

# Geoquímica e geocronologia U-Pb (SHRIMP) de granitos da região de Peixoto de Azevedo: Província Aurífera Alta Floresta, Mato Grosso

## *Geochemistry and Geochronology U-Pb Shrimp of Granites from Peixoto de Azevedo: Alta Floresta Gold Province*

Fernanda Rodrigues da Silva<sup>1,2\*</sup>, Márcia Aparecida Sant'Ana Barros<sup>1</sup>,  
Ronaldo Pierosan<sup>1</sup>, Francisco Edígio Cavalcante Pinho<sup>1</sup>,  
Mara Luiza Barros Pita Rocha<sup>2</sup>, Bruno Rodrigo Vasconcelos<sup>2</sup>,  
Samantha Evelyn Max Dezula<sup>2</sup>, Carla Tavares<sup>1</sup>, Jhonattan Rocha<sup>1</sup>

**RESUMO:** A análise de dados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos de granitos do Domínio Peixoto de Azevedo, Mato Grosso, na porção leste da Província Aurífera Alta Floresta, conduziu ao reconhecimento de dois corpos graníticos limitados por grandes falhamentos e zonas de cisalhamento regionais. Na porção noroeste ocorre biotita granodiorito de granulação grossa, textura inequigranular a porfírica, metaluminoso a peraluminoso, calcialcalino de alto potássio e magnésiano. Na porção sudeste da área ocorre uma biotita monzogranito de granulação grossa, textura equigranular a porfírica, levemente peraluminoso, calcialcalino de alto potássio e caráter predominantemente ferroso. Datas U-Pb (SHRIMP) mostraram que o biotita monzogranito apresenta uma idade de  $1869 \pm 10$  Ma, similar à Suíte Intrusiva Matupá, enquanto que o biotita granodiorito apresenta idade de  $1781 \pm 10$  Ma, que é a idade esperada para o Granito Peixoto. As duas unidades mostram padrões de elementos terras raras com enriquecimento de leves sobre pesados e anomalia negativa de Eu ( $La_N/Yb_N \gg 7,6$  a  $17,31$  e  $Eu/Eu^*$  entre  $0,46 - 0,72$  para o biotita monzogranito e  $La_N/Yb_N \gg 7,13$  a  $29,09$  com razões  $Eu/Eu^*$  entre  $0,25 - 0,40$  para o biotita granodiorito). O padrão dos elementos traço para ambos apresenta anomalias negativas de Ba, P, Ti e Nb, indicando uma evolução por fracionamento mineral e associação com fontes modificadas por subducção e envolvimento crustal. Neste trabalho, sugere-se que o monzogranito Matupá foi gerado em ambiente de margem continental ativa, num estágio maduro. Para o biotita-granodiorito Peixoto, duas hipóteses são sugeridas: (a) formação num ambiente de arco magmático mais jovem associado ao Magmatismo Colíder ou (b) gerado em ambiente extensional, relacionado à quebra do efêmero Supercontinente Columbia.

**PALAVRAS-CHAVE:** Geocronologia; Cráton Amazônico; Alta Floresta; Suíte Intrusiva Matupá.

**ABSTRACT:** The analysis of petrographic, geochemical and geochronological data of granites in the Peixoto de Azevedo region, Mato Grosso, Brazil, in the eastern portion of the Alta Floresta Gold Province, led to the recognition of two granitic bodies bounded by regional major faults and shear zones. In the northwestern portion a body with featured as biotite granodiorite, coarse-grained, with porphyritic to inequigranular texture, metaluminous to peraluminous, high-K calc-alkaline and magnesium character. In the southeastern portion of the area, a biotite monzogranite coarse-grained, with equigranular to porphyritic texture, slightly peraluminous, high-K calc-alkaline and dominantly of ferrous character. U-Pb dating (SHRIMP) showed that the biotite monzogranite has an age of  $1869 \pm 10$  Ma, similar to the Matupá Intrusive Suite, while the biotite granodiorite has an age of  $1781 \pm 10$  Ma, that is the age expected to Peixoto Granite. Both units show patterns of rare earth elements with enrichment of light over heavy and negative Eu anomaly ( $La_N/Yb_N \gg 7.6$  to  $17.31$  and ratios  $Eu/Eu^*$  between  $0.46 - 0.72$  for biotite monzogranite and  $La_N/Yb_N \gg 7.13$  to  $29.09$  with ratios  $Eu/Eu^*$  between  $0.25 - 0.40$  for the biotite granodiorite). Trace elements pattern for both present negative anomalies of Ba, P, Ti and Nb indicating an evolution from mineral fractionation and subduction related sources. In this paper, it is suggested that the monzogranite Matupá was developed in mature arc tectonic environment. For the Peixoto Granite, two hypotheses are suggested: (a) it was developed in younger magmatic arc environment associated with the Colider Magmatism or (b) it was generated in extensional tectonic environment during the Columbia Supercontinent break up.

**KEYWORDS:** Geochronology; Amazonian Craton; Alta Floresta Intrusive Suite Matupá.

<sup>1</sup>Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso - UFMT, Cuiabá (MT), Brasil. E-mails: geologia.fernanda@gmail.com; mapabarro@yahoo.com; ronaldo.pierosan@gmail.com.br; aguapei@yahoo.com; carlageologia@hotmail.com; geologojrocha@live.com

<sup>2</sup>Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade de Brasília - UNB, Brasília (DF), Brasil. E-mails: marapita1@yahoo.com.br; brunovasc@gmail.com; samanthadezula@gmail.com

\*Autor correspondente

Manuscrito ID 30074. Recebido em: 06/01/2014. Aprovado em: 22/08/2014.

## INTRODUÇÃO

A área de pesquisa está inserida nos arredores da cidade de Peixoto de Azevedo, Província Aurífera Alta Floresta (PAAF), porção centro-sul do Cráton Amazônico, norte de Mato Grosso. A PAAF configura uma área alongada de direção noroeste-sudeste, limitada ao norte pelo Gráben Cachimbo, que a separa da Província Aurífera do Tapajós e ao sul pelo Gráben Caiabis. A província abrange parte de diferentes províncias geocronológicas, definidas por Tassinari e Macambira (1999) como: Rio Negro-Juruena (1,8 – 1,55 Ga) e Ventuari-Tapajós (1,95 – 1,8 Ga) ou geológicas no modelo de Santos *et al.* (2000, 2006): Tapajós-Parima (2,03 – 1,88 Ga) e Rondônia-Juruena (1,82 – 1,54 Ga). Ambos os modelos mostram dados geológicos, geoquímicos e isotópicos compatíveis com ambientes de arcos magmáticos que se desenvolveram e se agregaram progressivamente a um protocráton, representado pela província Amazônia Central, durante o Paleoproterozoico (Tassinari & Macambira 1999, Santos *et al.* 2006, Silva & Abram 2008).

Os granitos dessa região foram inicialmente definidos por Barros (1994) como pertinentes ao Granito Juruena de Silva *et al.* (1980) e posteriormente como Suíte Intrusiva Matupá (Souza *et al.* 2005, Silva & Abram 2008). Barros (2007), utilizando métodos isotópicos Pb-Pb em zircão, obteve para uma amostra de monzogranito da região uma idade de  $1792 \pm 2$  Ma, levando o autor a redefinir o corpo em questão como Granito Peixoto, relacionando-o temporalmente com o Magmatismo Teles Pires, datado em  $1803 \pm 2$  Ma a  $1756 \pm 16$  Ma (Pinho *et al.* 2003, Lacerda Filho *et al.* 2004).

Entretanto, de acordo com os dados de campo, petrográficos, geoquímicos e geocronológicos obtidos neste trabalho, o termo Granito Peixoto deve ser restrito a composições granodioríticas da porção noroeste da área. O biotita monzogranito é mais antigo (1869 Ma) e deve ser incluído na Suíte Intrusiva Matupá.

O objetivo deste trabalho é, no contexto de um novo mapa geológico da região de Peixoto de Azevedo, apresentar as características petrográficas, geoquímicas e idades U-Pb em zircão, pelo método SHRIMP, de dois corpos de granitos situados no contexto de uma mineralização aurífera. Também é discutida a evolução petrogenética dos magmas graníticos e o ambiente tectônico em que esses foram formados.

## METODOLOGIA

As análises químicas foram realizadas no Laboratório Acme Analytical Laboratories LTD, Vancouver, Canadá. Os elementos maiores foram analisados seguindo metodologias

relacionadas a *Inductively Coupled Plasma – Emission Spectrometry* (ICP-ES) e *Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry* (ICP-MS) para elementos traço, incluindo terras raras.

Os cristais de zircão foram separados utilizando métodos convencionais no Laboratório de Preparação de Amostras do Departamento de Recursos Minerais da Universidade Federal de Mato Grosso e posteriormente enviados para o Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (CPGeo-IGC/USP) (amostra FR2), e para a University of Western Australia (amostra FR29).

Estudos da morfologia dos cristais de zircão foram feitos através de imagens retro-espalhado (BSE) em *mount* com resina epoxy, realizadas no Microscópio Eletrônico de Varredura do Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília e no Centre for Microscopy, Characterization, and Analyses (CMCA) da University of Western Australia.

As imagens de catodoluminescência foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da USP, previamente às datações.

As datações foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da USP e no laboratório da Curtin University, Austrália, usando *Sensitive High Resolution Ion Microprobe* (SHRIMP II) descrito em Stern (1998) e Williams (1998). As idades foram calculadas utilizando o programa Isoplot/EX de Ludwig (1999, 2003) e são apresentadas em diagramas de concórdia.

## CONTEXTO GEOLÓGICO GEOTECTÔNICO

O Cráton Amazônico, localizado no norte da América do Sul, é limitado no sul e no leste por cinturões orogênicos neoproterozoicos e está dividido em seis grandes províncias geocronológicas, de acordo com Tassinari e Macambira (1999): Amazônia Central (PAC) ( $> 2,3$  Ga); Maroni-Itacaiúnas (PMI) (2,2 – 1,95 Ga); Ventuari-Tapajós (PVT) (1,95 – 1,80 Ga); Rio Negro-Juruena (PRNJ) (1,8 – 1,55 Ga); Rondonian-San Ignácio (PRSI) (1,55 – 1,3 Ga); e Sunsás (PS) (1,3 – 1,0 Ga); ou, segundo o modelo de Santos *et al.* (2000), oito províncias geológicas: Carajás-Imataca (3,0 – 2,50 Ga), Tranzamazônica (2,25 – 2,0 Ga), Tapajós-Parima (TPP) (2,03 – 1,88 Ga), Amazônia Central (1,88 – 1,86 Ga), Rio Negro (1,86 – 1,52 Ga), Rondônia-Juruena (RJ) (1,75 – 1,47 Ga), K'Mudku (1,2 Ga) e Sunsás (1,33 – 0,99 Ga) (Fig. 1A). Essas províncias formam um *trend* NW-SE, contendo núcleo central Arqueano em torno do qual províncias geocronológicas paleo e mesoproterozoicas sucessivamente mais jovens se agregaram através de acreções de arcos magmáticos (Teixeira *et al.* 1989, Tassinari & Macambira 1999,

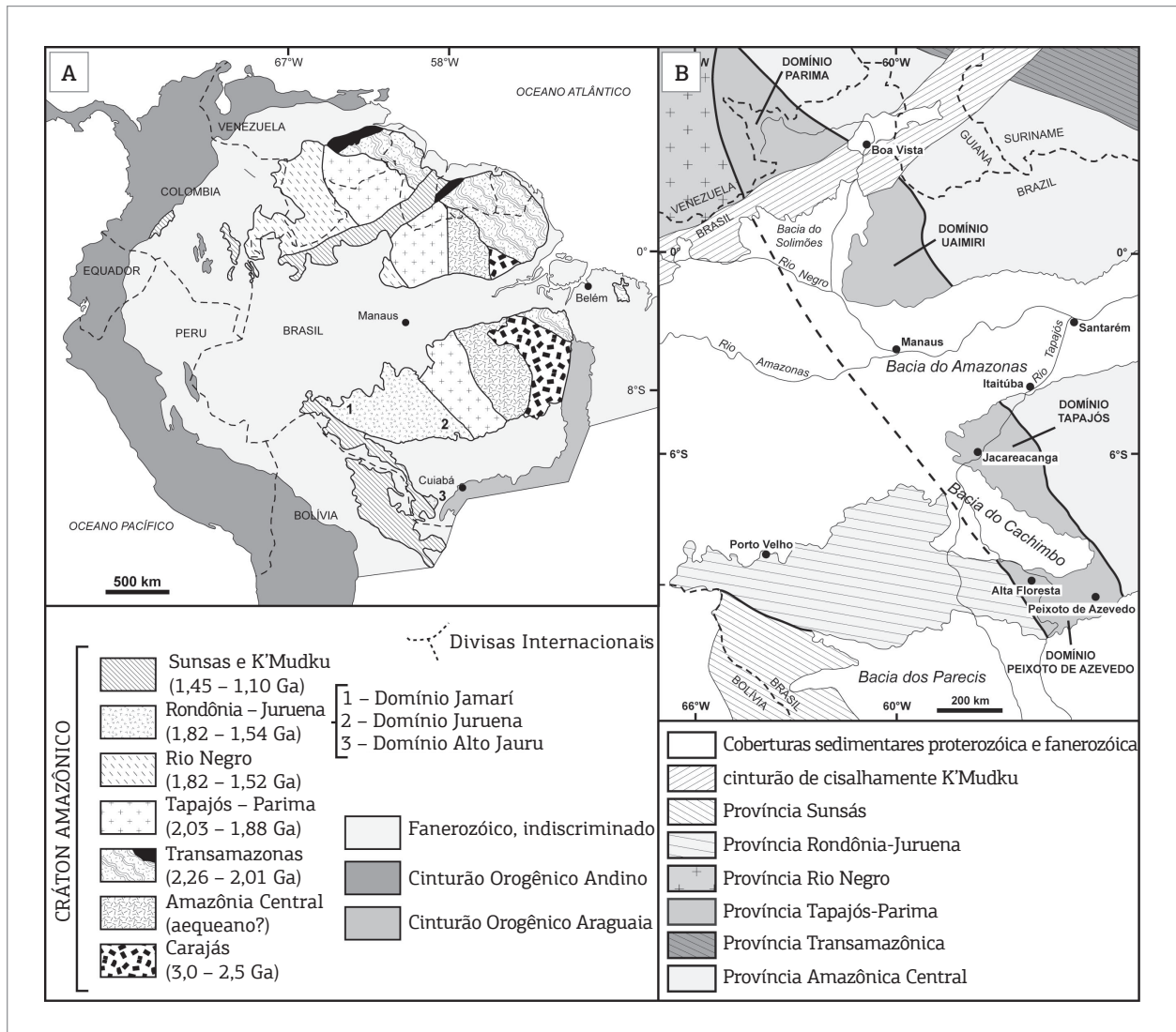


Figura 1. Mapas geotectônicos do Cráton Amazônico. (A) Modelo geotectônico do Cráton Amazônico de Santos *et al.* (2008). (B) Subdivisão da Província Tapajós-Parima em diferentes domínios.

Santos *et al.* 2000, Tassinari *et al.* 2000, Cordani *et al.* 2009). A área de estudo está inserida na porção sul da Província Tapajós-Parima, Domínio Peixoto de Azevedo, de acordo com a subdivisão de Santos *et al.* (2004) (Fig. 1B).

A Província Aurífera de Alta Floresta é considerada como parte das províncias geocronológicas PVT e PRNJ (Tassinari & Macambira 1999). Santos *et al.* (2000, 2006) consideram o setor oriental como uma extensão da Província Tapajós (2,03 - 1,87 Ga), chamada Domínio Peixoto Azevedo, enquanto que o setor ocidental faz parte da Província RJ (1,8 - 1,55 Ga).

Santos (2003) definiu a Província RJ composta por quatro domínios: Jamarí, Alta Floresta, Juruena e Alto Jauru. Lacerda Filho *et al.* (2004) redefiniram a Província RJ, posicionando-a no intervalo de 1,85 - 1,75 Ga e reconheceram a existência de três domínios (excluindo o Domínio

Jamarí): Juruena (1,85 - 1,75 Ga), Roosevelt-Aripuaná (1,76 - 1,74 Ga) e Jauru (1,79 - 1,72). Santos (2003) reconhece cinco arcos magmáticos principais na Província RJ: Arco colisional V, Quatro Cachoeiras (1670 - 1630 Ma); arco continental IV com ca. 1740 Ma (Roosevelt); arco de ilhas e continental Jamarí e Jauru (1740 - 1760 Ma); arco magmático III (1770 - 1785 Ma, incluindo as unidades Colíder, Monte Verde, Vitória, São Romão); Arco magmático II (1800 - 1820 Ma; unidades: Cristalino, Paranaíta, Juruena, vulcânicas Moreru), Arco de Ilhas I Bacaéri (mais antigo que 2,0 Ga).

O Domínio Juruena é constituído por sucessões de rochas plutônicas e vulcânicas félsicas de arco tipo Andino, de filiação calcálica alto potássio, formadas entre 1760 e 1820 Ma. Os diferentes arcos magmáticos foram reunidos por Lacerda Filho *et al.* (2004) em um único arco chamado

Juruena. Nesse arco magmático Juruena (1,85 – 1,75 Ga), Lacerda Filho *et al.* (2004) e Souza *et al.* (2005) descreveram dois terrenos, um acrescionário, deformado em regime dúctil, de médio a alto grau metamórfico e outro plutono-vulcânico, pós-colisional, sin a tardi-orogênico. Segundo esses autores, o terreno acrescionário é representado pelas unidades denominadas Complexos Nova Monte Verde e Bacaeri-Mogno. No entanto, Santos (2003) sugere um desmembramento do então chamado Complexo Bacaeri-Mogno, uma vez que reconhece charnockitos com características de rochas pós-tectônicas na porção Mogno, e tonalitos, dioritos e basaltos, com características de arco juvenil, enquanto descreve associados à porção Bacaeri turbiditos metamorfizados nas fácies anfíbolito.

Silva e Abram (2008) propõem a seguinte evolução para a PAAF: (i) geração de um conjunto de rochas geradas num provável contexto de tectônica extensional (porção Mogno do Complexo Bacaeri-Mogno); (ii) geração dos arcos magmáticos Cuiú-Cuiú e Juruena, incluindo rochas de afinidades calcálicas de margem continental ativa; (iii) fase colisional representada pelos leucogranitos da unidade Granito Apiacás com idade de cristalização estateriana ( $1784 \pm 32$  Ma) e uma idade mais antiga ( $1871 \pm 21$  Ma); (iv) fenômeno de delaminação crustal, com consequente geração de magmatismo intraplaca (Flor da Serra); (v) geração de uma bacia (intra-arco?) na qual foi gerada a sequência vulcano-sedimentar do Grupo São Marcelo-Cabeça; (vi) fechamento do orógeno, acompanhado de deformação progressiva, com a geração de mega estruturas de cisalhamento transcorrente; (vii) geração das unidades Suíte Nova Canaã e Granito Teles Pires, numa fase tardia (pós-deformação do orógeno). O modelo proposto por Silva e Abram (2008), assim como a maioria dos modelos petrogenéticos para a PAAF, é baseado principalmente em dados regionais, o que deve implicar em substanciais modificações assim que mais dados sejam publicados.

## CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

### Geologia e petrografia

Na região de Peixoto de Azevedo afloram rochas graníticas de diferentes composições e aspectos texturais, que anteriormente haviam sido interpretadas como uma única intrusão, denominada de Granito Peixoto (Barros 2007). Os corpos afloram na forma de matacões e blocos constituindo morros e serras, são isotrópicos e pouco fraturados. Os dados de campo, associados a estudos petrográficos, de acordo com a classificação de Streckeisen (1976) em Le Maitre (1989), permitiram reconhecer dois corpos distintos:

(a) biotita monzogranitos; e (b) biotita granodiorito (Fig. 2). O Biotita monzogranito ocorre na porção sudeste da área, com aproximadamente 100 km<sup>2</sup>, coloração rósea, granulção média a grossa, textura porfirítica com porções equigranulares. Vênulas de epidoto e quartzo indicam processos hidrotermais tardios que causaram alteração do plagioclásio. Diques máficos (N45E), com textura afanítica e localmente porfirítica foram descritos na região. Localizado na porção noroeste, numa área de aproximadamente 50 km<sup>2</sup> aflora o biotita granodiorito. São rochas de coloração cinza claro, granulção média a grossa, textura inequigranular a porfirítica, apresentando enclaves de granulção fina de mesma composição (Fig. 3).

Na porção oeste da área (ponto FR1, Fig. 3), ocorre um depósito aurífero associado à zona de cisalhamento de caráter dúctil, controlada por três estruturas principais: N-S com variações NNW e NNE (Miguel Junior 2011). A rocha encaixante do veio mineralizado é um protomilonito de composição granodiorítica a tonalítica, que aflora no Garimpo Burity, cuja idade pelo método U-Pb (SHRIMP) em zircão de  $1955 \pm 15$  Ma (Silva *et al.* 2013), demonstra que essas rochas não pertencem ao Granito Peixoto, como anteriormente descritas por Barros (2007). Tal idade pode ser correlacionada aos granitos da Suíte Creporizão 1968 Ma (Santos *et al.*, 2004) que ocorrem na Província Aurífera do Tapajós.

## SUÍTE INTRUSIVA MATUPÁ

### Biotita monzogranito

O biotita monzogranito apresenta textura porfirítica a fanerítica grossa (Figs. 4A e 4C). A assembleia mineralógica principal é constituída de quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio e biotita. Apresenta granulção média a grossa, sendo a porção fanerítica grossa, subordinada. Sua coloração é rósea, marcada pela predominância de megacristais de feldspato alcalino (3,0 cm). O mineral máfico principal é a biotita, em concentrações que não ultrapassam 7% da composição mineralógica. É fracamente magnético, além de ocorrerem veios de quartzo e epidoto, que retratam fases hidrotermais.

Microscopicamente, observa-se textura porfirítica hipidimórfica, onde megafenocristais de microclínio (até 3,0 cm), quartzo e plagioclásio perfazem cerca de 60% da rocha (Figs. 4B e 4C), entretanto, subordinadamente ocorrem termos equigranulares grossos (1,5 a 2,5 mm) (Fig. 4D). A rocha é composta essencialmente por quartzo (39%), microclínio (32%), plagioclásio (23%) e biotita (5%).

O quartzo ocorre de duas formas: cristais precoces anédricos (até 2 mm) bem desenvolvidos, com extinção

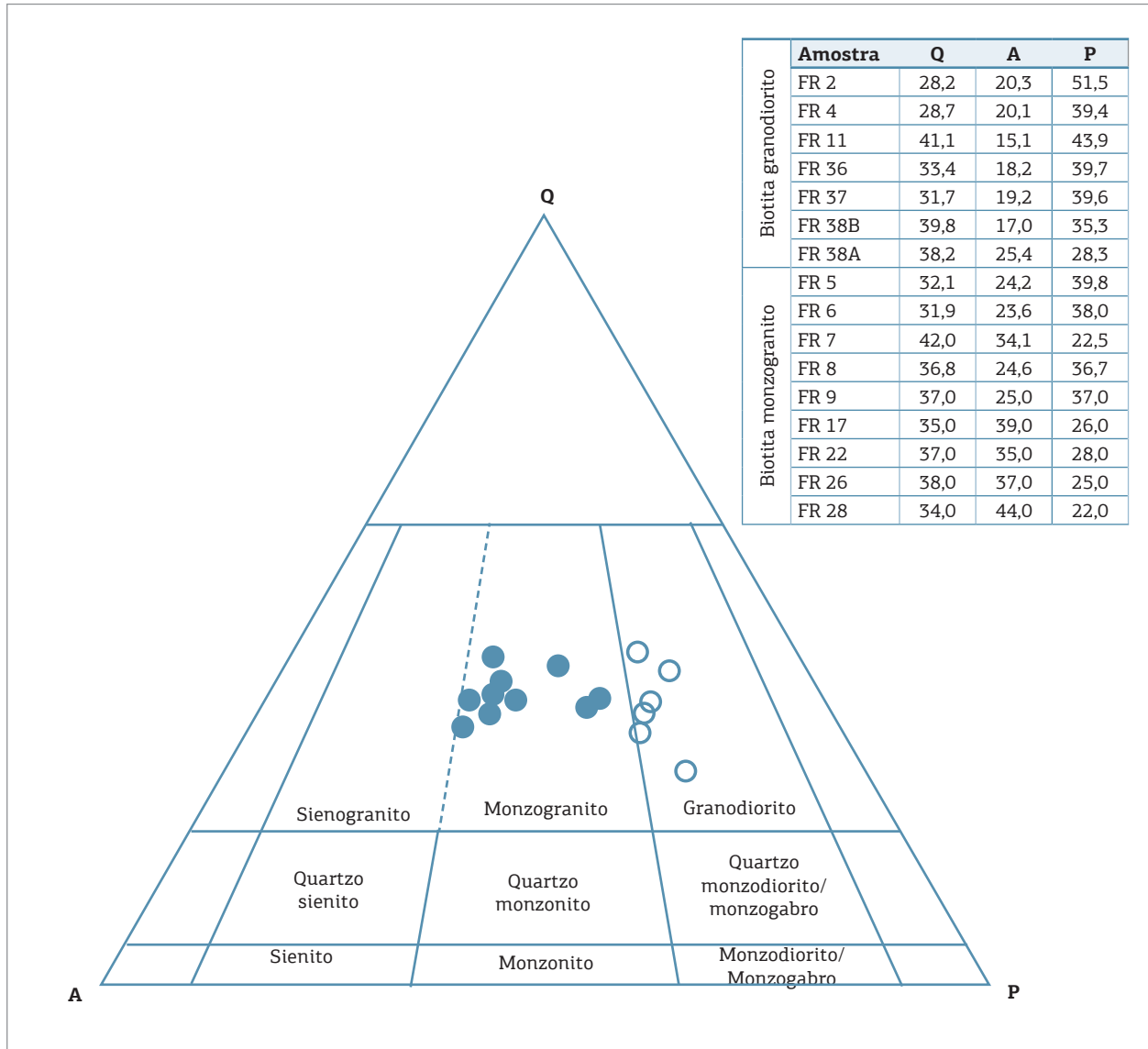


Figura 2. Diagrama ternário utilizando quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio de Streckeisen (1976) em Le Maitre (1989) para as amostras representativas de biotita granodioritos e biotita monzogranitos.

ondulante, ou como agregados recristalizados tardios, preenchendo espaços intersticiais junto com a muscovita secundária (Figs. 4B e 4E).

O feldspato alcalino é representado por microclínio pertítico, que varia de anédrico a subédrico (até 3,0 mm), com geminação em grade e intercrescimento mirmequítico. Alguns cristais mostram alteração potássica, marcada pela substituição de microclínio por um novo feldspato alcalino, na forma de manchas (Figs. 4E e 4D).

Plagioclásio ( $An_{20-40}$ ) estimado petrograficamente (Michel-Levy 1894) ocorre na forma de cristais tabulares (0,8 a 2,5 mm), com geminação segundo a Lei da Albita. Contém inclusões de minerais acessórios no núcleo saussuritizado e sericitizado (Figs. 4B e 4D).

A biotita de hábito lamelar (até 1,5 mm) representa a única fase máfica e mostra pleocroísmo variando de verde a marrom. Frequentemente altera-se para clorita associada com epidoto, muscovita, titanita e magnetita (Fig. 4F). Os minerais acessórios são representados por cristais aciculares de apatita (0,3 mm), titanita de cor marrom avermelhado e hábito esfenoidal e zircão. O zircão apresenta hábito euédrico e forma de prismas alongados com terminações bipiramidais, incluso nos cristais de biotita. A magnetita ocorre em pequenas proporções, como cristais anédricos associados a biotita, epidoto e titanita.

Como minerais secundários ocorrem uma massa de sericita-muscovita-epidoto associada à alteração do plagioclásio,

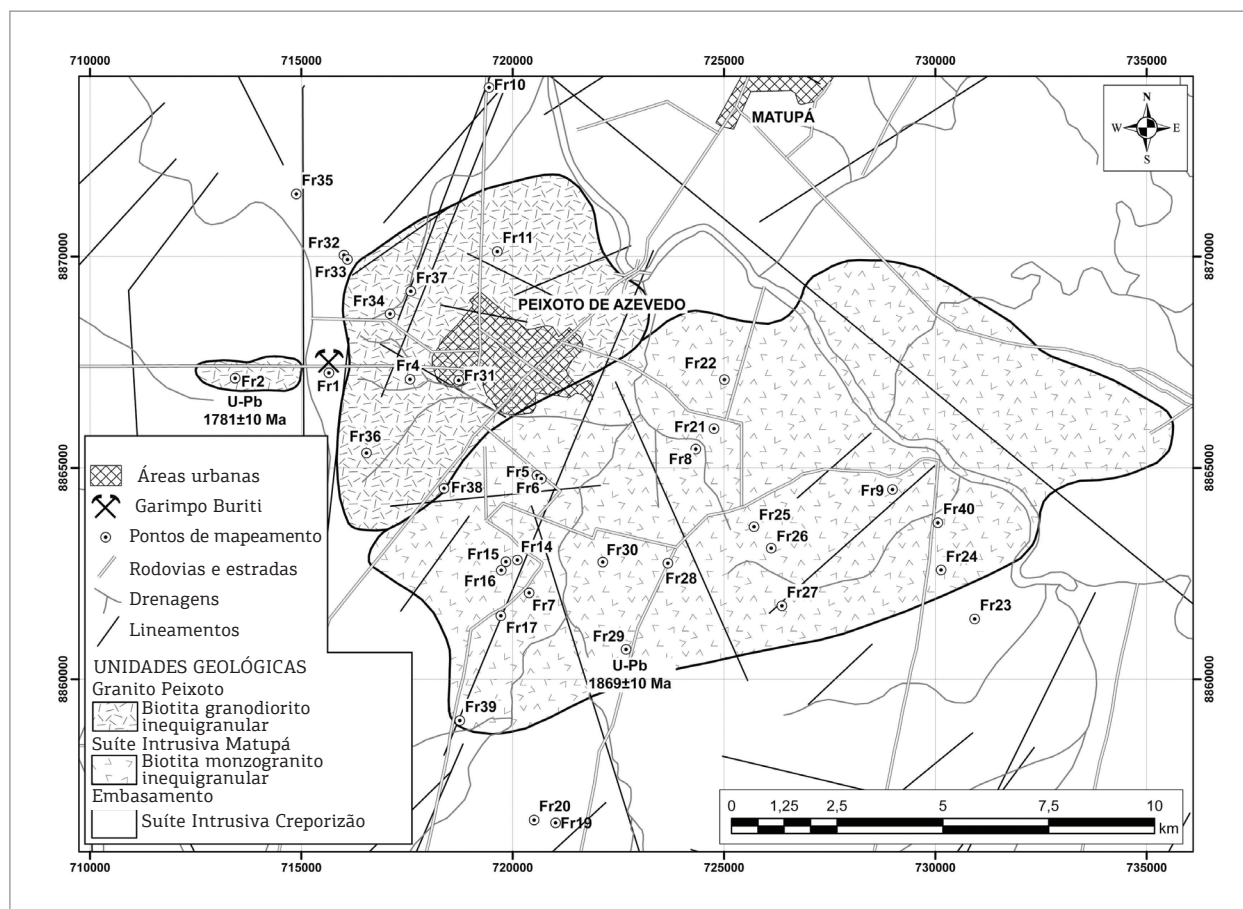


Figura 3. Mapa geológico dos granitos da região de Peixoto de Azevedo ilustrando as áreas de ocorrência de biotita granodioritos e biotita monzogranitos.

clorita substituindo biotita, feldspato secundário substituindo microclínio e microvênulas de epidoto e quartzo preenchendo fraturas (Fig. 4E).

## GRANITO PEIXOTO

### Biotita granodiorito

O biotita granodiorito é uma rocha de coloração cinza clara, textura porfírica de granulação média (Figs. 5A e 5C) cuja assembleia mineralógica principal é representada por quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino e biotita, e localizadamente hornblenda. Os fenocristais de plagioclásio (1,5 cm) predominam sobre fenocristais de feldspato alcalino (2,0 cm). Enclaves de mesma composição e granulação fina são feições comuns nesses granitos e variam de centimétricos a métricos.

Microscopicamente, observa-se textura hipidiomórfica porfírica a inequigranular (Figs. 5B e 5D) onde os minerais estão assim representados: quartzo (40%);

plagioclásio (39%); feldspato alcalino (13%); biotita (5%); opacos e; hornblenda (3%). Nos termos porfíricos, os fenocristais de plagioclásio e feldspato alcalino perfazem cerca de 60% da rocha, sendo a matriz (40%) constituída por quartzo anédrico ou agregados policristalinos e biotita.

O quartzo formou-se em duas etapas: o primeiro de hábito anédrico (até 1,5 mm) e com extinção ondulante e outro tardio, intersticial, formando agregados policristalinos (Figs. 5D e 5F).

A composição do plagioclásio ( $An_{20-30}$ ), estimada pelo método de Michel-Levy (1894), varia de oligoclásio a andesina. Ocorrem na forma de cristais tabulares a subédricos (3,5 mm), geminação segundo a Lei Albita e exibe frequente zoneamento oscilatório, além de inclusões de minerais acessórios no núcleo saussuritizado (Figs. 5B, 5D e 5F).

Fenocristais de feldspato alcalino são representados por ortoclásio pertítico com geminação Carlsbad, e em menor proporção por microclínio com macla xadrez, os quais, por vezes, apresentam inclusões poiquilíticas de hornblenda,

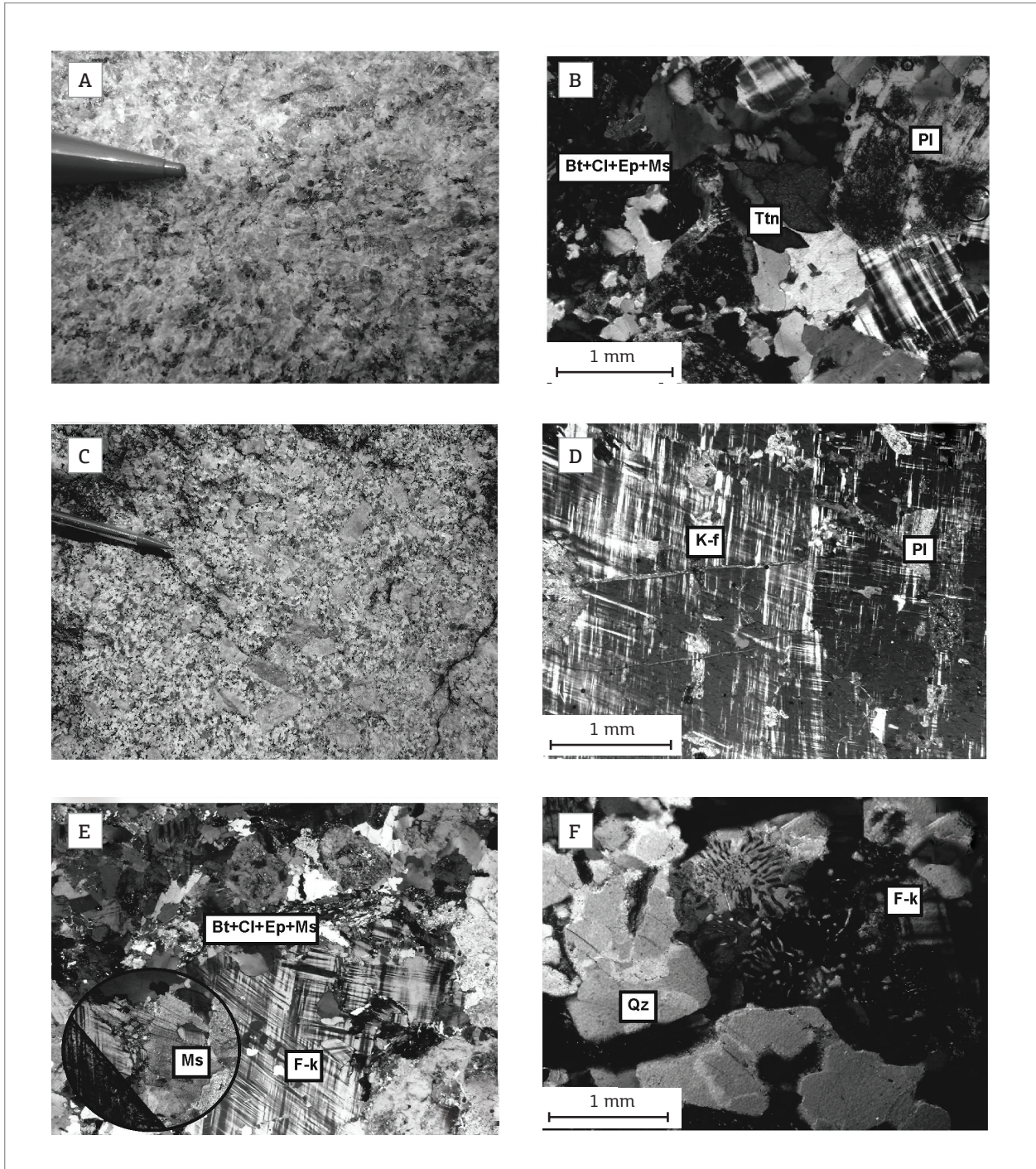


Figura 4. Suíte Intrusiva Matupá: biotita monzogranito. (A) Monzogranito com textura porfírica e (B) equigranular grossa; (C) textura porfírica, fenocristais de microclínio; (D) megacristais de feldspato alcalino com inclusões poiquilíticas de plagioclásio; (E) biotita cloritizada + epidoto + sericita e muscovita; (F) intercrescimento mirmequítico. Fotomicrografias com os polarizadores cruzados.

biotita e quartzo, além de intercrescimento mirmequítico nas bordas (Fig. 5B).

A biotita e a hornblenda representam as fases máficas. A biotita possui cor marrom, hábito lamelar (1,5 mm) e frequentemente altera para clorita. A hornblenda de hábito romboédrico

(até 0,8 mm) apresenta geminação setorial, pleocroísmo verde-escuro a verde-amarelado e ocorre inclusa no feldspato alcalino, evidenciando uma formação precoce (Fig. 5B).

Os minerais acessórios são representados por cristais aciculares de apatita, titanita de cor marrom avermelhada e hábito

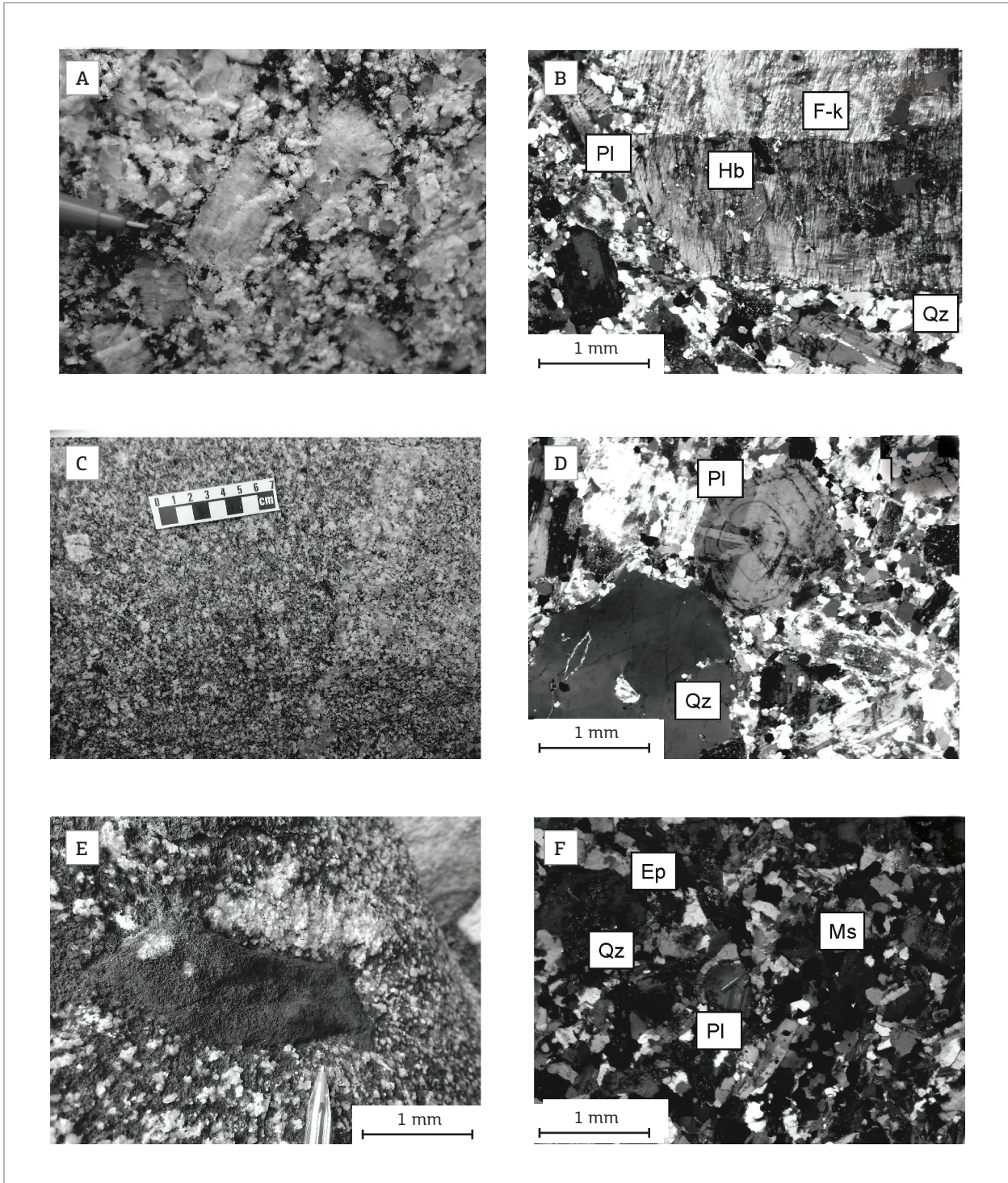


Figura 5. Granodiorito Peixoto: (A e B) granodiorito com textura porfírica, evidenciada por fenocristais de feldspato alcalino e plagioclásio, com inclusões poiquilíticas de hornblenda; (C) textura porfírica; (D) fenocristais de plagioclásio com zoneamento oscilatório, quartzo anédrico e intersticial; (E) enclave microcristalina de mesma composição; (F) minerais secundários: epidoto, clorita e muscovita. Fotomicrografias com os polarizadores cruzados.

esfenoidal e zircão prismático, bem preservado, incluso na biotita e pequenas proporções de magnetita. A fase secundária é marcada por sericita-muscovita-epidoto, associadas à sausrização do plagioclásio e clorita substituindo biotita (Fig. 5F).

## GEOQUÍMICA

Na Tab. 1 são apresentadas as análises químicas de 14 amostras representativas dos granitos estudados, incluindo



8 amostras de biotita monzogranito e 6 amostras de biotita granodiorito. Dados de Moura e Botelho (2002), contendo nove amostras de granitos da Suíte Intrusiva Matupá, nas proximidades do Garimpo Serrinha, são exibidos na Tab. 2 e serão utilizados na interpretação geoquímica do biotita monzogranito.

O biotita monzogranito possui valores de SiO<sub>2</sub> entre 72 e 76%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 12,40 e 14,07%, baixos teores de MgO (< 0,55%) e razões moderadas a altas de K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O (1,32 a 1,77). Os dados de Moura & Botelho (2002) mostram intervalos mais amplos para SiO<sub>2</sub>, entre 67 a 75%, e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 13 e 15%, bem como MgO entre 0,40 e 1,60%. As razões de K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O (1,12 a 1,59) são moderadas, concordantes com os valores do biotita monzogranito deste trabalho. O biotita granodiorito apresenta valores de SiO<sub>2</sub> entre 69 e 73%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 13 e 14%, MgO entre 0,59 e 1,22% e razões moderadas de K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O (0,93 e 1,32).

### Características químicas gerais

Os dados geoquímicos interpretados no diagrama de SiO<sub>2</sub> versus K<sub>2</sub>O (Peccerillo & Taylor 1976), específicos, sugerem que o biotita monzogranito (Suíte Intrusiva Matupá) e o biotita granodiorito (Granito Peixoto) representam um magmatismo calcialino de alto potássio (Fig. 6A), embora duas amostras de Moura & Botelho (2002) plotem no limite com as séries shoshoníticas. Em relação ao índice de saturação em alumina de Shand (1943) (Maniar & Piccoli 1989), as amostras variam de metaluminosas a fracamente peraluminosas (Fig. 6B) similares a granitos tipo I peraluminosos. Considerando a classificação proposta por Frost *et al.* (2001), observa-se que todas as amostras são predominantemente ferrosas, com elevadas razões de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>t</sup>/(Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>t</sup>+MgO) compreendidas entre (0,83 e 0,91) para o biotita monzogranito, e fracamente ferrosa (0,72 a 0,79) para o biotita granodiorito (0,61 a 0,79) para os dados de Moura e Botelho (2002) (Tabs. 1 e 2).

A análise dos diagramas tipo Harker (1909) usando SiO<sub>2</sub> como índice de diferenciação versus elementos maiores (Fig. 7) e traço (Fig. 8) mostram um padrão típico de rochas calcialcalinas. Para o biotita monzogranito (Suíte Intrusiva Matupá) e dados de Moura e Botelho (2002), os diagramas mostram *trends* evolutivos com correlações negativas com a maioria dos elementos, indicando uma evolução por fracionamento mineral de plagioclásio (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Ba e Sr), hornblenda (MgO), apatita (P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>), titanita (TiO<sub>2</sub>), magnetita (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), monazita e/ou alanita (Ce) e zircão (Zr). Moura (1998) interpreta as anomalias negativas de FeO, MgO e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> como indicativas de fracionamento de biotita. Alguns elementos apresentam comportamento aleatório com a SiO<sub>2</sub> (K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O, Ce e Y). Tais dispersões são consideradas como indicativas

de mistura de magmas de fontes distintas, contaminação crustal ou modificações tardias provocadas por processos hidrotermais. Rb mostra correlação positiva, sugerindo o acúmulo de feldspato potássico ou enriquecimento devido à alteração potássica observada em seção delgada. Para o biotita granodiorito (Granito Peixoto) o padrão é similar aos outros granitos. Esses também apresentam correlações negativas de SiO<sub>2</sub> com a maioria dos elementos maiores e traço, sugerindo uma evolução por fracionamento dos minerais descritos acima.

### Variação dos elementos terras raras e traço

O padrão de elementos terras raras (ETR) e de elementos traço para o biotita granodiorito mostram um enriquecimento dos ETR leves em relação aos ETR pesados, de acordo com a razão (La<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub>) » 7,67 a 17,31) e anomalia negativa de Eu (razões Eu/Eu\* entre 0,46 – 0,72) (Fig. 9A). O diagrama multielementar da Figura 9B mostra anomalias negativas de Ba, P, Ti e Nb, sugerindo uma evolução por cristalização fracionada com participação de plagioclásio, apatita e titanita.

Para o biotita monzogranito, o padrão de ETR e elementos traço (Fig. 9C e 9D) mostra um enriquecimento de elementos terras raras leves (ETRL) sobre elementos terras raras pesados (ETRP) (La<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub>) » 7,13 a 29,09) e anomalia negativa de Eu (razões Eu/Eu\* entre 0,25 – 0,40), enquanto dados de Moura e Botelho (2002) mostram razões muito elevadas (La<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub>) » 11,24 a 84,96), evidenciando um enriquecimento de ETRL sobre ETRP mais pronunciado do que o biotita monzogranito e anomalia negativa de Eu (razões Eu/Eu\* entre 0,34 – 0,61) (Figs. 9E e 9F). Os diagramas multielementares, para ambos, mostram anomalias negativas de Ba, Sr, P e Ti. Esses resultados indicam fracionamento de plagioclásio, titanomagnetita e/ou ilmenita e apatita.

A anomalia negativa de Nb presente nas duas unidades estudadas é comum em rochas calcialcalinas de alto potássio e geralmente são interpretadas como herança de uma fonte de ambientes de arco (Fig. 9). Entretanto, Clemens *et al.* (2009) sugerem que anomalia negativa de Nb indica envolvimento de fusão crustal na origem dos magmas.

### Ambiência tectônica

No diagrama de discriminação tectônica de Pearce (1996), todas as amostras plotam no campo dos granitos pós-colisionais (Fig. 10A). Em diagrama classificatório de Whalen *et al.* (1987), as amostras coincidiram com campos de granitos tipo I (Fig. 10B).

O uso de diagramas de Pearce (1996) para discriminar ambientes tectônicos, embora venham sendo usados com muita frequência para rochas paleoproterozóicas, tem mostrado que são pouco conclusivos. Composições de elementos

Tabela 1. Análises litoquímicas dos granitos da região de Peixoto de Azevedo – MT. Os óxidos estão representados em porcentagem em peso e os elementos-traço em ppm.

Amostras	Biotita granodiorito							Biotita monzogranito						
	FR02	FR04	FR11	FR31	FR36A	FR38B	FR05	FR07	FR08	FR16	FR17	FR24	FR26	FR27
SiO <sub>2</sub>	69,18	71,01	73,33	69,44	70,25	70,10	73,89	76,40	75,35	75,39	73,94	73,00	73,82	72,40
TiO <sub>2</sub>	0,31	0,27	0,22	0,36	0,33	0,29	0,17	0,15	0,10	0,13	0,12	0,17	0,17	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,75	14,72	13,77	14,80	14,33	14,62	13,81	12,40	13,48	13,19	14,02	14,17	13,26	14,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>t</sup>	3,13	2,62	2,27	3,26	3,10	2,93	1,85	1,72	1,17	1,54	1,50	1,87	1,98	1,98
MnO	0,05	0,06	0,06	0,07	0,07	0,06	0,05	0,06	0,03	0,06	0,06	0,06	0,08	0,06
MgO	1,09	0,92	0,59	1,17	1,22	1,09	0,33	0,26	0,12	0,23	0,24	0,34	0,33	0,41
CaO	2,47	2,30	1,77	2,53	2,20	2,39	0,90	0,86	0,83	0,78	0,78	0,91	0,91	1,07
Na <sub>2</sub> O	3,90	3,91	3,53	3,28	3,43	3,56	3,21	3,27	3,47	3,38	3,43	3,09	3,00	3,28
K <sub>2</sub> O	3,92	3,64	3,67	4,33	3,99	3,90	5,10	4,32	4,84	4,68	5,33	5,46	5,22	5,37
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,07	0,08	0,14	0,11	0,08	0,07	0,06	0,04	0,05	0,07	0,07	0,11	0,09
LOI	0,80	0,40	0,60	0,40	0,80	0,80	0,50	0,40	0,50	0,50	0,40	0,70	1,00	0,90
TOTAL	99,73	99,89	99,89	99,80	99,82	99,84	99,88	99,92	99,96	99,92	99,89	99,85	99,85	99,84
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1,01	0,93	1,04	1,32	1,16	1,10	1,59	1,32	1,39	1,38	1,55	1,77	1,74	1,64
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	7,82	7,55	7,20	7,61	7,42	7,46	8,31	7,59	8,31	8,06	8,76	8,55	8,22	8,65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>t</sup> /(Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>t</sup> +MgO)	0,74	0,74	0,79	0,74	0,72	0,73	0,85	0,87	0,91	0,87	0,86	0,85	0,86	0,83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O)	1,89	1,95	1,91	1,94	1,93	1,96	1,66	1,63	1,62	1,64	1,60	1,66	1,61	1,62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O+CaO)	1,43	1,49	1,54	1,46	1,49	1,48	1,50	1,47	1,47	1,49	1,47	1,50	1,45	1,44
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O-CaO	5,35	5,25	5,43	5,08	5,22	5,07	7,41	6,73	7,48	7,28	7,98	7,64	7,31	7,58
Zr+Nb+Ce+Y	255,90	243,60	230,50	290,00	273,70	217,20	256,50	246,60	182,60	198,70	196,60	248,50	293,60	310,30
Ni	0,00	22,00	0,00	16,60	23,00	20,40	0,00	0,00	0,00	1,80	1,70	2,40	2,20	2,70
Co	5,90	5,30	3,20	7,00	7,00	6,40	1,70	1,50	0,80	1,40	1,20	1,80	2,20	2,20
Cu	3,00	13,20	8,10	21,10	19,70	21,30	8,90	2,50	1,50	5,10	4,40	6,40	8,00	8,80
V	42,00	35,00	17,00	42,00	40,00	41,00	14,00	13,00	0,00	12,00	10,00	17,00	12,00	14,00
Sc	4,00	6,00	4,00	7,00	6,00	6,00	4,00	4,00	2,00	3,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Cs	1,60	5,90	9,10	8,90	6,60	8,90	3,30	3,20	4,20	6,30	6,80	2,90	5,60	3,10
Ba	1.423,00	389,00	531,00	760,00	616,00	542,00	686,00	296,00	186,00	237,00	396,00	622,00	558,00	677,00
Rb	123,20	174,90	189,50	206,50	193,90	188,10	260,90	227,80	257,90	264,10	284,30	276,70	326,60	246,70
Sr	563,60	178,40	185,40	224,60	188,40	195,60	158,30	90,90	59,00	82,10	105,00	143,40	147,40	148,90
Nb	10,10	12,80	12,20	11,80	11,40	11,50	17,60	16,50	11,20	15,80	13,90	14,60	19,90	14,40
Hf	4,10	4,80	3,60	4,80	4,60	3,70	4,10	3,00	2,80	3,20	2,60	3,50	4,00	4,60
Zr	163,60	142,20	128,90	172,00	148,40	130,40	132,30	106,90	79,20	88,60	94,50	130,00	152,70	152,30
Y	13,60	23,50	18,60	21,30	29,60	19,00	22,10	28,90	32,30	24,90	20,70	22,70	13,90	33,90
U	2,10	3,00	5,50	5,20	8,00	7,60	19,00	9,70	5,70	3,30	3,90	3,60	7,50	6,30
Th	11,90	18,20	19,00	17,20	20,10	17,20	23,40	28,10	19,60	23,10	23,90	30,80	34,80	33,80
Ta	0,80	1,50	1,40	1,40	1,20	1,20	1,60	1,80	1,00	1,90	1,80	1,50	2,10	1,30
Zn	19,00	38,00	39,00	53,00	48,00	45,00	26,00	33,00	16,00	30,00	30,00	25,00	45,00	37,00
Be	3,00	0,00	2,00	2,00	5,00	1,00	3,00	3,00	2,00	2,00	2,00	1,00	5,00	0,00
Mo	0,30	0,00	0,00	0,30	0,60	0,70	0,20	0,10	0,00	0,70	0,20	0,50	6,20	0,30
Hg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sn	0,00	0,00	2,00	2,00	1,00	0,00	1,00	1,00	0,00	1,00	1,00	1,00	3,00	2,00

Tabela 1. Continuação.

Amostras	Biotita granodiorito							Biotita monzogranito						
	FR02	FR04	FR11	FR31	FR36A	FR38B	FR05	FR07	FR08	FR16	FR17	FR24	FR26	FR27
W	0,00	0,00	0,00	1,00	1,40	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,50	0,00	1,60	1,20
Se	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Bi	0,00	0,10	0,30	0,10	0,00	0,20	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,30
Cd	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ag	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Au	0,00	0,00	0,80	0,00	1,10	1,40	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
As	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Tl	0,10	0,40	0,20	0,50	0,50	0,40	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ga	16,10	18,00	16,30	16,80	16,70	17,20	15,90	15,90	15,70	16,30	16,70	16,80	16,90	15,90
Ni	9,90	18,60	4,10	0,00	23,80	0,00	2,50	2,40	1,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
La	33,90	28,00	34,20	42,60	50,00	30,40	41,40	53,20	30,90	38,20	38,10	41,80	60,40	64,50
Ce	68,60	65,10	70,80	84,90	84,30	56,30	84,50	94,30	59,90	69,40	67,50	81,20	107,10	109,70
Pr	7,37	6,93	7,26	9,59	9,90	6,35	8,66	10,18	7,46	7,61	7,64	9,19	11,51	12,77
Sm	4,47	5,07	4,73	6,08	6,16	4,17	5,40	6,23	5,15	4,75	4,65	6,10	5,73	7,09
Nd	25,50	24,10	26,80	36,50	35,30	23,70	28,90	34,50	24,50	25,00	26,90	34,50	37,00	45,90
Eu	0,93	0,75	0,66	0,90	0,87	0,70	0,64	0,48	0,52	0,42	0,48	0,64	0,59	0,76
Gd	3,48	4,08	4,07	4,91	5,30	3,59	4,46	5,38	4,63	4,09	3,81	4,68	4,18	6,06
Tb	0,48	0,69	0,62	0,63	0,76	0,53	0,69	0,84	0,83	0,64	0,56	0,68	0,50	0,90
Dy	2,78	4,35	3,63	3,71	4,63	3,33	3,54	4,93	4,33	3,93	3,39	3,92	2,85	5,43
Ho	0,47	0,79	0,69	0,65	0,95	0,64	0,85	1,04	1,08	0,78	0,61	0,72	0,44	1,02
Er	1,49	2,54	1,97	1,95	2,46	1,88	2,34	3,11	3,21	2,42	1,81	2,29	1,21	2,99
Tm	0,21	0,38	0,30	0,29	0,40	0,28	0,34	0,45	0,50	0,37	0,28	0,32	0,20	0,44
Yb	1,32	2,46	1,79	1,84	2,43	1,99	2,38	3,05	2,92	2,65	2,06	2,27	1,40	2,90
Lu	0,20	0,34	0,31	0,26	0,37	0,28	0,36	0,43	0,47	0,34	0,31	0,31	0,24	0,40
La/Yb (N)	17,31	7,67	12,88	15,61	13,87	10,30	11,73	11,76	7,13	9,72	12,47	12,41	29,09	14,99
Eu/Eu*	0,72	0,50	0,46	0,50	0,47	0,55	0,40	0,25	0,33	0,29	0,35	0,37	0,37	0,35

traço são função da história da fonte e da cristalização fracionada do líquido, sendo o ambiente tectônico nesse caso secundário. Granitos pós-colisionais podem ser originados a partir de uma diversidade de fontes, pois são dependentes da composição e espessamento da crosta durante a orogênese (Liégeois 1998). Dessa forma, composições químicas dos granitos nem sempre refletem o ambiente tectônico.

Rochas ígneas calcálicas de médio e alto potássio são comuns tanto em ambientes orogênicos como pós-orogênicos e podem ser originadas por diversos processos: fusão de meta-andesitos ricos em potássio (Robert & Clemens 1993);

assimilação de metapelitos por magmas basálticos ricos em alumínio (Douce 1995); fusão de manto enriquecido acompanhado de assimilação crustal e cristalização fracionada (Schaltegger & Corfu 1992). Dessa forma, as rochas aqui estudadas, embora plotem no campo de granitos pós-colisionais em diagramas de discriminação tectônica, podem ter se originado em ambientes de subducção.

A forma mais adequada de elaborar um modelo neste caso, é levar em consideração a associação de rochas da região, bem como sua evolução tectônica. O modelo mais aceito para a evolução do cráton amazônico nesse intervalo

Tabela 2. Análises litoquímicas da Suíte Intrusiva Matupá. Os óxidos estão representados em porcentagem em peso e os elementos-traço em ppm. Dados de Moura &amp; Botelho (2002).

Amostras	Suíte Intrusiva Matupá								
	SEI.4.6'	SEI.4.8'	SEIIA <sup>2</sup>	SEIIC2'	SEIID <sup>1+3</sup>	SEIIIA <sup>2</sup>	SEPE1 <sup>2</sup>	SEPXI'	SEVVA <sup>2</sup>
SiO <sub>2</sub>	73,58	69,77	75,09	64,40	73,07	71,00	74,09	69,40	67,35
TiO <sub>2</sub>	0,19	0,46	0,17	0,62	0,20	0,36	0,34	0,42	0,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,20	13,96	13,85	14,77	14,31	14,36	13,23	14,30	15,47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>t</sup>	1,20	1,92	1,15	5,98	1,27	2,06	1,21	2,47	2,41
MnO	0,03	0,08	0,03	0,10	0,03	0,06	0,03	0,11	0,07
MgO	0,60	1,15	0,40	1,60	0,48	0,89	0,57	1,00	1,54
CaO	1,28	1,95	1,12	2,50	1,63	2,08	1,55	1,44	2,89
Na <sub>2</sub> O	3,15	3,16	3,07	3,36	3,41	3,62	2,73	3,50	3,65
K <sub>2</sub> O	4,92	5,02	4,13	4,24	5,15	4,16	4,30	4,76	4,09
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,15	0,06	0,21	0,08	0,13	0,10	0,15	0,17
LOI	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
TOTAL	100,18	99,79	100,04	99,05	100,57	100,12	99,41	99,76	100,18
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1,56	1,59	1,35	1,26	1,51	1,15	1,58	1,36	1,12
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	8,07	8,18	7,20	7,60	8,56	7,78	7,03	8,26	7,74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>t</sup> /(Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>t</sup> +MgO)	0,67	0,63	0,74	0,79	0,73	0,70	0,68	0,71	0,61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O)	1,76	1,71	1,92	1,94	1,67	1,85	1,88	1,73	2,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O+CaO)	1,52	1,38	1,66	1,46	1,40	1,46	1,54	1,47	1,46
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O-CaO	6,79	6,23	6,08	5,10	6,93	5,70	5,48	6,82	4,85
Zr+Nb+Ce+Y	333,10	321,08	266,70	555,60	324,16	360,80	253,80	455,10	385,90
Ni	<5	<5	<1	35,00	<1	n.a.	<5	<5	13,00
Co	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Cu	5,00	9,00	3,00	57,00	9,00	4,00	8,00	34,00	18,00
V	15,00	40,00	23,00	67,00	37,00	28,00	34,00	39,00	55,00
Sc	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Cs	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	5,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ba	628,00	918,00	501,00	1.018,00	889,00	718,00	813,00	908,00	1.302,00
Rb	258,00	202,00	196,00	225,00	248,00	176,00	184,00	180,00	148,00
Sr	176,00	222,00	139,00	299,00	263,00	184,00	171,00	235,00	277,00
Nb	18,00	15,00	6,00	30,00	17,00	12,00	16,00	18,00	20,00
Hf	n.a.	n.a.	3,60	n.a.	4,10	5,30	4,40	n.a.	5,40
Zr	161,00	199,00	138,00	278,00	189,00	148,00	135,00	249,00	225,00
Y	26,00	18,00	29,00	44,00	21,00	39,00	23,00	57,00	36,00
U	n.a.	n.a.	5,00	n.a.	n.a.	7,00	4,00	n.a.	4,00

Continua...

Tabela 2. Continuação.

Amostras	Suíte Intrusiva Matupá								
	SEI.4.6'	SEI.4.8'	SEIIA <sup>2</sup>	SEIIC2'	SEIID <sup>1,3</sup>	SEIIIA <sup>2</sup>	SEPE1 <sup>2</sup>	SEPXI'	SEVVA <sup>2</sup>
Th	26,00	24,00	29,00	45,00	20,00	21,00	24,00	16,00	13,00
Ta	n.a.	n.a.	1,40	n.a.	1,40	1,20	1,30	n.a.	2,10
Zn	36,00	46,00	30,00	101,00	36,00	53,00	39,00	51,00	56,00
Be	3,00	2,00	3,00	n.a.	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Mo	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Hg	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sn	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
W	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Se	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Bi	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Cd	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ag	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Au	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Pb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
As	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Tl	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ga	10,00	16,00	n.a.	23,00	11,00	11,00	10,00	10,00	10,00
Ni	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
La	61,96	40,78	48,90	86,49	44,20	103,80	35,70	80,15	47,30
Ce	128,10	89,08	93,70	203,60	97,16	161,80	79,80	131,10	104,90
Pr	n.a.	n.a.	10,30	n.a.	n.a.	17,20	8,90	n.a.	11,90
Sm	7,68	4,77	7,30	11,97	5,75	9,50	5,60	14,40	7,10
Nd	52,61	28,08	36,20	78,67	39,34	61,10	31,60	82,45	42,20
Eu	0,77	0,57	0,90	1,28	0,85	1,20	0,60	1,66	0,90
Gd	4,13	1,92	6,00	6,83	3,22	8,00	5,20	9,67	6,90
Tb	n.a.	n.a.	0,90	n.a.	n.a.	1,10	0,70	n.a.	0,90
Dy	3,27	1,47	5,60	5,31	2,61	6,30	3,70	7,57	4,90
Ho	0,51	0,26	1,00	1,00	0,49	1,30	0,60	1,45	0,80
Er	1,07	0,51	3,00	2,41	1,13	3,50	1,80	3,57	2,50
Tm	n.a.	n.a.	0,50	n.a.	n.a.	0,50	0,20	n.a.	0,30
Yb	0,75	0,32	2,90	1,65	0,94	3,10	1,50	2,20	2,10
Lu	0,08	0,06	0,50	0,22	0,12	0,50	0,20	0,26	0,30
La/Yb (N)	55,08	84,96	11,24	34,95	31,35	22,32	15,87	24,29	15,02
Eu/Eu*	0,42	0,58	0,42	0,44	0,61	0,42	0,34	0,43	0,40

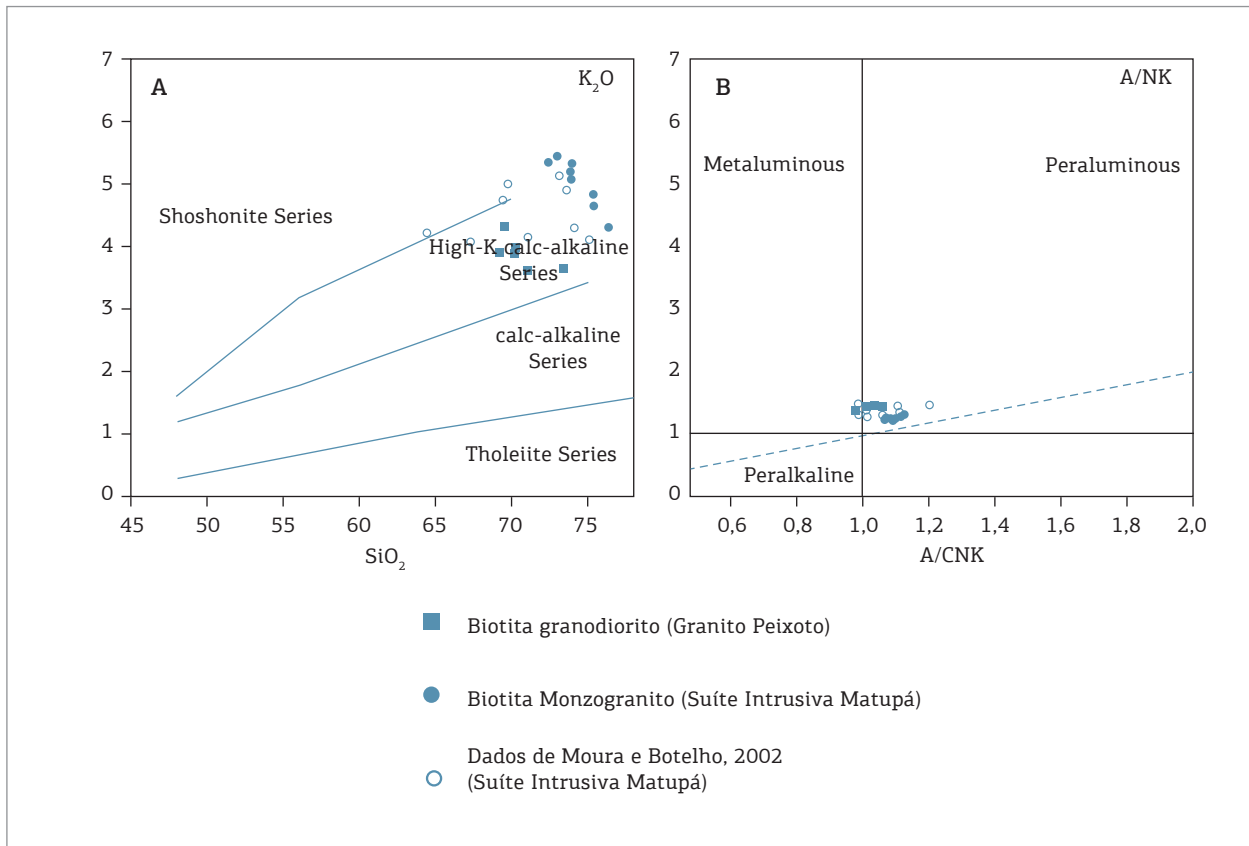


Figura 6. Diagramas de classificação geoquímica e séries magmáticas. (A) Diagrama de Maniar & Piccoli (1989) com os índices de peraluminosidade de Shand (1943). (B) Diagrama  $SiO_2$  versus  $K_2O$  (Peccherillo & Taylor 1976).

de tempo tem sido o de acreção continental (Tassinari & Macambira 1999, Santos *et al.* 2000). Entretanto, alguns autores (Pinho *et al.* 2003, Barros *et al.* 2009, Silva & Abram 2008, Lacerda Filho *et al.* 2004) apresentam a hipótese de que as orogêneses no Cráton Amazônico, na porção estudada, terminaram em 1,8 Ga com a formação do supercontinente Columbia. Dessa forma, o magmatismo calcialcalino de alto potássio, que ocorreu entre 1,8 – 1,78 Ga, ocorre num ambiente extensional, pós-colisional a intraplaca. Pinho *et al.* (2003) e Barros *et al.* (2009) baseiam suas premissas na presença de magmatismo bimodal na região do Moriru, o qual ausenta composições intermediárias como esperado em ambientes de margem destrutivas. Santos *et al.* (2008; 2014), com base em estudos paleomagnéticos, propõem que o supercontinente Columbia amalgamou em 1,8 Ga, os continentes Báltico, Laurência, Norte da China, Cráton Amazônico, entre outros (Rogers 1996, Meert 2002, Meert & Torsvik 2003, Rogers & Santosh 2002, 2003). Entretanto, esses processos colisionais são seguidos de processos extensionais entre 1800 e 1770 Ma. No norte da China esse período é marcado por um largo vulcanismo félsico associado a aulacógenos, enxame de diques máficos de direção

NE para NW, assim como granitos rapakivi e associações AMGC (Kusky *et al.* 2007). De forma semelhante, o Cráton Amazônico é nesse período tomado por enxames de diques e sills máficos (Venezuela, Roraima e Mato Grosso) no período de 1780 Ma.

## GEOCRONOLOGIA U-PB (SHRIMP) EM ZIRCÃO

Neste trabalho, duas amostras da região de Peixoto de Azevedo foram selecionadas para datação. A amostra FR2 corresponde ao biotita granodiorito (Granito Peixoto) e a amostra FR29 corresponde ao biotita monzogranito (Suíte Intrusiva Matupá). O método utilizado foi U-Pb SHRIMP em zircão, descrito nos métodos analíticos. Estudos prévios à datação utilizaram imagens BSE e de catodoluminescência para a amostra FR2.

### Estudo prévio dos cristais de zircão

A variação do hábito do zircão depende da velocidade de resfriamento do magma e da composição do mesmo, sendo

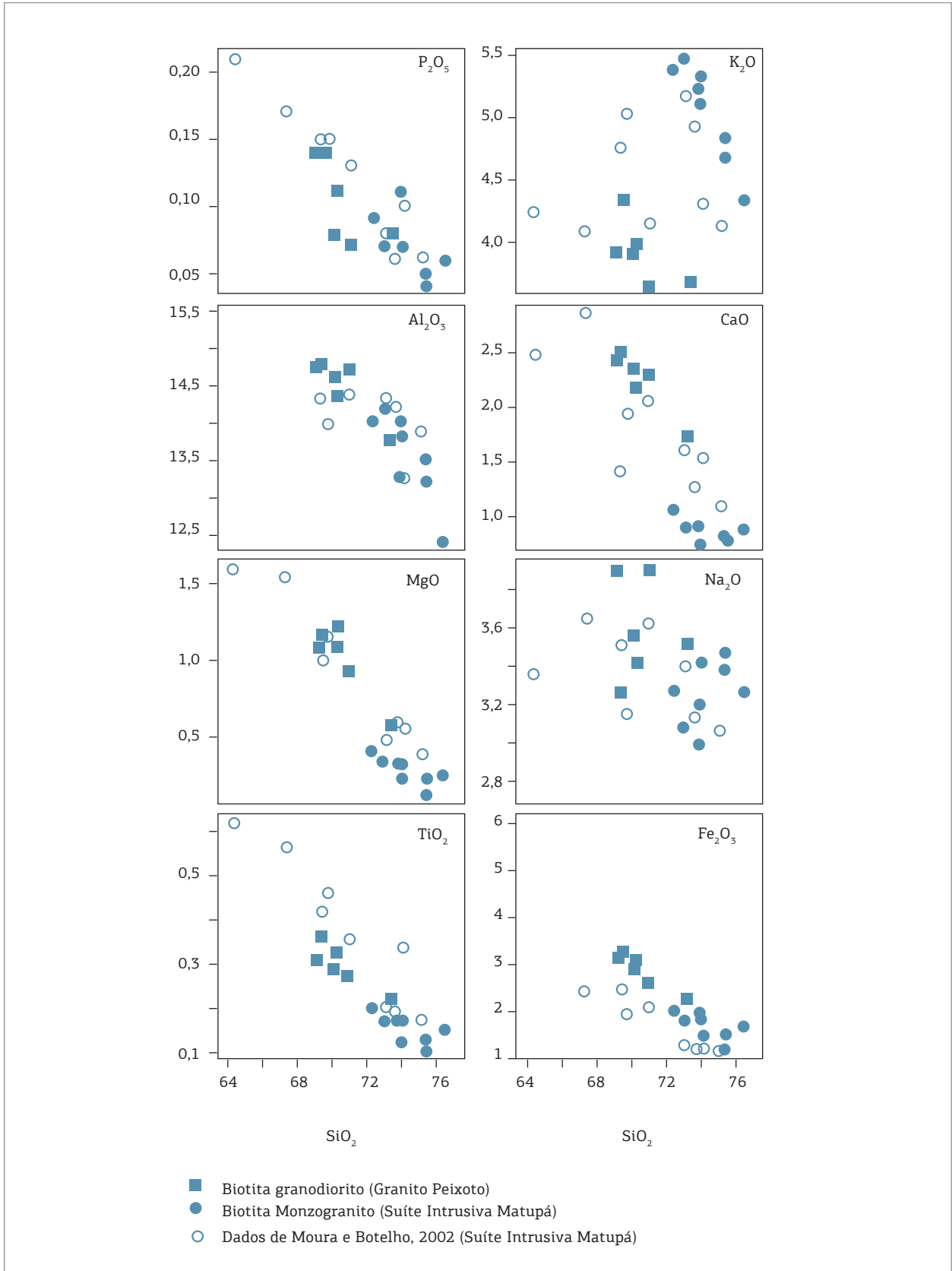


Figura 7. Diagramas binários do tipo Harker (1909) de variação dos elementos maiores para o biotita monzogranito e biotita granodiorito (deste trabalho) e dados de Moura e Botelho (2002).

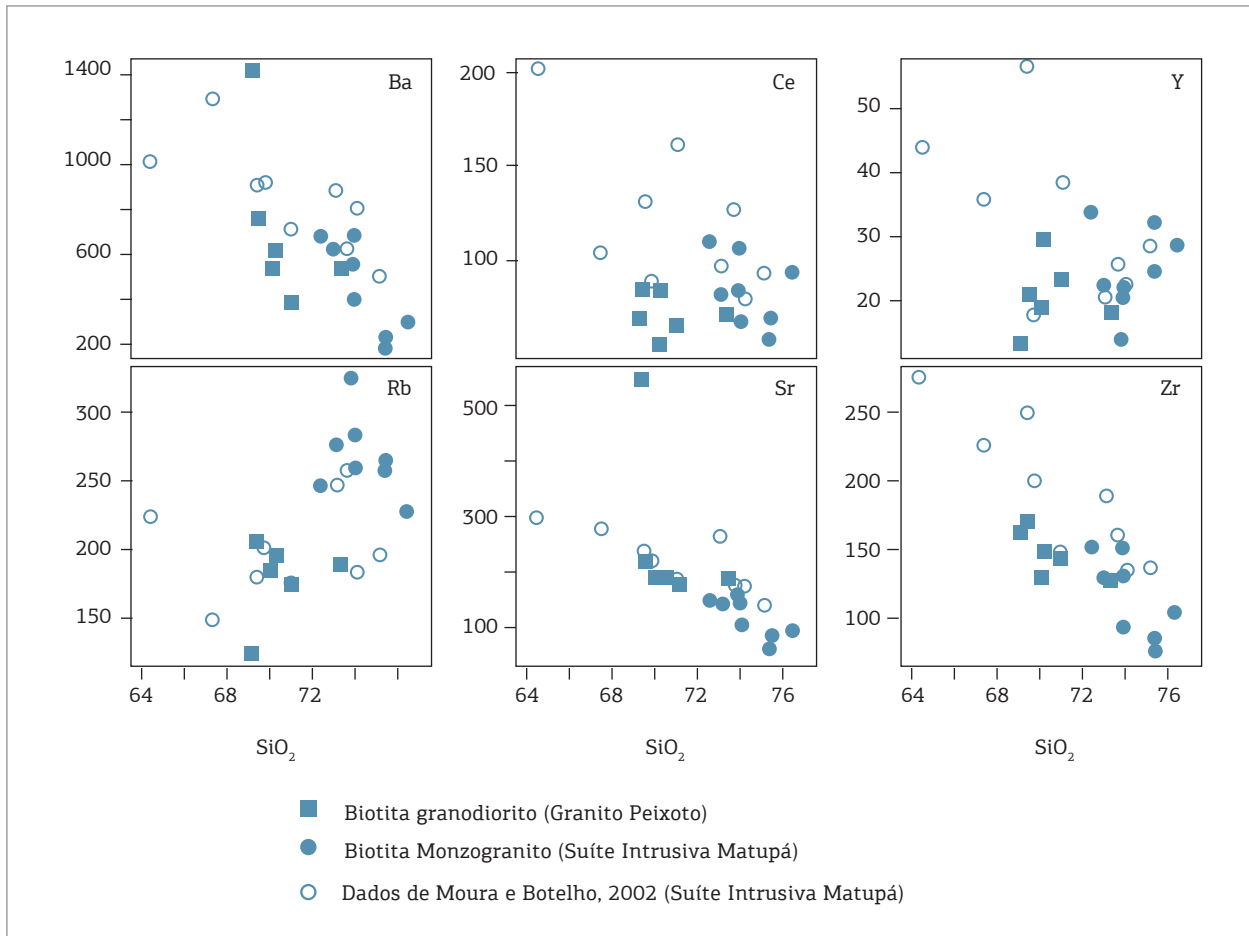


Figura 8. Diagramas binários do tipo Harker (1909) de variação dos elementos traço para o biotita monzogranito e biotita granodiorito (deste trabalho) e dados de Moura e Botelho (2002).

que rochas originadas de resfriamento rápido, em geral, apresentam cristais de zircão aciculares, enquanto cristais de zircão de magmas que se resfriaram lentamente são preferencialmente na forma de prismas curtos (Pupin 1980). De acordo com esse autor, zircão de magmas calcialcalinos, em geral, exibem combinações de formas com a presença da faces (2,1,1). Os grãos de zircão da amostra FR29 (biotita monzogranito) são marrons, automorfos, sendo alguns fraturados e quebrados. Sob a observação das imagens em microscópio eletrônico, foram evidenciados nessa unidade, cristais de dimensões entre 100 e 200  $\mu\text{m}$ , com feições morfológicas bipiramidais e alongadas, semelhantes aos de composição cálcio alcalina de alto potássio de Pupin (1980). Mostram altos teores de urânio (578 a 1135 ppm) e alto grau de metamictização, dificultando a coleta de dados com pouco Pb comum. As áreas metamícticas não são visíveis nas imagens CL (áreas escuras), somente nas imagens BSE. Alguns cristais apresentam zonação magmática com núcleos bem desenvolvidos, sobrecrescimento e inclusões de outros minerais. Uma característica interessante observada nas imagens BSE dos cristais

de zircão desse maciço são as feições porosas, típicas de grãos afetados por alteração hidrotermal (Fig. 11).

Os cristais de zircão do biotita granodiorito, (amostra FR2) são transparentes a translúcidos de cores amarelo claro e fumê, automorfos a xenomórficos, muitas vezes fraturados e quebrados. Os melhores grãos foram separados para a montagem da seção em epoxy. Sob a observação das imagens em microscópio eletrônico foram observados no granodiorito, cristais de dimensões entre 50 e 200  $\mu\text{m}$ , equidimensionais, automorfos, zonados, com sobrecrescimento e inclusões de outros minerais (Fig. 12). A Fig. 13 mostra imagens (BSE) de microscópio eletrônico de varredura (MEV), pelo método de elétrons retroespalhados e também segundo a sua luminescência, usando imagens obtidas por catodoluminescência, mostrando os locais de aplicação do feixe de  $\text{O}_2$ .

### Resultados U-Pb SHRIMP em zircão

A Tab. 3 apresenta os resultados isotópicos para as duas amostras datadas. O diagrama concórdia U-Pb da amostra FR29 (Fig. 14) e FR2 (Fig. 15) mostram uma idade de  $1869 \pm 10 \text{ Ma}$  e de  $1781 \pm 10 \text{ Ma}$ , respectivamente,



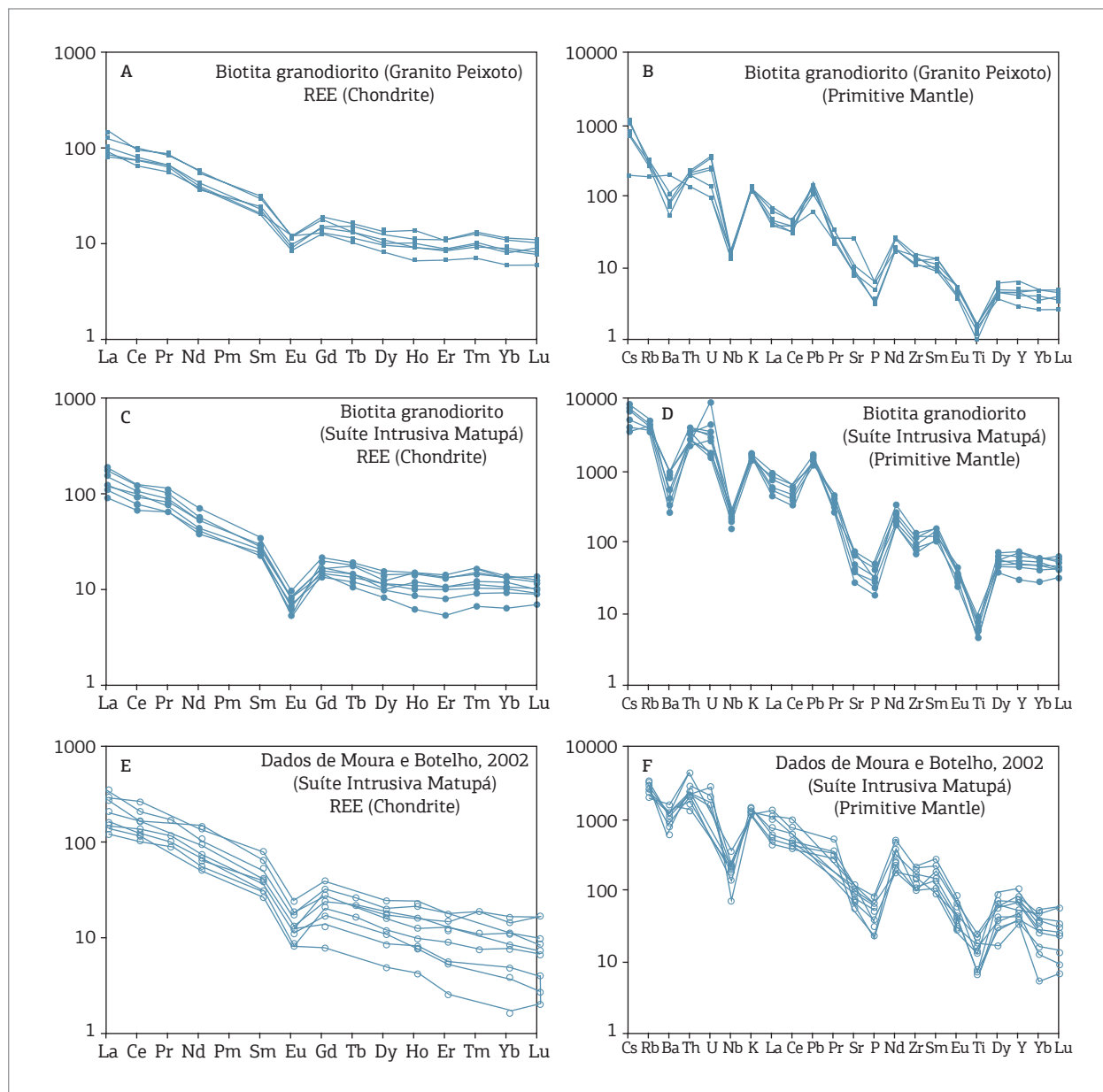


Figura 9. Diagramas multielementares de distribuição dos elementos terras raras normalizados pelo padrão condrito de Nakamura (1974) (Figs. 9A, 9C e 9E) e de elementos traço normalizados pelo padrão de manto primitivo de Sun & McDonough (1989) (Figs. 9B, 9D e 9F).

que são aqui consideradas como duas idades de cristalização magmática.

## DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

A região de Peixoto de Azevedo é constituída por um embasamento contendo supostos restos de material arqueano, que afloram no bloco Gavião (Barros 2007), cortado por granitoides de idades similares aos granitos da Suíte Intrusiva Creporizão de idade 1968 Ma (Santos *et al.* 2004)

descrita na Província Aurífera Tapajós. Cortando os granitos da Suíte Intrusiva Creporizão ocorre biotita monzogranito de  $1869 \pm 10$  Ma da Suíte Intrusiva Matupá, o qual apresenta nos domínios do garimpo Serrinha depósitos de ouro do tipo pórfiro (Moura 1998). Cortando o Granito Matupá ocorre o Granito Peixoto, de composição granodiorítica e idade  $1781 \pm 10$  Ma, contemporânea ao Grupo Colíder. A principal contribuição deste trabalho reside na definição do Granito Peixoto como um corpo de dimensões inferiores à anteriormente proposta por Barros (2007), composição granodiorítica com idade de cristalização U-Pb de  $1781 \pm 10$  Ma similar àquelas

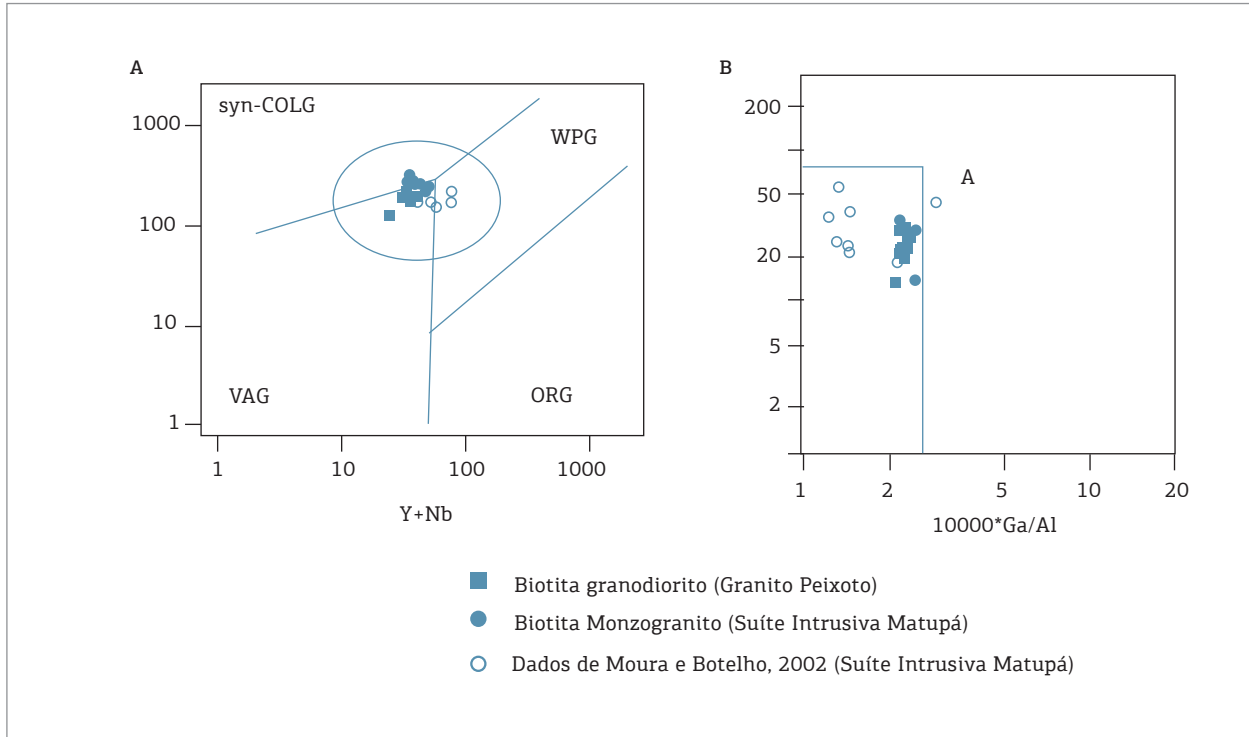


Figura 10. Diagramas de discriminação tectônica. (A) Rb versus Y+Nb (Pearce *et al.* 1996) e (B)  $10000 \cdot Ga/Al$  versus Y (Whalen *et al.* 1987).

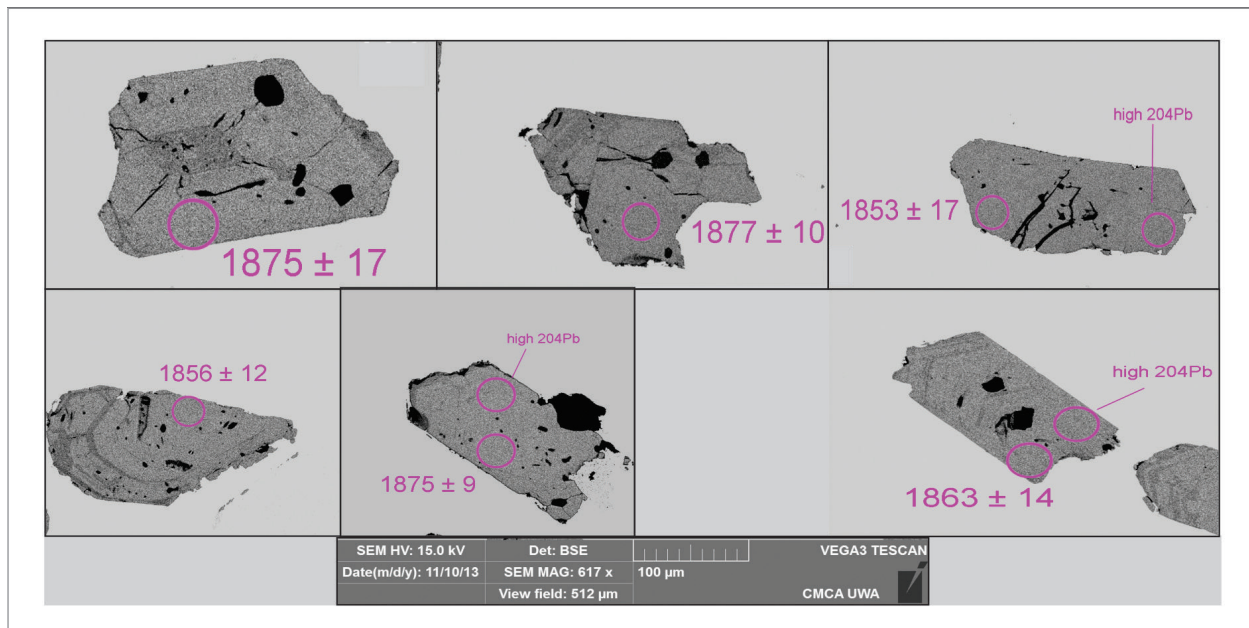


Figura 11. Imagem retro-espalhado de microscopia eletrônica de varredura de cristais de zircão do biotita monzogranito (FR29) mostrando sua morfologia e os locais de aplicação do feixe de  $O_2$ .

apresentadas para o Grupo Colíder. Em seguida, destaca-se como contribuição a ampliação da ocorrência do Granito Matupá fácies 1, na porção sudeste da área, englobando parte do granito anteriormente considerado como Granito Peixoto,

com idade de cristalização de  $1869 \pm 10$  Ma. Ressalta-se também a importância das datações das rochas granodioríticas a tonalíticas encaixantes (Silva *et al.* 2013) do depósito de ouro do Garimpo Buriti, localizado nas proximidades do biotita

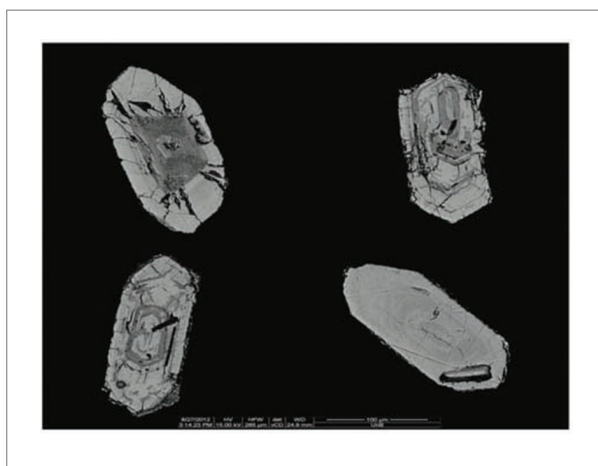


Figura 12. Imagem retro-espalhado de microscopia eletrônica de varredura de cristais de zircão da amostra FR2, mostrando suas morfologias.

granodiorito (FR1), cujos resultados ( $1955 \pm 16$  Ma) permitem uma correlação com os granitos do tipo Creporizão de idade 1968 Ma (Santos *et al.* 2004). Parte das mineralizações de ouro da região apresentam idade entre 1860 e 1870 Ma, como demonstrado por Moura (1998) e Santos *et al.* (2004), como aquelas hospedadas pelos corpos correlatos ao Granito Matupá. Outro episódio hidrotermal possivelmente ocorreu aproximadamente 90 milhões de anos depois, formando depósitos de ouro hospedados por rochas mais jovens. Como exemplo, têm-se os depósitos do Luizão e Pé Quente, cujas idades Re-Os em pirita apresentaram idades entre 1782, 1792 e 1784 Ga, respectivamente (Xavier *et al.* 2013).

As duas unidades aqui individualizadas mostram características de campo semelhantes, com variações texturais de equigranulares a porfíricas, baixo conteúdo de minerais máficos e coloração esbranquiçada a rosa claro. As características petrográficas refletem as observações em campo, sendo difícil a distinção das unidades utilizando apenas a petrografia. Tanto o biotita granodiorito como o biotita monzogranito apresentam fenocristais de plagioclásio e feldspato alcalino, intercrescimentos pertíticos, quartzo de duas gerações (cristais anédricos isolados ou como massa cristalina preenchendo espaços intersticiais) e minerais de alteração do tipo clorita, muscovita e epidoto. Da mesma forma, os padrões litoquímicos são muito semelhantes. Ambas as suítes são calcialcalinas de alto potássio, metaluminosas a fracamente peraluminosas, apresentam padrões típicos de granitos tipo-I (Whalen *et al.* 1987) e plotam em diagramas classificatórios (Pearce 1996), nos campos reservados aos granitos do tipo pós-colisionais. As correlações negativas entre sílica e elementos maiores e traço mostram enriquecimento de ETR leves sobre pesados, contendo anomalias negativas de Eu, e ambos mostram uma tendência evolutiva para granitos mais enriquecidos em ferro. Essas similaridades

justificam a confusão inicial de outros autores que trabalharam anteriormente na região, considerando tanto o granodiorito como o monzogranito como constituintes de uma mesma unidade. Embora muito similares, é possível destacar as principais diferenças geoquímicas entre o Granito Peixoto e o Granito Matupá na região estudada: (a) as anomalias negativas entre a sílica e elementos maiores e traço no biotita monzogranito demonstram uma evolução magmática com forte participação de fracionamento mineral, confirmada pelo padrão de ETR em diagrama multielementares. Os resultados indicam fracionamento de plagioclásio, titanomagnetita e/ou ilmenita, apatita e hornblenda ou biotita durante a evolução magmática do líquido, enquanto anomalias negativas de Nb indicam fonte afetada por subducção e/ou envolvimento de crosta continental na geração dos magmas; (b) o granodiorito apresenta composição menos evoluída, embora mostre leve comportamento de fracionamento mineral, identificado pelas anomalias negativas de Ti, P e MgO, enriquecimento de ETR leves sobre pesados e anomalias negativas de Eu, apresentam razões de  $K_2O$  sobre  $Na_2O$  mais baixas do que os monzogranitos. Plotam no campo de granitos não fracionados e refletem uma fonte gerada modificada por subducção. Os dados regionais e de literatura permitem duas hipóteses para a sua origem: (a) desenvolvimento em arco magmático mais jovem do que o arco Juruena desenvolvido entre 1,78 – 1,77 associado ao Grupo Colíder; (b) desenvolvimento em ambiente extensional relacionado à quebra do efêmero supercontinente Columbia. (a) os grãos de zircão do biotita monzogranito (Suíte Intrusiva Matupá – amostra Fr-29) apresentam tamanhos maiores do que os grãos presentes no biotita granodiorito (Granito Peixoto – FR-02). A porosidade, o alto grau de metamictização e altos teores de U desses cristais do biotita monzogranito demonstram um processo de alteração hidrotermal que pode estar relacionado à deposição do ouro na região. Essa hipótese está baseada na presença de sulfetos disseminados no Granito Matupá do depósito Serrinha (Moura 1998). (b) os cristais de zircão presentes na amostra FR-02 (biotita granodiorito – Granito Peixoto) apresentam-se em tamanhos menores, não apresentam evidências de hidrotermalismo, mostram zonação concêntrica e a idade obtida de  $1781 \pm 10$  Ma, que se aproxima da idade obtida por Barros (2007) para o mesmo corpo pelo método Pb-Pb por evaporação, são crono-correlatas às idades obtidas para o Grupo Colíder.

Com base no exposto anteriormente, considera-se neste trabalho que o biotita-monzogranito da Suíte Intrusiva Matupá teve sua origem em ambiente de margem continental ativa. Para o biotita-granodiorito Peixoto, duas hipóteses são sugeridas: (a) formação num ambiente de arco magmático mais jovem associado às vulcânicas do Grupo Colíder; (b) formação em

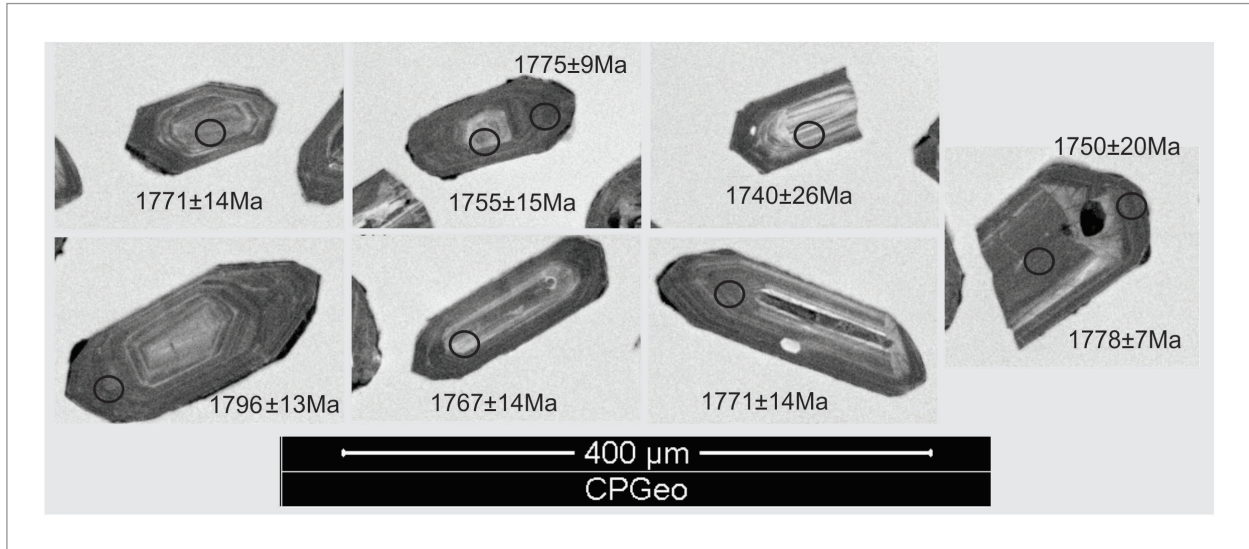


Figura 13. Imagem de catadoluminescência de cristais de zircão do biotita granodiorito (FR2) e os locais de aplicação do feixe de  $O_2$ .

Tabela 3. Síntese dos dados obtidos através da análise U/Pb (SHRIMP) em zircões para as amostras FR-02 e FR-29

Amostra FR-02			Razões Isotópicas				Idades	
Spot	U (ppm)	Th/U	Pb <sup>206</sup> com.	Pb <sup>207</sup> /Pb <sup>206</sup>	Pb <sup>208</sup> /Pb <sup>206</sup>	Pb <sup>207</sup> /U <sup>235</sup>	Pb <sup>207</sup> /Pb <sup>206</sup>	Disc. (%)
FR02-1.1	578	0,63	0,08	0,1098±0,7	0,179±0,7	4,76±2,7	1796±13	2
FR02-2.1	414	0,76	0,16	0,1081±0,7	0,211±1,2	4,54±2,7	1767±14	3
FR02-3.1	525	0,60	0,12	0,1083±0,7	0,169±0,7	4,66±2,7	1771±14	1
FR02-5.1	318	0,62	0,14	0,1083±0,8	0,173±0,9	4,74±2,7	1771±14	0
FR02-6.1	1135	1,62	0,01	0,1087±0,4	0,439±0,3	4,69±2,6	1778±7	1
FR02-6.2	835	0,56	0,45	0,1071±1,1	0,191±0,6	4,29±2,9	1750±20	6
FR02-7.1	391	0,70	0,25	0,1074±0,8	0,203±1,5	4,49±2,7	1755±15	3
FR02-7.2	819	0,72	0,04	0,1085±0,5	0,202±0,6	4,62±2,6	1775±9	2
FR02-8.1	143	0,80	0,22	0,1065±1,4	0,226±1,2	4,71±3,0	1740±26	-3
Amostra FR-29			Razões Isotópicas				Idades	
Spot	U (ppm)	Th/U	Pb <sup>206</sup> com.	Pb <sup>207</sup> /Pb <sup>206</sup>	Pb <sup>208</sup> /Pb <sup>206</sup>	Pb <sup>207</sup> /U <sup>235</sup>	Pb <sup>207</sup> /Pb <sup>206</sup>	Disc. (%)
H.1-1	714	1,40	0,06	0,1147±0,5	0,391±0,5	5,0696±1,5	1875±9	4
H.2-1	562	1,49	0,36	0,1135±0,8	0,436±1,2	4,8142±1,6	1863±14	8
H.3-1	497	1,53	0,15	0,1135±0,7	0,423±0,6	4,9715±1,6	1856±12	4
H.3-2	442	1,31	0,24	0,1147±0,9	0,368±0,6	5,1215±1,7	1875±17	4
H.4-1	585	1,76	0,05	0,1148±0,6	0,498±0,5	5,0780±1,5	1877±10	4
H.4-2	427	1,51	0,32	0,11330,9	0,433±0,6	4,8896±1,7	1853±17	5

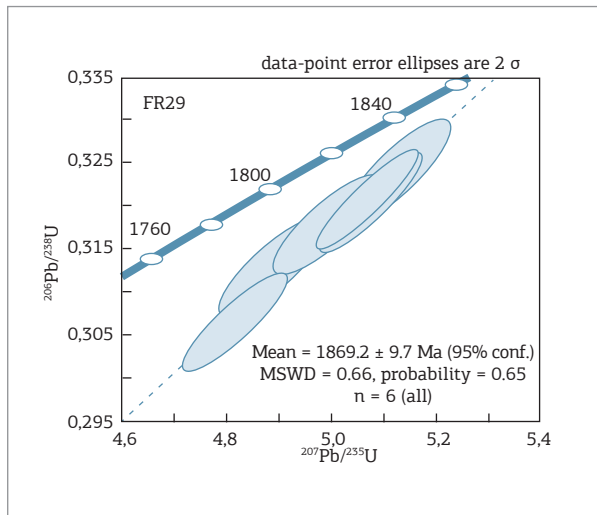


Figura 14. Diagrama concórdia U-Pb SHRIMP da amostra FR29, biotita monzogranito, mostrando a idade concórdia de  $1869 \pm 10$  Ma, interpretada como a idade de cristalização do corpo granítico.

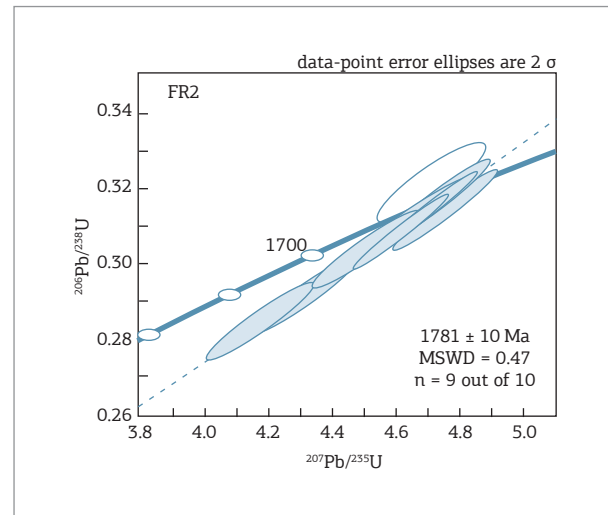


Figura 15. Diagrama concórdia U-Pb SHRIMP da amostra FR2, do biotita-granodiorito, mostrando a idade concórdia de  $1781 \pm 10$  Ma, interpretada como a idade de cristalização do corpo granítico.

ambiente extensional, relacionado à quebra do efêmero Supercontinente Columbia.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Programa Nacional de Cooperação Acadêmica (PROCAD), Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT) e Universidade

Estadual de Campinas (UNICAMP), ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da UFMT, o laboratório de Geocronologia da Universidade de São Paulo (USP), Universidade de Brasília (UnB) e da Curtin University, Austrália, aos professores da UFMT e a todos os colegas que ajudaram na realização deste trabalho. Agradecimentos especiais aos revisores deste artigo, Geólogo Joffre Lacerda e Dr. João Orestes Santos pelas críticas e sugestões.

## REFERÊNCIAS

- Barros, A.J.P. 1994. Contribuição a geologia e controle das mineralizações auríferas de Peixoto de Azevedo - MT. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 145 p.
- Barros A.J.P. 2007. Granitos da região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera Alta Floresta (MT). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas. 154 p.
- Barros, M.A.S.B. Chemale Jr, F. Nardi, L. V. S. Lima, E.F. 2009. Paleoproterozoic bimodal post-collisional magmatism in the southwestern Amazonian Craton, Mato Grosso, Brazil: Geochemistry and isotopic evidence. *Journal of South American Earth Sciences*. 27:11-23.
- Barros M.A.S., Dezula S.E.M., Pterosan R., Prado E.S., Silva FR. 2013. Idade U-Pb SHRIMP do Granito Terra Nova, Suite Intrusiva Teles Pires – Província Aurífera de Alta Floresta, Cráton Amazônico. In: 13º Simpósio de Geologia da Amazônia. CD-ROM.
- 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(3-4):396-407.
- Clemens J.D., Darbyshire D.P.F., Flinders J. 2009. Sources of post-orogenic calcalkaline magmas: the Arrochar and Garabal Hill-Glen Fyne complexes, Scotland. *Lithos*, 112(3-4):524-542.
- Douce A.E.P. 1995. Experimental generation of hybrid silicic melts by reaction of high-Al basalt with metamorphic rocks. *Journal of Geophysical Research*, 100(B8):15623-15639.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42(11):2033-2048.
- Harker A. (ed.). 1909. *The natural history of the igneous rocks*. New York, Macmillan, 384 p.
- Kusky T., Li J., Santosh M. 2007. The Paleoproterozoic North Hebei Orogen: North China craton's collisional suture with the Columbia supercontinent. *Gondwana Research*, 12(1-2):4-28.
- Lacerda Filho J.V., Abreu Filho W., Valente C.R., Oliveira C.C., Albuquerque M.C. 2004. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso. Escala 1:1.000.000. Goiânia. CPRM. CD-ROM.

- Lacerda Filho J.V., Souza J.O., Oliveira C.C., Ribeiro P.S., Boas P.F.V., Albuquerque M.C., Pimentel M.M., Botelho N.F. 2001. Geologia e evolução tectônica da região norte de Mato Grosso-Projeto Alta Floresta. In: VII Simpósio de Geologia da Amazônia, 2001. Belém, SBG Núcleo Norte. CD-ROM. p. 3-6.
- Le Maitre R.W. (eds.). 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the systematics of igneous rocks*. Blackwell, Oxford, 193 p.
- Liégeois J.P. 1998. Preface: some words on the post-collisional magmatism. *Lithos*, **45**:15-17.
- Ludwig K.R. 1999. Using Isoplot/Ex version 2, a geochronological toolkit for microsoft Excel. *Berkeley Geochronological Special Publications*, **1a**:1-47.
- Ludwig K.R. 2003. Isoplot 3.00: a geochronological toolkit for Microsoft Excel (revised version): *Berkeley Geochronological Special Publications*, **4**:1-70.
- Maniar P.D. & Picolli P.M. 1989. Tectonic Discrimination of granitoids. *The Geological Society of America Bulletin*, **101**(5):635-643.
- Meert J.G. 2002. Paleomagnetic evidence for a Paleo-Mesoproterozoic supercontinent Columbia. *Gondwana Research*, **5**(1):207-215.
- Meert J.G. & Torsvik T.H. 2003. The making and unmaking of a supercontinent: Rodinia revisited. *Tectonophysics*, **375**(1-4):261-288.
- Michel-Levy A. 1894. Étude sur la détermination des feldspaths dans les plaques nunces. Paris, University of Michigan Library, 232 p.
- Miguel Júnior E. 2011. Controle Estrutural das mineralizações auríferas e idades U-Pb das rochas encaixantes ao longo do Lineamento Peru-Trairão: Província Aurífera de Alta Floresta, Mato Grosso. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Brazil. 80 p.
- Moura M.A. 1998. O maço granítico Matupá no depósito de ouro Serrinha (MT): petrologia, alteração hidrometal e metalogenia. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. 238 p.
- Moura M.A. & Botelho, N.F. 2002. Petrologia do magmatismo associado à mineralização do tipo ouro pórfiro a província aurífera Juruena -Teles Pires (MT). *Revista Brasileira de Geociências*, **32**(3):377-386.
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, **38**(5):757-775.
- Pearce J.A. 1996. Sources and Setting of Granitic Rocks. *Episodes*, **19**(4):120-125.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. Trace elements discrimination diagrams for the tectonics interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**(4):956-983.
- Peccherillo 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.
- Pinho M.A.S. B., Chemale Jr F., Schmus W.R.V., Pinho F.E.C. 2003. U-Pb and Sm-Nd evidence for 1.76–1.77 Ga magmatism in the Moruru region, Mato Grosso, Brazil: implications for province boundaries in the SW Amazon Craton. *Precambrian Research*, **126**(1-2):1-25.
- Pupin J.P. 1980. Zircon and Granite Petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **73**:207-220.
- Roberts M.P. & Clemens J.D. 1993. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*, **21**(9):825-828.
- Rogers J.J.W. 1996. A history of the continents in the past three billion years. *Journal of Geology*, **104**(1):91-107.
- Rogers J.J.W. & Santosh M. 2002. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic Supercontinent. *Gondwana Research*, **5**(1):5-22.
- Rogers J.J.W. & Santosh M. 2003. Supercontinents in Earth history. *Gondwana Research*, **6**(3):357-368.
- Santos F.B., D'Agrella-Filho M.S., Pacca I.I.G., Janikian L., Trindade R.I.F., Elming S.A., Silva J.A., Barros M.A.S., Pinho F.E.C. 2008. Columbia revisited: Paleomagnetic results from the 1790 Ma colider volcanics (SW Amazonian Craton, Brazil). *Precambrian Research*, **164**(1):40-49.
- Santos F.B., D'Agrella-Filho M.S., Janikian L., Reis N.J., Trindade R.I.F., Reis M.A.A.A. 2014. Towards Columbia: Paleomagnetism of 1980-1960 Ma Surumu Volcanic Rocks, Northern Amazonian Craton. *Precambrian Research*, **244**:123-138.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds.) Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil. CPRM. Brasília. CD-ROM.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Faria M.S., Riker S.R., Souza M.M., Almeida M.E., McNaughton N.J. 2006. A compartimentação do Craton Amazônico em províncias: avanços ocorridos no período de 2000-2006. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 9. Seção Temática III, Belém, Pará. CD-ROOM.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., Mcnaughton N.J., Fletcher I.R.A. 2000. A New Understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Research*, **3**(4):453-488.
- Santos J.O.S., Van Breemen O.B., Groves D.I., Hartmann L.A., Almeida M.E., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, **131**:73-109.
- Schaltegger, U & Corfu, F. 1992. The age and source for Late-Hercynian magmatism in the Central Alps: Evidence from precise U-Pb ages and initial Hf isotopes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **111**:329-344.
- 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. 444 p.
- Silva F.R.; Miguel Jr E., Barros M.A.S., Pioresan R., Pinho F.E.C., Rocha M.L.B.P., Vasconcelos B.R., Dezula S.E.M., Rocha J. 2013. Datação U-Pb (SHRIMP) da Rocha Hospedeira da Mineralização de Au do Garimpo Buriti – Região de Peixoto de Azevedo – Província Aurífera de Alta Floresta – MT. In: XIII Simpósio de Geologia do Centro Oeste. CD-ROM.
- Silva, G.H. 1980. Geologia. In: Projeto RADAMBRASIL. Folha SC.21 Juruena. Levantamento de Recursos Naturais, Rio de Janeiro, vol. 20, p. 21-116.
- Silva M.G. & Abram M.B. (orgs.) 2008. Projeto Metalogenia da Província Aurífera Juruena – Teles Pires, Mato Grosso. Informe de Recursos Minerais, Série Ouro, 16. CPRM. Goiânia. 212 p.
- Souza J.O., Frasca A.A.S., Oliveira C.C. (orgs.) 2005. Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta. Relatório Integrado. Folhas SC.21-V-D, Rio São João da Barra; SC.21-X-C - Alta Floresta; SC.21-Z-A - Ilha 24 de Maio, SC.21-Z-B - Vila Guarita. Escala 1:250.000. CPRM. Brasília. CR-ROM.
- Stern R.A. 1998. High-resolution SIMS determination of radiogenic trace-isotope ratios in minerals. In: Cabri L.J., Vaughan D.J. (eds.) Modern approaches to ore and environmental mineralogy. Mineralogical Association of Canada, Short course, Série, 27, p. 241-268.

Streckeisen A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, **12**(1):1-33.

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**(3):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., Thomas Filho A., Campos D.A. Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, SBG, p. 41-95.

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**(3-4):213-227.

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

Williams I.S. 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben M.A., Shanks W.C., Ridley W.I. (eds.) Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes, *Reviews in Economic Geology*, Society of Economic Geologists, Littleton, vol. 7, p. 1-35.

Xavier R.P., Assis R.R.A., Creaser R., Barros A.J. 2013. Timing of gold metallogeny in the Alta Floresta Gold Province: evidence from pyrite and molybdenite, re-os isotopic dating. In: 13º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém.

[Arquivo digital disponível on-line no site www.sbgeo.org.br](http://www.sbgeo.org.br)

---