

Petrologia, deformação e geocronologia U-Pb (SHRIMP) do Granito Coimbra – Bloco Rio Apa na região de Corumbá, Brasil

Petrology, deformation and geochronology U-Pb (SHRIMP) of Coimbra Granite – Rio Apa Block in the region of Corumbá, Brazil

Gabriela dos Santos^{1,2,3} , Amarildo Salina Ruiz^{1,2,3} , Maria Zélia Aguiar de Sousa^{1,2,3},
Maria Elisa Fróes Batata^{2,5}, Rafael Ferreira Cabrera^{1,3}, Jean-Michel Lafon^{3,4} 

¹Universidade Federal de Mato Grosso - UFMT, Faculdade de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Avenida Fernando Corrêa da Costa, 2.367, Boa Esperança, CEP 78060-900, Cuiabá, MT, BR (gabi.g.s@hotmail.com; asruiz@gmail.com; prof.mzaguiar@gmail.com; rcabrera@gmail.com)

²Universidade Federal de Mato Grosso - UFMT, Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica Guaporé, Cuiabá, MT, BR (elisabatata@hotmail.com)

³Universidade Federal do Pará - UFPA, Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia - GEOCIAM, Belém, PA, BR

⁴Universidade Federal do Pará - UFPA, Laboratório de Geologia Isotópica Pará-Iso, Belém, PA, BR (lafonjm@ufpa.br)

⁵Universidade de São Paulo - USP, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, São Paulo, SP, BR

Recebido em 1º de outubro de 2017; aceito em 22 de janeiro de 2019

Resumo

O Granito Coimbra representa parte do embasamento da região de Corumbá, Mato Grosso do Sul. Esse corpo é composto das fácies porfírica rosa, média a grossa cinza e fina rosa. Uma fase de deformação de caráter compressivo (F1) gerou uma foliação expressiva N10-20E nesse corpo, com a formação de zonas de cisalhamento paralelas. Posterior à deposição das coberturas neoproterozoicas, uma fase de deformação dútil (F2) gerou falhas e fraturas. O granito estudado apresenta composição intermediária a ácida, gerado em ambiente de arco magmático a partir de um magmatismo calcioalcalino, metaluminoso a peraluminoso de natureza magnésiana, sendo caracterizada, litoquimicamente, como tonalitos, granodioritos, granitos e álcali granitos. A idade de cristalização U-Pb/SHRIMP em zircão é de 1859 ± 4 Ma, e os dados isotópicos Sm/Nd em rocha total indicaram valores $\epsilon_{Nd(1,86Ga)}$ de -1,35 e idade modelo T_{DM} de 2,27 Ga, que sugere a participação de uma fonte riaciana na origem do magma. As similaridades petrográficas, litoquímicas, geocronológicas e isotópicas entre o Granito Coimbra, o Granito Taquaral e as intrusões abrigadas na Suíte Intrusiva Alumiador do Bloco Rio Apa, sugerem que o Granito Coimbra pertença ao magmatismo representado por essa suíte e, conseqüentemente, ao Arco Magma Amoguijá do Bloco Rio Apa.

Palavras-chave: Cráton Amazônico; Bloco Rio Apa; Geocronologia U-Pb; Petrologia de granitos.

Abstract

Coimbra Granite represents part of the region of Corumbá's (MS) basement. This body is composed by pink porphyritic facies, grey medium-to-thick facies and pink thin facies. A deformation phase of compressive character (F1) generated an expressive foliation N10-20E in this body, with formation of parallel shear zones. Posterior to neoproterozoic deposition layers, a brittle deformation phase (F2) generated faults and fractures. The studied granite presents intermediate-to-acid composition, generated in a magmatic arc environment from metaluminous-to-peraluminous calc-alkaline magmatism of magnesian nature, which is litochemically characterized as tonalites, granodiorites, granites and alkali-granites. U-Pb/SHRIMP zircon crystallization age is 1859 ± 4 Ma and isotopic data Sm/Nd in whole rock indicate $\epsilon_{Nd(1,86Ga)}$ of -1,35 and T_{DM} model age of 2,27 Ga, which suggests the participation of rhyacian source in the origin of magma. Petrographic, lithochemical, geochronological and isotopic similarities among Coimbra Granite, Taquaral Granite and the intrusions sheltered by Alumiador Intrusive Suite of the Rio Apa Block suggest that the Coimbra Granite belongs to the same magmatism of the referred suite, and consequently to the Amoguijá Magmatic Arc of Rio Apa Block.

Keywords: Amazonian Craton; Rio Apa Block; Geochronology U-Pb; Granite; Petrology.

INTRODUÇÃO

A área em estudo representa uma importante janela estrutural, onde afloram rochas graníticas e gnáissicas do embasamento regional que serve de substrato para os depósitos sedimentares dos Grupos Corumbá e Jacadigo e das coberturas da Faixa Paraguai e Aulacógeno Tucavaca. Localiza-se 30 km a sul da cidade de Corumbá, Mato Grosso do Sul (Figura 1), em uma região-chave para o entendimento das relações geológico-tectônicas do sudoeste do Cráton Amazônico e do Bloco Rio Apa. Espessos pacotes sedimentares neoproterozoicos dos Grupos Jacadigo e Corumbá abrigam, respectivamente, minas de ferro e manganês, e guardam conteúdos fossilíferos importantes para a compreensão da evolução pré-cambriana. Além disso, o embasamento observado em janelas estruturais expõe rochas gnáissicas, graníticas e anfibolíticas, agrupadas por Araújo e Montalvão (1980), Del Arco et al. (1982), Godoi et al. (2001) e Lacerda Filho et al. (2006), como parte do Complexo Rio Apa. Redes et al. (2013, 2015), Santos et al. (2013, 2015) e Santos (2016), no entanto, com base em dados geocronológicos U-Pb em zircão e petrológicos, individualizam os granitos Taquaral e Coimbra e os correlacionam com as rochas da Suíte Intrusiva Alumiador, do Arco Magmático Amoguijá, do Bloco Rio Apa. Redes (2015) descreve o Gnaiss Sant'ana como um corpo que ocorre de forma bem restrita, correlato ao Complexo Rio Apa.

Vargas-Mattos (2010) e Redes et al. (2016) apresentam, respectivamente, dados Pb-Pb e U-Pb em zircão de 1.89 Ga e 1.85 Ga para o Granito Correrexa exposto na região de Santo Corazon, na Bolívia, sugerindo que a Suíte Alumiador e o Bloco Rio Apa se estendem até o extremo oriente boliviano.

As rochas graníticas e gnáissicas do embasamento regional são as únicas exposições dessa natureza entre o Bloco Rio Apa a sul e o Terreno Paraguá a oeste. Estudos geológicos, petrológicos e geocronológicos nesta área são essenciais para a compreensão da evolução do Cráton Amazônico, assim como a definição de possíveis correlações tectônicas entre os terrenos anteriormente mencionados.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

As primeiras descrições das rochas cristalinas que afloram nos arredores de Corumbá ocorreram ainda no século XIX; posteriormente, destaca-se o trabalho de Almeida (1945), que descreve o Granito Urucum na serra homônima e os gnaisses, micaxistos e anfibólitos xistos do Complexo Brasileiro.

O Complexo Basal foi proposto por Corrêa et al. (1976) para agrupar os gnaisses, os gnaisses graníticos e os granitos que afloram nos arredores de Corumbá, na região do Nabileque e em toda porção sudoeste, posicionando essa unidade no pré-cambriano inferior a médio. Essa unidade e a Associação Metamórfica Alto Tererê (Corrêa et al., 1976) foram posteriormente adicionadas por Araújo e Montalvão (1980) no Complexo Rio Apa.

O embasamento da região de Corumbá é correlacionado por Del Arco et al. (1982) aos granitos, aos gnaisses-graníticos, aos gnaisses-dioríticos e/ou aos anfibolíticos do Complexo Rio Apa, descritos por Corrêa et al. (1976), Araújo e Montalvão (1980) e Araújo et al. (1982) na Folha SF 21 – Campo Grande.

Godoi et al. (2001) descrevem o Complexo Rio Apa sendo composto de gnaisses, anfibolitos, leptinitos, metagranitos e trondhjemitos, tonalitos e granodioritos, nas folhas Corumbá, Aldeia Tomázia e Porto Murtinho. Esses autores relatam que, na Folha Corumbá, predominam os metagranitos, e atribuem as rochas dessa região ao Complexo Rio Apa, posicionando esta unidade no Arqueano e o relacionando ao Complexo Xingu (Silva et al., 1974).

Lacerda Filho et al. (2006) dividem o Bloco Rio Apa nos seguintes compartimentos:

- Remanescente de Crosta Oceânica: sequência metavulcanossedimentar do Grupo Alto Tererê (2,2 a 1,95 Ga);
- Arco Magmático Rio Apa: corresponde aos gnaisses do Complexo Rio Apa (1,95 a 1,87 Ga);
- Arco Magmático Amoguijá: rochas plutônicas, subvulcânicas e vulcânicas que compõem a Suíte Intrusiva Alumiador (1,87 a 1,75 Ga), além das intrusivas básicas (1,78 Ga).

Segundo esses autores, o Arco Magmático Amoguijá compreende rochas plutônicas, subvulcânicas e vulcânicas félsicas de afinidade calcioalcalina, pouco deformadas. Ao considerarem a cogeneticidade das representantes vulcânicas e plutônicas a partir de resultados químicos, geocronológicos e isotópicos, Lacerda Filho et al. (2006) denominam essas rochas de Suíte Amoguijá, subdividindo-a em Granito Alumiador e Vulcânicas Serra da Bocaina.

Cordani et al. (2010) compartimentam o Bloco Rio Apa em domínios Ocidental e Oriental, limitados por uma sutura de direção N-S. Esses autores apresentam idade de cristalização para o Granito Alumiador de 1839 ± 33 Ma, U/Pb em zircão magmático e T_{DM} de 2.38 a 2.58 Ga. Com base em dados K-Ar e Ar-Ar em torno de 1300 Ma obtidos em todo o Bloco Rio Apa, definem um resfriamento regional do Bloco Rio Apa, durante o Ectasiano.

As rochas vulcânicas denominadas por Brittes et al. (2013) como Formação Serra da Bocaina apresentam idade de cristalização Pb-Pb em zircão de 1879 ± 4 Ma e refletem evento magmático extrusivo, de natureza explosiva, correlato aos equivalentes plutônicos da Suíte Alumiador, do Arco Magmático Amoguijá.

O Batólito Cerro Porã, segundo Plens et al. (2013), é compatível com granitos Tipo A2, da série alcalina potássica saturada em sílica, pós-tectônico, formado em torno de 1749 ± 45 Ma, conforme resultado U-Pb (SHRIMP) em zircão magmático.

Nogueira (2015) descreve o Batólito Aquidabã como uma associação de rochas intrusivas (monzogranitos e granitos) e

A Mapa geológico do Bloco Rio Apa

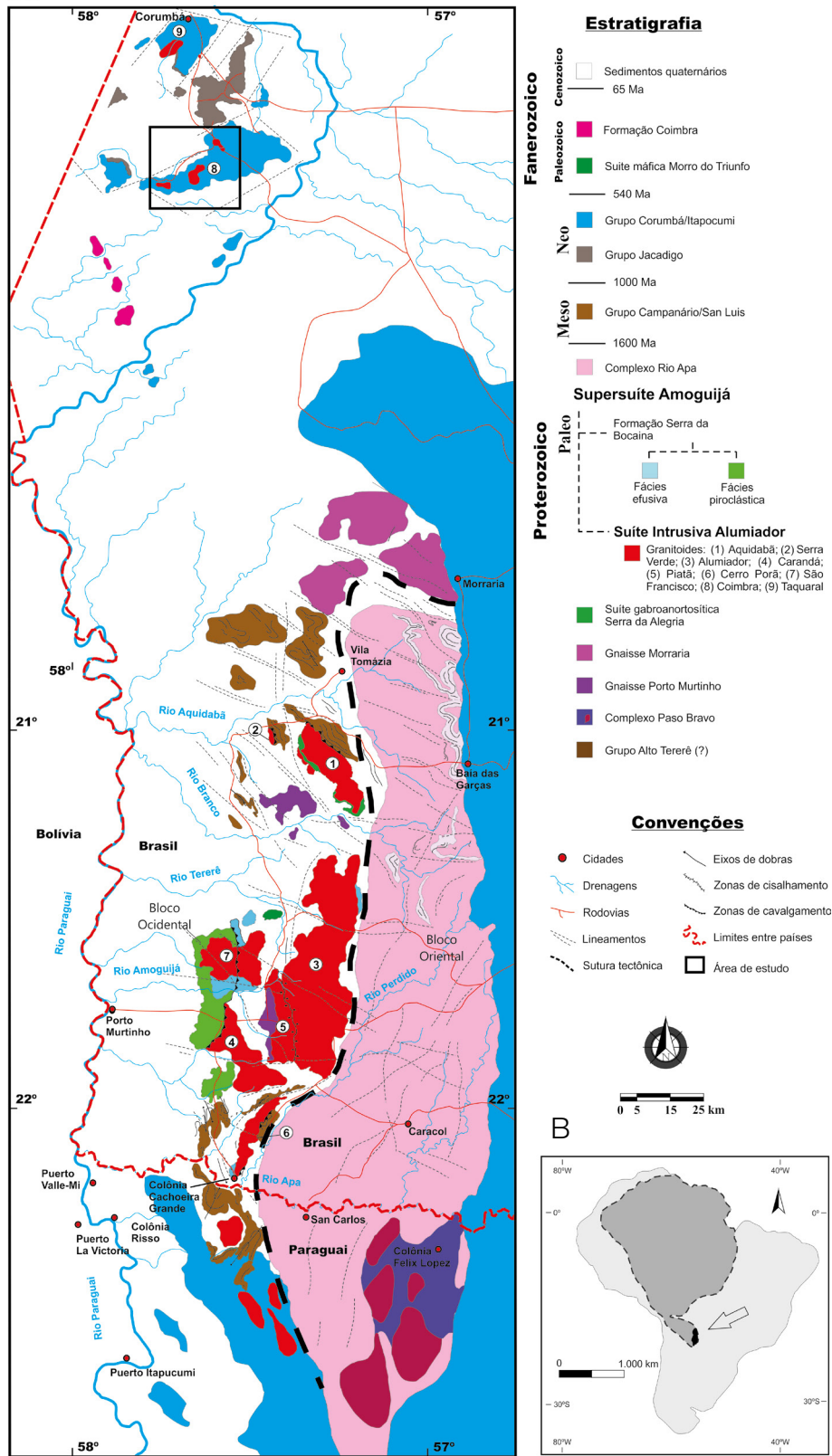


Figura 1. (A) Mapa geológico do Bloco Rio Apa (extraído e modificado de Cabrera, 2015); (B) Cráton Amazônico com localização aproximada do Bloco Rio Apa.

restritas ocorrências de equivalentes hipoabissais e efusivos, cuja assinatura geoquímica é compatível a dos granitos tipo A, pós-tectônicos, gerado em ambiente de arco magmático continental, em torno de 1874 ± 5 Ma, de acordo com dado U-Pb em zircão.

Redes (2015), Redes et al. (2015) e Santos (2016) destacam que o embasamento das capas carbonáticas na região de Corumbá é dominado pelos granitos Taquaral e Coimbra, com menores ocorrências de ortognaisses (Gnaiss Sant'Ana).

O Granito Taquaral (Redes et al., 2015) é constituído de quartzos monzodioritos, granodioritos, quartzo-monzonitos, monzogranitos e sienogranitos, apresentando enclaves de origens diversas. Os dados litoquímicos revelam a composição intermediária a ácida, magma calcioalcalino de médio a alto-K, metaluminoso a peraluminoso, com idade de cristalização U/Pb (SHRIMP) de $1861 \pm 5,3$ Ma, e T_{DM} de 2,32 Ga e 2,25 Ga.

Souza (2016) define o Granito São Francisco como um batólito fracamente foliado, composto de rochas monzograníticas, com idade de cristalização em torno de 1811 ± 7 Ma (U-Pb em zircão), alojadas em rochas efusivas da Formação Serra da Bocaina.

Lacerda Filho et al. (2006), Cordani et al. (2010), Cabrera (2015), entre outros, admitem a cogenecidade entre as vulcânicas da Formação Serra da Bocaina e as plutônicas da Suíte Intrusiva Alumiador, e aplicam o termo Supersuíte Amoguijá de Godoi e Martins (1999) para se referir a esse conjunto plutono-vulcânico (Figura 1).

Faleiros et al. (2016) compartimentam o Bloco Rio Apa em terrenos ocidental, oriental e sudeste. Esses autores situam as rochas plutônicas e vulcânicas da Supersuíte Amoguijá no Terreno Ocidental, e apresentam vários dados geocronológicos e isotópicos para esse magmatismo. A Tabela 1 apresenta o acervo

Tabela 1. Dados geocronológicos disponíveis para as rochas graníticas da Suíte Intrusiva Alumiador, obtidas pelos métodos U-Pb (SHRIMP) em zircão, Rb-Sr, Sm-Nd, Ar-Ar e K-Ar.

Unidade	Referências	U-Pb (zircão, Ma)	Rb-Sr		T_{DM} (Ga)	Sm-Nd		Ar-Ar (Biotita)	K-Ar
			Idade (Ma)	$\frac{Sr^{87}}{Sr^{86}}$		$\epsilon_{Nd(0)}$	$\epsilon_{Nd(t)}$		
Granito Alumiador	Araújo et al. (1982)		1600 ± 40	0,707					
	Lacerda Filho et al. (2006)	1867			2,17		-0,68		
	Cordani et al. (2010)	1839 ± 33	1681 ± 47	0,7057	2,49 2,53	-4,20 -3,34	1295 ± 4 31303 ± 4	1314 ± 19	
	Brittes (2014)	1798 ± 8							
Granito Cerro Porã	Plens et al. (2013)	1749 ± 45							
Granito Córrego do Cervo	Faleiros et al. (2016)	1841 ± 15							
Granito Taquaral	Redes et al. (2015)	$1861 \pm 5,3$			2,25 2,32	-22,98 -20,05	-1,28 -1,48		
Granito Chatelodo ¹ / Granito São Francisco ²	Faleiros et al. (2016)	1902 ± 12							
	Souza (2016)	1874 ± 5							
Granito Santa Otilia ¹ / Granito Aquidabã ³	Faleiros et al. (2016)	1830 ± 12							
	Nogueira (2015)	1811 ± 7			2,26	-20,25	-1,50		
Granito Morro da Lenha ¹ / Granito Serra Verde ⁴	Faleiros et al. (2016)	1941 ± 13							
	Brittes (2014)	1868 ± 5							

¹Denominado e datado por Faleiros et al. (2016); ²denominado e datado por Souza (2016); ³denominado e datado por Nogueira (2015); ⁴denominado e datado por Brittes (2014).

de dados geocronológicos e isotópicos disponíveis para a Suíte Intrusiva Alumiador do Bloco Rio Apa.

Possíveis correlações do Bloco Rio Apa com os terrenos ou as províncias que compõem o Cráton Amazônico, principalmente da porção sudoeste, foram sugeridas por Cordani et al. (2010), que consideram que a melhor correlação ocorre com as rochas da Província Rio Negro-Juruena, com idades entre 1600 e 1780 Ma, e que foram afetadas pelos eventos tectônicos da Província Rondoniana-San Ignacio.

O Granito Correraca, exposto na região de Santo Corazon, na Bolívia, apresenta idade de cristalização Pb-Pb em zircão de 1925 ± 32 Ma e 1894 ± 13 Ma (Vargas-Mattos, 2010). Com base nesse dado, Faleiros et al. (2016) prolongam o Bloco Rio Apa, além da região de *Rincón del Tigre*, a sul do *Front San Diablo*.

O embasamento paleoproterozoico na região de Corumbá é recoberto pelos sedimentos neoproterozoicos dos grupos Jacadigo e Corumbá e pelos sedimentos quaternários da Formação Pantanal. Segundo Trompette et al. (1998), a região de Corumbá corresponde estruturalmente a um gráben com direção geral NE-SW, com 10 a 20 km de largura, localizada na porção extremo leste do Aulacógeno Tucavaca.

GEOLOGIA E PETROGRAFIA

Considerando os dados de campo, petrográficos e o contexto estrutural, sugere-se que o Granito Coimbra constitui um batólito composto de rochas de composições tonalíticas até sienograníticas, parcialmente exposto em janelas estruturais (Figura 2). As exposições do batólito, embora descontínuas, demonstram um padrão homogêneo nas medidas de foliações tectônicas e dos diques aplíticos e regularidade na distribuição das fácies petrográficas, sugerindo que as ocorrências mapeadas integram um único corpo de dimensões batolíticas.

O mapeamento geológico e estudos petrográficos permitiram distinguir texturalmente três fácies, sendo elas: fácies porfirítica rosa (FPR, Figuras 3A e 3B), fácies média a grossa cinza (FMGC, Figura 3C) e fácies fina rosa (FFR, Figura 3D).

A FPR é volumetricamente dominante, caracterizada macroscopicamente por rochas leucocráticas, cinza-rosadas a rosas, inequigranulares, porfiríticas a porfiroclásticas, com matriz fina a média. Os fenocristais são representados por feldspatos e quartzo variando de 1 até 4 cm, por vezes se apresentam como porfiroclastos rotacionados e estirados.

A FMGC é constituída de rochas leucocráticas, cinza a cinza-escuro, equi a inequigranulares, porfiríticas, classificadas como tonalitos e granodioritos. Os porfiroclastos de plagioclásio e quartzo encontram-se rotacionados e estirados.

A FFR é representada por diques aplíticos de até 10 cm de largura formados por rochas leucocráticas, rosa a rosa-avermelhadas, equi a inequigranulares finas, sendo classificadas como álcali-feldspato granitos. Essa fácies apresenta uma foliação incipiente.

Opticamente, as rochas da FPR (Figura 4) apresentam textura inequigranular, hipidiomórfica, constituída essencialmente de feldspato alcalino, quartzo, plagioclásio e biotita. A paragênese acessória está representada por minerais opacos, titanita, zircão, apatita e alanita, e a de alteração corresponde a minerais do grupo do epidoto (epidoto e clinzoisita), actinolita, clorita, sericita, muscovita, argilominerais, silimanita, fluorita e calcita. Os principais processos de alteração reconhecidos são saussuritização, sericitização, argilização e cloritização.

As rochas da FMGC (Figuras 5A e 5B) são xenomórficas a hipidiomórficas, constituídas essencialmente de plagioclásio, quartzo, feldspato alcalino, anfibólio (hornblenda) e biotita. A paragênese acessória está representada por minerais opacos, titanita, zircão, apatita e alanita; a paragênese de alteração, por minerais do grupo do epidoto (epidoto e clinzoisita), actinolita, clorita, muscovita, sericita, argilominerais e calcita. Os principais processos de alteração são saussuritização, sericitização, argilização e cloritização. Apresenta foliação penetrativa, gerada por níveis lepidoblásticos e nematoblásticos, formados, respectivamente, pela orientação de palhetas de biotita e clorita e cristais de hornblenda, intercalados com porções granoblásticas.

Microscopicamente, as rochas da FFR (Figuras 5C e 5D) são xenomórficas a hipidiomórficas, constituídas essencialmente de feldspato alcalino, quartzo, plagioclásio e biotita. A paragênese acessória está representada por minerais opacos, e a de alteração, por minerais do grupo do epidoto (epidoto e clinzoisita), clorita, sericita e muscovita. Essas rochas são levemente foliadas e apresentam textura micrográfica. Os principais processos de alteração reconhecidos são saussuritização, sericitização e cloritização.

DEFORMAÇÃO

O Granito Coimbra foi afetado por duas fases de deformação, a F_1 de caráter dúctil e a F_2 rúptil. A fase F_1 gerou uma foliação S_1 , com orientação preferencial N10-20E com mergulhos íngremes entre 75 e 90° para SE (Figura 6). Em todas as fácies, é possível verificar a foliação, todavia é tênue na FFR. Na fase F_1 também se desenvolvem zonas de cisalhamento dúcteis paralelas à foliação regional S_1 ; tais zonas são caracterizadas pela geração de protomilonitos e milonitos, com foliação de cisalhamento concordante com a foliação regional S_1 . Os milonitos exibem marcante lineação mineral e de estiramento com atitude em torno de S45°W/75° e a foliação milonítica com atitude preferencial de N N10-20E/75°-90° SE.

Os porfiroclastos de feldspatos encontram-se estirados, rotacionados, parcialmente recristalizados ou com caudas de recristalização.

A rotação de subgrão é o mecanismo de recristalização observado amplamente, no entanto, em algumas porções, ainda é possível observar a textura em *bulging* que se

restringe às mais baixas temperaturas, como também recristalização por migração de borda de grão.

Os cristais de feldspatos rotacionados exibem sombras de pressão, do tipo sigma com rotação sinistral (Figuras 7A e 7B) e estrutura do tipo dominó (Figura 7C), além de outros indicadores cinemáticos, como estruturas S/C e minerais

Mapa geológico do Granito Coimbra na região da Fazenda Chacal - Mato Grosso do Sul

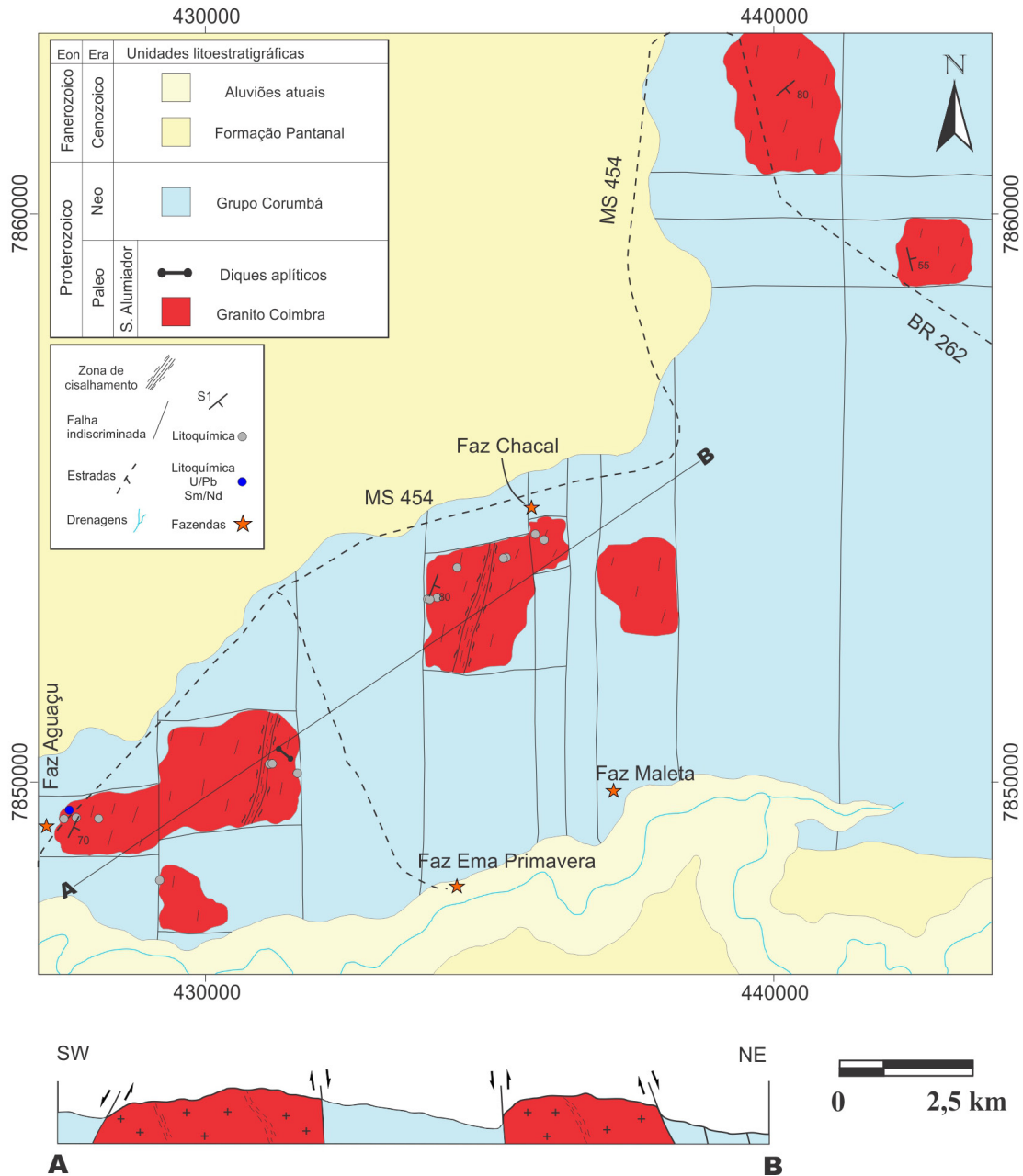


Figura 2. Mapa geológico do Granito Coimbra e do Grupo Corumbá na região da Fazenda Chacal, no Município de Corumbá, Mato Grosso do Sul.

pisciformes, de biotita. *Kink-bands* ocorrem em diversos minerais e o quartzo apresenta-se com extinção ondulante acentuada, formação de subgrãos, lamelas de deformação, além de intenso estiramento acompanhado de recristalização caracterizando os *ribbons* (Figura 7D).

Os indicadores cinemáticos mostram transporte tectônico dominado por zonas de cisalhamento reversas, com vergência para NWW.

A fase F_2 , de caráter rúptil, gera juntas e falhas que afetam o Granito Coimbra e o Grupo Corumbá. As falhas de F_2 geraram protocataclitos e cataclitos, dispostos em estreitas faixas (Figuras 8A e 8B). Os cataclitos exibem uma matriz muito fina geralmente cinza e também avermelhada com proporções variáveis de fragmentos que variam de 15 a 50%. Os fragmentos são de composição granítica, angulosos e podem chegar a 4 cm de tamanho, dispostos em uma matriz fina a muito fina.

LITOQUÍMICA

Foram selecionadas 16 amostras do Granito Coimbra para análise química de elementos maiores, menores e traços incluindo os elementos terras raras (ETR). Essas amostras foram processadas nos laboratórios do Departamento de Recursos Minerais da Universidade Federal de Mato Grosso (DRM-UFMT). As análises foram realizadas no *Analytical Laboratories* (Acmelab), localizado em Vancouver, Canadá, por meio do método *Inductively Couple Plasma* (ICP) e *Inductively Couple Plasma Mass Spectrometry* (ICP-MS). Os resultados podem ser observados na Tabela 2.

As análises litoquímicas do Granito Coimbra indicam composição ácida, com teores de sílica entre 67,48 e 77,05%, e mostram, em diagramas de Harker (1909; Figura 9), correlações negativas entre esse óxido e TiO_2 , Al_2O_3 , $(Fe_2O_3)_t$, MgO , CaO e P_2O_5 . Isso sugere o empobrecimento em

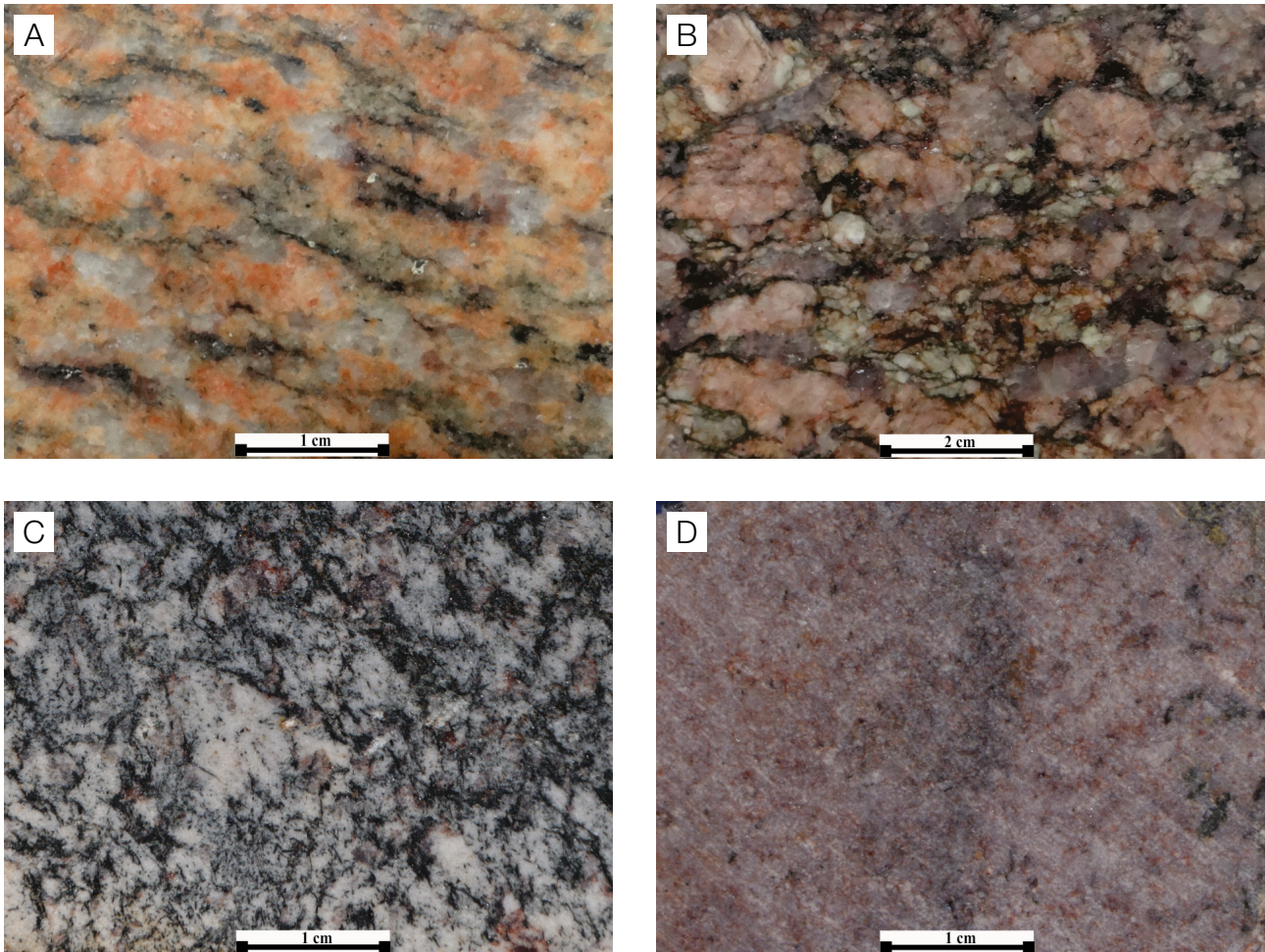


Figura 3. Fotografias do Granito Coimbra ilustrando: (A e B) litotipos inequigranulares da fácies porfírica rosa, em que o feldspato alcalino e o plagioclásio ocorrem rotacionados, o quartzo exibe-se estirado e a foliação é marcada pelos níveis de biotita; (C) agulhas de anfibólio orientadas e alternadas com plagioclásio da fácies média a grossa cinza; (D) litotipos equigranulares da fácies fina rosa.

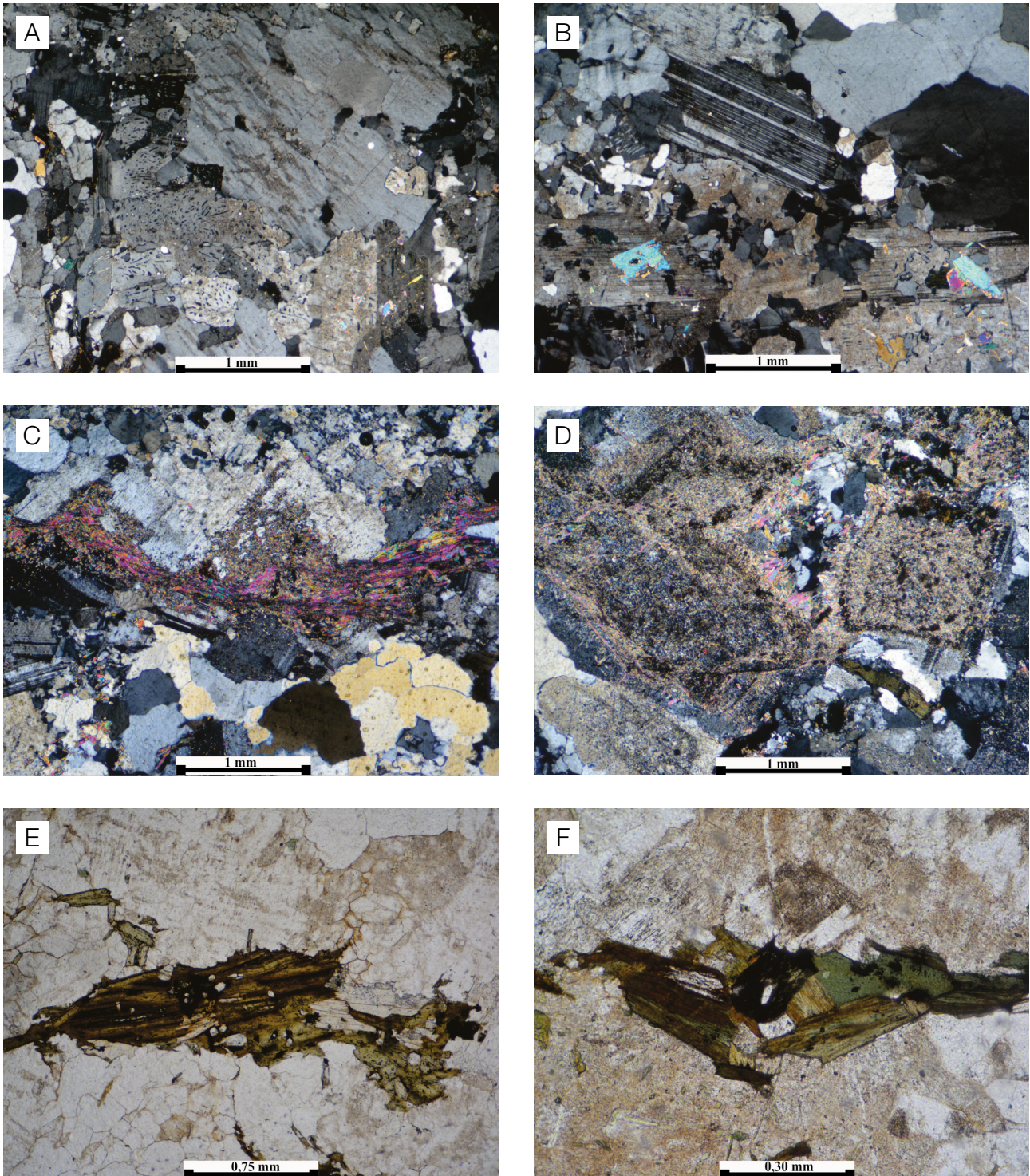


Figura 4. Fotomicrografia da fácies porfírica rosa ilustrando: (A) intercrescimento perítico e mirmequítico; (B) prismas bem desenvolvidos de plagioclásio e substituição parcial por muscovita; (C) cristais de muscovita orientados gerando textura lepidoblástica; (D) plagioclásio intensamente sericitizado, argilizado e alterado para calcita; (E) palhetas bem desenvolvidas de biotita com inclusões de apatita e substituição para muscovita; (F) biotita associada com actinolita e opacos. Polarizadores cruzados em A, B, C e D e paralelos em E e F.

plagioclásio e minerais máficos primários, tais como biotita, hornblenda, apatita, titanita, magnetita, hematita e ilmenita durante a diferenciação magmática, sendo as rochas da FPR e as duas da FFR as mais evoluídas.

Essas rochas são classificadas como tonalitos, granodioritos, granitos e álcali granitos nos diagramas R1-R2 (La Roche, 1980; Figura 10A) e total de álcalis *versus* sílica (Middlemost, 1985; Figura 10B). Tais composições são corroboradas no diagrama An-Ab-Or, proposto por O'Connor (1965; Figura 10C) e modificado por Barker (1979).

O magmatismo que originou o Granito Coimbra é classificado como calcioalcalino no diagrama AFM (Irvine e Baragar, 1971; Figura 11A), que mostra *trend* de diminuição em $(Fe_2O_3)_t$ e MgO e enriquecimento em álcalis. O conteúdo de Zr < 200 ppm, as razões La/Yb entre 10 e 33 e Th/Y entre 3 e 12 refletem o caráter calcioalcalino do magmatismo (Barrett e MacLean, 1999); somente a FFR

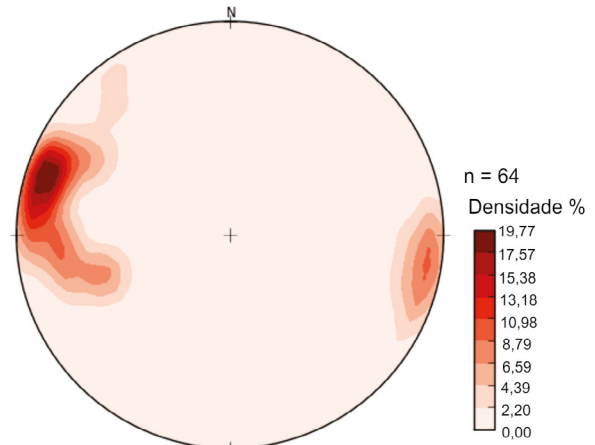


Figura 6. Diagrama de isofrequência para as foliações regional (S_1) e milonítica do Granito Coimbra, indicando concentração máxima em 107/82 (hemisfério inferior).

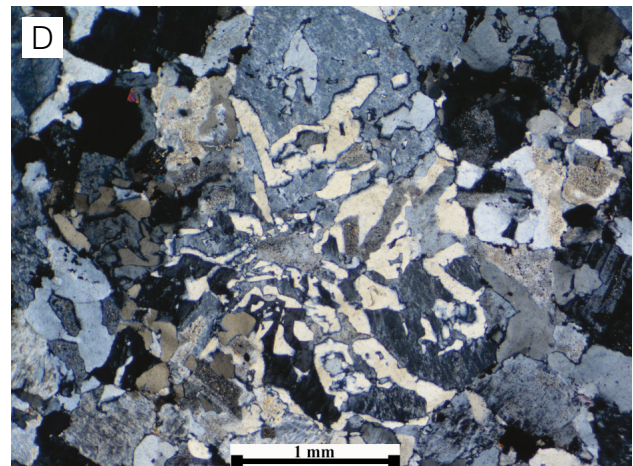
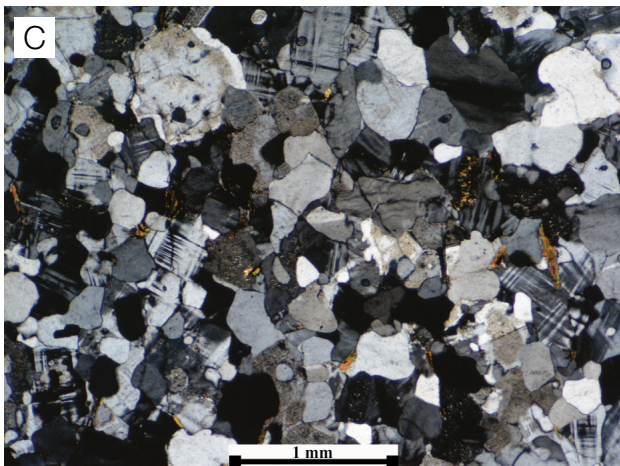
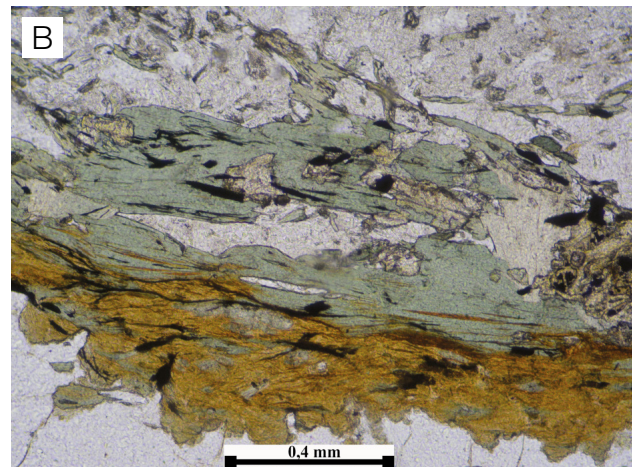
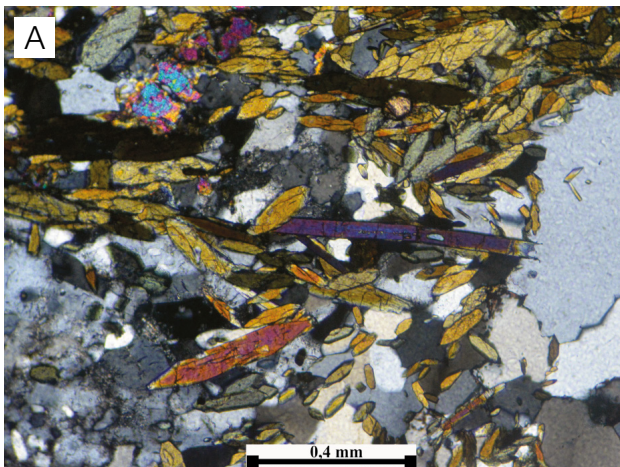


Figura 5. Fotomicrografias ilustrando: (A) cristais orientados de hornblenda da fácies média a grossa cinza definindo textura nematoblástica; (B) bolsão de biotita com substituição para clorita da fácies média a grossa cinza; (C) feldspato alcalino intersticial da fácies fina rosa, com alguns poucos cristais de biotita marcando uma leve orientação; (D) textura micrográfica da fácies fina rosa. Polarizadores cruzados em A, C e D e paralelos em B.

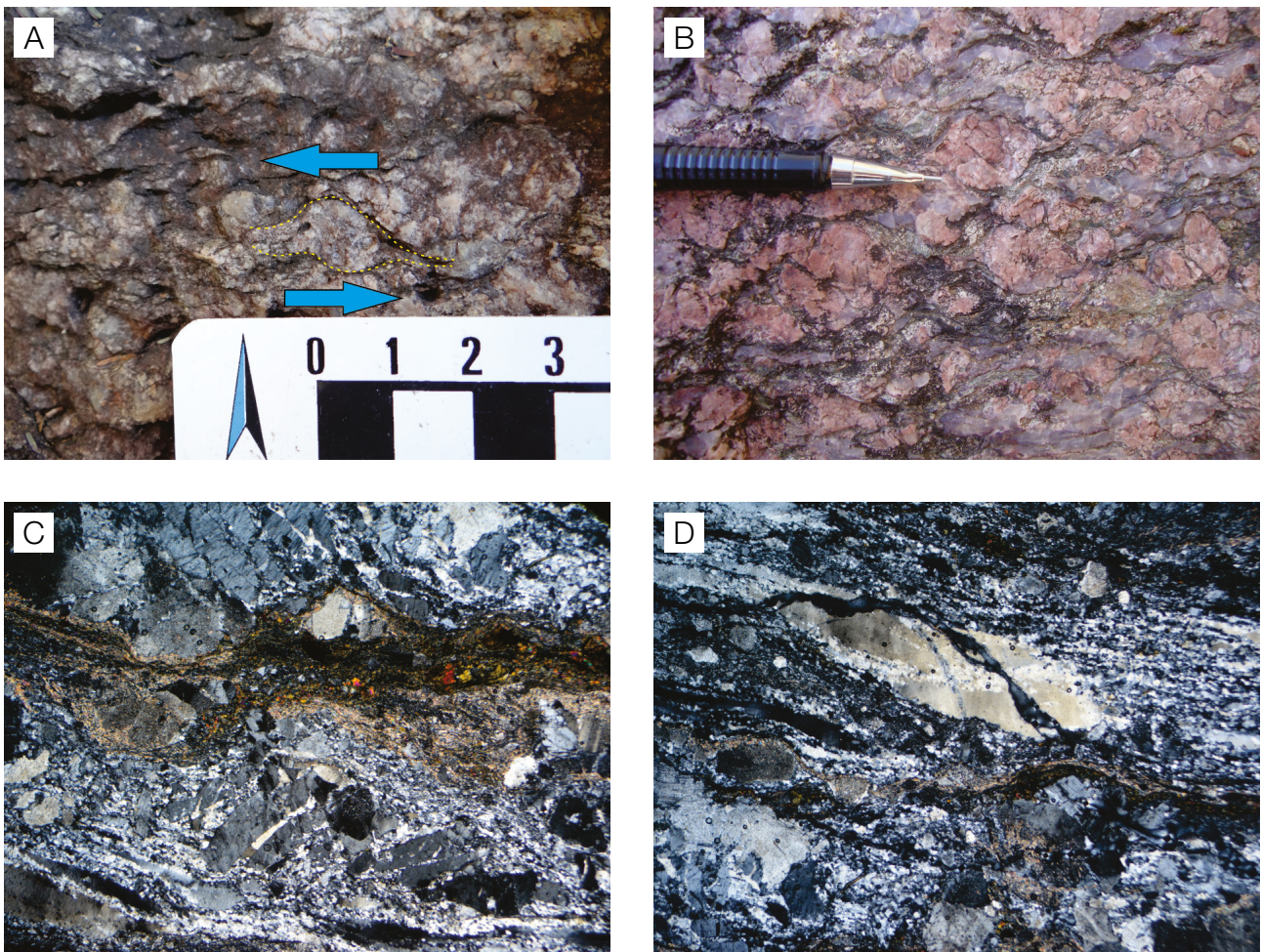


Figura 7. Fotografias em A e B e fotomicrografias em C e D ilustrando: (A) porfiroclasto rotacionado sinistral em escala de afloramento; (B) porfiroclastos de feldspato alcalino rotacionado e *ribbons* de quartzo; (C) matriz recristalizada, com porfiroclastos de feldspato alcalino rotacionados e fragmentados; (D) *ribbon* de quartzo e matriz muito fina recristalizada. Polarizadores cruzados em C e D.

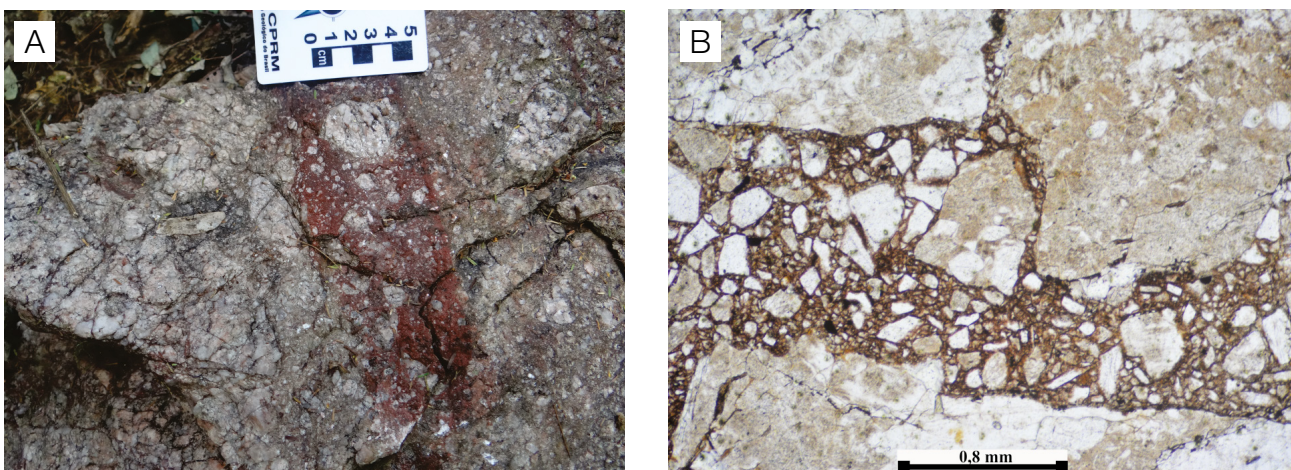


Figura 8. (A) Fotografia ilustrando faixas cataclásticas no Granito Coimbra; (B) detalhe das faixas cataclásticas em escala de fotomicrografia, em que se encontram fragmentos angulosos do Granito Coimbra imersos em matriz fina. Polarizadores paralelos em B.

Tabela 2. Análises químicas dos elementos maiores (% em peso), menores e traços (ppm) do Granito Coimbra.

Amostras	GS-33	GS-33A	GS-55	GS-36	LL-05	GS-120	GS-36 A	GS-38
Fácies	FMGC	FMGC	FPR	FMGC	FPR	FMGC	FMGC	FMGC
SiO ₂	67,48	69,65	70,00	70,54	71,01	71,61	71,88	72,42
TiO ₂	0,48	0,39	0,4	0,3	0,31	0,27	0,30	0,27
Al ₂ O ₃	14,57	14,52	14,55	14,38	15,23	13,77	13,76	13,26
Fe ₂ O ₃	4,66	3,55	3,75	4,44	2,28	3,91	3,90	4,39
MnO	0,09	0,08	0,08	0,09	0,06	0,07	0,09	0,07
MgO	2,98	2,05	0,93	1,16	0,71	0,94	1,26	0,87
CaO	5,64	5,63	2,22	3,95	0,88	4,35	3,34	3,32
Na ₂ O ₃	3,61	3,46	4,44	4,06	4,12	3,20	4,05	3,01
K ₂ O	0,24	0,41	3,21	0,88	5,08	1,49	1,15	2,09
P ₂ O ₅	0,1	0,09	0,13	0,08	0,11	0,09	0,07	0,07
LOI	0,8	1,6	1,6	0,9	0,9	1,3	1,5	1,4
Total	99,84	98,17	99,74	99,86	98,87	98,45	98,27	99,71
Ba	52	63	1122	271	1405	514	388	1621
Be	3	1	2	2	3	3	1	2
Cs	0,1	0,2	0,5	0,1	0,7	0,7	0,2	0,3
Ga	16,6	15,8	13,7	11,5	12,9	12,3	11,7	10,2
Hf	4,2	2,9	5,6	3,0	4,4	2,9	4,1	3,7
Nb	4,8	4,1	9,0	7,8	10,9	4,9	5,0	6,5
Rb	4,7	6,9	67,5	25,2	105,4	43,4	38,4	45,5
Sr	448,1	517,2	276,0	261,4	187,4	218,6	245,2	161,9
Ta	0,3	0,5	0,7	1,0	1,0	0,6	0,4	0,7
Th	8,2	7,1	7,2	6,2	10,9	15,1	5,3	9,3
U	0,1	0,6	0,9	0,7	1,0	1,1	0,7	1,2
Zr	138,3	101,9	203,5	127,8	176,2	119,8	151,9	128,8
Y	18,6	13,0	27,3	16,4	29,9	15,6	17,9	24,0
Pb	2,2	2,0	3,9	4,0	5,7	2,7	9,8	2,5
La	23,3	22,0	27,5	18,1	49,2	63,0	17,0	31,8
Ce	49,7	42,8	67,5	34,2	93,4	109,0	35,1	52,4
Pr	4,67	4,19	9,18	4,22	10,82	9,84	3,73	6,74
Nd	17,0	14,7	33,1	14,2	37,1	30,0	15,1	23,9
Sm	2,88	2,92	6,29	3,04	6,99	3,96	3,05	4,62
Eu	0,79	0,74	1,23	0,76	1,20	0,67	0,66	0,84
Gd	2,87	2,50	5,46	2,86	5,87	3,18	2,95	4,22
Tb	0,46	0,40	0,79	0,41	0,85	0,45	0,47	0,63
Dy	2,86	2,27	5,11	2,67	4,72	2,60	2,88	3,74
Ho	0,70	0,49	0,91	0,49	1,05	0,53	0,55	0,74
Er	1,47	1,44	2,67	1,46	3,15	1,66	1,89	2,19
Tm	0,29	0,22	0,39	0,25	0,50	0,28	0,28	0,37
Yb	1,90	1,41	2,47	1,59	3,04	1,87	1,77	2,52
Lu	0,29	0,25	0,39	0,25	0,45	0,31	0,30	0,41
Eu/Eu*	0,84	0,84	0,65	0,79	0,58	0,58	0,68	0,58
(La/Yb) N	8,20	10,43	7,44	7,61	10,82	22,53	6,42	8,44
SiO ₂	72,86	73,82	74,01	74,53	74,64	76,11	76,32	77,05
TiO ₂	0,27	0,30	0,25	0,24	0,27	0,08	0,14	0,05
Al ₂ O ₃	14,07	13,82	13,98	13,43	13,98	12,89	12,46	12,71
Fe ₂ O ₃	2,46	1,97	1,62	1,9	1,47	1,15	1,74	0,55
MnO	0,05	0,03	0,05	0,04	0,03	0,02	0,02	0,01
MgO	0,51	0,78	0,44	0,53	0,49	0,17	0,2	0,05
CaO	1,58	0,21	0,89	1,12	0,55	0,25	0,39	0,15

Continua...

Tabela 2. Continuação.

Amostras	GS-33	GS-33A	GS-55	GS-36	LL-05	GS-120	GS-36 A	GS-38
Fácies	FMGC	FMGC	FPR	FMGC	FPR	FMGC	FMGC	FMGC
Na ₂ O ₃	4,25	4,29	4,45	3,61	4,07	3,41	3,95	3,55
K ₂ O	3,55	4,41	3,92	4,25	4,06	5,78	4,59	5,68
P ₂ O ₅	0,09	0,09	0,07	0,08	0,06	0,03	0,02	0,01
LOI	0,9	1,2	1,2	0,7	1,1	0,6	0,2	0,6
Total	99,73	98,52	98,47	99,76	98,52	99,92	99,88	99,21
Ba	1272	1150	1164	1102	1459	103	358	87
Be	4	1	6	2	5	8	2	5
Cs	0,6	0,9	0,6	0,9	0,4	14,2	0,5	15,9
Ga	13,0	12,3	15,5	12,6	13,9	19,7	13,6	18,9
Hf	4,2	4,2	4,8	4,1	4,6	6,5	3,4	6,4
Nb	9,6	10,4	11,3	8,5	12,6	35,4	13,2	44,9
Rb	59,2	101,5	97,6	94,4	86,9	352,3	103,1	347,1
Sr	248,6	104,0	199,2	199,4	228,9	16,7	92,5	18,1
Ta	0,9	1,0	1,0	0,9	1,1	3,4	1,2	4,2
Th	10,0	9,3	11,9	10,1	12,2	24,7	24,6	25,9
U	1,3	0,7	0,7	0,8	0,7	1,1	1,6	1,7
Zr	151,2	157,9	179,1	142,6	175,9	77,1	79,8	83,9
Y	25,8	23,9	22,2	23,6	24,1	13,6	17,9	14,2
Pb	3,8	3,6	2,5	4,0	2,5	4,5	5,8	4,8
La	46,0	42,4	48,3	40,9	52,0	12,8	37,8	14,9
Ce	90,1	87,2	102,5	83,0	114,5	25,7	59,2	25,6
Pr	9,89	9,21	11,29	9,36	12,61	2,78	6,64	2,85
Nd	34,1	32,6	42,5	32,0	44,7	8,1	19,9	8,6
Sm	5,70	5,87	6,97	5,66	7,46	1,39	2,89	1,34
Eu	1,08	1,02	1,16	1,01	1,38	0,20	0,52	0,15
Gd	4,44	4,50	5,15	4,68	5,32	1,30	2,70	1,06
Tb	0,67	0,71	0,75	0,66	0,76	0,20	0,37	0,20
Dy	4,05	4,20	3,90	4,08	4,31	1,50	2,50	1,43
Ho	0,79	0,88	0,77	0,75	0,83	0,38	0,53	0,38
Er	2,22	2,55	2,34	2,24	2,58	1,49	1,71	1,57
Tm	0,36	0,37	0,38	0,35	0,42	0,34	0,31	0,38
Yb	2,61	2,50	2,43	2,29	2,64	3,31	2,10	3,88
Lu	0,37	0,38	0,39	0,32	0,44	0,75	0,37	0,90
Eu/Eu*	0,66	0,61	0,60	0,60	0,67	0,46	0,57	0,39
(La/Yb) N	11,79	11,34	13,29	11,94	13,17	2,59	12,04	2,57

FMGC: fácies média a grossa cinza; FPR: fácies porfírica rosa; FFR: fácies fina rosa.

apresenta caráter transicional com razões La/Yb iguais a 4. As razões Zr/Yb entre 4,5 e 8,5 corroboram o caráter transicional a calcioalcalino desse magmatismo. Essas rochas têm assinatura principalmente magnésiana, ilustrada no gráfico FeO/(FeO + MgO) versus SiO₂ (Frost et al., 2001; Figura 11B), coincidindo com o domínio correspondente a ambientes relacionados à subducção, e classifica-se como metaluminoso a peraluminoso a partir dos índices de saturação em alumina de Shand, utilizados no diagrama A/CNK versus A/NK (Maniar e Piccoli, 1989; Figura 11C).

Nos diagramas Rb versus Y + Nb e Rb versus Ta + Yb (Pearce et al., 1984; Figuras 12A e 12B), as rochas do

Granito Coimbra coincidem, em geral, com os domínios de arco magmático, e somente a FFR que representa os estágios finais de cristalização desse corpo plota no campo dos granitos sin-colisionais.

O padrão de elementos terras raras (ETR) dessas rochas, normalizados pelos valores condriticos de Nakamura (1977; Figura 13A), a exceção daquelas da FFR, revela assinatura de séries calcioalcalinas mostrando fracionamento de ETR pesados em relação aos ETR leves. As razões La/Yb da FMGC apresentam ampla variação entre 6,42 e 22,53, o que não ocorre para as amostras da FFR, em que as razões são mais homogêneas, variando entre 7,44 e 13,29, e para as

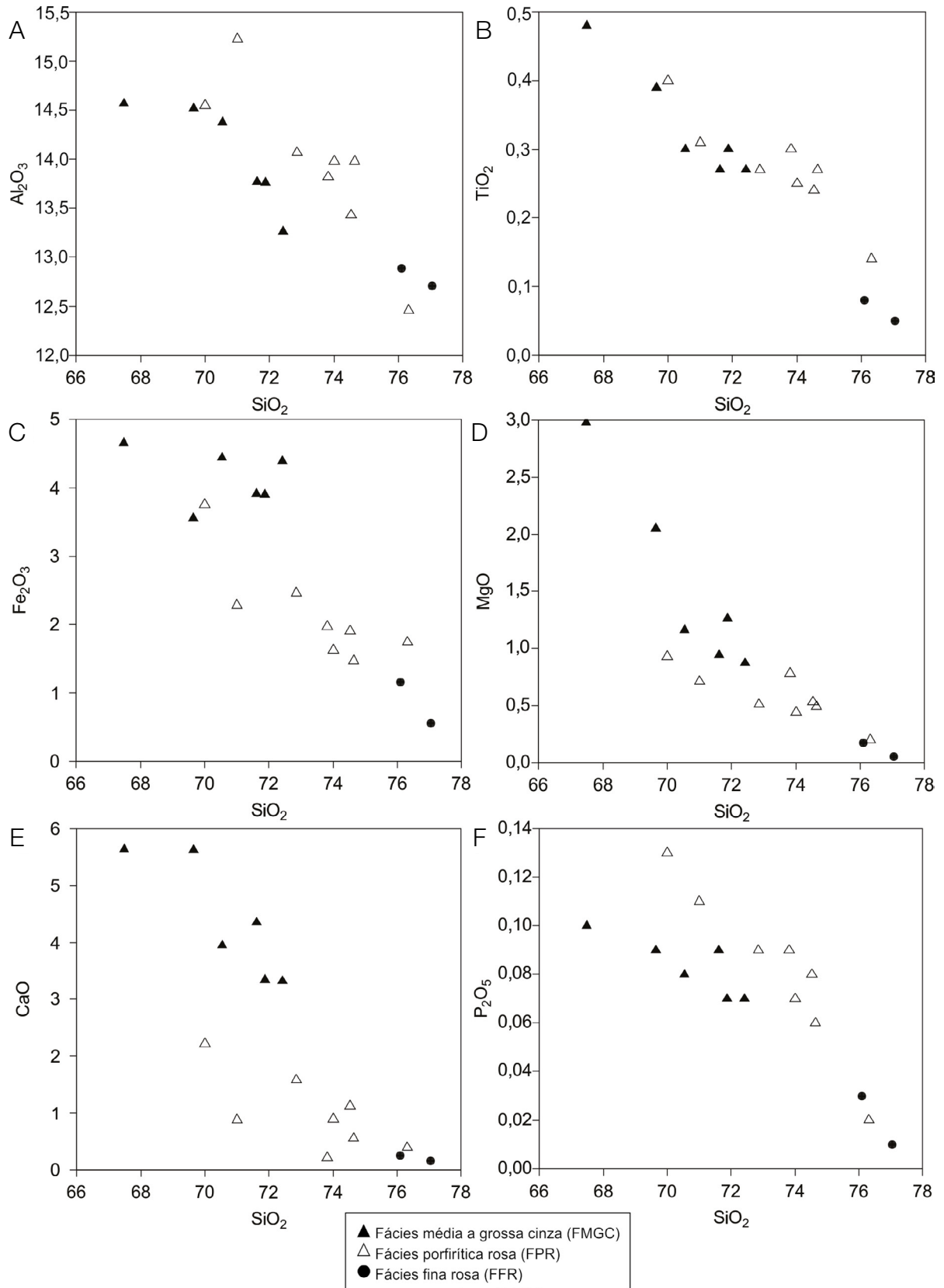


Figura 9. Diagramas de Harker com a distribuição de elementos maiores e menores expressos em óxidos das rochas do Granito Coimbra.

duas da FFR, em que são iguais a 2,5 com comportamento mais semelhante ao de série alcalina.

Todas as amostras analisadas do Granito Coimbra apresentam anomalias negativas de Eu, com padrão semelhante; no entanto, tornam-se mais expressivas naquelas mais evoluídas, que correspondem às da FFR. O padrão de gaiivota das amostras da FFR representa a sua extrema diferenciação, pois essas rochas apresentam conteúdo de minerais máficos menores que 1%, relacionadas aos estágios finais da cristalização, ocorrendo como diques aplíticos. As razões Eu/Eu^* variam entre 0,84 e 0,58 na FMGC; entre 0,67 e 0,57 na FPR; e entre 0,46 e 0,39 na FFR.

O diagrama que demonstra os valores dos elementos traço associados ao de K_2O do Granito Coimbra, normalizados pelos granitos de Cordilheira Meso-Oceânica (Pearce

et al., 1984), é ilustrado conforme distribuição relativa a cada fácies nas Figuras 13B, 13C e 13D. Esses diagramas demonstram um enriquecimento dos elementos litófilos de raios iônicos grandes (LILE) em relação aos de alto potencial iônico (HFSE), padrão típico de granitos de Arco Magmático. As amostras da FMGC e da FPR (Figuras 13B e 13C) apresentam anomalias negativas de Nb e Ta que podem indicar envolvimento crustal (Rollinson, 1993). No entanto, as amostras da FFR (Figura 13D) não mostram esse empobrecimento de Nb e Ta e se destacam pelas fortes anomalias negativas de Ba, provavelmente ligadas ao fracionamento de feldspatos alcalinos, o que é comum em rochas mais evoluídas. O fracionamento acentuado de Y e Yb na FPR e na FMGC pode indicar presença de granada na fonte (Scheepers, 1995).

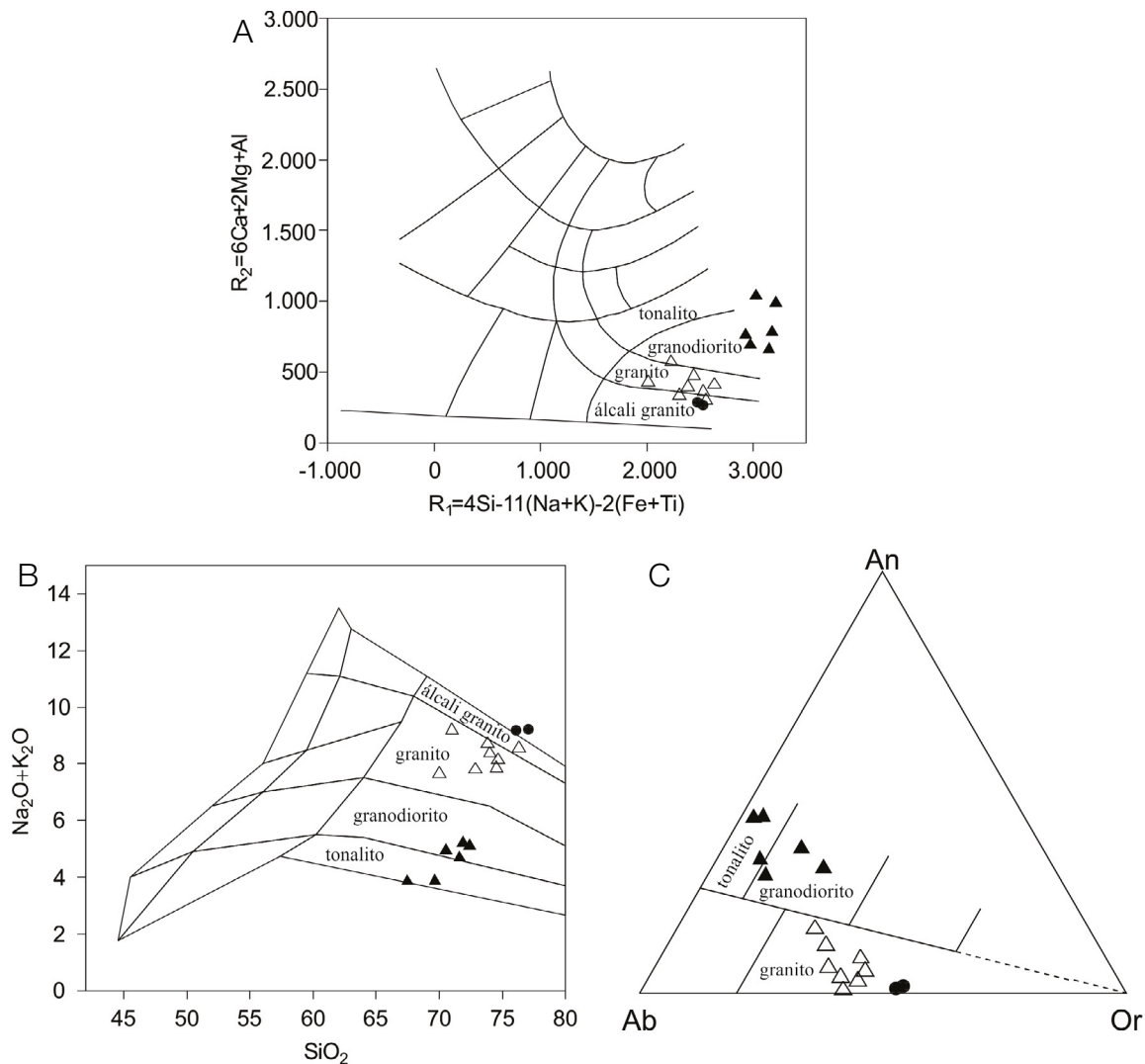


Figura 10. Distribuição dos dados representativos das rochas do Granito Coimbra nos diagramas: (A) R1/R2 (La Roche, 1980); (B) total de álcalis versus sílica (Middlemost, 1985); (C) An-Ab-Or normativo (O'Connor, 1965; modificado por Barker, 1979). Símbolos como na Figura 9.

**GEOCRONOLOGIA U-PB (SHRIMP EM ZIRCÃO)
E GEOLOGIA ISOTÓPICA SM-ND**

Para as análises U-Pb e Sm-Nd foi selecionada a amostra LL-05 (UTM WGS 84 21 S: 427501/7849311), que corresponde a um sienogranito da FPR. Essa amostra foi escolhida por representar o maior volume de exposição do Granito Coimbra, coletada próxima a Fazenda Aguaçu, na MS-454 e processada no Laboratório de Preparação de Amostras da Faculdade de Geociências da Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT).

No primeiro caso, os dados isotópicos U-Pb (SHRIMP) em zircão foram tratados no laboratório do Centro de Pesquisas

Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (CPGeo-IGc/USP); no segundo, as análises Sm-Nd em rocha total foram obtidas no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) da Universidade Federal do Pará (UFPA).

U-Pb em zircão (SHRIMP)

As imagens de catodoluminescência (CL) foram obtidas a partir de um microscópio eletrônico de varredura *FEI-QUANTA 250 FEG* e um detector *XMAX CL* (Instrumentos Oxford). As análises U-Pb foram realizadas

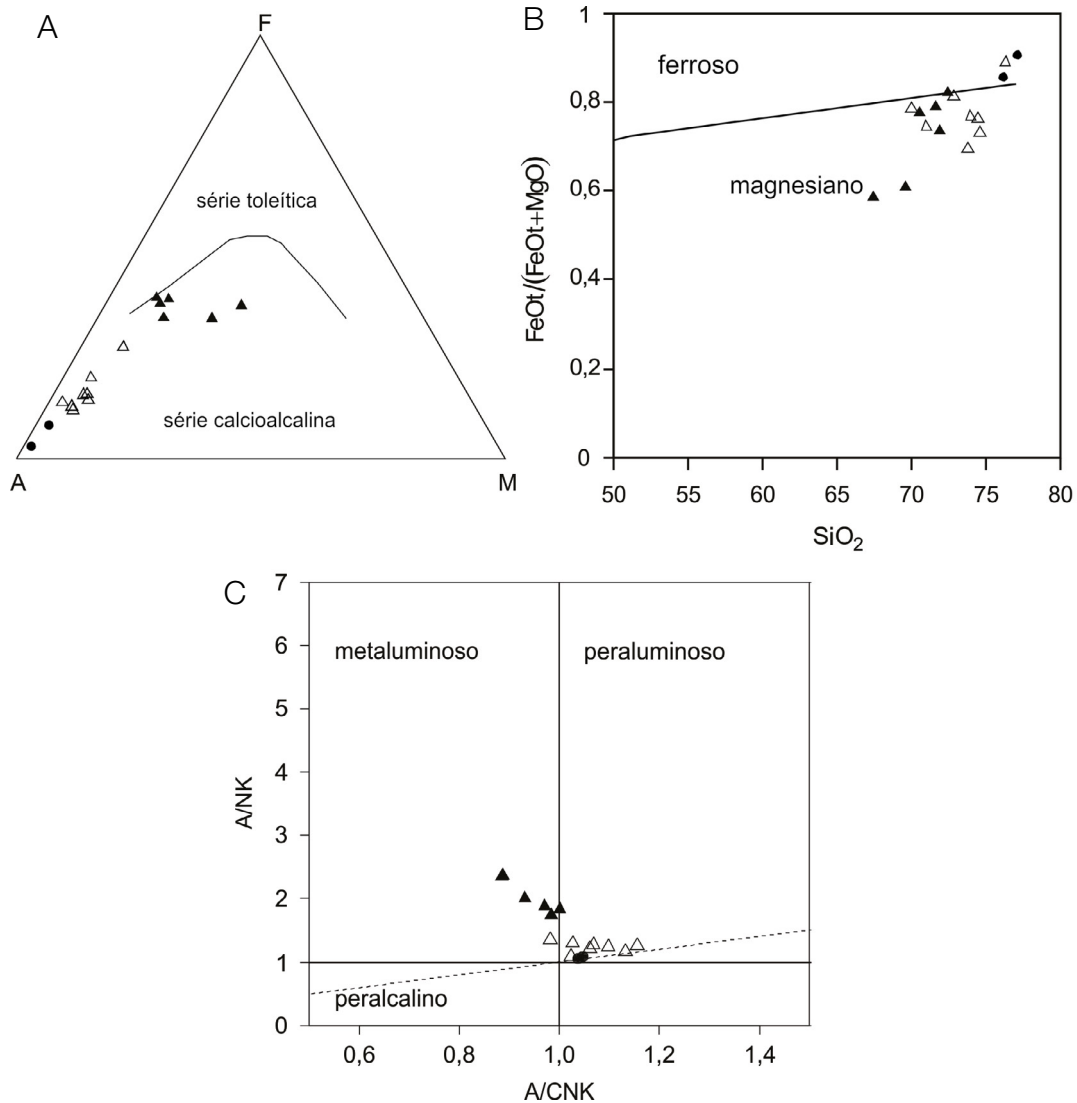


Figura 11. Resultados químicos de amostras do Granito Coimbra distribuídas nos diagramas (A) AFM (Irvine e Baragar, 1971); (B) FeOt/(FeOt + MgO) versus SiO₂ (Frost et al., 2001); (C) A/NK versus A/CNK (Maniar e Piccoli, 1989). Símbolos como na Figura 9.

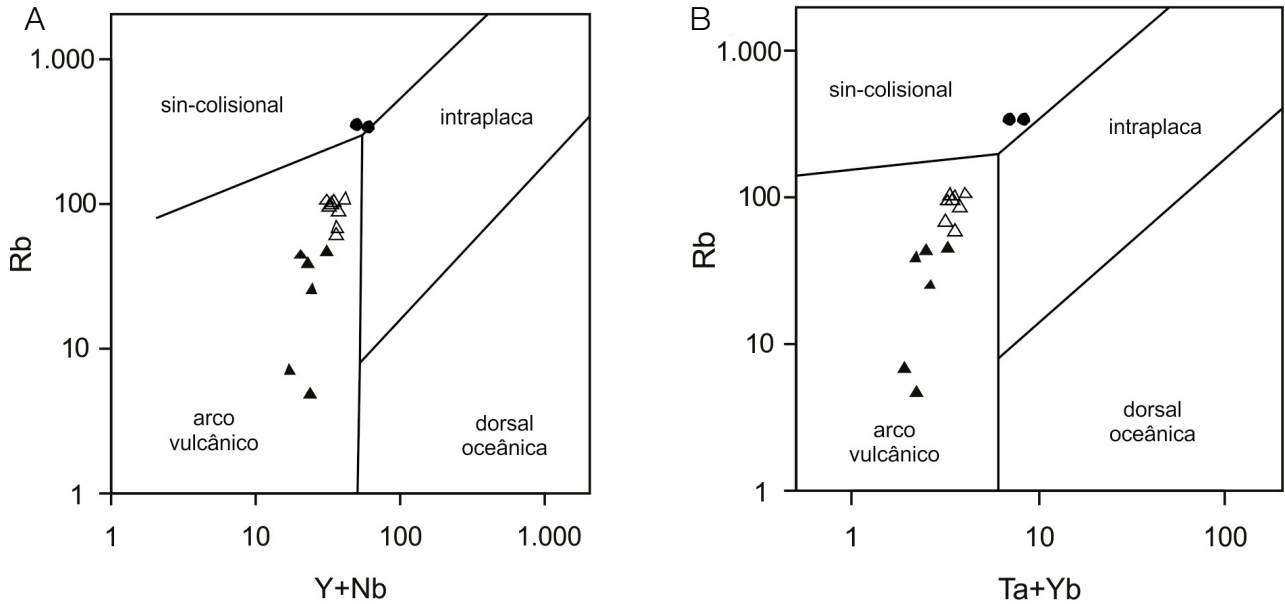


Figura 12. Resultados químicos de amostras do Granito Coimbra distribuídos nos diagramas (A) Rb versus Y + Nb e (B) Rb versus Ta + Yb (Pearce et al., 1984). Símbolos como na Figura 9.

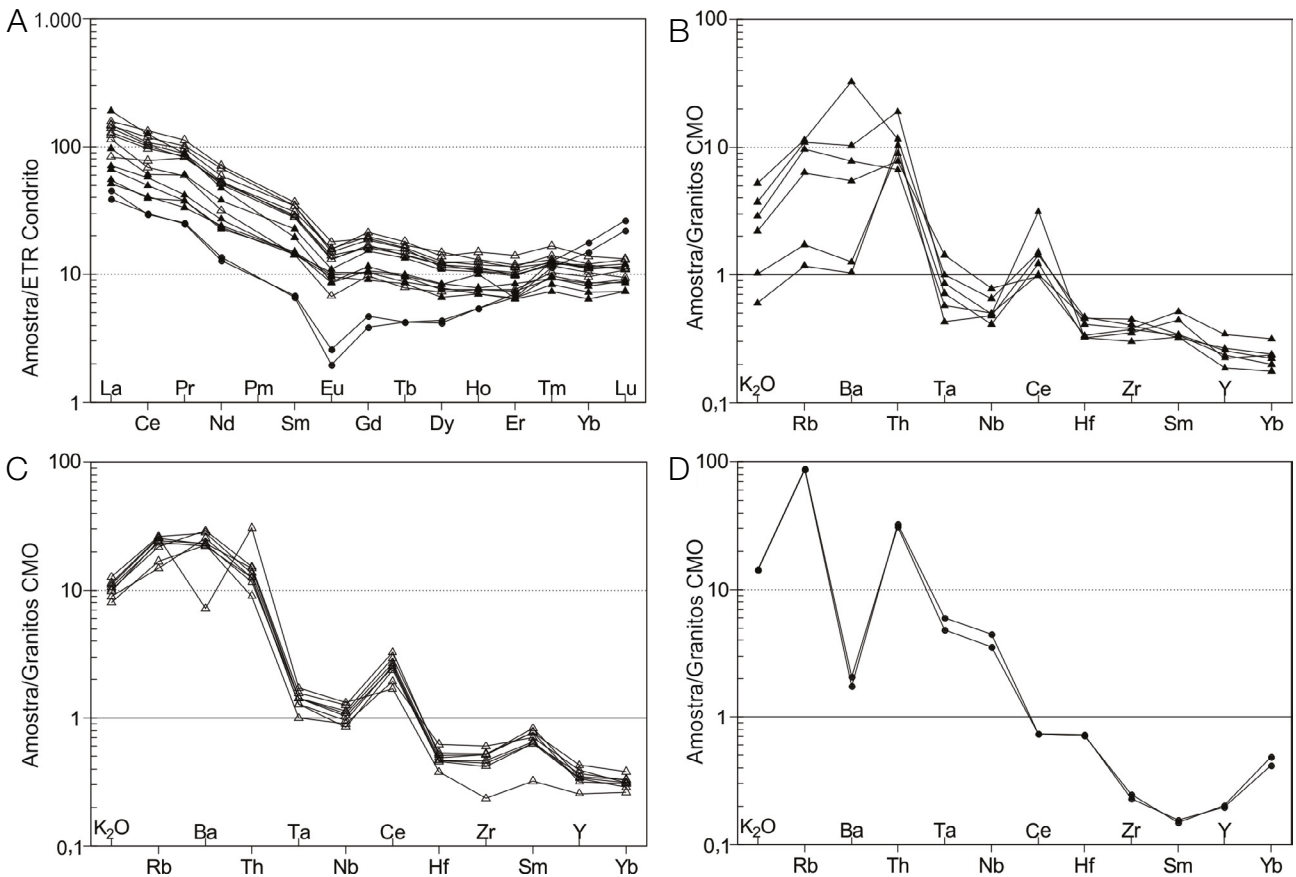


Figura 13. Padrões de distribuição das rochas do Granito Coimbra nos diagramas: (A) ETR normalizados pelos valores condriticos de Nakamura (1977); (B, C e D) elementos traço e K_2O normalizados pelos granitoides de Cordilheira Meso-Oceânica (Pearce et al., 1984) para a fácies média a grossa cinza, fácies porfírica rosa e fácies fina rosa, respectivamente. Símbolos como na Figura 9.

pelo equipamento *SHRIMP IIe/MC*. Os procedimentos analíticos e a calibração do aparelho são descritos em Sato et al. (2014). O teor de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ é calibrado segundo o padrão Temora 2, com idade de 416.78 Ma (Black et al., 2004), e em relação ao teor de U, é utilizado o padrão SL13 (238 ppm). Para pequeno número de dados (10-15 análises), o erro esperado para a idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Temora é $< 1,5\%$. O diagrama concórdia foi plotado usando o *ISOPLLOT 4* (Ludwig, 2009).

A partir das imagens de CL foram escolhidos 12 cristais de zircão, que morfologicamente são caracterizados como prismas longos e curtos com terminações em pirâmides bem desenvolvidas, com dimensões entre 160 e 270 μm e com relação comprimento *versus* largura entre 4/1 e 2/1 (Figura 14). É possível observar na Tabela 3 que o conteúdo de U dos cristais de zircão dessa amostra é variável, entre 45 e 356 ppm, e o conteúdo de ^{206}Pb comum é bem baixo. A Tabela 3 dispõe os resultados das análises U/Pb em zircão do Granito Coimbra.

As descrições dos padrões observados em cada zircão seguem as interpretações de Vavra et al. (1996). A maioria dos cristais apresenta alternâncias de zonas claras e escuras com intensidade baixa a média da luminescência e contraste muito baixo entre as zonas de crescimento individual e os setores de crescimento, interpretadas como as porções de crescimento magmático inalteradas dos zircões. O grão 9.1 apresenta alta luminescência e ausência de zonas claras e escuras, que pode ser interpretada como a recristalização das bandas originais do cristal. Parte do grão 12.1 com alta luminescência pode ser interpretado como um núcleo herdado recristalizado ou a recristalização parcial do grão. Os resultados das análises são apresentados na Tabela 3, com idades que variam entre $1821,9 \pm 41,3$ e $1905,3 \pm 43,2$ Ma. O diagrama concórdia fornece uma idade concordante de 1859 ± 4 Ma, interpretada como a idade de cristalização do Granito Coimbra, definido a partir das bandas internas dos cristais que são eudrais e prismáticas, frequentemente observado em zircão da maioria das rochas magmáticas (Figura 15).

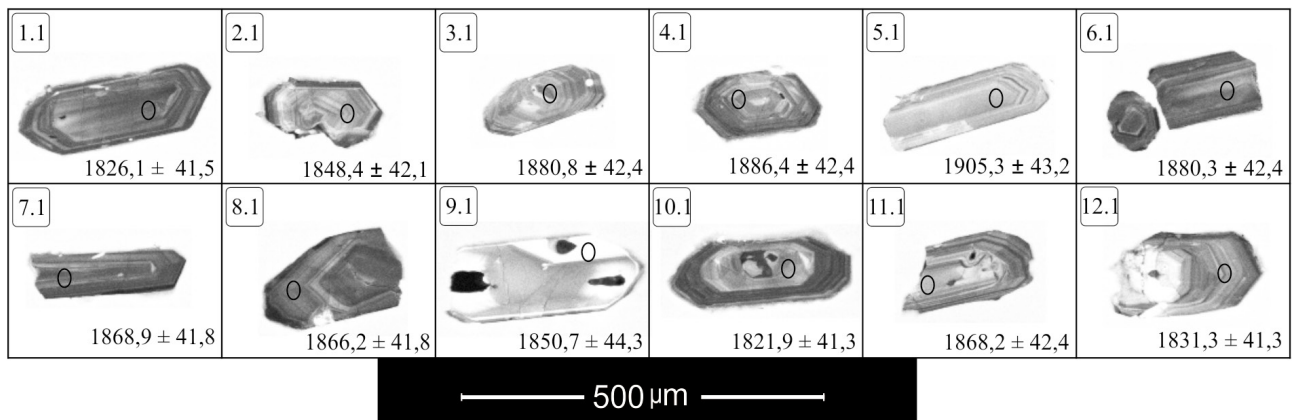


Figura 14. Imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão analisados. A numeração superior esquerda indica a sigla do grão. Os círculos sinalizam os pontos de impacto do feixe iônico.

Tabela 3. Resultados das análises U/Pb (SHRIMP) da amostra LL-05.

Sigla do grão	U ppm	Thppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ ppm	^{206}Pb comum %	Razões isotópicas (^{204}Pb corrigido)						Idades (Ma)					
					$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	\pm %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	\pm %	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	\pm %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	\pm 1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	\pm 1 σ	disc. %	erro corr.
1.1	343	482	1,45	0,84	5,10	2,9	0,3275	2,6	0,1129	1,3	1826,1	41,5	1847	24	1	0,891
2.1	155	119	0,79	0,94	5,25	3,0	0,3321	2,6	0,1147	1,5	1848,4	42,1	1875	28	1	0,860
3.1	182	143	0,81	0,02	5,30	2,7	0,3388	2,6	0,1134	0,6	1880,8	42,4	1855	11	-1	0,972
4.1	210	198	0,97	-0,04	5,34	2,6	0,3399	2,6	0,1138	0,5	1886,4	42,4	1861	9	-1	0,981
5.1	141	187	1,37	-0,06	5,34	2,7	0,3439	2,6	0,1126	0,7	1905,3	43,2	1842	12	-3	0,969
6.1	228	279	1,27	0,96	5,34	3,0	0,3387	2,6	0,1143	1,3	1880,3	42,4	1869	26	-1	0,876
7.1	342	447	1,35	-0,01	5,26	2,6	0,3363	2,6	0,1134	0,4	1868,9	41,8	1855	7	-1	0,987
8.1	356	227	0,66	0,17	5,27	2,6	0,3357	2,6	0,1138	0,5	1866,2	41,8	1861	10	0	0,979
9.1	45	62	1,42	0,11	5,25	3,1	0,3325	2,8	0,1145	1,4	1850,7	44,3	1871	25	1	0,891
10.1	195	147	0,78	0,06	5,15	2,7	0,3266	2,6	0,1144	0,8	1821,9	41,3	1870	14	3	0,960
11.1	150	152	1,04	0,05	5,29	2,7	0,3362	2,6	0,1141	0,6	1868,2	42,4	1866	11	0	0,974
12.1	246	167	0,70	0,33	5,17	2,8	0,3285	2,6	0,1141	0,9	1831,3	41,3	1865	17	2	0,942

disc.: discordância.

A morfologia íngreme das terminações piramidais dos zircões, segundo Pupin (1980), está de acordo com a origem calcioalcalina do magma. Dessa forma, esta análise vem a corroborar os dados geoquímicos supracitados.

Sm- Nd (rocha total)

As análises isotópicas foram realizadas no espectrômetro de massa ICP-MS marca *Thermo-Finnigan* modelo *Neptune*. Todo o procedimento analítico adotado na aplicação do método Sm-Nd é descrito por Gioia e Pimentel (2000). Essa metodologia foi inserida no Laboratório Pará-Iso por Oliveira et al. (2008), porém com algumas modificações. Os valores $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram normalizados para $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ utilizando a lei exponencial de Russell et al. (1978). A constante de decaimento utilizada foi a de $6.54 \times 10^{-12} \text{ ano}^{-1}$ de Lugmair e Marti (1978). A reprodutibilidade dos resultados isotópicos é avaliada por repetidas análises do padrão La Jolla e os padrões de rocha internacionais BHVO-1 e BCR-1. As idades-modelo foram calculadas com base no modelo de evolução do manto empobrecido de De Paolo (1981).

Os dados isotópicos estão incluídos na Tabela 4 e a localização da amostra em questão é apresentada na Figura 2. A amostra analisada resultou no valor $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ de -21,81, o recálculo do $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ a partir da idade de cristalização de $1859 \pm 4 \text{ Ma}$, pelo método U-Pb (SHRIMP), rendeu uma idade modelo T_{DM} de 2,27 Ga e valores de $\epsilon_{\text{Nd}(1,86)}$ fracamente negativos

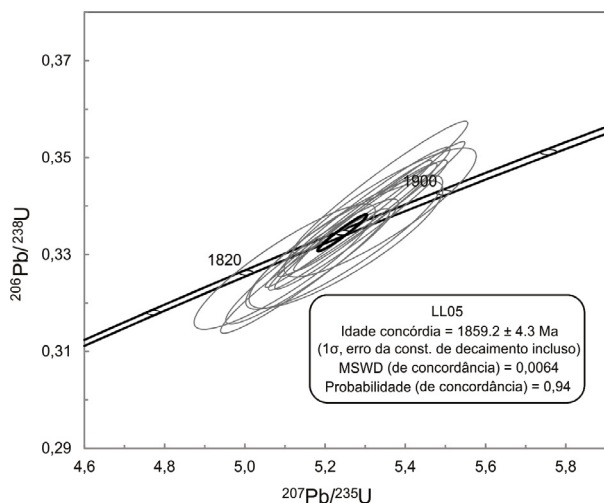


Figura 15. Diagrama concórdia U-Pb (SHRIMP) da amostra LL-05, com a idade concórdia de $1859,2 \pm 4,3 \text{ Ma}$.

Tabela 4. Dados isotópicos Sm/Nd do Granito Coimbra.

Amostra	Sm	Nd	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	2σ	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$	2σ	f(Sm/Nd)	$\epsilon_{\text{Nd}(0)}$	$T_{\text{(DM)}}$	$\epsilon_{\text{Nd}(1,86)}$
LL05	6,63	36,13	0,11095	0,00011	0,511520	0,000004	-0,4359	-21,81	2,27	-1,35

de -1,35, indicando que a origem desse granito se deu provavelmente a partir de uma fonte crustal riaciana.

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Foi individualizado um batólito de composição tonalítica a sienogranítica denominado Granito Coimbra, que aflora em janelas estruturais nos Grupos Jacadigo e Corumbá, sendo parcialmente recoberto pela Formação Pantanal.

A partir de estudos petrográficos em macro e microescala, foram caracterizadas três fácies petrográficas:

- FMGC;
- FPR;
- FFR, sendo esta exposta em diques aplíticos, representando os estágios finais de cristalização do magma.

Do ponto de vista deformacional, a foliação (S_1) gerada durante a fase F_1 apresenta, em geral, orientação N10/20E, o que é muito semelhante ao que ocorre com os granitos do Bloco Rio Apa a sul; os valores de mergulho, no entanto, são mais altos nas proximidades de Corumbá, entre 70 e 90°, com pequena variação de 55° em alguns pontos. A análise dos indicadores cinemáticos indica o predomínio de transporte tectônico ao longo de zonas reversas de cisalhamento, com componente oblíquo, cujo transporte de topo ocorre de SEE para NWW.

A fase deformacional F_2 foi responsável pelo estabelecimento de falhas nessa região, posterior à deposição de toda cobertura siliciclástica e carbonática neoproterozoica, resultando na exposição em janelas estruturais do Granito Coimbra. Os altos ângulos de mergulho, a foliação penetrativa, as lineações de estiramento mineral *down dip* e as zonas de cisalhamento associadas sugerem que a intrusão estudada foi intensamente deformada durante o processo de aglutinação do Bloco Rio Apa ao Cráton Amazônico.

As rochas do Granito Coimbra apresentam composição intermediária a ácida, sendo caracterizadas, geoquimicamente, como tonalitos, granodioritos, granitos e álcali-feldspato granitos, geradas a partir de um magmatismo calcioalcalino a alcalino, metaluminoso a peraluminoso de natureza magnésiana a ferrosa em ambiente de arco magmático, com envolvimento crustal. As rochas da FFR apresentam padrões de termos extremamente evoluídos, correspondendo ao evento mais tardio do magmatismo. Os *trends* obtidos a partir dos diagramas de elementos maiores e menores *versus* sílica parecem definir duas linhas distintas de evolução magmática, uma para a FPR e a FFR e outra para a FMGC;

isso poderia sugerir uma ausência de amostragem de componentes intermediários ou vários pulsos magmáticos na formação do Granito Coimbra ou até mesmo corpos graníticos diferentes. No entanto, como não foi possível identificar a relação de contato entre todas as fácies, faltam dados que confirmem algumas dessas hipóteses. Seria necessário datar as rochas da FMGC para confirmar se elas têm idade semelhante as da FPR, obtida neste trabalho.

Os dados geocronológicos e isotópicos indicam idade de cristalização de 1859 ± 4 Ma (U-Pb SHRIMP) para o Granito Coimbra, com ϵ_{Nd} (1,86 Ga) de -1,35 e idade modelo T_{DM} de 2,27 Ga, que aponta para a participação de uma fonte crustal riaciana na origem do magma, possivelmente envolvendo processos de fusão parcial da crosta continental.

Existem semelhanças petrográficas, litoquímicas, isotópicas e geocronológicas entre os Granitos Taquaral e Coimbra. Adicionalmente, esses granitos apresentam semelhanças petrográficas, composicionais, de idade de cristalização e idade modelo T_{DM} com a maioria dos corpos graníticos da Suíte Intrusiva Alumiador, no setor sul do Bloco Rio Apa, sugerindo que os mesmos façam parte dessa suíte magmática e, conseqüentemente, ao Arco Magmático Amoguijá, descrito por Lacerda Filho et al. (2006).

Dados geocronológicos Pb-Pb em zircão de 1,89 Ga (Vargas-Mattos, 2010) e U-Pb em zircão de 1,85 Ga (Redes et al., 2016) indicam que o Granito Correraca, embasamento do Grupo Sunsás na região de Santo Corazon, Bolívia, trata-se, provavelmente, de intrusões graníticas geneticamente relacionadas à Suíte Alumiador, do Arco Magmático Amoguijá, definido no Bloco Rio Apa em seu extremo sul.

Em termos de reconstrução paleogeográfica, a correlação entre os granitos orosirianos do Bloco Rio Apa, na fronteira Brasil-Paraguai; da região de Corumbá, fronteira Brasil-Bolívia, e de Santo Corazon, na Bolívia, sugere que possível conexão entre o Bloco Rio Apa e o Cráton Amazônico tenha se efetivado durante a implantação do Arco Magmático Amoguijá, no período orosiriano.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) (Proc. 479779/2011-2), à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Mato Grosso (FAPEMAT) (Proc. 222489/2015), ao Grupo de Pesquisa Evolução Crustal e Tectônica – Guaporé e ao Instituto Nacional de Ciências e Tecnologia de Geociências da Amazônia (GEOCIAM), o suporte financeiro ao desenvolvimento da pesquisa. A primeira autora agradece à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), a concessão de bolsa de Mestrado, e ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, o apoio à realização dos estudos. ASR agradece ao CNPq a concessão de bolsa produtividade em pesquisa.

REFERÊNCIAS

- Almeida, F. F. M. (1945). Geologia do sudoeste mato-grossense. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, 116, 1-118.
- Araújo, H. J. T., Montalvão, P. E. N. (1980). *Geologia da Folha SF.21 e parte das Folhas SF.21-V-D e SF.21-X-C, sudoeste do Estado de Mato Grosso do Sul: operação 578/80 - DIGEO*. Relatório Interno. Goiânia: Projeto RadamBrasil, 15 p.
- Araújo, H. J. T., Santos Neto, A., Trindade, C. H., Pinto, J. C. A., Montalvão, R. M. G., Dourado, T. D. C., Palmeira, R. C. B., Tassinari, C. C. G. (1982). *Folha SF. 21 – Campo Grande*. Rio de Janeiro: Ministério das Minas e Energia-Secretaria Geral, Projeto RadamBrasil – Geologia.
- Barker, O. B. (1979). *A contribution to the geology of the Soutpansberg Group, Waterberg Supergroup, northern Transvaal*. Tese (Doutorado). Joanesburgo: Witwatersrand University, 116 p.
- Barrett, T. J., MacLean, W. H. (1999). Volcanic sequences, lithochemistry, and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic-associated massive sulfide systems. In: Society of Economic Geologists (Ed.). *Volcanic associated massive sulfide deposits: processes and examples in modern and ancient settings* (8, 101-131). <https://doi.org/10.5382/Rev.08.05>
- Black, L. P., Kamo, S. L., Allen, C. M., Davis, D. W., Aleinikoff, J. N., Valley, J. W., Mundil, R., Campbell, I. H., Korsch, R. J., Williams, I. S., Foudoulis, C. (2004). Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of trace element related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chemical Geology*, 205(1-2), 115-140. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.01.003>
- Brittes, A. F. N. (2014). *Petrografia, Geoquímica e Geocronologia (U-Pb e Sm-Nd) do Arco Magmático Amoguijá: Implicações para a Evolução Geodinâmica do Terreno Rio Apa, Sul do Cráton Amazônico*. Exame de qualificação (Doutorado). Belém: Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, UFPA.
- Brittes, A. F. N., Sousa, M. Z. A., Ruiz, A. S., Batata, M. E. F., Lafon, J. M., Plens, D. P. (2013). Geologia, petrologia e geocronologia (Pb-Pb) da Formação Serra da Bocaina: evidências de um Arco Magmático Orosiriano no Terreno Rio Apa, sul do Cráton Amazônico. *Brazilian Journal of Geology*, 43(1), 48-69. <http://dx.doi.org/10.5327/Z2317-48892013000100006>

- Cabrera, R. F. (2015). *Geologia, deformação e idade (U-Pb) do Grupo Campanário, seqüência metassedimentar mesoproterozoica no Terreno Rio Apa, sul do Cráton Amazônico*. Dissertação (Mestrado). Cuiabá: Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, 68 p.
- Cordani, U. G., Teixeira, W., Tassinari, C. C. G., Coutinho, J. M. V., Ruiz, A. S. (2010). The Rio Apa Craton in Mato Grosso do Sul (Brazil) and Northern Paraguay: geochronological evolution, correlations and tectonic implications for Rodinia and Gondwana. *American Journal of Science*, 310(9), 981-1023. <https://doi.org/10.2475/09.2010.09>
- Corrêa, J. A., Correia Filho, F. C. L., Scislewski, G., Cavallon, L. A., Cerqueira, N. L. S., Nogueira, V. L. (1976). *Projeto Bodoquena: Relatório Final, MME/DNPM, Convênio DNPM/CPRM, Superintendência Regional de Goiânia*. Goiânia: DNPM/CPRM.
- De Paolo, D. J. (1981). Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53(2), 189-202. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(81\)90153-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(81)90153-9)
- Del Arco, J. O., Silva, R. H., Tarapanoff, I., Freire, F. A., Pereira, L. G. M., Souza, S. L., Luz, J. S., Palmeira, R. C. B., Tassinari, C. C. G. (1982). *Folha SE.21. Corumbá e Parte da Folha SE 20*. Rio de Janeiro: Ministério das Minas e Energia, Projeto RadamBrasil - Geologia.
- Faleiros, F. M., Pavan, M., Remédio, M. J., Rodrigues, J. B., Almeida, V. V., Caltabeloti, F. P., Pinto, L. G. R., Oliveira, A. A., Pinto de Azevedo, E. J., Costa, V. S. (2016). Zircon U-Pb ages of rocks from the Rio Apa Cratonic Terrane (Mato Grosso do Sul, Brazil): New insights for its connection with the Amazonian Craton in pre-Gondwana times. *Gondwana Research*, 34, 187-204. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.02.018>
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Elis, D. J., Frost, C. D. (2001). A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 42(11), 2033-2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>
- Gioia, S. M. C. L., Pimentel, M. M. (2000). The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasilia. *Annals of the Brazilian Academy of Sciences*, 72(2), 219-245. <http://dx.doi.org/10.1590/S0001-37652000000200009>
- Godoi, H. O., Martins, E. G. (1999). *Folha SF.21, Campo Grande: escala 1:500.000*. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Brasília: CPRM.
- Godoi, H. O., Martins, E. G., Mello, J. C. R. (2001). *Folha SE.21-Y-D - Corumbá; Folha SF.21-V-B- Aldeia Tomázia; Folha SF.21-V-D - Porto Murtinho: escala 1:250 000*. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Brasília: CPRM, 88 p.
- Harker, A. (1909). *The natural history of the igneous rocks*. Nova York: MacMillan Company, 384 p.
- Irvine, I. N., Baragar, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal Earth Science*, 8(5), 523-548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- La Roche, H. (1980). Granites chemistry through multicationic diagrams. *Sciences de la Terre, Série Informatique Géologique*, 13, 65-88.
- Lacerda Filho, J. W., Brito, R. S. C., Silva, M. G., Oliveira, C. C., Moreton, L. C., Martins, E. G., Lopes, R. C., Lima, T. M., Larizzatti, J. H., Valente, C. R. (2006). *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso do Sul*. Programa Integração, Atualização e Difusão de Dados de Geologia do Brasil. Convênio CPRM/SICME-MS. Brasil: Ministério de Minas e Energia, 121 p.
- Ludwig, K. (2009). *SQUID 2: A User's Manual*. Berkeley: Berkeley Geochronology Center, Special Publication, 110 p.
- Lugmair, G. W., Marti, K. (1978). Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 39(3), 349-357. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90021-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90021-3)
- Maniar, P. D., Piccoli, P. M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101(5), 635-643. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1989\)101<0635:TDO G>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TDO G>2.3.CO;2)
- Middlemost, E. A. K. (1985). *Magma and magmatic rocks: an Introduction to Igneous Petrology*. Londres: Longman, 206 p.
- Nakamura, K. (1977). Volcanoes as a possible indicator of tectonic stress orientation: principle and proposal. *Journal of Volcanology Geothermal Research*, 2(1), 1-16. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(77\)90012-9](https://doi.org/10.1016/0377-0273(77)90012-9)

- Nogueira, S. F. (2015). *Petrologia, geocronologia (U-Pb SHRIMP) e geologia isotópica (Sm-Nd) do Granito Aquidabã, Arco Magmático Amoguijá-Terreno Rio Apa-sul do Cráton Amazônico-MS*. Dissertação (Mestrado). Cuiabá: Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, 82 p.
- O'Connor, J. T. (1965). A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *US Geological Survey*, 525B, B79-84.
- 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. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(1), 114-127. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2008381114127>
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4), 956-983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Plens, D. P., Ruiz, A. S., Sousa, M. Z. A., Batata, M. E. F., Lafon, J. M., Brittes, A. F. N. (2013). Cerro Porã Batholith: post-orogenic A-type granite from the Amoguijá Magmatic Arc – Rio Apa Terrane – South of the Amazonian Craton. *Brazilian Journal of Geology*, 43(3), 515-534. <https://doi.org/10.5327/Z2317-48892013000300008>
- Pupin, J. P. (1980). Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73(3), 207-220. <https://doi.org/10.1007/BF00381441>
- Redes, L. A. (2015). *Granito Taquaral: Evidências de um arco magmático orosiriano no sul do Cráton Amazônico na região de Corumbá – MS*. Dissertação (Mestrado). Cuiabá: Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, 84 p.
- Redes, L. A., Pimentel, M. M., Ruiz, A. S. S., Matos, G. R. S. (2016). Granito Correreca - um registro magmático orosiriano no oriente boliviano: implicações tectônicas e estratigráficas. *XLVIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Anais. Porto Alegre: SBG.
- Redes, L. A., Sousa, M. Z. A., Ruiz, A. S., Lafon, J. M. (2015). Petrogenesis and U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Taquaral granite: record of an Orosirian continental magmatic arc in the region of Corumbá - MS. *Brazilian Journal of Geology*, 45(3), 431-451. <http://dx.doi.org/10.1590/2317-488920150030231>
- Redes, L. A., Sousa, M. Z. A., Ruiz, A. S., Lima, G. A., Martins, L. C. D. (2013). Geologia, Petrografia e Geoquímica do Granito Taquaral - Embasamento das Coberturas Neoproterozoicas do Aulacógeno Tucavaca na região de Corumbá-MS. *XIII Simpósio Geologia da Amazônia*, Anais. Belém: SBG-NO.
- Rollinson, H. (1993). *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Essex: Longman Scientific & Technical, 352 p.
- Russell, W. A., Papanastassiou, D. A., Tombrello, T. A. (1978). Ca isotope fractionation on the Earth and other solar system materials. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42(8), 1075-1090. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(78\)90105-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(78)90105-9)
- Santos, G. (2016). *Granito Coimbra: Porção Norte da Suíte Intrusiva Alumiador na Região de Corumbá (MS) – Terreno Rio Apa*. Dissertação (Mestrado). Cuiabá: Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, 70 p.
- Santos, G., Ruiz, A. S., Sousa, M. Z. A., Batata, M. E. F., Cabrera, R. F. (2015). Geologia e análise estrutural do Granito Coimbra: implicações para a evolução do Arco Magmático Amoguijá na região de Corumbá (MS) – sul do Cráton Amazônico. *XV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, Anais. Vitória: SBG.
- Santos, G., Ruiz, A. S., Sousa, M. Z. A., Batata, M. E. F., Cabrera, R. F., Redes, L. A., Brandão, V. S. (2013). Geologia Preliminar do Granito Coimbra, Terreno Rio Apa, Região de Corumbá - MS. *XIV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, Anais. Chapada dos Guimarães: SBG.
- Sato, K., Tassinari, C. C. G., Basei, M. A. S., Siga Júnior, O., Onoe, A. T., Souza, M. D. de. (2014). Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP IIe/MC) of the Institute of Geosciences of the University of São Paulo, Brazil: analytical method and first results. *Geologia USP. Série Científica*, 14(3), 3-18. <https://doi.org/10.5327/Z1519-874X201400030001>
- Scheepers, R. (1995). Geology, geochemistry and petrogenesis of Late Precambrian S-, I- and A- type granitoids in the Saldania belt, Western Cape Province, South Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 21(1), 35-58. [https://doi.org/10.1016/0899-5362\(95\)00087-A](https://doi.org/10.1016/0899-5362(95)00087-A)
- Silva, G. G., Lima, M. I. C., Andrade, A. R. F., Issler, R. S., Guimarães, G., Leal, J. W. L., Araújo, J. F. V., Basei, M. A. S., Dall'agnol, R., Tedceira, J. B. G., Montalvão, R. M. G. (1974). *Folha SB.22 Araguaia e parte da Folha SC.22. Tocantins*. MME/DNPM. Rio de Janeiro: Projeto RadamBrasil Geologia.

Souza, C. D. (2016). *Granito São Francisco e Formação Serra da Bocaina: evidências de magmatismo orosiriano em arco magmático continental - Terreno Rio Apa-sul do Cráton Amazônico*. Dissertação (Mestrado). Cuiabá: Faculdade de Geociências (FAGEO), Universidade Federal de Mato Grosso, 89 p.

Trompette, R., Alvarenga, C. J. S., Walde, D. (1998). Geological evolution of the Neoproterozoic Corumbá graben system (Brazil). Depositional context of the stratified Fe and Mn ores of the Jacadigo Group. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(6), 587-597. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(98\)00036-4](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(98)00036-4)

Vargas-Mattos, G. L. (2010). *Caracterização geocronológica e geoquímica dos granitos proterozoicos: implicação para a evolução crustal da borda SW do Cráton Amazônico na Bolívia*. Tese (Doutorado). Rio de Janeiro: Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 164 p.

Vavra, G., Gebauer, D., Schmid, R., Compston, W. (1996). Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 122(4), 337-358. <https://doi.org/10.1007/s004100050132>