LEUCOGRANITOS INTRUSIVOS NO GRUPO ARAXÁ: REGISTRO DE UM EVENTO MAGMÁTICO DURANTE COLISÃO NEOPROTEROZOICA NA PORÇÃO MERIDIONAL DA FAIXA BRASÍLIA

HILDOR J. SEER¹, JOSÉ A. BROD², CLÁUDIO M. VALERIANO³ & REINHARDT A. FUCK²

Abstract *INTRUSIVE LEUCOGRANITES IN THE ARAXA GROUP: EVIDENCE OF A MAGMATIC EVENT DURING NEOPROTEROZOIC COLLISION IN SOUTHERN BRASILIA BELT.* This study presents the geological characteristics of granitic magmatism associated with the Araxá Group in its *type-area* in the southern segment of the Neoproterozoic Brasília Belt, Minas Gerais, Brazil. The Araxá Group is confined within a thrust sheet belonging to a regional fold, the Araxá Synform, overlying two other thrust sheets comprising the Ibiá and Canastra Groups. The Araxá Group comprises an igneous mafic sequence, with fine and coarse grained amphibolites, associated with pelitic and psammitic metasedimentary rocks. All rocks were metamorphosed in the amphibolite facies at ca. 640 Ma and were intruded by leucocratic granites with collisional mineralogical-geochemical signatures at ca. 637 Ma ago. The intrusions were linked to the evolution of gently dipping shear zones. These granites represent an important magmatic event in a collisional environment during the final collage of West Gondwanaland. The amphibolites and metasediments could represent a fragment of back-arc oceanic crust.

Keywords: Brasília Belt, Neoproterozoic, Araxá Group, leucocratic granites, collisional magmatism

Resumo No presente trabalho são apresentados os resultados de estudos sobre o magmatismo ácido associado ao Grupo Araxá na região de Araxá, Minas Gerais, onde foram originalmente definidos os grupos Araxá, Ibiá e Canastra, pertencentes ao setor meridional da Faixa Brasília. O Grupo Araxá compõe uma lasca tectônica posicionada sobre duas lascas inferiores representadas pelos grupos Ibiá e Canastra. As lascas tectônicas estão estruturadas na Sinforma de Araxá, uma dobra regional, cujo eixo cai suavemente para NW. O Grupo Araxá é constituído por uma seqüência ígnea máfica (anfibolitos e xistos máficos com rochas metaultramáficas subordinadas) capeada por rochas metassedimentares predominantemente pelíticas. O conjunto foi metamorfoisado sob condições de fácies anfibolito há cerca de 640 Ma e intrudido por corpos graníticos a cerca de 637 Ma. Os anfibolitos são derivados de protólitos basálticos e gabróicos. As rochas metassedimentares provavelmente foram sedimentos depositados em águas marinhas profundas. Ambos representam um fragmento de crosta oceânica, que evoluiu a partir de uma fonte mantélica enriquecida em elementos incompatíveis relativamente ao N-MORB, num contexto de bacia de retro-arco, durante o Neoproterozóico. Os leucogranitos representam biotita-muscovita granitos e biotita granitos, com assinaturas mineralógicas e geoquímicas de granitos colisionais.

Palavras-chave: Faixa Brasília, Neoproterozóico, Grupo Araxá, granitos leucocráticos, magmatismo colisional.

INTRODUÇÃO Na região de Araxá foram definidos os grupos Araxá, Canastra e Ibiá (Barbosa 1955, Barbosa *et al.* 1970), pertencentes ao setor meridional da Faixa Brasília (Fuck 1994), Província Estrutural Tocantins (Almeida *et al.* 1977), formando um cinturão orogênico que se desenvolveu na borda oeste do Cráton do São Francisco durante o Neoproterozóico. Os grupos Araxá, Canastra e Ibiá estão estruturados em uma dobra regional, denominada sinforma de Araxá por Simões e Navarro (1996).

Os diversos corpos de rochas granitoides intrusivas nos micaxistos e rochas metabásicas do Grupo Araxá, representam um evento magmático associado ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento de baixo ângulo em regime compressional. Este evento ocorreu também a noroeste de Araxá, na região de Abadia dos Dourados, onde Brod *et al.* (1991) descreveram corpos granitoides, sin-cinmáticos, intrusivos em micaxistos e rochas metabásicas do Grupo Araxá. Estes corpos são petrograficamente similares aos de Araxá. No sudeste de Goiás, nas regiões de Ipameri e Pires do Rio também foram descritos alguns corpos granitoides alojados sin-cinematicamente em metassedimentos do Grupo Araxá (Pimentel *et al.* 1999). Pimentel *et al.* (1999) relacionam estes corpos a um evento colisional, em função de sua tendência

peraluminosa.

A primeira referência a granitos na região de Araxá deve-se a Barbosa (1937) que destaca o fato de que a influência de contato destes granitos nas encaixantes parece ter sido insignificante e que "...os xistos com estauroilita e granada de vários pontos do município devem ser antes produtos de metamorfismo regional". Esta interpretação foi modificada por Barbosa *et al.* (1970) ao definirem o Grupo Araxá como sendo um conjunto de "metamorfitos de fácies epidoto-anfibolito, consistindo essencialmente de micaxistos e quartzitos com intercalações de anfibolitos", estes últimos subordinados. Estas rochas estariam sotopostas por um embasamento constituído de gnaisses e granitos. Besang *et al.* (1977) chamam a atenção para a existência de granitos nas proximidades de Araxá-Ibiá que não representam o embasamento mais antigo como supunham Barbosa *et al.* (1970) retomando a interpretação original de Barbosa (1937). Mais recentemente Seer (1999) discute a existência de corpos graníticos intrusivos no Grupo Araxá e Valeriano *et al.* (2004a e b) apresentam diversas contribuições ao conhecimento dos grupos Araxá, Ibiá e Canastra.

No presente trabalho dá-se enfoque aos granitos associados ao Grupo Araxá em sua área-tipo, com base em estudos de campo,

1 - CEFET- MG, Av. Amazonas, 807-38180-084 Araxá -MG, hildor@araxa.cefetmg.br

2 - Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, 70910-900 Brasília - DF

3 - Universidade Estadual do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Rio de Janeiro- RJ

petrografia, litogeoquímica e geocronologia.

GEOLOGIA DA SINFORMA DE ARAXÁ A Sinforma de Araxá está estruturada em três lascas tectônicas: inferior, intermediária e superior (Seer, 1999). Cada lasca apresenta arranjo litoestratigráfico interno próprio, caracterizando ambientes tectônico-sedimentares-ígneos diferentes e está limitada por zonas de cisalhamento sub-horizontais e subverticais. Para Seer (1999) os grupos Araxá, Canastra e Ibiá representam terrenos tectonoestratigráficos, separados por zonas de cisalhamento, sem vínculos genéticos entre si e provenientes de regiões geográficas distintas. Estas unidades geológicas foram reunidas durante colisão ocorrida entre 640 e 600 Ma no setor meridional da Faixa Brasília. O mesmo autor classificou as lascas tectônicas da Sinforma de Araxá em três tipos de terrenos (com base na definição de Howell, 1993): a) lasca tectônica inferior: Terreno Canastra - fragmento de margem continental passiva; b) lasca tectônica intermediária: Terreno Ibiá - fragmento de porção sedimentar de arco vulcânico; c) lasca tectônica superior: Terreno Araxá - fragmento de crosta oceânica intrudido por granitos colisionais. Seer et al. (2001) propõem que o emprego formal da denominação "Grupo Araxá" restrinja-se a esta interpretação.

A história metamórfica e deformacional da Sinforma de Araxá pode ser descrita através de uma sucessão de eventos, cujo caminho PTt aponta para processos geológicos ocorridos em níveis crustais cada vez mais rasos (Seer et al. 2001). Compreende um evento metamórfico/deformacional principal, M_1/D_1 , presente em todas as lascas tectônicas. O evento seguinte, RM_2/D_2 , foi subdividido em um estágio precoce, D_{2p} , e um estágio tardio, D_{2t} , desenvolvendo-se em contexto compressional, onde zonas de cisalhamento sub-horizontais provocaram o imbricamento das lascas, sob regime francamente retrogressivo em fácies xisto verde, acompanhado de xistosidade milonítica S_2 . Em seus momentos iniciais, D_{2p} , foi acompanhada do alojamento de granitos com assinatura colisional (Seer 1999) e idade de 637 ± 2 Ma (Valeriano et al. 2004). De modo aparentemente contínuo a D_{2p} , processou-se a deformação D_{2t} , presente na maioria dos afloramentos, que representa o evento deformacional principal, responsável pela estruturação da Sinforma de Araxá. Sob o ponto de vista cinemático D_{2t} associa-se a transportes tectônicos com topo para SE, enquanto D_{2p} possui cinemática ainda obscura, embora Seer (1999) postule transportes tectônicos com topo para N-NE. O evento final, RM_3/D_3 , provocou o truncamento das estruturas anteriores, e corresponde ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento transcorrentes, subverticais, sinistrais, sob condições retrometamórficas do fácies xisto verde inferior.

GEOLOGIA DOS GRANITOS Relações de campo Os granitos de Araxá constituem dois tipos petrográficos: biotita granitos e biotita-muscovita granitos (granitos a duas micas). Ambos são leucogranitos, predominantemente cinza claro, mais raramente rosados. Os primeiros são predominantemente porfíricos e os últimos predominantemente equigranulares. Os biotita granitos ocorrem preferencialmente no flanco nordeste da lasca tectônica superior, com bons afloramentos ao longo dos rios Quebra-Anzol e Pirapetinga. Aham-se intrudidos preferencialmente em rochas metamáficas, contendo xenólitos cujos tamanhos vão da escala centimétrica até métrica. Os granitos a duas micas concentram-se no centro da lasca tectônica superior, intrudindo rochas metamáficas e metassedimentos e contendo xenólitos destas seqüências. Seus melhores afloramentos ocorrem ao longo do rio Tamanduá e na Serra Velha.

Por ocasião das intrusões, as seqüências supracrustais já estavam metamorfisadas. Este fato é comprovado pela presença de xenólitos de anfibolitos, quartzitos e granada mica xistos, com foliação metamórfica (S_1), mais antiga, preservada.

Os corpos são tabulares geralmente concordantes, e mais raramente discordantes, mas os contatos são normalmente difusos, dados pelo aumento de minerais micáceos e diminuição da quantidade de feldspatos no sentido das encaixantes. Lateralmente, os corpos tendem a se afinar até desaparecer, o que lhes confere aspecto de lentes e megaboudins em planta, feições que são creditadas à deformação superimposta.

A espessura dos corpos graníticos pode variar de 100 até 650 metros, com média em torno de 350 metros para seis corpos analisados. Foliações e lineações tectônicas estão presentes em todos os corpos. São marcadas pelo alinhamento preferencial de micas, quartzo em fitas e agregados alongados de quartzo recristalizado, arranjados numa trama anastomosada. O aspecto geral é o de protomilonitos, com feldspatos quebrados e em parte estirados, que gradam localmente para milonitos, quando porfiroclastos de feldspatos acham-se circundados pela foliação milonítica mais fina. Foliações S-C são comuns, tanto nos granitos como nas encaixantes, apresentando cinemática similar em ambos. Raramente foram observadas foliações magmáticas dadas pelo alinhamento de feldspatos e micas. Em alguns locais ocorrem bandas mais micáceas configurando estrutura gnáissica.

A foliação de estado sólido se superimpõe à foliação magmática. Este fato pode ter obliterado possíveis feições de metamorfismo de contato nas encaixantes. Caso fossem significativas, as auréolas de metamorfismo de contato deveriam ter sido preservadas ao menos como minerais reliquias, apesar da deformação superimposta.

Os pegmatitos são comuns em toda a lasca tectônica superior. São constituídos por feldspato potássico, mica branca e quartzo em cristais centimétricos a decimétricos, podendo conter turmalina preta em cristais centimétricos. A espessura dos pegmatitos varia desde poucos centímetros até poucos metros. Acham-se alojados paralelamente à foliação principal e estão deformados. Alguns pegmatitos cortam a foliação principal e são menos deformados. Turmalinitos e greisens também ocorrem na região, mas menos abundantes que os pegmatitos. Os turmalinitos são compostos por quartzo e turmalina e ocorrem comumente como fácies de bordo de alguns pegmatitos, mas também foram observados como corpos individualizados. Os greisens são mais raros e constituídos preferencialmente por mica branca e quartzo. Uma ocorrência de columbita, em cristais milimétricos a centimétricos, associada a greisen e ainda não descrita na literatura científica foi observada a noroeste de Araxá, nas proximidades da cidade de Perdizes pelo primeiro autor.

A intrusão dos granitos/pegmatitos nas encaixantes e sua posterior milonitização gerou xistos feldspáticos milonitizados. Estes xistos, tanto os de origem ígnea máfica, como os de origem sedimentar, contêm fragmentos de pegmatitos e granitos, além de porfiroclastos de feldspatos, circundados por foliação milonítica mais fina. São rochas bandadas que preservam camadas e lentes com quartzitos, granada-mica xistos, e anfibolitos, e pegmatitos, em meio a bandas miloníticas com minerais cominuídos.

Petrografia Os granitos foram divididos em dois tipos: a) biotita granitos médios a finos, localmente grosseiros, cinza escuros, cinza claros e cinza rosados, predominantemente porfíricos, constituídos por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo, biotita, com

Figura 1 - Mapa Geológico do Grupo Araxá com localização dos corpos graníticos e das amostras analisadas (modificado de Seer, 1999).

turmalina, anfibólio, titanita, granada, fluorita, apatita, monazita e zircão subordinados; b) biotita-muscovita granitos médios a finos, cinza claros, às vezes porfiríticos, constituídos por feldspatos potássicos, plagioclásio, quartzo, biotita, mica branca, com turmalina, granada, apatita, monazita e zircão subordinados e com fácies sienítica de pequena expressão. Ao primeiro grupo pertencem corpos graníticos que foram designados por Quebra Anzol e Pirapetinga. Ao segundo grupo pertencem os corpos graníticos Serra Velha e Tamanduá (Fig. 1).

O quartzo é anédrico, intersticial, podendo ocorrer como inclusões em feldspatos e micas brancas. Seu diâmetro médio varia de 0,3 a 0,7 mm podendo alcançar os 3 mm. Quando incluso, é geralmente menor que 0,2 mm, podendo alcançar até 0,7 mm, com formatos arredondados e preservado da deformação. Forma agregados de fitas nos pontos de maior deformação. Os grãos maiores possuem extinção ondulante, desenvolvem subgrãos e passam lateralmente a agregados finos de grãos recristalizados, através do processo de migração de bordos de grãos. A extinção ondulante no quartzo é um dos aspectos que mais se destaca nos granitos. De modo localizado, forma mosaicos policristalinos, cujos grãos são menores que 0,1 mm, com contatos retos, denunciando recristalização estática em zonas de menor deformação.

Os feldspatos potássicos são os mais abundantes e compreendem o ortoclásio e o microclínio, ora em proporções equivalentes, ora com microclínio subordinado. Têm de 1 a 3 mm de diâmetro, mas podem desenvolver fenocristais com até 3 cm de diâmetro. São anédricos a subédricos com bordos irregulares. Alguns grãos são poiquilíticos, com inclusões de plagioclásio, mica branca, biotita e quartzo e mais raramente de titanita e granada. Seus contatos são em geral interpenetrados com os demais minerais, podendo preservar algumas faces retas. Maclas segundo a lei de Carlsbad são raras. No entanto, maclas deformacionais polissintéticas, que se iniciam mais largas nos bordos e se acunham para o interior do cristal são comuns. Estas podem ser

deslocadas por microfraturas em geral preenchidas por minerais metamórficos, os quais, por sua vez, acham-se também deformados evidenciando uma história deformacional complexa. Nas fraturas intracristalinas ocorre neoformação de quartzo, feldspatos, mica branca e epidoto. A orientação das microfraturas geralmente é perpendicular ou oblíqua à foliação milonítica. As microfraturas geram-se muitas vezes a partir dos planos de clivagem e deslocam estes planos. Ocorrem então rotações e deslocamentos de grãos por fraturas sintéticas. Os feldspatos podem apresentar micropertitas distribuídas de modo regular em seu interior, possivelmente pré-deformacionais, pertitas em chama e raras mirmequitas. As pertitas em chama estão geralmente orientadas de modo oblíquo em relação ao plano de cisalhamento. As mirmequitas desenvolvem-se de modo oblíquo às faces dos cristais e em quadrantes opostos (*quarter structures*). Alguns cristais de ortoclásio transformam-se localmente para microclínio. Porfiroclastos manteados ocorrem com menor frequência. Formam grãos losangulares e arredondados circundados por agregados finos de feldspatos recristalizados, que podem prolongar-se ao longo da foliação. Predominam os porfiroclastos manteados do tipo sigma. Com a finalidade de investigar a composição destes agregados finos, procedeu-se a colorimetria de algumas seções delgadas, com base em método descrito em Hutchison (1974), que indicou que grande parte dos grãos mais finos das caudas dos porfiroclastos, são de feldspato potássico. Nas porções menos deformadas de alguns granitos, alguns horizontes, paralelizados à foliação geral da rocha, apresentam cristais de feldspatos alinhados o que sugere fluxo magmático.

O plagioclásio é anédrico a subédrico, com tamanho médio de 2 mm, podendo alcançar 3 mm, e ocorre intercrescido com os demais minerais ou como inclusões nos feldspatos potássicos. Neste caso é euédrico com tamanhos menores que 0,2 mm. Quase sempre está intensamente saussuritizado. São comuns maclas polissintéticas segundo a Lei da Albita. Mostra extinção ondulante

te, microfraturas, kinks, desenvolve subgrãos, recristaliza nos bordos e contém maclas deformacionais. Neoformação de plagioclásio ocorre junto aos agregados com quartzo, nas fraturas e nas áreas mais deformadas. Inclusões de quartzo são comuns em alguns grãos.

Em alguns corpos graníticos, ocorre mica branca juntamente com biotita e que compreende cristais subédricos a euédricos com 2 a 3 mm de diâmetro, granulometria comparável à dos outros componentes ígneos. Alguns cristais podem mostrar seções límpidas sem inclusões. Estas características indicam que a mica branca tem origem ígnea segundo os critérios texturais sugeridos por Miller *et al.* (1981). No entanto, embora ocorra como cristais isolados pode estar inclusa em ortoclásio, associada à biotita, algumas vezes parecendo intercrescida e outras formada após a biotita, quando esta ocorre inclusa ou sobrecrecida pela mica branca. Isto sugere uma origem secundária. A mica branca mostra extinção ondulante, microkinks e arqueamentos suaves. Fraturas paralelas à clivagem (001) deslocam grãos, por deslizamento e rotação, podendo gerar aberturas que são preenchidas por minerais metamórficos. Uma segunda geração de mica branca cresce às custas desta mica maior. São palhetas menores que 0,1 mm formando agregados principalmente nos bordos das micas de primeira geração, estendendo-se ao longo da foliação e também gerando-se a partir dos plagioclásios e ortoclásios. Estudos de química mineral indicam que ambas variedades de mica branca pertencem à série das fengitas, as primárias contendo mais Ti, K, Na e Al, e as secundárias mais ricas em Fe, Mg e Si (Seer, 1999).

A biotita é subédrica a anédrica, com tamanhos variáveis entre 0,5 e 8 mm. A biotita de origem ígnea apresenta forte pleocroísmo, que pode ir do castanho claro ao castanho escuro e vermelho, em contraste com o fraco pleocroísmo das palhetas menores de biotita metamórfica. Uma feição interessante é a existência de intercrescimento entre biotita e ortoclásio. Este foi sendo invadido pela biotita e cresceu logo após a partir do grão original. Esta textura poderia ter se desenvolvido quando o magma ainda estava em vias de cristalização e ao mesmo tempo era submetido à deformação. Notam-se pequenas diferenças de orientação cristalográfica entre o feldspato mais interno e os mais externos. Na continuidade do processo, os minerais foram deformados e a biotita se transformou parcialmente ou intercreceu com a mica branca. A biotita pode ocorrer inclusa em granada e em feldspato potássico, e neste caso foi observado um cristal circundado por mica branca. Ocorre no interior e bordos da mica branca e como esta, mostra feições de deformação como extinção ondulante e dobramentos e apresenta cloritização parcial. Inclusões de zircão que geram halos pleocróicos são comuns. Também pode conter inclusões de apatita euédrica. Uma geração mais nova de biotita forma-se às custas da anterior, compondo cristais menores que 0,1 mm e dispostos ao longo da foliação milonítica. Análises por microsonda eletrônica mostram que a biotita apresenta composição próxima das siderofilas, caindo dentro do campo composicional de biotitas coexistentes com muscovitas em granitos peraluminosos (Seer 1999).

A granada ocorre como cristais euédricos e arredondados, com diâmetros entre 0,2 e 1,5 mm, fraturados, mais claros nos bordos. Foi observada uma granada, inclusa em feldspato potássico, com textura em atol, na qual o centro está preenchido por biotita. Outros grãos de granada têm seu núcleo substituído por fluorita, observando-se nitidamente sua corrosão. Estas texturas sugerem a existência de um bordo mais resistente, e um núcleo mais suscetível à alteração química. Foram observados cristais de granada bordejados por biotita e ambas inclusas em ortoclásio.

A turmalina, da variedade schorlita, aparece como cristais prismáticos, menores que 2 mm, fraturados, com cores variáveis do cinza ao verde oliva e é muito comum no granito Serra Velha e abundante nos pegmatitos.

Anfibólio ocorre no biotita granito Quebra Anzol como grãos de até 3 mm, anédricos, com bordos sempre irregulares, corroídos, com forte pleocroísmo que vai do verde escuro ao verde azulado, o que indica tratar-se possivelmente de anfibólio sódico (Nockolds *et al.* 1978). Os cristais de anfibólio estão geralmente associados às micas, titanita, epidoto e minerais opacos e não ocorrem como inclusões nos feldspatos. Possuem extinção ondulante e são fraturados. Este granito é quimicamente alcalino.

A titanita ocorre como cristais menores que 3 mm, euédricos a subédricos, inclusos em feldspato potássico e biotita, dispersa na rocha e associada às bandas mais micáceas, ou ainda como produto de transformação para leucoxênio quando pode estar arredondada e boudinada, com os espaços interboudins preenchidos por mica e epidoto.

A fluorita ocorre como agregados cristalinos incolores a violeta, que preenchem fraturas e penetram nas clivagens dos feldspatos, além de substituir parcialmente alguns grãos de granadas. Os cristais estão comumente associados a minerais opacos. Foi observado um grão cujas clivagens estão defletidas por deformação e cujos bordos foram recristalizados para uma massa de fluorita criptocristalina incolor.

Microtectônica Como a intrusão dos granitos ocorreu num momento precoce de D_2 , em alguns afloramentos preservados da deformação D_2 , foi possível identificar-se feições texturais ligadas a fluxo magmático, tais como bandas com feldspatos paralelizados às micas ígneas (Paterson *et al.* 1989), embora as texturas desenvolvidas no estado sólido estejam superpostas de modo expressivo. Com a progressão da deformação D_2 , as texturas desenvolvidas no estado sólido passam a predominar, gerando-se uma paragênese com mica branca + clorita + albita + epidoto + quartzo, às custas dos minerais ígneos. Estas reações podem ser referidas como retrometamórficas (Pryer 1993) e são encontradas em outros cinturões orogenéticos como nos Alpes Suíços (Fitz Gerald & Stünitz 1993, Stünitz & Fitz Gerald 1993), nas Cadeias Peninsulares da Califórnia (Simpson 1985) e no Cinturão Dobrado de Lachlan, Austrália (Vernon & Flood 1988).

Com relação às condições termais a que os granitos foram submetidos durante a deformação D_2 , pode-se dizer que a saussuritização do plagioclásio e a presença de pertitas em chama nos granitos de Araxá são feições comuns também a granitos submetidos a condições metamórficas do fácies xisto verde (Pryer 1993, Pryer & Robin 1995). Pryer & Robin (1995) elaboraram um modelo através do qual as pertitas em chama são formadas por substituição iônica nos feldspatos. Neste caso, íons de Na^+ oriundos do plagioclásio iriam compor albita no ortoclásio e o K^+ excedente destes iria para a muscovita sobre o plagioclásio, conservando-se relativamente imóvel o Al. O Ca^{++} do plagioclásio iria para o epidoto, o processo como um todo sendo induzido pela deformação. Um fato que se alia a este é a orientação preferencial das pertitas em chama, posicionadas obliquamente à foliação milonítica. Pryer & Robin (1995) realizaram estudo em uma amostra rica em pertitas e constataram que sua orientação corresponde à orientação da direção principal de tensões s_1 . Isto permite supor que sua gênese é similar à das fraturas de tensão.

Outro aspecto interessante nos granitos de Araxá e comum a outros granitos de ambiente tectônico semelhante, é que as pertitas

em chama localizam-se em certos grãos, enquanto outros ficam livres. Este fato pode ser explicado pela elevada resistência e baixa permeabilidade dos granitos, além da disponibilidade maior ou menor de água, de modo que as pressões de fluidos são diferentes em função da localização e orientação dos bordos de grãos. Além disso, a boa preservação da mineralogia nos granitos de Araxá indica que a extensão da hidratação dos diversos minerais foi baixa, pelo menos nos núcleos mais preservados dos granitos, de onde foram extraídas as amostras para estudos petrográficos. O aumento na proporção de minerais micáceos no sentido das encaixantes certamente envolveu maior circulação de fluidos.

Pryer (1993) estudou granitos associados a uma lâmina de empurrão no Front de Grenville, Ontário, Canadá, estabelecendo, com base em dados microtectônicos dos feldspatos, comparados com dados experimentais de deformação de granitos, as sequências texturais típicas para cada grau metamórfico. No caso, o metamorfismo foi do tipo barroviano e as isógrads acham-se bem mapeadas. Comparando-se os dados da região de Araxá com os do Front de Grenville, verifica-se que as condições do metamorfismo nos granitóides de Araxá variaram do fácies xisto verde baixo a xisto verde superior, com intervalo de temperaturas de 300 a 450 °C. Além disso, o quartzo, por mostrar extinção ondulante, recuperação e recrystalização por migração de bordos foi deformado sob condições de baixo a médio grau metamórfico (300 a 500 °C) (Passchier & Trouw 1996). Em Araxá, os feldspatos acham-se parcialmente recrystalizados nos bordos o que requer temperaturas acima de 450 °C (Paterson *et al.* 1989). Deste modo, pode-se supor que as temperaturas, durante a deformação dos granitos, oscilaram entre 300 e 500 °C.

Quanto aos mecanismos de deformação que operaram na região da Sinforma de Araxá, só é possível tecer comentários relativos às deformações D_2 e D_3 . Além dos mecanismos de deformação que atuaram nos granitos é interessante também um comentário geral sobre os mecanismos observados nos metassedimentos. A gênese das clivagens de crenulação está ligada a processos de dissolução por pressão (dissolução de bordos de granada, clorita, mica branca e biotita, crescimento de novos minerais em sombras de pressão, presença de trilhas de minerais opacos nos domínios de clivagem) e recrystalização por migração de bordos de grãos. A redistribuição de mica branca e clorita também é notável, a última concentrando-se nos microlitos e a mica branca nos domínios de clivagem. Segundo Passchier & Trouw (1996), esta redistribuição se dá por um mecanismo de transferência por dissolução. Observa-se que estas clivagens, tipicamente associadas a dobras, passam a domínios de clivagens com caráter milonítico associadas a zonas de cisalhamento. Neste caso, a milonitização, por desenvolver tramas assimétricas, originou-se num contexto de deformação heterogênea não-coaxial, com cominuição de grãos e recrystalização por migração de bordos de grãos. A deformação intracristalina, denunciada pela presença de abundantes extinções ondulantes, tanto no quartzo e nos feldspatos como nas micas, kinks nas micas e maclas deformacionais nos feldspatos, foi um processo importante nas condições de fácies xisto verde especialmente para os metapelitos.

Nos granitos as feições mais comuns como extinção ondulante, maclas deformadas, maclas deformacionais e kinks indicam que os processos de deformação intracristalina também foram importantes. No entanto, tratando-se de agregados policristalinos, nos quais os minerais apresentam diferentes comportamentos reológicos (Passchier & Trouw 1996), deve-se destacar o fato de que sob condições do fácies xisto verde, os minerais mais susce-

tíveis como quartzo, biotita e mica branca irão deformar-se por plasticidade cristalina (Lonka *et al.* 1998), enquanto os mais resistentes, como os feldspatos, irão deformar-se rúptilmente. Estas feições sugerem que os granitos de Araxá foram deformados na transição dúctil-rúptil (Simpson 1985). Com o aumento das taxas de deformação, ainda sob condições do fácies xisto verde, observa-se apenas localmente, passa a ocorrer fluxo granular na matriz mais dúctil, o tamanho dos feldspatos diminuindo por uma combinação de recrystalização dinâmica e dissolução química (Lonka *et al.* 1998), ocorrendo rotação de corpo rígido e gerando-se os porfiroclastos manteados.

Todas as feições microestruturais ilustram o fato de que desde a intrusão dos granitos até a colocação final das lascas tectônicas eles foram submetidos a uma deformação heterogênea que gerou zonas de maior e menor deformação e que houve superimposição de processos deformacionais / metamórficos cada vez menos intensos à medida que o processo colisional arrefecia.

LITOGEOQUÍMICA Foram selecionadas 13 amostras de granitos para estudos litogeoquímicos. Os critérios para seleção foram a ausência de efeitos intempéricos, homogeneidade textural, ausência de veios e de fraturas preenchidas por minerais secundários e representatividade geológica. As amostras foram preparadas e analisadas para elementos maiores e traços no Laboratório de Geoquímica da Universidade de Brasília. SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_{total} , MnO , CaO , P_2O_5 , Zn , Co , Ni , Cr , V , Be , Cu , Zr , Y , Sr e Ba , foram determinados por espectrometria de emissão atômica com fonte de plasma (ICP/AES), FeO por volumetria, Na_2O e K_2O através de espectrofotometria de absorção atômica e perda ao fogo por gravimetria. Os Elementos Terras Raras (ETR) foram separados por troca iônica utilizando o método de minicolumnas proposto por Oliveira & Boaventura (1998) e determinadas em ICP/AES. Das 13 amostras analisadas 3 foram eliminadas por apresentar problemas de fechamento ou elevada perda ao fogo. Estas três amostras pertencem ao Granito Quebra Anzol que foi submetido a processos de alteração tardi-magmática, com entrada de fluidos ricos em fluorita.

Elementos maiores A localização das amostras analisadas é fornecida na figura 1. As amostras representam 3 conjuntos de corpos graníticos que receberam as denominações de Serra Velha (460a, 484c, 486b, 186c, 216, 27a), Tamanduá (252 a) e Quebra Anzol (56b, 205a, 425a). Os resultados analíticos para elementos maiores são apresentados na Tabela 1, juntamente com as respectivas normas.

Como a maioria das amostras têm pequena variação de SiO_2 a utilização deste parâmetro não é sensível o suficiente para indicar tendências ligadas a processos de diferenciação magmática. Deste modo, para testar as hipóteses de diferenciação magmática e cogeneticidade, optou-se pelo índice de diferenciação de Thornton & Tuttle ($\text{Idt} = \text{Q} + \text{Or} + \text{Ab} + \text{Ne} + \text{Ks} + \text{Lc}$) que utiliza minerais normativos (Fig. 2). De modo geral, verifica-se que TiO_2 , FeO , MgO e CaO diminuem com o aumento do Idt , o que é compatível com tendências de gradação entre granitos menos e mais diferenciados (Hyndman 1985). O granito Quebra Anzol possui menos P_2O_5 , MgO , FeO , TiO_2 e CaO , e mais MnO e Na_2O , em relação aos outros corpos.

Utilizando-se parâmetros multicatiónicos (De La Roche *et al.* 1980, Batchelor & Bowden 1985), que representam melhor a distribuição de cátions numa amostra em relação aos diagramas binários de óxidos x índice de diferenciação, pode-se tentar uma classi-

Tabela 1 - Dados de análises químicas de elementos maiores, traços e Terras Raras dos granitóides da sinforma de Araxá e suas respectivas normas. ACNK = índice de Shand.

Amostra	27a	425a	484c	486b	186c	216	460a	205a	56b	252a
SiO ₂	58,7	73,2	73,49	75,74	73,89	73,91	73,98	74,6	74,69	75,64
TiO ₂	0,38	0,24	0,26	0,32	0,16	0,18	0,16	0,06	0,05	0,14
Al ₂ O ₃	17,88	12,08	11,73	12,19	11,85	11,92	11,83	12,47	12,4	11,97
Fe ₂ O ₃	1,23	0,34	0,71	1,25	0,69	0,42	0,64	0,39	0,28	0,3
FeO	2,34	1,66	1,74	1,73	1,29	1,42	1,42	0,64	0,61	1,32
MnO	0,07	0,12	0,04	0,05	0,05	0,03	0,05	0,18	0,18	0,05
MgO	0,39	0,42	0,61	0,72	0,24	0,35	0,57	0,1	0,06	0,29
CaO	0,59	0,63	0,89	0,89	0,64	0,67	0,63	0,33	0,66	1,1
Na ₂ O	4,53	3,41	2,96	2,43	2,93	2,72	2,72	5,19	4,81	4,67
K ₂ O	8,45	5,79	4,99	4,58	5,73	5,63	5,03	5,21	4,26	2,11
P ₂ O ₅	0,3	0,12	0,17	0,1	0,21	0,2	0,26	0,03	0,03	0,12
LOI	5,26	1,09	1,72	1,82	1,46	1,79	1,72	0,7	0,98	1,38
Total	100,12	99,1	99,31	99,13	99,14	99,24	99,01	99,9	99,01	99,09
Fe ₂ /Fe ₃	0,52	0,2	0,4	0,72	0,53	0,29	0,45	0,6	0,45	0,22
FeO _T	3,45	1,97	2,38	2,85	1,91	1,8	2	0,99	0,86	1,59
FeO _T /Or	3,83	2,18	2,64	3,17	2,12	2	2,22	1,1	0,96	1,77
ACNK	1,06	0,92	0,98	1,16	0,97	1,01	1,07	0,84	0,9	1
q	0	29,3	34,58	40,57	33,78	35,08	35,57	28,16	29,77	37,79
or	52,65	34,92	30,22	27,09	34,67	34,15	30,56	31,04	25,68	12,76
ab	37,12	29,44	25,66	20,52	25,38	23,62	23,65	35,42	40,87	40,44
an	1,24	0,58	3,51	3,83	1,9	2,14	1,49	0	0	5
c	0,91	0	0,22	1,84	0,16	0,61	1,42	0	0	0,23
hy	0	2,88	3,9	3,52	2,3	2,99	3,44	1,04	0,05	2,86
mt	1,88	0,5	1,05	1,82	1,02	0,62	0,95	0	0,13	0,45
he	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
il	0,76	0,46	0,51	0,61	0,31	0,35	0,31	0,11	0,1	0,27
ap	0,79	0,3	0,42	0,25	0,52	0,49	0,64	0,07	0,07	0,3
di	0	1,7	0	0	0	0	0	1,27	2,77	0
ac	0	0	0	0	0	0	0	1,14	0,56	0
z	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
q+or+ab	89,77	93,66	90,46	88,18	93,83	92,85	89,78	94,62	96,32	90,99
Ba	826	425	425	116	168	240	59	15	60	588
Sr	47	188	42	79	30	30	13	4	4	170
Y	34	15	50	31	23	29	28	43	38	15
Zr	127	170	95	116	80	110	86	103	70	71
V	17	16	12	18	8	11	7	4	5	10
Nb	25	62	15	14	15	13	15	202	187	9
Zn	115	47	74	48	46	46	68	114	119	40
Co	52	110	143	nd	112	108	77	113	nd	165
La	5,7	nd	15,01	17,94	5,09	nd	5,5	nd	nd	35,26
Ce	22,91	nd	42,58	48,41	18,32	nd	21,13	nd	nd	77,5
Nd	13,34	nd	20,6	23,92	10,31	nd	10,7	nd	nd	34,02
Sm	2,88	nd	4,15	4,35	2,01	nd	2,78	nd	nd	5,17
Eu	0,46	nd	0,67	0,87	0,32	nd	0,29	nd	nd	0,64
Gd	5	nd	5,11	5,46	2,5	nd	3,82	nd	nd	4,01
Dy	5,68	nd	6,69	5,26	3,2	nd	4,5	nd	nd	2,85
Ho	1,49	nd	1,88	1,32	0,82	nd	1,14	nd	nd	0,77
Er	3,62	nd	4,79	3,22	2,08	nd	2,98	nd	nd	2,03
Yb	2,12	nd	2,78	1,78	1,19	nd	1,74	nd	nd	1,19
Lu	0,46	nd	0,52	0,44	0,1	nd	0,27	nd	nd	0,1

Figura 2 - Diagramas de variação de elementos maiores e traços x índice de diferenciação de Thornton e Tuttle Idtt) dado por Q+Or+Ab+Ne+Lc+Ks das rochas granitóides da sinforma de Araxá. Círculos cheios = granito Serra Velha; círculo aberto = granito Tamanduá; triângulos = granito Quebra Anzol.

Figura 3 - Diagrama R1 x R2 (De La Roche et al. 1980) para classificação de rochas plutônicas em miliátomos. 1 = álcaligranito; 2 = granito; 3 = granodiorito; 4 = tonalito; 5 = quartzomonzonito; 6 = quartzosienito; 7 = sienito; 8 = nefelinasienito; 9 = essexito; 10 = sienogranito; 11 = monzonito; 12 = monzodiorito; 13 = diorito; 14 = gabrodiorito; 15 = monzogabro; 16 = sienogabro; 17 = melteigito; 18 = teralito; 19 = álcali-gabro; 20 = olivina gabro; 21 = gabronorito; 22 = piroxenito; 23 = peridotito. Símbolos das amostras conforme figura 2.

ficação química para os granitos de Araxá (Fig. 3). Este diagrama utiliza dois fatores discriminantes baseados em proporções de miliátomos, os índices R1 {4Si - 11 (Na + K) - 2 (Fe + Ti)} e R2 (6 Ca + 2 Mg + Al), que permitem a classificação das rochas e têm implicações petrogenéticas. Do diagrama da figura 3 verifica-se que as amostras 486 b, 252 a e 484 c são granitos, as amostras 460a, 216, 186 c e 56 b, 425 a são transicionais entre granitos e álcali-granitos e a amostra 205 a é um álcali-granito típico. A amostra 27a é um sienito. Os fatores discriminantes R1 e R2 possibilitam uma compreensão sobre a progressão das composições químicas de granitos através de um ciclo orogênico, desde as etapas de pré-colisão, colisão e pós-colisão (Batchelor & Bowden 1985). Os granitóides de Araxá caem no campo dos granitos colisionais tendendo aos granitos anorogênicos, e geraram-se por fusão parcial de fontes crustais.

Seguindo tendência mais moderna, como o abandono de classificações com fortes vínculos genéticos, como as alfabéticas (granitos tipo I, tipo S, tipo M, Tipo A), Clarke (1992) propõe a utiliza-

ção do conceito de saturação em alumina de Shand, no qual a razão $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$, abreviada como A/CNK, permite distinguir três categorias de rochas granitóides: peraluminosas ($A/CNK > 1$), metaluminosas ($A/CNK < 1$) e peralcalinas ($A < NK$). Esta proposição é seguida no presente trabalho, concordando-se com a opinião de Clarke (1992), de que “dada a complexidade genética e química da crosta, granitóides com fontes híbridas devem ser a regra”, e por exemplo, “por quê designar um granito como tipo-S, quando ele provavelmente não teve uma fonte exclusivamente sedimentar?”. As amostras dos granitos de Araxá têm índice A/CNK variando de 0,84 a 1,16 (Tabela 1) (Fig. 4). Os granitos peraluminosos de Araxá são parecidos aos granitos tipo-S fracionados de Chappell & White (1992) e diferem da média dos granitos peraluminosos por apresentarem A/CNK um pouco mais baixo, e teores mais altos de Si e mais baixos de Al e Na (Tabela 2). Também apresentam coríndon como mineral normativo. Mineralogicamente são similares aos granitos peraluminosos (Clarke 1981).

O granito Quebra Anzol, quimicamente mais peralcalino tem, no entanto, mineralogia similar à dos granitos peraluminosos, mas não contém muscovita primária e tem proporcionalmente mais biotita e anfibólio. Não contém minerais como ortopiroxênio, clinopiroxênio e cumingtonita, típicos de granitos metaluminosos, e contém granada e turmalina, típicos de granitos peraluminosos. Uma possibilidade de interpretação é a mudança da composição química original por processos tardi-magmáticos (evidenciados pela presença de fluorita que corrói os minerais ígneos), contaminação por encaixantes e processos metamórfico/deformacionais, afastando-o de composições peraluminosas. O mesmo é válido para algumas amostras com mineralogia típica de granitos peraluminosos (186c, 484c, 425 a e 56b), que caem no campo metaluminoso, colocando-se também em dúvida as amostras que caem no campo peralcalino. Estes fatos mostram que o estudo geoquímico dos granitos de Araxá é problemático, mas aliando-se dados petrográfico/mineralógicos aos dados químicos pode-se dizer que existe uma tendência à peraluminosidade.

Elementos Traço Enquanto os elementos maiores têm relação com a mineralogia dos granitos (Clarke 1992), os elementos traço nem sempre apresentam ligação direta com a moda. Embora não sejam úteis para a classificação das rochas, os elementos traço podem ser utilizados para inferências petrogenéticas e sobre os ambientes tectônicos nos quais os granitos foram gerados (Pearce et al. 1984, Harris et al. 1986, Förster et al. 1997).

Os resultados analíticos para elementos traço, incluindo os ETR, são apresentados na Tabela 1. A distribuição dos diversos elementos traço pode ser apreciada na figura 2. Zr e V decrescem com o Idtt, enquanto os demais elementos não têm tendências claras. Nb é mais enriquecido no granito Quebra Anzol em relação aos granitos Serra Velha e Tamanduá.

Os padrões de distribuição dos ETR evidenciam que os corpos graníticos da região de Araxá apresentam algumas diferenças que podem ser reflexo tanto das fontes que originaram seus magmas como dos processos pelos quais passaram em sua evolução. Discrimina-se dois grupos diferentes representados pelas amostras a) 486b, 484c e 252a, e b) 186c, 460a e 27a (Figs. 5a e b). As amostras 486b e 484c, do granito Serra Velha têm razões La/Yb de 10,07 e 5,39, respectivamente. Já a amostra 252a do granito Tamanduá têm razão La/Yb de 29,63. Este último valor é decorrente do maior enriquecimento em ETRL em relação aos ETRP. As amostras do segundo grupo mostram razões La/Yb de 4,27, 3,16 e 2,68

Figura 4 - Índice de Shand A/CNK (Maniar & Piccoli 1989). Símbolos conforme figura 2.

Tabela 2 - Comparação entre as médias das análises químicas dos granitos peraluminosos do Grupo Araxá (1) (amostras 486b, 216, 460a, 252a) com a média de 199 granitos peraluminosos (2) (Clarke 1992), com os granitos tipo S não-fracionados (3) e fracionados (4) de Chappell & White (1992), com os granitos peraluminosos Himalaianos de Manaslu (5), do Butão (6), Hercinianos da Galícia (7) e de Cornwall (8), e entre os granitos peralcalinos do Grupo Araxá (9) com a média de 25 granitos peralcalinos (10) (Clarke 1992).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	74,81	71,45	71,58	74,4	73,05	73,16	71,9	71,73	74,16	74,01
TiO ₂	0,2	0,32	0,48	0,16	0,15	0,11	0,25	0,25	0,11	0,23
Al ₂ O ₃	11,97	14,76	13,83	13,5	14,59	14,52	14,2	14,55	12,31	11,59
Fe ₂ O ₃	0,65		0,45	0,28		0,19		1,38	0,33	
FeO	1,47		2,38	1,14		0,9		0,72	0,97	
FeO _T	2,06	2,49							1,27	3,08
MnO	0,04	0,13	0,05	0,04	0,03	0,04	0,02	0,03	0,16	0,1
MgO	0,48	0,78	1,02	0,27	0,11	0,14	0,46	0,46	0,19	0,55
CaO	0,82	2,01	1,74	0,67	0,59	0,74	1	0,69	0,54	0,48
Na ₂ O	3,13	3,72	2,57	3,06	3,63	3,04	3,33	2,52	4,47	4,33
K ₂ O	4,33	3,52	4,33	4,84	4,92	4,98	5,35	5,5	5,08	5,09
P ₂ O ₅	0,17	0,14	0,14	0,18		0,16	0,16	0,23	0,06	0,06
ACNK	1,06	1,1							0,88	0,86

respectivamente. Estas baixas razões indicam que o fracionamento de ETRL em relação aos ETRP neste grupo foi menor do que no primeiro grupo.

Comparando-se os padrões de ETR de Araxá com a média dos granitos colisionais Himalaianos e Hercinianos, conclui-se que pelo menos os granitos Serra Velha e Tamanduá são semelhantes àqueles (Fig. 5). Estes resultados aliados aos demais dados de elementos traço e maiores, permitem concluir que os corpos graníticos de Araxá, têm tendência peraluminosa, foram derivados por fusão de fontes crustais mistas, sedimentares e ígneas, e têm histórias evolutivas complexas, num contexto tectônico colisional.

GEOCRONOLOGIA O metamorfismo principal M₁ foi datado a partir de duas isócronas Sm-Nd obtidas através de minerais e rocha total em amostras de granada anfibolito e granada-mica xisto

Figura 5 - Distribuição dos elementos terras raras (ETR) nos granitóides da sinforma de Araxá comparados com o padrão geral de distribuição (campo cinza) dos ETR nos granitos Himalaianos e Hercinianos (Harris et al. 1986).

(Seer 1999), rochas encaixantes dos granitos. O granada-mica xisto forneceu idade de 637 ± 12 Ma e o granada anfibolito apresentou idade de 596 ± 32 Ma. Estas idades são interpretadas como a época de cristalização dos minerais metamórficos durante o metamorfismo M_1 . Para verificar a idade de cristalização estudou-se uma amostra do granito Serra Velha pelo método U-Pb (ID-TIMS) em zircão e monazita ígneos, cujos resultados foram divulgados por Valeriano et al. (2004a). A melhor estimativa para a idade de cristalização deste granito e também para a fase compressiva principal, D_2 , evento D_2p , em Araxá é dada por um cristal concordante de monazita (amostra 486-1) e um grupo de 6 zircões com forma de agulha (amostra 486-4) datados respectivamente de 639 ± 2 e 635 ± 2 Ma (Fig. 6). Deste modo, a idade do metamorfismo principal deve anteceder de poucos milhões de anos as intrusões, situando-se em 640 Ma, e o processo colisional encerrou-se em torno de 580 Ma com base em dados K-Ar (Hasui & Almeida, 1970).

Valeriano et al. (2004a) estudaram corpos lenticulares anatéticos no interior de paragneisses e granada-muscovita-biotita xistos feldspáticos do Grupo Araxá na Nappe de Passos ao sul de Araxá. Estas lentes têm tamanhos centimétricos a decimétricos e são compostas de K-feldspato, quartzo, albita-oligoclásio e granada. As lentes leucossomáticas são sintectônicas à foliação principal S_2 , com indicação de transporte tectônico para sudeste. A melhor estimativa de cristalização da fusão é dada por monazita euédrica com idade TIMS concordante de 629 ± 2 Ma, 10 Ma mais nova que o granito Serra Velha. Uma discórdia construída com o

grão de monazita prévio e 3 frações de zircões euédricos fornece interceptos de 626 ± 33 e 867 ± 94 Ma. Isto demonstra que houve geração de magmas graníticos pelo menos por 10 milhões de anos durante o processo colisional, no setor meridional da Faixa Brasília.

MODELO PETROGENÉTICO Clarke (1992) destaca o fato de que a composição de um granito é um somatório de fonte mais processos, mas que o mapeamento dos diversos tipos de granitos, peraluminosos, metaluminosos e peralcalinos, demonstra que cada um deles predomina em determinado ambiente tectônico, mas geralmente sem a exclusão completa dos outros tipos. Assim, granitos peraluminosos acham-se fortemente associados a ambientes de colisão continental, granitos metaluminosos associam-se com zonas de colisão oceano-contidente ou oceano-oceano, e os granitos peralcalinos com zonas de extensão crustal.

Um possível modelo petrogenético para os granitos peraluminosos de Araxá é extraído de Barbarin (1996) e resumido na figura 7. Segundo aquele autor, a muscovita primária e a cordierita são indicadores de magmatismos peraluminosos distintos e fases como biotita, muscovita, cordierita e granada podem estar relacionadas umas às outras através do equilíbrio: feldspato potássico + granada + cordierita + H_2O = muscovita + biotita + quartzo. Deste modo, à medida que a atividade de água aumenta, a assembléia a duas micas é favorecida. O mesmo autor, citando Wyllie (1977), destaca que resultados experimentais confirmam que os granitos a duas micas (MPGs) cristalizam sob fugacidades de água mais

Figura 6 - Diagrama concórdia para o granito Serra Velha com base em zircões e monazita.

Figura 7 - Modelo petrogenético para a geração de granitos anatéticos a duas micas (MPG) ou ricos em cordierita (CPG), durante evento de colisão crustal. Modificado de Barbarin (1996).

elevadas que os granitos a cordierita (CPGs). O conteúdo inicial de água no magma não ultrapassa os 4% para os granitos a cordierita, mas alcança 7 a 8% para permitir a precipitação de muscovita nos granitos a muscovita. Segundo Barbarin (1996), a grande quantidade de água nestes magmas é fornecida por grandes zonas de cisalhamento ou empurrões que concentram e canalizam fluidos na crosta. Estes fluidos não apenas lubrificam as zonas de cisalhamento, mas também promovem extensiva fusão. Os MPGs mostram evidências de deformação, desde cisalhamento localizado nos bordos das intrusões até completo cisalhamento e alongamento dos corpos paralelamente à estrutura tectônica. Os MPGs são abundantes nos cinturões orogênicos Hercínios, onde há abundantes zonas de cisalhamento transcorrentes e empurrões, bem como ao longo do Empurrão Principal Central dos Himalaias e são raros nos cinturões em que há poucas zonas de cisalhamento. Desta forma, confirma-se a ligação temporal e espacial destas rochas com estruturas crustais maiores. Além disso, a petrogênese dos granitos peraluminosos a duas micas acha-se intrinsecamente ligada ao controle estrutural regional. Já os granitos CPGs, são rochas menos evoluídas que os MPGs, e são formados por fusão "a seco" de materiais crustais, provocada pelo calor que resulta da intrusão de magmas derivados do manto. A anatexia "a seco" resulta em magmas peraluminosos tonalíticos a monzograníticos dos quais cristalizam minerais livres de água como a cordierita. Em contraste a anatexia "úmida" resulta em magmas peraluminosos leucograníticos a monzograníticos dos quais cristalizam minerais hidratados como a muscovita. A abundância de água nos MPGs resulta também na presença de abundantes corpos pegmatíticos que permanecem nas proximidades dos corpos graníticos. Ainda segundo Barbarin (1996), a mobilidade destes magmas na crosta é baixa e geralmente eles se encontram próximos de suas rochas fonte. Destaca que o modelo enfatiza a prevalência dos parâmetros físicos de fusão parcial sobre a natureza das fontes na gênese dos dois tipos principais de granitos peraluminosos. Assim, estes granitos refletem mais as condições da fusão parcial da crosta e suas causas, do que simplesmente sua origem crustal. Isto implica que o ambiente tectônico (colisional) e o desenvolvimento de grandes zonas de cisalhamento (empurrões e transcorrentes) têm papel predominante na gênese destes granitos. Deste modo, o alojamento dos granitos peraluminosos de Araxá ao longo de zonas de cisalhamento subhorizontais (falhas de empurrão), num contexto colisional, suas características petrográficas e geoquímicas, a presença de xenólitos das rochas metassedimentares e metaígneas máficas encaixantes, sua intensa

milonitização e a presença de abundantes corpos pegmatíticos e de turmalinitos, aproximam sua gênese a dos granitos peraluminosos a duas micas, no âmbito do modelo proposto por Barbarin (1996).

CONCLUSÕES Estudos de campo, petrografia, litogeoquímica e geocronologia permitem deduzir que os granitos intrusivos nas rochas metassedimentares e metaígneas máficas do Grupo Araxá em sua área-tipo, são leucogranitos de dois tipos composicionais distintos, compondo de um lado biotita granitos, peralcalinos, e de outro biotita-muscovita granitos, peraluminosos, ambos com assinaturas mineralógicas similares às de granitos colisionais. Formam corpos predominantemente tabulares, paralelizados às encaixantes, ricos em xenólitos, e intensamente deformados. Sua intrusão ocorreu durante o evento deformacional D_2 . Sua idade de 637 Ma registra este evento compressivo. Foram posteriormente deformados pelos eventos D_2 e pela fase deformacional D_3 . Critérios microtexturais indicam que as temperaturas durante o desenvolvimento de D_2 devem ter oscilado entre 300 e 500 °C, portanto sob condições retrometamórficas do fácies xisto verde e que a deformação processou-se na transição dúctil-rúptil. A presença de abundantes pegmatitos e turmalinitos e o crescimento de fengita primária demonstra a importância da água na gênese destes granitos, a qual pode ser enquadrada no modelo de Barbarin (1996), que sugere que muscovita granitos geram-se em regiões de colisão continental onde são abundantes as zonas de cisalhamento que promovem fusões parciais e servem como caminhos para a ascensão de magmas. Deste modo, os granitos da sinforma de Araxá, além de marcadores dos diversos eventos deformacionais e metamórficos naquela região, podendo ser utilizados para sua datação relativa e para a reconstrução da evolução tectônica, comprovam a existência de importante evento magmático associado ao processo colisional que ocorreu no final do Neoproterozóico no setor meridional da Faixa Brasília e que culminou com a colagem do setor oeste do continente de Gondwana.

Agradecimentos O primeiro autor agradece a CAPES pela concessão de uma bolsa de doutoramento. Os autores são gratos ao CNPq pela concessão de bolsas de pesquisa, e ao Instituto de Geociências da UnB pelo suporte físico e laboratorial e a FAP-DF (Proc. 193.000.068/96) pelos recursos para obtenção dos dados Sm-Nd. Aos Professores Marco A. Fonseca, pela concentração dos minerais pesados, e Cláudio M. Valeriano, pelas análises U-PB e a dois revisores anônimos da RBG.

Referências

- Almeida F.F.M., Hasui Y., Neves B.B.B., Fuck R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SBG, Simp. Geol. Nordeste, 8, Campina Grande, Atas, p. 363-391.
- Barbarin B. 1996. Genesis of the two main types of peraluminous granitoids. *Geology*, **24**:295-298.
- Barbosa O. 1937. Geologia do Município de Araxá, Minas Gerais. *Miner. e Metal.*, Nov-Dez, p.247-248.
- Barbosa O. 1955. Guia das Excursões. In: SBG, Congr. Bras. Geol, 9, São Paulo, Not.3.
- Barbosa O., Braun O.P.G., Dyer R.C., Cunha C.A.B.R. 1970. *Geologia da região do Triângulo Mineiro*. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, Boletim 136, 140p.
- Batchelor R.A. & Bowden P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chem. Geol.*, **48**:43-55.
- Brown M. & Solar G.S. 1998. Shear-zone systems and melts: feedback relations and self-organization in orogenic belts. *J. Struct. Geol.*, **20**:211-227.
- Besang C., Eberle W., Lahner L., Lenz H., Mollat H., Müller P., Paulsen S. 1977. Datação radiométrica em rochas de MG e ES. Belo Horizonte, CPRM, 41p.
- Brod J.A., Leonardo S.O.H., Meneses P.R., Albuquerque M.A.C., Almeida

- R., Blanco S.B., Cardoso F.B.F., Romão P.A., Tallarico F.H.B., Thomsen F.P.R. 1991. Geoquímica da Sequência Vulcano-Sedimentar de Abadia dos Dourados e Complexo Chapada das Perdizes, Triângulo Mineiro - MG. *Rev. Esc. Minas*, **45**:164-166.
- Clarke D.B. 1981. The mineralogy of peraluminous granites: a review. *Can. Mineral.*, **19**:3-17.
- Clarke D.B. 1992. *Granitoid rocks*. Chapman & Hall. London. 283pp.
- De La Roche H., Leterrier J., Grandclaude P., Marchal M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2 - diagram and major-element analyses - ITS relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, **48**:43-55.
- Fitz Gerald J.D. & Stünitz H. 1993. Deformation of granitoids at low metamorphic grade. I: reactions and grain size reduction. *Tectonophysics*, **221**:269-297.
- Föster H.J., Tischendorf G., Trumbull R.B. 1997. An evaluation of the Rb vs. (Y+Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. *Lithos*, **40**:261-293.
- Fuck R.A. 1994. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, 4, Brasília, *Anais*, p. 184-187.
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward M.P. & Ries A.C. (eds) 1986. *Collision Tectonics*. Blackwell Scientific Publications, Oxford *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **19**:67-81.
- Hasui Y. & Almeida F.F.M. 1970. Geocronologia do Centro-Oeste Brasileiro. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, **19**:7-26.
- Howell D.G. 1993. *Tectonics of suspect terranes- mountain building and continental growth*. Topics in the earth sciences 3. Chapman & Hall. London, 231pp.
- Hutchison C.S. 1974. *Laboratory handbook of petrographic techniques*. John Wiley & Sons, New York, 527pp.
- Hyndman D.W. 1985. *Petrology of igneous and metamorphic rocks*. McGraw-Hill, Inc., 786pp.
- Lonka H., Schulmann K., Venera Z. 1998. Ductile deformation of tonalite in the Suomusjärvi shear zone, south-western Finland. *J. Struct. Geol.*, **20**:783-798.
- Miller C.F., Stoddard E.F., Bradfish L.J., Dollase W.A. 1981. Composition of plutonic muscovite: genetic implications. *Can. Mineral.*, **19**: 25-34.
- Nockolds S.R., Knox R.W.O.B., Chinner G.A. 1978. *Petrology for students*, Cambridge University Press, Cambridge, 435pp.
- Oliveira R C & Boaventura G R 1998. Determinação dos elementos terras raras em amostras geológicas por ICP/AES utilizando minicolunas. *Rev. Bras. Geoc.*, **28**:169-172.
- Passchier C.W. & Trouw R.A.J. 1996. *Microtectonics*. Springer-Verlag, Berlin 289pp.
- Paterson S.R., Vernon R.H., Tobisch O.T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *J. Struct. Geol.*, **11**(3):349-363.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Botelho N.F. 1999. Granites and the geodynamic history of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil: a review. *Lithos*, **46** (3):1-21.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Fischel D.P. 1999. Estudo isotópico Sm-Nd regional da Porção Central da Faixa Brasília, Goiás: implicações para idade e origem dos granulitos do Complexo Anápolis-Itaúcu e rochas metassedimentares do Grupo Araxá. *Rev. Bras. Geoc.*, **29**:271-276.
- Pryer L.L. 1993. Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville front, Ontario, Canada. *J. Struct. Geol.*, **15**:21-36.
- Pryer L.L. & Robin P.Y.F. 1995. Retrograde metamorphic reactions in deforming granites and the origin of flame perthite. *J. Struct. Geol.*, **13**:645-658.
- Seer, H.J. 1999. *Evolução Tectônica dos Grupos Araxá, Ibiá e Canastra na sinforma de Araxá, Araxá, Minas Gerais*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 267p.
- Seer H.J., Brod J.A., Fuck R.A., Pimentel M.M., Boaventura G., Dardenne M.A. 2001. O Grupo Araxá em sua área-tipo: um fragmento de crosta oceânica Neoproterozóica na Faixa de Dobramentos Brasília. *Rev. Bras. Geoc.*, **31**:385-396.
- Simões L.S.A. & Navarro G. 1996. Estruturação da Faixa Brasília na região de Araxá, MG. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 39, Salvador, *Anais*, p. 92-95.
- Simpson C. 1985. Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *J. Struct. Geol.*, **7**(5):503-511.
- Stünitz H. & Fitz Gerald J.D. 1993. Deformation of granitoids at low metamorphic grade. II: Granular flow in albite-rich mylonites. *Tectonophysics*, **221**:299-324.
- Valeriano C.M., Machado N., Simonetti A., Valladares C.S., Seer H.J., Simões L.S.A. 2004a. U-PB Geochronology of the southern Brasília Belt (SE Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West-Gondwana. *Precamb. Res.*, **130**(1-4):27-55.
- Valeriano C.M., Dardenne M.A., Fonseca M.A., Simões L.S.A., Seer H.J. 2004b. A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C. D.R., Brito-Neves B.B (eds) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Ed. Beca, São Paulo, p.575-592.
- Vernon R.H. & Flood R.H. 1988. Contrasting deformation of S- and I-type granitoids in the Lachlan fold Belt, eastern Australia. *Tectonophysics*, **147**:127-143.

Manuscrito

Recebido em 15 de maio de 2003

Revisão dos autores em 10 de novembro de 2004

Revisão aceita em 20 de novembro de 2004