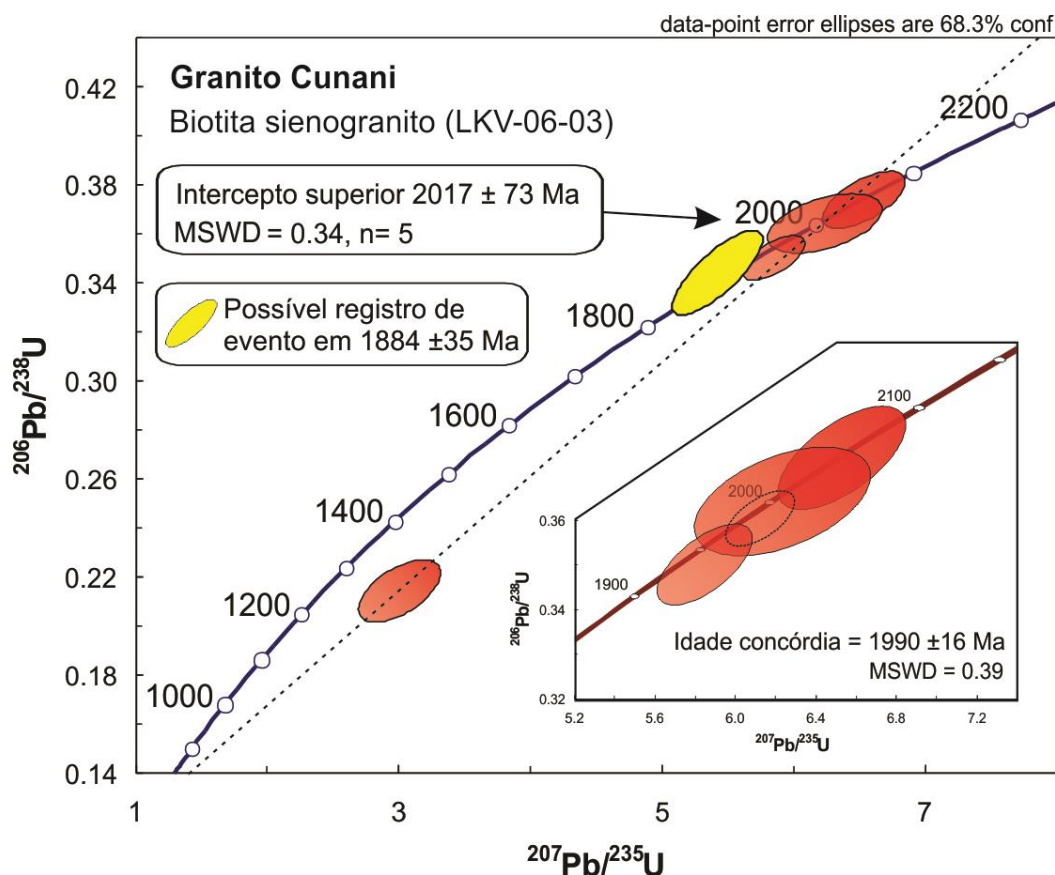


Figura 33- Diagrama Concórdia para os zircões da amostra de sienogranito da amostra LKV-06-03.

Biotita monzogranito DAC-08-09a

Para este litotipo foram realizadas análises em 28 zircões. Dois cristais forneceram uma idade concordante de 1995 ± 37 Ma (figura 33) com MSWD=0,018. Neste caso também foi possível gerar uma discórdia com intercepto superior de 2019 ± 53 Ma e MSWD= 4,4, a partir dos dados de 13 zircões (incluindo os cristais concordantes), sendo esta considerada a idade a idade mínima de cristalização. As razões Th/U desta amostra ficam entre 0,03 e 0,74.

Tabela 9 - Dados isotópicos obtidos a partir das análises de zircões por LA-MC-ICP-MS do biotita monzogranito (DAC-08-09A).

Spot number	f ^{206a}	Pb ppm	Th ppm	U pmm	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						% Conc ^f	
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s [%]	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e		1s abs
BIOTITA MONZOGRANITO (DAC-08-09A)																			
DAC-08-09a B2	0,0201	111	46	664	0,07	1,79	4,31	0,12	3,60	0,83	0,11	2,38	749,9	27,0	1043,1	45,0	1722,1	40,9	71,9
DAC-08-09a D2	0,0333	124	77	623	0,12	2,25	4,53	0,14	2,66	0,59	0,12	3,67	852,8	22,7	1198,2	54,3	1889,4	69,3	71,2
DAC-08-09a E2	0,0208	101	27	780	0,03	2,57	7,21	0,18	1,17	0,16	0,10	7,12	1089,2	12,7	1290,8	93,1	1643,9	117,0	84,4
DAC-08-09a F2	0,0111	97	50	782	0,06	1,69	4,46	0,12	3,96	0,89	0,10	2,05	720,4	28,5	1003,1	44,8	1686,1	34,6	71,8
DAC-08-09a I2	0,0257	85	26	515	0,05	2,90	4,16	0,21	1,53	0,37	0,10	3,87	1224,6	18,8	1381,0	57,5	1631,8	63,1	88,7
DAC-08-09a J2	0,0707	87	37	306	0,12	5,10	4,54	0,29	3,51	0,77	0,13	2,89	1659,7	58,2	1836,4	83,4	2043,0	59,0	90,4
DAC-08-09a H3	0,0157	96	441	828	0,54	1,35	4,24	0,09	3,02	0,71	0,11	2,97	550,1	16,6	868,6	36,8	1801,0	53,5	63,3
DAC-08-09a K3	0,0668	66	63	482	0,13	1,40	3,73	0,11	1,76	0,47	0,10	3,29	649,9	11,5	888,7	33,2	1541,7	50,7	73,1
DAC-08-09a L3	0,0227	85	53	491	0,11	2,31	3,41	0,16	2,84	0,83	0,11	1,88	939,0	26,7	1215,9	41,4	1747,7	32,8	77,2
DAC-08-09a F4	0,4596	2	1	1	0,75	3,72	65,79	0,53	33,18	0,50	0,05	56,81	2722,2	903,2	1575,5	1036,5	256,1	145,5	172,8
DAC-08-09a K4	0,0267	7	3	22	0,13	4,02	7,43	0,25	5,43	0,73	0,12	5,08	1451,2	78,8	1638,2	121,7	1887,4	95,8	88,6
DAC-08-09a O4	0,0078	6	1	21	0,04	4,95	9,21	0,29	6,49	0,70	0,12	6,54	1644,4	106,7	1810,8	166,8	2008,2	131,3	90,8
DAC-08-09a E5	0,0127	3	2	13	0,13	2,51	17,47	0,19	12,50	0,72	0,09	12,20	1137,1	142,1	1274,5	222,6	1514,2	184,8	89,2
DAC-08-09a K5	0,0076	4	1	10	0,10	6,29	12,10	0,37	6,69	0,55	0,12	10,08	2026,2	135,6	2017,3	244,1	2008,1	202,4	100,4
DAC-08-09a M5	0,0060	5	1	23	0,04	3,22	10,92	0,20	7,89	0,72	0,12	7,54	1151,9	90,9	1460,9	159,5	1944,2	146,7	78,9
DAC-08-09a O5	0,0069	4	2	10	0,16	6,78	13,86	0,41	5,57	0,40	0,12	12,69	2203,3	122,8	2083,7	288,8	1967,5	249,7	105,7
DAC-08-09a j6	0,0756	1	0	0	0,09	2,29	71,17	0,19	24,26	0,34	0,09	66,91	1114,2	270,3	1209,0	860,5	1382,7	925,2	92,2
DAC-08-09a l6	0,0100	4	3	14	0,20	4,21	12,85	0,28	3,21	0,25	0,11	12,44	1592,6	51,2	1675,5	215,3	1781,0	221,5	95,1
DAC-08-09a C7	0,0119	122	116	925	0,13	1,79	4,51	0,14	1,32	0,29	0,10	4,31	824,5	10,9	1043,1	47,0	1534,7	66,2	79,0
DAC-08-09a F7	0,0148	93	62	386	0,16	3,18	4,69	0,20	3,92	0,83	0,11	2,58	1183,6	46,4	1453,3	68,2	1873,4	48,4	81,4
DAC-08-09a I7	0,0089	213	26	1986	0,01	1,00	4,81	0,09	1,26	0,26	0,08	4,64	545,9	6,9	704,9	33,9	1251,4	58,1	77,4
DAC-08-09a O7	0,0055	67	38	266	0,14	6,11	4,58	0,36	3,06	0,67	0,12	3,41	1984,4	60,7	1992,3	91,3	2000,5	68,3	99,6
DAC-08-09a C8	0,0339	104	35	630	0,06	1,50	4,43	0,10	1,72	0,39	0,11	4,08	623,0	10,7	928,9	41,1	1748,1	71,4	67,1
DAC-08-09a F8	0,0936	5	1	34	0,02	1,22	16,71	0,08	11,82	0,71	0,11	11,81	520,1	61,5	811,3	135,6	1724,5	203,7	64,1
DAC-08-09a G8	0,0061	94	94	391	0,24	3,98	4,93	0,24	4,44	0,90	0,12	2,13	1371,6	60,9	1629,5	80,3	1980,5	42,3	84,2
DAC-08-09a I8	0,0711	103	46	257	0,18	5,30	3,57	0,31	1,88	0,53	0,12	3,04	1743,5	32,8	1868,6	66,7	2010,7	61,0	93,3
DAC-08-09a K9	0,0037	60	37	275	0,14	2,10	4,83	0,13	3,66	0,76	0,12	3,15	786,3	28,8	1149,3	55,5	1918,4	60,4	68,4
DAC-08-09a M9	0,0934	136	78	798	0,10	0,85	10,37	0,06	9,77	0,94	0,10	3,50	391,5	38,2	624,3	64,8	1594,0	55,7	62,7

- ^a Fração do ^{206}Pb não-radiogênico no ponto analisado do zircão, onde $f_{206} = \frac{[^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_c}{[^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_s}$ - (c=comum; s=amostra);
- ^b razão Th/U e quantidade de Pb, Th e U (em pmm) calculados em relação ao zircão de referência GJ-1;
- ^c Corrigido para *background* e fracionamento interno da razão Pb/U e normalizadas em relação ao zircão de referência GJ-1 (ID-TIMS valores/valores medidos); razão $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ calculada usando $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) * (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) * (137.88)$;
- ^d Rho é a correlação de erro definida como o quociente dos erros propagados da razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$;
- ^e Correção para o *mass-bias* através da normalização com o zircão de referência GJ-1 e Pb comum usando a composição do Pb do modelo de Stacey and Kramers (1975);
- ^f grau de concordância, $6/8-7/6 = (\text{idade } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} * 100) / (\text{idade } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$.

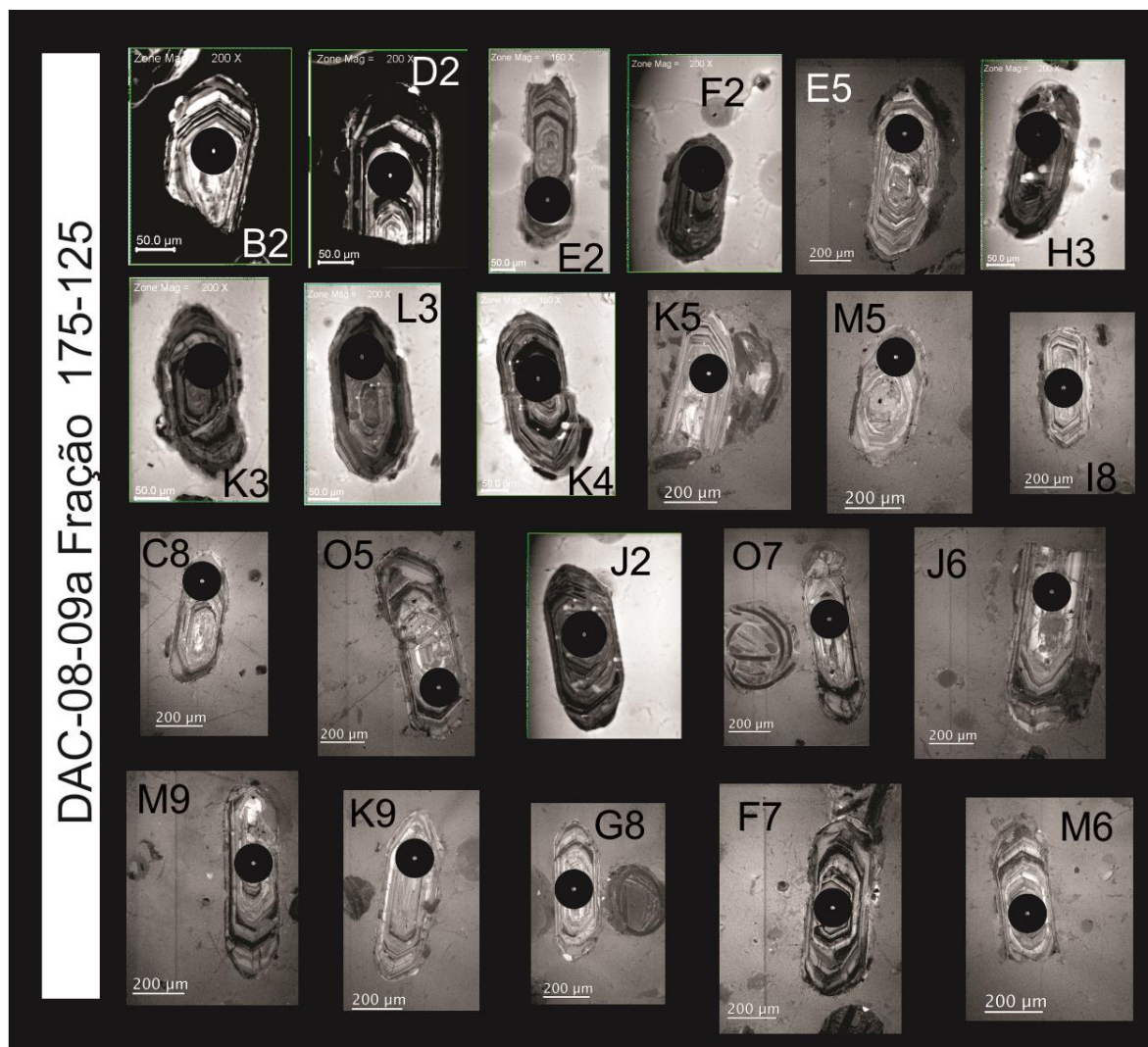


Figura 34- Imagens de CL dos zircões analisados do biotita monzogranito DAC-08-09a.

As amostras do biotita monzogranito (DAC-08-09a) apresentam zircões com bordas mais irregulares frequentes, maior quantidade de inclusões e moderada presença de microfraturas. É possível identificar zoneamentos concêntricos e de modo geral bem desenvolvidos em alguns zircões.

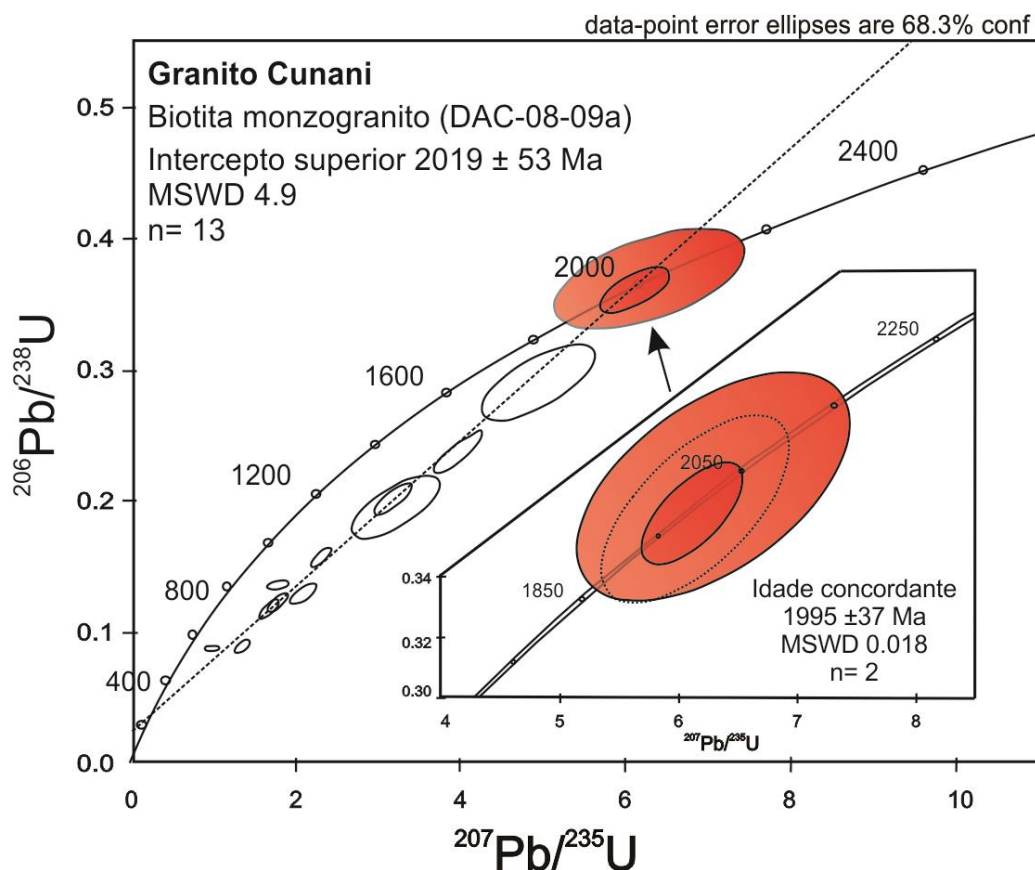


Figura 35- Diagrama Concórdia para os zircões da amostra de biotita monzogranito DAC-08-09a.

Enclaves de granulito (quartzo-diorito) (DAC-08-07b)

Para os enclaves granulíticos DAC-08-07b presentes no Granito Cunani foram realizadas 26 análises das quais 8 foram consideradas para os cálculos de idade. Esta amostra forneceu apenas um zircão concordante que foi analisado em dois domínios, fornecendo uma idade de 2112 ± 10 Ma com MSWD=3,5 (figura 35). Foi possível gerar uma reta discórdia com intercepto superior de 2093 ± 27 Ma e intercepto inferior de 417 ± 31 Ma a partir dos dados de 8 zircões (incluindo os concordantes). A razão Th/U desta amostra varia entre 0,02 e 0,26.

Entre as amostras analisadas neste trabalho, as razões Th/U obtidas para os enclaves granulíticos são em geral baixas e menores quando comparadas com demais amostras (valores $< 0,1$), inclusive os dados das duas análises em pontos concordantes, o que é compatível com uma natureza metamórfica dos cristais datados.

Tabela 10 - Dados isotópicos obtidos a partir das análises de zircões por LA-MC-ICP-MS dos enclaves de quartzo-diorito com opx (DAC-08-07B).

Spot number	f206a	Pb ppm	Th ppm	U pmm	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						% Conc ^f	
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s [%]	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e		1s abs
ENCLAVES DE QUARTZO-DIORITO COM OPX (DAC-08-07B)																			
DAC-08-07b A1	0,0021	119	117	470	0,25	4,34	1,76	0,30	0,42	0,24	0,11	1,71	1671,6	7,0	1701,0	30,0	1737,5	29,8	98,3
DAC-08-07b B1	0,0003	108	24	321	0,07	7,00	1,17	0,39	0,83	0,71	0,13	0,83	2132,8	17,7	2111,9	24,8	2091,7	17,4	101,0
DAC-08-07b C1	0,0016	58	20	264	0,08	2,36	4,99	0,16	2,13	0,43	0,11	4,51	962,1	20,5	1230,7	61,4	1737,8	78,4	78,2
DAC-08-07b F1	0,0045	80	39	530	0,07	1,43	5,55	0,11	5,02	0,91	0,10	2,35	650,1	32,7	901,9	50,0	1582,6	37,2	72,1
DAC-08-07b G1	0,0002	46	15	176	0,09	3,64	4,89	0,24	1,92	0,39	0,11	4,49	1365,2	26,3	1558,8	76,2	1832,1	82,3	87,6
DAC-08-07b H1	0,0008	10	2	31	0,08	5,18	5,39	0,31	3,17	0,59	0,12	4,36	1748,1	55,4	1849,3	99,8	1965,1	85,8	94,5
DAC-08-07b A3	0,0021	48	25	457	0,05	0,35	5,02	0,04	2,82	0,56	0,06	4,15	279,4	7,9	307,9	15,4	529,8	22,0	90,7
DAC-08-07b E3	0,0009	60	10	198	0,05	6,37	5,16	0,37	4,83	0,94	0,13	1,81	2018,3	97,4	2028,5	104,6	2038,8	37,0	99,5
DAC-08-07b B4	0,0047	25	7	39	0,17	1,64	3,70	0,11	2,75	0,74	0,11	2,47	671,6	18,5	987,2	36,5	1775,7	43,9	68,0
DAC-08-07b D4	0,0033	29	8	72	0,12	1,32	3,12	0,11	1,72	0,55	0,09	2,60	666,1	11,5	854,7	26,7	1381,8	36,0	77,9
DAC-08-07b F4	0,0036	80	41	214	0,19	0,74	4,83	0,07	2,93	0,61	0,07	3,85	460,7	13,5	562,6	27,2	999,7	38,5	81,9
DAC-08-07b A5	0,0122	42	2	103	0,02	1,46	7,22	0,12	5,50	0,76	0,09	4,68	737,5	40,6	913,2	66,0	1365,8	63,9	80,8
DAC-08-07b D5	0,0017	29	2	71	0,03	0,85	9,09	0,07	8,89	0,98	0,09	1,92	427,0	38,0	625,9	56,9	1431,0	27,4	68,2
DAC-08-07b G5	0,0000	1	1	4	0,12	0,88	10,55	0,10	5,57	0,53	0,07	8,96	595,7	33,2	639,8	67,5	798,6	71,6	93,1
DAC-08-07b A6	0,0009	37	5	48	0,10	2,31	4,99	0,15	2,87	0,57	0,11	4,08	923,4	26,5	1216,7	60,7	1782,5	72,8	75,9
DAC-08-07b B1b	0,0004	22	3	60	0,05	7,01	4,39	0,39	3,27	0,75	0,13	2,93	2115,0	69,1	2113,0	92,7	2111,0	61,8	100,1
DAC-08-07b C1	0,0015	48	22	243	0,09	2,81	4,45	0,18	4,29	0,96	0,11	1,18	1058,3	45,4	1358,6	60,4	1868,7	22,1	77,9
DAC-08-07b D1	0,0066	34	21	260	0,08	1,79	4,29	0,14	1,62	0,38	0,09	3,97	854,3	13,8	1041,7	44,7	1459,0	58,0	82,0
DAC-08-07b F1	0,0098	40	12	285	0,04	1,66	4,58	0,13	3,31	0,72	0,09	3,17	790,9	26,2	992,2	45,5	1468,7	46,5	79,7
DAC-08-07b E3	0,0017	35	12	139	0,08	3,50	4,45	0,21	4,02	0,90	0,12	1,93	1228,3	49,3	1527,1	68,0	1969,9	38,0	80,4
DAC-08-07b C4	0,0057	29	17	152	0,11	1,58	4,79	0,10	2,32	0,48	0,11	4,19	616,2	14,3	960,8	46,1	1863,4	78,2	64,1
DAC-08-07b E4	0,0052	31	21	258	0,08	1,34	3,18	0,11	2,53	0,80	0,09	1,91	669,0	16,9	864,8	27,5	1406,7	26,9	77,4
DAC-08-07b B5	0,0101	37	20	203	0,10	2,13	4,89	0,15	4,28	0,88	0,10	2,37	891,1	38,1	1159,2	56,7	1702,1	40,3	76,9
DAC-08-07b C5	0,0051	19	24	122	0,20	1,74	4,26	0,12	4,08	0,96	0,10	1,21	734,6	30,0	1022,5	43,5	1703,9	20,6	71,8
DAC-08-07b E6	0,0019	41	10	369	0,03	2,09	9,18	0,18	0,88	0,10	0,08	9,14	1069,5	9,5	1147,0	105,3	1296,7	118,5	93,2

- ^a Fração do ^{206}Pb não-radiogênico no ponto analisado do zircão, onde $f_{206} = \frac{[^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_c}{[^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_s}$ - (c=comum; s=amostra);
- ^b razão Th/U e quantidade de Pb, Th e U (em pmm) calculados em relação ao zircão de referência GJ-1;
- ^c Corrigido para *background* e fracionamento interno da razão Pb/U e normalizadas em relação ao zircão de referência GJ-1 (ID-TIMS valores/valores medidos); razão $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ calculada usando $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) * (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) * (137.88)$;
- ^d Rho é a correlação de erro definida como o quociente dos erros propagados da razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$;
- ^e Correção para o *mass-bias* através da normalização com o zircão de referência GJ-1 e Pb comum usando a composição do Pb do modelo de Stacey and Kramers (1975);
- ^f grau de concordância, $6/8-7/6 = (\text{idade } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} * 100) / (\text{idade } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$.

Para estas amostras a qualidade dos zircões de modo geral não foi satisfatória, de modo que em sua maioria apresentam bordas mais irregulares frequentes, maior quantidade de inclusões e moderada presença de microfraturas (figura 36).

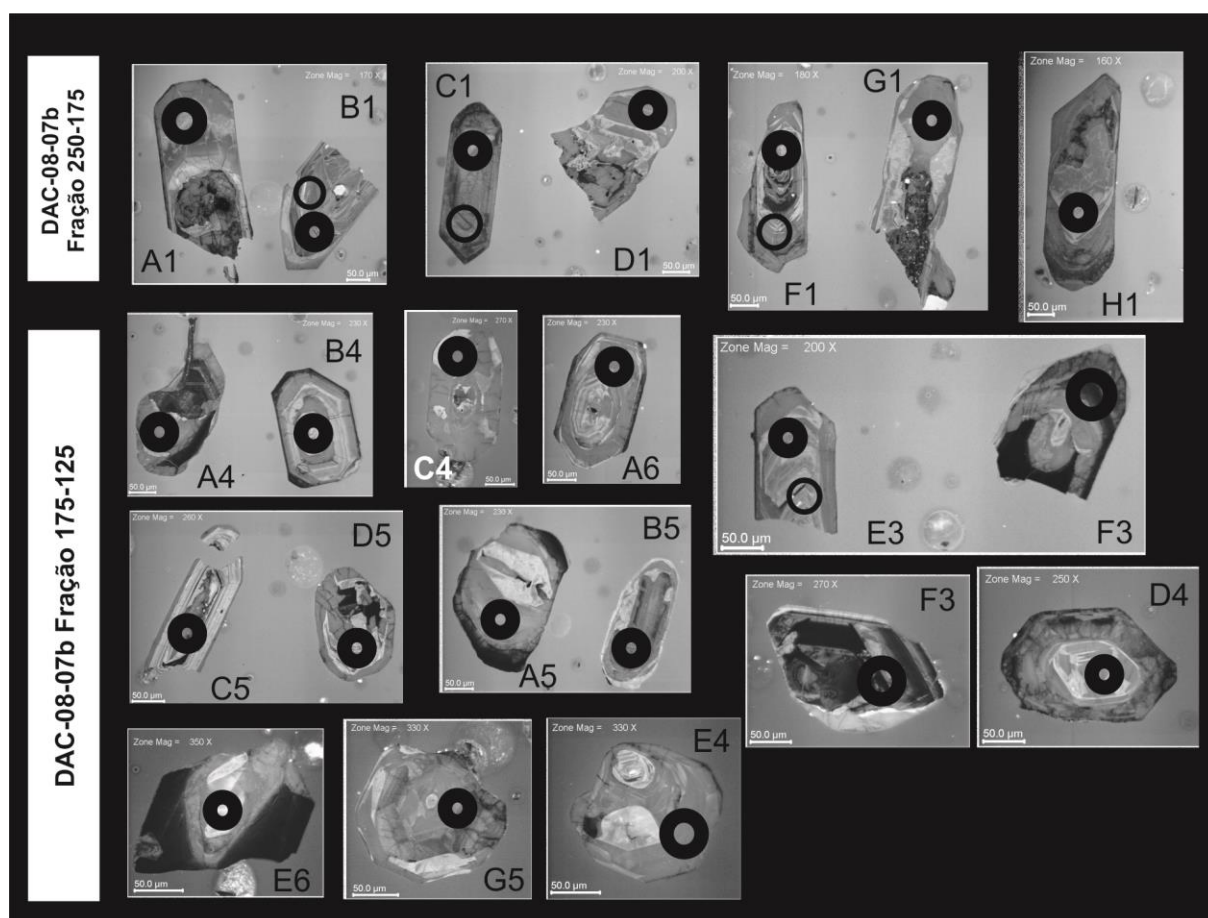


Figura 36- Imagens de CL dos zircões analisados dos enclaves de quartzo-diorito com Opx (DAC-08-07b). Os círculos de contorno mais espessos indicam o spot da primeira análise e os menos espessos, indicam o spot da segunda análise.

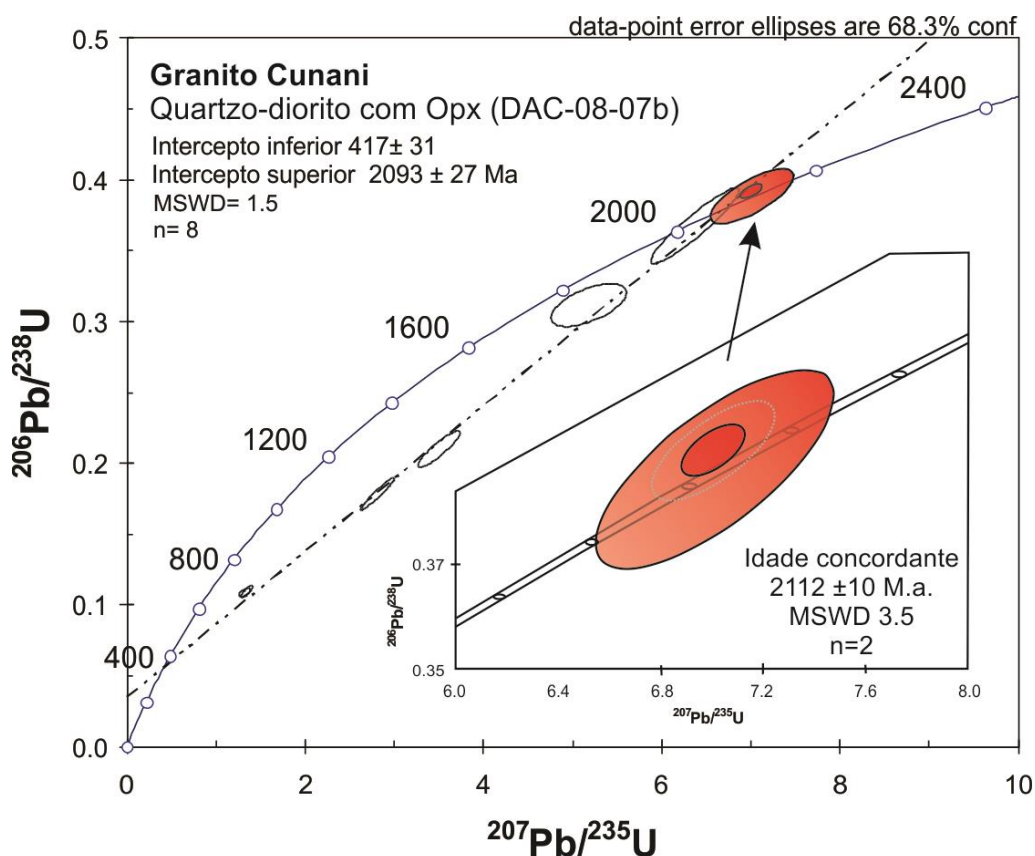


Figura 37- Diagrama Concórdia para os zircões da amostra de quartzo-diorito com Opx da amostra DAC-08-07b.

SUÍTE CRICOU

Biotita monzogranito DAC-08-11

Na única amostra selecionada da Suíte Cricou, o biotita monzogranito DAC-08-11, foram realizadas 38 análises. Dos 3 zircões concordantes obtidos, 2 não foram utilizados por terem Pb comum acima do limite de corte adotado e elevarem muito o erro da idade. Foi possível gerar uma reta discórdia com intercepto superior de 1839 ± 62 Ma (figura 37) e MSWD= 6,9 a partir dos dados de 7 zircões (incluindo o concordante). As razões Th/U das 38 análises forneceram um intervalo entre 0,04 e 0,47.

Para esta amostra em especial, a escassez de dados confiáveis limita bastante a integração e interpretação da idade obtida nesta amostra da Suíte Cricou. Mais adiante será feita uma tentativa de posicionar esta amostra no contexto de formação do Domínio Lourenço, apesar da fragilidade destes dados.

Tabela 11 - Dados isotópicos obtidos a partir das análises de zircões por LA-MC-ICP-MS do biotita monzogranito DAC-08-11.

Spot number	f_{206a}	Pb ppm	Th ppm	U pmm	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						% Conc ^f	
						$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1s [%]	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1s [%]	Rho ^d	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^e$	1s [%]	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1s abs	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1s abs	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^e$		1s abs
BIOTITA MONZOGRANITO (DAC-08-11)																			
DAC08-11 E1	0,0150	30	63	446	0,14	0,80	3,90	0,07	2,37	0,61	0,09	3,09	415,4	9,9	595,3	23,2	1357,7	42,0	69,8
DAC08-11 F1	0,0047	25	27	361	0,08	0,79	3,40	0,07	1,54	0,45	0,08	3,03	426,1	6,6	590,4	20,1	1285,4	39,0	72,2
DAC08-11 G1	0,0161	27	49	458	0,11	0,58	4,85	0,05	4,33	0,89	0,08	2,19	331,0	14,3	462,1	22,4	1180,8	25,8	71,6
DAC08-11 H1	0,0769	34	38	475	0,08	0,55	6,04	0,06	2,36	0,39	0,07	5,56	351,9	8,3	442,3	26,7	944,6	52,6	79,6
DAC08-11 I1	0,0072	47	272	584	0,47	0,61	47,20	0,05	45,99	0,97	0,08	10,62	336,8	154,9	482,0	227,5	1249,3	132,7	69,9
DAC08-11 J1	0,0268	24	26	385	0,07	0,45	6,11	0,05	4,35	0,71	0,07	4,30	286,6	12,5	380,6	23,3	1001,0	43,0	75,3
DAC08-11 L1	0,0300	44	19	365	0,05	1,47	3,82	0,11	2,24	0,59	0,10	3,09	667,6	15,0	917,9	35,0	1580,2	48,8	72,7
DAC08-11 D2	0,0596	30	30	390	0,08	0,70	5,88	0,07	1,91	0,33	0,07	5,57	424,2	8,1	537,1	31,6	1050,3	58,4	79,0
DAC08-11 H2	0,0072	75	19	354	0,05	2,99	6,40	0,19	1,62	0,25	0,11	6,19	1120,6	18,1	1404,0	89,8	1865,1	115,4	79,8
DAC08-11 C3	0,0422	43	43	775	0,06	0,61	4,08	0,06	2,69	0,66	0,07	3,07	368,0	9,9	480,8	19,6	1062,5	32,6	76,5
DAC08-11 D3	0,0299	74	215	986	0,22	1,25	4,34	0,10	2,25	0,52	0,09	3,71	589,9	13,3	822,5	35,7	1517,5	56,4	71,7
DAC08-11 G3	0,0253	40	28	356	0,08	1,55	3,88	0,12	2,46	0,63	0,09	3,00	739,7	18,2	951,6	36,9	1480,2	44,4	77,7
DAC08-11 A4	0,0122	99	22	549	0,04	4,92	4,22	0,32	2,76	0,65	0,11	3,19	1806,1	49,8	1805,9	76,2	1805,7	57,7	100,0
DAC08-11 D4	0,0477	57	30	614	0,05	0,99	4,36	0,09	1,71	0,39	0,08	4,01	547,9	9,4	701,2	30,6	1229,8	49,3	78,1
DAC08-11 H4	0,0177	37	21	422	0,05	1,07	3,76	0,10	1,63	0,43	0,08	3,39	592,1	9,7	740,9	27,9	1221,5	41,4	79,9
DAC08-11 C5	0,0546	35	32	589	0,06	0,57	3,71	0,06	2,15	0,58	0,07	3,02	382,5	8,2	456,9	16,9	850,8	25,7	83,7
DAC08-11 G5	0,0684	1	1	9	0,06	3,27	42,82	0,26	18,52	0,43	0,09	38,61	1480,6	274,2	1474,7	631,5	1466,3	566,1	100,4
DAC08-11 I5	0,0416	50	25	618	0,04	0,97	3,97	0,08	1,99	0,50	0,09	3,44	511,7	10,2	689,7	27,4	1323,8	45,5	74,2
DAC-08-11 E1	0,0323	38	52	473	0,11	0,91	4,21	0,07	2,02	0,48	0,09	3,69	456,5	9,2	654,9	27,6	1415,6	52,3	69,7
DAC-08-11 G1	0,0332	31	46	369	0,13	0,56	5,04	0,04	4,69	0,93	0,10	1,85	253,3	11,9	448,4	22,6	1632,7	30,2	56,5
DAC-08-11 O1	0,0298	52	12	227	0,05	3,20	1,74	0,21	0,74	0,43	0,11	1,57	1251,4	9,3	1458,2	25,3	1774,0	27,8	85,8
DAC-08-11 G2	0,0136	40	39	573	0,07	0,70	4,97	0,06	2,43	0,49	0,08	4,34	386,3	9,4	537,1	26,7	1242,5	53,9	71,9
DAC-08-11 H3	0,0187	47	25	490	0,05	1,30	4,82	0,10	1,21	0,25	0,09	4,67	639,1	7,7	846,0	40,8	1436,1	67,0	75,6
DAC-08-11 I3	0,0819	51	95	419	0,23	1,09	3,92	0,09	1,95	0,50	0,09	3,40	546,2	10,7	750,8	29,4	1421,4	48,4	72,7
DAC-08-11 C4	0,0735	38	34	544	0,06	0,51	4,17	0,05	2,36	0,57	0,07	3,44	315,1	7,4	419,7	17,5	1044,3	35,9	75,1
DAC-08-11 D4	0,0393	65	57	589	0,10	1,28	2,93	0,10	1,36	0,47	0,09	2,60	614,5	8,4	835,5	24,5	1479,7	38,4	73,6

Spot number	f_{206a}	Pb ppm	Th ppm	U pmm	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						% Conc ^f	
						$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	1s [%]	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	1s [%]	Rho ^d	$^{207}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb}^e$	1s [%]	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	1s abs	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	1s abs	$^{207}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb}^e$		1s abs
BIOTITA MONZOGRANITO (DAC-08-11)																			
DAC-08-11 G4	0.0585	37	15	273	0.06	3.17	4.77	0.25	3.30	0.69	0.09	3.45	1451.4	47.9	1448.7	69.1	1444.8	49.8	100.2
DAC-08-11 H4	0,0502	30	22	320	0,07	0,84	4,48	0,08	3,80	0,85	0,07	2,38	504,1	19,2	618,5	27,7	1063,2	25,3	81,5
DAC-08-11 D2	0,0268	32	21	494	0,04	0,66	2,78	0,07	1,41	0,51	0,07	2,40	416,6	5,9	514,7	14,3	977,6	23,4	81,0
DAC-08-11 C4	0,0411	27	19	350	0,05	0,72	4,14	0,07	2,54	0,61	0,07	3,27	442,6	11,2	551,8	22,8	1032,4	33,7	80,2
DAC-08-11 C2	0,0196	32	11	193	0,06	2,08	3,94	0,15	2,52	0,64	0,10	3,03	917,5	23,1	1142,8	45,1	1599,9	48,5	80,3
DAC-08-11 H2	0,0029	64	16	296	0,05	3,74	3,11	0,24	1,54	0,49	0,11	2,70	1382,4	21,3	1580,4	49,2	1855,6	50,2	87,5
DAC-08-11 L2	0,0067	27	33	506	0,06	0,59	3,27	0,06	1,93	0,59	0,08	2,63	351,7	6,8	472,7	15,4	1113,0	29,3	74,4
DAC-08-11 M2	0,0293	32	13	261	0,05	1,34	3,16	0,11	1,85	0,58	0,09	2,57	669,8	12,4	863,0	27,3	1398,1	35,9	77,6
DAC-08-11 O2	0,0207	20	60	193	0,31	1,25	3,58	0,11	2,46	0,69	0,08	2,61	681,2	16,7	824,5	29,6	1233,5	32,2	82,6
DAC-08-11 P2	0,0120	21	18	197	0,09	0,89	3,51	0,08	2,46	0,70	0,08	2,50	482,0	11,8	645,6	22,6	1269,7	31,7	74,7
DAC-08-11 K3	0,0050	19	13	204	0,06	1,22	2,90	0,11	1,76	0,61	0,08	2,30	687,8	12,1	810,2	23,5	1163,1	26,7	84,9
DAC-08-11 L3	0,0346	23	15	250	0,06	0,93	4,93	0,09	2,15	0,44	0,07	4,44	570,6	12,3	666,0	32,8	1003,7	44,6	85,7

^a Fração do ^{206}Pb não-radiogênico no ponto analisado do zircão, onde $f_{206} = [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_c / [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_s$ - (c=comum; s=amostra);

^b razão Th/U e quantidade de Pb, Th e U (em pmm) calculados em relação ao zircão de referência GJ-1;

^c Corrigido para *background* e fracionamento interno da razão Pb/U e normalizadas em relação ao zircão de referência GJ-1 (ID-TIMS valores/valores medidos); razão $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ calculada usando $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) * (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) * (137.88)$;

^d Rho é a correlação de erro definida como o quociente dos erros propagados da razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$;

^e Correção para o *mass-bias* através da normalização com o zircão de referência GJ-1 e Pb comum usando a composição do Pb do modelo de Stacey and Kramers (1975);

^f grau de concordância, $6/8-7/6 = (\text{idade } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} * 100) / (\text{idade } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$.

O biotita monzogranito da Suíte Cricou (DAC-08-11) apresenta zircões com faces subédricas relativamente preservadas, contudo é possível observar nas imagens de CL a estrutura cristalina de grande parte dos cristais fortemente danificada (figura 38).

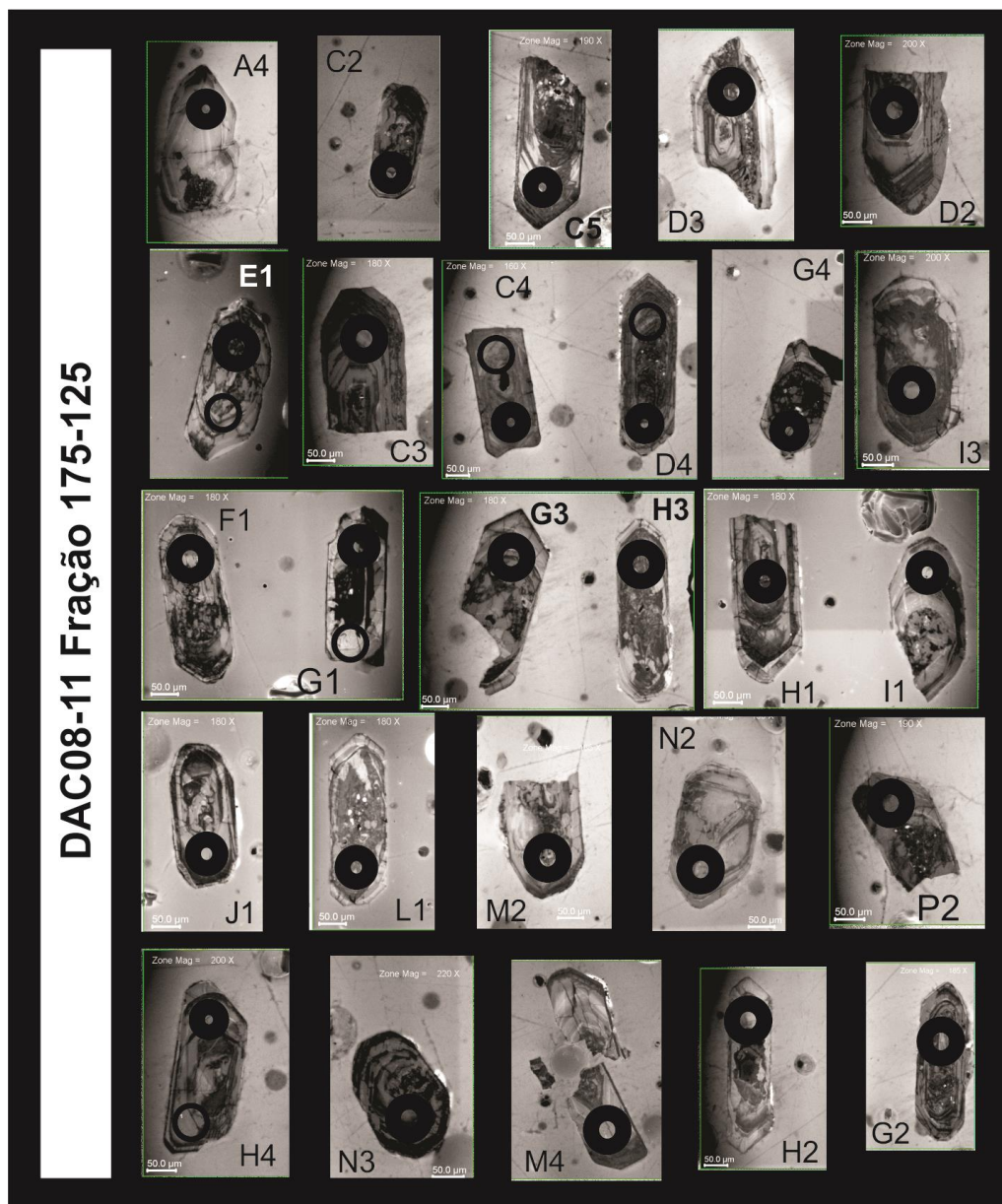


Figura 38- Imagens CL dos zircões analisados do biotita monzogranito DAC-08-11.

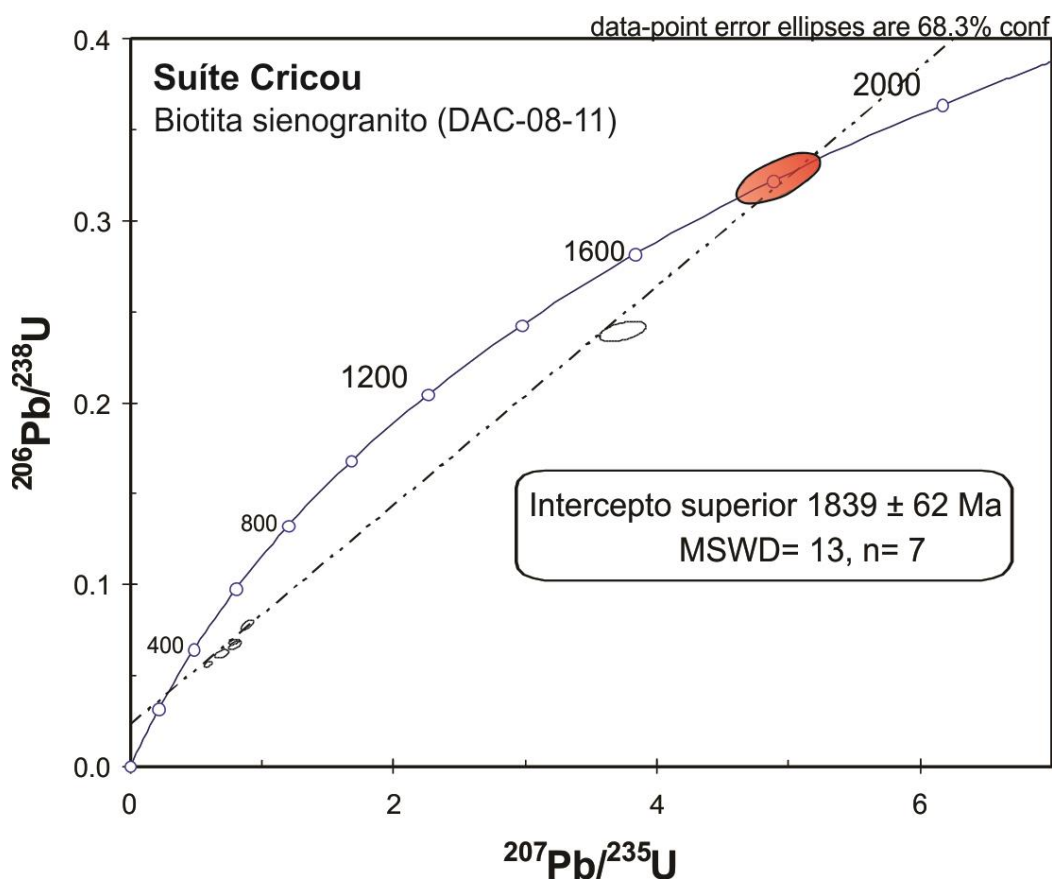


Figura 39- Diagrama Concórdia para os zircões analisados da amostra do monzogranito DAC-08-11.

A pequena quantidade de zircões concordantes obtidos nas amostras analisadas pode fragilizar, neste caso, a robustez das idades obtidas pelo método U-Pb em zircão desta amostra. A possibilidade de possível perturbação no sistema U-Th-Pb indicada por parte dos dados analíticos, além da presença de zircões metamitizados e núcleos herdados em alguns zircões deve ser considerada.

Zircões discordantes são indicativos de perda de Pb de acordo com Holmes (1954). De acordo com Cherniak & Watson (2001), zircões primários perdem Pb por difusão. A contínua difusão de Pb é frequentemente associada a processos de metamitização que refletem instabilidades na estrutura cristalina do mineral, sendo assim, durante um evento termal zircões perdem Pb durante a recristalização, podendo refletir idades confusas nos interceptos superior e inferior.

Sendo assim, os dados obtidos a partir do método de datação U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS para as amostras de Calçoene, pertencentes ao Granito Cunani e Suíte Cricou, apontam para eventos diferentes pulsos magmáticos com possível abertura de sistema. As variações nas idades e morfologia de parte das populações dos zircões analisados também corroboram esta possibilidade.

3.4.2 Geocronologia Sm-Nd e Sr em rocha total

Os resultados isotópicos para as amostras selecionadas para a obtenção de idades modelo Nd- T_{DM} e Sr- T_{UR} estão apresentados nas tabelas 12 e 13, respectivamente. Todas as amostras pertencem ao Granito Cunani, incluindo uma dos enclaves granulíticos.

Das oito amostras, três possuem idades-modelo Nd- T_{DM} mesoarqueana (3,17-2,88 Ga), quatro neoarqueanas (2,65-2,51 Ga) e uma, sideriana (2,31 Ga). A idade de cristalização de 2,08 Ga (média para os granitoides da região de Calçoene atualmente) foi adotada para o cálculo do ϵ_{Nd} das amostras que não foram datadas neste trabalho. Os valores do parâmetro $\epsilon_{Nd}(t)$ obtidos variam entre -8,67 e 1,54.

Tabela 12 - Dados isotópicos das análises de Sm-Nd em rocha total para as amostras do Granito Cunani.

Amostra	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	2s	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2s	f (Sm/Nd)	Idade (Ga)	$\epsilon_{Nd}(t)$	T(DM)
Granito Cunani										
DAC-08-06	3,75	20,71	0,1093	0,0001	0,511090	0,000007	-0,444	2,08	-6,67	2,88
DAC-08-07B1	10,03	45,85	0,1322	0,0010	0,511709	0,000016	-0,328	2,10	-0,72	2,51
LKV-06-03	16,87	148,23	0,0688	0,0003	0,510512	0,000008	-0,650	2,00	-8,67	2,68
LKV-06-06	1,64	10,06	0,0986	0,0001	0,511146	0,000006	-0,499	2,08*	-2,90	2,53
BA-06-28-A	3,08	16,76	0,1110	0,0001	0,511125	0,000011	-0,436	2,00	-7,54	2,88
DAC-08-09b	6,14	30,84	0,1204	0,0003	0,511637	0,000011	-0,388	2,15	1,54	2,31
BA-24a	3,05	16,01	0,1150	0,0012	0,511020	0,000011	-0,459	2,08*	-6,03	3,17
DAC-08-14	10,55	55,4	0,1136	0,0024	0,511315	0,000016	-0,422	2,08*	-3,62	2,65

* Idade da unidade Granito Cunani devido esta amostra não ter sido datada no presente trabalho.

Em casos de valores da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} < 0,090$ e/ou $> 0,125$, a idade modelo Nd- T_{DM} em estágio único poderá não ter significado geológico, principalmente no caso de rochas ácidas (Sato & Tassinari 1997). Desta forma, os resultados da amostra LKV-06-03 que tem razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ abaixo desse intervalo e a amostra DAC-08-07b que está acima, devem ser interpretados com certa cautela. Esses valores são característicos de rochas que sofreram fracionamento químico da razão Sm-Nd e possivelmente abertura no sistema isotópico, em decorrência de processo de fusão parcial de um protólito crustal pré-existente, por exemplo. Todavia, neste caso, estes valores de idades modelo não diferem dos outros resultados, o que sugere que eles podem ser aceitáveis.

A amostra de enclave tonalítico (DAC-08-09b) foi a única que forneceu $\epsilon_{Nd}(t)$ positivo e idade modelo mais jovem (2,31 Ga). Este enclave tonalítico tem idade de 2,15 Ga sugerem uma fonte mais juvenil compatível com o ambiente de arco magmático para essa amostra mais antiga que será melhor discutido adiante.

As idades modelo Sr-T_{UR} (tabela 9) mostram valores predominantemente consistentes com as Nd-T_{DM}, o que indica que apesar de o sistema Rb-Sr ser facilmente perturbado, devido à relativa mobilidade do Rb e do Sr, ainda assim, os dados isotópicos fornecem idades modelo condizentes com as do sistema Sm-Nd.

Tabela 13 - Dados isotópicos das análises de Sr em rocha total para as amostras do Granito Cunani.

AMOSTRA	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	2σ	Sr- TUR (Ga)
Biotia sienogranito (DAC-08-06)	183,5	229,3	2,33	0,778762	0,000019	2,29
Enclaves de quartzo-diorito com Opx (DAC-08-07B1)	120,7	541,6	0,64	0,708245	0,000024	4,67
Biotia sienogranito (LKV-06-03)	157,1	367,2	1,24	0,743352	0,000020	2,32
Biotia monzogranito (LKV-06-06)	99,2	487,2	0,58	0,723035	0,000027	2,52
Biotia monzogranito (BA-06-28-A)	125,4	391,1	0,93	0,734531	0,000038	2,45
Enclaves de hornblenda metatonalito (DAC-08-09b)	89,4	511,5	0,50	0,718734	0,000019	2,32
Biotita granodiorito (BA-24 ^a)	134,4	383,4	1,01	0,737006	0,000017	2,41

4 DISCUSSÃO

4.1 CRONOLOGIA DOS EVENTOS MAGMÁTICOS TARDI-TRANSAMAZÔNICOS NA REGIÃO DE CALÇOENE (IDADES U-Pb EM ZIRCÃO POR LA-MC-ICP-MS).

Os dados obtidos nas análises U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS das amostras do entorno de Calçoene não foram totalmente satisfatórios. Parte das análises não permitiu a obtenção de idades acuradas e as diferenças entre as idades obtidas e as já disponíveis na literatura também serão discutidas a seguir. Entretanto, ainda assim é possível fazer algumas considerações sobre a cronologia dos episódios magmáticos na porção sudeste do Escudo das Guianas.

Dos litotipos estudados no Granito Cunani, a idade U-Pb obtida através da reta discórdia com intercepto superior de 2097 ± 17 Ma em um biotita sienogranito (DAC-08-06), confirma uma idade tardi-transamazônica (neoriaciana) para essa unidade. Rosa-Costa *et al.* (2015) propuseram a unidade Granito Cunani para denominar o extenso corpo granítico que ocorre na porção E-NE da Folha Lourenço e engloba rochas sienograníticas a monzograníticas predominantemente, e no qual, a área do presente trabalho está inserida. Os autores supracitados obtiveram uma idade U-Pb com intercepto superior de 2098 ± 15 Ma (MSWD = 3,2), similar a idade obtida neste trabalho, interpretada como a idade que define o magmatismo do Granito Cunani.

A idade de 2085 ± 2 Ma obtida por evaporação de Pb em zircão (Vieira 2007) em um tonalito nas proximidades de Calçoene, é compatível com as idades U-Pb apresentadas acima e reforça o fato da formação do Granito Cunani ter ocorrido em torno de 2,10-2,09 Ga. Avelar (2002) encontrou idades de 2087 ± 3 Ma e 2098 ± 2 Ma (evaporação de Pb em zircão) em duas amostras de biotita sienogranitos mais a norte, às proximidades da cidade de Oiapoque, sugerindo que esse episódio magmático seja bem mais extenso e significativo na região norte do Domínio Lourenço. Entretanto essas duas amostras datadas por Avelar (2002) forneceram idades que se sobrepõem a do Granito Anotaie (2087 ± 3 Ma, Faraco & Theveniaut 2011) e estão inseridas na área de ocorrência do mesmo, de acordo com a litoestratigrafia da Folha Lourenço (Sousa & Costa Neto 2014).

Para outra amostra de um biotita sienogranito (LKV-06-03) foram obtidas neste trabalho as idades U-Pb de 2017 ± 73 Ma (intercepto superior) e 1990 ± 16 Ma (idade concordante) e, para uma amostra de biotita monzogranito (DAC-08-09a), idades de 2019 ± 53

Ma (intercepto superior) e 1995 ± 37 Ma (idade concordante). Essas idades, diferentes das anteriores, apontam para existência de mais de um episódio magmático durante a formação do Granito Cunani, e portanto, a porção definida como unidade Granito Cunani pode não se tratar de uma única unidade, e sim, englobar pulsos magmáticos diferentes. Idade similar foi encontrada logo a sul de Calçoene por Avelar (2002) em um biotita álcali-feldspato granito, porém com variações elevadas das idades Pb-Pb em zircão no intervalo de 2,10-1,95 Ga e com zircões herdados de 2,54 a 2,60 Ga. Vieira (2007) tinha realizado outra tentativa de datar amostra do biotita sienogranito (LKV-06-03) do Granito Cunani, por evaporação de Pb em zircão, que apontou uma idade aproximativa de 2018 ± 12 Ma.

Além disso, a amostra com idade de 2059 ± 2 Ma anteriormente classificada como charnoquito por Lafon *et al.* (2001) foi reclassificada neste trabalho como tonalito/granodiorito, em decorrência da ausência de Opx a partir de refinamento na análise petrográficas, que apontou maior proporção de plagioclásio e uma composição química compatível. Novamente, essa idade também sugere a existência de mais um pulso durante a formação do Granito Cunani.

Portanto a hipótese do Granito Cunani agrupar vários corpos magmáticos distintos de natureza geoquímica similar é coerente, uma vez que rochas de idades 2,10-2,09 Ga , 2,06 Ga e em torno de 2,0-1,99 Ga, foram identificadas na área de ocorrência desta unidade. Essas idades permitem estender o magmatismo tardi-transamazônico até 2,0 Ga na região norte do Domínio Lourenço, sendo que a evolução magmática da região termina com a colocação do charnoquito Acapuzal com idade de 1998 ± 9 Ma (Sousa & Costa Neto 2014), que representa uma das idades magmáticas mais jovens ainda relacionadas ao evento Transamazônico. Futuramente, levantamentos geológicos e mapeamento em escala de detalhes deverão permitir identificar e individualizar os diversos corpos que constituem o Granito Cunani.

A idade concordante de 2112 ± 10 Ma obtida para os enclaves granulíticos (DAC-08-07b) presentes no Granito Cunani, sugere que estes seriam fragmentos de rochas de nível crustal mais profundo, baseado também em suas características petrográficas, geoquímicas e relações de campo. Fragmentos destes granulitos teriam sido envolvidos como xenólitos durante a colocação do Granito Cunani. Na porção sudeste da Guiana Francesa existem registros de um evento metamórfico bem caracterizado em torno de 2,11-2,10 Ga durante o qual plútons TTG mesoriacianos com idades entre 2,16 Ga e 2,13 Ga sofreram migmatização (Delor *et al.* 2003). Na parte brasileira da região de fronteira (Folha Oiapoque), os Complexos Camopi e Oiapoque também registram o evento de migmatização em torno de 2,10-2,11 Ga com alguma relíquia de protólito mesoriaciano em torno de 2,13 Ga (Faraco & Théveniaut

2011). Desta forma os enclaves granulíticos nos granitoides neoriacianos podem representar testemunhos desse mesmo evento metamórfico em condições mais profundas e de mais alto grau.

A idade U-Pb orosiriana de 1995 ± 37 Ma fornecida pela amostra de biotita monzogranito (DAC-08-09a) no mesmo afloramento que o hornblenda metatonalito (DAC-08-09b) previamente datado de 2151 ± 2 Ma (evaporação de Pb em zircão por TIMS; Nascimento 2008), reforça a hipótese deste último constituir um enclave de granitoide mesoriaciano no granito Cunani. A idade de 2155 ± 13 Ma com $\epsilon_{Nd[2,1Ga]}$ variando entre +0,34 e +0,24, além de assinatura geoquímica de arco vulcânico, levaram Nogueira *et al.* (2000) a interpretar o Tonalito Lourenço associado ao Grupo Serra da Lombarda no Distrito Aurífero de Lourenço como tendo seu protólito diferenciado diretamente do manto, com pequeno tempo de residência crustal, sendo relacionado a arco juvenil paleoproterozoico. O enclave de hornblenda-meta tonalito (DAC-08-09b) objeto deste estudo, apresenta características muito similares ao tonalito Lourenço. Os dados obtidos de $\epsilon_{Nd [2,1Ga]}$ de +0,85, além de características petrográficas e geoquímicas muito similares, aliados a idade já conhecida de 2,15 Ga (Nascimento 2008) indicam que este enclave de tonalito no Granito Cunani é mais um testemunho da existência de arcos magmáticos mesoriacianos na porção norte do Domínio Lourenço.

Para a Suíte Cricou, as análises dos zircões de um biotita monzogranito (DAC-08-11) da porção central da Folha Lourenço não permitiram a obtenção de uma idade estatisticamente confiável. A partir de reta discórdia foi obtida idade orosiriana por intercepto superior de 1839 ± 62 Ma com apenas um ponto concordante. Portanto, prefere-se manter como idade de referência para a formação da Suíte Cricou a idade de 2110 ± 16 (U-Pb LA-ICP-MS em zircão; Sousa & Costa Neto 2014) encontrada mais a norte para essa unidade. Eventos magmáticos de idade em torno de 1,84 Ga não são reconhecidos no domínio Lourenço até o momento, porém a hipótese de reabertura do sistema U-Pb de zircão em decorrência de eventos posteriores não pode ser descartada. Desta forma, novas análises na Suíte Cricou serão necessárias para elucidar essa diferença de idades.

4.2 DADOS ISOTÓPICOS Nd-Sr E REGISTRO DE CROSTA CONTINENTAL ARQUEANA

Os dados isotópicos Sm-Nd foram plotados no diagrama de evolução da composição isotópica de Nd ($\epsilon_{Nd(t)}$) com o tempo geológico t , em função da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, assim

como as curvas de evoluções do manto (CHUR) e do manto empobrecido (DM) segundo De Paolo (1981) (figura 40-a).

Faraco *et al.* (2009) descrevem o Domínio Norte em sua abrangência, equivalente praticamente ao atual Domínio Lourenço. Neste domínio, rochas com idade modelo Nd-T_{DM} arqueanas e paleoproterozoicas permitiram inferir que durante a formação e estruturação desse domínio durante a Orogênese Transamazônica, houve contribuição tanto de crosta juvenil paleoproterozoica quanto de crosta arqueana retrabalhada (figura 39-b).

Faraco & Theveniaut (2011) relatam idades modelo Nd-T_{DM} paleoproterozoicas riacianas (2,0-2,3 Ga) e uma sideriana (2,39 Ga) na área de abrangência da Folha Oiapoque. Estes dados juntamente com a não identificação de zircão herdado arqueano do lado brasileiro da fronteira Brasil - Guiana Francesa seriam indicativos de acreção juvenil paleoproterozoica, durante a orogênese Transamazônica. Contudo, a presença de relíquias de protólitos plutono-vulcânicos arqueanos nos Complexos Camopi e Oiapoque, no lado contíguo da Guiana Francesa, assim como de zircões herdados arqueano em rochas paleoproterozoicas porção sudeste da Guiana francesa (Delor *et al.* 2003), além da ocorrência de rochas com idades modelo Nd-T_{DM} arqueanas, evidenciando a existência de crosta arqueana retrabalhada no Paleoproterozoico naquela região do Escudo das Guianas.

As idades de cristalização paleoproterozoicas obtidas neste trabalho e idades modelo Nd-T_{DM} arqueanas entre 3,17 e 2,51 Ga, obtidas para o Granito Cunani, juntamente com valores negativos de $\epsilon_{Nd[2,08Ga]}$ entre -8,67 e -0,72 (figura 40) indicam uma importante participação de crosta arqueana na formação desta unidade, além de longo período de residência crustal, com retrabalhamento posterior dessa crosta arqueana durante a Orogênese Transamazônica. As idades modelo Sr-T_{UR} variaram entre 2,52 e 2,29 Ga, apontando assinatura sideriana-neoarqueana para a fonte destes granitoides. Além disso, zircões herdados com idades de 3056 ± 63 Ma e 2654 ± 43 Ma também apontam o envolvimento de fontes meso-neoarqueanas na formação do Granito Cunani. Esta última idade é compatível com a idade de cristalização de 2,65 Ga obtida para os protólitos do ortognaisse do Complexo Guianense no bloco arqueano Amapá (Milhomem Neto *et al.* 2017, Rosa-Costa *et al.* 2006, 2015).

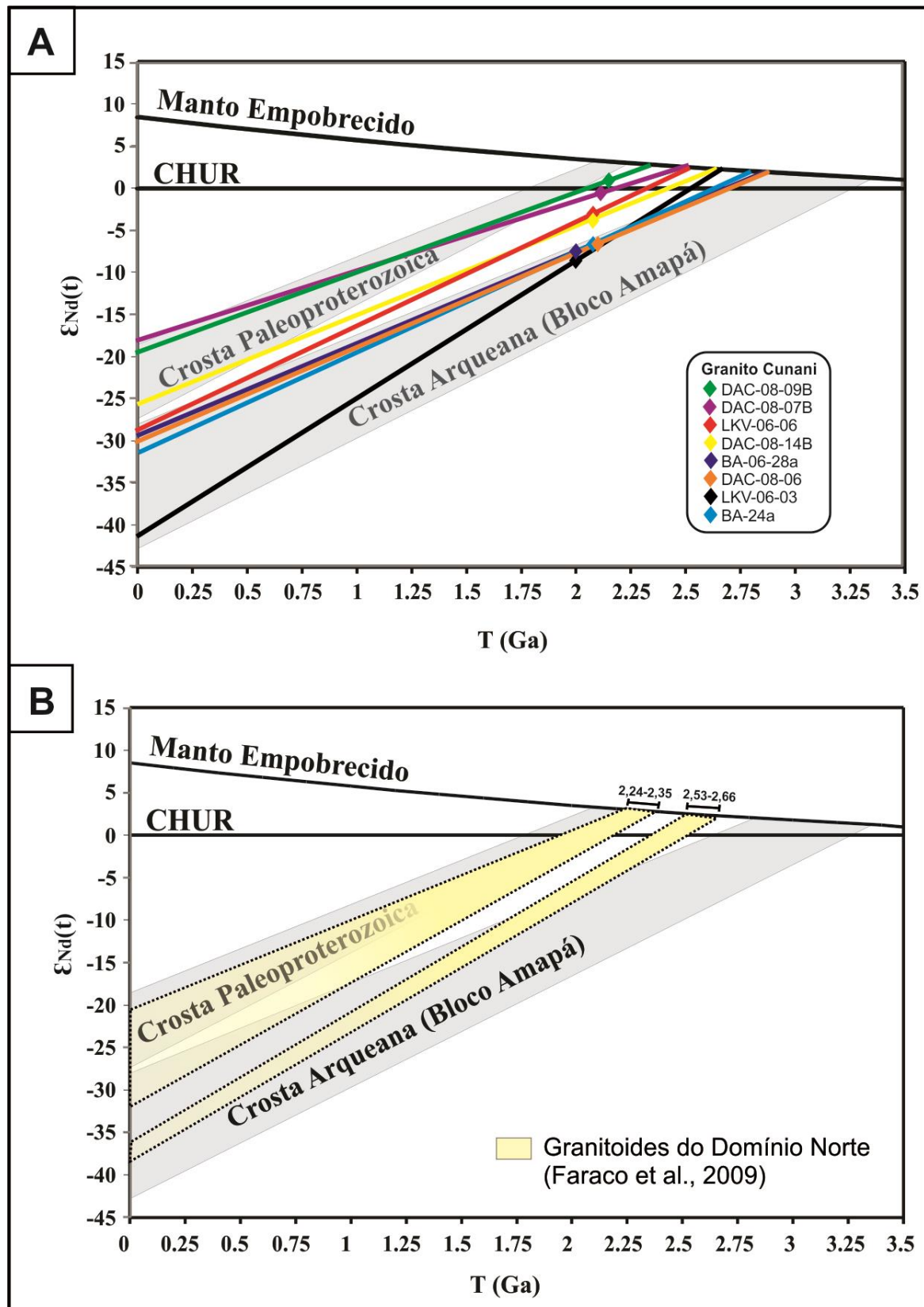


Figura 40- Diagrama $\epsilon_{Nd}(t)$ x tempo (Ga) mostrando os *trends* evolutivos para amostras do (a) Granito Cunani e (b) Faraco *et al.* (2009). Fonte: DePaolo (1981).

Os enclaves granulíticos (DAC-08-07b) presentes no Granito Cunani, que forneceram idade concordante de 2112 ± 10 Ma, apresentam também uma idade modelo arqueana Nd- T_{DM} de 2,51 Ga corroborando a contribuição de material arqueano na fonte desses enclaves.

Os enclaves de metatonalito mesoriaciano apresentaram idade Nd- T_{DM} de 2,31 Ga e $\epsilon_{Nd [2,15Ga]}$ de +0,85, permitindo inferir que este litotipo corresponde a remanescentes de arco de ilha mesoriaciano. Essa interpretação está de acordo com a idade de cristalização de 215 ± 13 Ma do Tonalito Lourenço na área do depósito de Salamangone e idades modelo Nd- T_{DM} entre 2,24 e 2,34 Ga, além de $\epsilon_{Nd[2,1 Ga]}$ de +2,88 e +3,03 (Nogueira 2002), os quais foram interpretados como indicativos de rochas cujo protólito foi diferenciado diretamente do manto, e que estariam relacionados a arco juvenil paleoproterozoico cuja origem envolve subducção de litosfera oceânica.

4.3 CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS, GEOQUÍMICAS E AMBIENTE TECTÔNICO.

Os quatro litotipos félsicos identificados no Granito Cunani são: hornblenda-biotita tonalito, biotita granodiorito, biotita monzogranito e biotita sienogranito, sendo este último, predominante. As características geoquímicas destas rochas são condizentes com assinaturas de ambiente de arco magmático, porém muitas das assinaturas também poderiam ser representativas de ambiente sin a pós-colisional.

A tipologia dos granitos não está muito claramente estabelecida a exemplo dos diagramas de Whalen (1987) onde os pontos analíticos não são conclusivos por se posicionarem bem nos limites dos domínios de granitos I, S e A. Também nos diagramas de Pearce (1996), os dados analíticos se colocam tanto no campo dos granitos de arcos vulcânicos quanto de ambientes pós-colisionais. É comum em ambientes pós-subducção encontrar assinaturas geoquímicas de arcos em rochas magmáticas pós-colisionais já que a geoquímica dessas rochas retrata preferencialmente a natureza das rochas fontes do que o ambiente tectônico. Portanto a assinatura de arco vulcânico pode ser herdada das subduções prévias. A situação é similar em rochas magmáticas da área da Folha Oiapoque nas quais algumas das feições geoquímicas apontam para arco vulcânico, mas globalmente os dados foram interpretados como sin a pós-colisionais (Faraco & Theveniaut 2011). As idades em torno de 2,10-2,09 Ga obtidas neste trabalho bem como por Rosa-Costa *et al.* (2015) no setor de Calçoene, são contemporâneas do magmatismo de composição geoquímica similar e dos complexos metamórficos da região de Oiapoque. Em ambas as áreas, aparentemente, não teve

atividade vulcânica nesse período o que também é mais compatível com ambiente sin a pós colisional.

Os hornblenda metatonalitos (DAC-08-09b) descritos são subordinados e aparecem como prováveis enclaves no biotita granodiorito (DAC-08-09a). Apesar de sua relação de contato não ter sido estabelecida, as características petrográficas bastante distintas entre estes dois litotipos, assim como suas idades de cristalização, permitem estabelecer esta relação cronológica.

No caso das duas ocorrências de enderbitos da porção oeste da área de trabalho, no Granito Cunani (DAC-08-14b) e na Suíte Cricou (CR-60a), não foi possível observar as relações de contatos entre estes e suas rochas encaixantes. Além disso, apenas uma amostra teve análise química o que não permitiu estabelecer com confiabilidade a assinatura geoquímica dessas rochas. Novos estudos são, portanto, necessários, inclusive geocronologia, para estabelecer se os enderbitos representam fácies dos granitos Cunani e Cricou ou uma unidade distinta, relacionada, por exemplo, ao Charnoquito Acapuzal que constitui o episódio magmático mais tardio do setor estudado.

Diversas relações de campo e características petrográficas e geoquímicas permitem inferir algumas considerações a respeito do contexto geodinâmico das rochas da região de Calçoene-AP:

- As feições deformacionais e petrográficas das rochas do Granito Cunani, sem minerais marcadores de alta T e P, permitem inferir que houve apenas atuação de algum evento de baixo grau metamórfico sin- a pós- magmático nesta unidade. Não há evidências de condições metamórficas mais elevadas de fácies granulito, as quais são retritas aos enclaves granulíticos. Desta forma, esses xenólitos granulíticos representam lascas de rochas de nível crustal mais profundos testemunhas do evento colisional que produziu também migmatização em torno de 2,11-2,10 Ga.

- A hipótese das rochas do Granito Cunani serem de ambiente pós-colisional se dá principalmente por comparação das idades de cristalização obtidas com as idades do episódio de metamorfismo de mais alto grau e de migmatização em acordo com o modelo de evolução geodinâmica vigente para a região. Estas idades correspondem no modelo de evolução geodinâmica vigente para o Escudo das Guianas às idades dos estágios Neo-Riaciano D2a (2,11 – 2,08 Ga) e Neo-Riaciano D2b (2,07 – 2,06 Ga) segundo Vanderhaeghe *et al.* (1998) e Delor *et al.* (2003).

- Algumas amostras do Granito Cunani apresentam afinidade com a série de alto-K e shoshonítica enquanto outras com a séria cálcico-alcálica. Em ambos os casos há notável

anomalia nos teores de determinados elementos litófilos (Ce e Zr) em parte das amostras, de acordo com os dados geoquímicos. Anomalias deste tipo poderiam indicar produto de refusão com relativa assimilação de componentes crustais com preservação de assinatura geoquímica durante sua consolidação. As idades modelo arqueanas e os valores do parâmetro ϵ_{Nd} $Nd_{[2,08Ga]}$ entre -8,67 e -0,72 podem reforçar a hipótese de proximidade de massas continentais.

4.4 IMPLICAÇÕES GEODINÂMICAS E QUADRO GEODINÂMICO DO SUDESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS

A partir da integração dos dados obtidos com aqueles com os disponíveis de trabalhos anteriores foi possível posicionar a região de Calçoene no modelo evolutivo do sudeste do escudo das Guianas e retratar a evolução final da orogênese transamazônica no Neoriaciano. Nessa região, a evolução precoce e os estágios de subdução foram obliterados pelos processos posteriores colisionais provavelmente retratando o contexto de acreção tectônica do arco magmático no Bloco Amapá. Entretanto ainda existem evidências do estágio de subdução com o tonalito Lourenço e as rochas vulcanosedimentares do grupo Lombarda e alguns enclaves de rochas tonalíticas com idade mesoriacianas (i.e. 2,15 Ga) nos granitos sin a pós-colisionais.

Considerando a fragilidade dos dados geocronológicos obtidos pelo método U-Pb em zircão para as amostras do Granito Cunani, ainda assim podemos posicionar a formação desta unidade no decorrer de longo intervalo de tempo, entre 2097 ± 17 e 2017 ± 73 Ma. Foram obtidas idades características do estágio evolutivo Neo-Riaciano D2a (2,11 – 2,08 Ga) o qual marca o final da fase convergente D1 e o início de um regime predominantemente transcorrente e; idades condizentes com o estágio Neo-Riaciano D2b (2,07 – 2,06 Ga) que no caso das rochas do setor de Calçoene, podem ser relacionadas a este estágio durante o qual houve um aquecimento crustal gerando rochas granulíticas e magmatismo catazonal associado. Este evento é registrado em torno de 2,07–2,05 Ga em outras regiões do sudeste do Escudo das Guianas e pode ter se prolongado até 1,99 Ga na região de Calçoene com a colocação do Charnoquito Acapuzal. Este aquecimento por longo período pode ter provocado a reabertura do sistema U-Pb em zircões metamíticos por efeito termal resultando nas idades mais jovens como 1,99 Ga obtidas em alguns zircões analisados. Esse evento é possivelmente correlato ao Complexo Tartarugal Grande no limite do Domínio Lourenço e do Bloco Amapá (Rosa-Costa *et al.* 2014). Este complexo constitui uma associação de alto grau com rochas deformadas que

resultou em uma complexa associação de litotipos de diferentes idades, origens e intensidades de deformação.

Os enclaves de metatonalitos podem representar rochas com protólitos diferenciados diretamente do manto que tiveram curto tempo de residência crustal que se cristalizaram no estágio meso-Riaciano D1 (2,18 – 2,13 Ga), momento caracterizado por acreção de magmas cálcio-alcálicos, desenvolvimento de seqüências metavulcano-sedimentares em sistemas de arcos de ilhas, originados sobre uma zona de subducção entre placas litosféricas oceânicas, durante o início da convergência entre os blocos continentais arqueanos. Esses dados estão de acordo com os obtidos no terreno granito-greenstone da Guiana Francesa (Vanderhaeghe *et al.* 1998), no qual foi associado a um período inicial de geração de crosta por acumulação de material derivado do manto.

Após o reconhecimento e delimitação do bloco continental arqueano por Rosa-Costa *et al.* (2006), estes autores propuseram um modelo evolutivo no qual três grandes estágios foram identificados no estado do Amapá: estágio convergente acrescionário (2,19 – 2,14 Ga), estágio colisional (2,10 – 2,08 Ga) e estágio tardi-colisional (2,07 -2,03 Ga).

Segundo esta proposta, as rochas do Granito Cunani começaram a se formar ao final de um estágio colisional e boa parte delas seriam tardi-colisionais. As rochas dos enclaves granulíticos corresponderiam ao momento de transição para o estágio colisional, no qual estes autores consideram a tectônica extensional associada a elevados gradientes termais, talvez como forma de explicar o mecanismo de exumação de gnaisses granulíticos e, a origem de plútons charnoquíticos de 2,07 Ga estarem frequentemente isentos de deformação.

5 CONCLUSÕES

O estudo petrográfico, geoquímico, geocronológico a partir de datação *in situ* de zircão por LA-MC-ICP-MS e isotópicos através de idades modelo Nd-Sr forneceu importantes informações relacionadas às rochas do entorno de Calçoene, porção centro-leste do Domínio Lourenço, sudeste do Escudo das Guianas.

A petrografia permitiu caracterizar o Granito Cunani como sendo uma unidade constituída principalmente por biotita monzogranitos e biotita sienogranitos com hornblenda-biotita tonalitos e biotita granodioritos subordinados, os quais contêm enclaves de quartzodioritos com ortopiroxênio (granulitos) e hornblenda metatonalitos. Rochas com composição enderbítica também foram encontradas.

A idade U-Pb em zircão paleoproterozoica de 2097 ± 17 Ma, obtida para um sienogranito, junto com a idade anterior de 2098 ± 15 Ma encontrada para uma outra amostra do Granito Cunani por Rosa-Costa *et al.* (2015) confirmam a existência de um expressivo episódio magmático tardi-transamazônico em torno de 2,10 Ga na região de Calçoene o qual já foi reconhecido em outras áreas da região norte do Amapá e na porção leste da Guiana francesa (Avelar 2002, Avelar *et al.* 2003, Faraco & Théveniaut 2011). Idades U-Pb em zircão de 2017 ± 73 Ma (intercepto superior) e 1990 ± 16 Ma (idade concordante) e de 2019 ± 53 Ma (intercepto superior) e 1995 ± 37 Ma (idade concordante) obtidas em outras amostras do Granito Cunani sugerem que o Granito Cunani inclui pelo menos dois pulsos magmáticos de idades diferentes. Considerando o reconhecimento de um magmatismo charnoquítico em torno de 1,99 Ga na área (Rosa-Costa *et al.* 2015), não se descarta a possibilidade da atuação de eventos tectono-termiais no final do Ciclo Orogênico Transamazônico ter ocasionado alterações no sistema radiométrico U-Pb dos zircões. Enclaves de granulitos com idades em torno de 2,11 Ga podem representar fragmentos de rochas de nível crustal mais profundos e corresponder em profundidade aos processos de migmatização que afetaram as rochas de arcos em torno de 2,11-2,10 Ga, possivelmente em ambiente de colisão de arcos de ilha-continente.

Os metatonalitos, com idade de 2,15 Ga, devem representar relíquias das rochas de arcos magmáticos mesoriacianos. A Suíte Cricou na área é constituída por biotita monzogranitos e a presença de rochas com composição enderbítica também foi identificada.

As idades modelo Nd- T_{DM} arqueanas entre 3,17 e 2,51 Ga, obtidas para o Granito Cunani, juntamente com valores negativos de ϵ_{Nd} entre -8,67 e -0,72 e a presença de zircões herdados com idades de 3,06 e 2,65 Ga indicam uma importante contribuição de crosta arqueana nas fontes desta unidade, compatível com um ambiente de acreção tectônica de arcos magmáticos no Bloco Continental Arqueano Amapá.

REFERÊNCIAS

- Allegre C. J. 2008. *Isotope geology*. Cambridge, Cambridge University Press. 534p.
- Avelar V. G. 2002. *Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total da porção centro-norte do Estado do Amapá – Brasil: implicações para a evolução geodinâmica do setor oriental do Escudo das Guianas*. TS Doutorado, Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 213 p.
- Avelar V. G., Lafon J. M., Delor C., Guerrot C., Lahondère, D. 2003. Archean crustal remnants in the easternmost part of the Guiana Shield: Pb-Pb and Sm-Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Neoproterozoic signatures. *Geologie de la France*, **2** (3-4): 83-100.
- Barreto C. J. S., Lafon J. M., Rosa-Costa L.T., Dantas E. L. 2013. Paleoproterozoic granitoids from the northern limit of the Archean Amapá block (Brazil), Southeastern Guyana Shield: Pb-Pb evaporation in zircons and Sm-Nd geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, **45**: 97-116.
- Debon F. & Le Fort P. 1983. A chemical–mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* **73**: 135–149.
- De La Roche H., Leterrier J., Grandclaude P., Marchal M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* **29**: 183–210.
- Lameyre J. & Bowden P. 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **14**: 169-186.
- Chemale Jr. F., Kawashita K., Dussin I. A., Ávila J. N., Justino D., Bertotti A. 2012. U-Pb zircon *in situ* dating with LA-MC-ICP-MS using a mixed detector configuration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências- Annals of the Brazilian Academy of Sciences*, **84**(2): 275-295.
- Cordani U. G, Tassinari C. G. G, Teixeira W., Basei M. A. S., Kawashita K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base em dados geocronológicos. *In: 2º Congresso Geológico Chileno, Santiago, Actas*, v. **4**, p. 137-148.
- Cherniak D. J. & Watson E.B. 2001. Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology* **172**, 5-24.
- Cordani U.G., Teixeira, W., D'Agrella-Filho M.S., Trindade, R.I. 2009. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Research*, **15** : 396–407.
- Delor C., Lahondère D., Egal E., Lafon J-M., Cocherie A., Guerrot C., Rossi P., Truffert C., Théveniaut H., Phillips D., Avelar V. G. 2003. Transamazonian crustal growth and reworking as revealed by the 1:500.000-scale geological map of French Guiana (2nd edition). *In: Géologie de la France*, **2** (3-4):53p.
- DePaolo D. J. & Wasserburg G. J. 1977. The sources of island arcs as indicated by Nd and Sr isotopic studies. *Geophysical Research Letters*, **4**(10): 465-468.

- DePaolo D. J. 1981. Nd isotopic studies: some new perspectives on Earth structure and evolution. *EOS*, **62**: 137-145.
- DePaolo D. J. 1988. Age dependence of the composition of continental crust: evidence of Nd isotopic variations in granitic rocks. *Earth Planet Sci. Let*, **90**, 263-271
- Dickin A. P. 2005. Radiogenic Isotope Geology. *Cambridge University Press*. **2 ed.** 509 p.
- Evensen N. M., Hamilton P. J., O'nions R. K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**: 1199-1212.
- Faraco M. T. L., Marinho P. A. C., Costa E. J. S., Vale A. G. 2004a. Folha NA.22-Macapá. In: Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J.O.S., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Vidotti, R.M., Ramos M.A.B., Jesus, J.D.A. de. (eds.). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: sistema de informações geográficas - SIG. Brasília: CPRM. CD-ROM 4/41. Programa Geologia do Brasil.
- Faraco M. T. L., Marinho P. A. C., Maia R. G. N., Costi H. T. 2009. Caracterização petrográfica, geoquímica e isotópica (Pb-Pb e Sm-Nd) de granitóides do Domínio Norte do Amapá, região SE do Escudo das Guianas, p 53-66.
- Faraco M. T. L. & Théveniaut H. 2011. Geologia da porção brasileira da folha Oiapoque – NA.22-V-B, Estado do Amapá, Escala 1:250.000. Belém: CPRM, 112 p.
- Frost B. R., Barnes C. G., Collins W. J., Arculus R. J., Ellis D. J., Frost, C. D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* **42**, 2033–2048.
- Gebauer D., Schertl H. -P., Brix M., Schreyer W. 1997. 35 Ma old ultrahigh-pressure metamorphism and evidence for very rapid exhumation in the Dora Maira Massif, Western Alps. *Lithos*, **41**, 5-24.
- Geraldes M. C. 2010. Introdução à geocronologia. 1ª edição. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geociências. 146p.
- Gibbs A. K. & Barron C. N. 1993. The geology of the Guiana Shield. Oxford University Press (New York); Clarendon Press (Oxford). *Oxford monographs on geology and geophysics*, n° **22**, 246 p.
- Hofmann A. W. 1988. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, **90** p. 297-314.
- Hoskin P. W. O. & Schaltegger Urs. 2003. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, vol. **53**, no. 1, p. 27-62
- Holmes A. 1954. The oldest dated minerals of the Rhodesian Shield. *Nature* **173**, 612-17.
- Irvine T. N. & Baragar W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* **8**, 523–548.

Jackson S. E., Pearson N. J., Griffin W. L., Belousova E. A. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, **211**:47-69.

João X. S. J. Carvalho J. M. A., Vale A.G., Frizzo S. J., Martins R. C. 1979. Projeto Falsino; relatório final: Texto explicativo e mapas - Escala 1:100.000.. Belém: Convênio DNPM-CPRM, 199p.5v. il.

Konzett J., Armstrong R. A., Sweeney R. J., Compston W. 1998. The timing of MARID metasomatism in the Kaapvaal mantle: An ion probe study of zircons from MARID xenoliths. *Earth and Planetary Science Letters* **160**, 133-145.

Lafon J. M., Delor C., Barbosa O. S. 2001. Granulitos tardi-Transamazônicos (2,06 Ga) na região norte do Estado do Amapá: o charnoquito de Calçoene. *VII Simpósio de Geologia da Amazônia*. 1 CD-ROM.

Lafon J. M., Delor C., Théveniaut H., Krymsky R., Tavares R. P. S., Roig J. Y. 2003. Isotopic deciphering of Rhyacian crustal evolution along the northern Oyapok river: new constraints from Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb geochronology. In: *Simposio de Geologia da Amazônia*, 8, Manaus. Resumos Expandidos, Manaus, SBG-NO. CD-ROM.

Ledru P., Johan V., Milesi J. P., Tegye M. 1994. Markers of the last stages of the Palaeoproterozoic collision: evidence for a 2 Ga continent involving circum-South Atlantic provinces. In: T. Onstott (Editor), *Proterozoic Paleomagnetism and Paleogeography. Precambrian Res.*, **69**, 169-191.

Le Maitre R.W. 2002. A classification of igneous rocks and glossary of terms. 2° Edition, London, 193 p.

Ludwig K. R. 2003. User's Manual for Isoplot/Ex version 3.00 – A Geochronology Toolkit for Microsoft Excel, No. 4. *Berkeley Geochronological Center*, Special Publication, 70 p.

Lugmair G. W. & Marti K. 1978. Lunar initial 143 Nd/144 Nd: differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **39**: 349-357.

Milhomem Neto J. M., Lafon J-M, Galarza M. A., Moura C. A. V. 2017. U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS no laboratório Para-Iso (UFPA): metodologia e aplicação na porção sudeste do Escudo das Guianas. *Contribuições à Geologia da Amazônia* - Volume **10**, p. 333-346.

Nascimento D. 2008. Estudo petrográfico, geoquímico e geocronológico da granitogênese tardi-transamazônica da região de Calçoene, norte do Amapá. Trabalho de conclusão de curso. 84p.

Nogueira S. A. A., Bettencourt J. S., Tassinari C. C. G. 2000. Geochronology of the Salamangone gold deposit host-rocks, Lourenço district, Amapá, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **30(2)**: 261-264.

Nogueira S. A. A. 2002. Contribuição ao estudo metalogenético do depósito de ouro de salamangone, distrito aurífero de Lourenço, Amapá. TS de doutorado. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências. 250 p.

O'Connor, J. T. 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. In: *US Geological Survey Professional Paper B525*. USGS, 79–84.

Oliveira E. C. 2016. Geoquímica elemental e isotópica Pb-Sr-Nd dos sedimentos de fundo do sistema estuarino de Belém e do litoral Paraense. TS de doutorado. Universidade Federal do Pará. 219 p.

Oliveira E. C., Lafon J-M., Gioia S. M. L., Pimentel M. M. 2008. Datação Sm-Nd em rocha total e granada do metamorfismo granulítico da região de Tartarugal Grande, Amapá Central. *Rev. Bras. Geociências*, **38**:116-129.

Paiva, H.P.S. 2016. Caracterização petrográfica, geoquímica e geocronológica U-Pb das rochas de alto grau metamórfico do Complexo Tartarugal Grande, sudeste do Escudo das Guianas, Amapá. DS de mestrado, Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 106 p.

Pearce, J. A. 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. (ed.) *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*. Geological Association of Canada, *Short Course Notes* **12**, 79–113.

Peccerillo A. & Taylor S. R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **58**, 63–81.

Ricci P. S. F., Carvalho J. M. A., Rosa-Costa L. T. 2001. Diferentes terrenos, com embasamentos geocronologicamente distintos, justapostos por megaestruturas regionais na fronteira Pará/Amapá. In: SBG, *Simpósio Geologia da Amazônia*, **7**, atas, CD-ROM.

Roever E. W. F., Lafon J-M., Delor C., Cocherie A., Rossi P., Guerrot, C., Potrel A. 2003. The Bakhuis ultrahigh-temperature granulite belt (Suriname): I. petrological and geochronological evidence for a counterclockwise P-T path at 2.07-2.05 Ga. *Géologie de la France*, **2-3-4**: 175-206.

Rollinson H. R. 1993. *Using Geochemical Data: Evolution, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific and Technical, England. 380 p.

Rosa-Costa L. T, Ricci P. S. F., Lafon J. M., Vasquez M. L., Carvalho J. M. A., Klein E. L., Macambira, E. M. B. 2003. Geology and geochronology of archaean and paleoproterozoic domains of the southeastern Amapá and northwestern Pará, Brazil – southeastern Guyana Shield. *Géologie de la France*, **2-3-4**:101-120.

Rosa-Costa L. T. 2006. Geocronologia $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, Sm-Nd, U-Th-Pb e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ do segmento sudeste do Escudo das Guianas: Evolução crustal e termocronologia do evento transamazônico. TS de doutorado. Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. Belém. 226 p.

Rosa-Costa L. T., Lafon J. M., Delor C. 2006. Zircon geochronology and Sm-Nd isotopic study: further constraints for the geodynamical evolution during Archean and Paleoproterozoic in the Southeast of Guiana Shield, north of Brazil. *Gondwana Research*, **2**: 277-300.

Rosa-Costa L. T., Silva C. M. G., Barbosa J. P. O., Neto M. C. C. 2014. Programa Geologia do Brasil - Carta Geológica da Folha Rio Araguari (NA. 22 Y - B)(1:250.000). Companhia de

Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM/Serviço Geológico do Brasil. Belém. Disponível em: www.cprm.gov.br.

Rosa-Costa L. T., Chaves C. L., Klein E. L. 2014. Geologia e recursos minerais da Folha Rio Araguari – NA.22-Y-B, Estado do Amapá, Escala 1:250.00. Belém: CPRM. 159p.

Rosa-Costa L. T., Sousa C. S., Costa Neto M. C., Chaves C. L. 2015. Geologia e recursos minerais da Folha Lourenço – NA.22-V-D, ESTADO DO AMAPÁ - Escala: 1:250.000. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM/Serviço Geológico do Brasil. Belém.

Russell W.A. & Papanastassiou D. A. 1978. Calcium isotope fractionation in ion-exchange chromatography. *Analytical Chemistry*, **50**, 1151–1154.

Santos J. O. S., Hartmann L. A., Gaudette H. E, Groves D. I., Mcnaughton N. J., Flecher I. R. 2000. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Research*. **v.3, n.4**, p.453-488.

Santos J. O. S., Hartmann L. A., Faria M. S., Riker S. R., Souza M. M., Almeida M.E., Mcnaughton N. J. A. 2006. Compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período de 2000-2006. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9, 2006, Belém, Anais. Belém: SBG, 2006.

Sato K. & Tassinari C. C. G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade-modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: Costa, M.L.C. e Angélica, R.S. (coords.) Contribuição à Geologia da Amazônia. Belém, SBG-NO, p. 91-142. 1997.

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

Silva Neto, J. J. A. 2015. Relatório de treinamento em separação de minerais pesados - Metodologia CPRM. 9 p.

Sousa C. S. & Costa Neto M.C. 2014. Programa Geologia do Brasil-P GB. Lourenço. Folha NA.22-V -D. Estado do Amapá. Carta Geológica. Belém: CPRM, 2014, 1 mapa colorido, 120 x 85 cm . Escala 1:250.000.

Stacey J. S. & Kramers J. D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, **26(2)**:207-221.

Streckeiesen A. 1976. To Each plutonic rocks its proper name. *Earth Sci. Rev.*, **12**:1-33.

Sun S. & McDonough W. F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications* 1989; **v. 42**; p. 313-345.

Tassinari C. C. G. & Macambira M. J. B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**:174-182.

Tassinari C. C. G., Bettencourt J. S., Geraldés M. C., Macambira M.J.B., Lafon, J-M. 2000. The Amazonian Craton. In: Cordani, U. G.; Milani E. J.; Filho A. T.; Campos, D. A. (eds.)

Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, *International Geological Congress*, **31**, Rio de Janeiro, SBG, 41-95p.

Tassinari C. C. G. & Macambira M. J. B. 2004. A Evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito Neves, B.B. (eds.) *Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: [s.n.].

Tassinari C. G., Munhá J. M. U., Teixeira W., Palácios T., Nutman A. P., Sosa C., Santos A. P., Calado B. O. 2004. The Imataca Complex, NW Amazonian craton, Venezuela: Crustal evolution and integration of geochronological and petrological cooling histories. *Episodes*, **27**, 3-12.

Tavares R. P. S. 2009. Granitoides e anfibolitos da Serra do Navio, borda norte do bloco arqueano Amapá: caracterização petrográficas e geoquímica, geocronologia Pb-Pb em zircão e isótopos de Nd. DS de mestrado - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. 123p.

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.

Thiéblemont D. & Tegye M. 1994. Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origlisboaine et de situation tectonique des magmas calcoalcalins. *Comptes Rendus de l'académie des Sciences Paris*, **319**:87-94.

Vanderhaeghe O., Ledru P., Thiéblemont D., Egal E., Cocherie A., Tegye M., Milési J. P. 1998. Contrasting mechanism of crustal growth. Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guiana. *Precambrian. Res.*, **92**, 165-193.

Vance J. A. 1969. On Synneusis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, n. 24, p.7-29.

Vieira K. L. R. 2007. *Levantamento geológico e caracterização do magmatismo da região de Calçoene, norte do Amapá*. Trabalho de Conclusão de Curso, Graduação, Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.

Whalen J. B., Currie K. L., Chappell B. W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **95** (4): 407-419, Apr.

Wetherill G. W. 1956. Discordant uranium-lead ages, I. *Transactions, American Geophysical Union*, **37** (3): 320-326.

Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W. L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J. C., Spiegel W. 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*, **19** (1): 1-23.

Wilson M. (Ed.). 1989. *Igneous petrogenesis – a global tectonic approach*. [S.l., s.n.], 480 p.