

GEOQUÍMICA E IDADES U-PB SHRIMP DO MAGMATISMO MÁFICO SIN A PÓS COLISIONAL REGISTRADO NOS ORTOGNAISSES DO COMPLEXO CERRO OLIVO, URUGUAI

Cristine LENZ¹
Luis Alberto Dávila FERNANDES²
Edinei KOESTER³
Carla Cristine PORCHER⁴

¹ Geóloga. Dr.^a. em Geociências. Professora Adjunta no Depto. de Geologia, Universidade Federal de Sergipe - UFS. crislenz@yahoo.com.br

² Geólogo. Dr. em Geociências. Professor Titular no Depto. de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS. ladfernandes@gmail.com

³ Geólogo. Dr. em Geociências. Professor Adjunto no Depto. de Geologia, UFRGS. ekoester@ufrgs.br

⁴ Geóloga. Dr.^a. em Geociências. Professora Associada no Depto. de Geologia, UFRGS. carla.porcher@ufrgs.br

RESUMO. No Complexo Cerro Olivo, Domínio Leste do Cinturão Dom Feliciano no Uruguai ocorre uma associação de ortognaisses tonalíticos e máficos (Cerro Bori) com idades entre 800-767 Ma. Associado a esses ortognaisses foram encontradas rochas máficas na forma de *boudins* ou diques tardi-deformacionais com idades U-Pb SHRIMP de 659, 647 e 635 Ma. Os granulitos máficos com idade de 659 Ma, apresentam composição de gabros a dioritos gabróicos e assinaturas de um magma gerando em um *back arc*. Morfologia e texturas nos zircões revelam uma cristalização sin-metamorfismo de alto grau. O granulito máfico AC-296-P apresenta idade de 647 Ma, composição de um gabro e características geoquímicas similares a um magma tipo E-Morb. O anfíbolito por sua vez, apresenta idade de 637 Ma, composição de diorito gabróico e assinaturas geoquímicas de magmas cálcio-alcálicos alto K a shoshoníticos, típicos de ambiente pós-colisional. Os zircões apresentam intensa zonação convoluta, provavelmente relacionada a fluidos gerados durante o retrometamorfismo.

Palavras-chaves: Idades U-Pb SHRIMP, Geoquímica, Cinturão Dom Feliciano no Uruguai.

ABSTRACT. *Geochemistry and U-Pb SHRIMP ages of the sin to post collisional mafic magmatism registered in the Cerro Bori Complex orthogneisses, Uruguay.* In the Cerro Olivo Complex, Eastern Domain of the Dom Feliciano Belt in Uruguay crops out an association of tonalitic and mafic orthogneisses (Cerro Bori) with ages between 800-767 Ma. In this study we found mafic rocks as boudins in the tonalitic gneiss and late deformational dikes with younger ages, of 659, 647 e 635 Ma. The mafic granulite yielding age of 659 Ma has a gabbro composition with geochemical similarities of a back arc rock. Zircon morphologies and textures reveal that this magma crystallized during the high grade metamorphic event. Mafic granulite AC-296-P has an age of 647 Ma, composition of a gabbro and geochemical similarities with an E-Morb type magma. Amphibolite UY-5-F has an age of 637 Ma, composition of a gabbroic diorite and geochemical characteristics of a high K calc-alkaline rock to shoshonitic, typical of post collisional magmas. Zircons show convolute zoning, probably related to fluids during the retrogression reactions.

Keywords: U-Pb SHRIMP ages, geochemistry, Dom Feliciano Belt in Uruguay.

INTRODUÇÃO

Magmas gerados em ambientes convergentes, principalmente os que envolvem a participação de crosta continental, podem ter inúmeras características composicionais. Durante o período de convergência máxima, antecedendo a colisão, pouco volume de magma é gerado (BROWN, 1994), entretanto no período pós-colisional, após o relaxamento da crosta ocorre uma intensa geração de magmas das mais diversas composições (BONIN, 2004).

O Cinturão Dom Feliciano registra essas características, sendo formado principalmente por granitóides associadas às zonas de transcorrência,

além de granitóides pós-transcorrência e pós-orogênicos (e.g. PHILIPP et al., 2000; BITENCOURT et al., 2007).

No Domínio Leste do Cinturão Dom Feliciano no Uruguai, o volume de granitóides é inferior ao Rio Grande do Sul e Santa Catarina, possibilitando assim a preservação da crosta pré-colisão, representada na região pelas rochas do Complexo Cerro Olivo.

O Complexo Cerro Olivo é composto pelos paragneisses Chafalote, ortognaisses Cerro Bori e augen gnaisses Centinela. Essas registram evidências de um evento de metamorfismo de alto grau (alta P e T) e intensa deformação, através de zonas de cisalhamento sub horizontais e

transcorrentes (MASQUELIN, 2002; GROSS et al., 2009; MASQUELIN et al., 2011). A cristalização dos ortognaisses Cerro Bori ocorreu entre 800-767 Ma (LENZ et al., 2011; OYHANTÇABAL et al., 2009; e MASQUELIN et al., 2011).

Através de investigações de campo, de petrografia e com a obtenção de dados de geoquímica de maiores e traços e idades U-Pb em zircão, verificou-se a existência de rochas mais jovens dentro do Complexo Cerro Olivo, associadas aos ortognaisses Cerro Bori. Essas rochas, embora em pequeno volume (geralmente diques ou boudins) podem trazer informações importantes sobre a evolução do Cinturão Dom Feliciano durante e após a amalgamação do Gondwana.

GEOLOGIA REGIONAL

No Domínio Leste do Cinturão Dom Feliciano no Uruguai (Fig. 1) afloram as rochas de alto grau do Complexo Cerro Olivo, granitóides sin a pós-orogênicos (e.g. Batólito Aiguá), rochas dacíticas e riolíticas (Cerro Aguirre e Formação Sierra de Rios) e de serpentinitos, anfíbolitos e rochas supracrustais metamorfisadas em baixo grau (Grupo Rocha) (BOSSI et al., 1967; RAMOS, 1988; CAMPAL; GANCIO, 1993; MASQUELIN, 2002; BOSSI; GAUCHER, 2004, OYHANÇABAL et al., 2009).

O Complexo Cerro Olivo é formado pelos: (a) paragnaisses Chafalote, que é composto por metapelitos, semipelitos, calciossilicatadas e máficas com médio a alto grau metamórfico além de migmatitos associados. (b) ortognaisses Cerro Bori, que compreende gnaisses máficos e tonalíticos com médio a alto grau metamórfico e migmatitos associados e (c) augen gnaisses Centinela, de composição félsica e com intensa deformação. As rochas desse complexo foram metamorfisadas em condições de alta P e T. Gross et al. (2009) identificou quatro eventos metamórficos na região, M1: relacionado ao metamorfismo progressivo, M2: pico metamórfico, com T: 830-950 °C, e P: 7-10 kbars. O evento M3 foi identificado por esses autores como sendo de descompressão em condições de T: 788-830 °C e P: 4,8-5,5 kbars, enquanto que o M4 foi considerado como de exumação do terreno. Associado a esses eventos metamórficos foram identificados dois eventos deformacionais, o D1, que gerou o bandamento gnáissico com orientação E-W e o D2 que gerou zonas de cisalhamento subhorizontais e de transcorrência com orientação NE-SW (MASQUELIN, 2002; OYHANTÇABAL, 2005; GROSS et al., 2009)

Rochas graníticas pós-colisionais intrudem as rochas do Complexo Cerro Olivo. Os principais corpos graníticos sin transcorrentes são encontrados associados à zona de cisalhamento

Alfárez-Cordillera (de orientação SSW-NNE), sendo o Granito Rocha e o Granito El Pintor os corpos mais volumosos (MASQUELIN, 2002; MASQUELIN et al., 2011). Além disso, ocorrem diversos corpos granitos associadas a zonas de cisalhamento transcorrentes no extremo sul do Cinturão Dom Feliciano (OYHANTÇABAL et al., 2007). Esses autores descrevem granitóides com características cálcio-alcálicas a alcálicas além de shoshonitos, com idades entre 615 e 575 Ma (idades Pb-Pb em esfeno).

Os granitoides do Batólito Pelotas que ocorrem associadas às zonas de cisalhamento no Rio Grande do Sul (principalmente a Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu) apresentam idades um pouco mais antigas que as do Uruguai, entre entre 650 e 605 Ma para esses granitóides (KOESTER et al. 1997; FRANTZ et al. 2003; KOESTER et al., 2009).

Além das rochas do Domínio Leste do Cinturão Dom Feliciano, ocorre ainda no Escudo Uruguaio dois terrenos de idade Paleoproterozoicos a Arqueano. O Terreno Piedra Alta é caracterizado por rochas juvenis Paleoproterozoicas com idade de cristalização (U-Pb) entre 2,22 e 2,02 Ga (HARTMANN et al., 2000, 2002; SANTOS et al., 2003). O Terreno Nico Pérez por vez, contém um *greenstone belt* com idades entre 3,41 e 3,10 Ga, além de rochas com idades entre 2,5 e 2,1 Ga (HARTMANN et al., 2001; SANTOS et al., 2003). Rochas do Cinturão Dom Feliciano também afloram no Terreno Nico Pérez, como as rochas do Grupo Lavalleya, uma sequência metavulcanosedimentar de idade Neoproterozoica (SANCHEZ BETTUCCI et al., 2001; SÁNCHEZ-BETTUCCI et al., 2010) e granitoides pós-colisionais do Batólito Aiguá (OYHANÇABAL et al., 2009).

GEOLOGIA LOCAL

O complexo Cerro Olivo (CCO) é composto por de três associações principais de rochas, (paragnaisses Chafalote, ortognaisses Cerro Bori e augen gnaisses Centinela. Ocorrem ainda no CCO migmatitos e granitóides associados. Os ortognaisses Cerro Bori são compostos principalmente por gnaisses tonalíticos e menores quantidades de granodioritos, rochas máficas e anfíbolitos.

Além dos gnaisses máficos classicamente identificados como pertencentes aos ortognaisses Cerro Bori, foram encontrados também um grupo de rochas máficas mais jovens, as quais serão apresentadas nesse trabalho. Essas rochas máficas mais jovens ocorre como boundins, circundados pelos gnaisses tonalíticos e granodioríticos ou na forma de diques cortando esses os gnaisses tonalíticos e granodioríticos. Quando ocorrem como boundins, essas rochas

máficas são facilmente confundidas com os boudins de idade mais antiga. Alguns critérios auxiliam na distinção dos dois grupos: Os boudins mais jovens são granofels, com tamanho de grão equigranular e não têm evidência de leucossoma (Figs. 1E, F e G). Os boudins mais antigos, por outro lado, geralmente tem pequenas lentes de fusão associados ou então são gnaisses bandados.

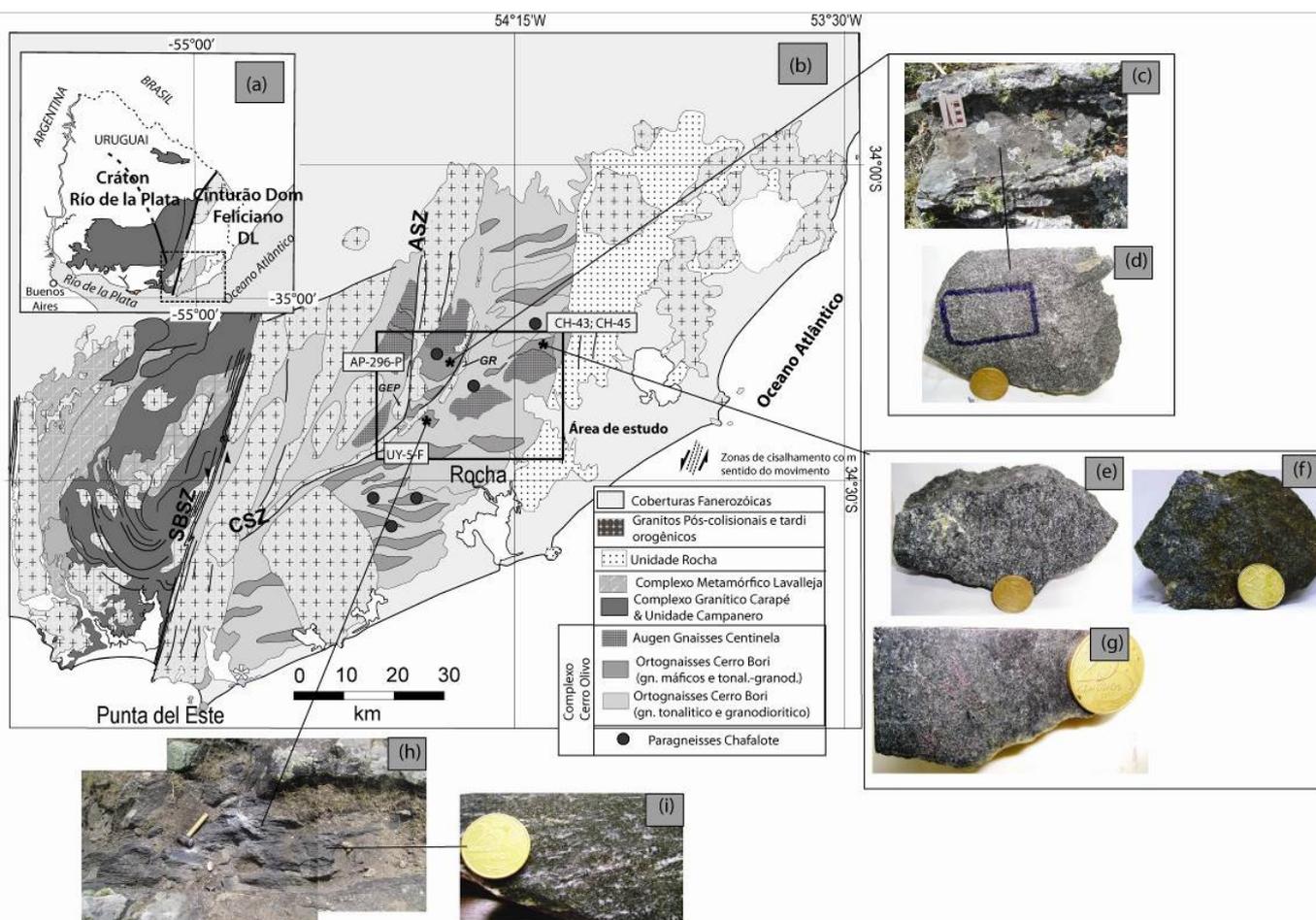
Além disso, essas rochas máficas mais jovens ocorrem também na forma de diques cortando os gnaisses tonalíticos (Fig. 1C e D), e granodioríticos. Esses diques apresentam evidências de deformação em menor intensidade do que os gnaisses.

Os anfibolitos, por suas vez são encontrados mais frequentemente na região de Sierra de Los Viegas, entretanto ocorrem também na região ao sul do Cerro Bori, na forma de diques cortando os

ortognaisses Cerro Bori. Esses diques (Fig. 1H), encontrados principalmente no contato com o Granito El Pintor (GEP) (Fig. 1).

Os granulitos máficos na forma de boudin possuem textura granoblástica e paragênese composta por granada + ortopiroxênio + clinopiroxênio + hornblenda + plagioclásio ± biotita ± quartzo. Como acessórios são encontrados ilmenita, zircão e subordinadamente esfero. A rocha máfica na forma de dique AC-296-P ocorre com granulação fina e cor escura (Fig. 1D), e assembléia composta por ortopiroxênio+ clinopiroxênio+ plagioclásio ± biotita ± quartzo. O anfibolitona forma de dique UY-5F ocorre com tamanho de grão médio, cor esverdeada (Fig. 1I) e assembléia de hornblenda+ plagioclásio+quartzo. Cristais de clinopiroxênio reliquias são encontrados na amostra.

Figura 1 - (a) Figura com as principais subdivisões do Escudo Uruguaio; (b) Mapa geológico da região sudeste do Cinturão Dom Feliciano no Uruguai, com a localização da área de trabalho e localização das amostras estudadas (modificado de MASQUELIN, 2002); (c) Relações de campo da amostra AC-296-P; (d) AC-296-P amostra em macro escala; (e) Macro escala da amostra CH-45; (f) Macro escala da amostra CH-43-B; (g) Macro escala da amostra CH-43-J; (h) Relações de campo da amostra UY-5-F; (i) Macro escala da amostra UY-5-F



METODOLOGIAS

U-Pb SHRIMP em zircão

Para os estudos de geocronologia as amostras foram fragmentadas, moídas e os minerais pesados foram separados inicialmente com uma bateia. Esse separado de minerais pesados foi então concentrado com auxílio de um líquido denso (diiodometano) e por último com um separador magnético isodinâmico (FRANTZ). Após separação final em lupa binocular, as amostras de zircão foram montadas em pastilhas de resina junto com padrões internacionais de zircão (e.g. BR 266) e amostras de vidro (para correção de Pb comum). As pastilhas foram então polidas até a exposição da parte central dos zircões e posteriormente foram limpas e metalizadas com ouro. Imagens de catodoluminescência e de elétrons secundários dos zircões foram obtidas no Microscópio Eletrônico de Varredura na XL30 Phillips da *Curtin University of Technology*-Austrália. As análises U-Pb em zircão foram realizadas no SHRIMP II da *Curtin University of Technology* e os procedimentos analíticos foram baseados em Compson *et al* (1992) e Smith *et al.* (1988). O padrão utilizado foi o zircão BR266 (idade U/Pb: 559 Ma e 903 ppm de U). O tamanho do *spot* utilizado durante todas as sessões foi de cerca de 20 μm e o valor do feixe primário de O_2 foi de cerca de 1,8 nA. Os programas Squid e Isoplot (LUDWIG, 2003), foram utilizados para redução de dados e plotagem dos gráficos.

Resultados com mais de 10% ou que não esteja dentro do erro de 2 sigma, ou ainda que tenham mais de 1% de ^{206}Pb (Pb comum) são apresentados, porém não utilizados no cálculo da idade.

Geoquímica de elementos maiores e traços

As cinco amostras selecionadas para esse estudo foram inicialmente quebradas em uma prensa hidráulica e após foram moídas num gral de ágata. afim de obter a fração < 200 mesh. Para a posterior análise dos elementos maiores (0.5 g) e traços (5 g), as amostras foram digeridas com HF e HClO_4 e após as análises foram realizadas no laboratório *Acme Analytical Laboratories* (Vancouver-Canadá) pelo método da fusão do ICP. O padrão SO-18 foi utilizado como referência para a maior precisão dos elementos maiores e traços.

GEOCRONOLOGIA U-PB EM ZIRCÃO

Através das imagens de catodoluminescência obtidas nos zircões foi possível reconhecer morfologias de origem primária e secundária, possibilitando assim a identificação dos prováveis processos responsáveis pela cristalização dos zircões. As principais características dos zircões das três amostras estudadas são apresentadas no Quadro 1.

Quadro 1 - Principais características geoquímicas e feições dos zircões das amostras estudadas

Amostra	CH-45	CH-43-B	CH-43-J	AP-296-P	UY-5-F
	Granulito Máfico				Anfibolito
Coordenadas Geográficas	Chafalote 54°13'16" 32°17'00"S	Chafalote 54°12'20" 34°17'00"S	Chafalote 54°12'20" 34°17'00"S	Cerro Bori 54°23'51"W 34°18'53"S	Cerro Aspero 54°35'08"W 34°20'44"S
Assembléia mineral	Opx+Cpx+Grt+Hb + Plg+Bt+Qz	Opx+ Cpx+Grt+Hb+ Plg+Bt+Qz	Opx+ Cpx+Grt+Hb+ Plg+Bt+Qz	Opx+Cpx+ Hb+Bt+Plg+Qz	Hb+Bt+Plg+Qz +restos Cpx+titanita
Características geoquímicas					
Classificação ¹	Gabro	Gabro	Diorito Gabróico	Gabro	Diorito Gabróico
Afinidade ²	Toleítica	Toleítica	Toleítica	Toleítica	Cálcio-alcalina alto K
Índice de Shand (1943)	Metaluminoso	Metaluminoso	Metaluminoso	Metaluminoso	Metaluminoso
Feições dos zircões					
Tamanho (μm)	50-100	-----	-----	50-250	50-250
Morfologia Externa	Arredondado, oval, tipo bola de futebol (80%) e prismático (20%)	----	----	Prismático (90%) e arredondado (10%)	Prismático (90%) e arredondado (10%)
Textura domínios primários	Zonação setorial	-----	-----	Zonação oscilatória	Zonação oscilatória
Textura domínios secundários	-----	-----	---	Zonação convoluta e irregular	Zonação convoluta

Texturas e idades obtidas

Granulito Máfico CH-45

No granulito máfico CH-45, a maior parte dos zircões é oval, arredondado ou do tipo “bola de futebol”, e em menor quantidade ocorrem zircões prismáticos. Os zircões prismáticos possuem zonação setorial bem marcada (Fig. 2A) e alguns possuem uma zonação oscilatória irregular. Os zircões ovais, arredondados e tipo “bola de futebol” também possuem uma zonação setorial bem marcada (Fig. 2B) e em alguns casos uma zonação do tipo “fir tree”. Outras características podem ser encontradas no Quadro 1.

Todas as dez análises obtidas são concordantes ou plotam próximo da linha da concórdia, formando uma população com uma idade de 659 ± 5 Ma e MSWD de 0,80 (Fig. 3a). As razões Th/U desses zircões são variáveis entre 0,3 e 0,5. A ocorrência de zircões com evidência de cristalização ígnea e metamórfica com a mesma idade leva à interpretação dessa idade como a idade do magmatismo sin-metamórfico. Maiores discussões serão feitas posteriormente.

Figura 2 - Imagens de catodoluminescência a morfologia, texturas típicas e idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de zircões representativos das três amostras; (a) CH-45: zircão prismático com zonação setorial; (b) CH-45: zircões arredondados com zonação setorial; (c) AC-296-P: zircão arredondado com evidência de núcleo (zoneamento oscilatório) e borda (zonação setorial); (d) AC-296-P: zircão prismático com evidência de zonação oscilatória; (e) UY-5-F: zircão prismático com zonação convoluta, na parte inferior a esquerda visualiza-se zircão com textura oscilatória reliquiar; (f) UY-5-F: zircão prismático zonação convoluta. Escala é de 50 μm

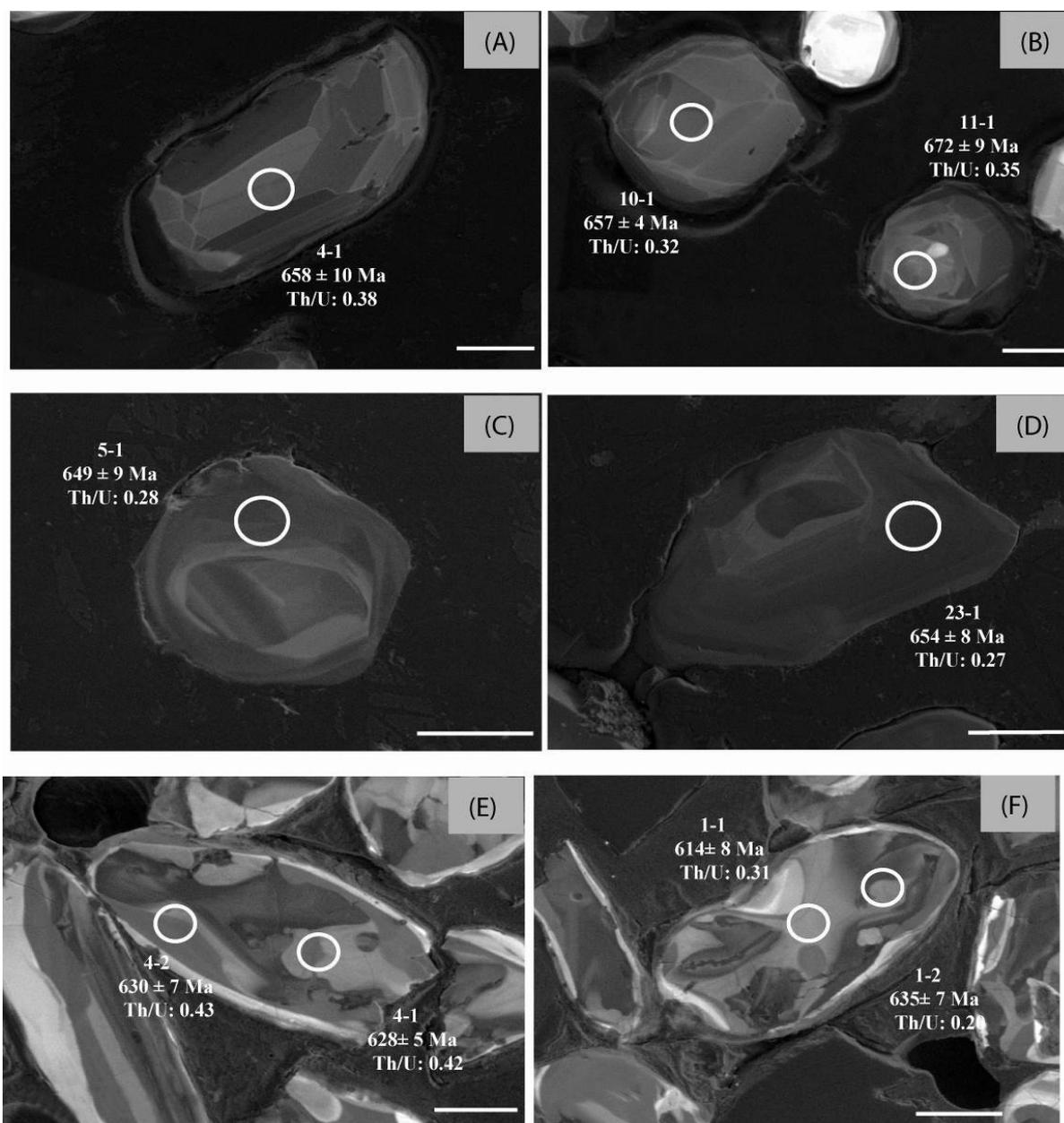
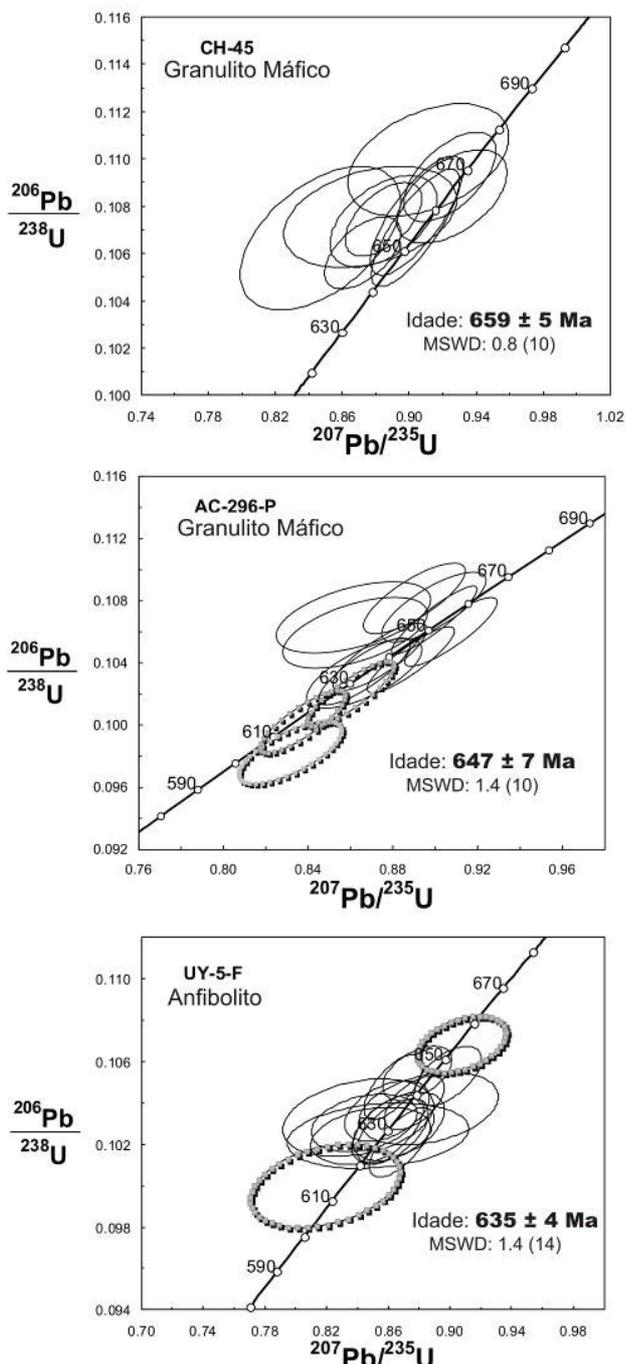


Figura 3 - Diagrama concórdia com idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para as amostras: (a) CH-45; (b) AC-296-P e (c) UY-5-F. As elipses em tons de cinza estão relacionadas às idades não utilizadas no cálculo da idade da amostra



Granulito Máfico AC-296-P

O granulito máfico AC-296-P apresenta principalmente zircões prismáticos e alguns poucos zircões arredondados (Figs. 3C e D; Quadro 1). A maior parte dos zircões prismáticos apresenta zonação oscilatória (Fig. 2D), típica de rochas ígneas (e.g. Hoskin e Black, 2000), porém alguns possuem zonação setorial e mais raramente são encontradas zonações do tipo "fir tree". Em alguns cristais são encontrados núcleos, com textura

homogênea e baixa iluminação na catodoluminescência ou então núcleos com zonação oscilatória circundada por bordas. Essas bordas possuem geralmente zonação setorial (Fig. 2C).

Dez de treze análises concordantes ou que plotam próximo da curva concórdia formam uma população com uma idade de 647 ± 7 Ma e MSWD de 1.4 (Fig. 3B). As três idades mais jovens não foram utilizadas no cálculo da idade (pontos 7-2, 9-1 e 6-1) e provavelmente foram obtidas em áreas onde o cristal de zircão sofreu perda de Pb. Isso pode ser comprovado pela existência de outra análise nos cristais 7 e 9 (pontos 7-2 e 9-1), os quais apresentam idades que fazem parte da população utilizada para o cálculo da idade de 647 ± 7 Ma. As razões Th/U desses zircões são variáveis entre 0,42 e 0,07. De acordo com as texturas e as razões Th/U, a idade de 647 ± 7 Ma foi interpretada como a idade de cristalização sin-metamórfica dessa rocha. Maiores discussões serão feitas posteriormente.

Anfibolito UY-5-F

A principal morfologia encontrada nos zircões do anfibolito UY-5F é prismática e com menos frequência ocorrem zircões arredondados (Quadro 1). A textura dos zircões é predominantemente convoluta (Fig. 2F), porém algumas regiões com zonação oscilatória reliquiar podem ser visualizadas (Fig. 2E). Treze das quinze análises concordantes ou próximas a concórdia formam uma população estatística, com idade de 635 ± 4 Ma e MSWD de 1,4 (Fig. 3C). As duas idades mais jovens e as duas mais antigas foram excluídas do cálculo da idade. As duas idades mais jovens são interpretadas como sendo de um domínio do grão que sofreu perda de Pb. No grão 3, por exemplo, há duas análises, uma delas com uma idade dentro da população estatística de 635 ± 4 Ma (3-2 #) e outra mais jovem (3-1), sem mudanças visíveis na textura do zircão. As duas idades mais antigas podem ter sido obtidas em um núcleo mais antigo do cristal, porém devido à intensa obliteração pela zonação convoluta essa feição não é mais visível. A razão Th/U desses zircões é bastante variável, entre 1,15 e 0,20. A idade de 635 ± 4 Ma é interpretada como a idade de cristalização da rocha.

Interpretação das texturas e significado das idades

Amostra CH-45: Os zircões ovais, arredondados e tipo bola de futebol, com zonação setorial e tipo "fir tree" são comumente encontrados em rochas granulíticas de diversos locais do mundo, como no Complexo Saxonian, na Alemanha (KRONER et al., 1998), e o cinturão Variscan, na França (SCHALTEGGER et al., 1999) entre vários outros. Essa morfologia de zircões é comumente associada à cristalização em alta temperatura, com

temperaturas de saturação do zircão em torno de 810-830 °C (WATSON; HARRISON, 1983).

O desenvolvimento da zonação setorial pode ser explicada por um lento crescimento dos cristais (difusão lenta), associado a superfícies com enriquecimento em certos elementos, gerando assim os "setores" com diferentes concentrações de elementos traços (WATSON; LIANG, 1995). Os cristais prismáticos, com zonação setorial e oscilatória irregular apresentam idades semelhantes às outras morfologias, e mostram características de origem ígnea. Além disso, as razões Th/U (entre 0,3-0,4) também são típicas de uma origem ígnea (RUBATTO, 2002). Portanto a co-temporalidade de características ígneas e metamórficas e a ausência de zircões com idades mais antigas remete a um magmatismo sin-metamorfismo de alto grau.

Devido à alta temperatura de fechamento do sistema U-Pb em zircão (acima de 900 °C, segundo MEZGER; KROGSTAD, 1997; MOLLER et al., 2002) e devido à provável saturação do zircão em torno de 830°C, a idade de 659 ± 5 Ma dessa amostra pode ser a melhor estimativa da idade do pico metamórfico das rochas do Complexo.

Amostra AC-296-P: A zonação oscilatória, típica de rochas ígneas (e.g. HOSKIN; BLACK, 2000), ocorre associada com a zonação setorial e do tipo "fir tree". Não foram encontradas diferenças significativas nas idades do núcleo e da borda (idades dentro do erro 2 sigma) e nem nos zircões com zonação oscilatória e setorial.

A razão Th/U dessas rochas é bastante variável, quatro análises revelaram razão ≤ 0.1 , enquanto o restante das nove análises revelaram valores entre 0,2 e 0,4 sendo as primeiras típicas de rochas metamórficas e as últimas de rochas ígneas (e.g. RUBATTO, 2002).

A existência de texturas tipicamente ígneas juntamente com texturas comuns em rochas metamórficas, como a zonação setorial e "fir tree", sem significativa variação de idade relacionadas às diferentes texturas, remete a um magmatismo sin-metamórfico.

Amostra UY-5-F: A maior parte dos zircões dessa amostra é prismática e apresenta zonação convoluta e alguns poucos preservam uma zonação oscilatória irregular. A maior parte dos zircões apresenta razão Th/U entre 0,2 e 0,4 característico de uma origem magmática.

A zonação convoluta é caracterizada por zonas com concentração irregular de elementos traços, os quais ocorrem em formas caóticas. Esse tipo de zonação é muitas vezes associado à ação de fluidos tardi-magmáticos gerando zonas de dissolução e precipitação ou então de recristalização (GEISLER et al., 2007).

No caso do diorito gabróico UY-5-F essa redistribuição dos elementos traços está provavelmente relacionada ao intenso retrometamorfismo sofrido por essa rocha, evidenciado por relíquias de clinopiroxênio com

bordas de anfíbólio intercrescido com quartzo. Essa reação de diminuição de temperatura e de hidratação pode ter liberado uma grande quantidade de fluidos, resultando na redistribuição irregular dos elementos traços no zircão.

GEOQUÍMICA

Estudo de geoquímica em rochas metamórficas de alto grau

Os estudos geoquímicos em rochas metamórficas de alto grau necessitam de cuidados especiais devido à mobilização do elemento possível através de processos como a fusão parcial, desidratação e metassomatismo (RUDNICK et al., 1985; RUMBLE et al., 2005). Os elementos LIL (K, Rb, Cs, Sr e Ba) pode ser facilmente mobilizado por um fluido H₂O ou CO₂, bem como muitos elementos importantes, como o Si, Na, K e Ca. Por outro lado, os elementos HFS (Zr, Hf, Nb, Ta, Y, Ti, HREEs) e elementos de transição (por exemplo, Cr, Ni) são relativamente imóveis durante o metamorfismo. As principais interpretações nesse trabalho serão, assim, feitas com base nos elementos mais imóveis.

Elementos maiores e traços

Os elementos maiores de cinco amostras, sendo quatro delas granulitos máficos e uma delas um anfíbolito, foram plotados no diagrama de classificação de Middlemost (1984). Três amostras dos granulitos máficos revelaram composição de gabro e uma amostra, composição de diorito gabróico (Quadro 1). A amostra de anfíbolito plotou no campo dos dioritos gabróicos (Quadro 1). Todas as amostras são metaluminosas (diagrama de SHAND, 1945) e quanto à afinidade (diagrama AFM de IRVINE; BARAGAR, 1971) os gabros e uma amostra do diorito gabróico (granulito máfico) possuem afinidade toleítica enquanto que o outro diorito gabróico (anfíbolito) possui afinidade cálcio-alcálico. Apesar do pequeno grupo de amostras, as características dos elementos maiores e traços permitiram reconhecer três diferentes tipos de rocha.

As rochas mais antigas (659 Ma), formam um grupo composto pelos gabros CH-45, CH-43-B e pelo diorito gabróico CH-43-J, caracterizados por altos valores de Fe₂O₃ (15,3-17,1), CaO (8,3-10,6) e TiO₂ (2,4-3,2), além de baixos valores de K₂O (0,1-0,6) e Na₂O (0,6-1,0). Essas rochas são também relativamente enriquecidas em Nb (13,9-24,5), Zr (161,4-241,1), além de muito depletadas em Rb (4,7-13,5) e Ba (22-49) e Cs (0,2-0,3).

A amostra AC-296-P, com idade de 647 Ma, apresenta alto MgO (8,6) e CaO (10,5), além de valores relativamente altos de K₂O (1,8). Essa amostra possui valores relativamente altos de Nb (16,2) e baixos de Zr (89,0), além de ser mais enriquecida em Sr do que as amostras do grupo 1 (268,3) (Tabela 1).

Tabela 1 - Elementos maiores, traços e elementos terras raras das rochas máficas do Complexo Cerro Olivo

		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃	LOI	Total
Grupo 1	CH-45	48,07	14,32	15,34	5,95	10,61	1,04	0,68	2,44	0,24	0,18	0,01	0,90	99,77
	CH-43B	51,31	12,94	17,19	4,23	8,32	0,73	0,20	3,51	0,40	0,27	0,00	0,60	99,77
	CH-43J	53,13	11,67	16,53	4,86	8,59	0,61	0,15	3,26	0,25	0,18	0,002	0,6	99,84
	AC-296P	47,34	16,18	11,14	8,62	10,55	1,67	1,88	1,34	0,16	0,17	0,01	0,70	99,75
	UY-5F	55,53	15,65	9,54	3,89	5,78	2,74	2,74	1,9	0,71	0,14	0,01	1	99,63

		Ba	Be	Co	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	Zr	Y	Cu	Pb	Ni
Grupo 1	CH-45	49,00	2,00	56,30	0,30	23,70	4,60	13,90	13,50	4,00	164,50	0,70	2,00	0,60	433,00	161,40	33,20	17,30	5,10	40,70
	CH-43B	22,00	2,00	52,00	0,20	23,70	6,50	24,50	9,60	4,00	126,20	1,50	4,60	1,30	470,00	229,10	46,80	178,30	3,90	16,20
	CH-43J	26,1	3,00	57,7	0,2	27,3	7,2	18,8	4,7	5,00	49,6	1,5	4,4	1,7	528,00	241,1	54,1	59,6	3,5	14
	AC-296P	185,00	1,00	47,60	1,60	16,70	2,30	16,20	62,00	1,00	268,30	1,00	1,10	0,40	226,00	89,00	18,70	47,30	5,60	44,50
	UY-5f	1088,9	4	26,4	1,2	22,7	14	34,2	139,6	5	482,5	1,6	14,6	1,1	164	562,4	55	27,7	3,8	33,2

		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Grupo 1	CH-45	17,30	49,60	7,06	30,20	7,15	2,05	7,07	1,14	6,40	1,22	3,50	0,48	2,83	0,39
	CH-43B	27,50	62,60	8,55	36,00	8,49	2,69	8,70	1,45	8,20	1,69	4,79	0,69	4,29	0,62
	CH-43J	25,5	65	9,51	44,1	9,37	2,43	9,86	1,8	9,12	1,81	4,99	0,75	4,36	0,65
	AC-296P	12,10	26,40	3,53	14,70	3,42	1,25	3,56	0,59	3,30	0,68	1,90	0,28	1,68	0,26
	UY-5-F	94,2	205,1	26,43	105	17,45	3,14	13,39	2,13	10,16	1,84	4,85	0,72	4,37	0,65

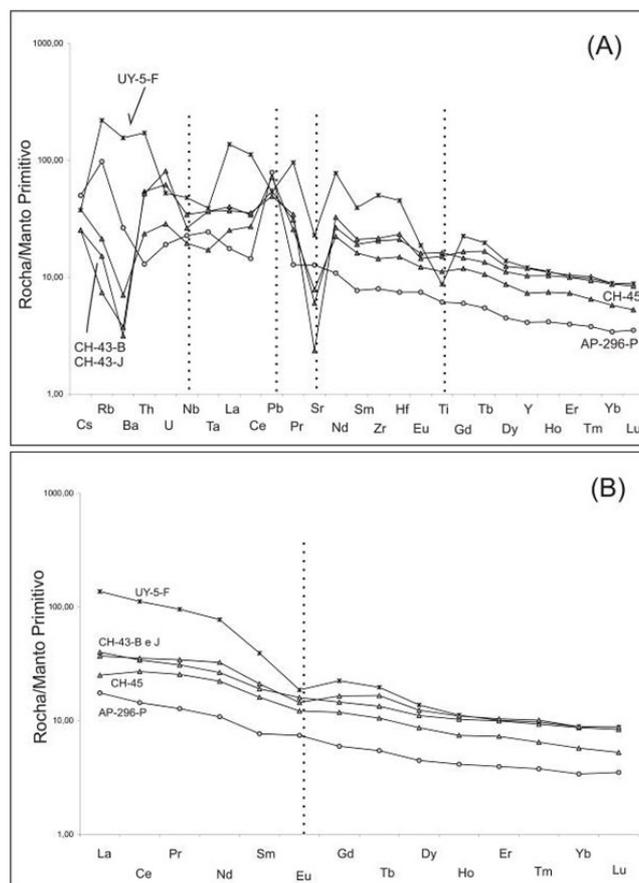
A amostra UY-5-F a mais jovem de todas (635 Ma), apresenta valores relativamente altos de K_2O e Na_2O (ambos 2,7), e é muito enriquecido em Ba, Rb, Sr, La, Nb, Zr, Ce, Nd. No diagrama de K_2O vs. SiO_2 de PECCERILLO E TAYLOR (1976) (não mostrado), essa amostra plota na parte superior do campo do cálcio-alcálico alto K, próximo do limite com o shoshonítico. As rochas shoshoníticas, geralmente apresentam valores de K_2O superiores aos de Na_2O , sendo que na classificação da IUGS (LE MAITRE et al., 1989), uma das características de rochas shoshoníticas é valores de K_2O/Na_2O entre 1 e 3. No caso da amostra UY-5-F esse valor é de 1, sendo ela portando uma rocha intermediária entre uma cálcio-alcálico alto K e um shoshonito.

As amostras do grupo mais antigo (CH-45, CH-43-B, CH-43-J) apresentam uma distribuição semelhante de elementos traços e terras raras, ambos normalizados para o Manto Primitivo (MP) (valores de SUN; MCDONOUGH, 1989) (Fig. 4A e B). No spidergrama (Fig. 4A), as três amostras apresentam um empobrecimento de elementos LIL, como Cs, Rb e Ba relativo aos HFSE. Além disso, ocorrem anomalias positivas de Pb e U e negativas de Sr e Nb. Esse grupo de amostras apresenta valores totais de ETRs entre 136,3 e 189,2. No diagrama de distribuição de ETRs (Fig. 4B), pode ser visualizado um enriquecimento de ETRs leves em relação aos pesados, com valores de $(La/Lu)_N$ entre 4,7 e 4,3 (N : valores normalizados para MP). Apenas a amostra CH-43-J mostra uma pequena anomalia de Eu, com valores $(Sm/Eu)_N$: 1,4. A distribuição de elementos traços e terras raras dessa amostra lembra a um magma tipo E-Morb.

O gabro AC-296-P por sua vez apresenta uma anomalia positiva de Rb e de Pb (Fig. 4A), sem nenhuma anomalia negativa significativa. Essa amostra é a mais empobrecida em ETRs, com valores de ETRs totais de 73,6. Os ETRs leves encontram-se enriquecidos em relação as pesados, com valores de $(La/Lu)_N$: 5,0 e não apresenta anomalia de Eu (Fig. 4B). A distribuição de elementos traços e terras raras dessa amostra lembra a de um magma tipo E-Morb.

A distribuição dos elementos traços do diorito gabróico UY-5-F, visualizados no spidergrama (Fig. 4A), é caracterizada por uma anomalia de U-Nb-Ta, além de uma anomalia de Cs, Pb, Sr e Ti. Rb, Ba e Th estão enriquecidos em relação aos HFSE. Essa amostra apresenta um enriquecimento em ETRs totais (489,4) com relação às outras amostras desse trabalho. ETRs leves encontram-se enriquecidos em relação aos ETRs pesados $(La/Lu)_N$: 15,6 Anomalia de Eu pode ser visualizada no diagrama de distribuição de ETRs (Fig. 4B), e a partir dos valores $(Sm/Eu)_N$: 2,0.

Figura 4 - (A) Spidergrama para as amostras estudadas, normalizado para valores do Manto Primitivo (SUN; MCDONOUGH, 1989); (B) Diagrama de distribuição dos ETRs para as amostras estudadas, normalizados para valores do Manto Primitivo (SUN; MCDONOUGH, 1989)



Ambiente tectônico

O grupo de amostras mais antigas mostra alguma semelhança com um magma do tipo E-MORB. No geral elas são mais empobrecidas em Rb e Ba (LILE). Além disso, todas as amostras apresentam uma pequena anomalia de Nb em relação a U. O Sr também está depletado em relação ao E-Morb. O alto TiO_2 e FeO também evidencia a semelhança com magmas de E-Morb. Entretanto as características como enriquecimento em Pb, depleção em Sr, enriquecimento em U e Th, são indicativos de contaminação com a crosta, ou mesmo contaminação com os fluidos da zona de subducção. O enriquecimento em ETRs em relação ao E-Morb, indica que esse magma sofreu cristalização fracionada e segundo as características acima citadas, provavelmente associada à contaminação com crosta continental e/ou fluidos.

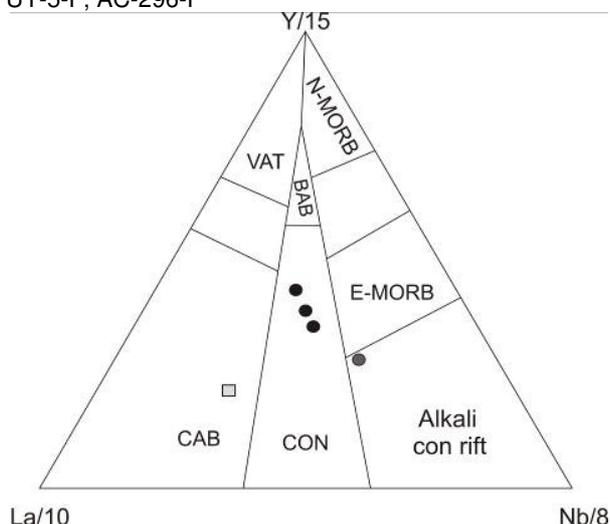
Para a determinação do ambiente tectônico, essas amostras foram plotadas no diagrama de classificação tectônica Y vs Nb vs La (Fig. 5), e caíram no campo dos toleitos de margem

continental. Devido a algumas características de arco dessas amostras (pequena anomalia negativa de Nb e anomalia positiva de Pb), é bem provável que ela tenha se formado num ambiente de *back arc*, relativamente próximo ao arco.

Já a amostra AC-296-P tem muito mais similaridade com um magma de E-MORB, principalmente na quantidade e padrão de elementos traços e no comportamento da maioria dos elementos, com exceção do enriquecimento em Pb, Rb e Cs (contaminantes, zona de subducção). Essa amostra apresenta algumas características de magmas primitivos, como por exemplo alto MgO, entretanto ela não é muito enriquecida em elementos traços compatíveis, como Ni (44,5) e Cr (27,3). As evidências restritas de cristalização fracionada e de contaminação nessa rocha podem estar relacionadas com o seu provável posicionamento através de zonas de cisalhamento. Atualmente essa amostra aflora próxima da zona de cisalhamento que favoreceu a colocação do granito Rocha, na região do Cerro Bori (Fig.1).

No diagrama Y, La, Nb (Fig. 5) essa rocha plota no campo das rochas alcalinas de rifte, porém próxima do limite com o E-Morb e com os magmas toleíticos continentais, sendo ela, portanto um rocha transitória entre esses ambientes.

Figura 5 - Diagrama de discriminação geotectônica (CABANIS; LECOLLE, 1989). Símbolos: ● Grupo 1, □ UY-5-F, AC-296-P



A amostra UY-5-F, por outro lado, é típica de magmatismo pós-colisional, devido à sua afinidade cálcio-alcalina alto K a shoshonítica. Segundo Bonin (2005), esse tipo de magma pode ser gerado em uma fonte enriquecida (manto enriquecido em flogopita) com os fluidos e sedimentos da zona de subducção. As semelhanças com magmas de zonas de subducção são evidenciado no grande enriquecimento em LILE e depleção em Nb, Sr e Ti.

No diagrama Y, La, Nb (Fig. 5) a amostra UY-5-F plota no campo do arco continental, sendo essas características de arco, como comentado acima, provavelmente relacionadas à fonte enriquecida, a partir do qual esse magma foi gerado. A colocação desse magma possivelmente está relacionada à zona de cisalhamento na qual se colocou o Granito El Pintor, aflorando próximo dessa zona de cisalhamento.

Implicações para a evolução do Cinturão Dom Feliciano

A idade da amostra CH-45 representa a melhor estimativa de idade do pico metamórfico do Complexo Cerro Olivo: 659 Ma. Em estudos anteriores (LENZ et al., 2011), idades entre 676 ± 10 e 666 ± 11 Ma foram encontradas em zonas recristalizadas do zircão em amostras dos ortogneisses Cerro Bori, representando, portanto idades do metamorfismo de alto grau. No mesmo trabalho, foi estabelecida a idade da fusão parcial, em 654 ± 3 Ma, através de texturas típicas de fusão parcial nos zircões. Portanto a idade de 659 Ma é compatível com a idade do pico metamórfico da região e provavelmente a idade da colisão entre o Rio de La Plata e o Kalahari durante a amalgamação do Gondwana.

As amostras CH-43-B e CH-43-J têm uma distribuição de elementos maiores e traços bem semelhante à amostra CH-45, tendo provavelmente sido cristalizadas na mesma idade.

As amostras AC-296-P e UY-5-F representam magmas gerados após a colisão dos dois crátons acima citados. O primeiro representa um magma semelhante a um E-morb e com pouca contaminação crustal. O primeiro representa um magma semelhante a um E-morb com pouca contaminação crusta. O segundo representa magmas típicos de ambientes pós-colisionais. Assim, a idade de 635 Ma é o limite inferior da colisão. Isso marca o começo de uma dinâmica diferente no ambiente convergente com participação do processo de delaminação da litosfera, quebra da crosta subductada nessa porção do Cinturão Dom Feliciano.

CONCLUSÕES

No Complexo Cerro Olivo foram encontrados rochas máficas de origem magmática do Ciclo Brasileiro II, aflorando na forma de boudins (659 Ma) e na forma de diques tardi-deformacionais (647 e 635 Ma).

As rochas mais antiga dos boudins máficos apresentam zircões com características típicas de rochas metamórficas de alto grau (zircão do tipo bola de futebol e ovais com zonação setorial), assim como características típicas de rochas ígneas (alto Th-U e zircões prismáticos), sendo interpretados como indicadores de magmatismo

sin-metamorfismo de alto grau em um ambiente de back-arc, próximo à região do arco. A idade da amostra CH-45, de 659 Ma, é uma boa representação da idade do pico metamórfico das rochas do Complexo Cerro Olivo, que está relacionado à duplicação crustal devido à colisão dos crátoms RLP e KA durante a amalgamação da porção oeste do Gondwana.

Os diques tardi-tectônicos registram uma evolução do magmatismo pós-colisional iniciando a ca. de 647 Ma (amostra AC-296-P), com posicionamento provavelmente relacionado à atuação de zonas de cisalhamento tal como aquela na qual se colocou o Granito Rocha. Posteriormente, a ca. 635Ma, esse magmatismo pós-colisional (amostra UY-5-F) desenvolveu afinidade cálcio-alcálica alto K a shoshonítica, o que sugere ter sido gerado em uma região do manto enriquecida com os fluidos e sedimentos da zona de subducção. A sua colocação continuou relacionada a zonas de cisalhamento, no caso a zona de cisalhamento na qual se colocou o Granito El Pintor.

AGRADECIMENTOS

À CNPQ e à Capes pela concessão de bolsas de doutorado e doutorado-sanduíche. Esse trabalho foi financiado pelos projetos Universal-2006 (Prof. LAD Fernandes) e pelo Pronex-2006 (Prof. M.L.Formoso).

REFERÊNCIAS

- BONIN, B. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. **Lithos** v.78, p.1 – 24, 2004.
- BOSSI, J., GAUCHER, C. The Cuchilla Dionisio Terrane, Uruguay: An Allochthonous Block Accreted in the Cambrian to SW-Gondwana. **Gondwana Research** v. 7, n.3, p. 661-674, 2004.
- BOSSI, J., FERRANDO, L., ALBANELL, H. Basamento cristalino del Sureste del Uruguay. In: Simposio Internacional sobre Deriva Continental, 11, 1967, Montevideo. **Resumenes Extensos** ...Montevideo, 1967 p. 60-72.
- BROWN, M., The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. **Earth-Sci. Rev.** v. 36, p. 83– 130,1994.
- CABANIS, B., LECOLLE, M. Le diagramme La/10–Y/15–Nb/8: unoutil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de mélange et/ou de contamination crustal.C.R. **Acad. Sci.** Paris v. 309, p. 2023–2029, 1989.
- CAMPAL, N., GANCIO, F. Asociacion volcanitas piroclásticas de los Cerros Aguirre (Dpto. de Rocha): una nueva formacion y su implicancia en la evolución del Ciclo Brasiliano en el Uruguay. In: I Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cambriaco de la Cuenca del Plata, **Resumenes Extensos**... 2. La Paloma (Uruguay), v. 44. 1993.
- COMPSTON, W., WILLIAMS, I.S., KIRSCHVINK, J.L., ZICHAO, ZH., GUOGAN, M. Zircon ages for the Early Cambrian timescale. **Journal of Geological Society of London**, v. 149, p. 171–184, 1992.
- GEISLER, T., SCHALTEGGER, U., TOMASCHEK, F. Re-equilibration of zircon in aqueous fluids and melts. **Elements**, v. 3, p. 43–50, 2007.
- HOSKIN, P.W.O., BLACK, L.P. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. **Journal of Metamorphic Geology**, v.18, p.423–439, 2000.
- CAMPAL, N., GANCIO, F. Asociacion volcanitas piroclásticas de los Cerros Aguirre (Dpto. de Rocha): una nueva formacion y su implicancia en la evolución del Ciclo Brasiliano en el Uruguay. In: I Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cambriaco de la Cuenca del Plata, **Resumenes Extensos**...2. La Paloma (Uruguay), v. 44, 1993.
- HARTMANN, L.A., SANTOS, J.O., BOSSI, J., CAMPAL, N., SCHIPILOV, A., MCNAUGHTON, N.J.Zircon and titanite U–Pb SHRIMP geochronology of Neoproterozoic felsic magmatism on the eastern border of the Rio de la Plata Craton, Uruguay. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 15, p. 229– 236, 2002.
- HARTMANN, L.A., PIÑEIRO, D., BOSSI, J., LEITE, J.A.D., MCNAUGHTON, N.J. Zircon U–Pb SHRIMP dating of Palaeoproterozoic Isla Mala granitic magmatism in the Río de la Plata craton, Uruguay. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 13, p.105–113, 2000.
- IRVINE, T. N., BARAGAR, W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 8, p. 523–548, 1971.
- KRONER, A., JAECKEL, P., REISCHMANN, T., KRONER, U. Further evidence for an early Carboniferous (~340 Ma) age of high-grade metamorphism in the Saxonian Granulite Complex. **Geol. Rundschau**, v. 86, p. 751–766, 1998.
- LUDWIG, K.J. Isoplot 3.00 Berkeley Geochronology Center Special Publication, v. 4, p. 1–70, 2003.
- LENZ, C., FERNANDES, L.A.D., MCNAUGHTON, N.J., PORCHER, C.C., MASQUELIN, H. U–Pb SHRIMP ages for the Cerro Bori Orthogneisses, Dom Feliciano Belt in Uruguay: Evidences of a ~800 Ma magmatic and ~650 Ma metamorphic

- event. **Precambrian Research**, v.185, p.149-163, 2011.
- MASQUELIN, HENRI ; FERNANDES, LUIS A. D'AVILA ; LENZ, CRISTINE ; PORCHER, CARLA C. ; MCNAUGHTON, NEAL J. The Cerro Olivo Complex: a pre-collisional Neoproterozoic magmatic arc in Eastern Uruguay. **International Geology Review**, v. 1, p. 1-23, 2011.
- MEZGER, K., KROGSTAD, E.J. Interpretation of discordant U–Pb zircon ages: an evaluation. **J. Metam. Geol.**, v. 15, p. 127–140, 1997.
- MIDDLEMOST, E.A.K. **Magma and magmatic rocks**. London: Longman, 1985.
- MOLLER, A., O'BRIEN, P.J., KENNEDY, A., KRÖNER, A., 2002. Polyphase zircon in ultrahigh-temperature granulites (Rogaland SW Norway): constraints for Pb diffusion in zircon. **J. Metam. Geol.** v. 20, p. 727–740, 2002.
- OYHANTÇABAL, P., SIEGESMUND, S., WEMMER, K., FREI, R., LAYER, P., 2009. Geochronological constraints on the evolution of the southern Dom Feliciano Belt (Uruguay). **Journal of the Geological Society of London** v. 166, p. 1–11, 2009.
- PECCERILLO, A. & TAYLOR, S. R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 58, p. 63–81, 1976.
- RUBATTO, D. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. **Chemical Geology**, v. 184, p. 123–138, 2002.
- RUMBLE, D., LIOU, J.G., JAHN, B.M. Continental Crust Subduction and Ultrahigh Pressure Metamorphism. In: Rudnick, R. L. (Ed.), **The Crust**. Vol. 3, Treatise on Geochemistry (Eds. H. D. Holland and K.K. Turekian), Elsevier-Pergamon, Oxford, p. 293–320, 2005.
- RUDNICK, R.L., Restites, Eu anomalies, and the lower continental crust. **Geochim. Cosmochim. Acta**, v. 56, p. 963-970, 1992.
- SCHALTEGGER, U., FANNING, C.M., GUNTHER, D., MAURIN, J.C., SCHULMANN, K., GEBAUER, D. Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical studies. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 134, p. 186–201, 1999.
- SMITH, J.B., BARLEY, M.E., GROVES, D.I., KRAPEZ, B., MCNAUGHTON, N.J., BICKLE, M.J. AND CHAPMAN, H.J. The Scholl shear zone, West Pilbara : evidence for a terrane boundary structure from integrated tectonic analyses, SHRIMP U-Pb dating and isotopic and geochemical data of granitoids. **Precambrian Research**, v. 88, p. 143-171, 1998.
- SUN, S.S. AND MCDONOUGH, W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), **Magmatism in the Ocean Basins**. Geological Society, v. 42 p. 313/345, 1989.
- RAMOS, V.A. Late Proterozoic–early Paleozoic of South America—a collisional history. **Episodes**, v. 11, p.168–174, 1988.
- SÁNCHEZ-BETTUCCI, L., COSARINSKY, M., RAMOS, V.A. Tectonic setting of the Late Proterozoic Lavalleja Group (Dom Feliciano Belt), Uruguay. **Gondwana Research**, v. 4, p. 395–407, 2001.
- SÁNCHEZ-BETTUCCI, L., PEEL, E., MASQUELIN, H. The Neoproterozoic tectonic synthesis of Uruguay. **International Geology Review**, v.52, n.1, p. 51-78, 2010.
- SANTOS, J.O., HARTMANN, L.A., BOSSI, J., CAMPAL, N., SCHIPILOV, A., PIÑEIRO, MCNAUGHTON, N.J. Duration of the Trans-Amazonian Cycle and its correlation within South America based on U–Pb SHRIMP geochronology of the La Plata craton, Uruguay. **International Geology Review**, v. 45, p. 27–48, 2003.
- SHAND, S. J. **Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite**. New York: John Wiley & Sons, 1943.
- WATSON, E.B., HARRISON, T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. **Earth and Planetary Science Letters**, v.64,p. 295–304, 1983.
- WATSON, E.B., LIANG, Y. A simple model for sector zoning in slowly grown crystals: implications for growth rate and lattice diffusion, with emphasis on accessory minerals in crustal rocks. **American Mineralogist**, v. 80, p. 1179–1187, 1995.