

Petrologia do Granito Chasqueiro, região de Arroio Grande, sudeste do Escudo Sul-Rio-Grandense

Petrology of Chasqueiro Granite, Arroio Grande region, Southeastern Sul-Rio-Grandense Shield

Daniel Triboli Vieira^{1*}, Edinei Koester², Anelise Losangela Bertotti³

RESUMO: O Granito Chasqueiro aflora como campos de matacões e lajeados, que em planta constituem um corpo alongado segundo N50°E com área de aproximadamente 400 km², localizado no sul da porção oriental do Escudo Sul-Rio-Grandense. Compreende de monzo a sienogranito, leucocrático de cor cinza-clara e textura porfírica com megacristais de K-feldspatos em matriz equigranular, hipidiomórfica grossa, composta por quartzo, K-feldspato, plagioclásio, biotita, hornblenda, minerais opacos e acessórios. Os megacristais atingem proporções modais entre 30,0 e 60,0%, e variam entre 4 e 8 cm, que com os minerais máficos da matriz evidenciam uma foliação de fluxo magmático subvertical bem desenvolvida que transaciona lateralmente para uma foliação tectônica nos bordos do granito próximo às zonas de cisalhamento onde ocorrem extensas faixas marcadas por intensa deformação dúctil e geração de protomylonitos. O granito apresenta enclaves máficos microgranulares de composição diorítica, apresentando diferentes formas e tamanhos. Geoquimicamente, é caracterizado por um magmatismo subalcalino do tipo cálcio-alcalino de alto potássio, metaluminoso a levemente peraluminoso, com assinatura característica de granitos gerados em ambiente pós-colisional. Processos de fusão crustal, mistura de magmas e cristalização fracionada são sugeridos para a sua evolução. Análises geocronológicas obtidas pelo método U-Pb (LA-ICP-MS) e geoquímica isotópica de Lu-Hf (LA-ICP-MS) em zircões indicaram, respectivamente, idade de cristalização 574 ± 3 Ma e valores negativos para ϵHf , sugerindo assim uma relação do Granito Chasqueiro com o evento deformacional D2 e fontes magmáticas predominantemente crustais com participação de componente mantélico subordinado.

PALAVRAS-CHAVE: Petrologia; Granito Chasqueiro; U-Pb; Lu-Hf; Escudo Sul-Rio-Grandense.

ABSTRACT: Chasqueiro Granite comprises an 400 km² N50°E-trend elongated body located at the southernmost portion of the eastern Sul-Rio-Grandense Shield. It consists of monzo to syenogranite, light gray and leucocratic porphyritic texture with megacrystals K-feldspar in a coarse equigranular hypidiomorphic matrix, composed of quartz, K-feldspar, plagioclase, biotite, hornblende, opaque minerals and accessories. The modal megacrystals reach proportions between 30.0 and 60.0%, and range from 4 to 8 cm, with mafic minerals of the matrix showing a subvertical magmatic foliation and a tectonic foliation prominent in the borders marked by intense ductile deformation and protomylonite generation. Another important aspect of the Granite Chasqueiro is the ubiquitous presence of microgranular mafic enclaves of dioritic composition in the granite, having different shapes and sizes. The Chasqueiro Granite is high-K calc alkaline, metaluminous to slightly peraluminous and characterized by a narrow SiO₂ variation, with characteristic signature of granites generated in post-colisional tectonic setting. Geochronological analyzes obtained by the U-Pb method (LA-ICP-MS) and isotope geochemistry of Lu-Hf zircon data (LA-ICP-MS) presenting, respectively, crystallization age 574 ± 3 Ma and negative ϵHf , which suggest a granite relationship with deformational event D2 and supporting a magmatic crustal sources with subordinate mantle component.

KEYWORDS: Petrology; Chasqueiro Granite; U-Pb; Lu-Hf; Sul-Rio-Grandense Shield.

¹Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGeo), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS, Porto Alegre (RS), Brasil. E-mail: danieltriboli@hotmail.com

²Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS, Porto Alegre (RS), Brasil. E-mail: koester@ufrgs.br

³Núcleo de Geologia, Universidade Federal de Sergipe – UFS, Aracaju (SE), Brasil. E-mail: aneber79@gmail.com

*Autor correspondente.

Manuscrito ID: 20150041. Recebido em: 30/10/2015. Aprovado em: 19/01/2016.

INTRODUÇÃO

No Escudo Sul-Rio-Grandense foram realizados diversos trabalhos de cunho petrográfico, geoquímico e isotópico para a caracterização de inúmeras ocorrências de rochas graníticas (Vasquez 1997, Gastal & Lafon 1998, Phillip *et al.* 2002, Fontana *et al.* 2012). No entanto, a porção oriental do escudo, apesar de apresentar inúmeros granitoides que variam de ácidos a básicos, com alojamento por vezes condicionado por zonas de cisalhamento de caráter transcorrente, é pouco estudada sob esse tipo de caracterização geológica, tendo como principais referências trabalhos de cunho regionais (Trainini 1987, Philipp 1990, 1991, 1998, Wildner *et al.* 2005).

O Granito Chasqueiro está intrudido na porção oriental do Cinturão Dom Feliciano (Fernandes *et al.* 1995, Costa 1997), sendo caracterizado em trabalhos regionais como um granito de composição monzo a sienogranítica, leucocrático de cor cinza-claro e textura porfirítica com megacristais de K-feldspatos em matriz equigranular, hipidiomórfica grossa e foliação milonítica nos bordos.

O principal objetivo deste trabalho foi gerar dados que fundamentem a discussão da origem, da diversidade e do controle tectônico do magmatismo que originou o Granito Chasqueiro por meio de uma revisão e discussão com base em um estudo petrológico integrado. Para tal, foram obtidos novos dados geológicos, petrográficos, geoquímicos, isotópicos (Lu-Hf) e geocronológicos (U-Pb) para a investigação e a proposição de um modelo de geração e evolução deste magmatismo, procurando entender a relação entre as fontes crustais e mantélicas, processos de diferenciação magmática e a influência da atividade tectônica em sua gênese.

GEOLOGIA REGIONAL

O Granito Chasqueiro aflora em uma área de aproximadamente 400 km² a noroeste da cidade de Arroio Grande, Rio Grande do Sul, 365 km da capital Porto Alegre. O granito encontra-se no contexto geológico do Cinturão Dom Feliciano, desenvolvido no Neoproterozoico durante a Orogenia Brasileira - Panafricana, a qual resultou na amalgamação do paleocontinente Gondwana Ocidental (Heilbron *et al.* 2004). O cinturão se prolonga por aproximadamente 1.200 km desde Punta del Este, no Uruguai, até o nordeste do estado de Santa Catarina e está estruturado em três unidades geotectônicas principais — ocidental, central e oriental (Fig. 1) —, delimitadas a partir de descontinuidades geofísicas de escala continental (Fernandes *et al.* 1995, Costa 1997). A porção oriental ou domínio leste do Cinturão Dom Feliciano, onde se desenvolveu este

trabalho, se equivale em partes ao Batólito Pelotas, termo definido por Fragoso César *et al.* (1986) para designar um batólito composto, multi-intrusivo e polifásico, cujo magmatismo teve duração de cerca de 70 Ma (entre 630 e 560 Ma), representando o período pós-colisional na porção leste do sul do Brasil (Philipp *et al.* 2002). A formação do batólito resulta da adição de distintos processos tectônicos durante o Ciclo Brasileiro/Pan-africano, e se postulam para ela modelos que envolvem a subducção de litosfera oceânica em margem continental espessa (Figueiredo *et al.* 1990, Philipp 1990, Fragoso César 1991, Philipp 1998, Chemale Jr. 2000), colisão continental (Hartmann *et al.* 2000, Philipp & Machado 2001 e reativação de fontes mantélicas modificadas em períodos tardi a pós-colisional (Bitencourt & Nardi 1993, 2000).

No batólito foram caracterizadas seis suítes graníticas denominadas de Pinheiro Machado, Erval, Viamão, Encruzilhada do Sul, Cordilheira e Dom Feliciano, e uma sienítica, a Suíte Piquiri (Philipp 1998, Philipp & Machado 2001). Essas suítes são constituídas essencialmente por rochas graníticas, comumente ocorrendo corpos básicos e enclaves máficos microgranulares, os quais apresentam relações de contato indicativas de mistura química e física com os líquidos de composição granítica. A Suíte Pinheiro Machado é cálcio-alcalina, médio a alto-K, metaluminosa a fracamente peraluminosa. A Suíte Viamão é cálcio-alcalina alto-K e varia de metaluminosa a fracamente peraluminosa, enquanto a Suíte Cordilheira apresenta caráter exclusivamente peraluminoso. Os sienitos da Suíte Piquiri têm afinidade shoshonítica, enquanto os granitos da Suíte Encruzilhada do Sul são alcalinos e metaluminosos. Na sua ampla maioria, os corpos graníticos da Suíte Dom Feliciano são cálcio-alcalinos alto-K, com elevado grau de diferenciação (SiO₂ entre 75 e 78%).

A porção leste do Batólito Pelotas (Fig. 2) teve a sua estratigrafia redefinida por Ramos & Koester (2014), sendo as rochas mais antigas a associação metamórfica composta por anfibolitos, xistos magnesianos, pelíticos e mármore, denominada como Complexo Ofiolítico Arroio Grande, que outrora fora classificada como pertencente à unidade Septos do Embasamento. Os Septos do Embasamento ocorrem na área de estudo como xenólitos gnáissicos de formas arredondadas a subarredondadas, com dimensões centimétricas a métricas (0,2 a 3 m) nas rochas encaixantes do Granito Chasqueiro denominadas como Complexo Pinheiro Machado, que constitui uma expressiva área na porção leste do batólito, sendo constituído por granitoides cinzentos equigranulares a porfiríticos de composição predominantemente granodiorítica, com idades U-Pb (em zircão, por evaporação) de 610 ± 5 e 612 ± 2 Ma (Babinski *et al.* 1997). Esse complexo é interpretado como granitoides

de margem continental ativa com evolução associada à subducção de crosta oceânica sob margem continental espessada (Philipp *et al.* 2001).

O Granito Chasqueiro é intrudido em suas porções nordeste e sudeste pelo Granito Três Figueiras (558 ± 57 Ma, U-Th-Pb em monazita por microsonda eletrônica,

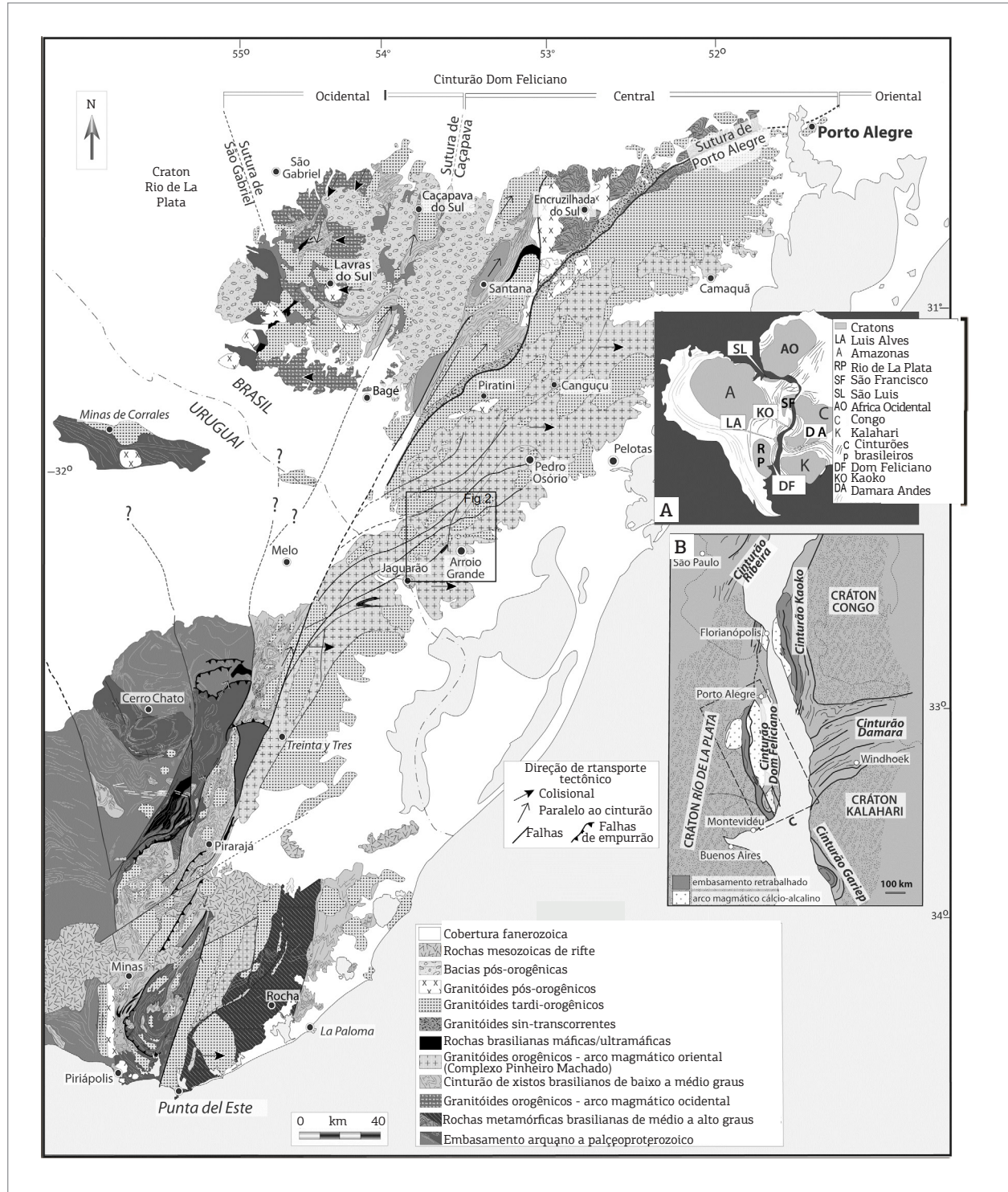


Figura 1. Mapa geológico do Cinturão Dom Feliciano e Cráton Rio de La Plata no sul do Brasil e Uruguai. (A) Configuração do Gondwana com as principais áreas cratônicas e cinturões relacionados ao Cinturão Dom Feliciano; (B) localização do Cinturão Dom Feliciano e cinturões africanos adjacentes na configuração do Gondwana (modificado de Masquelin *et al.* 2012).

Tickyj *et al.* 2004), um granito de composição predominantemente sienogranítica com textura equigranular, tendo como principal característica a presença de biotita e muscovita. O contato entre essas litologias é caracterizado por frequentes porções milonitizadas marcadas pelo estiramento e pela deformação dos cristais de ambos os granitos. Ao sudeste da área de estudo ocorre a presença das rochas vulcânicas Mesozoicas do Grupo São Bento que se dispõem principalmente na forma de diques. Recobrimdo as rochas ígneas, ocorrem as coberturas sedimentares Cenozoicas da planície costeira.

Philipp (1990, 1991 e 1998) e Fernandes *et al.* (1990, 1992, 1993) propuseram a justaposição final das rochas do domínio oriental do Cinturão Dom Feliciano como resultado de movimentações sucessivas ocorridas ao longo das zonas de cisalhamento (dúctil e rúptil /dúctil) sendo afetadas por três eventos de deformação (do mais antigo para o mais novo): D1, D2 e D3.

O evento D1 foi responsável pela geração de zonas de cisalhamento dúcteis de baixo ângulo com direção geral N35-50°E e mergulhos suaves para W, e está preservado nas rochas do Complexo Pinheiro Machado. O evento deformacional

D2 está preservado em todas as rochas do domínio oriental. Caracteriza-se pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo com extensão de dezenas a centenas de quilômetros e espessura da ordem de centenas de metros. Nelas, as faixas de milonitos e protomilonitos podem chegar até cerca de 4 km de largura.

Segundo Machado *et al.* (1995) e Philipp (1998), a área de estudo é afetada pelo evento D2 que gerou falhamentos com disposições NE-SW, sendo o principal um sistema de deformação dúctil de alto ângulo, com direção N50-80°E a E-W e condições dúcteis de alta temperatura, denominada de Zona de Cisalhamento Arroio Grande (ZCAG). A ZCAG parece conectar-se ao sul com outro sistema de deformação dúctil de alto ângulo, com direção E-W denominada Zona de Cisalhamento Airosa Galvão (ZCAY). Essas zonas de cisalhamento são responsáveis pela milonitização e forma alongada das litologias presentes na região, e estão fortemente relacionados à ascensão e ao alojamento dos corpos graníticos Chasqueiro e Três Figueiras. O evento D3, caracterizado como rúptil-dúctil, foi responsável pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento subverticais de menor expressão, com

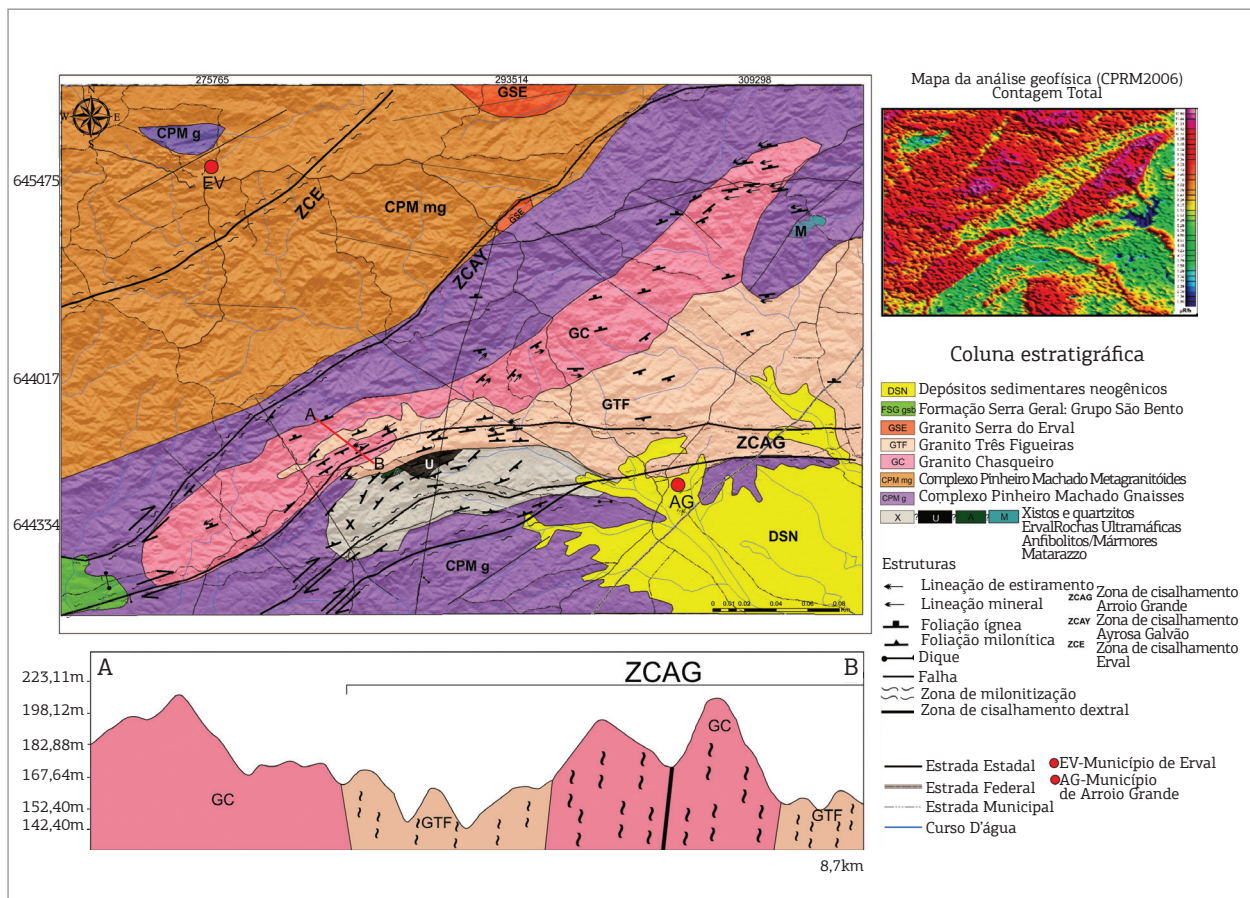


Figura 2. Mapa geológico da região de Arroio Grande (modificado de Wildner *et al.* 2005 e Philipp 1998), seção geológica esquemática A-B com exagero vertical 2 x 1 e mapa geofísico de contagem total (CT).

espessuras métricas a decamétricas, de orientação N10-20° E a N6-80° E, sendo evidenciado nas rochas vulcânicas do Grupo São Bento.

GEOLOGIA DO GRANITO CHASQUEIRO

O Granito Chasqueiro mostra composição entre monzogranítica e sienogranítica com M' variando entre 4 e 7%, tendo como sua principal característica uma textura porfirítica constituída por megacristais hipidiomórficos de K-feldspatos com tamanho médio de 4 cm, podendo chegar a 8 cm. Os megacristais de K-feldspatos compõem 30 a 60% da rocha e estão imersos em uma matriz hipidiomórfica equigranular grossa (5 a 8 mm) constituída por K-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita ± anfibólios. Os alinhamentos de forma dos megacristais de K-feldspatos, junto com o alinhamento dos minerais máficos que compõem a matriz, evidenciam uma foliação ígnea bem desenvolvida (Fig. 3A) que transaciona lateralmente para uma foliação milonítica nas bordas do granito (Fig. 3B).

Outra característica do Granito Chasqueiro é a presença disseminada por toda extensão do corpo granítico de rochas máficas que ocorrem como enclaves microgranulares com dimensões que variam de 0,2 até 80 cm, apresentando formas variadas predominantemente arredondadas à subarredondadas, embora raramente haja a presença de corpos subangulosos. Os contados dos enclaves com o granito em geral são irregulares, lobados a crenulados, ocorrendo por vezes à captura mecânica de fenocristais de K-feldspatos da rocha hospedeira. Em sua maioria, os enclaves encontram-se alinhados à foliação magmática do granito, tendo nestes casos formas alongadas e lenticulares (Fig. 3C); petrograficamente, são caracterizados como dioritos a quartzos dioritos de textura hipidiomórfica equigranular fina a média à base de quartzo, plagioclásio, K-feldspato, biotita e anfibólio. A coexistência e mistura parcial do magmatismo básico associado ao Granito Chasqueiro é evidenciada pela presença localizada de processos de *mingling* e *mixing*, gerando localmente rochas híbridas mesocráticas de textura porfirítica marcada pelos fenocristais de K-feldspato com bordos arredondados imersos em uma matriz equigranular fina a média à base de quartzo, plagioclásio, K-feldspato, biotita e anfibólio (Fig. 3D).

No microscópio, o granito apresenta textura porfirítica com fenocristais de feldspatos alcalinos em uma matriz equigranular grossa composta por feldspatos alcalinos, plagioclásio, quartzo, biotita e raros anfibólio. A paragenese acessória está representada por alanita, epidoto, titanita, apatita, zircão e opacos; clorita, sericita, argilo-minerais e saussurita constituem os produtos de alteração.

As composições de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio foram estimadas a partir da contagem modal obtidas em laminas petrográficas e recalculadas para 100%, e classificadas segundo Strekeisen/IUGS (1976); seus resultados e o diagrama Q-A-P são mostrados na Tabela 1 e plotados na Figura 4.

O K-feldspato é a fase mineral dominante, ocorrendo na forma de megacristais euédricos com dimensões de até 7,0 mm segundo seu eixo maior, por vezes com bordas cominuídas ou quebradas, e exibem geminações do tipo dupla macla albita + periclina em grade e do tipo Carlsbad. As maclas, por vezes, são mais desenvolvidas nas bordas dos cristais onde ocorre concentração da deformação, evidenciada por uma textura do tipo mortor formando agregados policristalinos constituídos por subgrãos e novos grãos de K-feldspatos. Comumente, ocorrem inclusões de plagioclásio, quartzo, biotita e opacos formando uma textura poiquilítica (Fig. 5A). Geralmente, os cristais de K-feldspatos apresentam intercrescimentos peritíticos, com lamelas sódicas em filmes e flâmulas. Outras características observadas nos cristais de K-feldspato são as inclusões de plagioclásios que se dispõem de forma paralela às bordas do cristal, marcando seus antigos contornos (Fig. 5B), e fraturas longitudinais preenchidas por quartzo e carbonatos. Os feldspatos alcalinos que constituem a matriz apresentam um tamanho máximo de 3 mm, com formas euédricas a subédricas, ocorrendo localmente formas anédricas provenientes de recristalização. Evidências de processos de alteração, como argilização e sericitização, são comuns tanto nos megacristais como nos feldspatos da matriz.

Os cristais de plagioclásio se dispõem na matriz onde são principalmente hipidiomórficos, classificados como oligoclásio com An₂₄₋₂₂ (método ótico de Michel-Lévy), e com tamanhos que vão de 2 a 4 mm; usualmente, apresentam maclas polissintéticas e zonação. Os cristais de plagioclásio ocorrem também como inclusões nos megacristais de K-feldspatos onde os cristais variam de euédricos a subédricos e frequentemente zonados (Fig. 5B). Alguns cristais da matriz desenvolvem textura mirmequíticas nas interfaces de contato com fenocristais de K-feldspato (Fig. 5C), sendo estas de tipos texturais variados, predominando o tipo bulbosa de Phillips (1980). São observadas feições de processos pós-magmáticos em alguns cristais de plagioclásio como sericitização, argilização e saussuritização.

O quartzo ocorre como cristais xenomórficos de tamanhos variados com cristais de até 2 mm, possuindo em geral contatos irregulares e extinção ondulante. O quartzo ocorre também como inclusões globulares nos megacristais de K-feldspatos e também como subgrãos que envolvem os megacristais de K-feldspatos.

A biotita ocorre como lamelas hipidiomórficas de até 2,5 mm exibindo contatos retos a serrilhados de cor marrom, por vezes avermelhadas (oxidadas), e fortemente pleocróicas. Inclusões de zircão, apatita, titanita epidoto e alanita são comuns, bem como a ocorrência de um processo de cloritização incipiente em algumas lamelas.

O anfibólio não ocorre em todas as amostras, apresenta-se como cristais hipidiomórficos em média de 1,2 mm, de cor verde e com pleocroísmo em tons verde amarelado/amarronzado. Geralmente, o anfibólio encontra-se em desequilíbrio, sendo transformado em biotita ou na forma de núcleos reliquiais com relevo destacado e clivagens a 120° dentro da biotita.

Foram observados dois tipos texturais de titanita. A titanita I, interpretada como primária/ magmática, apresenta-se em cristais idiomórficos, losangulares a prismáticos alongados, coloração marrom clara, contatos retos, com tamanho

oscilando da ordem de 0,4 – 4,0 mm (Fig. 5D). A titanita II forma coroas finas e irregulares sobre cristais de minerais opacos, usualmente xenomórficos, marcando processo de esfenitização destes. Esta titanita é interpretada como tardimagmática, produto de alteração dos minerais opacos pela ação de fluidos deutéricos (Fig. 5E).

A alanita ocorre como cristais isolados idiomórficos a hipidiomórficos de cor amarela à castanha que, por vezes, zonados e/ou metamictizados com tamanho de cristais que variam de 0,2 a 1 mm. Localmente, observa-se no contato da alanita com a matriz félsica o desenvolvimento de fraturas radiais. Essas fraturas resultam da expansão da alanita, em um estágio pós-cristalização da rocha, decorrente da radiação provocada pelos elementos radioativos dela (Fig. 5F). Os cristais de epidoto são idiomórficos a hipidiomórficos, prismáticos, por vezes em seções hexagonais, com tamanhos no geral $\leq 1,0$ mm, incolores a levemente coloridos em tons

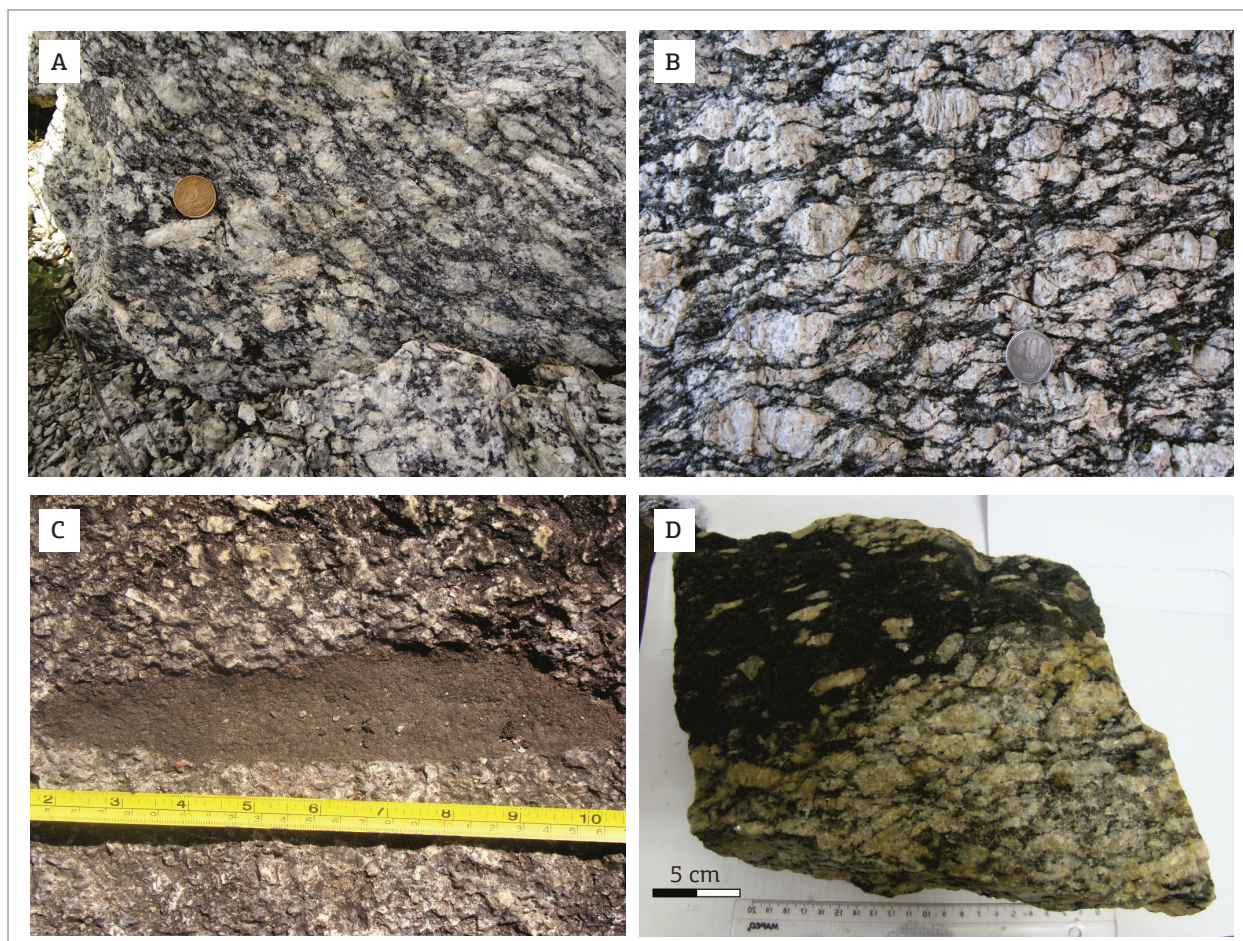


Figura 3. (A) Granito Chasqueiro com foliação magmática marcada pela orientação de forma dos K-feldspatos hipidiomórficos; (B) Granito Chasqueiro com foliação milonítica marcada pelos cristais de K-feldspatos com formato de augen e minerais máficos da matriz; (C) Enclave microgranular caracterizado como um quartzo diorito equigranular de textura fina de forma elipsoidal e contatos retos segundo a foliação do granito hospedeiro caracterizando um processo de mingling; (D) Amostra de mão com megacristais de Kfeldspatos capturados mecanicamente caracterizando um processo de *mixing*.

Tabela 1. Resultados da contagem modal visual por pontos.

CH1					CH5				
Minerais	Quantidade	%	QAP	Total QAP	Minerais	Quantidade	%	QAP	Total QAP
Qtz	130	19,9	21,1	617	Quartzo	211	39,6	42,9	625
Kf	272	41,7	44,1		Kf	221	41,5	44,9	
Pl	215	33,0	34,8		Pl	193	36,2	39,2	
Bt	27	4,1			Bt	76	14,3		
anf	7	1,1			anf	0	0,0		
Acessórios	1	0,2			Acessórios	2	0,4		
Total	652				Total	703			
CH1-H					PF-74				
Minerais	Quantidade	%	QAP	Total QAP	Minerais	Quantidade	%	QAP	Total QAP
Qtzo	103	17,9	20,4	504	Quartzo	223	41,8	45,3	467
Kf	211	36,8	41,9		Kf	174	32,6	35,4	
Pl	190	33,1	37,7		Pl	70	13,1	14,2	
Bt	52	9,1			Bt	55	10,3		
anf	17	3,0			anf	0	0,0		
Acessórios	1	0,2			Acessórios	2	0,4		
Total	574	100			Total	524			
CH12					CH3				
Minerais	Quantidade	%	QAP	Total QAP	Minerais	Quantidade	%	QAP	Total QAP
Quartzo	120	22,5	24,4	473	Quartzo	121	22,7	24,6	492
Kf	201	37,7	40,9		Kf	201	37,7	40,9	
Pl	152	28,5	30,9		Pl	170	31,9	34,6	
Bt	29	5,4			Bt	29	5,4		
anf	11	2,1			anf	11	2,1		
Acessórios	1	0,2			Acessórios	1	0,2		
Total	514				Total	533			
CH14					CH19				
Minerais	Quantidade	%	QAP	Total QAP	Minerais	Quantidade	%	QAP	Total QAP
Quartzo	130	24,4	26,4	547	Qtz	133	20,4	21,6	648
Kf	230	43,2	46,7		Kf	282	43,3	45,7	
Pl	187	35,1	38,0		Pl	233	35,7	37,8	
Bt	21	3,9			Bt	13	2,0		
anf	13	2,4			anf	5	0,8		
Acessórios	1	0,2			Acessórios	1	0,2		
Total	582				Total	667			

Continua...

Tabela 1. Continuação.

CH1-M					CH32				
Minerais	Quantidade	%	QAP	Total QAP	Minerais	Quantidade	%	QAP	Total QAP
Quartzo	190	35,6	38,6	550	Quartzo	211	39,6	42,9	549
Kf	70	13,1	14,2		Kf	185	34,7	37,6	
Pl	290	54,4	79,2		Pl	153	28,7	31,1	
Bt	70	13,1			Bt	77	14,4		
anf	0	0,0			anf	7	1,3		
Acessórios	1	0,2			Acessórios	2	0,4		
Total	621				Total	635			

CH32B					CH27				
Minerais	Quantidade	%	QAP	Total QAP	Minerais	Quantidade	%	QAP	Total QAP
Quartzo	221	41,5	44,9	577	Quartzo	111	20,8	22,6	454
Kf	185	34,7	37,6		Kf	190	35,6	38,6	
Pl	171	32,1	34,8		Pl	153	28,7	31,1	
Bt	89	16,7			Bt	31	5,8		
anf	10	1,9			anf	10	1,9		
Acessórios	4	0,8			Acessórios	1	0,2		
Total	680				Total	496			

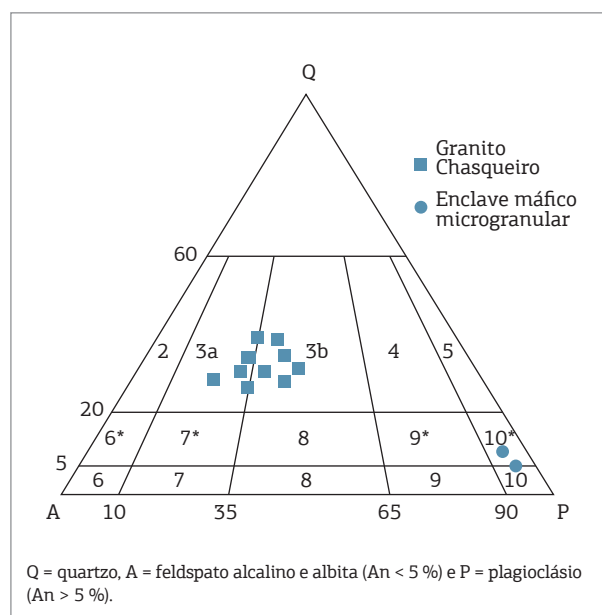


Figura 4. Diagrama QAP de Streckeisen (1976) mostrando a classificação modal das amostras.

de amarelo claro, com cores fortes de birrefringência, sendo comum ocorrerem como coroas/franjas finas e irregulares sobre cristais de alanita (Fig. 5F).

Os minerais opacos ocorrem como cristais em geral < 1,5 mm e foram caracterizados por meio de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) e Espectroscopia de Energia Dispersiva (EDS). O mineral opaco predominante é a magnetita, que foi interpretada como mineral primário/magmático, que ocorre em seções losangulares, quadráticas e/ou hexagonais, até cristais xenomórficos com finas e irregulares coroas de titanitas e como inclusões em alanita, biotita, quartzo, plagioclásio, K-feldspatos e titanita, e podem apresentar inclusões de zircão. A hematita ocorre essencialmente como lamelas submilimétricas que se desenvolvem da borda para o centro dos cristais de magnetita caracterizando um processo de martitização (Fig. 6).

A apatita ocorre como cristais < 0,5 mm usualmente em seções prismáticas finas e inclusas geralmente em feldspatos e biotita. O zircão ocorre como cristais eúdricos zonados, com seções prismáticas < 0,3 mm, inclusos geralmente em

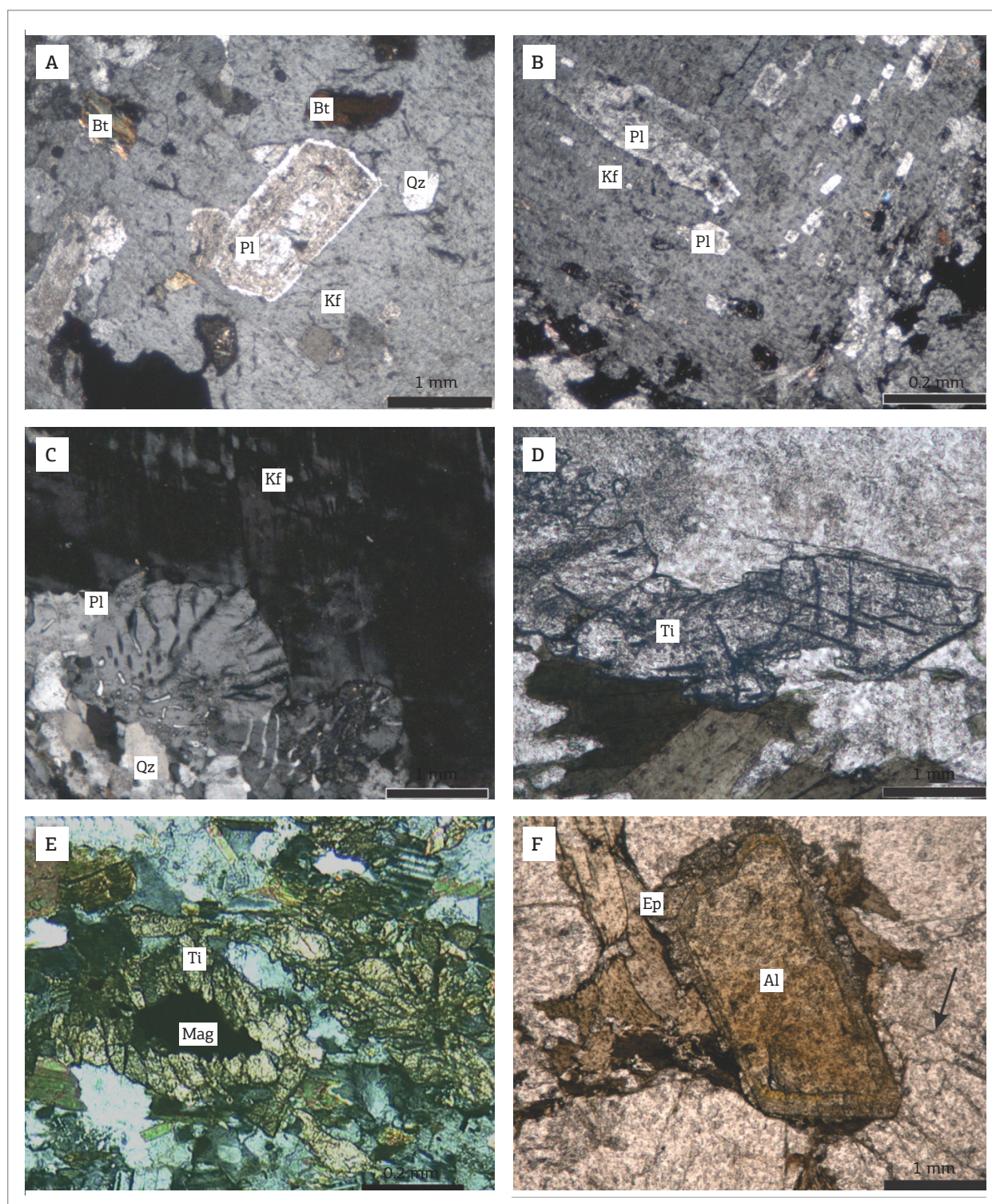


Figura 5. Fotomicrografias do Granito Chasqueiro: (A) aspecto geral da lâmina CH1 em nicóis cruzados mostrando as inclusões de biotita (Bt), quartzo (Qt) e plagioclásio (Pl) em cristal de K-feldspato (Kf); (B) Inclusões de Pl em cristal de Kf na lâmina CH-1, nicóis cruzados; (C) Textura mirmequítica na interface de contato do Pl com fenocristais de Kf, nicóis cruzados; (D) Cristal subédrico de titanita (Ti), luz natural; (E) Magnetita (Mag) circundado por cristais de titanita (Ti) caracterizando uma textura coronítica, nicóis cruzados; (F) Cristal de alanita (Al) circundado por epidoto (Ep) caracterizando uma textura coronítica, seta preta indicando fraturas radiais, luz natural.

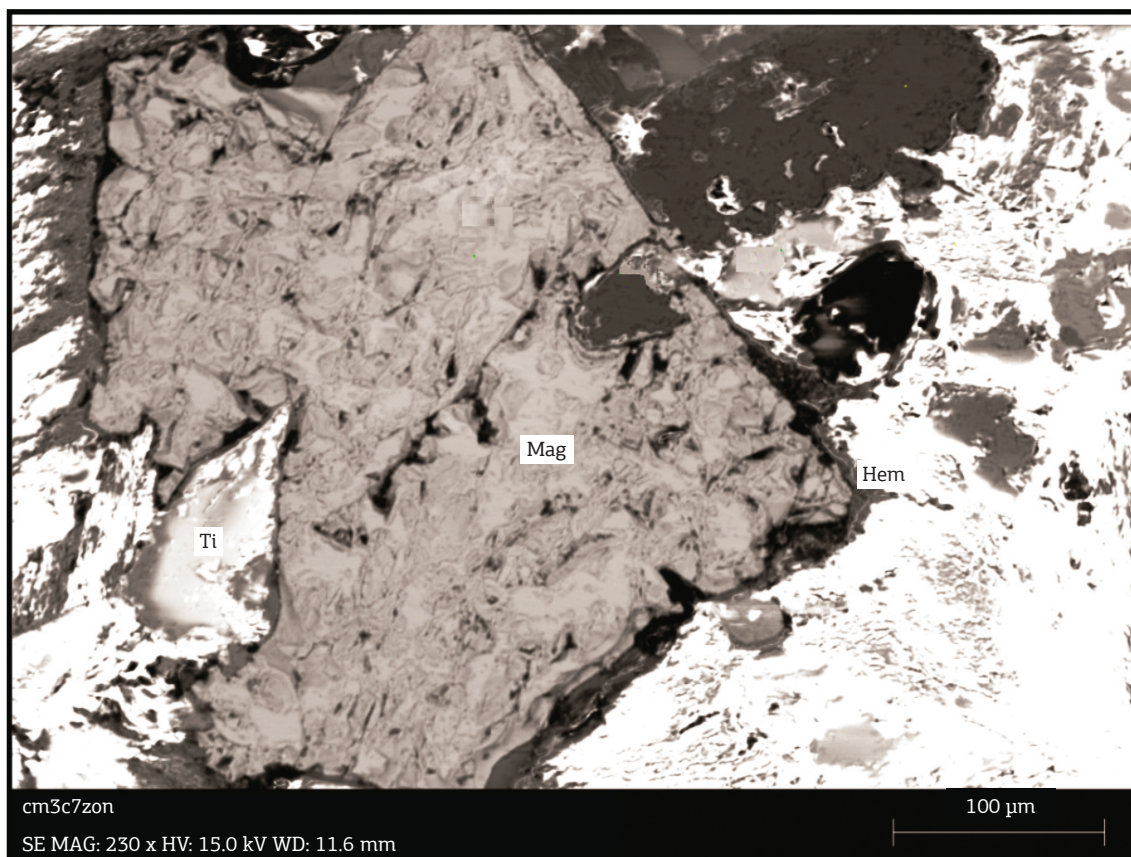
feldspatos e biotita. As inclusões de zircões em biotitas são geralmente evidenciadas pela presença de pleocroicos.

Os enclaves máficos microgranulares ocorrem de formas e tamanhos variados intimamente associados ao Granito Chasqueiro e apresentam uma variação litológica, com dominância de dioritos e subordinadamente quartzo dioritos. Em geral, essas rochas são melanocráticas com texturas que variam de equigranular fina à média. Muitas vezes, os enclaves definem relações típicas de mistura de magmas com o granito hospedeiro como a presença de xenocristais de K-Feldspatos imersos nas rochas dioríticas e contatos interdigitados e difusos entre as duas litologias.

A mineralogia principal é caracterizada por cristais xenomórficos de quartzo (0,05 a 1 mm) que ocupam espaços intersticiais de forma anédrica com extinção ondulante e possuem contatos retos a lobados. O plagioclásio (0,3 a 4 mm), por vezes maclado, apresenta usualmente zanação normal com núcleos cálcicos mais alterados (saussuritização) e contados retos e nítidos quando em contato com o quartzo e minerais máficos, e difuso com os cristais de K-Feldspatos. O K-feldspato (0,05 a 1,2 mm) ocorre como

cristais micropertíticos subédricos, sendo mais representativos nos termos quartzo dioríticos, quando atingem até 15% modal. A biotita é o principal mineral máfico e ocorre na forma de lamelas orientadas (0,5 a 0,9 mm) ou associada ao anfibólio, com forte pleocroísmo marrom ou verde. O anfibólio da família das hornblendas (0,3 a 0,7 mm) ocorre na forma de cristais hipidiomórficos de cor verde a marrom escuro. Os minerais acessórios são representados por cristais de titanita (0,1 e 0,3 mm) de hábito prismáticos e origem magmática ou de forma anédrica, cujas relações de contato indicam formação a partir da desestabilização de biotita e hornblenda, apatita (até 0,4 mm) de forma acicular, incluída em quartzo, feldspatos, biotita, hornblenda e titanita, e cristais euédricos de zircão (< 0,05 mm) que, por diversas vezes, ocorrem inclusos nas biotitas. Os minerais opacos (magnetita e hematita) variam de subédricos a anédricos, comumente associados à desestabilização de biotita, hornblenda e titanita, com predomínio da magnetita sobre a hematita.

Fenocristais arredondados de quartzo e plagioclásio ocorrem localmente. Esses fenocristais são interpretados como pertencentes ao granito e capturados mecanicamente,



Hem: Hematita, Mag: Magnetita e Tit: Titanita.

Figura 6. Imagem de elétrons retroespalhados obtida em microscópio eletrônico de varredura.

evidenciando um contexto de mistura de magmas, em que os fenocristais são parcialmente dissolvidos com a mudança na composição do magma, gerando bordas arredondadas e formação de subgrãos (Figs. 7A e 7B).

A porção central do Granito Chasqueiro preserva foliação de fluxo magmático com trama $S = L$, em que a foliação e a lineação são evidenciadas pelo alinhamento dimensional dos megacristais de feldspato alcalino, conferindo à rocha uma foliação subvertical NE-SW e uma lineação sub-horizontal

(definido pelo eixo maior dos cristais) com direção de caimento predominantemente SW ou NE (Figs. 8A e 8B).

A foliação magmática transaciona lateralmente para uma foliação tectônica de borda, onde ocorrem faixas decamétricas em que a deformação dúctil é predominante. A intensidade de deformação nestas zonas leva à formação de rochas deformadas plasticamente, ainda que possa ocorrer alguma deformação frágil, sendo a maioria da deformação acomodada nos cristais, por deformação intracristalina e recristalização dinâmica.

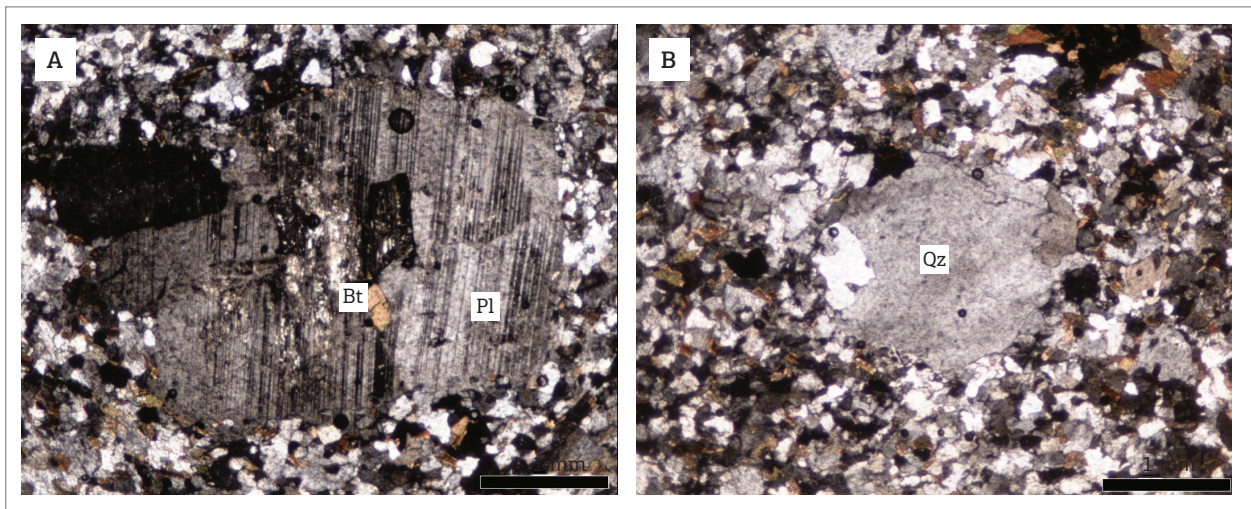


Figura 7. (A) Fotomicrografia da amostra CH32b mostrando um fenocristal de plagioclásio (Pl) arredondado com formação de subgrão se inclusão de biotita (Bt), em nicóis cruzados; (B) Fotomicrografia da amostra CH1M mostrando um fenocristal de quartzo (Qt) arredondado com formação de subgrãos, em nicóis cruzados.

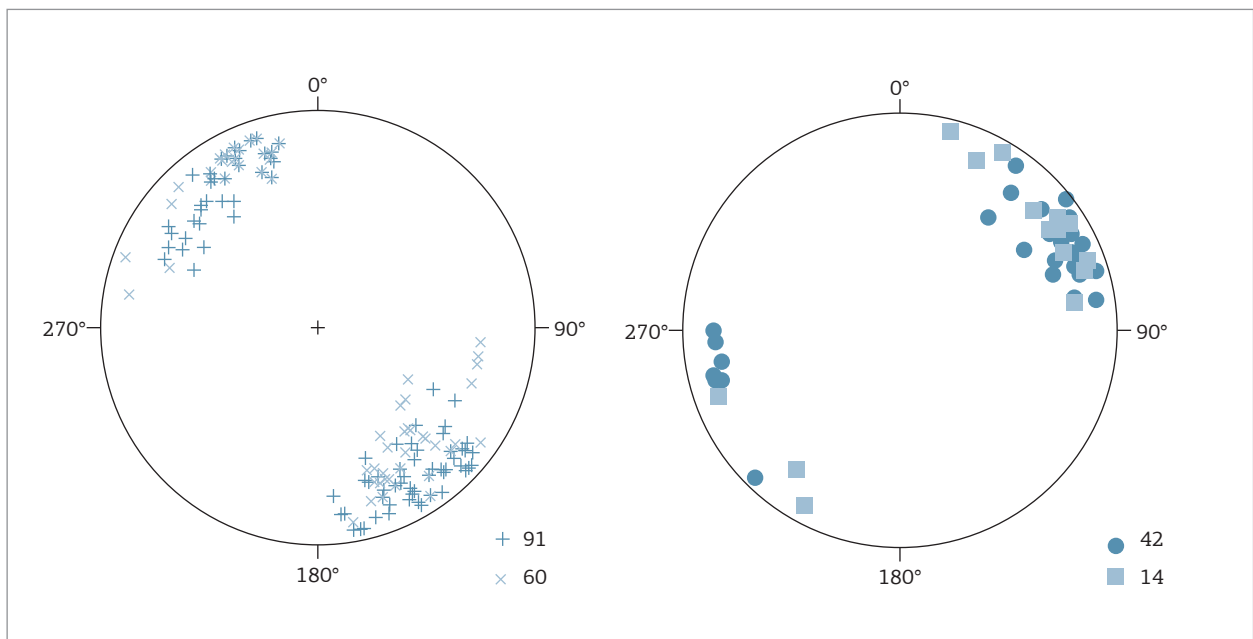


Figura 8. Representações estereográficas (hemisfério inferior) das estruturas do Granito Chasqueiro. (A) cruz – pólos da foliação magmática, X – pólos da foliação tectônica; (B) Círculo – lineação mineral, quadrado – lineação de estiramento.

Segundo Passchier e Trouw (2005), a classificação adotada para os termos intensamente deformados do Granito Chasqueiro foi feita com base na comparação entre os minerais originais e novos minerais, sendo a principal ocorrência de rochas com 10 a 50% de novos cristais classificadas como protomilonitos.

Os protomilonitos são caracterizados pela diminuição na granulometria principalmente dos megacristais de K-feldspatos em relação à matriz. Os megacristais de K-feldspatos adquirem formas de *augen*, em razão da deformação plástica dos grãos, sendo formadas zonas de sombra de pressão e caudas de recristalização assimétricas (Figs. 9A e 9B). Por vezes, os porfiroblastos apresentam comportamento rúptil perante a deformação (comportamento mais frágil do que a matriz que apresenta um comportamento dúctil) (Fig. 10).

Ao microscópio, foram observadas feições de deformação dos megacristais de K-feldspato como formação de caudas

de recristalização assimétricas (Fig. 11A), deslocamento de maclas e fraturas irregulares restritas ao interior dos grãos, bem como o desenvolvimento de pertitas em chamadas e intercrescimentos mirmequíticos. A presença na matriz de novos grãos de K-feldspato com extinção ondulante e dupla macla indica que a deformação prosseguiu deformando esses novos grãos após sua formação. Nos plagioclásios são observadas feições de deformação como extinção ondulante, formação de subgrãos e maclas de deformação com terminações afuniladas muitas vezes encurvadas (Fig. 11B) ou deslocadas pela ocorrência de *kink bands*. A deformação intracristalina nos cristais de quartzo é evidenciada pela forte extinção ondulante e intensa recristalização por *bulging* e migração de limite de grão com formação de *ribbons* e agregados policristalinos com contatos oblíquos constituindo uma extinção do tipo tabuleiro de xadrez (Figs. 11C e 11D). Localmente,

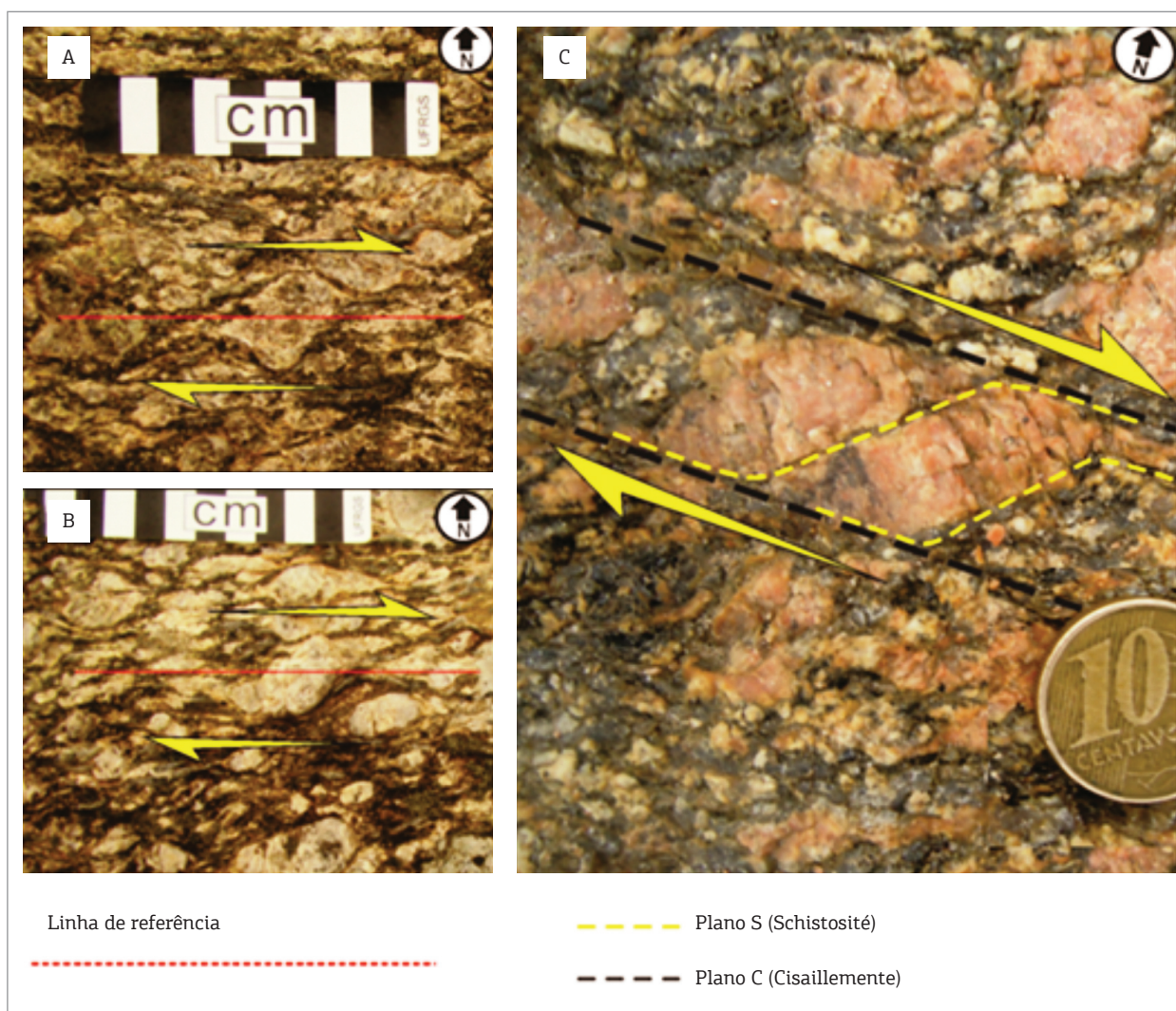


Figura 9. (A) e (B) Detalhe dos megacristais de K-feldspatos com caudas de recristalização assimétricas indicando um movimento dextral para os esforços tectônicos; (C) Detalhe do par S-C indicando um movimento dextral para os esforços tectônicos.

são observados contatos retos entre os cristais de quartzo, caracterizando uma textura granoblástica polygonal. A albita e a titanita apresentam comportamento rígido diante da deformação, o que ocasiona fraturamento e/ou rotação dos cristais. As biotitas gradam para agregados em razão do acúmulo de tensão, o que indica que a energia de deformação plástica contribuiu para o processo de nucleação e crescimento de novos grãos; esses agregados apresentam formas que variam de irregulares a alongados (Fig. 11E).

Nos termos deformados, os agregados de biotita e os cristais estirados de quartzo sofrem inflexão no sentido horário da foliação ígnea, marcando uma foliação milonítica que possui uma direção preferencial NNE-SSW com mergulhos subverticais variando de SE para NW. A inflexão desses minerais anteriormente orientados na foliação ígnea para a milonítica e a deformação rotacional nos cristais de K-feldspato torna o par S-C evidente (Figs. 9C e 11F). Associada a essa foliação tectônica ocorre uma lineação de estiramento do quartzo com caimento sub-horizontal, ora para NE, ora para SW. Próximo à borda do granito é observado um aumento do

strain, caracterizado pelo movimento ao longo da foliação ígnea que causam a curvatura dos planos miloníticos os quais tendem a se paralelizar com o aumento da deformação, fato que evidencia a heterogeneidade da deformação.

GEOQUÍMICA

Foi realizada a preparação de 21 amostras no Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências (IGEO) da UFRGS e enviadas ao *Acme Analytical Laboratories Ltda.*, no Canadá, para análise em rocha total de elementos maiores por ICP e de elementos traços por ICP-MS. Os dados obtidos (Tab. 2) foram tratados com o uso do *software GCDkit* (Janoušek *et al.* 2006) para geração de diagramas de classificação química, diagramas do tipo *Harker* de elementos maiores e traços, diagramas multielementares e aranhogramas, bem como os diagramas de classificação tectônica.

O Granito Chasqueiro mostra teores de SiO_2 variando de 68,0 a 74,9%, e valores de Al_2O_3 entre 12,0 e 14,0% em

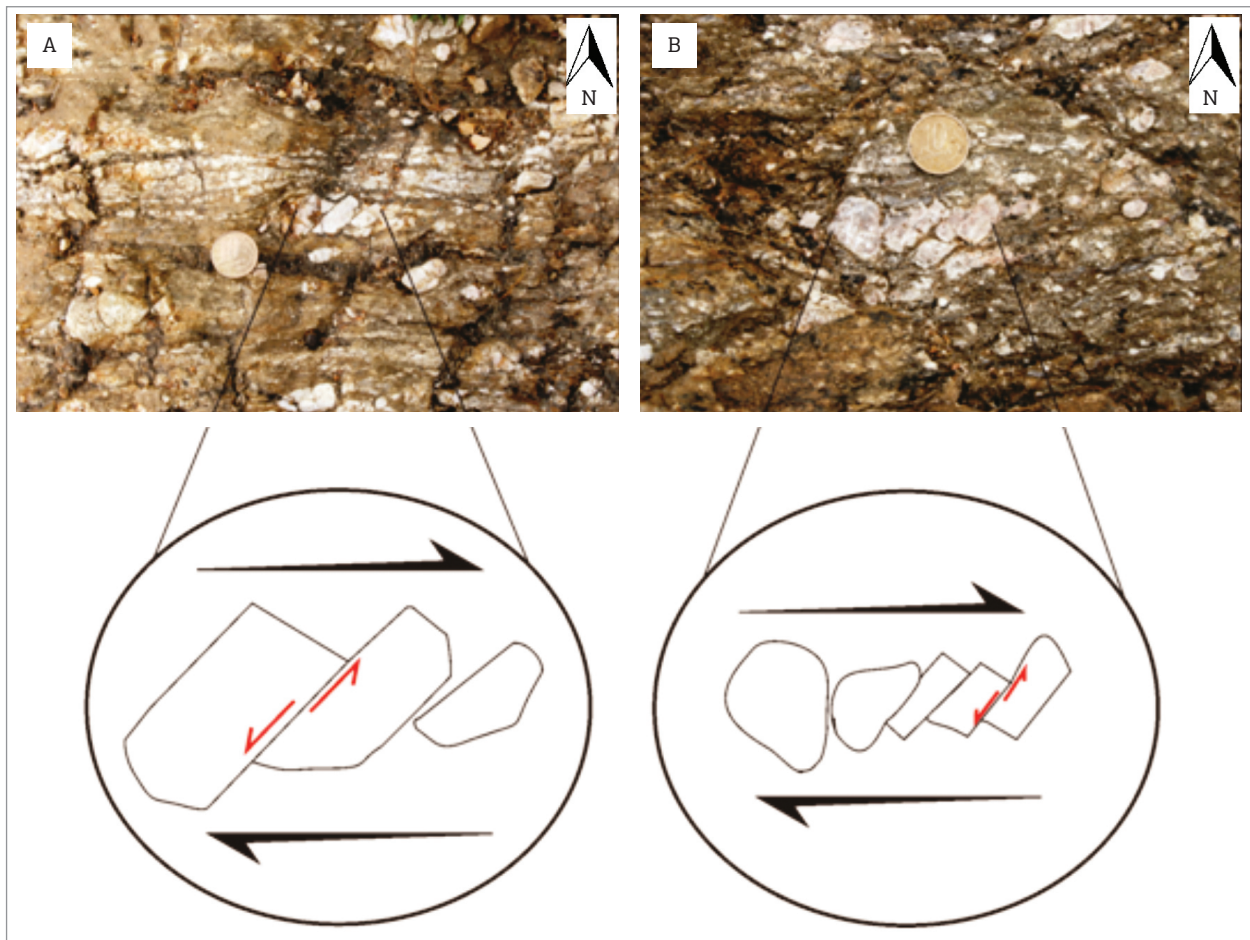


Figura 10. (A) e (B) mostram o comportamento rúptil de alguns fenocristais de K-feldspatos perante aos esforços tectônicos.

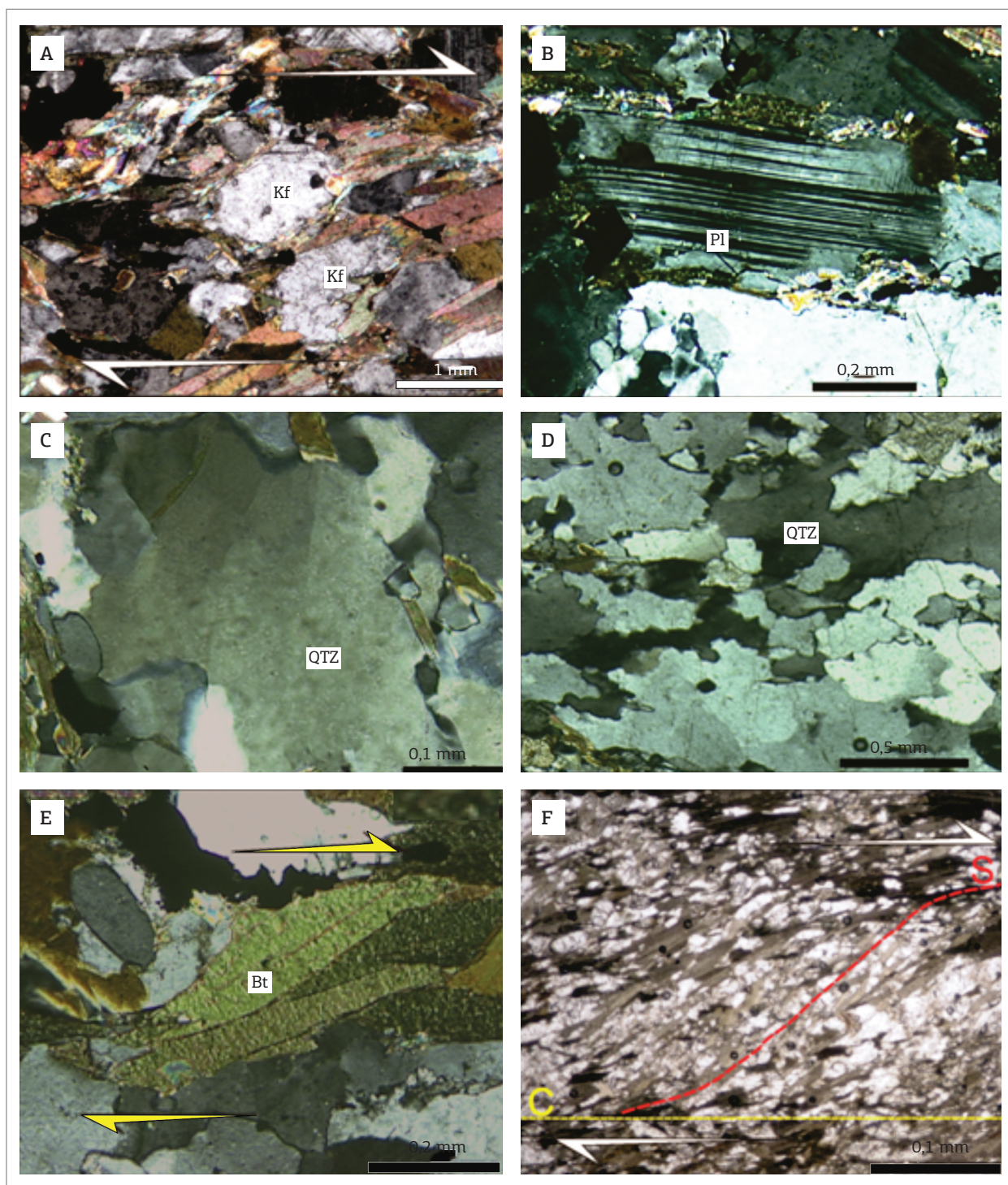


Figura 11. Fotomicrografia da amostra PF 55. (A) Detalhe dos augen de K-feldspatos (Kf) com caudas de recrystalização assimétricas, em nicóis cruzados; (B) detalhe de um cristal de plagioclásio (Pl) com maclas de deformação com terminações afuniladas e encurvadas, em nicóis cruzados; (C) detalhe de um cristal de quartzo (Qt) com extinção do tipo tabuleiro de xadrez, em nicóis cruzados; (D) detalhe da intensa recrystalização por bulging e migração de limite de grão nos cristais da matriz, em nicóis cruzados; (E) detalhe do agregado de biotita (Bt) com forma alongada (micafish), em nicóis cruzados; (F) detalhe do par S-C em microescala, em luz natural.

Tabela 2. Teores de elementos maiores, menores e traço do Granito Chasqueiro, termos híbridos e enclaves máficos.

	Granito Chasqueiro												Termos híbridos						Enclaves máficos		
	CH1	CH3	CH07	CH09A	CH12	CH15	CH17	CH19	CH37	PU41	CH27	CH41	CH1-H	CH05	CH39M	PF52	PF47B	CH01M	CH38	CH32	CH32B
SiO ₂	70,97	72,58	70,42	73,90	74,35	74,96	73,63	73,37	73,21	73,49	69,10	73,06	68,00	69,90	68,66	65,37	62,85	61,72	65,06	52,47	56,22
TiO ₂	0,30	0,50	0,38	0,15	0,15	0,10	0,10	0,12	0,31	0,30	0,40	0,32	0,59	0,50	0,54	0,78	1,15	1,01	0,66	2,00	1,73
Al ₂ O ₃	14,12	12,63	14,71	13,74	13,46	12,67	13,30	13,61	12,92	13,04	14,01	12,90	14,85	14,31	14,32	15,24	16,09	16,68	15,74	16,90	15,68
Fe ₂ O ₃	2,47	3,57	3,15	1,95	2,21	3,01	2,75	2,53	3,26	3,26	4,14	3,23	3,91	3,54	4,69	5,40	6,86	5,52	5,04	10,79	10,44
MnO	0,03	0,04	0,05	0,05	0,04	0,08	0,07	0,06	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,06	0,08	0,14	0,07	0,07	0,16	0,16
MgO	0,38	0,69	0,66	0,20	0,25	0,16	0,10	0,17	0,30	0,35	0,68	0,32	0,77	0,87	0,89	2,07	1,62	1,49	1,08	2,95	2,71
CaO	1,42	1,89	2,09	0,90	0,85	0,66	0,64	0,87	1,23	1,30	1,37	1,28	2,08	1,82	1,90	3,03	3,18	3,50	2,63	5,79	4,57
Na ₂ O	3,04	2,68	3,34	3,50	3,13	3,68	3,69	3,50	2,99	2,89	2,32	2,80	3,26	3,60	3,72	3,40	4,05	2,91	2,90	2,96	2,70
K ₂ O	6,00	4,46	4,38	5,38	5,30	4,39	5,07	5,27	5,13	4,95	6,55	5,36	5,40	4,51	4,22	3,45	2,65	5,30	5,18	3,07	3,81
P ₂ O ₅	0,09	0,17	0,14	0,04	0,05	0,03	0,02	0,03	0,06	0,08	0,16	0,07	0,21	0,20	0,18	0,29	0,37	0,30	0,21	0,61	0,52
Cr ₂ O ₃	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	0,005	<0,002	<0,002	0,008	0,003	<0,002	<0,002	0,003	0,003
LOI	1,0	0,6	0,5	0,1	0,1	0,2	0,6	0,4	0,4	0,2	0,5	0,5	0,6	0,5	0,7	0,5	0,7	1,0	1,1	1,9	1,1
V	14	40	35	14	11	<8	<8	<8	19	19	37	17	33	34	40	77	81	82	57	185	164
Co	2,8	5,3	5,0	1,6	2,0	1,5	1,9	1,5	2,0	2,8	5,0	2,4	5,2	5,3	5,8	11,1	11,9	11,6	8,6	20,1	21,1
Ni	<20	<20	2,9	1,1	1,9	2,0	2,4	1,9	2,0	1,7	2,6	1,5	<20	<20	5,9	26,0	5,3	<20	6,0	11,6	9,9
Cu	3,7	10,2	8,4	2,4	1,8	2,2	1,7	2,8	2,8	2,7	50,2	2,9	20,2	7,7	10,3	21,9	7,6	13,9	7,1	8,1	14,5
Zn	38	50	46	36	30	64	32	29	53	40	45	45	60	57	67	81	121	66	56	121	129
Ga	56,1	51,0	51,3	59,7	51,6	66,6	61,2	58,5	52,8	52,2	42,9	51,6	61,5	55,2	57,9	68,7	88,5	60,6	54,3	74,1	65,4
Rb	199,5	174,0	121,7	354,9	314,0	446,3	362,6	379,2	218,4	188,0	128,5	193,4	190,9	209,5	222,3	162,1	262,4	98,5	123,3	128,1	130,1
Sr	142,6	151,9	423,3	65,3	109,4	39,0	28,3	78,5	80,4	124,5	605,7	106,0	184,1	121,9	115,0	554,0	354,6	508,9	515,1	406,8	371,5
Y	19,4	20,3	7,8	56,2	46,3	92,9	65,0	35,2	29,9	17,4	8,6	15,1	21,9	18,3	21,3	19,0	34,8	19,8	13,8	43,0	33,2
Zr	228,9	273,6	181,4	117,9	107,7	112,2	93,6	93,4	263,8	238,8	380,5	235,8	374,6	286,9	328,2	323,8	414,6	425,3	327,4	766,2	673,6
Nb	10,1	10,1	6,6	21,3	13,8	21,2	24,6	16,6	17,6	9,8	3,9	12,4	14,8	11,6	12,7	12,7	37,6	9,3	6,1	21,2	19,4
Ba	508	395	971	281	445	152	141	293	242	350	4818	368	717	398	386	1397	1100	2308	2177	1097	1267
Pb	5,9	3,5	5,3	11,0	5,7	13,8	14,3	9,4	6,5	5,2	8,1	5,2	4,7	4,7	4,7	4,8	2,6	4,4	6,9	4,1	4,1
Th	17,6	14,2	9,3	26,7	18,5	24,9	25,9	14,7	28,1	15,5	6,3	19,1	9,6	11,4	11,0	21,1	3,2	2,7	2,8	7,1	8,1
La	80,2	65,7	29,4	30,0	19,2	18,6	23,0	20,4	72,3	66,5	47,8	66,5	52,1	50,9	47,5	69,1	51,9	57,1	51,2	94,1	74,6
Ce	163,1	130,6	64,0	63,6	41,8	43,5	55,1	43,1	153,7	137,5	100,6	134,3	109,2	108,8	99,4	143,4	98,8	107,6	94,7	203,7	170,6
Nd	56,2	47,9	25,2	33,2	21,2	22,9	29,0	19,3	64,6	49,8	37,6	55,3	46,2	41,7	46,6	61,3	58,6	49,2	40,9	103,8	78,0
Sm	8,06	7,69	3,84	8,01	5,21	7,34	8,48	4,95	11,37	7,74	4,89	8,36	8,32	7,57	8,58	9,56	11,72	8,16	5,99	17,56	12,79
Eu	0,99	1,08	0,81	0,43	0,59	0,26	0,31	0,41	0,73	0,90	1,22	0,91	1,20	0,85	0,92	1,57	2,18	2,20	2,25	2,78	2,48
Tb	0,69	0,74	0,29	1,54	1,20	1,95	1,75	1,00	1,12	0,70	0,34	0,67	0,77	0,69	0,88	0,82	1,42	0,74	0,56	1,71	1,36
Yb	1,58	1,70	1,02	5,84	5,69	10,85	6,64	4,52	3,12	1,73	0,98	1,56	1,69	1,40	1,76	1,52	2,69	1,35	1,27	3,72	3,08
Lu	0,27	0,25	0,17	0,90	0,90	1,69	1,01	0,68	0,47	0,25	0,16	0,21	0,26	0,21	0,26	0,21	0,39	0,21	0,20	0,53	0,44
Sc	4	6	3	4	3	6	4	4	5	4	3	4	7	6	6	9	15	9	8	23	20
Cs	2,7	6,7	3,5	7,9	12,4	10,6	5,2	11,5	6,1	3,5	1,6	4,0	1,8	4	4,1	4,4	23,3	1,6	2,4	1,8	1,4
Hf	6,5	7,1	5,3	4,6	4,1	5,1	4,1	3,5	7,9	6,6	9,1	6,4	9,0	7,3	8,6	8,0	10,1	9,3	7,7	17,8	16,4
Ta	0,7	0,6	0,3	1,9	2,1	3,4	3,0	2,7	1,3	0,6	0,2	0,8	0,5	0,5	0,5	0,7	6,3	0,4	0,3	0,8	1,1

peso. Os teores de álcalis são elevados ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), variando de 7,0 a 9,0% em peso, razão $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, variando de 0,5 a 0,7%, e baixos teores de MgO , $\text{FeO}_{(i)}$, Fe_2O_3 , TiO_2 e CaO , não ultrapassando 4,0%. Os enclaves mostram teores de SiO_2 variando de 52,0 a 65,0% e valores relativamente altos de Al_2O_3 entre 15,0 e 16,0%. Os teores de álcalis em comparação com o granito são mais baixos, variando de 6,0 a 7,0%, e a razão $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, em torno de 0,8 %; já os teores de MgO , $\text{FeO}_{(i)}$, Fe_2O_3 , TiO_2 e CaO são mais elevados do que os encontrados no granito. Os termos híbridos apresentam, como o esperado, valores intermediários de SiO_2 variando de 62,0 a 69,0%, com valores de álcalis variando de 6,0 a 8,0%, e a razão $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ em torno de 1,0%, e teores de MgO , $\text{FeO}_{(i)}$, Fe_2O_3 , TiO_2 e CaO são valores próximos aos encontrados nas amostras do granito.

No diagrama proposto por Frost *et al.* (2001), que relaciona SiO_2 com $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$, classificando as rochas segundo sua alcalinidade, as amostras plotam nos campos de álcali-cálcico a cálcio-alcálico, indicando um magmatismo subalcalino (Fig. 12 A). O caráter subalcalino do tipo cálcio-alcálico é corroborado pela proximidade com o eixo $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{Fe}_2\text{O}_3$ no diagrama ternário AFM (Fig. 12B) proposto por Irvine e Baragar (1971). De acordo com Frost *et al.* (2001), as classificação dos granitoides em relação aos álcalis indicam diferentes fontes de material de fusão, com os álcali-cálcicos indicando fusão de magmas básicos com assimilação crustal e os de afinidade química

cálcio-alcálico metaluminoso a fracamente peraluminoso sendo fusão de material eminentemente crustal.

Os diagramas do tipo *Harker* permitem analisar o comportamento dos elementos químicos ao longo da evolução magmática. Esses diagramas para elementos maiores exibem tendências de variação coerentes com correlações lineares negativas entre SiO_2 e os elementos Al_2O_3 , $\text{FeO}_{(i)}$, Fe_2O_3 , TiO_2 , MgO , CaO e P_2O_5 . O Na_2O não apresenta variação significativa com a sílica, enquanto os elevados valores de K_2O apresentam correlação positiva (Fig. 13).

A observação do comportamento de elementos traços como Ba, Sr, Zr, La e Ce em relação a SiO_2 apresenta uma correlação negativa com o aumento do teor de SiO_2 , ao contrário do Rb e Y, que revelam uma correlação positiva com a elevação dos teores de sílica. O comportamento dos elementos maiores e traços mostra a ocorrência dos termos híbridos que apresentam um comportamento intermediário em relação às amostras do granito e dos enclaves (Fig. 14).

As amostras estudadas são fracamente peraluminosas, com o índice de aluminosidade (AI - Shand 1927) variando de 1,0 a 1,1, quando projetadas no diagrama de Maniar e Piccoli (1989), conforme a Figura 15A, sendo classificadas como fracamente peraluminosas no diagrama B-A modificado por Villaseca *et al.* (1998), como ilustrado na Figura 15B. A natureza cálcio-alcálica alto potássio do granito é sugerida pelo diagrama K_2O versus SiO_2 (Fig. 15C), com os campos de Piccirillo e Taylor (1976). Os enclaves

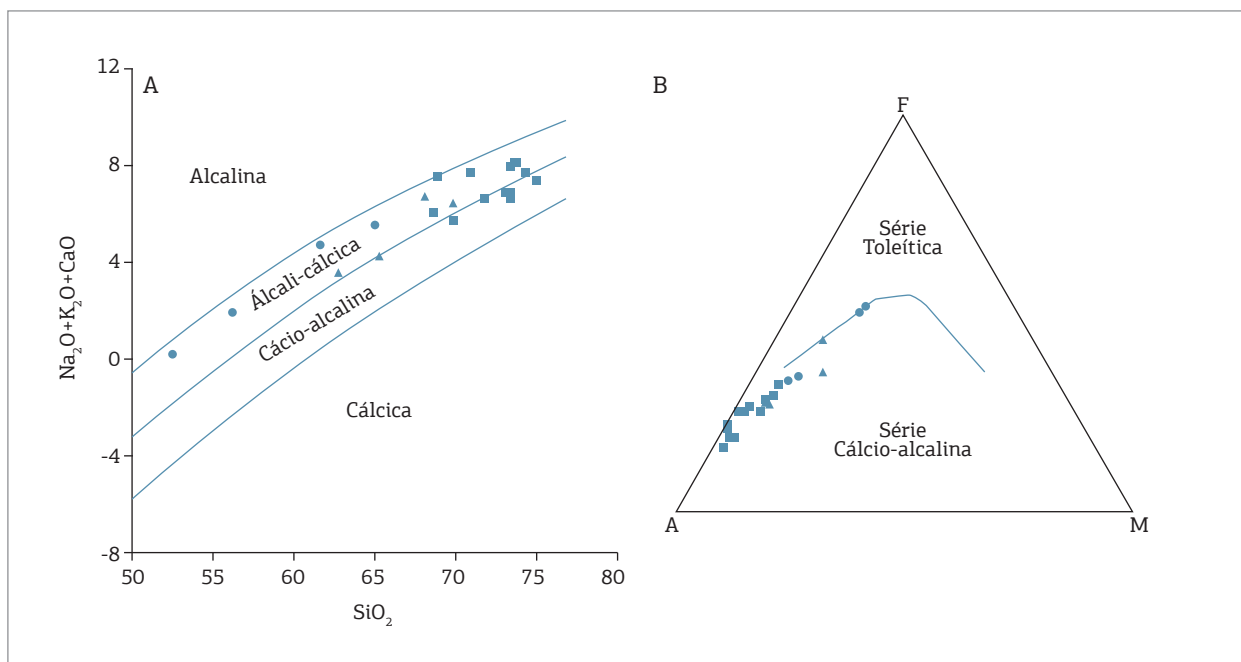


Figura 12. (A) Distribuição das rochas estudadas no Diagrama de alcalinidade de Frost *et al.* (2001) com índice cálcio-alcálico modificado ($\text{MALI} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$) vs sílica; (B) Distribuição das rochas estudadas no diagrama discriminatório AFM modificado de Irvine e Baragar (1971). Quadrados correspondem às amostras do granito, triângulos correspondem aos termos híbridos e os círculos aos enclaves máficos.

dispõem-se no campo das rochas de afinidade shoshonítica, porém não apresentam elevados teores de elementos traços como Rb e Sr, bem como valores da razão K_2O/Na_2O abaixo dos característicos da série shoshonítica, conforme sugerido por Nardi (1986). O alto teor de potássio dos enclaves pode ser explicado pela sua interação com o granito hospedeiro.

Os Elementos Terras Raras (ETR) são utilizados como indicadores de processos petrogenéticos, como a cristalização fracionada dos magmas (White 2013). O enriquecimento ou empobrecimento desses elementos está relacionado com as

fases minerais cristalizadas durante a evolução do magma e com as características da sua fonte (Gil 2010). A análise das concentrações dos ETR nas amostras analisadas foi normalizada pelos valores dos meteoritos condriticos de Boynton (1984). As amostras apresentam padrões similares, apresentando em geral enriquecimentos dos elementos terras raras leves em relação aos elementos terras raras pesadas. A relação ETR-leves/ETR-pesados é maior nos enclaves e termos híbridos, e menores no granito. Segundo Figueiredo *et al.* (1990) e White (2013), nas rochas ígneas, os processos de

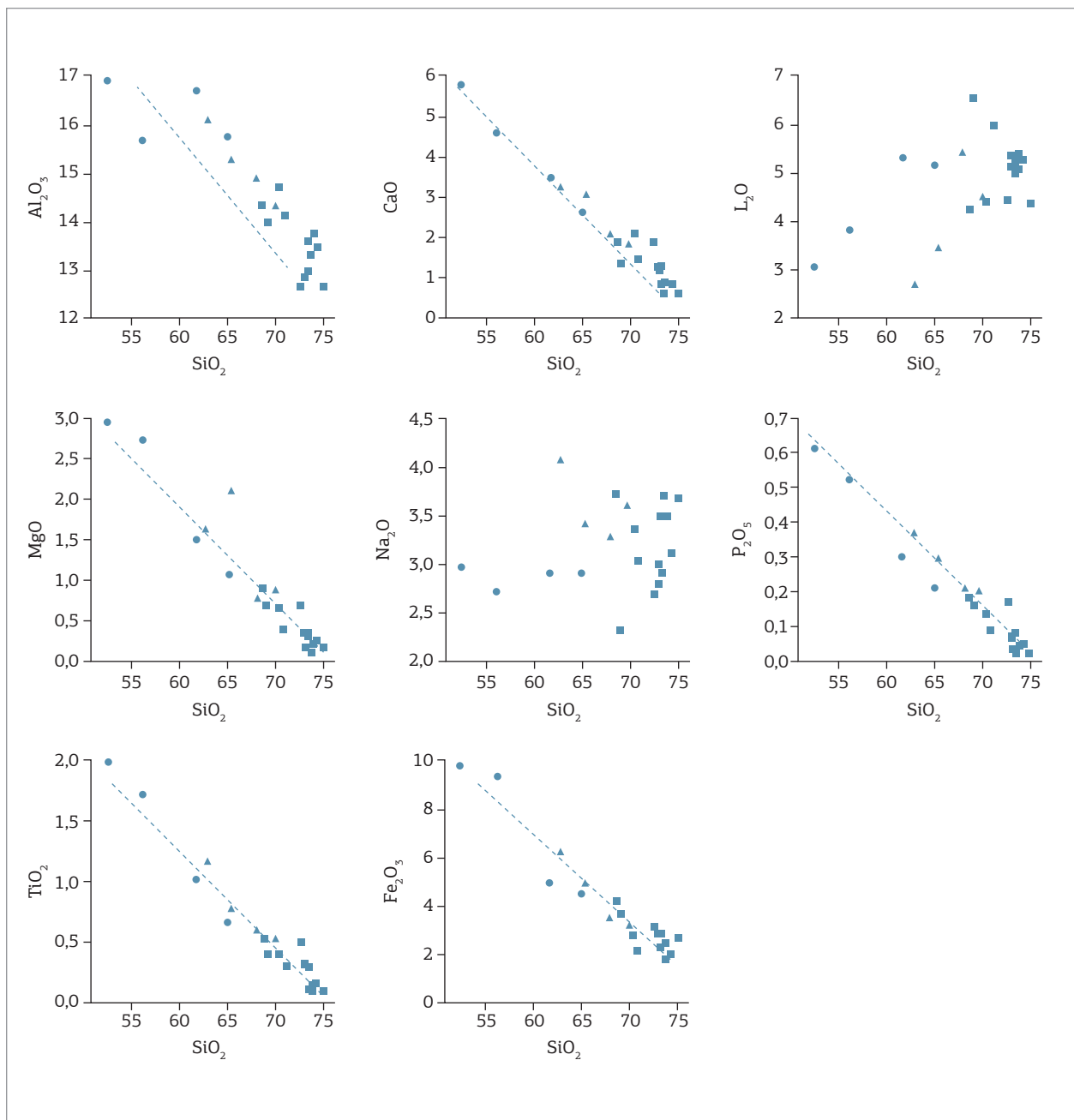


Figura 13. Distribuição das rochas estudadas nos diagramas binários (*Harker*) mostrando o comportamento dos elementos maiores em função de SiO₂. Legenda conforme a Figura 12.

fusão parcial e de cristalização fracionada levam a um enriquecimento relativo das ETR-leves na fase líquida de sistemas silicáticos. Desse modo, há um enriquecimento de ETR-leves em rochas crustais. As razões de Eu/Eu^* (concentração de európio/európio esperado) são dadas pela equação $\text{Eu}_N/[(\text{Sm}_N + \text{Gd}_N)/2]$, com valores em torno de 0,09 e 0,53 para as amostras do Granito Chasqueiro, evidenciando uma anomalia fortemente negativa característica de granitos altamente fracionados. Para os termos híbridos, a anomalia negativa Eu é menor com Eu/Eu^* , variando entre 0,49 e 0,69; já as rochas

máficas (enclaves) demonstram pequenas anomalias negativas e positivas de Eu, com Eu/Eu^* entre 0,53 e 1,10 (Fig. 16A).

Os aranhogramas, normalizados em relação aos valores sugeridos por Thompson (1982), mostram concentrações dos elementos litófilos de grande raio iônico (LILE) com enriquecimento de Cs, Rb, Th, K e anomalias negativa de Nb, com transição nos teores de Ba, desde padrões enriquecidos nos enclaves, para depletados nos granitos. Nos elementos de alto potencial iônico (HFSE), observa-se um enriquecimento em La, Ce, com anomalias negativas de Sr, P e Ti que aumentam

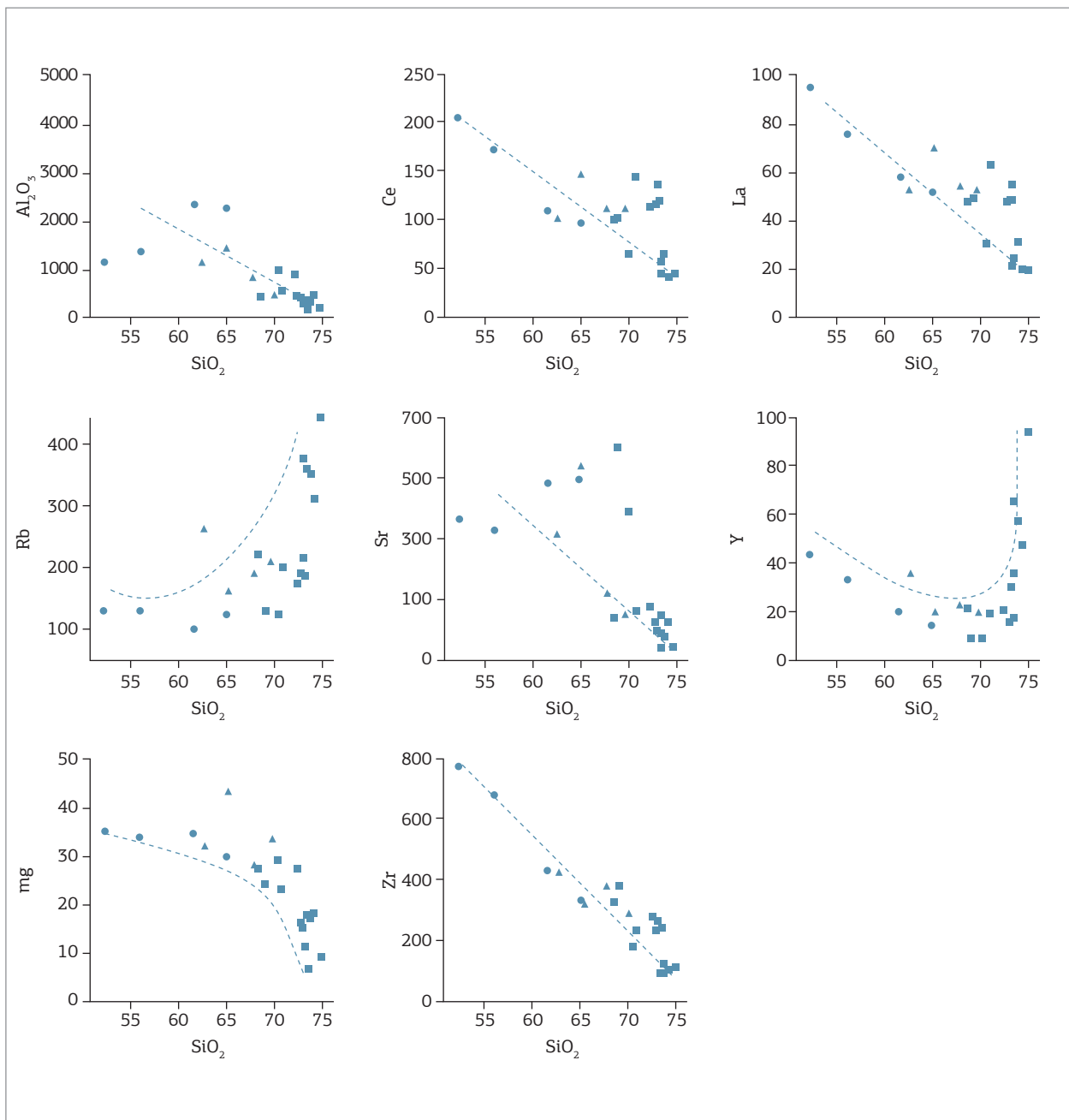


Figura 14. Distribuição das rochas estudadas nos diagramas binários (Harker) mostrando o comportamento dos elementos traço em função de SiO_2 . Legenda conforme a Figura 12.

na medida em que os termos fracionam. Observa-se ainda uma leve anomalia negativa de Zr para os termos graníticos e o enriquecimento de Nd em todas as amostras (Fig. 16B).

No diagrama discriminante para ambientes tectônicos (Pearce *et al.* 1984), as rochas estudadas distribuem-se entre os campos dos granitos sin-colisionais, granitos de arco vulcânico e intraplaca (Fig. 17A), enquanto no diagrama Hf-Rb-Ta, com campos de Harris *et al.* (1986), caem no campo de granitos de arco vulcânico (Fig. 17B). Nos diagramas de Whalen *et al.* (1987), as amostras se concentram na transição dos granitos do tipo-A, I e S, o que as discrimina de granitos médio a alto-K relacionados a arcos magmáticos típicos (Fig. 17C).

ANÁLISES ISOTÓPICAS (U-PB - LU-HF)

As análises isotópicas integradas de U-Pb e Lu-Hf em cristais de zircão por ablação a laser foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências, UFRGS, seguindo a metodologia apresentada por Bertotti *et al.* (2013), sendo os dados tratados com *software* ISOPLOT 3.75 (Ludwig 2012). A amostra analisada foi coletada em uma pedreira situada a 1,3 km a leste da cidade de Arroio Grande, Rio Grande do Sul (coordenadas UTM: S-6440355 e E-0297323), e por meio de análises

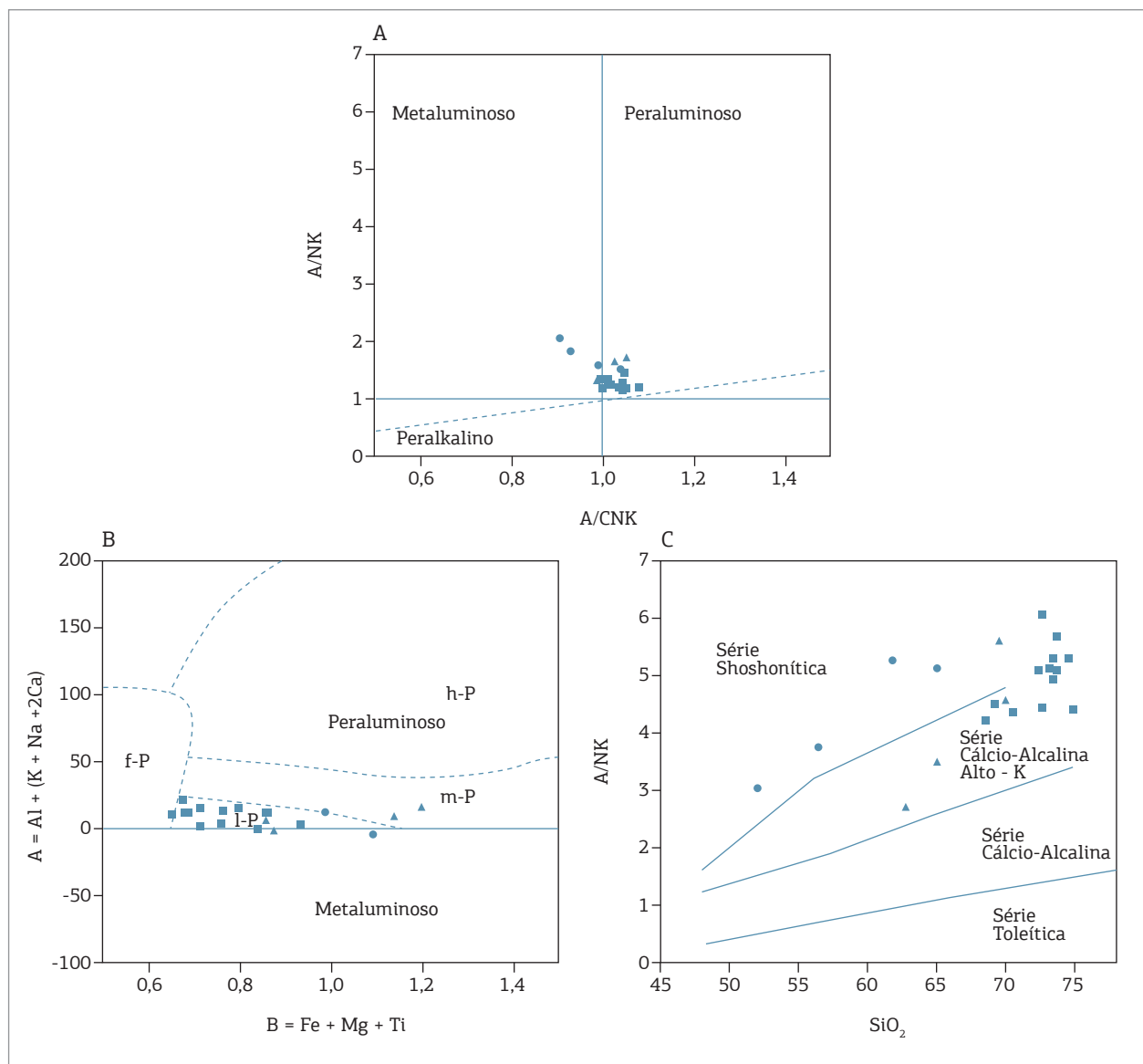


Figura 15. (A) Distribuição das rochas estudadas no diagrama A/NK versus A/CNK com os campos de Maniar & Piccoli (1989), baseado no Índice de Shand (1943); (B) Distribuição das rochas estudadas no diagrama de classificação modificado de Villaseca *et al.* (1998); (C) Distribuição das rochas estudadas no diagrama SiO₂ versus K₂O com os campos de Le Maitre (1989). Legenda conforme a Figura 12.

de microscopia ótica e eletrônica foi possível observar duas populações distintas de zircões. A população mais comum é representada por cristais prismáticos menores (80 – 120 μm), com bordas arredondadas a subarredondadas. A segunda população é definida por cristais prismáticos maiores (150 – 200 μm), alongados com extremidades bipiramidais a subarredondadas (Fig. 18).

As duas populações apresentam um marcante zoneamento oscilatório característico de zircões ígneos, não havendo presença de bordas de recristalização conforme esperado, por se tratar de uma rocha ígnea sem processos metamórficos superimpostos nem corrosão ou porosidades, características estas de grãos quando submetidos à forte hidrotermalismo conforme Corfu *et al.* (2003). Os resultados obtidos para os 12 zircões analisados são apresentados na Tabela 3 e no diagrama concórdia. O intercepto inferior do diagrama mostra uma idade de 574 ± 3 Ma interpretada como a idade de cristalização do Granito Chasqueiro, já a idade de 1526 ± 140 referente ao intercepto superior pode ser interpretada como de zircões herdados, apesar de na região não terem sido descritas rochas com essa idade (Fig. 19).

As análises *in situ* de Lu-Hf foram efetuadas em seis grãos de zircão, e os resultados são apresentados na Tabela 4, com valores obtidos para $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ entre -5,21 e -0,24, e idades-modelos que se enquadraram entre 1,1 e 1,5 Ga. Na Figura 20, os resultados das análises são ilustrados por meio de diagramas, mostrando os valores de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ e da razão inicial $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ em relação às idades de cristalização desses zircões. As áreas sombreadas indicam a tendência de evolução isotópica em sistema fechado sendo projetada para a curva de

evolução do manto empobrecido (DM) conforme Goodge e Vervoort (2006). Os valores de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ são homogêneos próximos à zero, sugerindo contribuição crustal com presença de um magma mantélico juvenil e reduzida residência crustal. Assim, as idades T_{DM} obtidas podem ser interpretadas como o período de formação dos zircões, sugerindo a participação de fontes Mesoproterozoicas ou Paleoproterozoicas no Granito Chasqueiro.

DISCUSSÕES

Quanto ao posicionamento

Características estruturais observadas no Granito Chasqueiro, como a forma alongada do corpo segundo a direção geral da zona de cisalhamento Arroio Grande N 45°E, o paralelismo entre as foliações ígneas e tectônicas, e o caráter subvertical de ambas, sugerem que o posicionamento do corpo se deu em um regime de deformação regional regido por transcorrência, no qual o magma aproveitou os planos das rochas encaixantes para a sua intrusão. O paralelismo entre a lineação mineral observada nas porções de baixa deformação e a lineação de estiramento nas porções deformadas junto às bordas do corpo, bem como o caráter sub-horizontal de ambas, indica que o movimento ascendente do magma foi seguido de movimentos horizontais condicionados por esforços tectônicos dextrais como observado em diferentes indicadores cinemáticos. A invariação do sentido observado nos diferentes indicadores cinemáticos evidencia que o campo tensional permaneceu constante durante o posicionamento do corpo e a subsequente

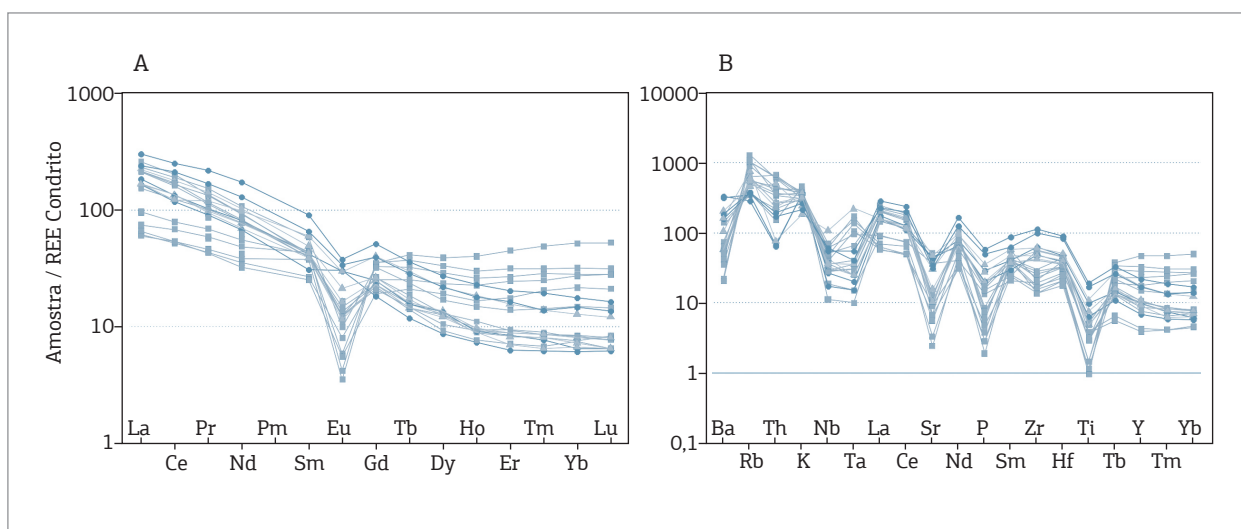


Figura 16. (A) Diagrama de distribuição dos elementos terras raras, normalizados aos valores do condrito de Boynton (1984); (B) Diagramas multielementar (*spidergram*), normalizado aos valores do condrito de Thompson (1982). Legenda conforme a Figura 12.

deformação no estado sólido. A influência do campo tensional após o estágio magmático pode ser evidenciada pela presença de duas foliações contemporâneas que formam um par S-C que esteve ativo durante seu posicionamento, porém a deformação persistiu após o estágio magmático, gerando estruturas cada vez mais rúpteis até equilibrar-se com a temperatura da encaixante.

Quanto à cristalização e caracterização do magma

A partir da mineralogia ígnea preservada, foi estabelecida a ordem de cristalização dos minerais utilizando o critério de inclusões. Assim, os minerais acessórios apatita, zircão e a titanita-I são os mais precoces, representando a fase *liquidus* do sistema; posteriormente a magnetita, seguida da

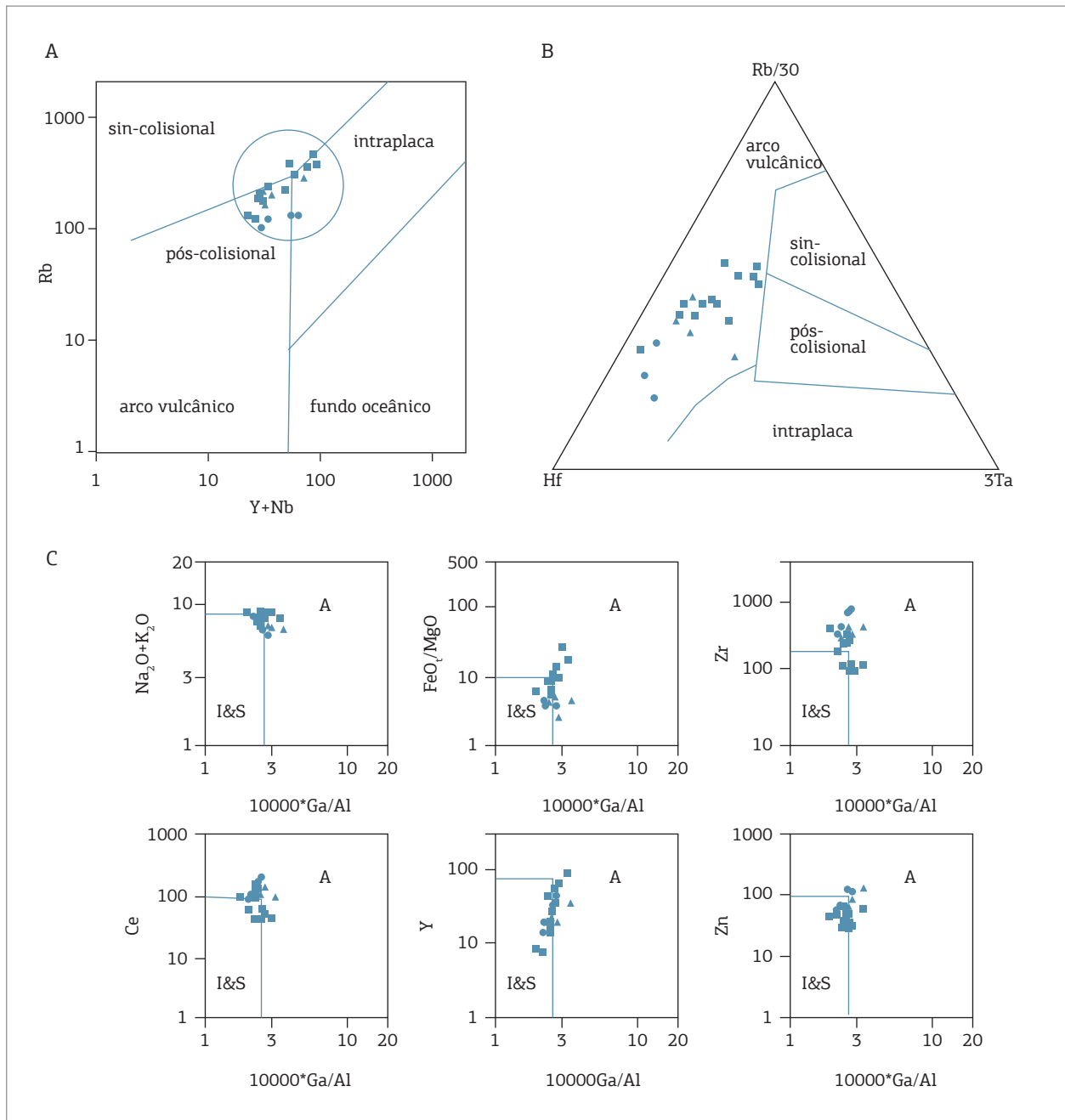


Figura 17. Distribuição das rochas estudadas nos diagramas: (A) Diagrama discriminante de ambiente tectônico com os campos de Pearce (1984); (B) Diagrama discriminante de ambiente tectônico de Harris (1986) ilustrando a afinidade das rochas estudadas com os ambientes sin (grupo 2) a pós-colisionais (grupo 3), intraplaca (IP) e arco vulcânico (AV); (C) Diagrama de classificação de granitos do tipo-A de Whalen et al. (1987). Legenda conforme a Figura 12.

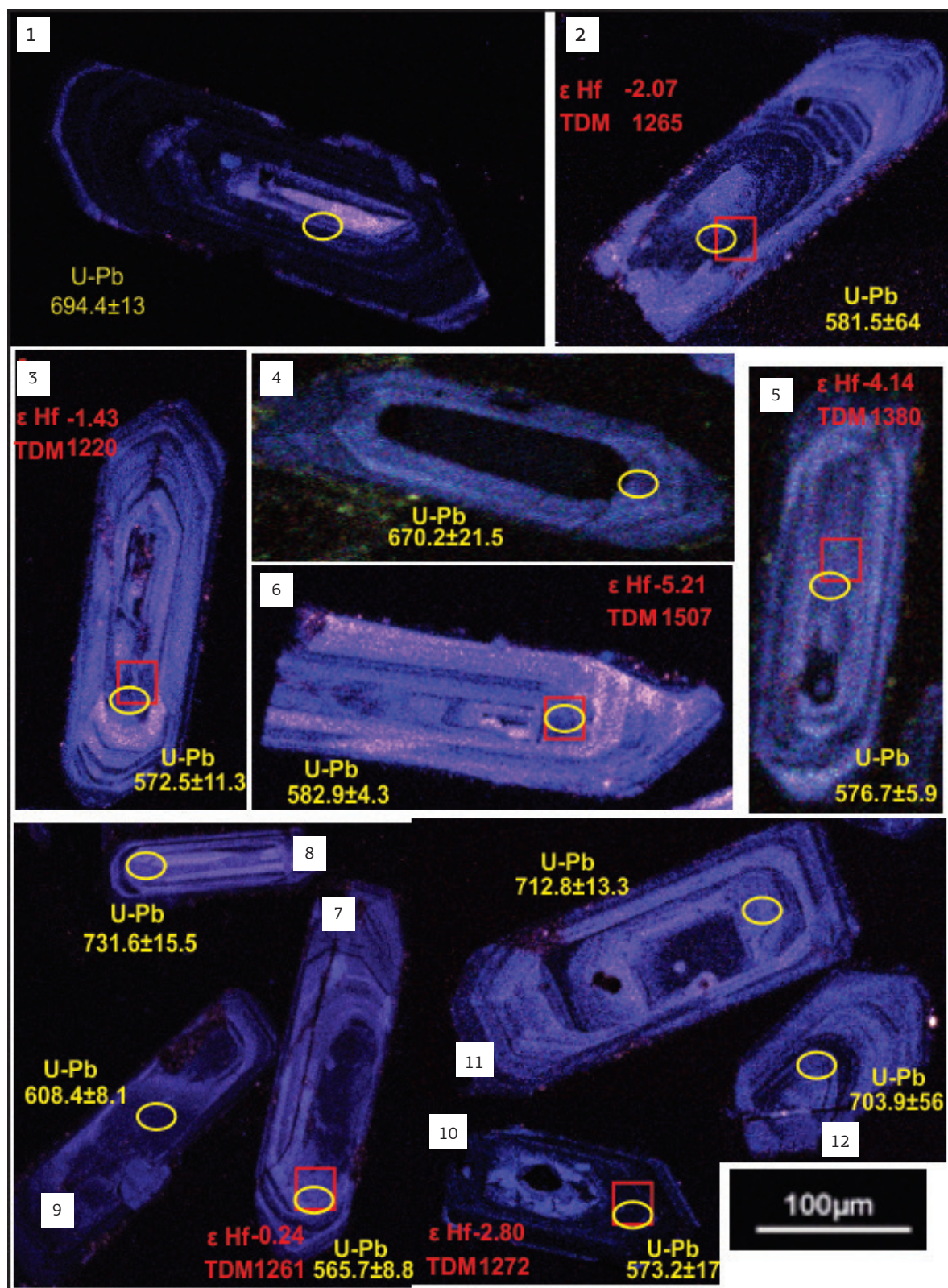


Figura 18. Imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão da amostra CH1 com localização das análises de U-Pb (círculos amarelos, spot 30 µm) e análises de Lu-Hf (quadrados vermelhos, spot 55 µm).

paragênese máfica, anfibólio, biotita e epidoto idiomórfico, prontamente ocorre à cristalização da paragênese félsica com o plagioclásio precedendo o K-feldspato e o quartzo. A alanita não foi interpretada como parte da fase de cristalização precoce, pois esse mineral costuma concentrar elementos incompatíveis presentes nas fases finais dos magmas ácidos; a titanita II, hematita e o epidoto anédrico são considerados processos de substituição da magnetita e a alanita. Como fases tardias de transformações/alterações *subsólidas*, têm-se a formação de mica branca e clorita.

A cristalização de fases minerais hidratadas como hornblenda e biotita, ainda em etapas precoces de diferenciação magmática, indica que os magmas geradores do Granito Chasqueiro eram subsaturados em água. A existência da associação titanita + magnetita + quartzo com a presença marcante de alanita com coroa de epidoto indicam que o magma progenitor era relativamente oxidado, com

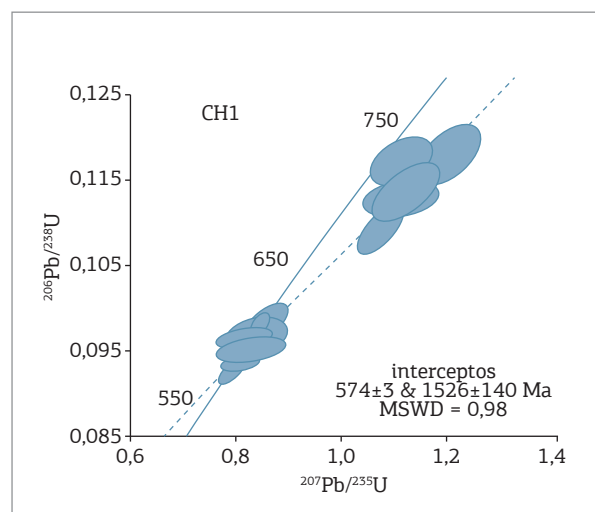


Figura 19. Diagrama de Concórdia para zircões do Granito Chasqueiro amostra CH1.

Tabela 3. Resultados das análises U-Pb, LA-MC-ICP-MS *in situ* em zircões do Granito Chasqueiro amostra CH1.

Amostras	f(206)%	Th/U	6/4 ratio	7/6 ratio	1s(%)	7/5 ratio	1s(%)	6/8 ratio	1s(%)	Rho	7/6 age	1s(Ma)	7/5 age	1s(Ma)	6/8 age	1s(Ma)	Conc (%)
CH1-1	0,10	0,43	1132	0,07635	6,1	1,1973	6,4	0,11374	2,1	0,32	899,2	121,8	799,3	35,6	694,4	13,6	82,89
CH1-2	0,05	0,26	3665	0,05835	0,9	0,7594	1,5	0,09439	1,1	0,76	543,0	20,4	573,7	6,5	581,5	6,4	107,08
CH1-3	0,08	0,32	2121	0,06947	4,0	0,9384	4,4	0,09796	2,0	0,44	912,8	82,0	692,0	11,8	572,5	11,3	96,00
CH1-4	0,47	0,25	3713	0,07121	3,5	1,0757	4,9	0,10956	3,4	0,69	963,4	72,2	741,5	25,7	670,2	21,5	99,56
CH1-5	0,54	0,16	3317	0,06122	7,2	0,7900	7,4	0,09359	1,6	0,40	646,9	155,2	591,2	13,2	576,7	5,9	98,15
CH1-6	0,03	0,32	6909	0,06760	2,8	0,8820	3,3	0,09463	1,7	0,50	856,2	58,7	642,1	15,6	582,9	4,3	98,07
CH1-7	0,02	0,25	1275	0,06015	1,5	0,7608	2,2	0,09173	1,6	0,89	609,1	32,9	574,5	9,8	565,7	8,8	92,89
CH1-8	1,38	0,35	2274	0,06436	4,8	1,0665	5,3	0,12018	2,2	0,42	753,6	102,1	737,0	27,9	731,6	15,5	97,08
CH1-9	0,06	0,29	2992	0,05973	1,7	0,8152	2,2	0,09898	1,4	0,63	593,9	36,4	605,4	10,0	608,4	8,1	102,43
CH1-10	2,29	0,24	7815	0,06733	5,9	0,7413	9,7	0,07985	7,8	0,80	747,9	121,9	563,2	42,1	573,2	17,0	97,41
CH1-11	0,59	0,19	2991	0,07024	4,7	1,1039	5,9	0,11397	3,5	0,60	935,5	96,8	755,2	31,4	712,8	13,3	74,38
CH1-12	0,22	0,10	8224	0,06955	4,1	0,9499	4,2	0,09905	1,0	0,41	915,2	84,2	678,1	20,8	703,9	5,6	76,52

Tabela 4. Resultados das análises Lu-Hf, LA-MC-ICP-MS *in situ* em zircões do Granito Chasqueiro amostra CH1.

Amostras	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	Erro (1 SD)	$\epsilon_{\text{Hf}} (0)$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} (t1)$	$\epsilon_{\text{Hf}} (t1)$	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{t \text{ chur}}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} (\text{DM})$	Idade U/Pb (Ma)	T DM (Ma)	T DM Crustal
CH1-2	0,001433	0,282368	0,00026	-14,30	0,282352	-2,07	0,282410	0,282805	581	1265	1610
CH1-3	0,000737	0,282384	0,00020	-13,74	0,282376	-1,43	0,282416	0,282812	572	1220	1563
CH1-5	0,003217	0,282333	0,00028	-15,53	0,282298	-4,14	0,282415	0,282811	576	1380	1736
CH1-6	0,000952	0,282182	0,00018	-20,86	0,282169	-5,21	0,282316	0,282696	582	1507	1926
CH1-7	0,000986	0,282352	0,00041	-14,87	0,282341	-2,80	0,282420	0,282817	565	1272	1645
CH1-10	0,001052	0,282361	0,00021	-14,53	0,282348	-0,24	0,282355	0,282741	573	1261	1563

um provável aumento na fugacidade de oxigênio durante a cristalização, com condições de mais alta fugacidade nos estágios finais de cristalização, caracterizado pelas frequentes texturas de esfenitização e de martitização das magnetitas.

A presença constante de mirmequitas desenvolvidas nas bordas dos cristais maiores de plagioclásio em contato com feldspato potássico, bem como os processos de saussuritização e cloritização, reflete um volume de fluidos tardimagmáticos ricos em voláteis (Wones 1989, Galindo *et al.* 2012).

Rosenberg e Stünitz (2003), em estudos experimentais em agregados de quartzo, atestam que a migração de limite de grão se dá a altas temperaturas, enquanto a recristalização por *bulging* ocorre a baixas temperaturas de deformação, inferindo temperaturas de mais de 400°C para a migração de limite de grão e o intervalo de 200 – 300°C para a recristalização por *bulging*. Stipp *et al.* (2002) relata em estudos experimentais que o padrão tabuleiro de xadrez marca condições de altas temperaturas, da ordem de aproximadamente 650°C. A presença de subgrãos nas bordas dos cristais de feldspatos e recristalização por rotação de subgrão são feições deformacionais que requerem temperaturas elevadas na ordem de

550°C, pois esses minerais possuem uma grande célula unitária e baixo coeficiente de difusão (Tullis 1983 Fitz Gerlad & Stunitz 1993). Pelo fato da preservação de estruturas e texturas típicas de rochas ígneas, como cristais de quartzo ígneo e ausência de minerais metamórficos, conclui-se que essa deformação é de caráter magmático e se dá ao longo da cristalização. Assim, as microestruturas de mais alta temperatura estariam associadas aos estágios iniciais de cristalização e resfriamento do magma, as de baixa temperatura estariam associadas aos estágios pós-cristalização e resfriamento. Comparando esse intervalo com o obtido a partir da saturação do zircônio por meio do geotermômetro desenvolvido por Watson e Harrison (1983), levando em conta que o zircão é uma das fases mais precoces na cristalização do magma, é natural que o geotermômetro do Zr forneça temperaturas mais elevadas, as quais podem ser inferidas como a temperatura mínima do *liquidus*, estimando assim que o Granito Chasqueiro cristalizou entre 650 e 811°C.

Estimativas barométricas para definir a profundidade de segregação das rochas estudadas são semiquantitativas, e, conseqüentemente, os minerais que podem ser usados para cálculos termobarométricos passam por consideráveis modificações, uma vez que a relação cristal-líquido modifica-se através da crosta. Uma maneira de estimar os valores da profundidade de segregação dos magmas é comparar o conteúdo normativo Q-Ab-Or dos granitos com o Q-Ab-Or mínimo para diferentes pressões (Anderson & Cullers 1978, Anderson & Bender 1989). Apesar dos processos de cristalização fracionada, o conteúdo normativo Q-Ab-Or projetado das amostras do granito e dos enclaves fornece uma aproximação preliminar sobre a profundidade de geração dos seus magmas precursores, sendo possível deduzir que os magmas geradores do granito formaram-se a profundidades máximas de 7 kbar, correspondendo a 24 km de profundidade, enquanto parte dos magmas máficos formou-se a maiores profundidades, ultrapassando 10 kbar (35 km), conforme a Figura 21.

Quanto à idade de cristalização do Granito Chasqueiro

Dados geocronológicos obtidos neste trabalho pelo método U-Pb por LA-MC-ICP-MS sugerem uma idade de cristalização de 574 ± 3 Ma (MSWD = 0,95), valor de idade compatível com dados obtidos por Philipp *et al.* (2002) de 575 ± 8 Ma (Pb-Pb no método TIMS). A idade do granito indica um alojamento durante os estágios finais da Orogênese Brasileira/Pan-africana, destacando-se o importante papel na geração e no posicionamento do magmatismo granítico desempenhado pelas zonas de cisalhamento transcorrentes dúcteis de alto ângulo. A correlação dos dados estruturais com os dados geocronológicos obtidos e os disponíveis na

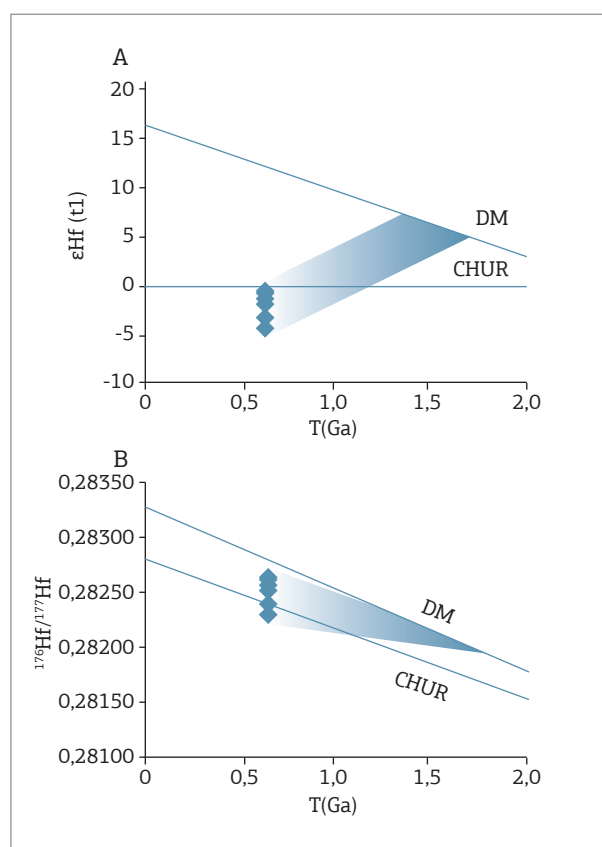


Figura 20. (A) Diagrama de evolução dos valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t_1)$; (B) Diagrama da evolução isotópica de Hf. As áreas sombreadas indicam a tendência de evolução para o granito.

literatura permite estabelecer um alojamento sincrônico do granito com as zonas de cisalhamento dúcteis regionais de alto ângulo (ZCAG e ZCAY) Sin-D₂ de idade 610 – 570 Ma sugeridas por Philipp *et al.* (2002).

Quanto a geoquímica e ambiente tectônico

O estudo geoquímico classificou o magmatismo que originou o Granito Chasqueiro como de caráter ácido, subalcalino, do tipo cálcio-alcalino de alto potássio, de natureza metaluminosa a levemente peraluminosa. A tendência observada nos diagramas de Harker sugere que as rochas estudadas são cogenéticas e representam a evolução de duas unidades magmáticas distintas.

Os padrões de elementos terras raras mostraram um padrão característico de participação crustal no processo de formação do magma granítico, no qual as rochas cálcio-alcalinas são enriquecidas em elementos terras raras leves em relação aos elementos terras raras pesados e apresentam anomalias do Eu negativas sendo mais acentuadas no granito, moderadas nos termos híbridos e baixas a positivas nos enclaves, sugerindo a segregação e a concentração localizada de plagioclásio nessas rochas. Os padrões obtidos nos diagramas multielementares mostram teores em geral elevados para elementos do tipo LILE e elementos terras raras leves. As anomalias de Th e Ba indicam a participação crustal no processo de geração dos magmas, enquanto a presença de moderadas razões La/Nb em todas as amostras é uma feição sugestiva de magmatismo gerado em zonas de subducção ou

a partir de protólitos com essa característica, como indicado por Thompson *et al.* (1982).

O ambiente tectônico pós-colisional é indicado para as rochas estudadas conforme o diagrama discriminante de Pearce *et al.* (1984), em que é possível observar que as amostras se concentram no limite entre os granitos sin-colisionais, granitos de arco vulcânico e intraplaca; nessa posição, ocorre a superposição dos clássicos granitos pós-colisionais fanerozoicos do mundo descritos por Pearce *et al.* (1984). Harris *et al.* (1986) enfatizam que o magmatismo tardi- a pós-colisional constitui suítes cálcio-alcalino a alcalinas com características geoquímicas similares ao magmatismo de arco magmático maduro e intraplaca, respectivamente. Para esses autores, as suítes cálcio-alcalinas são geradas a partir da fusão da cunha do manto enriquecido em elementos de grande raio iônico (LIL), mas estes magmas são provavelmente modificados por contaminação com fusões da crosta inferior que, por sua vez, são o resultado do relaxamento termal dessa porção da crosta.

Quanto aos processos magmáticos

A fusão parcial de materiais crustais é um mecanismo viável para origem do Granito Chasqueiro, conforme os dados isotópicos apresentados que fornecem informações sobre a natureza das fontes magmáticas predominantemente crustais com participação de componente mantélico subordinado. Dados geoquímicos, como a grande variação nos conteúdos de Al₂O₃, K₂O e dos padrões terras raras, corroboram com

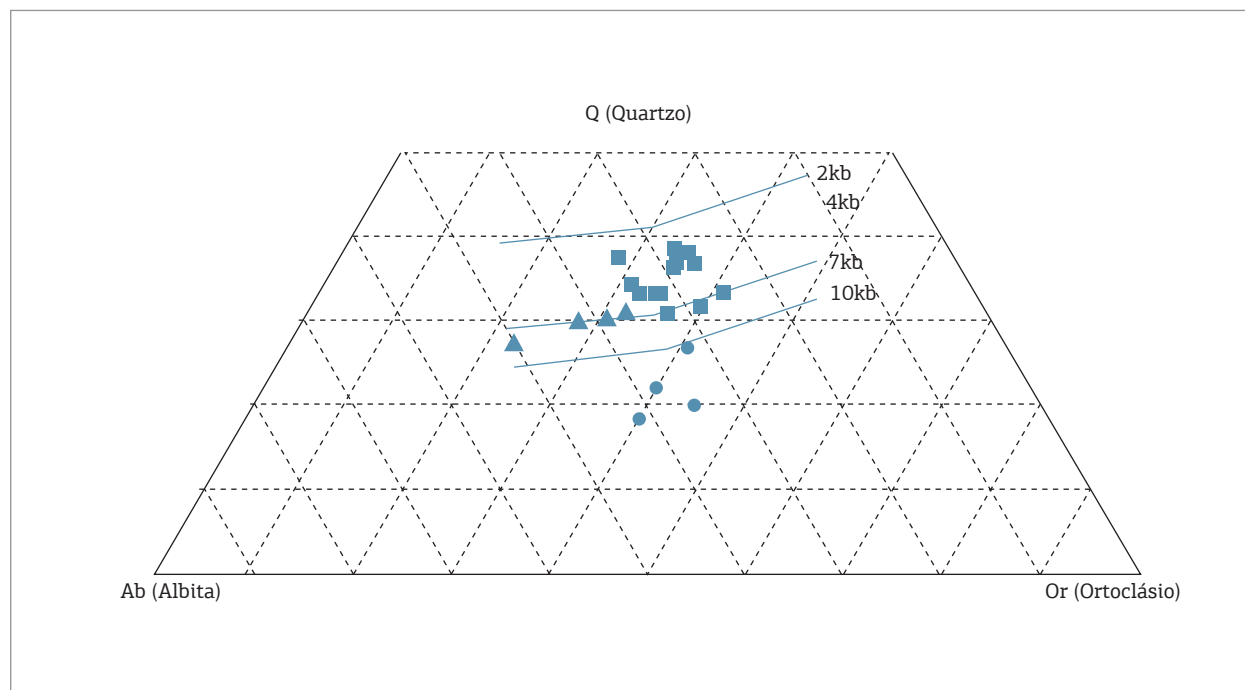


Figura 21. Distribuição das rochas estudadas no diagrama Q-Ab-Or modificado de Anderson e Cullers (1978). Legenda conforme a Figura 12.

o processo de fusão crustal, os parâmetros sugeridos pela Villaseca *et al.* (1998), os granitos com biotita e alanita (IP), são possíveis produtos de fusão parcial de sequências ígneas quartzo–feldspática, fato esse que implicaria no aumento da peraluminosidade. As idades modelo T_{DM} obtidas pelo método Lu–Hf de 1,2 a 1,5 Ga, bem como os valores de negativos de $\epsilon Hf_{(t)}$ e as idades interpretadas como de zircões herdados pelo método U–Pb, sugerem fusão de uma crosta Mesoproterozoica a Paleoproterozoica derivada de um protólito ígneo a base de quartzo, feldspato como provável contribuição crustal do magma que originou o Granito Chasqueiro.

As observações de campo, análises petrográficas, geoquímicas e isotópicas sugerem a coexistência de magmas distintos onde feições indicativas de que diversos pulsos de magma máfico (enclaves máficos) permaneceram como líquido até o alojamento do granito hospedeiro, caracterizando um processo de *mingling* no qual os magmas mantêm as suas identidades iniciais durante a mistura. Já a incorporação mecânica de minerais do granito hospedeiro pelos enclaves máficos, bem como a interação dos enclaves com a hospedeira granítica, formando rochas híbridas, caracterizam processos de mistura (*mixing*). Os diagramas de *Harker* mostram *trends* retilíneos e contínuos, indicativos da existência de dois magmas de composições diferentes, reforçando a participação do processo de mistura de magmas (Vieira Jr. 1990, Wilson 1993).

Assim, é proposto que os pulsos de injeção de magma máfico na câmara magmática granítica foram multiepisódicos, pois são identificados enclaves em diferentes estágios de interação com a rocha granítica, apresentando diferentes formas e granulação, indicando terem sido posicionados em diferentes estágios de cristalização do granito hospedeiro. Assim, os primeiros pulsos foram misturando-se homogeneamente com magmas graníticos onde a taxa de cristalização era reduzida e o contraste de viscosidade entre ambos os magmas era menor, gerando assim rochas híbridas félsicas. Posteriormente, os pulsos formariam misturas cada vez mais heterogêneas com o sistema magmático hibridizado, já em estado avançado de cristalização, formando assim os enclaves máficos.

O processo mais importante para a evolução do Granito Chasqueiro é o fracionamento cristal–líquido, que é tipicamente significativo nos sistemas de geração e evolução de granitos do tipo cálcio–alcalinos em razão das altas temperaturas e grande proporção de fundidos que caracterizam tais magmas durante seu alojamento. No caso do Granito Chasqueiro, os diagramas geoquímicos apontam para o processo de cristalização fracionada, constatação reforçada petrograficamente pela ocorrência de zonação composicional em cristais de feldspatos, zircão e alanita, e também pelos padrões

apresentados nos diagramas do tipo *Harker*, em que a correlação negativa do Al_2O_3 e CaO aponta fracionamento de feldspatos; da mesma forma, correlações negativas de Fe_2O_3 , MgO, TiO_2 e P_2O_5 indicam que houve fracionamento em minerais como a titanita, anfíbólios, biotita e apatita.

As variações de Rb, Sr e Ba são geralmente usadas para estimar o grau de fracionamento e discorrer sobre os processos petrogenéticos que controlaram a evolução de um corpo (Hanson 1989). Os teores de Rb tendem a crescer ao longo da evolução do Granito Chasqueiro, mostrando correlação positiva com SiO_2 e um *trend* horizontalizado nos enclaves. Os conteúdos de Sr e Ba são muito baixos no Granito Chasqueiro, apresentando um comportamento inverso ao do Rb. Segundo Wedepohl (1974), em líquidos silicáticos o Sr se concentra fundamentalmente em plagioclásios de composições intermediárias (andesina a oligoclásio cálcico) e subordinadamente no feldspato potássico. A separação do plagioclásio deve ter conduzido o empobrecimento de Sr no líquido, e a cristalização tardia do feldspato potássico deve ter contribuído para acentuar essa tendência. O mesmo autor mostra que o Ba é admitido mais facilmente no feldspato potássico e nas micas, mas teores significativos podem ocorrer em plagioclásios. No granito, a diminuição dos teores de Ba está provavelmente ligada ao fracionamento dos feldspatos e biotita que consumiram em diferentes proporções a maior parte do Ba existente de tal modo que, quando da cristalização do granito, o líquido magmático estava muito empobrecido neste elemento. O enriquecimento de Y em relação ao conteúdo de sílica encontrado no granito estudado sugere que fases máficas ricas em Y contribuíram para a elevada concentração desse elemento nas fases líquidas do fundido, como sugerido por Sylvester (1989). Assim, é possível sugerir que fontes relativamente enriquecidas em fases máficas portadoras de Y podem ter contribuído para o elevado conteúdo desse elemento, bem como o baixo fracionamento de fases ricas em Y, como hornblenda, também foi fundamental para manter a concentração elevada de Y no líquido. O sistemático decréscimo de Fe_2O_3 , com o aumento de SiO_2 , sugere que o fracionamento da biotita também foi fator importante no desenvolvimento da variação composicional do granito.

Os padrões de ETR mostram uma anomalia positiva em relação aos elementos terras raras leves e uma nítida anomalia negativa de Eu. O enriquecimento em terras raras leves pode ser um reflexo da onipresença de titanita e alanita no granito, ou, alternativamente, do fracionamento de minerais ricos em terras raras pesados, como o zircão. O empobrecimento em Eu sugere o fracionamento de feldspatos com a diferenciação magmática. Os espectros multielementares do Granito Chasqueiro são caracterizados por um enriquecimento em

relação à composição do condrito, exceto em alguns elementos que apresentam anomalias negativas como Sr, P, Ti e Zr possivelmente condizentes com o fracionamento dos feldspatos, apatita, titanita e zircão respectivamente.

Quanto ao modelo de evolução

Os resultados apresentados neste trabalho evidenciam que o alojamento do granito foi controlado pelas zonas de cisalhamento transcorrentes dúcteis de alto ângulo sin-D2, que o bordejam exercendo controle tectônico efetivo na geração, ascensão e colocação do Granito Chasqueiro, abrindo espaço e diminuindo a pressão confinante, sugerindo, assim, um enraizamento profundo para essas estruturas a fim de facilitar a fusão do manto superior originando o magmatismo básico (máfico). Durante a ascensão dos magmas básicos, em razão de suas altas temperaturas, fundiram a base da crosta

inferior, provocando a segregação dos líquidos graníticos. A tectônica exercida pelas zonas de cisalhamentos facilitou o processo de mistura de magmas, promovendo a homogeneização do sistema, que continuou evoluindo por meio da cristalização fracionada.

De acordo com Brandon *et al.* (1996), a dissolução do epidoto é um processo que ocorre de forma relativamente rápida; assim, considerando-se a preservação desse mineral na rocha granítica alojada na crosta superior, pode ser admitida uma rápida colocação do magma ao longo de zonas de cisalhamento. Outro fato que indica uma reduzida residência crustal são os valores de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ próximos à zero. A partir dos dados expostos, foi proposto um modelo na Figura 22 condizente com uma etapa de relaxamento crustal com geração de falhamentos em ambiente pós-colisional.

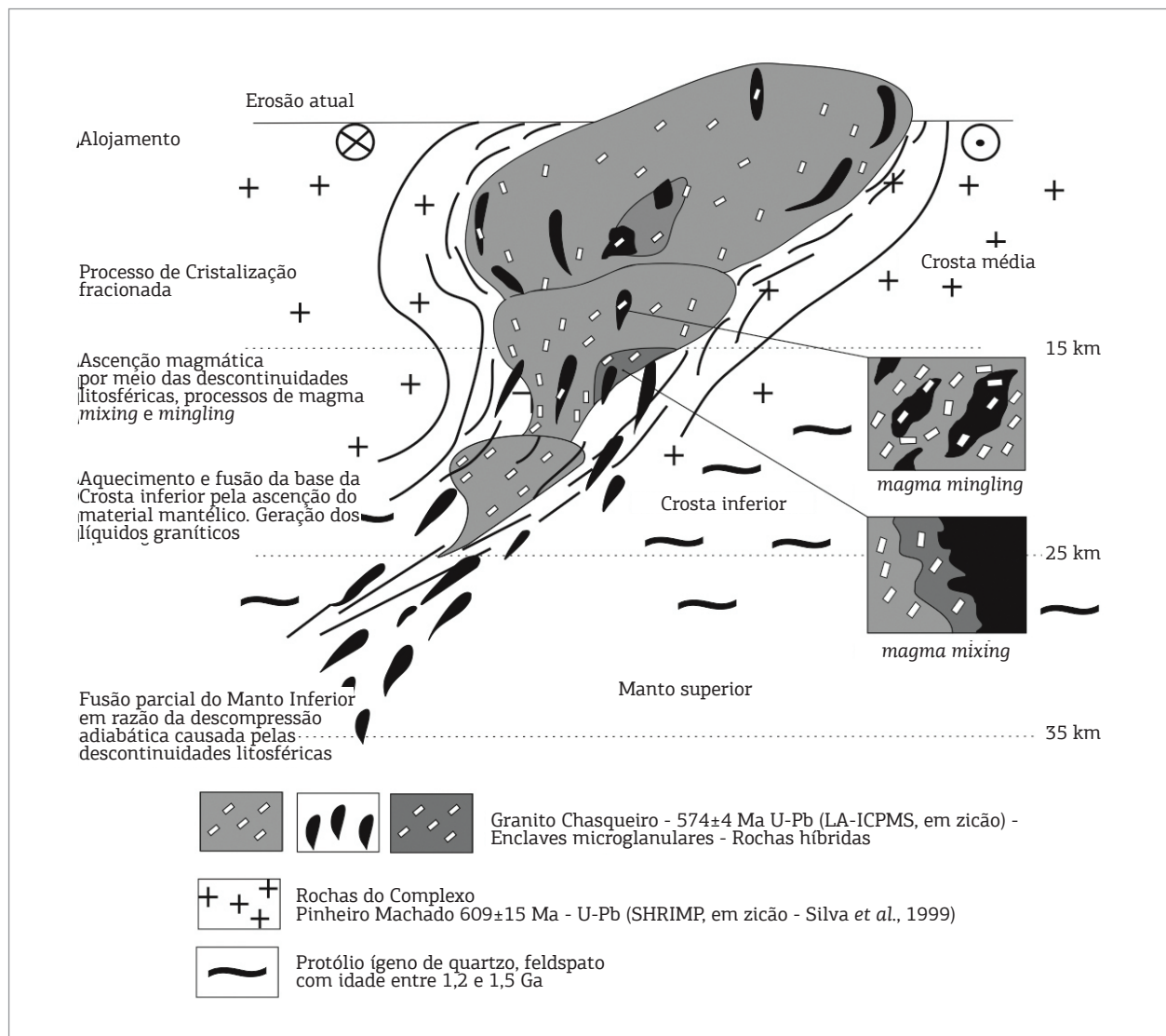


Figura 22. Modelo evolutivo do Granito Chasqueiro.

CONCLUSÕES

O Granito Chasqueiro varia de sienito a monzogranitos e apresenta um caráter ácido, subalcalino, do tipo cálcio-alcalino de alto potássio, de natureza metaluminosa a levemente peraluminosa, que teve sua cristalização a 574 ± 3 Ma, com alojamento sincrônico a zona de cisalhamento dúctil regional de alto ângulo Arroio Grande relacionada ao evento tectônico D2. O granito possui relações de mistura homogênea e heterogênea com magmas básicos contemporâneos. A verificação de diferentes tipos de mistura sugere que a participação do componente básico foi importante e contínua durante todo o processo de cristalização e posicionamento do granito. Todavia, algumas características, como enriquecimento em elementos terras raras leves em relação aos elementos terras raras pesados, aumento

da peraluminosidade e valores de ϵHf negativos próximos a 0, sugerem para o granito uma geração a partir de uma fonte predominantemente crustal com participação mantélica subordinada. O principal mecanismo de evolução é o processo de cristalização fracionada, fato que pode ser observado nos diagramas geoquímicos e pela presença de cristais zonados de zircão, plagioclásio, feldspato potássico e alanita, denotando a presença desse processo desde o começo da cristalização do magma granítico.

AGRADECIMENTOS

Aos revisores, pelas críticas e sugestões na revisão do manuscrito. Ao PPGGeo/UFRGS, FAPERGS e CNPq, pelo apoio de infraestrutura e financiamento do projeto.

REFERÊNCIAS

- Anderson J.L. & Bender E.E. 1989. Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern United States of America. *1/7/705*, 23:19-52.
- Anderson J.L. & Cullers R.L. 1978. Geochemistry and evolution of the Wolf River Batholith, a Late Precambrian rapakivi massif in North Wisconsin, USA. *Precambrian Research*, 7:287-324.
- Babinski M., Chemale Jr. F., Van Schmus W.R., Hartmann L.A., Silva L.C. 1997. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(3/4): 263-274.
- Brandon A.D., Creaser R.A., Chacko T. 1996. Constraints on rates of granitic magma transport from epidote dissolution kinetics. *Science*, 271:1845-1848.
- Bertotti A.L., Chemale Jr. F., Kawashita K. 2013. Lu-Hf em Zircão por LA-ICP-MS: Aplicação em Gabro do Ofolito de Aburrá, Colômbia. *Pesquisas em Geociências*, 40(2):117-127.
- Bitencourt M.F.A.S. & Nardi L.V.S. 1993. Late to Post-collisional Brazilian granitic magmatism in southern most Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 65:3-16.
- Bitencourt M.F.A.S. & Nardi L.V.S. 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1):186-189.
- Boynton W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: Henderson P. *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, p. 63-114.
- Chemale Jr. F. 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: Holz M., DE Ros L.F. *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: CIGO-UFRGS, v. 1, p.13-52.
- Corfu F., Hancher J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. 2003. Atlas of Zircon Textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53:469-500.
- Costa A.F.U. 1997. *Teste e modelagem geofísica da estruturação das associações litotectônicas pré-cambrianas no Escudo Sul-rio-grandense*. Porto Alegre, 291p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- Fernandes L.A.D., Menegat R., Costa A.F.U., Koester E., Porcher C.C., Tommasi A., Kraemer G., Ramgrab G. E., Camozzato E. 1995. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: Parte II – uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4):375-384.
- Fernandes L.A.D., Tommasi A., Porcher C.C. 1990. Esboço estrutural de parte do Batólito Pelotas – Região de Quitéria-Capivarita. *Acta Geológica Leopoldensia*, 13(30):117-138.
- Fernandes L.A.D., Tommasi A., Porcher C.C. 1992. Deformation Patterns in the Southern Brazilian Branch of the Pan-African Dom Feliciano Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 5:77-96.
- Fernandes L.A.D., Tommasi A., Vauchez A., Porcher C.C., Menegat R., Koester E. 1993. Zona de cisalhamento transcorrente Dorsal de Canguçu: Caracterização e importância na compartimentação tectônica do Cinturão Dom Feliciano. *Revista Brasileira de Geociências*, 23(2): 1-10.
- Figueiredo M.C.H., Fragoso Cesar A.R.S., Kronberg B.I. 1990. Litogeoquímica das principais unidades do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36. Natal. *Anais...*, Natal: SBG, 1990, v. 4, p. 1623-1738.
- Fitz G. J.D. & Stünitz H. 1993. Deformation of granitoids at low metamorphic grade. I: Reactions and grain size reduction. *Tectonophysics*, 221:269-297.
- Fontana E., Nardi L.V.S., Bitencourt M.F. A. S., Knijnik D.B. 2012. Caracterização geoquímica e petrogenética dos Granitoides Arroio Divisa, região de Quitéria, Rio Grande do Sul. *Geologia USP*, 12(3):33-56.
- Fragoso Cesar A.R.S. 1991. *Tectônica de placas no Ciclo Brasileiro: as orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul*. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo. 362 p.
- Fragoso César A.R.S., Figueiredo M.C.H., Soliani Jr. E., Faccini U.F. 1986. O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34, 1986, Goiânia. *Anais...* Goiânia, SBG, v.3, p.1322-1343.

- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D.A. 2001. Geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, **42**(11):2033-2048.
- Galindo A.C., Silva F.C.A., Souza Z.S. 2012. Química Mineral de leucomicrogranitos Neoproterozoicos do Domínio Rio Grande do Norte. *Geochimica Brasiliensis*, **26**:19-28.
- Gastal M.C.P. & Lafon J.M. 1998. Gênese e evolução dos granitoides metaluminosos de afinidade alcalina da porção oeste do Escudo Sul-riograndense: geoquímica e isótopos de Rb-Sr e Pb-Pb. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**(1):11-28.
- Gill R. 2010. Granitic rocks. In: Gill R. (ed). *Igneous rocks and processes: a practical guide*. Oxford, Wiley-Blackwell, p. 241-290.
- Goodge, J.W.; Vervoort, J.D. 2006. Origin of Mesoproterozoic A-type granites in Laurentia: Hf isotope evidence. *Earth and Planetary Science Letters* **243**: 711-731
- Hanson G.N. 1989. An approach to trace element modeling using a simple igneous system as an example. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **21**:79-97.
- Hartmann L.A., Porcher C.C., Remus M.V.D. 2000. Evolução das rochas metamórficas do Rio Grande do Sul. In: Holz M. & De Ros L.F. (eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, edição CIGO/UFRGS, p.79-118.
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward M.P., Ries A.C. (eds.). *Collision Tectonics*. London, Geological Society Special Publications 19, p. 67-81.
- Heilbron M., Pedrosa-Soares A.C., Campos Neto M., Silva L.C., Trouw R.A.J. 2004. A Província Mantiqueira. In: Mantesso Neto A., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (eds.). *O desvendar de um continente: a moderna geologia da América do Sul e o legado da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Ed. Beca, p.203-234.
- Irvine T.N. & Baragar W.R. 1971. A guide to the chemical classification of the common igneous rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**:523-548.
- Janousek V., Farrow C.M., Erban V. 2006. Interpretation of whole-rock Geochemical Data in Igneous Geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCD kit). *Journal of Petrology*, **47**(6):1255-1259.
- Le Maitre R.W. 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Oxford, Blackwell, 193p.
- Ludwig K.R. 2012. ISOPLOT 3.75, a geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Special Publication*, 75p.
- Machado, R., Philipp, R.P., Mello, F. 1995. Reconhecimento de zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo com cinemática superposta na extremidade sul do Batólito Pelotas, RS. V Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Gramado, *Boletim de Resumos Expandidos*, p.52-53.
- Maniar P.D. & Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*. v. 101, p. 635-643, 1989.
- Masquelin H., Fernandes L.A.D., Lenz C., Porcher C.C., McNaughton N.J. 2012. The Cerro Olivo Complex: a pre-collisional Neoproterozoic magmatic arc in Eastern Uruguay. *International Geology Review*, **54**:1161-1183.
- Nardi, L.V.S. (1986) As rochas granitoides da série shoshonítica. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**(1): 3-10
- Passchier C.W. & Trouw R.A. 2005. *Microtectonics*. Berlin: Springer, 366 p.
- 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**:956-983.
- Phillips E.R. 1980. On Polygenetic Myrmekeyte. *Geological Magazine*, **177**(1):29-36.
- Philipp R.P. 1990. *Geologia e petroquímica dos granitoides da região de Monte Bonito, Pelotas, RS*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 231p.
- Philipp R.P. 1991. Geologia dos granitoides da região de Monte Bonito, Pelotas, RS: uma contribuição ao reconhecimento estratigráfico do Setor Oriental do Escudo Sul-Riograndense. *Acta Geológica Leopoldinense*, **XIV**(33):71-128.
- Philipp R.P. 1998. *A evolução geológica e tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul*. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 255p.
- Philipp R.P. & Machado R. 2001. Ocorrência e significado dos septos do embasamento encontrados nas suítes graníticas do Batólito Pelotas, RS, Brasil. *Pesquisas*, **29**(1):43-57.
- Philipp R.P., Machado R., Nardi L.V.S., Lafon J.M. 2002. O magmatismo granítico neoproterozóico do Batólito Pelotas no sul do Brasil: novos dados e revisão da geocronologia regional. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**(2):277-290.
- Ramos R.C. & Koester E. 2012. Geologia da associação metamáfica-ultramáfica da região de Arroio Grande, sudeste do Escudo Sul-Rio-Grandense. *Pesquisas em Geociências*, **41**(1):25-38.
- Rosenberg C.L. & Stünitz H. 2003. Deformation and recrystallization of plagioclase along temperature gradient: an example from the Bergell tonalite. *Journal of Structural Geology*, **25**:389-408.
- Silva L.C., Mcnaughton N.J., Hartmann L. A., Fletcher, I. R. 1999 SHRIMP U/Pb zircon dating of Neoproterozoic granitic magmatism and collision in the Pelotas Batholith, Southernmost Brazil. *International Geology Review*, v. **41**, p. 531-551
- Stipp M., Stünitz H., Heilbronner R., Schmid S.M. 2002. The eastern Tonalite fault zone: a natural laboratory for crystal plastic deformation of quartz over temperature range from 250 to 700°C. *Journal of Structural Geology*, **24**:1861-1884.
- Streckeisen A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews* **4**,1-33.
- Sylvester P.J. 1989. Post-collisional alkaline granites. *Journal of Geology*, **97**:180-261.
- Thompson R.N. 1982. Magmatism of the British Tertiary province. *Scottish Journal of Geology*, **18**:49-107.
- Tickyj H., Hartmann L.A., Vasconcellos M., Philipp R.P., Remus M.V.D. 2004. Electronmicroprobe dating of monazite substantiates ages of major geological events in the southern Brazilian Shield. *Journal of South American Earth Sciences*, **16**, p. 699-713.
- Tullis J. 1983. Deformation of feldspars. In: Ribbc P.H. (ed.). *Feldspar Mineralogy*. Mineralogical Society of America, Washington, DC, pp. 297-323.
- Trainini M.D.R. 1987. Projeto Mapas metalogenéticos e de previsão de recursos minerais, *Folhas SI-22 Jaguarão-Rio Grande. Escala 1:250,000*, Brasil, Convênio DNPITI CPRM, 2 v., inédito,
- Vasquez M.L. 1997. *Evolução petrogenética dos granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul- RS*. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 195 p
- Vieira Jr. N. 1990. Processos Magmáticos: II- Métodos de Quantificação. *Pesquisas Geociências*, **17**(1/2):53-61.
- Villaseca C., Barbero L., Herreros V. 1998. A re-examination of the typology of peraluminous Granite types in intracontinental orogenic belts. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **89**:113-119.

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

Watson E.B. & Harrison T.M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, **64**:295-304.

Wedepohl K.H. 1974. *Handbook of Geochemistry*. Springer, Berlin, 92p.

White W.M. 2013. *Geochemistry*. 668 p.

Wildner W., Ramgrab G.E., Lopez R.C., Iglesias C.M.F. *Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: CPRM, 2005. 1 mapa color., 110 x 166 cm. Escala 1:750.000. (Projeto Mapas Estaduais – PME). CD-ROM.

Wilson M. 1993. Magmatic differentiation. *Journal of Geological Society of London*, 150:611-624

Wones D.R. 1989. Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *American Mineralogist*, **74**:744-749.

Arquivo digital disponível on-line no site www.sbgeo.org.br
