PETROLOGIA DOS GRANITÓIDES SINTECTÔNICOS À ZONA DE CISALHAMENTO TRANSCORRENTE DORSAL DE CANGUÇU, ENCRUZILHADA DO SUL, RS

EDINEI KOESTER¹, ARI ROISENBERG², LUIS A.D. FERNANDES², ENIO SOLIANI JÚNIOR²,
LAURO V.S. NARDI² & GUSTAVO KRAEMER³

ABSTRACT *SYNTECTONIC GRANITOIDS TO THE DORSAL DE CANGUÇU TRANSCURRENT SHEAR ZONE, ENCRUZILHADA DO SUL REGION, RS, BRASIL: PETROLOGY* The Quitéria, Arroio Francisquinho and Cordilheira metagranites are syntectonic intrusions in the Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone. The Quitéria metagranite shows an I-type signature taking into account its mineralogy, type of enclaves and chemistry, although the initial isotope ratios ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.716$), negative ϵ_{Nd} values, lower Zr and V contents suggest a mixed origin involving crustal and mantle derived materials in its generation. Field data, petrographic, geochemical and numerical modelling evidence indicate the AFC process as the dominant mechanism during the evolution of this granitoid. The parental magma is represented by microdioritic enclaves, but crustal assimilation of host rocks of calc-alkaline orthogneisses and subordinately paragneisses contributed to the hybrid genesis for these rocks. The emplacement of leucogranites of the Cordilheira Granitic Suite represents the late magmatism syntectonic to this shear zone. These rocks have a similar S-type signature as demonstrated by their mineralogical and chemical compositions, with high SiO_2 , normative corindon (> 2 %) and high initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope ratios and strong ϵ_{Nd} negative values. This indicates crustal melt as the dominant mechanism in the evolution of this suite. On the other hand, field relations, enclave typology, petrologic and chemical characteristics of these rocks do not indicate an S-type source for these peraluminous rocks. Dominant melting of crustal orthogneisses with xenoliths of metasedimentary rocks may explain their origin.

Keywords: shear zone, syntectonic granitoids, petrology

RESUMO Os granitóides sintectônicos à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu foram avaliadas sob ponto de vista petrológico. O metagranito Quitéria apresenta uma assinatura de granitóides do tipo-I, evidenciada a partir de suas características de campo, petrográficas, químicas e modelagens numéricas. A participação de material crustal é marcada pelos elevados razões iniciais de isótopos de Sr, valores negativos de ϵ_{Nd} e baixos conteúdos de Zr e V, e assim, uma fonte mista, envolvendo material do manto e crustal, originada a partir de um mecanismo de assimilação com concomitante cristalização fracionada é sugerido para a evolução magmática dessa rocha. A componente mantélica está representada por enclaves máficos microgranulares enquanto a componente crustal, ortogneisses e subordinadamente metassedimentos. Os leucogranitos peraluminosos, o metagranito Arroio Francisquinho e metagranito Cordilheira, tem características de granitos do "tipo-S", demonstrado por sua mineralogia e química (alto SiO_2 , corindon normativo > 2%), elevadas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e valores negativos de ϵ_{Nd} . Por outro lado, relações de campo, tipologia dos enclaves e características químicas e petrológicas sugerem que essas rochas representam um magmatismo com derivação crustal, porém, a partir de fusões de crosta ortognéssica com xenólitos de rochas metassedimentares.

Palavras-chave: Zona de cisalhamento, granitóides sintectônicos, petrologia

INTRODUÇÃO Diversos processos têm sido propostos como responsáveis pela diferenciação de magmas, sendo os principais: (i) a cristalização fracionada; (ii) a fusão parcial; (iii) a mistura de magmas e a (iv) cristalização concomitante com assimilação (Cox *et al.* 1979, Hall 1987, Wilson 1993). A imiscibilidade de líquidos em larga escala é um processo de diferenciação magmática reconhecido em granitóides (Roedder 1979, Ferreira *et al.* 1994), porém, de importância restrita quando comparado aos acima citados, não sendo abordado na presente discussão.

A atuação de cada processo magmático pode ser avaliada mediante diagramas binários de variação de elementos, ou razões de elementos, gerando *trends* com configurações específicas que representam um determinado mecanismo de diferenciação (Caskie 1984, Cocherie 1986), também conhecidos por espaços identificadores (Vieira Jr. 1990a, b). Desta forma, diagramas de elementos traço com Kd semelhantes (e.g. La x Ce e Yb x Lu), em um processo de fusão parcial ou cristalização fracionada, tendem a configurar retas que passam pela origem, uma vez que a razão entre os elementos seria constante durante a evolução de um magma. No caso da mistura de magmas, esses diagramas configurariam retas que não passam pela origem, uma vez que as razões entre os materiais distintos seriam diferentes. No caso de diagramas de razões de elementos (e.g. X/Y x X/V), onde Y e V tem Kd diferentes e X similar a V, na cristalização fracionada em equilíbrio teríamos um conjunto de pontos definindo uma reta, enquanto em na fusão parcial fracionada (*fractional melting*) configurar-se-ia uma curva.

O processo magmático, além de sugerido pela geração de *trends* com características próprias em diagramas específicos, pode ser reconhecido com base na solução de funções matemáticas. Um exemplo é a obtenção de equações lineares pelo método de balanço de massa (Hofmann & Feigenson 1983, Vieira Jr. 1990a,b).

Para quantificar o mecanismo mais adequado à diferenciação dos magmas, genética e espacialmente relacionados à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, são discutidos a seguir diversos aspectos petrológicos dos granitóides sintectônicos a essa zona de cisalhamento, utilizando dados da literatura bem como os apresentados por Koester *et al.* (2001a). Essa discussão, auxiliada por modelamentos numéricos (vide apêndice) permite sugerir um modelo petrológico evolutivo para esses granitóides.

MECANISMOS DE DIFERENCIAÇÃO MAGMÁTICA NO METAGRANITO QUITÉRIA O magmatismo sintectônico mais antigo reconhecido na Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu está representado pelo metagranito Quitéria (Koester *et al.* 2001a).

A fusão crustal é um dos processos comumente postulados na literatura (e.g. Roberts & Clemens 1993) para a formação de granitóides cálcio-alcalinos alto-potássio do tipo I, com composições máficas a intermediárias cálcio-alcalinas a cálcio-alcalinas alto-potássio. Esses seriam derivados da fusão parcial de crosta ígnea metamorfizada e hidratada. Segundo esses trabalhos, os protólitos mais apropriados para gerar esse tipo de magma seriam andesitos e andesitos basálticos.

No metagranito Quitéria, os enclaves microdioríticos poderiam representar os protólitos, como sugerido por Roberts & Clemens (1993), uma vez que apresentam composições compatíveis. Porém, não sofrendo intercâmbio seletivo de elementos contidos no magma hospedeiro, e se os enclaves representassem uma fração de material crustal não fundido, as análises químicas dos mesmos posicionar-se-iam ao longo de *trends* contínuos com o do metagranito Quitéria. Observa-se que em diagramas binários, tendo a SiO_2 como índice de diferenciação, Al_2O_3 , Sr, Ba e V representam *trends* distintos dos apresentados pelo metagranito Quitéria (Fig. 1), inviabilizando a interpretação de que os

1 - Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, CEP – 90509-900, Porto Alegre, RS, Brasil, (koester@vortex.ufrgs.br);

2 - Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, CEP – 90509-900, Porto Alegre, RS, Brasil;

3 - Mestre em Geociências - Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

enclaves microdioríticos representassem o material fundido (protólito) para a geração desse magmatismo.

Outra possibilidade sugerida pelos dados de campo é a de que os enclaves e megaenclaves de ortognaisses, por vezes xenólitos de paragnaisses, poderiam representar o protólito. No entanto, esses ortognaisses apresentam valores médios de SiO_2 de 65,23 % ($n = 4$), com o mínimo em 63,61 % (Mesquita 1991), enquanto que um valor médio de 68,93 % ($n = 3$) e mínimo de 67,73 % foi obtido por UFRGS (1992). Por sua vez, o metagranito Quitéria apresenta valores médios da ordem de 67,30 % ($n = 28$) e mínimo de 64,18 %. Apesar dos poucos dados litoquímicos das rochas encaixantes, a fusão destas rochas não poderia representar o protólito para a geração do metagranito Quitéria, uma vez que os teores de SiO_2 nas rochas geradas por fusão tenderiam a ser relativamente mais elevados do que no protólito.

Outras evidências geoquímicas depõem contra o predomínio da fusão crustal na geração do metagranito Quitéria. Os padrões de ETR do metagranito Quitéria, similares aos de granitos cálcio-alcálicos, bem como os altos teores desses elementos (166 ppm, em média), não são próprios de granitos gerados por fusão crustal. Além disso, a configuração de *trends* curvos em diagramas $\log \text{Sr} \times \log \text{CaO}$, $\log \text{Na}_2\text{O} \times \log \text{Ba}$ (Fig. 2, ajuste das curvas visual) não pode ser explicada a partir da fusão crustal, uma vez que esta, caso tenha sido o dominante na evolução desta unidade, produziria *trends* lineares, refletindo uma extração contínua a partir do resíduo, com enriquecimento no líquido final. No diagrama $\text{V} \times \text{Zr}$ (Fig. 3), pode-se observar que os mesmos configuram retas (ajuste visual) e não hipérboles.

Para verificar a possibilidade de atuação da fusão crustal na geração do metagranito Quitéria, foram realizadas modelagens experimentais, por meio de equações lineares. As fases minerais residuais utilizadas foram o feldspato alcalino e a biotita (Koester *et al.* 2001a, Tab. 1, análises 3 e 11, respectivamente) e o plagioclásio, por seus membros finais (Ab-An, Stormer & Nicholls 1979).

Como rochas potencialmente favoráveis para representar o material fundido na geração do metagranito Quitéria, foram testadas diferentes possibilidades: (i) rochas encaixantes dos granitóides sintectônicos da região (média da composição química das amostras do Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos, Mesquita 1991; média das análises do Gnaiss Caixão, UFRGS 1992); (ii) enclaves microdioríticos e xenólitos de rochas encaixantes presentes no metagranito Quitéria (Koester *et al.* 2001a, Tab. 4, análises 13 e 15, respectivamente); (iii) composições médias de crosta inferior e crosta total (Taylor & MacLennan 1985); (iv) granulitos do Lewisian (Taylor & MacLennan 1985) e do Escudo Sul-rio-grandense (Hartmann 1988, Complexo Granulítico Santa Maria Chico, amostra 15) e (v) andesito-basaltos (Wilson 1989). A composição do metagranito Quitéria utilizada para os cálculos foi a representada pela sua média (Koester *et al.* 2001a, Tab. 4, análise 12).

Para todas as composições citadas, foram elaborados sistemas de equações, envolvendo cinco variáveis. Os óxidos empregados nesse sistema matemático foram: SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , Na_2O e CaO . Nenhum dos sistemas numéricos testados, apresentou resultados satisfatórios, uma vez que a resolução dos mesmos apresenta valores negativos, sistematicamente no feldspato alcalino, e por vezes, na albita e biotita. Desta forma, foram elaboradas novas equações, substituindo-se o MgO pelo K_2O . Com essas alterações, novamente valores negativos foram obtidos.

Assim, com base nas interpretações indiretas e nos resultados quantitativos, é sugerido que a fusão crustal dos protólitos escolhidos não foi dominante na geração e evolução do metagranito Quitéria.

A cristalização fracionada na diferenciação do metagranito Quitéria é sugerida por: variação nos teores de SiO_2 de 64 a 71 %, os padrões de ETR similares, cristalização precoce de fases máficas, por vezes, como inclusões em feldspatos, *trends* negativos de Rb ou Sr x SiO_2 demonstrando a importância do fracionamento de plagioclásio. No entanto, esse mecanismo de forma isolada não é capaz de explicar outras características petrológicas desse granitóide, como por exemplo a razão inicial de Sr de 0,716 e os valores negativos de ϵ_{Nd} (-7,5).

Diferentes espaços identificadores (Vieira Jr. 1990a,b), diagramas binários de elementos maiores versus elementos traço, plotados em escala logarítmica, produziram retas se a cristalização fracionada fosse

operante. Porém, conforme já demonstrado (Fig. 2), curvas com inflexões são obtidas, sugerindo que esse não foi o processo dominante.

Diagramas Ce x La, Er x Yb ou Lu x Yb representariam pares de elementos com coeficiente de distribuição similares, sendo apropriadas para testar-se a possibilidade de que a cristalização fracionada foi efetiva na evolução de um granitóide, pois nesse caso interceptariam a origem do diagrama. No metagranito Quitéria, as relações destes elementos são variáveis, com diagramas apresentando pequenas variações em relação a origem (e.g. Ce x La, Er x Yb), ou variações consideráveis (e.g. Lu x Yb), conforme apresentado na Figura 4 (retas ajustadas a partir de regressão linear).

A cristalização fracionada foi modelada numericamente para testar duas interpretações. A primeira, para verificar a hipótese dos enclaves microdioríticos representarem o magma progenitor do metagranito Quitéria, com uma evolução marcada por cristalização fracionada. A segunda objetiva verificar a eficácia da cristalização fracionada na diferenciação do metagranito Quitéria.

A interpretação de que os enclaves microdioríticos representariam magmas menos diferenciados, relacionados geneticamente ao metagranito Quitéria por cristalização fracionada, foi testada utilizando-se um sistema de equações com cinco variáveis, com os seguintes óxidos: SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , Na_2O e CaO . Os minerais fracionados são representados por feldspato alcalino, biotita (Koester *et al.* 2001a, Tab. 1, análises 4 e 13, respectivamente) e plagioclásio (membros finais Ab e An, Stormer & Nicholls 1979).

Para testar-se a primeira hipótese, assumiu-se que os enclaves microdioríticos presentes no metagranito Quitéria (Koester *et al.* 2001a, Tab. 4, análise 13) e andesito-basaltos (Wilson 1989), são representantes do magma progenitor, enquanto que o magma menos e mais diferenciado e a média do metagranito Quitéria foram utilizados como amostras representativas para essa evolução (Koester *et al.* 2001a, Tab. 4, análises 1, 11 e 12, respectivamente).

Os resultados obtidos para essas equações, apresentam valores negativos, demonstrando que os materiais testados como magmas mantélicos não podem ser interpretados como magmas parentais do metagranito Quitéria, mesmo que diferenciados por cristalização fracionada.

Para avaliar a exequibilidade da cristalização fracionada na evolução dos líquidos constituintes do metagranito Quitéria, cujos teores de SiO_2 variam de 64 a 71 %, diferentes modelamentos foram formulados. A primeira considera uma cristalização em duas etapas (64 a 67 e 67 a 71 % de SiO_2) e a segunda em uma única etapa (64 a 71 % de SiO_2).

No modelamento em dois estágios, o primeiro foi realizado partindo-se de uma amostra menos diferenciada, com 64 % de SiO_2 até outra com 67 % de SiO_2 , representada pela média das análises do metagranito Quitéria. O segundo estágio foi calculado utilizando-se a amostra com 67 % de SiO_2 e a amostra mais diferenciada do metagranito Quitéria, com 71 % de SiO_2 .

A biotita teve sua composição alterada entre o estágio 1 e o estágio 2 (Koester *et al.* 2001a, Tab. 1, análise 12) para que representasse de forma mais realista a evolução mineralógica do sistema, enquanto que as demais fases permaneceram constantes.

A equação matemática utilizada foi representada por cinco variáveis, tendo os seguintes óxidos: SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO e Na_2O . A resolução dessas equações foi insatisfatória, pois os mesmos apresentaram valores negativos. Novas equações foram então formuladas, adicionando-se duas fases minerais acessórias ao sistema numérico, a apatita e o esfeno, e dois óxidos, K_2O e TiO_2 . Da mesma maneira, as equações apresentaram resultados negativos, demonstrando que esse processo é inadequado para explicar a evolução do metagranito Quitéria.

Na segunda tentativa de modelagem, considerando-se apenas um único estágio, foram elaboradas equações a partir da amostra menos diferenciada, com 64 de SiO_2 , até a mais diferenciada com 71 % de SiO_2 . Os minerais utilizados foram a biotita, o feldspato alcalino (Koester *et al.* 2001a, Tab. 1, análises 11 e 3, respectivamente), o plagioclásio representado por suas composições puras (Ab, An), apatita (Stormer & Nicholls 1979) e titanita (Gomes 1990). A equação

matemática foi elaborada com 7 óxidos, SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O e TiO_2 . A resolução desse sistema de equações fornece, igualmente, resultados negativos.

Modificações nessa equação foram implementadas, eliminando-se o TiO_2 e o K_2O , bem como a titanita e a apatita. Os resultados fornecidos por essa equação, com valores positivos e um somatório próximo da unidade, sugerem que o metagranito Quitéria evoluiu por cristalização fracionada, segundo uma taxa relativamente elevada, de 38 %.

Com a modelagem dos elementos maiores sugerindo a atuação da cristalização fracionada, sua comprovação foi testada com base nos elementos traço. Os elementos testados foram o Ba, Sr e o Rb com coeficientes de partição, apresentados no apêndice, de Tindle & Pearce (1981) e o Zr com coeficientes de Nash & Crecraft (1985). O Ba e o Sr mostram um comportamento de elementos compatíveis, enquanto que o Rb e o Zr, incompatíveis. Utilizando-se a equação da cristalização fracionada para elementos traço incompatíveis (Cox *et al.* 1979, Vieira Jr. 1990a), o Rb forneceu um erro de 5 % e o Zr um erro de 61 %, entre o valor calculado e o observado pelas suas análises químicas.

As evidências discutidas acima são indiretas, e podem ser indicativas da participação do mecanismo de cristalização fracionada na diferenciação do metagranito Quitéria, interagindo, no entanto, com um outro processo.

A mistura de magmas pode ser caracterizada a partir de espaços identificadores, onde esse processo configura *trends* curvos em diagramas de elemento maior contra elementos traço, quando plotados em escala logarítmica, refletindo a presença de dois membros com composições diferentes. Para diagramas de variação binários de dois elementos com Kd similares, a mistura de magmas seria representada por retas que não interceptam a origem, devido a presença de dois ou mais materiais com composições distintas (Vieira Jr. 1990a,b). Na evolução magmática do metagranito Quitéria esse processo pode ser inferido a partir de diagrama binários de elementos com Kd similares (e.g. Lu x Yb, Fig. 4).

Estudos detalhados de mistura de fases (Rottura *et al.* 1992) sugerem que um mecanismo de mistura de dois componentes com diferentes razões de Rb/Sr geram hipérboles em diagramas binários. No caso do metagranito Quitéria, esses diagramas configuram curvas, sugerindo a participação de dois componentes, com quimismos distintos, na evolução do metagranito Quitéria (Fig. 5, curvas com ajuste visual).

Reforçando a participação da mistura de duas fases distintas na evolução do metagranito Quitéria, a presença de xenocrístais de feldspato alcalino, quartzo e plagioclásio dentro de enclaves microdioríticos desse granitóide, pode ser interpretada como característica de hibridização de dois magmas distintos, resultado da interação mecânica (Cantagrel *et al.* 1984, Smillie 1992).

As análises dos enclaves máficos, apesar de não representarem o magma diorítico original, mas sim um termo híbrido, sugerem que a mistura de magmas não influenciou significativamente a diferenciação, como mostram os diagramas de variação de SiO_2 em relação a Al_2O_3 , Sr, Ba e V (Fig. 1). Os enclaves máficos, se cogenéticos, tenderiam a posicionar-se dentro do *trend* de evolução das rochas encaixantes, representando os membros empobrecidos em SiO_2 desses *trends* (Vernon *et al.* 1988). Como isso não ocorre, a interpretação de que esses enclaves representem porções do magma básico que não foram atingidas pela hibridização não pode ser aventada, ou os mesmos configuram sistemas que não atingiram o equilíbrio. Esta última hipótese é corroborada pela presença de xenocrístais.

A mistura de fases foi modelada numericamente, utilizando-se sistemas de equações, para a demonstração de sua eficácia ou não dentro da evolução do metagranito Quitéria. As fases minerais utilizadas como resultantes dessa mistura foram a biotita, K-feldspato (Koester *et al.* 2001a, Tab. 1, análises 11 e 3, respectivamente) e o plagioclásio, por meio de suas composições finais.

A mistura de fases foi testada supondo-se que os enclaves microdioríticos presentes no metagranito Quitéria representassem uma dessas fases (Koester *et al.* 2001a, Tab. 4, análise 13), enquanto que a outra fase estaria representada por rochas mais diferenciadas do metagranito Quitéria (Koester *et al.* 2001a, Tab. 4, análise 11), ou por rochas encaixantes representadas por ortognaisses (Mesquita 1991,

média dos ortognaisses).

Equações numéricas, compostas por cinco variáveis, utilizando-se os seguintes óxidos: SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO e K_2O , foram construídas para o metagranito Quitéria. Os resultados obtidos nessa modelagem apresentaram valores negativos, caracterizando a inadequação desse mecanismo como processo magmático operante. Desse modo, sugere-se que a mistura de magmas, apesar de ocorrer localizadamente, como indicado por algumas feições mesoscópicas, não foi o mecanismo dominante na evolução do metagranito Quitéria.

Por outro lado, a mistura de fases, onde assimilação e cristalização fracionada (AFC) ocorrem concomitantemente apresenta evidências de sua participação na evolução do metagranito Quitéria.

Segundo Huppert & Sparks (1985), diferentes mecanismos podem ocasionar este processo de AFC: (i) fusão concomitante de rochas mantélicas e crustais; (ii) contaminação de uma câmara magmática por rochas encaixantes e (iii) as rochas encaixantes são englobadas pelo magma e fundidas totalmente (*bulk assimilation*).

No caso específico do metagranito Quitéria, evidências como a inversão do sentido de fluxo magmático entre as bordas das áreas mapeadas desse granitóide, sugerem que esses granitos representem magmas injetados em condutos com largura de cerca de 2 quilômetros, podendo-se deduzir a predominância do fluxo turbulento, evidenciado também pelas feições de fluxo magmático (Koester *et al.* 2001a). A sugestão de um fluxo turbulento no conduto magmático, em detrimento de um fluxo laminar, favorece a hipótese de assimilação de rochas encaixantes, uma vez que o fluxo turbulento propicia uma maior interação térmica com a rocha hospedeira.

Dois principais mecanismos de contaminação são apresentados na literatura, onde pequenas diferenças entre os mesmos podem ser consideradas (Cox *et al.* 1979, Wilson 1989). O primeiro seria um processo onde há cristalização fracionada e concomitante contaminação do magma progenitor por rochas encaixantes, enquanto, de acordo com o segundo processo, haveria inicialmente a cristalização fracionada de um magma, com posterior ascensão do mesmo na crosta, quando, então, ocorreria a contaminação com material crustal. Apesar das semelhanças, diferenças geoquímicas podem ser detectadas.

Uma das características diagnósticas do primeiro mecanismo, seria a presença de correlações positivas entre índices de diferenciação e razões de elementos traço com Kd semelhantes ou mesmo razões de isótopos, uma vez que as características químicas do material incorporado ao magma precoce representaria a componente crustal, com composição distinta. Já no segundo processo, os magmas mais primitivos não apresentariam características geoquímicas de assimilação da componente crustal. Somente os produtos mais tardios mostram essa assinatura crustal, que é evidenciada por inflexões nas correlações de razões de elementos traço ou isotópicas.

Os efeitos da contaminação crustal devem afetar de forma significativa a composição isotópica e a concentração dos elementos traço, uma vez que dois magmas contrastantes em geral apresentam composições diferentes e, por consequência, um quimismo distinto. Wilson (1989) sugere que, para avaliar a atuação do primeiro processo, correlações positivas seriam obtidas em diagramas binários, com a utilização de um índice de diferenciação (e.g. SiO_2 , $\text{Fe/Fe} + \text{Mg}$) contra razões de elementos traço ou isotópicas (La/Ce , Lu/Yb , $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$). A obtenção de *trends* com correlações positivas nesses diagramas (Fig. 6), sugere a efetividade do processo, para o metagranito Quitéria, com a concomitante cristalização e assimilação desde os estágios iniciais de diferenciação.

A concomitância entre assimilação e cristalização fracionada como processo responsável pela diferenciação magmática do metagranito Quitéria foi testada, a partir do método de balanço de massa com equações lineares. Para a modelagem do processo de AFC, as fases minerais selecionadas são a biotita, o feldspato alcalino (Koester *et al.* 2001a, Tab. 4, análises 11 e 3, respectivamente), o plagioclásio (Ab e Ab) e a apatita (Stormer & Nicholls 1979) e a titanita (Gomes 1990).

No modelamento, o material assimilado foi representado pelos enclaves microdioríticos (Koester *et al.* 2001a, Tab. 4, análise 13), presentes no metagranito Quitéria ou por andesitos-basaltos (Wilson 1989). O metagranito Quitéria participou com os termos de sua composição mais ácida (Koester *et al.* 2001a, Tab. 4, análise 11), enquanto que o material assimilado foi representado pelos ortognaisses encaixantes (média dos ortognaisses, Mesquita 1991).

Foram elaborados diferentes sistemas de equações com seis variá-

veis, tendo os seguintes óxidos: SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O e TiO_2 . Nenhum dos sistemas numéricos apresentou resultados satisfatórios, uma vez que valores negativos foram obtidos sistematicamente para o feldspato alcalino. Por sua vez, algumas equações não apresentaram valores negativos para material assimilado, premissa básica para a exequibilidade do processo de AFC (Vieira Jr. 1990a).

Novos sistemas de equações, adicionando-se a apatita e a titanita, como fases minerais, e o K_2O e o P_2O_5 como óxidos, foram elaborados. Novamente os resultados obtidos apresentaram valores negativos, com exceção da equação envolvendo a assimilação pelo material mantélico representado por enclaves microdioríticos, dos Gnaisses Caixão. Nesta equação, os valores sugerem a atuação desse mecanismo na evolução do metagranito Quitéria, com o somatório dos resultados próximos da unidade, um valor negativo somente para o material assimilado, e uma taxa de 60 % de assimilação em relação a cristalização.

Para confirmar esse mecanismo, foi realizada a modelagem com os elementos traço, Ba, Sr, Rb e Zr. Os valores do coeficiente de distribuição global, para o Ba e o Sr sugerem que esses sejam elementos incompatíveis e o Rb e o Zr compatíveis. Utilizando-se a equação do modelo de AFC (Wilson 1989, Vieira Jr. 1990b), o Rb apresenta um

Figura 1 - Diagramas de variação $\text{SiO}_2 \times \text{Al}_2\text{O}_3$ e $\text{SiO}_2 \times \text{V}$, evidenciando trends distintos para o metagranito Quitéria () e os enclaves microdioríticos (o).

Figura 2 - Diagramas log-log de elementos maiores contra elementos traço para o metagranito Quitéria, evidenciando padrões curvos.

Figura 3 - Diagrama de elemento traço contra elemento traço para o metagranito Quitéria, evidenciando um trend retilíneo.

Figura 4 - Diagramas de variação de elementos traço contra elementos traço com Kd semelhantes, para o metagranito Quitéria. (Retas representam a regressão linear dos pontos).

erro de 11 % e o Zr de 55 % em relação ao valor observado e o calculado.

A partir da análise de dados de campo e petrológicos, sugere-se que o processo de AFC foi o responsável pela diferenciação magmática do metagranito Quitéria, apesar dos modelos matemáticos formulados não confirmarem sua atuação ou a interação com outros processos e/ou fontes.

Enclaves microdioríticos no metagranito Quitéria As principais interpretações para os enclaves microdioríticos são: i) restitos (Chappel & White 1991), ii) autólitos (Didier 1987), iii) xenólitos (Bédard 1993) ou, iv) “bolhas” de magmas de derivação mantélica (Vernon 1983).

A hipótese de que esses enclaves constituam restitos pode ser refutada, uma vez que os mesmos não apresentam texturas metamórficas e minerais resistatos, esperados se os enclaves representassem restos de fusão. A textura e a associação mineral são, no entanto, vistas como originadas a partir da cristalização de um magma, de acordo com a interpretação de microestruturas semelhantes realizadas por Vernon (1983) e por Vernon *et al.* (1988).

Embora as três outras interpretações genéticas para os enclaves sejam típicas de regimes de cristalização de magmas, é possível distinguir-se entre as mesmas com base em critérios como aspectos de campo e geoquímicos.

No caso dos enclaves microdioríticos do metagranito Quitéria, pode-se descartar a possibilidade de tratarem-se de autólitos, em vista da interpretação dos diagramas binários de variação (e.g. $\text{SiO}_2 \times \text{Al}_2\text{O}_3$, Ba), onde, estes enclaves não representam termos menos diferenciados do metagranito Quitéria.

A hipótese de que estes enclaves representem xenólitos de rochas encaixantes não é favorecida em função da ausência de rochas encaixantes com composições dioríticas.

A interpretação dos enclaves microdioríticos no metagranito Quitéria como bolhas de magmas de derivação mantélica é a que apresenta o menor número de restrições. Esses enclaves tem uma assinatura

Figura 5 - Diagramas de razão de elementos (Rb/Sr) contra concentração de elemento (Sr) e o recíproco para o metagranito Quitéria.

Figura 6 - Diagrama SiO₂ contra Lu/Yb para o metagranito Quitéria, evidenciando um trend disperso com correlação positiva.

geoquímica mantélica (e.g. teores altos de V e Zr), características texturais semelhante a outros enclaves interpretados como bolhas de magmas (e.g. textura oclar) e evidências mineralógicas sugerindo sua origem a partir da cristalização de um magma (e.g. presença de xenocristais).

A presença de magmatismo básico de origem mantélica é essencial para a geração de magmas ácidos por fusão de rochas crustais (Hupert & Sparks 1988). Este material básico é sugerido por vários autores (e.g. Didier 1987) como magma progenitor desses enclaves de composições máficas.

As evidências petrológicas desses enclaves microdioríticos que ocorrem no metagranito Quitéria, são sugestivas de que os mesmos representam bolhas de magmas de derivação mantélica que não sofreram uma hibridização completa com material crustal.

Evolução petrológica do metagranito Quitéria As duas principais origens sugeridas para granitóides cálcio-alcalinos alto potássio são: i) uma origem mista entre crosta e manto (Barbarin 1987) e ii) uma origem puramente crustal (Roberts & Clemens 1993). A presença ou não de material mantélico na geração de granitóides pode ser inferida com base em alguns aspectos de campo, petrográficos e químicos. O metagranito Quitéria, apresentando *range* de sílica amplo (64 a 71 %), composições variáveis de tonalitos a monzogranitos, feições de campo como enclaves microdioríticos, pode ser interpretado como uma rocha onde a participação do manto em sua gênese foi efetiva. Conforme as características sugeridas por Hutton e Reavy (1992) os granitóides associados à zonas de cisalhamento com componente mantélico apresentariam *range* de sílica amplo, composições das ro-

chas variando de biotita/hornblenda granito a diorito e feições de campo indicativas da participação de material mantélico em sua geração (e.g. diques e enclaves máficos). Já os granitos associados à zonas de cisalhamento que não apresentam uma contribuição mantélica significativa, tem distribuição de sílica restrita, composicionalmente as rochas dominantes seriam granitos com duas micas e caracterizam-se por não apresentarem associados diques e enclaves de rochas máficas.

A presença de enclaves microdioríticos evidenciam a presença de material basáltico mantélico associado espacialmente e geneticamente, contribuindo não apenas como fonte de calor, mas também interagindo com rochas da crosta, produzindo o metagranito Quitéria. Algumas características dessa interação manto/crosta, são verificados quando alguns elementos, como V e Zr, são analisados. Rochas de derivação mantélica apresentam teores de V mais elevados do que rochas de origem exclusivamente crustal. Os enclaves microdioríticos, que ocorrem no metagranito Quitéria, apresentam teores médios de V de 101 ppm, para um teor de SiO₂ de 61.87 % (n = 7). No metagranito Quitéria as análises de V apresentam um valor médio de 34 ppm (n = 28), para um teor de SiO₂ de 67 %. Esses valores mais elevados de V nos enclaves, são compatíveis com uma origem mantélica dos mesmos, e sugerem que, na geração do metagranito Quitéria a acreção de material crustal foi a responsável pelo empobrecimento em V.

Os elevados teores de Zr, com média (n = 28) de 166 ppm, refletem igualmente a contribuição de material mantélico na geração do metagranito Quitéria, uma vez que granitos gerados por fusão crustal são empobrecidos neste elemento. Como exemplo, temos as rochas leucograníticas peraluminosas estudadas por Clarke *et al.* (1993), com teores máximos de Zr de 76 ppm.

Os teores médios de K₂O e CaO, para o metagranito Quitéria, são respectivamente, 3,41 e 2,50 %, com uma razão K₂O/CaO de 1,36, sugerindo uma componente crustal dominante neste magmatismo, a partir da proposta de Barbarin (1987). Nela, granitos cálcio-alcalinos alto-potássio teriam uma maior contribuição mantélica quando enriquecidos em CaO em relação ao K₂O, enquanto que os granitos com maior contribuição crustal apresentariam teores mais elevados de K₂O em relação ao CaO.

A caracterização do material assimilado, pode ser inferida com base em aspectos de campo. A ocorrência de xenólitos de rochas encaixantes, paragneisses e principalmente ortogneisses, poderiam representar remanescentes desse material fundido.

Para uma origem puramente crustal, Roberts & Clemens (1993) sugerem que os protólitos mais favoráveis para a geração de rochas cálcio-alcalinas alto-potássio, são representados por andesitos basálticos e andesitos cálcio-alcalinos normais a alto-potássio. A caracterização do metagranito Quitéria como um granito cuja participação crustal foi dominante sobre a mantélica, permite uma extrapolação com os resultados de modelos experimentais de fusão apresentados pelos autores. O diagrama SiO₂ x K₂O apresentado por Roberts & Clemens (1993) mostra diferentes materiais que podem representar os protólitos de rochas cálcio-alcalinas alto-potássio. O metagranito Quitéria, quando plotado nesse diagrama sobrepõem-se ao campo gerado por fusões de tonalitos (Fig. 7). A presença de rochas encaixantes com composições tonalíticas (ortogneisses do Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos, Fernandes *et al.* 1995) sugerem que a fusão de rochas com composições tonalíticas pode ter sido a componente crustal dominante na evolução desse magmatismo.

MECANISMOS DE DIFERENCIAÇÃO MAGMÁTICA NA SUÍTE GRANÍTICA CORDILHEIRA

O magmatismo leucogranítico peraluminoso gerado na Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu está representado pela Suíte Granítica Cordilheira (Koester *et al.* 2001a).

A ocorrência de mistura de magmas na geração dos principais leucogranitos da Suíte Granítica Cordilheira não é corroborada pelos dados observados em campo, uma vez que não existem registros desta interação, como enclaves máficos, que poderiam representar um dos membros misturados.

Também não existem evidências para a atuação da cristalização fracionada na evolução da Suíte Granítica Cordilheira. Os padrões de ETR (Koester *et al.* 2001a) são marcados por baixos teores e, em diagrama de normalização ao condritico, verifica-se a aleatoriedade dos *trends*, discrepantes daqueles gerados por cristalização fracionada,

Figura 7 – Diagrama $\text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O}$ (Roberts & Clemens 1993) com composições de fusões experimentais de rochas crustais e a comparação com o metagranito Quitéria (campo quadriculado). 1 – andesitos; 2 – tonalitos; 3 – dacitos ou grauwacas; 4 – trondhjemitos; 5 – basaltos cálcio-alcalinos e alcalinos; 6 – basaltos toleíticos.

onde a diferenciação produz padrões similares. O mecanismo de cristalização fracionada também pode ser considerado inadequado para a evolução desses litodemas, como evidenciado pelos teores de SiO_2 acima de 70 %, inviabilizando esse processo na geração de granitóides da Suíte Granítica Cordilheira.

As características de campo e petrológicas, como os padrões alcalinidade e baixos teores de ETR, (Koester *et al.* 2001a) sugerem que a fusão crustal é o mecanismo que pode explicar de modo mais coerente as diferentes características apresentadas pelo metagranito Arroio Francisquinho e metagranito Cordilheira.

A partir da utilização de diferentes espaços identificadores (Vieira Jr. 1990a), a fusão crustal pode ser caracterizada na Suíte Granítica Cordilheira, pois os metagranitóides componentes da mesma apresentam padrões paralelos a um dos eixos ou ainda dispõem-se ao redor de um ponto, quando plotados em diagramas binários de um elemento maior contra um elemento traço, como por exemplo, $\text{MgO} \times \text{Ba}$, Rb (Fig. 8, retas com ajustes visual).

Diagramas de elementos traço contra elementos traço, em escala logarítmica, quando plotados em diagramas binários, produzem hipérboles em um processo de fusão crustal (Vieira Jr. *op. cit.*). Na Suíte Granítica Cordilheira, tanto o metagranito Arroio Francisquinho, quanto o metagranito Cordilheira, apresentam padrões sugestivos da atuação desse mecanismo (e.g. $\log \text{Zr} \times \log \text{Ba}$, Rb , Fig. 9, ajuste das curvas visual).

Diagramas de elementos traço com Kd semelhantes ($\text{Ce} \times \text{La}$, $\text{Lu} \times \text{Yb}$) em um processo de fusão crustal apresentam *trends* que interceptam a origem. As amostras da Suíte Granítica Cordilheira não interceptam a origem, porém, apresentam variações mínimas (Fig. 10, ajuste das retas a partir de regressão linear), sugerindo a participação da fusão crustal na evolução dos granitóides dessa suíte.

Os elevados teores de SiO_2 , acima de 70 %, baixos teores de Zr, em média 86 ppm e os valores de V baixos, reforçam a hipótese de fusão crustal. No entanto, nesse processo, diferentes proporções de material fundido podem ser geradas a partir de dois principais modelos: (i) *batch melting* e (ii) *Rayleigh melting*. Há, ainda, variações destes modelos, onde ocorre a segregação de um líquido em conjunto com fases residuais (*unmixing restite*, Wall *et al.* 1987).

A caracterização de *trends* com grande dispersão das amostras nos diagramas $\text{SiO}_2 \times \text{Lu/Yb}$, La/Ce (Fig. 11), sugere que nem o processo de *batch melting*, nem o de *Rayleigh melting* foram dominantes na evolução dessas rochas. Para ambos processos, a razão entre elementos com Kd semelhantes, como os acima citados, permanecem constantes durante a produção de um líquido. Assim, uma possível interpretação para esta grande variação seria a presença de fases residuais associadas ao líquido.

Embora os dados de campo indiquem a existência de fases residu-

ais, representadas pelos xenólitos de gnaisses, não há evidências minerais e texturais de que os mesmos representem restitos. Algumas feições que ocorrem nesses xenólitos, como mirmequitos e sombra de pressão em porfiroclastos de feldspatos, são interpretadas como o registro de um evento metamórfico mais antigo e não foram gerados durante a fusão que originou os granitos peraluminosos conforme sugerido por Tommasi *et al.* (1994).

Na petrografia com auxílio de análises por microsonda de diferentes fases minerais, não foram encontrados minerais que possam ser interpretados como residuais da fusão que originou os leucogranitos. Os plagioclásios e os feldspatos alcalinos mostram um hábito granular, com formas, em geral, hipautomórficas, sugerindo que os mesmos foram cristalizados a partir de um líquido, não sendo, portanto, restitos. Estes quando ocorrem são em geral minerais máficos, euédricos, imersos em agregados de quartzo e feldspatos. Os cristais de biotita, muscovita e granada analisados apresentam características composicionais de minerais primários (Koester *et al.* 2001a).

A variação entre elementos com coeficiente de distribuição semelhantes (e.g. Lu/Yb , La/Ce), pode ser atribuída à presença de fases minerais acessórias residuais, como granada, apatita ou zircão, segregados durante o fluxo e posicionamento desses magmas. Esses minerais podem ser responsáveis pelas variações observadas entre as razões desses elementos, razões que, na fusão crustal do tipo *Rayleigh* ou *batch melting*, seriam mantidas constantes.

O mecanismo de fusão crustal foi testado como o processo gerador desses leucogranitos, a partir de cálculos de balanço de massa com equações lineares. As fases representativas do material remanescente da fusão são, para os dois granitóides, a biotita, a muscovita, o feldspato alcalino (Koester *et al.* 2001b) e o plagioclásio com seus termos finais (Ab e An, Stormer & Nicholls 1979).

Diferentes protólitos foram utilizados nas modelagens, para representar as rochas fontes, incluindo: (a) rochas encaixantes ortometamórficas (médias das amostras de Mesquita 1991; UFRGS 1992); (b) composição média de pelitos (Miller 1985); (c) composição média da crosta inferior e da crosta total (Taylor & MacLennan 1985) e (d) paragneisses (Price 1983, amostra a5-9/41). Esses materiais e as composições químicas representativas dos metagranitos Arroio Francisquinho e Cordilheira (Koester *et al.* 2001a, Tab. 5, análises 8 e 16, respectivamente) foram empregadas nas modelagens.

Equações lineares com seis variáveis foram elaboradas contendo os seguintes óxidos: SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O e K_2O . Os resultados obtidos, para os dois granitóides da Suíte Granítica Cordilheira, apresentaram sistematicamente valores negativos para a muscovita e, por vezes, para o feldspato alcalino.

Embora as características geológicas indiquem que a fusão crustal foi efetiva na evolução dos granitóides da Suíte Granítica Cordilheira, isso não é confirmado pelas modelagens numéricas, sugerindo que houve uma interação simultânea entre dois ou mais processos e/ou fontes, na geração dessas rochas.

Evolução petrológica da Suíte Granítica Cordilheira

Vários estudos foram realizados para explicar a gênese de rochas peraluminosas. De acordo com Miller (1985), podemos gerar estes magmas pela anatexia de pelitos, rochas ultramáficas/máficas e de rochas quartzo-feldspáticas.

Rochas formadas por fusão de pelitos apresentam características petrológicas típicas. Dentre as principais podemos destacar o empobrecimento de Ca e Na e relativo enriquecimento de Al, resultando em composições graníticas aluminosas, em geral com menos de 2 % de CaO para rochas félsicas e menos de 2 % de Na_2O para rochas com até 65 % de SiO_2 e em torno de 3 % para rochas com teores de sílica acima de 70 %, bem como presença de corindon normativo excedendo a 5 %.

Líquidos gerados pela fusão de pelitos são marcados por empobrecimento em Rb (< 100 ppm), Sr (< 400 ppm) e por moderados teores de Ba (< 1000 ppm), com razões Ba/Rb maiores que 2,5 e razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ superiores a 0,710.

A fusão de rochas ultramáficas é sugerida, a partir de trabalhos experimentais (e.g. Kushiro & Yoder 1972), como favorável a geração de magmas andesíticos e dacíticos peraluminosos. O mesmo pode ser afir-

Figura 8 - Diagramas log-log de elemento maior contra elemento traço para os granitóides da Suíte Granítica Cordilheira, mostrando trends paralelos a ordenada. Metagranito Arroio Francisquinho (+) e metagranito Cordilheira (x).

Figura 9 - Diagramas log-log de elementos traço contra elementos traço para a Suíte Granítica Cordilheira. Metagranito Arroio Francisquinho (+) e metagranito Cordilheira (x).

Figura 10 - Diagramas de elementos traço contra elementos traço com Kd semelhantes para os granitóides da Suíte Granítica Cordilheira. Retas representam as regressões lineares das amostras, contínua - metagranito Arroio Francisquinho (+), pontilhada - metagranito Cordilheira (x).

Figura 11 - Diagramas SiO_2 contra Lu/Yb e La/Ce para os granitóides da Suíte Granítica Cordilheira. Metagranito Arroio Francisquinho (+) e metagranito Cordilheira (x).

mado para fusão de rochas máficas (anfibolitos e eclogitos), na geração de trondhjemitos peraluminosos (e.g. Miller *et al.* 1983). Embora descritos na literatura, esses são protólitos secundários na geração de magmas peraluminosos, pois apresentam-se em volumes menos significativos e possuem temperaturas de fusão muito elevadas.

A fusão crustal de rochas quartzo-feldspáticas (granitóides e/ou grauvas) tem sido um dos mecanismos mais sugeridos para a geração de rochas peraluminosas em diferentes ambientes geológicos. A ocorrência do mesmo pode ser indicada pela presença de rochas com razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ altas ($> 0,710$) e com corindon normativo entre 2 e 5 %.

Dois outros mecanismos são viáveis para a geração de magmas peraluminosos (Miller 1985): (i) cristalização de fases minerais em um magma onde houvesse pouco consumo de alumínio, com o fracionamento de hornblenda, titanita, epidoto, tendo como consequência a geração de magmas cálcio-alcálinos normais com quimismo peraluminoso. A geração de magmatismo peraluminoso sob estas con-

dições apresentaria evidências mineralógicas, como fases minerais com formas hipautomórficas e automórficas, e geoquímicas, como padrões de ETR similares entre amostras cogenéticas, que os diferenciariam dos demais magmas peraluminosos gerados por fusão crustal. Outro processo possível de geração de um magma peraluminoso (ii) é a remoção contínua de alcalis de um sistema, por fases voláteis em equilíbrio com o magma gerando enriquecimento em alumínio. No entanto, este é capaz de gerar apenas pequenos volumes de líquido peraluminoso.

Comparando a composição total do metagranito Arroio Francisquinho e metagranito Cordilheira com resultados de experimentos de fusão de i) pelitos; ii) granitos; iii) vidros vulcânicos, ou vidro com adição de sillimanita; iv) basaltos; v) leucogranitos; vi) ortognaisses e vii) grauvas pode-se estabelecer evidências de sua origem. Amostras dos dois corpos de leucogranitos quando plotadas no diagrama A'-K-F, Figura 12, situam-se em campos semelhantes, sugerindo protólitos similares para os dois metagranitos. Observa-se igualmente nesse diagrama uma proximidade das rochas estudadas

com aquelas geradas em experimentos a partir da fusão de granitos a baixa temperatura. Quando comparados com as demais composições, os leucogranitos estudados, posicionam-se distantes do campo de fusões experimentais de típicos granitos tipo S (derivação pelítica), evidenciando um empobrecimento em Fe, Mg e razões K/Na menores nos granitos tipo S. Em comparação com os leucogranitos Hercinianos com duas micas, os leucogranitos estudados, mostram um enriquecimento em Al. As fusões experimentais de basaltos, grauwacas, ortognaisses, material "flyshóide", apresentam campos distintos.

Considerando-se a situação geológica da área estudada, os potenciais protólitos para os leucogranitos incluem: i) paragnaisses, representados por intercalações métricas de arenitos e pelitos, com algumas lentes de mármore, calcissilicáticas e para-anfibolitos; ii) anortositos e iii) ortognaisses com composições variáveis de dioritos a granodioritos, onde dominam rochas de composição tonalítica. O maior volume de ortognaisses e a composição quartzo-feldspática dos mesmos, favorecem sua interpretação como material fundido, o que pode ser igualmente corroborado pela presença de enclaves destes gnaisses nos granitos da Suíte Granítica Cordilheira.

Os dados geoquímicos disponíveis para os granitos peraluminosos evidenciam uma origem a partir de rochas quartzo-feldspáticas enriquecidas em anfibólio, já sugerida por Nardi & Frantz (1995) para rochas correlacionáveis ao metagranito Cordilheira, que ocorre na zona de cisalhamento, em uma porção mais a sul da área em estudo. A existência, na região em estudo, de uma vasta gama de ortognaisses de composições quartzo-feldspáticas, com anfibólio como mineral essencial, aliada aos trabalhos experimentais, onde as amostras dos leucogranitos peraluminosos posicionam-se próximas aos campos das fusões graníticas de baixa T, sugerem a participação de rochas ortoderivadas.

Os leucogranitos dessa suíte apresentam diferenças significativas na composição de seus elementos traço, bem como em suas composições isotópicas. Quanto aos elementos traço, o metagranito Arroio Francisquinho é enriquecido em Ba e Sr e empobrecido em Rb em relação ao metagranito Cordilheira. As composições isotópicas entre esses granitóides são distintas, com razões iniciais de 0,732 e 0,740, respectivamente (Koester *et al.* 1997).

Assim, alguns fatores relacionados com as suas origens podem ser apontados para explicar essas diferenças: i) processos magmáticos diferentes; ii) áreas fontes distintas; iii) diferentes taxas de fusão, ou iv) a combinação desses fatores.

Os processos magmáticos podem ser caracterizados como semelhantes para os dois granitos, sugerindo que não tenham sido o fator que controlou as diferenças observadas. Áreas fontes distintas podem

Figura 12 - Diagrama triangular A' ($Al_2O_3 - Na_2O - K_2O - CaO$) : K (K_2O) : F ($FeO^* + MgO$) em proporção molar, para os granitóides da Suíte Granítica Cordilheira, em comparação com composições de fusões experimentais (modificado de Reavy *et al.* 1991; Rottura *et al.* 1993). 1) fusões de rochas de origem "flyschóide"; 2) fusões de granitos a baixa T; 3) fusões a baixa T; 4) fusões de pelitos; x) fusões de grauwacas; +) fusões de ortognaisses; ♦) fusões de basaltos hidratados; ■) fusões de leucogranitos Hercinianos; ◇) fusões de basaltos anidros; ▼) fusões de granitos tipo S;) média do metagranito Arroio Francisquinho; ∇) média do metagranito Cordilheira; Δ) média dos Gnaisses Caixão; ●) G1 e O) G3.

ter afetado de forma significativa a fusão gerada. No entanto, se as rochas ortognaissicas representam os protólitos dominantes destes granitos peraluminosos, como anteriormente discutido, a grande variação composicional destes corpos gnáissicos, dificulta a correlação entre área fonte e fusão produzida. A presença de enclaves e *roof-pendants* de rochas para-derivadas pode ter contribuído, embora de forma menos significativa, visto que ocorrem em ambos os casos, associadas espacialmente as rochas ortoderivadas.

A ocorrência de diferentes percentagens de fusão pode ser o fator que causou as variações observadas entre os dois granitos peraluminosos. No metagranito Arroio Francisquinho, uma percentagem de fusão mais elevada pode ser admitida, atingindo temperaturas mais elevadas, capazes de desestabilizar minerais ricos em Sr e Ba (plagioclásio). A consequência seria uma fusão enriquecida nestes ele-

Figura 13 - Modelo esquemático para o posicionamento dos granitóides sintectônicos à zona de cisalhamento. a) Início da movimentação sinistral, afetando a crosta continental; b) Geração de espaços transtrativos e transpressivos, em uma zona de cisalhamento de escala litosférica; c) Fusões localizadas do manto geram a ascensão de material mantélico e contaminação com material crustal, gerando o metagranito Quitéria, um magma com características petrológicas mistas; d) Fusões da crosta inferior e média, ocasionadas pela presença do magmatismo precoce na zona de cisalhamento, favorecem a geração dos granitóides peraluminosos da Suíte Granítica Cordilheira, sem participação mantélica. e) Disposição esquemática da Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu nos dias atuais, em planta, conforme Figura 2 (Koester *et al.* 2001a), e em subsuperfície, conforme Costa *et al.* (1994).

mentos. Já para o metagranito Cordilheira, admite-se fusões a temperaturas mais baixas, em função da menor influência da fonte de calor primária e quiescência da atividade da zona de cisalhamento, desestabilizando minerais ricos em Rb (biotita e feldspato alcalino) e provocando enriquecimento desse elemento no líquido produzido, o metagranito Cordilheira.

O alto conteúdo de boro desse magmatismo peraluminoso, refletido pela abundância de turmalina, e a alta razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, sugerem uma possível participação de material pelítico, uma vez que esse material pode conter até 2000 ppm de B_2O_3 , em função da substituição de B por Al nos argilo-minerais (Benard *et al.* 1985). Este argumento, já utilizado por Tommasi *et al.* (1994) para o metagranito Arroio Francisquinho, sugere que material pelítico tenha participado da gênese dos granitos peraluminosos. Ainda, de acordo com Nardi & Frantz (1995), em um estudo de campo, associado a dados mineralógicos e geoquímicos de rochas correlacionáveis as da Suíte Granítica Cordilheira, sugerem que estes magmas seriam "... produzidos pela fusão crustal de rochas quartzo-feldspáticas, talvez com contaminação pelítica ...", concluindo que estas rochas, "... podem representar a fusão parcial de protólitos graníticos".

Assim, para a Suíte Granítica Cordilheira a proposta de um protólito único representado pelos ortognaisses, não é capaz de explicar todas as feições observadas. Sugere-se que, a ocorrência de enclaves e *roof-pendants* de paragneisses (Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita, Fernandes *et al.* 1995; Septos do Batólito Pelotas, Fragoso Cesar *et al.* 1986), no interior dos ortognaisses indique sua contribuição, de forma menos significativa, na geração do metagranito Arroio Francisquinho e metagranito Cordilheira, influenciando nas diferenças petrológicas constatadas entre esses leucogranitos. Um modelo similar, com fusão de diferentes materiais, representados por rochas sedimentares e rochas ígneas básicas, em diferentes proporções, foi proposto por Peucat *et al.* (1988) para explicar a evolução petrológica existente entre os leucogranitos do Cinturão Hercíniano, no oeste da França.

CONCLUSÕES O estudo petrológico do magmatismo associado espacial e geneticamente à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, na região de Encruzilhada do Sul, possibilitou a interpretação da evolução magmática desse evento geológico do Escudo Sul-rio-grandense, conforme apresentado na Figura 13.

Os dados geológicos de campo, petrográficos, químicos e evidências indiretas, sugerem a atuação concomitante da assimilação e da cristalização fracionada na formação do metagranito Quitéria, enquanto que a fusão crustal foi provavelmente mais importante nos

granitóides da Suíte Granítica Cordilheira. Embora essa interpretação não sejam corroboradas pelos dados obtidos nos diversos modelamentos numéricos elaborados, fica demonstrado que para os modelos numéricos apresentados não foi possível comprovar a existência de um único processo magmático na evolução dos granitóides considerados, supondo-se, assim, que houve uma interação simultânea entre dois ou mais processos e/ou fontes, na geração dessas rochas.

O processo magmático atuante no metagranito Quitéria provavelmente envolveu um mecanismo de mistura de dois componentes, sendo este o mais adequado para explicar as variações encontradas. Desta forma, postula-se que a assimilação concomitante com a cristalização fracionada foi o responsável por sua evolução. O magma assimilado estaria representado pelo magma progenitor dos enclaves microdioríticos, um magma mantélico que, com a liberação de calor, ocasionou a fusão de material crustal, representado por rochas tonalíticas, levando à geração de um magma com características químicas mistas, o metagranito Quitéria. A participação mantélica pode ser caracterizada pelos moderados teores de V, altos teores de Zr e padrões de ETR com forte fracionamento, enquanto a participação crustal, preponderante em relação a mantélica, é evidenciada pela alta razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, ϵ_{Nd} negativo, e altos teores de K_2O em relação a CaO e estaria representada por rochas ortoderivadas do Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos e subordinadamente pelas rochas metassedimentares da Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita.

Para a Suíte Granítica Cordilheira, o processo magmático atuante pode ser caracterizado, a partir de evidências de campo, minerais e químicas como de fusão crustal. Esses granitóides são interpretados como resultado da fusão de rochas ortoderivadas (Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos), com composições tonalíticas e, subordinadamente, com a participação de material paraderivado em sua gênese (Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita). As diferentes razões isotópicas entre o metagranito Arroio Francisquinho e o metagranito Cordilheira, em conjunto com os diferentes teores de elementos traço nesses granitóides sugerem que a composição do protólito fundido, em conjunto com graus de fusões distintos e/ou diferentes participações de fluidos podem ter sido responsáveis pelas diferenças geoquímicas observadas entre os mesmos.

Agradecimentos A K. Kawashita, M.A.F. de Oliveira e aos revisores anônimos da RBG pelas sugestões ao original. Ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, ao CNPq e a FAPERGS pelos auxílios financeiros e de infra-estrutura.

Referências

- Barbarin B. 1987. Granitoids: main petrogenetic classifications in the relation to origin and tectonic setting. *Geological Journal*, 25:227-238
- Bédard L.P. 1993. Significance of enclave roundness: an inherent characteristic? *Journal of Geology*, 101:121-125
- Benard F., Moutou P., Pichavant M. 1985. Phase relations of tourmaline leucogranites and the significance of tourmaline in silicic magmas. *Journal of Geology*, 83:271-291
- Cantagrel J.M., Didier J., Gourgaud A. 1984. Magma mixing: origin of intermediate rocks and enclaves from volcanism to plutonism. *Phys. and Earth. Planet. Int.*, 35:63-76
- Caskie D.R.M. 1984. Identification of petrogenetic processes using covariance plots of trace-element data. *Chemical Geology*, 42:325-341
- Chappel B.W. & White A.J.R. 1991. Restite enclaves and the restite model. In: Didier J. & Barbarin, B., eds., *Enclaves and Granite Petrology. Developments in Petrology*. Amsterdam: Elsevier, p.375-382.
- Clarke D.B., Macdonald M.A., Reynolds P.H., Longstaffe F.J. 1993. Leucogranites from the eastern part of South Mountain Batholith, Nova Scotia. *Journal of Petrology*, 34(4):653-679
- Cocherie A. 1986. Systematic use of trace elements distribution patterns in log-log diagrams for plutonic suites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50:2517-2522
- Costa A.F.U., Fernandes L.A.D., Magro F.H.S., Nadal C.A., Félix L.M. 1994. Modelamento Gravimétrico da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, SBG, Camboriú, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos*, 2:28-30
- Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. 1979. *The interpretation of igneous rocks*. London: Allen and Unwin, 450 p.
- Didier J. 1987. Contribution of enclave studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas. *Geologischer Rundschau*, 76:41-50
- Fernandes L.A.D., Menegat R., Costa A.F.U., Koester E., Porcher C.C., Tommasi A., Kraemer G., Ramgrub G.E., Camozzato E. 1995. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: parte I - uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25:351-374
- Ferreira V.P., Sial A.N., Whitney J.A. 1994. Large-scale silicate liquid immiscibility: a possible example from northeastern Brazil. *Lithos*, 33:285-302
- Fragoso Cesar 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: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, *Anais*, 3:1322-1342
- Gomes M.E.B. 1990. *Petrologia do Granito Arroio Moinho (Canguçu, RS): geoquímica e deformação*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 199 p.
- Hall A. 1987. *Igneous Petrology*. London: Longman, 573 p.
- Hofmann A.W. & Feigenson, M.D. 1983. Case studies on the origin of basalt. I - Theory and reassessment of Grenada basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 84:382-389
- Huppert H.E. & Sparks R.S.J. 1985. Cooling and contamination of mafic and ultramafic magmas during ascent through the continental crust. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 74:371-386
- Huppert H.E. & Sparks R.S.J. 1988. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *Journal of Petrology*, 29:599-624
- Hutton D.H.W. & Reavy R.J. 1992. Strike-slip and granite petrogenesis. *Tectonics*, 11:960-967
- Koester E., Soliani Jr. E., Fernandes L.A.D., Kraemer G., Tommasi A. 1997. Geocronologia Rb/Sr e K/Ar dos granitóides sintectônicos à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu na região de Encruzilhada do Sul, RS. *Pesquisas*, 24:67-77
- Koester E., Fernandes L.A.D., Soliani Jr. E., Nardi L.V.S., Kraemer G., Roisenberg A. 2001a. Granitóides sintectônicos à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, RS: Geologia e Geoquímica. *Revista Brasileira de Geociências*, 31:141-154.
- Koester E., Pawley A.R., Fernandes L.A.D., Porcher C.C., Soliani Jr. E. 2001b. Experimental melting of cordierite gneiss and the evolution of syntranscurrent peraluminous granites in the southern Brazil. *Journal of Petrology*, (submetido)
- Kushiro I.S. & Yoder H.S. 1972. Origin of the calc-alkaline peraluminous andesites and dacites. *Carnegie Inst. Washington Year Book*, 71:411-413
- Mesquita M.J.M. 1991. *Petrografia dos granitóides deformados na Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (Piratini/Quitéria, RS)*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Dissertação de Mestrado em Geociências, Porto

- Alegre, 241 p.
- Miller C.F. 1985. Are strongly peraluminous magma derived from pelitic sedimentary sources? *Journal of Geology*, 93: 673-689
- Miller C.F., Sando T.W., Fullagar P.D., Solomon G.C., Wood L.F., Kish S.A. 1983. Trondhjemitic: primary partial melts of MORB eclogite? *Geological Society of America Bulletin*, 15:644
- Nardi L.V.S. & Frantz J.C. 1995. The Cordilheira Intrusive Suite: late-precambrian peraluminous granitoids from southern Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 8(1):55-64
- Nash W.P. & Crecraft H.R. 1985. Partition coefficients for trace elements in silic magmas. *Gecochimica et Cosmochimica Acta*, 49:2309-2322
- Peucat J.J., Jegouzo P., Vidal P., Bernard-Griffiths J. 1988. Continental crust seen through the Sr and Nd isotope systematics of S-type granites in the Hercynian belt of western France. *Earth and Planetary Science Letters*, 88:60-68
- Reavy R.J., Stephens W.E., Fallick A.E., Halliday A.N., Godinho M.M. 1991. Geochemical and isotopic constraints on petrogenesis: the Serra de Freitas pluton, a typical granite body from Portuguese collision-belt. *Geological Society of America Bulletin*, 103:392-401
- Roberts M.P. & Clemens J.D. 1993. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*, 21: 825-828
- Roedder E. 1979. Silicate liquids immiscibility in magmas. In H.S. Yoder (ed.) *The Evolution of the Igneous Rocks*. Princeton, Princeton University Press, 588
- Rottura A., Caggiani A., Campana R., Del Moro A. 1993. Petrogenesis of peraluminous granites from the Calabrian Arc. *European Mineralogical Journal*, 5:737-754
- Smillie R.W. 1992. Suite subdivision and petrological evolution of granitoids from Taylor Valley and Ferrar Glacier region, south Victoria Land. *Antarctic Science*, 4:71-87
- Stormer J.C. & Nicholls J. 1978. XLFRAC: a program for the interactive testing of a magmatic differentiation models. *Computer & Geoscience*, 4:143-159
- Taylor S.R. & McLennan S.M. 1985. *The Continental Crust: its composition and evolution*. Oxford, Blackwell, 312 p.
- Tindle A.G. & Pearce J.A. 1981. Petrogenetic modelling of in situ fractional crystallization in the Zoned Loch Doon Pluton, Scotland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 78:196-207
- Tommasi A., Vauchez A., Fernandes L.A.D., Porcher C.C. 1994. Magma-assisted strain localization in an orogen-parallel transcurrent shear zone of southern Brazil. *Tectonics*, 13(2):421-437
- UFRGS 1992. *Mapeamento Geológico de parte das folhas de Encruzilhada do Sul e Delfino*. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- Vernon R.H. 1983. Restites, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites. *Journal and Proceedings, Royal Society of New South Wales*, 116:77-103
- Vernon R.H., Etheridge M.A., Wall V.J. 1988. Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow. *Lithos*, 22:1-11
- Vieira Jr. N. 1990a. Processos magmáticos: I - Um algoritmo de identificação. *Pesquisas*, 17(1-2):45-52
- Vieira Jr. N. 1990b. Processos magmáticos: II - Métodos de quantificação. *Pesquisas*, 17(1-2):53-61
- Wall V.J., Clemens J.D., Clarke D.B. 1987. Models for evolution and source compositions. *Journal of Geology*, 95:731-749
- Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. London: Unwin and Hyman. 466 p.
- Wilson M. 1993. Magmatic differentiation. *Journal of Geological Society of London*, 150:611-624

APÊNDICE

Os modelamentos experimentais foram realizados pelo método de balanço de massa utilizando-se duas equações:

$$\begin{aligned} ax + bx_1 + cx_2 \dots &= dxn \\ ax' + bx_1' + cx_2' \dots &= dxn' \\ ax'' + bx_1'' + cx_2'' \dots &= dxn'' \end{aligned} \quad (\text{equação "A"})$$

A equação "A" foi utilizada para testar os seguintes processos:

Cristalização fracionada: onde x são as composições em porcentagem de óxidos do magma mais diferenciado; x₁ e x₂ as fases fracionadas, expressas em porcentagem de óxidos e x_n o magma primitivo. A partir da resolução dessa equação, o modelo poderá ser executável para a situação geológica em estudo caso o somatório das incógnitas a, b e c se aproxime da unidade, enquanto que a incógnita a, representará a proporção de material líquido remanescente e as incógnitas b e c, a porcentagem dos minerais fracionados.

Fusão parcial: onde, para esse modelo, os valores de x serão representados por composição da rocha originada pela fusão, x₁ e x₂ representariam os minerais formados por essa fusão, e x_n, a composição do protólito fundido. A exequibilidade do processo, mais uma vez seria confirmada se, as incógnitas a, b e c somadas se aproximarem da unidade, e o valor de a representaria a porcentagem de material residual da fusão, enquanto que b e c as porcentagens das fases geradas durante a fusão.

Mistura de fases: onde x representa a concentração do elemento no pólo menos diferenciado da mistura, e x_n no pólo mais diferenciado, enquanto que x₁ e x₂ a concentração dos elementos nas fases minerais da rocha resultante dessa mistura. A equação sugere a veracidade do modelo, caso o valor de a, b e c se aproximem da unidade, enquanto que o valor de a representaria a quantidade de mistura, e as incógnitas b e c as proporções de fases minerais envolvidas no processo.

$$\begin{aligned} ax + bx_1 + cx_2 \dots + ey_n &= dxn \\ ax' + bx_1' + cx_2' \dots + ey_n' &= dxn' \\ ax'' + bx_1'' + cx_2'' \dots + ey_n'' &= dxn'' \end{aligned} \quad (\text{equação "B"})$$

A equação "B" foi utilizada para testar o seguinte processo:

Assimilação com concomitante cristalização fracionada: onde, x representa a composição de um elemento maior no material mais diferenciado, x_n no menos diferenciado, x₁ e x₂ as fases presentes nas rochas produzida por esse processo, e y_n representaria a composição de um elemento no material que foi assimilado. A eficácia desse modelo na diferenciação de uma associação ígnea será respaldada se o somatório dos valores de a, b, c e e for próximo da unidade, e o valor de e, que necessariamente deve ser negativo, pois esse representa a quantidade de material assimilado, enquanto que os valores das incógnitas

c e d representarão a porcentagem das fases fracionadas.

Com os resultados extraído pela modelagem em elementos maiores pelo método de balanço de massa, pode-se quantificar esse modelo com base nos elementos traços.

Cristalização fracionada, temos que, no caso da cristalização perfeita:

$$C_i/C_o = F^{(D-1)}$$

e no caso da cristalização em equilíbrio:

$$C_i/C_o = 1/(F + D - FD)$$

Fusão parcial, temos que, no caso de *batch melting*:

$$C_i/C_o = 1/(F + D - FD)$$

e no caso da *fractional melting*:

$$C_i = C_o \cdot (1-F)^{(1/D-1)/D}$$

Mistura de fases, pode ser descrita como:

$$C_i = Ca.k + Cb.(1+k)$$

Assimilação com concomitante cristalização fracionada a equação proposta para os elementos traço é a seguinte:

$$C_i = C_o \cdot f + r/(r-1-D) \cdot c_y \cdot (1-f)$$

$$f = F - 1/(r-1+D)/(r-1)$$

legendas:

C_i = concentração do elemento traço no líquido (FP), líquido diferenciado (CF) ou no magma contaminado (AFC)

C_o = concentração do elemento traço no sólido (FP), líquido menos diferenciado (CF) ou no magma original (AFC)

C_r = concentração do elemento traço na rocha misturada

C_{a,b} = Concentração do elemento traço na fase a e b

c_y = concentração do elemento traço no material contaminante

F = fração de líquido remanescente no sistema

D = coeficiente de distribuição global

r = razão entre a taxa de assimilação e taxa de cristalização

k = proporção de um componente na mistura = a/(a+b)

Os modelamentos numéricos foram realizados para os elementos traço, utilizando-se os seguintes coeficientes de distribuição global (K_d):

Minerais/Kd	Ba	Sr	Rb	Zr
Plagioclásio	0,36	2,84	0,048	0,36
K-feldspato	6,12	3,87	0,34	0,05
Biotita	6,36	0,12	3,26	0,8

Manuscrito A-1172

Recebido em 02 de julho de 2000

Revisão dos autores em 20 de abril de 2001

Revisão aceita em 25 de abril de 2001