VARIAÇÕES QUÍMICAS E MINERALÓGICAS NA ZONA DE CISALHAMENTO DE GOUVEIA (MG) E SUAS IMPLICAÇÕES NO PROCESSO DE REATIVAÇÃO TECTÔNICA

SIMONE CERQUEIRA PEREIRA CRUZ, HANNA JORDT- EVANGELISTA & FERNANDO FLECHA ALKMIM

Resumo A zona de cisalhamento dúctil-rúptil de Gouveia, junto com três outras estruturas similares a ela, se entende por 10 km no embasamento do núcleo do Anticlinório de Gouveia, uma culminação regional nucleada na porção externa do cinturão de dobramentos e cavalgamentos Araçuai, de idade neoproterozóica. O embasamento do Anticlinório de Gouveia consiste essencialmente de migmatitos arqueanos, granitóides e xistos, enquanto as unidades de coberturas compreendem seqüências de quartzitos e filitos do Supergrupo Espinhaço, de idade Paleo-Mesoproterozóica. A zona de cisalhamento de Gouveia orienta-se segundo NNW-SSE, com mergulhos variáveis para ENE e desenvolve-se sob condições de fácies xisto verde. Os indicadores cinemáticos revelam a existência de duas fases de deformação associadas a essa zona, respectivamente, reversa - reversa sinistral e normal - normal dextral. Com o objetivo de investigar a natureza dos processos envolvidos na nucleação e evolução dessa zona, foram realizados estudos de petrologia e geoquímica em um segmento da zona de cisalhamento em questão nucleada no granito de Gouveia, de idade arqueana. A porção estudada apresenta largura de 32,8 m e compreende rochas de natureza milonítica e filonítica. Em direção ao centro da zona observa-se, de uma maneira geral, uma progressiva diminuição no conteúdo em plagioclásio, K-feldspatos e quartzo, combinado com um aumento em biotita e clorita. Essas mudanças são acompanhadas por importantes perdas em potássio, cálcio, sódio e sílica. Ao longo da zona estudada alternam-se rochas miloníticas e filoníticas. Nas porções filoníticas foram observadas duas fases deformacionais. Nessas rochas, predominam os processos que levaram à dissolução do quartzo e à total eliminação desse mineral e dos feldspatos. Nas rochas miloníticas, ricas em quartzo, observa-se o registro de uma cinemática reversa-sinistral. De acordo com o balanço de massa realizado estimou-se uma redução de volume de até 60% nas porções filonitizadas.

Palavras chaves: zonas de cisalhamento, Serra do Espinhaço Meridional, Anticlinório de Gouveia, filonitização, milonitos.

Abstract *CHEMICAL AND MINERALOGICAL VARIATIONS IN THE GOUVEIA SHEAR ZONE (MG) AND THEIR IMPLICATIONS IN THE TECTONIC REACTIVATION PROCESS* the ductile-brittle Gouveia shear zone, together with three other similar structures, extends over 10 km in the basement core of the Gouveia anticlinorium, a large-scale antiformal culmination in the external zone of the Neoproterozoic Araçuai fold-thrust belt, eastern Brazil. The basement core of the Gouveia anticlinorium consists essentially of Archean migmatite, granitoids and schists, whereas the cover sequence comprises quartzites, and phyllites of the Paleo/Mesoproterozoic Espinhaço Supergroup. The NW- striking and NE-dipping Gouveia shear zone developed under greenschist facies conditions and displays kinematic indicators that record two main phases of motion, respectively, reverse - reverse sinistral and normal - normal dextral. In order to investigate the nature of the processes involved in the nucleation and evolution of such a shear zone, we conducted petrological and geochemical study in the segment of the Gouveia shear zone, where it affects the Archean Gouveia granite and consists of an up 32,8 m thick band of mylonites and phyllonites. In general, we observed a progressive decrease in plagioclase, K-feldspar, and quartz, combined with a gradual increase in biotite and chlorite, from the border to center of the shear zone. These changes are followed by a substantial loss of potassium, calcium, sodium and silica. Mylonite and phyllonite-dominated segments alternate along the strike of the shear zone. We notice that the latter are the most evolved segments in terms of what deformation, showing two phases of motion, a complete breakdown of the feldspars, and a substantial amount of quartz dissolution. The mylonite-dominated segment show only elements of the first reverse-sinistral phase motion and are very rich in quartz veins. They represent the less evolved and sealed sectors of the shear zone. According to the performed mass balance we estimated a total volume reduction in the order of 60% for the phyllonite-dominated segments.

Keywords: shear zones, Southern Espinhaço Range, Gouveia Anticline, Phyllonitization, mylonite

INTRODUÇÃO Estudos realizados em zonas de cisalhamento dúctil-rúpteis de baixo grau metamórfico instaladas em rochas graníticas durante eventos deformacionais pós-magmáticos vêm demonstrando que alguns elementos químicos podem vir a ser remobilizados durante a sua nucleação e desenvolvimento (Glazner & Bartley 1991, Selverstone *et al.* 1991, Hippertt 1998, Bialek 1999). A interação entre fluidos metassomáticos aquosos sin-deformacionais e as rochas encaixantes dessas zonas leva a profundas modificações textural, química e de volume da rocha hospedeira, culminando com o desenvolvimento de rochas filoníticas. Em granitóides, a filonitização acontece pela instalação de reações de hidratação envolvendo feldspatos, cujo produto dessa reação é a sílica e a mica branca (O'Hara & Blackburn 1988, Hippertt 1998).

No núcleo do Anticlinório de Gouveia, exposto na Serra do Espinhaço Meridional (MG) e que representa uma das estruturas dominantes da porção externa da Faixa Araçuai, estão expostas rochas protomiloníticas, miloníticas e filoníticas produtos da deformação em estado sólido do granitóide arqueano de Gouveia (Dussin *et al.* 1992, 1995, Cruz 2000) ao longo de quatro zonas de cisalhamento dúctil-rúpteis principais (Alkmim 1995). Tais zonas de cisalhamento estão ancoradas no embasamento e avançam pela cobertura, perdendo progressivamente o seu rejeito. Nas zonas de cisalhamento do núcleo do Anticlinório de Gouveia, observam-se indicadores cinemáticos relativos a duas fases de movimentação, sincrônicas com a evolução do Orógeno Araçuai-Oeste Congo, no Neoproterozóico (Cruz 2000): a mais antiga, Dr, pre-

dominante, é reversa a reversa-sinistral e marca a fase de edificação desse orógeno, que teria iniciado em torno de 625 Ga (Pedrosa-Soares & Wiedeman-Leonardos 2000, 2001). Na região de Gouveia, a associação de um conjunto de zonas de cisalhamento reversas, e de rochas miloníticas a elas relacionadas, com a deformação brasileira que edificou a Faixa Araçuai foi sugerida por Dussin *et al.* (1992, 1995), Dussin (1994) e posteriormente confirmada por Cruz (2000). Os processos de filonitização do granitóide de Gouveia marcam um evento metassomático e estariam preferencialmente associados com essa fase de deformação. Durante o metassomatismo importantes volumes de fluidos aquosos foram acomodados por meio de reações de hidratação envolvendo feldspatos. Associados com as reações de hidratação, extensos volumes de sílica são gerados e acomodados como veios ao longo de fraturas de tração sin-Dr. Com o avançar da deformação, tais estruturas são rotacionadas e paralelizadas com a foliação principal.

A fase mais jovem, Dn, de menor expressão, apresenta movimentação normal a normal-destal (Cruz 2000). Os elementos estruturais dessa fase, tais como zonas de cisalhamento, foliação milonítica e lineação de estiramento, truncam a trama compressional previamente nucleada, reativando-a parcialmente e levando à rotação de dobras e indicadores cinemáticos gerados na fase anterior. Tais zonas foram nucleadas preferencialmente nas porções das zonas de cisalhamento reversas que foram intensamente filonitizadas durante Dr. As estruturas Dn teriam sido o registro do colapso orogenético (Cruz 2000) que, de acordo com Alkmim *et al.* (2002), se deu em torno de 540 Ga. As análises microestruturais revelaram que os processos de filonitização são pouco eficientes durante essa fase de deformação.

Neste trabalho, pretende-se mostrar as variações químicas, de massa e de volume numa porção da zona de cisalhamento de Gouveia que apresenta uma história deformacional complexa, envolvendo as duas fases deformacionais anteriormente menciona-

das e um evento metassomático preferencialmente associado com a primeira delas. Pretende-se também discutir a influência da variação da mineralogia na concentração da deformação e na variação da história cinemática ao longo daquela estrutura.

CONTEXTO GEOLÓGICO Na região da Serra do Espinhaço Meridional (Fig. 1), porção externa da Faixa Araçuai, o Anticlinório de Gouveia apresenta-se como uma das mais proeminentes estruturas regionais. Tem o seu arcabouço estrutural dominado pela associação de quatro grandes zonas de cisalhamento reversas, dúctil-rúpteis e vergentes para oeste, que afetam o embasamento e a cobertura, ali representada pelos xistos do Supergrupo Rio Paraúna e as unidades basais do Supergrupo Espinhaço, de idades arqueanas e paleo/mesoproterozóicas, respectivamente (Alkmim 1995 e Fig. 2). Tais zonas conectam-se através de um conjunto de zonas de cisalhamento menos espessas e fraturas de cisalhamento cujas articulações com a zona mestra e entre si mes-

Figura 1 - Localização do Anticlinório de Gouveia na serra do Espinhaço Meridional (Modificado de Schobbenhaus 1981).

Figura 2 - Zona Periclinal do Anticlinório de Gouveia (MG). Modificado de Alkmim (1995). O retângulo indica a área a ser detalhada na figura 3. ZCG- Zona de cisalhamento de Gouveia, ZCSB- Zona de cisalhamento Serra do Bicho.

mas desenhadas em 3D corpos sigmoidais alongados, orientados preferencialmente segundo ESE – WNW, compatíveis com uma componente sinistral de movimento. Dentre essas zonas, destaca-se a zona de cisalhamento de Gouveia (ZCG), pela sua extensão e expressão em afloramentos. Juntamente com as demais, a ZCG está instalada na porção periclinal do núcleo do Anticlinóride de Gouveia, que corresponde a uma culminação antiformal nucleada pelo embasamento granítico-migmatítico-gnáissico durante o Ciclo Brasileiro (Alkmim 1995). As zonas de cisalhamento apresentam orientação variável, mas, no geral, o seu traço é N-S, com inflexões para NNW-SSE.

A ZCG ocorre nas imediações da cidade homônima, sendo uma estrutura nucleada durante a fase Dr. Apresenta orientação entre NS e NW/SE com mergulho, em geral, superior a 60°. A sua largura varia entre 25m e 750m e estende-se por mais de 10 km (Fig. 3). No seu interior, afloram rochas protomiloníticas, miloníticas e filoníticas, que se alternam em um arranjo lenticular e anastomosado. Predominam as rochas filoníticas, que são constituídas, principalmente, por mica branca e quantidades variáveis de quartzo. Biotita-clorita filonitos são também comuns. Além dos tectonitos da série milonítica (sensu Sibson 1977), veios de quartzo com dimensões milimétricas a decamétricas e espaçamento variável podem ser encontrados nas zonas de cisalhamento de Gouveia preenchendo fraturas de tração sin-Dr. Nos domínios mais deformados dessas zonas, a maioria deles apresenta-se boudinados, dobrados, rotacionados e paralelizados à foliação

principal. A sua geração, como demonstrado por Cruz (2000) e apresentado a seguir, está relacionada com o desenvolvimento de reações de hidratação envolvendo feldspatos durante a fase de deformação compressional.

A cinemática da zona de cisalhamento de Gouveia varia ao longo da sua extensão. No geral, nas zonas de cisalhamento onde há um amplo desenvolvimento de rochas filoníticas observam-se variações entre movimentos reverso/reverso sinistral a normal/normal destal, predominando largamente as primeiras. Nas zonas de cisalhamento reversas e normais, os máximos da lineação de estiramento posicionam-se em 100/55 e 098/54, respectivamente. Nas regiões da zona de cisalhamento de Gouveia com menor intensidade de deformação, onde predominam rochas protomiloníticas ou que apresentam intenso aporte de sílica na forma de fraturas de tração preenchidas por quartzo, a cinemática é, entretanto, invariavelmente reversa.

Utilizando-se da conjunção de dados obtidos em campo e de análises microestruturais, Cruz (2000) e Cruz et al. (2002) propõem que a história evolutiva da zona de cisalhamento de Gouveia seja marcada por duas fases de deformação. A primeira, Dr, caracterizada por movimentos reversos a reversos sinistrais e reflete a edificação do orógeno Araçuai (Dussin 1994, Alkmim 1995, Dussin & Dussin 1995, Dussin et al. 1992, 1995). A segunda fase, Dn, de caráter distensional, promoveu a reativação parcial das estruturas compressivas anteriormente nucleadas. As relações de truncamento entre Dr e Dn podem ser visualizadas em todas as

Figura 3 - Mapa Geológico de detalhe da área estudada. Sua localização está indicada na figura 2. Fonte: Cruz (2000).

escalas, desde microscópica até a escala de afloramento.

OS TECTONITOS DA ZONA DE CISALHAMENTO DE GOUVEIA O segmento aqui analisado da zona de cisalhamento de Gouveia foi desenvolvido na fácies porfírica do granitóide arqueano homônimo e está localizada nas proximidades da cidade de Gouveia (Fig. 3). Possui 32,8 metros de largura, orientação em 078/65 e, da borda para o centro, ocorrem protomilonitos, milonitos e filonitos, nessa ordem. Nele, os indicadores cinemáticos tais como dobras assimétricas, *augen* de quartzo e estruturas S/C revelam uma movimentação, em geral, normal – destal, que está associada com a inversão negativa (fase Dn) das zonas de cisalhamento nucleadas durante a fase Dr. Estes indicadores deixam de existir a cerca de 500 metros para norte e para sul do sítio investigado, onde a trama cristalográfica e de forma relacionada com a fase Dr encontra-se muito bem preservada (Fig. 4). Nesta porção da zona de cisalhamento, onde a cinemática reversa encontra-se bem preservada, encontra-se uma grande profusão de veios de quartzo.

Como demonstrado por Cruz (2000) e Cruz et al. (2002), a evolução da trama na zona de cisalhamento de Gouveia está associada com a presença de processos deformacionais, associados com um evento metassomático, que atuaram em conjunto na produção de grandes volumes de filonitos durante a principal fase de deformação (Dr). Da borda para centro da zona, os principais processos observados por aqueles autores e que culminaram na produção das rochas filoníticas durante a fase Dr foram: a) fragmentação e rotação friccional de cristais de feldspatos, biotita e mica branca; b) reações de hidratação e albitização de feldspatos, c) deformação cristal-plástica em quartzo; e d) processos de transferência de massa por difusão envolvendo dissolução e precipitação de quartzo. A rocha encaixante (Domínio A, Figura 5) é ígnea, de composição monzogranítica. Apresenta uma foliação magmática penetrativa, de forma, marcada pela orientação dos fenocristais tabulares de feldspato alcalino. Na matriz predominam o quartzo anédrico e a biotita e esses minerais não apresentam nem orientação cristalográfica e nem orientação de forma. A foliação magmática ou é truncada ou é reaproveitada por uma conjunto de fraturas e zonas de cisalhamento dúctil – rúptil sin-Dr, no interior da qual

existe uma penetrativa foliação composta S/C.

No segmento estudado, distinguem-se 4 domínios com características texturais e mineralógicas distintas (Fig. 5). Da borda para o centro há um contínuo aumento da deformação, com geração de protomilonitos (Domínios B e C, Figura 5), moscovita-biotita-quartzo milonitos (Domínio D, Figura 5) e biotita-clorita filonitos (Domínio E e F, Figura 5). Neste sentido, a foliação principal varia desde anastomosada e descontínua até regular e contínua.

Acompanhando a variação da deformação, observa-se intensa transformação mineralógica da rocha hospedeira. Da borda para o centro da zona de cisalhamento ocorre a diminuição e eliminação de minerais como álcali-feldspato, plagioclásio e quartzo e um forte enriquecimento em biotita (Fig. 5). Além disso, há o desenvolvimento de cloritas, que foram geradas pela transformação sin-deformacional da biotita castanha, e de mica branca, produto da reação de hidratação dos feldspatos. Nas rochas protomiloníticas, a formação da sericita a partir do plagioclásio é acompanhada pelo desenvolvimento de pertitas em chamas no feldspato alcalino. O quartzo apresenta um enriquecimento principalmente no domínio C e uma forte diminuição no domínio E, com total eliminação no domínio F.

Na ZCG, a associação mineralógica sin-deformacional à fase Dr é constituída por mica branca (paragonita, pirofilita, moscovita), quartzo, clorita, biotita verde, pirita, epidoto *sensu strictu*, clinozoizita/zoizita, albita, rutilo, titanita, barita, ilmenita e calcita. Em função dessa associação e das microtexturas deformacionais observadas em cristais de feldspatos (frágeis) e da orientação cristalográfica em quartzo, que em geral apresenta padrões compatíveis com deslizamento segundo plano basal (Cruz 2000), define-se o intervalo entre 300° e 400° C como sendo o referente à variação da temperatura da deformação e do metassomatismo durante a filonitização sin-Dr. De acordo com a temperatura estimada, o metassomatismo sin-Dr ocorre em condições de fácies xisto verde. Crescendo sobre a foliação sin-deformacional associada com as fases Dr e Dn, podem ser encontrados cianita, cloritóide, turmalina e moscovita. Um conjunto de cianita e cloritóide cresce mimeticamente sobre cristais de mica branca e clorita sin-Dr, ao passo que um outro conjunto trunca a foliação deformacional principal Sin-Dr e Sin-Dn, sugerindo, neste caso, um crescimento tardio às duas principais fases de deformação encontradas. Provavelmente, essa associação metamórfica está relacionada com a fase de colapso orogenético que pode ter favorecido à ascensão das isothermas e um aumento de temperatura. A ausência de processos dúcteis envolvendo o feldspato e a presença de cianita sugerem temperaturas máximas em torno de 500° C.

MÉTODOS A principal ferramenta para a realização do trabalho em apreço foi a análise estrutural clássica, a análise microestrutural e a geoquímica de rocha (dosagem de elementos maiores). A amostragem foi efetuada transversalmente à zona de cisalhamento estudada e em todos os locais em que variações texturais e composicionais foram observadas. Essas amostras foram levadas ao Laboratório de Preparação de Amostras (LOPAG) do DEGEO/EM/UFOP, onde foram britadas em um britador de mandíbulas e pulverizadas em moinho de tungstênio.

As análises químicas foram realizadas para rocha total pelo método do Plasma (ICP-AES), no Laboratório de Plasma do Departamento de Geoquímica/IGEO/UFBA.

A determinação das variações de massa no interior das zonas de cisalhamento foi realizada utilizando o método desenvolvido por Gresen (1967) e pelo método das isóconas de Grant (1986), que

Figura 4 – Representação esquemática da variação cinemática ao longo da zona de cisalhamento de Gouveia. Notar que o ângulo e direção de mergulho de cisalhamento permanecem constantes ao longo da zona. Além disso, que as movimentações reversa e normal estão associadas com as porções da zona pobre e rica em filossilicatos, respectivamente.

Figura 5 - Representação esquemática em planta (a) e em perfil transversal (b) da zona de cisalhamento estudada, mostrando os diferentes tipos de tectonitos. O conteúdo modal em quartzo (Qz), biotita (Bi), feldspato alcalino (Fa), plagioclásio (Pl), mica branca (Mb) e clorita (Cl) das rochas aflorantes estão apresentados nas colunas.

comparam as concentrações dos elementos entre a rocha protólito e a rocha alterada. Os cálculos são realizados através de equações que utilizam as análises químicas para rocha total e os pesos específicos das rochas envolvidas.

Segundo Gresens (1967), para cada domínio selecionado, a variação química de cada elemento é calculada através da equação 1:

$$X_n = [f_v (P_b / P_a) C_{n,B} - C_{n,A}] / m \quad (\text{equação 1})$$

onde X_n é a mudança de massa no componente n ; f_v é o fator de volume; P_b e P_a são as densidades das amostras A e B; $C_{n,B}$ e $C_{n,A}$ são as concentrações no componente n em B (rocha deformada) e A (protólito), respectivamente, e m é a massa arbitrária (geralmente 100g).

Nos cálculos realizados através do método de Grant (1986) utilizou-se a isócona do alumínio (Equação 2, Tabela 1), tendo em vista que o método de Gresens (1967) demonstrou ser esse um dos elementos que permaneceram praticamente imóveis durante a evolução da ZCG. A tabela 1 mostra as equações (2), (3) e (4) para a construção das isóconas de alumínio, de massa e de volume constantes.

Sendo C^o a concentração do elemento no protólito e C^a a concentração do elemento na rocha alterada. r_o e r_a são as densidades do protólito e rocha alterada, respectivamente.

A variação de massa para cada componente individual pôde ser obtida utilizando-se a seguinte equação:

$$\Delta C_i / C_i^o = (C_{Al_2O_3}^o / C_{Al_2O_3}^a) (C_i^a / C_i^o) - 1 \quad (\text{equação 5})$$

onde C_i^o é a concentração do elemento no protólito, C_i^a é a concentração do elemento na rocha alterada, ΔC_i é a variação na concentração dos elementos entre a rocha alterada e a rocha protólito.

O cálculo da variação global de massa e volume, em cada domínio interno da zona de cisalhamento, foi efetuado utilizando as equações 6 e 7, respectivamente, obtidas em Grant (1986).

$$\Delta M_i = 1 - (C_{Al_2O_3}^o / C_{Al_2O_3}^a) (r_o / r_a) \quad (\text{Equação 6})$$

$$\Delta V_i = (C_{Al_2O_3}^o / C_{Al_2O_3}^a) (r_o / r_a) \quad (\text{Equação 7})$$

VARIAÇÕES QUÍMICAS NO INTERIOR DA ZONA DE CISA- LHAMENTO DE GOUVEIA Composição Química

A composição química do monzogranito encaixante da zona de cisalhamento estudada e dos tectonitos presentes no seu interior estão apresentados na tabela 2. As análises dos tectonitos foram normalizadas pela rocha protólito (Figura 6, Domínio A) nos outros cinco domínios internos da zona de cisalhamento (Figura 6, domínios B a F). Os diagramas mostram que importantes modificações químicas foram observadas ao longo do perfil estudado. Em direção ao centro da zona alguns elementos aumentam sua concentração e, nesse caso, inclui-se alumínio, magnésio e ferro. Outros, diminuem em concentração nessa direção, incluindo silício, cálcio e sódio. Além disso, são observados componentes que apresentam um comportamento variado ao longo do perfil, ora de depleção, ora de concentração, como por exemplo, fósforo, manganês, titânio e potássio.

Balanço de massa A quantificação das variações químicas requer a determinação da isócona do elemento que permaneceu imóvel durante a deformação. Utilizando a equação (1) e através de diagramas construídos conforme Gresens (1967) verificou-se que o

Tabela 1- Equações para o cálculo da isócona e da mudança na concentração de componentes individuais, segundo Grant (1986).

Parâmetro	Equação da isócona
Alumina constante	$C^a = (C_{Al_2O_3}^o / C_{Al_2O_3}^a) C^o$ (equação 2)
Massa constante	$C^a = C^o$ (equação 3)
Volume constante	$C^a = (r_o / r_a) C^o$ (equação 4)

manganês, o alumínio e o titânio foram os elementos que permaneceram praticamente imóveis durante a deformação, em todos os domínios estudados.

A Figura 7 mostra os diagramas de isóconas construídos para as rochas dessa zona de cisalhamento, utilizando o método proposto por Grant (1986). Para a quantificação das variações químicas em cada um dos domínios da zona de cisalhamento estudada, a isócona do titânio não foi utilizada porque no domínio B (Fig. 7) ela daria a falsa impressão de que o potássio estaria sendo retirado do sistema, o que não é corroborado pela mineralogia presente na zona, tendo em vista a presença de minerais como a mica branca e a biotita nos termos mais deformados da zona de cisalhamento.

As isóconas de massa e volume constante são praticamente coincidentes em todos os diagramas. Elas também não foram utilizadas nas discussões pois, em todos diagramas, essas isóconas levariam a interpretar-se uma grande mobilidade do alumínio e do titânio durante a milonitização. Além disso, no domínio E, essas isóconas sugerem que o potássio foi adicionado, o que não é corroborado pelo diagrama apresentado na Figura 6d e nem pela

Tabela 2 – Composição química das rochas da zona de cisalhamento estudada. *d* = densidade das rochas, A = biotita monzogranito, B e C = protomilonitos, D = moscovita-biotita-quartzo-milonito, E e F = biotita-clorita-filonitos.

Am	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	Total	d (g/cm ³)
A	76,33	0,13	13,62	1,20	0,07	0,33	0,48	3,52	5,27	0,08	nd	101,82	2,63
B	72,81	0,24	14,28	2,17	0,04	0,40	0,13	2,52	5,58	0,04	nd	98,216	2,66
C	77,88	0,11	12,82	1,03	0,03	0,25	0,09	1,57	6,24	0,04	nd	100,04	2,65
D	74,43	0,20	15,31	2,39	0,08	1,08	0	0	5,61	0,02	2,07	101,18	2,71
E	31,34	0,32	29,22	19,63	0,16	4,9	0	0	5,37	0,13	8,65	99,71	2,85
F	29,2	0,33	21,73	24,75	0,35	13,10	0	0	2,3	0,10	8,23	100,13	2,90

composição mineralógica. O estudo em seções delgadas mostrou que os filonitos, nesse domínio, se enriquecem em clorita. Esse mineral não apresenta potássio e, portanto, houve perdas nesse elemento.

Utilizando-se diagramas construídos a partir de Gresens (1967), pôde-se verificar que o Al é um dos elementos imóveis, juntamente com o titânio e o manganês. Para o balanço químico escolheu-se a isócona do alumínio (Fig. 7), tendo em vista que a adição ou perda dos elementos químicos mostrada por essa curva são compatíveis com as variações mineralógicas observadas em lâmina. Além disso, o forte enriquecimento em filosilicatos no centro da zona de cisalhamento sugere acumulação de alumínio nos domínios mais deformados.

Para os cálculos das variações de massa para os elementos individualmente e em cada domínio considerado, foram utilizadas as equações (5) e (6), respectivamente. A densidade das rochas variou entre 2.63 a 2.90 g/cm³ (Tab. 2). As variações de volume foram determinadas para cada domínio utilizando a equação (7). Os resultados dos cálculos estão apresentados na tabela 3. Nas equações apresentadas, as parcelas à direita e à esquerda mostram os elementos que foram adicionados e subtraídos com avanço da deformação, respectivamente. Tal configuração é compatível com os padrões observados nos diagramas da figura 7.

DISCUSSÃO Correlação entre as variações química e mineralógica da zona de cisalhamento de Gouveia

As modificações químicas obtidas pelo estudo de balanço de massa devem refletir as variações da composição modal das rochas envolvidas no processo de milonitização para que elas possam ser consideradas consistentes entre si. A partir dos diagramas apresentados (Figs. 6 e 7) e do cálculo do balanço de massa (Tabela 3) verifica-se que, de uma maneira geral, a sílica apresenta um forte empobrecimento em direção ao centro da zona de cisalhamento. Entretanto, no domínio C, detectou-se ganho de massa naquele óxido. Esse padrão já havia sido sugerido pela Figura 6a. O aumento em sílica é corroborado pela presença de veios de quartzo dispersos naquele domínio.

Durante a fase Dr, a perda sílica em direção ao centro da zona é explicada pela instalação de reações de hidratação que, nas porções mais deformadas, levaram ao desenvolvimento de extensos níveis de filonitos. As reações de hidratação dos feldspatos durante Dr ocorrem ao longo de toda a zona de cisalhamento. Tais reações geram um excesso de sílica, que será precipitado em fraturas de tração, e à formação da mica branca a partir dos feldspatos. Em direção às porções mais deformadas, à medida que aumenta o volume de minerais micáceos favorece-se à instalação de processos envolvendo transferência de solução e o quartzo passa a ser dissolvido na sua interface com a mica branca. Processos de filonitização envolvendo dissolução de quartzo foi descrito por diversos autores, dentro eles Hippertt (1998) e Hippertt & Massucatu (1998). Tais processos culminam com eliminação do quartzo, concentração de minerais micáceos e formação de filonitos. Nas porções menos deformadas (Figuras 5 e 6, Domínios A a D), onde a hidratação e os processos de dissolução de quartzo não foram eficientes, o volume de sílica é próximo ao da rocha hospedeira, ao passo que nos setores mais deformados há uma considerável depleção desse composto (Figs. 5 e 6, Domínios E e F).

Também o cálcio e o sódio apresentam um forte empobrecimento em direção às porções mais deformadas da zona estudada (Tabela 3), refletindo a diminuição do conteúdo em álcali-feldspato e plagioclásio. A intensa pertitização que ocorre nos domínios B

Figura 6 - Diagramas mostrando a concentração dos elementos químicos normalizada pela rocha protólito (monzogranito) através da zona de cisalhamento estudada. Em todos os diagramas o eixo vertical é a razão concentração na rocha alterada/ concentração no protólito, (Ra/Rp) e o eixo horizontal representa o perfil através da zona de cisalhamento. A é o protólito, B e C são protomilonitos, D são milonitos; E e F são filonitos. A posição das amostras A, B, C, D e E estão apresentadas na figura 6.

Figura 7 - Diagrama de isóconas para os tectonitos da zona de cisalhamento estudadas. Co é a porcentagem em peso dos óxidos no protólito e Ca no tectonito. Em todos os diagramas estão indicadas as isóconas para massa, volume, titânio, alumínio e fósforo constantes. Curvas calculadas segundo Grant (1986).

Tabela 3 – Equações do balanço de massa entre as rochas da série milonítica e a rocha protólito de composição monzogranítica. Cálculos baseados em Grant (1986). D = densidade das rochas, A = biotita monzogranito, B e C = protomilonitos, D = moscovita-biotita-quartzo- milonito, E e F = biotita-clorita-filonitos.

Domínio	Equação	Perdas/ganhos (massa)	Perdas/ganhos (volume)
B	100g de granito + 0.11g de TiO_2 + 0.42g Al_2O_3 + 0.13g de Fe_2O_3 + 0.06g de MgO + 0.21g de K_2O 94g de rocha B + 4.6g de SiO_2 + 0.02g de MnO + 0.35g de CaO + 1.02g de Na_2O + 0.04g de P_2O_5	-6.15g	-5,85 %
C	100g de granito + 6.18g de SiO_2 + 0.15g Al_2O_3 + 0.9g de K_2O 105g de rocha C + 0.01g de TiO_2 + 1.01g de Fe_2O_3 + 0.03g de MnO + 0.06g de MgO + 0.89g de CaO + 1.81g de Na_2O + 0.04g de P_2O_5	+ 4.99g	7,87 %
D	100g de granito + 0.05g de TiO_2 + 0.14g de Fe_2O_3 + 0.02g de MnO + 0.63g de MgO 84g de rocha D + 11.98g de SiO_2 + 0.01g Al_2O_3 + 0.48g de CaO + 3.46g de Na_2O + 0.28g de K_2O + 0.02g de P_2O_5	-15.47g	-15,95 %
E	100g de granito + 0.02g de TiO_2 + 0.55g Al_2O_3 + 7.39g de Fe_2O_3 + 0.02g de MnO + 2g de MgO 40g de rocha E + 63.03g de SiO_2 + 0.48g de CaO + 3.46g de Na_2O + 2.62g de K_2O + 0.01g de P_2O_5	-59.63g	-61,56 %
F	100g de granito + 0.07g de TiO_2 + 10.9g de Fe_2O_3 + 0.15g de MnO + 7.51g de MgO 50g de rocha F + 60.46g de SiO_2 + 0.36g Al_2O_3 + 0.48g de CaO + 3.46g de Na_2O + 3.81g de K_2O + 0.02g de P_2O_5	-49.96g	-48,63 %

e C envolve, provavelmente, rearranjos locais desses elementos através da difusão iônica entre cristais, facilitado pela presença de fluidos. Neste caso, não houve metassomatismo desses elementos e o sódio utilizado para a formação das pertitas teve como fonte o plagioclásio. O balanço de massa mostra que, na realidade, o sódio está sendo eliminado nesses domínios e não adicionado. A hidratação do plagioclásio libera o sódio, sendo que parte dele vai ser aproveitado nas reações para a substituição do feldspato alcalino pelo feldspato alcalino e formação de pertitas em chamas e um outra parte vai ser lixiviada. A substituição do feldspato alcalino pela albita libera, dentre outros constituintes, o potássio que vai ser aproveitado nas reações de formação de sericita a partir do plagioclásio. Trocas catiônicas envolvendo o sódio e o potássio durante a nucleação de reações de hidratação em zonas de cisalhamento encaixadas em rochas granitóides vem sendo descrita em diversos trabalhos, como por exemplo, Pryer *et al.* (1995) e Hippertt (1998).

A dissolução de grãos de quartzo e a eliminação de feldspatos são acompanhados pela concentração de biotitas nos filonitos. No domínio D (Figs. 5 e 6), os filonitos ainda apresentam moscovita e quartzo, embora esse já apresente sinais de dissolução. No domínio E, a remobilização da sílica é intensa e está refletida na mineralogia da rocha. Neste caso, minerais como biotita e clorita passam a dominar a composição modal.

Pelos cálculos do balanço de massa apresentados na tabela 3, nos domínios B e C o conteúdo em potássio aumentou. Este aumento pode ser o produto da migração lateral desse elemento a partir das porções mais deformadas (domínios E e F) onde o balanço de massa aponta para a saída do potássio, e não necessariamente significar um metassomatismo com a introdução daquele elemento de uma fonte externa à zona de cisalhamento. Assim, o potássio utilizado na sericitização do plagioclásio pode ter vindo da reação de pertitização do feldspato alcalino como também ter sido proveniente da transformação da biotita para clorita no centro da zona estudada.

Na Figura 6, a normalização do alumínio em relação à rocha protólito gera um pico positivo nos domínios E e F, justamente os domínios em que a biotita e clorita são os principais constituintes. Nessas rochas, a sílica apresenta as maiores perdas em massa (ver Tabela 3). Além disso, nesses domínios o potássio, cálcio e o sódio já foram totalmente eliminados. Levando em consideração que o alumínio foi um dos elementos que permaneceu imóvel durante a filonitização, esse pico aparente possivelmente representa acumulação desse elemento em função da saída dos outros constituintes químicos e não necessariamente representa um aporte metassomático. O aumento em alumínio seria relativo e provavelmente um reflexo da lixiviação de elementos químicos maiores, tais como sílica, sódio, potássio e cálcio. A eliminação desses elementos, a acumulação do alumínio, juntamente com o magnésio e o ferro, como será demonstrado a seguir, teria favorecido ao crescimento da biotita e da clorita nas zonas filonitizadas.

Nos domínios E e F, os diagramas de normalização (Fig. 6) sugerem importante enriquecimento em ferro e magnésio, que é confirmado pela Figura 7. Esse enriquecimento provavelmente é acomodado pela formação de Mg-Fe-cloritas que, em geral, são mais ricas naqueles elementos do que as biotitas. Além disso, a concentração de minerais opacos ao longo da foliação nos domínios E e F pode ter contribuído para tal enriquecimento. A concentração desses minerais deve ter sido de forma residual, sobrando como restitos insolúveis e dando um pico positivo nos seus elementos constituintes (Ferro, por exemplo). A concentração des-

ses elementos teria sido favorecida pela instalação de processos de hidratação de feldspatos, com eliminação de sódio, potássio e cálcio, e dissolução do quartzo, promovendo a eliminação de uma parcela da sílica. Como demonstrado anteriormente, com a saída desses elementos químicos, o alumínio, imóvel, apresenta aumento relativo de volume.

O forte enriquecimento sugerido para o manganês nos domínios D, E e F da zona de cisalhamento estudada (Fig. 6) não é corroborado pelos cálculos do balanço de massa. O manganês comportou-se praticamente como um elemento imóvel segundo a tabela 3 e também deve ter sido concentrado residualmente.

Outro exemplo de enriquecimento aparente seria o do fósforo. Esse padrão é observado nos domínios E e F (Fig. 6b), mas na verdade, esse elemento foi empobrecido em todos os domínios dessa zona, conforme tabela 3. Esse fato é corroborado pela inexistência, nos filonitos, de minerais ricos em fósforo, como a apatita, apenas observada nas rochas do domínio A.

O titânio apresenta, segundo a Figura 6d, um forte enriquecimento nos domínios de maior deformação. Porém, a tabela 3 demonstra que esse elemento permaneceu imóvel durante a milonitização. Esse enriquecimento aparente, provavelmente, demonstra a sua acumulação, juntamente com o alumínio, em função da retirada dos outros elementos químicos.

A geração dos veios de quartzo e sua influência na variação da cinemática ao longo das zonas de cisalhamento de Gouveia

Na região de Gouveia, observou-se uma grande profusão de veios de quartzo associados com a fase Dr, muitos dos quais são economicamente aproveitados. O desenvolvimento desses veios, provavelmente, está relacionado com a filonitização sin-Dr que ocorre extensamente distribuída na zona estudada, bem como nas demais zonas que compõem o arcabouço estrutural do Anticlinóride Gouveia. As reações de filonitização, como demonstrado nesse trabalho, levaram à produção de extensos volumes de sílica e significativas perdas de massa e volume, quando se comparam a rocha protólito e os filonitos. Esta sílica deve ter sido transportada por um fluido rico em água, tendo em vista a presença de uma mineralogia de alteração metassomática sin-deformacional que é mais hidratada que a original, presente nos tectonitos gerados no interior das zonas de cisalhamento. O exame de exemplares menos deformados mostrou que a colocação desses veios se deu em fraturas de tração sin-Dr, geradas em função da presença de um campo de tensão cuja direção de compressão máxima é subhorizontal. Ao serem truncados pelas zonas de cisalhamento compressionais, os veios de quartzo da fase Dr foram rotacionados e paralelizados com a foliação principal (Fig. 8).

Os cálculos do balanço químico mostraram a existência de grandes variações de massa e volume entre o granitóide não deformado e os filonitos. Essas variações são aqui consideradas elevadíssimas, principalmente se for considerada que a zona estudada apresenta uma cinemática normal. Alguns trabalhos envolvendo balanço de massa realizados em zonas de cisalhamento compressionais, nucleadas em condições de baixo grau metamórfico (por exemplo O'Hara & Blackburn 1988, Marquer & Burkhard 1992, Gooddard & Evans 1995) mostraram reduções de massa e volume de até 60%. Para as zonas distensionais, entretanto, consideradas sítios de aporte de material, vem sendo observado que perdas de volume podem ocorrer, só que elas geralmente são em pequenas proporções (por exemplo Jordt-Evangelista *et al.* 1993 e Hippertt 1998).

Considerando o acima exposto, a presença de elementos es-

estruturais que demonstram um truncamento da zona de cisalhamento Dr por estruturas Dn, a presença de trama cristalográfica reliquiar e reversa presente nas zonas de cisalhamento normais e o fato das reações de hidratação ser um fenômeno amplamente associado com a fase compressional Dr, como também demonstrado por aquela autora, acredita-se que a filonitização na zona estudada iniciou-se na fase compressiva Dr, como também sugerido por Dussin *et al.* (1992, 1995), Dussin (1994), durante a edificação da cadeia do Espinhaço Meridional (Alkmim 1995, Dussin & Dussin 1995, Cruz 2000). A perda de massa demonstrada na tabela 3 é um efeito das reações de hidratação e da instalação de processos de dissolução. A fase seguinte, Dn, rotaciona os elementos estruturais anteriormente nucleados sem, contudo, ser responsável pela produção do grande volume de filonitos. A reativação durante a fase Dn, entretanto, não ocorreu ao longo de toda a zona de cisalhamento de Gouveia, tendo em vista a presença de porções dessas zonas

que ainda preservam a cinemática reversa, mais antiga.

A preservação ou não dos registros da trama de forma compatíveis com a fase reversa, provavelmente está relacionada com o volume de quartzo incorporado nas fraturas de tração. Algumas porções filonitizadas foram reativadas, ao passo que as com elevado volume de veios de quartzo ofereceram resistência à reativação. Como discutido por O'Hara (1988), a presença do quartzo deverá causar, no interior da zona de cisalhamento, o desenvolvimento de *strain hardening*, enquanto que a formação de filonitos favorecerá o abrandamento (*strain softening*) e concentração da deformação dúctil. Por outro lado, como demonstram Tullis *et al.* 1990, Blanpied 1992, Wojtal 1992, Fitz Gerald & Stunitz 1993, Goodwin 1995, O enriquecimento em minerais micáceos e de minerais recristalizados sintectonicamente aumenta a ductilidade das rochas e favorece à concentração da deformação no interior de zonas de cisalhamento.

A posição do afloramento estudado relativamente às estruturas regionais (Fig. 3) permite excluir a associação entre a cinemática normal e a tectônica transpressiva que deu origem ao anticlinório de Gouveia. A curvatura da zona de cisalhamento voltada para a zona de máxima compressão é incompatível com a existência de movimentos normais. A presença desses movimentos somente poderia estar associada ou com a tectônica formadora da bacia Espinhaço ou com o colapso orogenético. A presença de estruturas de truncamento de Dr por De descarta a primeira hipótese.

CONCLUSÕES 1) Da periferia para o centro da zona de cisalhamento de Gouveia, há progressiva diminuição no conteúdo de plagioclásio, K-feldspato, biotita, clorita e quartzo e enriquecimento progressivo em biotita e clorita. Associadas a estas variações, ocorrem elevadas perdas de potássio, cálcio, sódio e silício.

2) Em todos os casos investigados, o alumínio e o titânio foram elementos que permaneceram praticamente imóveis.

3) A zona de cisalhamento de cinemática normal apresentou perdas de volume e massa de até 60%. Ela representa a porção filonitizada da zona de cisalhamento de Gouveia nucleada durante a fase Dr e que foi reativada durante uma fase distensional (De).

4) Muitas zonas reversas no núcleo do Anticlinório de Gouveia apresentam-se filonitizadas e essas, provavelmente, também apresentam grandes perdas de volume e massa.

5) A principal fonte de sílica para a geração dos veios de quartzo sin-Dr foram as reações de hidratação que levaram ao desenvolvimento de filonitos, a partir dos termos não deformados, e que marcam um evento metassomático. Uma parte da sílica gerada a partir da dissolução do quartzo nas porções mais deformadas pode ter ido se acomodar em fraturas de tração, sendo, portanto, um processo retroalimentado.

6) Em virtude do extenso volume de material silicoso liberado durante a instalação das reações de hidratação, algumas porções da zona de cisalhamento de Gouveia não foram reativadas durante o desenvolvimento do colapso orogenético, gerando variações da cinemática, ao longo e transversalmente à zona estudada.

Agradecimentos O presente estudo foi desenvolvido no âmbito de uma tese de mestrado apresentada ao programa de pós-graduação do DEGEO/UFOP, ao qual expressamos nossos agradecimentos. Além disso, S. C. P. Cruz foi contemplada pelo CNPq com uma bolsa durante o programa de mestrado. F.F. Alkmim recebe auxílio do CNPq na forma de bolsa de produtividade em pesquisa, processo nº 300833/99-7. Aos revisores da RBG pelas sugestões ao manuscrito.

Figura 8 - Modelo para explicar o desenvolvimento de veios de quartzo na região de Gouveia, a partir da filonitização do embasamento granítico em zonas de cisalhamento da fase Dr. a) Representação esquemática mostrando sítios onde ocorrem as reações metassomáticas de hidratação envolvendo o plagioclásio e o K-feldspato (Formação de sericita e pertita) em protomilonitos (a1) e sítios de dissolução de quartzo, em milonitos (a2). Tais processos liberam a sílica que vai ser transportada até os locais de baixa pressão, onde esta irá ser precipitada na forma de veios de quartzo (b1). Com a deformação, esses veios rotacionam (b2), se paralelizam com a foliação principal das zonas de cisalhamento e são dissolvidos (b3). Fa= Alkali-feldspato, Qtz=quartzo, Mb= mica branca, Ep= epidoto, Cz/Zz= Clinozoisita / zoisita, Pl= plagioclásio. Ca= Cálcio, K= Potássio, Na= Sódio cujos óxidos são liberados como produto das reações de hidratação sin-Dr.

Referências

- Alkmim F.F., Marshak S., Pedrosa-Soares A.C. 2002. O registro estrutural do colapso da porção brasileira do orógeno Araçuaí-Oeste Congo. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 46, *Anais*, p. 287-288.
- Alkmim F.F. 1995. O Anticlinório de Gouveia: exemplo de culminação antiformal nucleada pelo embasamento. Simp. Geologia de Minas Gerais, 8, *Anais*, 1-2.
- Bialek D. 1999. Chemical changes associated with deformation of Granodiorite under greenschist facies conditions: The example of the Zawidow Granodiorite (SE Lusatian Granodiorite Complex, Poland). *Tectonophysics*, **303**:251-261.
- Blanpied M.L., Lockner D.A., Byerlee J.D. 1992. An earth-quake mechanism based on rapid sealing of faults. *Nature*, **358**: 574-576.
- Cruz S.C.P. 2000. *Zonas de cisalhamento no núcleo do Anticlinal de Gouveia: Processos deformacionais e metamórficos*. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, 277 p.
- Cruz S.C.P., Alkmim F.F., Lagoeiro L.E. 2002. Zonas de cisalhamento do núcleo do anticlinório de Gouveia, cordilheira do Espinhaço, MG: Geometria, cinemática e processos deformacionais/ metamórficos. *Revista Brasileira de Geociências*, no prelo.
- Dussin I. A. & Dussin T. M. 1995. Supergrupo Espinhaço: Modelo de Evolução Geodinâmica. *Geonomos*, **1**: 19-26.
- Dussin I.A., Charvet J., Charvet A., Faure M., Dussin T.M. 1995. Tectônica Transamazônica na Região do Espinhaço Meridional (MG): Evidência Microestrutural e Petrografia de Quartzo. In: SBG, Simp. Nac. Est. Tect., 5, p. 121-123.
- Dussin I.A., Dussin T. M., Charvet J., Chemale Jr. F. 1992. Tectonique du Protérozoïque Supérieur au sud-est du Craton São Francisco (minas Gerais, Brésil). *Comptes Rendus de L'Académie des Sciences Serie II - Fascicule*, **II**: 629-636.
- Dussin I.A. 1994. *Evolution Structurale de la region de l'Éspinhaço Meridional, bordure Sud-est du Craton São Francisco, Brésil Tectoniques Superperposées au Proterozoïque*. Tese de Doutorado, Université D'Orleans, 200p.
- FitzGerald J.D. & Stünitz H. 1993. Deformation of granitoids at low metamorphic grade I: Reactions and grain size reduction. *Tectonophysics*, **221**:269-297.
- Glazner A.F. & Bartley J.M. 1991. Volume loss, fluid flow and state of strain in extensional mylonites from the central Mojave Desert California. *Journ. Struct. Geol.*, **13**: 587-594.
- Goddard J.V. & Evans J.P. 1995. Chemical changes and fluid rocks interaction in faults of cristaline thrust sheets Northwestern Wyoming, U.S.A. *Journ. Struct. Geol.*, **17**:533-547.
- Goodwin L.B., 1995, Development of phyllonite from granodiorite: Mechanisms of grain-size reduction in the Santa Rosa mylonite zone, California. *Journ. Struct. Geol.*, **5**: 689-707.
- Grant J.A. 1986. The Isocon Diagram – A simple solution to Gresens' equation for metassomatic alteration. *Journ. Struct. Geol.*, **81**: 1976-1982.
- Gresens R.L. 1967. Composition-volume relationship of metassomatism. *Geology*, **2**:247-55.
- Hippert J.F. 1998. Breakdown of feldspar, volume gain and lateral mass transfer during mylonitization of granitoid in a low metamorphic grade shear zone. *Journ. Struct. Geol.*, **2/3**: 175-193.
- Hippert J.F. & Massucattu A.J. 1998. Phyllonitization and development of kilometer-size extension gashes in a continental-scale strike-slip shear zone north Goiás, central Brazil. *Journ. Struct. Geol.*, **4**:433-445.
- Jordt-Evangelista H., Carneiro M., Lindenberg S.F. 1993. Variações químicas do Granito Mamona na zona de cisalhamento do contato com o Supergrupo Minas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Simp. Geologia de Minas Gerais, 3, *Anais*: 276-290.
- Marquer D. & Burkhard M. 1992. Fluid circulation, progressive deformation and mass-transfer processes in the upper crust: the example of basement-cover relationship in the External Crystalline Massifs Switzerland. *Journ. Struct. Geol.*, **14**: 1047-1057.
- O'Hara K. & Blackburn W.H. 1988. Volume loss model for trace-element enrichments in mylonites. *Geology*, **17**: 524-527.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Wiedemann C.M., Pinto C. . 2001. The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precamb. Res.*, **1-4**: 307-323.
- Pedrosa-Soares A.C. & Wiedeman-Leonardos C. 2000. Evolution of the Araçuaí belt and its connection to the Ribeira belt, eastern Brazil. In: Cordani, U.G. Milani, E. J., Thomaz F., A., Campos, D. A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*, SBG, pp.: 265-285.
- Pryer, L.L., Robin P.Y.F., Lloyd G.E. 1995. An SEM electron – channeling study of flame perthite from the Killarney Granite, southern Grenville front, Ontario. *Can. Miner.*, **33**: 333-347.
- Selverstone J, Morteani G, Staude J.M. 1991. Fluid channeling during shearing: transformation of granodiorite into aluminous schist in the Tauren Window, Eastern Alps. *Journ. Metam. Geol.*, **29**:122-134.
- Tullis J., Dell'Angelo L., Yund R.A. 1990. Ductile shear zones from brittle precursors in feldspathic rocks: the role of dynamic recrystallization. In: Duba, A.G., Durham, W.B., Handin, L.W., Wang, H.F (eds.), *The brittle-ductile Transition in Rocks*. (Union geophys Monogr., **56**: 67-82.
- Wojtal S. 1992. One-dimensional models for plane and non-plane power-law flow in shortening and elongating thrust zones. In: K. R. McClay (ed) *Thrust tectonics*. Chapman and Hall, London, pp.: 41-52.
- Schobbenhaus C., Campos D. A., Derze G. R., Asmus H. 1981. Mapa Geológico do Brasil, 1:2.500.000. Folha Belo Horizonte.
- Sibson, R. H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journ. geol. Soc. Lond.*, **133**: 197-213.

Manuscrito A-1366

Recebido em 29 de agosto de 2002

Revisão dos autores em 30 de novembro de 2005

Revisão aceita em 12 de dezembro de 2005