PETROGRAFIA E MICROESTRUTURAS DE TECTONITOS DA ZONA DE CISALHAMENTO RIBEIRA, VALE DO RIBEIRA, SP E PR: IMPLICAÇÕES NO ZONEAMENTO METAMÓRFICO E ESTRUTURAL DO SUPERGRUPO AÇUNGUI E UNIDADES CORRELATAS

FREDERICO MEIRA FALEIROS¹ & GINALDO ADEMAR DA CRUZ CAMPANHA²

Abstract *PETROGRAPHY AND MICROSTRUCTURES OF THE RIBEIRA SHEAR ZONE TECTONITES, RIBEIRA VALLEY, SE-BRAZIL: IMPLICATIONS IN THE METAMORPHIC AND STRUCTURAL ZONING OF THE AÇUNGUI SUPERGROUP AND CORRELATED UNITS* The Ribeira Shear Zone, in the homonymous valley, Southeastern Brazil, is a dextral transcurrent, east-northeast trending structure that cuts metasedimentary and metabasic rocks of the Açungui Supergroup and granitic plutons. Petrographic and microstructural data indicate a long deformational history of the shear zone that is characterized by mylonites formed under amphibolite (550°-600°C) to greenschist (300°-400°C) facies conditions, followed by formation of breccias. A clearly spatial distribution of the mylonites of different metamorphic degrees indicate that the Ribeira Shear Zone had a fundamental role in the metamorphic and structural zoning of part of the Açungui Supergroup and correlated units. A vertical displacement about 3,5-4,4 km is inferred between the neighboring tectonic blocks.

Keywords: Shear zones, microstructures, metamorphism, Açungui Supergroup.

Resumo A Zona de Cisalhamento Ribeira, situada no vale homônimo, Estados de São Paulo e Paraná, é uma estrutura transcorrente dextral de direção geral leste-nordeste que corta rochas metassedimentares e metabásicas do Supergrupo Açungui, além de corpos graníticos nele intrusivos. Dados petrográficos e microestruturais indicam uma longa história deformacional da zona de cisalhamento. Esta se caracteriza por milonitos formados em condições desde fácies anfibolito, a 550°-600°C, até xisto verde, a 300°-400°C, seguidos pela geração de brechas. A nítida variação espacial dos milonitos de diferentes graus metamórficos indica que a Zona de Cisalhamento Ribeira teve papel fundamental no zoneamento metamórfico e estrutural de parte do Supergrupo Açungui e unidades correlatas, sendo responsável por um deslocamento vertical de cerca de 3,5-4,4 km entre os blocos tectônicos que limita.

Palavras-chave: Zonas de cisalhamento, microestruturas, metamorfismo, Supergrupo Açungui.

INTRODUÇÃO A Zona de Cisalhamento Ribeira, localizada na região do vale homônimo, SP e PR, se insere no importante sistema de cisalhamento de direção leste-nordeste que corta rochas pré-cambrianas nas regiões sudeste e sul do Brasil. Possui notável expressão em imagens de sensores remotos e fotografias aéreas, infltindo as estruturas regionais por quilômetros a dezenas de quilômetros. Secciona rochas metamórficas do Supergrupo Açungui (Campanha 1991, Campanha & Sadowski 1999) e granitóides nele intrusivos. Em sua extremidade leste une-se com a Zona de Cisalhamento Lancinha, que por sua vez liga-se com a Zona de Cisalhamento de Cubatão-Além Paraíba, tida como um dos principais limites crustais de toda a Faixa Ribeira. Na sua extremidade oeste une-se com a Zona de Cisalhamento de Morro Agudo, que apresenta direção norte-nordeste, passando a ter essa denominação no Estado do Paraná (Fig. 1).

Apesar da grande expressão regional, a Zona de Cisalhamento Ribeira é de difícil caracterização em campo, principalmente quando corta rochas metassedimentares de baixo grau. Quando afeta rochas mais competentes, tais como anfibolito, quartzito e granitóides, desenvolve rochas miloníticas e cataclásticas.

A idade mínima de ativação da Zona de Cisalhamento Ribeira

é de 626 Ma, dado esse obtido por isócrona Rb-Sr em rocha total para rochas graníticas do Maciço Itaoca (Mello 1995, Mello & Bettencourt 1998).

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL As rochas deformadas pela Zona de Cisalhamento Ribeira pertencem a três unidades principais: subgrupos Ribeira e Lajeado, que são subunidades do Supergrupo Açungui segundo Campanha (1991) e Campanha & Sadowski (1999), e Sequência Serra das Andorinhas (Campanha *et al.* 1985, 1986).

O Subgrupo Lajeado ocorre em uma cunha tectônica limitada pelas zonas de cisalhamento Ribeira, Figueira e Quarenta-Oitava (Fig. 2), sendo constituído por sete formações alternadamente siliciclástica e carbonática sobrepostas, com estruturas primárias preservadas (Campanha 1991, Campanha & Sadowski 1999). A macroestrutura do Subgrupo Lajeado é caracterizada por grandes anticlinais e sinclinais abertos com eixos subhorizontais de direção nordeste e clivagem plano-axial com alto mergulho para noroeste (Campanha & Sadowski 2002). Em sua porção inferior o Subgrupo Lajeado é intrudido pelo Maciço de Itaoca (Mello 1995, Mello & Bettencourt 1998), cuja faixa afetada pela Zona de Cisalhamento

1 – Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Rua do Lago 562, CEP 05508-900, São Paulo, SP.

2 – Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Departamento de Mineralogia e Geotectônica, Rua do Lago 562, CEP 05508-900, São Paulo, SP. E-mail: ffalei@usp.br, ginaldo@usp.br

Figura 1 – Mapa tectônico do Domínio Apiaí da Faixa Ribeira (adaptado de Campanha & Sadowski 1999). Principais domínios tectônicos e paleogeográficos: 1) coberturas e rochas intrusivas fanerozóicas, 2) molassas tardias cambrianas a neoproterozóicas, 3) granitos pós-tectônicos cambrianos a neoproterozóicos, 4) granitos sin-tectônicos neoproterozóicos, 5) plataformas carbonáticas proximais meso a neoproterozóicas, 6) plataformas carbonáticas distais meso a neoproterozóicas, 7) seqüências metaturbidíticas, metavulcânicas e metapelágicas meso a neoproterozóicas, 8) xistos de ambientes desconhecidos, 9) gnaisses migmatíticos meso a paleoproterozóicos, 10) grabronoritos e charnoquitos arqueanos. Principais unidades litoestratigráficas: A) Complexo Serra Negra, B) Complexo Gnáissico-Migmatítico, C) Seqüência Turvo-Cajati, D) Maciço Itaoca, E) Seqüência Serra das Andorinhas, F) Subgrupo Ribeira, G) Complexo Embu, H) Subgrupo Lajeado.

Ribeira compreende anfibólio-biotita monzogranito porfirítico protomilonitizado.

O Subgrupo Ribeira, que se separa do Subgrupo Lajeado pelas zonas de cisalhamento Figueira e Ribeira (Fig. 2), é constituído predominantemente por metarritmitos de granulação fina a muito fina, com intercalações subordinadas de metabasito, metarenito, metaconglomerado oligomítico, lâminas de metachert, metamarga, metacalcário e formações ferríferas (Campanha 1991, Campanha & Sadowski 1999). As estruturas desta unidade demonstram deformação mais intensa, com dobramento fechado a isoclinal e transposição do acamamento sedimentar para posição da clivagem ardosiária, que apresenta mergulho forte para noroeste (Campanha 1991).

As rochas da Seqüência Serra das Andorinhas, que ocorre na porção leste do bloco a sul da Zona de Cisalhamento Ribeira (Fig. 2), consistem de xisto fino carbonático, quartzo xisto, quartzito, mármore e subordinadamente metabasito. Predominam rochas com xistosidade bem desenvolvida, geralmente com laminação diferenciada onde alternam-se leitos ricos em quartzo e leitos ricos em mica. Esta unidade diferencia-se do Subgrupo Ribeira em termos de associação de protolitos, de modo que a primeira é uma associação tipicamente de natureza clástico-terrágena, enquanto a segunda é uma associação metavulcanossedimentar com expressiva contribuição de rochas metavulcânicas básicas

(Campanha 1991).

A Zona de Cisalhamento Ribeira tem um papel importante no zoneamento metamórfico e estrutural das unidades metassedimentares da região (Faleiros 2003), de maneira que separa um bloco a norte (onde ocorrem rochas metassedimentares com acamamento primário preservado, metamorizadas na fácies xisto verde, zona da clorita), de um bloco a sul (onde as rochas estão metamorizadas entre a zona da granada e a fácies anfibolito inferior e apresentam estruturas sedimentares totalmente transpostas; Faleiros 2003).

GEOMETRIA E CINEMÁTICA A Zona de Cisalhamento Ribeira apresenta um traçado geral pouco variável onde trechos de orientação em torno de N85°E se alternam com trechos N75°E (Fig. 2). Exceção a esse padrão ocorre em sua extremidade oeste, na zona de junção com a Zona de Cisalhamento Morro Agudo, onde ocorre uma inflexão para direção N60°E.

A foliação milonítica associada à Zona de Cisalhamento Ribeira apresenta atitude pouco variável, em torno de N75°-85°E e mergulhos subverticais ora para noroeste ora para sudeste (Fig. 3a). A foliação média obtida mergulha 83° para o azimuth 343° (Fig. 3a). O padrão da lineação de estiramento é mais complexo, visto que apesar do predomínio de lineações subhorizontais, não são raras lineações oblíquas e de máximo caimento (Fig. 3b).

Figura 2 – Mapa geológico da área estudada segundo Faleiros (2003). Ver localização na figura 1.

Diversos indicadores cinemáticos nas escalas macroscópica (inflexão regional das estruturas – Figs. 1, 2, 9), mesoscópica (e.g. boudins e fragmentos rotacionados) e microscópica (e.g. porfiroclastos rotacionados ou estirados, *micafish*, pares de foliações SC) indicam sistematicamente movimentação destal. Exemplos de indicadores cinemáticos são mostrados na figura 4.

MILONITOS E CATACLASITOS Características macroscópicas

No campo a Zona de Cisalhamento Ribeira caracteriza-se por um domínio de rochas cisalhadas com espessura entre 500 e 1000 metros, onde ocorrem faixas de filonito (Fig. 5a), brecha (Fig. 5b), protomilonito, milonito e ultramilonito. Uma característica importante é a existência, lado a lado, de rochas de falha com texturas contrastantes (e.g. brecha e ultramilonito), que poderiam refletir diferentes estágios de movimentação da zona de cisalhamento em níveis crustais cada vez mais rasos. Alternativamente, a pressão de fluidos elevada pode ter induzido a formação de brecha no ambiente metamórfico dúctil (fraturamento hidráulico). Isto é sugerido pela presença de brecha tectônica no interior de *boudins* envoltos por faixas miloníticas (que em outra interpretação indicaria que o brechamento é anterior à milonitização), além de brecha cortada por veios de quartzo em várias direções (Fig. 5d). Adicionalmente, Faleiros et al. (em preparação) demonstram, pela análise de inclusões fluidas, que veios de quartzo sin-tectônicos à zona de cisalhamento foram gerados sob forte flutuação de pressão (pressão de aprisionamento de inclusões fluidas variando desde valores próximos da pressão litostática até abaixo da pressão hidrostática), como resultado de

fraturamento hidráulico.

Quanto aos litotipos afetados pela Zona de Cisalhamento Ribeira predominam filito e xisto fino pertencentes ao Subgrupo Ribeira e à Seqüência Serra das Andorinhas, além de intercalações de anfibolito, quartzito, rochas calciossilicáticas, metaconglomerado e intrusões graníticas variadas.

Na faixa norte da zona de cisalhamento ocorrem corpos de filito cinzento a esverdeado, quando não alterado, constituído principalmente por sericita, quartzo, carbonato e clorita. Feições de cisalhamento, apesar de muito difícil reconhecimento, são ressaltadas quando estão presentes grandes quantidades de vênulas e veios de quartzo estirados e boudinados dentro da foliação, pela forte transposição de estruturas primárias (Fig. 5c) e pela presença de foliações SC e dobras intrafoliais. Estruturas observadas com menor frequência compreendem *kink bands* com eixos subverticais, sistematicamente indicativas de rotação destal.

É importante destacar que fora das faixas cisalhadas a presença de veios de quartzo torna-se muito rara, indicando que estes estão intimamente relacionados com a zona de cisalhamento.

Lineação de estiramento marcante pode ocorrer em quartzo xisto e quartzito. Contudo, em geral, quando existem lineações nos litotipos mais micáceos, de maior ocorrência, torna-se muito difícil separar aquelas relacionadas com estiramento da lineação de interseção entre foliação e crenulação. Nesses casos, a lineação de estiramento pode ser melhor observada em paredes de veios de quartzo e camadas de metachert.

Na porção a sul da Zona de Cisalhamento Ribeira as rochas apresentam grau metamórfico mais elevado. Predomina xisto com-

Figura 3 – Diagramas de Schmidt-Lambert, semi-esfera inferior contendo linhas de isofrequência de pólos da foliação milonítica (a) e atitudes da lineação de estiramento (b).

posto por muscovita, quartzo, biotita e granada, com intensa lineação mineral de muscovita e biotita, e uma laminação formada pela segregação metamórfica entre leitos quartzosos e micáceos.

Corpos alongados de anfibolito verde escuro, concordantes com a foliação, ocorrem tanto no interior da zona de cisalhamento como a sul desta. Possuem largura, geralmente, de dezenas a centenas de metros, apesar de localmente ocorrerem corpos de espessura decimétrica a submétrica. De maneira geral, apresentam lineação mais desenvolvida que foliação, caracterizando tectonitos do tipo L.

De todas as rochas descritas, as graníticas são as que apresentam feições mesoscópicas de cisalhamento mais nítidas, tais como estrutura brechada, foliação lenticularizada, lineação de estiramento e porfiroclastos rotacionados. Predominam faixas de protomilonito com estrutura definida por porfiroclastos de feldspato e quartzo com formas arredondadas a angulosas, envolvidos por uma matriz fina constituída por quartzo, muscovita e por vezes estilpnomelano e biotita.

As rochas da porção sul do Maciço de Itaoca são monzograníticas, apresentam texturas porfiríticas e estruturas foliadas. São formadas essencialmente por feldspatos, quartzo, biotita e hornblenda. Os feldspatos são róseos e suas dimensões variam de subcentimétricas a até 2 cm. Esses cristais apresentam uma orientação preferencial de forma bem definida, mas geralmente mostram deformação em estado sólido incipiente. Biotita e

Figura 4 – Indicadores cinemáticos: (a) boudin de veio deformado, (b) porfiroclasto estirado, (c) par de foliações SC.

hornblenda são muito finas e seus agregados formam lentes alongadas de espessuras milimétricas entre os cristais de feldspato. O quartzo pode ser anédrico, subédrico ou em forma de ribbons. Raramente encontra-se estirado concordantemente com a foliação, ou recrystalizado dinamicamente. Essa situação sugere que o corpo ígneo é tardi-deformacional em relação à Zona de Cisalhamento Ribeira.

Na faixa de mais intensa deformação ocorrem diversos xenólitos de rochas metassedimentares fortemente milonitizadas. Esses xenólitos são lenticulares ou tabulares e paralelos à foliação, conferindo um aspecto semelhante a gnaiss. Consistem de corpos de quartzito, biotita-quartzo xisto e sericita-quartzo xisto, geralmente com intensa lineação de estiramento. Nessas localidades o monzogranito apresenta faixas decimétricas de milonito, onde ocor-

Figura 5 – Fotografias de feições de campo. (a) filonito, (b) brecha tectônica, (c) milonito com feições de cisalhamento ressaltadas pela presença de vênulas de quartzo estiradas e incorporadas à foliação, (d) filonito brechado cortado por veios de quartzo em várias direções (fraturamento hidráulico).

reu intensa sericitização e recristalização dinâmica de quartzo.

Duas importantes inferências podem ser feitas a partir das relações entre o Maciço de Itaoca e a Zona de Cisalhamento Ribeira: (1) O truncamento pelo batólito das dobras e falhas que afetam o Subgrupo Lajeado indica que esse corpo é pós-tectônico em relação a pelo menos um evento tectônico; (2) O fato de o batólito encontrar-se cisalhado em sua porção sul e na mesma região apresentar xenólitos de rochas miloníticas associadas à zona de cisalhamento indica que esta se desenvolveu antes da intrusão do plúton e continuou ativa durante e após a sua instalação, evidenciando uma história evolutiva relativamente longa.

Microestruturas e suas relações com a mineralogia metamórfica

Cerca de 70 seções delgadas de rochas de falha da Zona de Cisalhamento Ribeira foram descritas em microscópio petrográfico convencional. As condições metamórficas da deformação foram avaliadas pelo reconhecimento de paragêneses metamórficas e pela análise qualitativa de microestruturas. A classificação das rochas de falha segue a nomenclatura de Sibson (1977).

Os diferentes litotipos identificados (rochas metassedimentares, metabasitos e rochas graníticas), são descritos detalhadamente abaixo.

ROCHAS METASSEDIMENTARES Filito representa a rocha dominante no bloco a norte da zona de cisalhamento. Esta rocha é formada essencialmente por quartzo e sericita, que geralmente re-

presentam de 70 a 90% em volume (Tabela 1). Clorita, carbonato e estilpnomelano geralmente são essenciais, podendo individualmente representar de 5 a 15% em volume. Acessórios comuns compreendem turmalina, epidoto, biotita, titanita, minerais opacos, apatita e zircão. A biotita, quando presente, é essencialmente de natureza clástica.

Macroscopicamente o acamamento sedimentar representa a estrutura dominante. Ao microscópio observa-se uma laminação definida pela alternância entre leitos ricos em quartzo e leitos ricos em micas. Localmente, a orientação de micas clásticas e a presença de camadas ricas em minerais opacos definem uma laminação primária (S_0). Esta é superposta por uma foliação metamórfica S_1 , constituída por uma xistosidade penetrativa com sericita, quartzo, muscovita, clorita, carbonato e estilpnomelano orientados sub- a paralelamente à laminação primária. Os minerais orientados nessa xistosidade apresentam-se dobrados e rompidos, desenhando uma crenulação S_2 oblíqua que, em geral, não produz foliação penetrativa, mas localmente forma quartzo e sericita orientados em uma xistosidade espaçada (Fig. 6a).

A foliação S_3 relaciona-se ao cisalhamento, sendo caracterizada por lenticularização de foliações anteriores e recristalização parcial ou total de sericita, quartzo, estilpnomelano, clorita e, localmente, biotita. Outros produtos compreendem foliação lenticularizada (Fig. 6b), texturas pisciformes (Fig. 6c) e estruturas SC (Lister & Snoke 1984) e SC_1 (Ramsay & Lisle 2000) (Fig. 4c).

As rochas quartzosas ocorrentes no interior da zona de

Tabela 1 - Proporções entre as fases minerais presentes em filitos e xistos. Siglas: Se, sericita; Qtz, Quartzo; Clt, clorita; Car, carbonato; Stp, estilpnomelano; Bt, biotita; Ep, epidoto; Tur, turmalina; Tit, titanita; Opa, minerais opacos; Gr, granada; Pl, plagioclásio; Mic, microclínio.

Amostra	Se	Qtz	Clt	Car	Est	Bt	Ep	Tur	Tit	Opa	Gr	Pl	Mic
EP001G	60	20	-	-	12	-	-	tr	-	8	-	-	-
F34D (1)	20	30	05	-	5	40	-	tr	-	tr	-	-	-
F35A	40	30	15	14	-	-	-	2	tr	tr	-	-	-
F35B	40	35	-	15	-	-	5	-	3	2	-	-	-
F47	40	50	10	-	-	-	-	tr	-	tr	-	-	-
GD121A1	45	40	-	-	-	-	-	5	-	10	-	-	-
GD121A2	45	50	-	-	-	1	-	4	-	tr	-	-	-
GD121C	22	40	-	5	3	-	-	tr	-	tr	-	10	20
GD121E	50	30	-	-	-	5	-	8	-	7	-	-	-
GD179B	35	50	-	-	-	-	15	tr	-	tr	-	-	-
IP132A	tr	17	50	7	-	-	-	-	-	3	tr	13	-
IP530	35	20	25	15	-	-	-	tr	-	5	-	-	-
M014	45	40	tr	-	-	10	-	1	-	tr	3	-	-
M31D	40	5	-	-	-	tr	-	55	-	tr	-	-	-
M117	40	5	-	-	-	tr	-	55	-	tr	-	-	-
M198	14	50	tr	-	-	25	-	tr	-	1	10	tr	-
M214C	25	40	tr	-	-	27	tr	1	-	1	5	tr	-

cisalhamento apresentam uma microestrutura na qual *ribbons* de quartzo com razões axiais variando de 7:1 a maiores que 20:1, ocorrem em meio a uma matriz formada por grãos de quartzo recristalizados dinamicamente (Fig. 6d). Na matriz os cristais de quartzo são levemente alongados, apresentam contatos retos a interlobados e encontram-se orientados numa direção levemente oblíqua à direção dos *ribbons*, caracterizando estruturas SC do tipo II de Lister & Snoke (1984). A proporção de matriz recristalizada varia de 60 a 90% em volume. Os *ribbons* de quartzo apresentam extinção ondulante, bandas e lamelas de deformação e subgrãos.

Nas faixas filoníticas a sericita apresenta-se lenticularizada e recristalizada na matriz milonítica, geralmente associada com clorita, estilpnomelano e localmente biotita. O carbonato ocorre disseminado na matriz recristalizada ou associado a vênulas estiradas e incorporadas à foliação milonítica.

Na faixa a sul da zona de cisalhamento é comum a presença de xisto de granulação média, laminado, com porfiroblastos de biotita e granada. A laminação é formada pela alternância entre leitos lepidoblásticos ricos em micas e leitos granoblásticos formados por quartzo polygonizado. Litotipos do Subgrupo Ribeira ocorrentes nessa faixa apresentam mineralogia essencial composta por quartzo, biotita, muscovita e granada. Minerais acessórios compreendem turmalina, minerais opacos, clorita, feldspato e epidoto.

O quartzo ocorre como grãos poligonais formando textura em mosaico de alto equilíbrio (contatos a 120°), dispostos em bandas muito contínuas alternadas com leitos micáceos (Fig. 7a). Provavelmente essa microestrutura está relacionada com recristalização estática (*annealing*).

Muscovita e biotita por vezes apresentam-se bastante estiradas e recristalizadas em leitos pobres em quartzo (Fig. 7a). O quartzo nesses leitos apresenta-se como *ribbons* policristalinos. Essas evidências indicam a natureza milonítica da foliação principal.

Ocorre biotita de quatro gerações. A mais antiga apresenta-se como finas inclusões em granada, orientadas em uma foliação externamente destruída. A biotita de segunda geração ocorre como porfiroblastos de *mica fish* com inclusões de uma foliação retilínea discordante da externa, indicando que essa é pós-cinematizada a uma fase tectônica. As formas lenticularizadas são decorrentes da

superposição da foliação milonítica S_3 (Fig. 7a). A biotita da terceira geração é mais fina, fortemente estirada e associada à muscovita nos leitos micáceos, sendo, portanto, sin-milonítica. A biotita de quarta geração ocorre em sombras de pressão na granada e a partir de substituição desta, indicando estar relacionada com retrometamorfismo.

A granada é predominantemente porfiroblástica e zonada. Seu núcleo apresenta inclusões de uma foliação retilínea com orientação divergente da foliação externa, correlacionável com aquelas encontradas na biotita de segunda geração (Fig. 7b), e sua borda apresenta-se limpa de inclusões indicando um sobrecrecimento provavelmente sin-milonítico. Localmente ocorre granada fina com formas lenticularizadas, cristalizada nos leitos ricos em quartzo, confirmando uma geração de granada sin-milonítica.

A clorita é retrometamórfica e ocorre como finas lamelas quase indistinguíveis ao microscópio petrográfico, formadas a partir de substituição das biotitas.

O epidoto, juntamente com biotita e mica branca, é decorrente da decomposição de granada, sendo, portanto, também retrometamórfico.

Na região de junção entre as zonas de cisalhamento Ribeira e Lancinha ocorrem corpos de xisto com granada, pertencentes à Sequência Serra das Andorinhas, muito parecidos com aqueles pertencentes ao Subgrupo Ribeira a sul da Zona de Cisalhamento Ribeira, indicando que foram metamorfizados nas mesmas condições. São rochas formadas por muscovita, quartzo, biotita, granada, clorita, turmalina e minerais opacos. Uma diferença marcante observada, é a presença de planos de cisalhamento oblíquos à foliação S_3 , formando pares SC_1 de Ramsay & Lisle (2000).

Corpos tabulares de turmalinito xistoso milonítico, de ocorrência local, são caracterizados, no campo, por camadas negras de espessuras centimétricas, com foliação lenticularizada definida pela presença de aglomerados lenticulares de quartzo em meio a matriz muito fina de cor escura. Ao microscópio petrográfico essa rocha compreende além de turmalina, sericita, quartzo e muscovita. Foram descritas duas lâminas, cortadas segundo o plano XZ do elipsóide de deformação, representantes de rochas com graus de recristalização dinâmica contrastantes (milonito e ultramilonito). No milonito observa-se uma intensa foliação dada pela isorientação

Figura 6 – Fotomicrografias de seções delgadas: (a) micrótilon da foliação S_1 com clorita e muscovita, cortado pela S_2 com sericita, quartzo e carbonato, (b) foliação milonítica lenticularizada em biotita-quartzo-muscovita xisto milonítico, (c) clorita pisciforme em granada-feldspato-quartzo-clorita xisto milonítico, (d) ribbons monocristalinos de quartzo em meio a matriz recristalizada formada por quartzo poligonizado.

de sericita recristalizada. A turmalina disseminada junto com a sericita, ou em leitos distintos, é geralmente idiomórfica, com zoneamento de cores (castanho na borda e esverdeado no centro) e extinção ondulante, indicando deformação intracristalina. Apresenta-se predominantemente em corte perpendicular ao eixo-c. O quartzo na matriz encontra-se recristalizado. A diferença do ultramylonito é que neste caso a turmalina encontra-se recristalizada dinamicamente, por vezes com subgrãos internos e intensa extinção ondulante. Tanto no milonito quanto no ultramylonito ocorrem lâminas quartzosas com granulação mais grossa onde o quartzo encontra-se poligonizado, formando texturas em mosaico com contatos retilíneos entre os grãos a aproximadamente 120° , indicando um alto equilíbrio contrastante com a matriz milonítica. A muscovita associada é idiomórfica e disposta em orientação aleatória. Localmente observam-se nessas leitos quartzosos duas gerações de quartzo, onde a mais antiga, em núcleos, apresenta granulação fina e intensa orientação preferencial de forma, e a mais nova, em bordas, é formada por grãos mais grossos e poligonizados, definindo texturas em mosaico. Essas evidências são indicativas de mecanismos de recristalização estática (*annealing*).

METABASITOS As rochas metabásicas consistem de corpos de anfibolito, xisto básico e clorita-plagioclásio-carbonato fels.

Os corpos de anfibolito ocorrentes a norte da zona de cisalhamento, quando pouco afetados por esta, apresentam-se geralmente isótipos, com estruturas ígneas preservadas (blastofíticas, blastosubofíticas). Os minerais essenciais são actinolita, epidoto e hornblenda (Tabela 2). A hornblenda é

Tabela 2 - Proporções entre as fases minerais presentes em metabasitos. Siglas: Hb, hornblenda; Act, actinolita; Pl, plagioclásio; Ep, epidoto; Clt, clorita; Car, carbonato; Qtz, Quartzo; Opa, minerais opacos; Ap, apatita; Se, sericita.

Amostra	Hb	Act	Pl	Ep	Clt	Car	Qtz	Opa	Ap	Se
F199B	35	25	10	5	15	5	5	tr	tr	-
GD109A	40	30	20	5	-	-	tr	5	tr	-
GD177	10	50	20	15	5	-	tr	tr	tr	-
GD486A	15	45	tr	20	2	-	10	5	3	-
GD487	-	-	8	-	30	20	30	10	2	tr
GD532	-	-	10	-	15	50	5	8	-	-
M1611	30	40	20	5	-	-	tr	5	tr	-

idiomórfica, zonada, verde-acastanhada e em parte representa relíquias ígneas. A actinolita ocorre como poiquiloblastos orientados aleatoriamente na matriz. O epidoto apresenta-se em agregados microcristalinos preservando formas reliquias de plagioclásio tabular, arranjados aleatoriamente. Minerais acessórios compreendem quartzo, poiquiloblastos de minerais opacos, albita, apatita acicular e clorita.

Em posições mais próximas do interior da Zona de Cisalhamento Ribeira ocorrem corpos de xisto básico composto essencialmente por clorita, quartzo, carbonato, andesina e minerais opacos, além de apatita e sericita como acessórios (Tabela 2). Essas rochas apresentam um bandamento correlacionável com a foliação S_3 das rochas metassedimentares, onde leitos carbonáticos alternam-se

com leitos ricos em clorita e quartzo recrystalizado. Internamente ao bandamento os minerais apresentam uma intensa orientação preferencial de forma. A andesina é de natureza ígnea e ocorre como porfiroclastos fraturados ou cristais idiomórficos ripiformes em meio a matriz fina composta por clorita e quartzo. Os minerais opacos encontram-se fortemente estirados, lenticularizados e com formas assimétricas indicativas de deformação rotacional. A sericita ocorre em sombras de pressão em porfiroclastos e como alteração de plagioclásio.

O clorita-plagioclásio-carbonato fels é isotrópo, possui estrutura ígnea parcialmente preservada, reconhecida pela presença de plagioclásio (andesina-labradorita) tabular ou ripiforme em orientação aleatória e quartzo intersticial. A matriz é muito fina e constituída por agregados microcristalinos de carbonato e clorita. Em geral a matriz representa de 50 a 65% em volume. Vênulas de carbonato e clorita cortam todas estruturas. Tais rochas são resultantes de metassomatismo de rochas básicas.

No interior da zona milonítica ocorrem corpos de anfibolito milonítico caracterizado por cristais de anfibólio lenticularizado envolto por matriz fina constituída por plagioclásio e hornblenda (Fig. 7c), além de acessórios como epidoto, apatita e minerais opacos. O anfibólio lenticularizado apresenta um zoneamento com actinolita no centro e hornblenda tschermackítica (dominante) nas bordas (Fig. 7d), indicando que a milonitização esteve associada a metamorfismo progressivo. Na matriz, o plagioclásio (An 35-45) encontra-se todo recrystalizado dinamicamente indicando temperaturas de metamorfismo relativamente altas. Apresenta uma fraca

orientação preferencial de forma e normalmente mostra geminação bem formada (Fig. 8a). A hornblenda na matriz é alongada e encontra-se disposta em orientação paralela à foliação lenticularizada (Fig. 8a). O epidoto ocorre como microcristais idiomórficos a subidiomórficos concentrados em certos leitos na matriz, porém, aparentemente, não está em paragênese com a hornblenda.

Ocorre localmente uma variação de anfibolito com estrutura brechada, constituído por anfibólio com zoneamento inverso àquele apresentado pelo anfibolito milonítico. Nesse caso predomina hornblenda tschermackítica no interior dos cristais e actinolita nas bordas, indicando fases retrometamórficas associadas ao cisalhamento. Outra diferença importante é dada pela grande proporção de clorita (15%), mineral ausente no anfibolito milonítico. Os porfiroblastos de anfibólio podem estar brechados ou lenticularizados. A clorita encontra-se fortemente lenticularizada e pisciforme. Quartzo e plagioclásio são finos e recrystalizados na matriz. O plagioclásio apresenta extinção concêntrica sugerindo zoneamentos composicionais. Epidoto microcristalino xenomórfico e carbonato ocorrem como acessórios. A estrutura é levemente orientada, onde leitos brechados ricos em anfibólio alternam-se com porções lenticularizadas formadas por clorita, plagioclásio, epidoto e quartzo. O carbonato ocorre também em vênulas estiradas cortando a foliação milonítica.

Os anfibolitos presentes a sul da faixa milonítica da Zona de Cisalhamento Ribeira apresentam características texturais e mineralógicas muito semelhantes àquelas dos corpos de anfibolito milonítico no interior da zona de cisalhamento. Uma diferença im-

Figura 7 – Fotomicrografias de seções delgadas: a) porfiroclastos pisciformes de biotita de segunda geração em granada-biotita-muscovita-quartzo xisto do Subgrupo Ribeira, (b) granada euédrica com inclusões orientadas em uma foliação retilínea anterior à S_p , (c) foliação lenticularizada milonítica definida por olhos de anfibólio em meio a uma matriz recrystalizada constituída por plagioclásio, hornblenda e epidoto, em anfibolito milonítico, (d) anfibólio zonado formado por actinolita no centro e hornblenda na borda do cristal,

Figura 8 – Fotomicrografias de seções delgadas: a) detalhe de matriz recrystalizada formada por plagioclásio, hornblenda e epidoto em anfibolito milonítico, b) plagioclásio fraturado em meio a matriz formada por sericita e quartzo recrystalizados em granito milonítico, c) ribbons de quartzo com borda parcialmente recrystalizada em meio a matriz recrystalizada constituída por sericita e quartzo em granito milonítico, d) veio quartzo-feldspático mostrando contraste entre deformação dúctil do quartzo e rúptil do plagioclásio.

portante é dada pela maior porcentagem de epidoto (15%) e a presença de clorita (5%), sugerindo condições metamórficas levemente menos intensas.

Um metabasito de ocorrência muito rara consiste de xisto porfiroblástico composto por clorita, quartzo, feldspato, biotita, minerais opacos e granada. A clorita é porfiroblástica, pisciforme e ocupa 50% da rocha. Quartzo e feldspato são microcristalinos e recrystalizados na matriz. O feldspato apresenta formas arredondadas e extinção concêntrica, sugerindo zoneamentos composicionais. Os minerais opacos encontram-se fortemente estirados. A granada é eúédrica, pós-cinemática à geração de uma foliação anterior à milonitização e encontra-se parcialmente substituída por biotita retrometamórfica. A clorita também pode ocorrer em sombras de pressão na granada, como resultado de retrometamorfismo. A estrutura dessa rocha consiste de um bandamento anastomosado formado pela alternância entre lâminas lepidoblásticas ricas em clorita e leitos granoblásticos constituídos por quartzo e feldspato. Como produtos do cisalhamento, a clorita e o quartzo encontram-se fortemente estirados, lenticularizados e com extinções ondulantes ou ainda recrystalizados na matriz milonítica. A grande abundância de clorita (50%) e feldspato (15%) sugere que esta rocha pode ser de natureza originalmente vulcano-clástica, com contribuições básicas na deposição.

ROCHAS GRANÍTICAS As rochas graníticas deformadas pela

Zona de Cisalhamento Ribeira consistem de faixas alternadas de milonito, protomilonito, brecha e ultramilonito. Essas rochas apresentam como minerais essenciais quartzo, sericita, plagioclásio e microclínio. Acessórios compreendem clorita, estilpnomelano, biotita, epidoto, turmalina e zircão. Em algumas amostras o estilpnomelano, sempre associado com o cisalhamento, pode alcançar de 15 a 20% da rocha (Tabela 3).

Na brecha os feldspatos (microclínio e plagioclásio) são angulosos e encontram-se envolvidos por uma matriz arranjada caoticamente, composta por microcristais de quartzo, sericita e, por vezes, estilpnomelano. Os feldspatos apresentam extinção ondulante e *kinks* internos, denunciando deformações intracristalinas. No entanto, predominam microfraturas e microfalhas, indicando deformações principalmente por fluxo cataclástico (processo rúptil ativado pela fragmentação mecânica do mineral ou rocha acompanhado por subsequente deslizamento e rotação dos fragmentos (Passchier & Trouw 1996)).

As rochas miloníticas (protomilonito e milonito) apresentam porfiroclastos lenticulares de feldspatos internamente fraturados, arqueados e falhados (Fig. 8b-d) em meio a uma matriz orientada, recrystalizada dinamicamente. Esses minerais apresentam extinção ondulante e, localmente, subgrãos e grãos recrystalizados nas bordas. A matriz é muito fina e formada por quartzo em grãos interlobados e sericita isorientada (Fig. 8b-d). O quartzo ocorre também como *ribbons* monocristalinos e policristalinos, exibindo extinção ondulante, bandas e lamelas de deformação, geralmente

Tabela 3 - Proporções entre as fases minerais presentes em rochas graníticas. Siglas: Qtz, Quartzo; Pl, plagioclásio; Mic, microclínio; Se, sericita; Clt, clorita; Stp, estilpnomelano; Bt, biotita; Ep, epidoto; Tur, turmalina; Zir, zircão.

Amostra	Qtz	Pl	Mic	Se	Clt	Est	Bt	Ep	Tur	Zir
EP001B	55	10	10	15	7	-	-	-	2	tr
EP001E	50	5	5	37	-	3	-	-	tr	tr
EP001F	15	20	20	30	-	15	-	-	-	tr
F46A	30	20	10	15	-	20	5	tr	-	tr
F94	25	35	20	20	-	-	-	-	-	tr

com bordas recrystalizadas (Fig. 8d). A matriz se amolda em torno dos porfiroclastos definindo uma foliação anastomosada correlacionável com a S_3 das rochas metassedimentares.

Faixas de ultramylonito ocorrem raramente e são caracterizadas por rochas onde raros porfiroclastos lenticularizados de feldspato, formados internamente por subgrãos e grãos poligonizados, são envoltos por matriz recrystalizada muito fina composta por quartzo, feldspato e sericita. Uma forte orientação preferencial de forma desses minerais define a foliação milonítica.

METAMORFISMO De acordo com as paragéneses minerais as foliações S_1 , S_2 e S_3 nas rochas metassedimentares ocorrentes na faixa norte da Zona de Cisalhamento Ribeira, foram geradas em condições de fácies xisto verde, geralmente na zona da clorita. A abundância de estruturas sedimentares primárias bem preservadas e a ocorrência local de cloritóide (identificados em campo), confirmam o metamorfismo na fácies xisto verde inferior. Segundo Bucher & Frey (1994) o primeiro aparecimento da biotita em metapelitos geralmente ocorre em temperaturas ao redor de 400°C, podendo se dar através da reação (1).

A ausência generalizada de biotita metamórfica nas rochas ocorrentes a norte da Zona de Cisalhamento Ribeira sugere que o metamorfismo não ultrapassou os 400°C nesse domínio. De acordo com Bucher & Frey (1994) o cloritóide pode ser o primeiro mineral metamórfico formado em "metapelitos normais" em temperaturas próximas a 300°C. Como essa temperatura coincide com o início da recrystalização dinâmica do quartzo, segundo Voll (1976), podemos inferir que as rochas miloníticas da faixa norte da zona de cisalhamento foram metamorizadas entre 300° e 400°C (Fig. 9a).

Os metabasitos presentes no Subgrupo Ribeira a norte da zona de cisalhamento apresentam a assembléia actinolita + epidoto + clorita ± albita ± quartzo ± carbonato ± hornblenda ígnea reliquiar. De acordo com Bucher & Frey (1994) a assembléia diagnóstica do início da fácies xisto verde é dada pelo primeiro aparecimento de actinolita e epidoto na presença de clorita e pode ser formada ao redor de 280°C, abaixo de 3 kbar, pela reação (2) (Fig. 9b).

Entretanto, a mesma assembléia poderia ser gerada por reações envolvendo carbonatos, como por exemplo a reação (3).

No caso analisado, não é rara a ocorrência de finas bordas de hornblenda na actinolita, sugerindo condições um pouco mais intensas de metamorfismo. Liou *et al.* (1974) determinaram que a partir de 475°C começa a instabilidade da clorita, que tende a reduzir seu volume na rocha com a progressão do metamorfismo. Le-

Figura 9 - Diagrama P versus T com reações metamórficas de: a) metapelitos (reações 1 e 4 segundo Bucher & Frey (1994), reação 5 (consumo de estilpnomelano) segundo Winkler (1976), reações 6 a 9 segundo Spear (1993)); b) metabasitos (reação 2 segundo Bucher & Frey (1994), reações 13 e 14 de Apté & Liou (1983), reações 10 a 12 de Liou *et al.* (1974), reação 15 (produção de hornblenda) segundo Spear (1980)).

vando-se em conta que os metabasitos ocorrentes a norte da Zona de Cisalhamento Ribeira apresentam clorita estável, o metamorfismo não deve ter alcançado essa temperatura. Considerando as condições metamórficas apresentadas pelos corpos de filito relacionados, as paragéneses dos metabasitos são coerentes com metamorfismo em temperaturas entre 300° e 400°C.

A paragéneses típica dos xistos da faixa sul da Zona de Cisalhamento Ribeira quartzo + muscovita + biotita + granada, associada a ausência generalizada de clorita progressiva, sugere que a produção de biotita e granada se deu pela reação (4).

Segundo Bucher & Frey (1994) essa reação limita a presença de clorita em rochas contendo excesso de muscovita e deve ocorrer entre 500° e 520°C. Esse intervalo pode ser considerado um limite mínimo de temperatura do metamorfismo que afetou as ro-

chas miloníticas presentes nesse domínio.

Nas cercanias da Zona de Cisalhamento Ribeira as rochas de falha de ambos blocos tectônicos (norte e sul), separados por esta, apresentam diferentes intensidades de metamorfismo. No bloco norte a foliação milonítica S_3 apresenta geralmente recristalização de quartzo, sericita, clorita e estilpnomelano. Nas rochas do bloco sul foram recristalizados dinamicamente quartzo, muscovita, biotita e granada. Portanto, as paragêneses da foliação milonítica S_3 são idênticas àsquelas apresentadas pelas foliações anteriores, em cada bloco.

A paragênese tschermackita + andesina (An 35-45) presente em anfibolito milonítico indica que o metamorfismo no interior da Zona de Cisalhamento Ribeira alcançou a fácies anfibolito. A presença de hornblenda e plagioclásio no início da fácies anfibolito ocorre primeiramente em temperaturas ao redor de 500°C (e.g. Bucher & Frey 1994). A mesma reação contínua que produz a mineralogia inicial da fácies anfibolito, continua consumindo clorita e epidoto na fácies anfibolito inferior. Eventualmente a clorita desaparece em aproximadamente 550°C e o epidoto não é tipicamente encontrado em anfibolitos metamorfizados acima de 600°C (Fig. 9b). Em pressões mais baixas o epidoto é todo consumido antes da clorita, enquanto em pressões mais altas ocorre o inverso (Fig. 9b). Condições de desaparecimento da clorita em rochas com composição basáltica foram determinadas experimentalmente em 550°C/2kbar e 575°C/5kbar (Liou *et al.* 1974) e 525°C/5kbar (Apted & Liou 1983). Como o anfibolito milonítico apresenta pequenas quantidades de epidoto e clorita progressiva é ausente, a milonitização desta rocha deve ter ocorrido entre 550° e 600°C. Corroborar com essa interpretação a total recristalização dinâmica da andesina na matriz.

A deformação nas rochas graníticas afetadas pela Zona de Cisalhamento Ribeira ocorreu principalmente em condições de fácies xisto verde. De acordo com Voll (1976) os primeiros grãos de quartzo recristalizam-se em aproximadamente 300°C. Com a progressão do metamorfismo o volume de grãos recristalizados deve aumentar constantemente. Como a porcentagem de quartzo recristalizado geralmente é grande (60-90%), temperaturas maiores são sugeridas.

A presença de estilpnomelano em brechas e protomilonitos graníticos indica fases metamórficas provavelmente em temperaturas abaixo de 460°C. Dados experimentais de Nitsch (1970) sugerem que a reação de consumo do estilpnomelano (5), está em equilíbrio em 445°C/4kbar e 460°C/7kbar.

estilpnomelano + fengita = biotita + clorita + quartzo + H_2O (5)

A aparente presença local de feldspatos parcialmente recristalizados (potássico e plagioclásio), poderia sugerir temperaturas em torno de 500°C na milonitização, visto que o início da recristalização destes minerais ocorre entre 480° e 520°C (Voll 1980). No entanto, as microestruturas sugerem que a deformação desses minerais ocorreu principalmente por fluxo cataclástico, tornando pouco segura a interpretação de fases metamórficas ocorridas nesse intervalo de temperatura.

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES Os dados paragenéticos e microestruturais permitem reconhecer uma evolução polifásica da Zona de Cisalhamento Ribeira, desde níveis francamente dúcteis associado a metamorfismo em condições de fácies anfibolito, até níveis relativamente rasos responsáveis pela geração de brecha tectônica em condições de fácies xisto verde. A longa história evolutiva fica bem registrada nas rochas do Maciço Itaoca, onde faixas de protomilonito e brecha granítica apresentam xenólitos de

milonito e ultramilonito provenientes de rochas metassedimentares previamente deformadas.

Apesar do caráter polifásico da deformação é possível traçar um padrão de variação espacial, onde as rochas a norte dessa estrutura foram metamorfizadas em fácies xisto verde baixo, provavelmente entre 300° e 400°C, enquanto as rochas a sul foram metamorfizadas entre 500° e 600°C. As paragêneses da foliação milonítica (S_3) mostram-se idênticas àsquelas das foliações anteriores presentes nas rochas de ambos os blocos, norte e sul, sugerindo que a Zona de Cisalhamento Ribeira foi responsável pela justaposição de rochas de diferentes níveis crustais através de um rejeito vertical importante. Uma mudança estrutural acompanha essa variação metamórfica. Enquanto no bloco norte a estrutura dominante é um acamamento primário, além de estarem preservadas duas foliações metamórficas pré-cisalhamento, nas rochas do bloco sul existe apenas uma foliação externa correlacionável com a milonítica (S_3) e uma foliação externamente destruída preservada apenas como inclusões orientadas em cristais pré-cisalhamento de granada e biotita. Esse padrão pode facilmente ser explicado pela própria transcorrência. Considerando-se o rejeito direcional horário ao redor de 50 km calculado por Campanha & Sadowski (2002), com uma lineação de estiramento caindo entre 4° e 5° para nordeste teríamos um rejeito vertical entre 3,5 e 4,4 km. Esse rejeito vertical deve ser o responsável pelo salto de, no mínimo, 100°C entre o metamorfismo dos blocos tectônicos limitados pela Zona de Cisalhamento Ribeira (Fig. 10).

A rocha que apresentou o mais alto grau metamórfico (determinado pela petrografia) foi um anfibolito situado no interior da zona de cisalhamento. Nessa rocha a paragênese hornblenda + andesina (An 35-45), associada à completa ausência de clorita e a total recristalização dinâmica do plagioclásio, sugere condições metamórficas entre 550° e 600°C, estando, portanto, ligeiramente acima das condições de temperatura apresentadas pelas rochas encaixantes. A presença de porfiroclastos de anfibólito com núcleo de actinolita e borda de hornblenda e de hornblenda recristalizada na matriz milonítica indica que a milonitização se

Figura 10 – Interpretação cinemática da Zona de Cisalhamento Ribeira a partir de dados metamórficos e geométricos.

deu, num dado momento, com aumento da temperatura.

As paragéneses metamórficas presentes nas rochas metassedimentares não são conclusivas em termos de pressão. Entretanto, a ausência generalizada de cianita, mesmo em rochas que aparentemente teriam composições adequadas para a formação desta, sugere valores de pressão inferiores a 4 kbar, considerando as reações dos polimórfos de Al_2SiO_5 atualmente mais aceitas na bibliografia (e.g. Spear 1993, Bucher & Frey 1994). As paragéneses do anfibolito milonítico presente no interior da zona de cisalhamento, sugerem pressão mínima entre 2 e 3 kbar, consi-

derando as interseções entre as reações de consumo de clorita e epidoto (Fig. 9b). Estimativas de 500°-550°C e 2-2,6 kbar para o aprisionamento de inclusões fluidas sin-miloníticas em veios de quartzo cisalhados (Faleiros & Campanha 2003) confirmam uma deformação tipicamente de baixa pressão.

Agradecimentos À FAPESP pelo suporte financeiro da bolsa de mestrado concedida ao primeiro autor (processo 01/00199-4), e pelo auxílio à pesquisa relativo ao processo 96/5648-1. Aos relatores da RBG pelas sugestões ao manuscrito.

Referências

- Apted M.J. & Liou J.G. 1983. Phase relations among greenschist, epidote-amphibolite, and amphibolite in a basaltic system. *Am. J. Sci.*, **283**:328-353.
- Bucher K. & Frey M. 1994. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag, 318 p.
- Campanha G.A.C. 1991. *Tectônica proterozóica no Alto e Médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 296 p., anexos.
- Campanha G.A.C. & Sadowski G.R. 1999. Tectonics of the Southern Portion of the Ribeira Belt (Apliaí Domain). *Prec. Res.*, **98**:31-51.
- Campanha G.A.C. & Sadowski G.R. 2002. Determinações da deformação finita em rochas metassedimentares da Faixa Ribeira na região de Iporanga e Apliaí, SP. *Rev. Bras. Geoc.* **32**:639-650.
- Campanha G.A.C., Gimenez Filho A., Caetano S.L.V., Pires F.A., Dantas A.S.L., Teixeira A.L., Dehira L.K. 1985. *Geologia das folhas Iporanga (SG.22-X-B-V-2) e Gruta do Diabo (SG.22-X-B-VI-1), Estado de São Paulo*. São Paulo, IPT/Pró-Minério, Relatório 22.352.
- Campanha G.A.C., Gimenez Filho A., Caetano S.L.V., Pires F.A., Dantas A.S.L., Teixeira A.L., Dehira L.K. 1986. Geologia e estratigrafia da região das folhas Iporanga e Gruta do Diabo, Vale do Ribeira, São Paulo. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 34, Goiânia, *Anais*, v.2, pp.:1058-1073.
- Faleiros F.M. 2003. *Zona de Cisalhamento Ribeira: deformação, metamorfismo e termobarometria de veios sin-tectônicos*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 146 p.
- Faleiros F.M. & Campanha G.A.C. 2003. Evolução metamórfica da Zona de Cisalhamento Ribeira, Vale do Ribeira, SP e PR: Evidências de microestruturas, tramas de eixos-c de quartzo e inclusões fluidas. In: SBG, Simp. Geol. Sudeste, 8, *Atas*, p. 17.
- Faleiros F.M., Campanha G.A.C., Bello R.M.S., Fuzikawa K. *P-T conditions and fluid evolution during growth and deformation of strike-slip fault-related veins, Ribeira Shear Zone, SE-Brazil*. (em preparação).
- Liou J.G., Kuniyoshi S., Ito K. 1974. Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system. *Am. J. Sci.*, **274**:613-632.
- Lister G.S. & Snoke A.W. 1984. S-C Mylonites. *J. Struct. Geol.*, **6**:617-638.
- Mello I.S. 1995. *Geologia e aspectos metalogenéticos do Maciço Itaoca, Vale do Ribeira, SP e PR*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 168p.
- Mello I.S. & Bettencourt J.S. 1998. Geologia e gênese das mineralizações associadas ao maciço de Itaoca, Vale do Ribeira, SP e PR. *Rev. Bras. Geoc.*, **28**:269-284.
- Nitsch K.H. 1970. Experimentelle Bestimmung der oberen Stabilitätsgrenze von Stilpnomelan. *Forstsch. Mineral* **47**, Beih **1**:48-49.
- Passchier C.W. & Trouw R.A.J. 1996. *Microtectonics*. Berlin Heidelberg, Springer-Verlag, 289p.
- Ramsay J.G. & Lisle R.J. 2000. *The techniques of modern structural geology, Volume 3: Applications of Continuum Mechanics in Structural Geology*. Academic Press, London 560 p.
- Sibson R. H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc. London* **133**:191-213.
- Spear F. 1980. NaSi-CaAl exchange equilibrium between plagioclase and amphibole. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **72** (1):33-41.
- Spear F.S. 1993. *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*. Mineralogical Society of America. Monograph. 799p.
- Voll G. 1976. Recrystallization of quartz, biotite and feldspars from Ersfeld to the Leventina nappe, Swiss Alps, and its geological significance. *Schweiz Mineral. Petrogr. Mitt.* **56**:641-647.
- Voll G. 1980. Ein Querprofil durch die Schweizer Alpen von Vierwaldstaetter See zur Wurzelzone – Strukturen und ihre Entwicklung durch Deformationsmechanismen wichtiger Mineral. *N. Jb. Geol. Palaeont. Abh* **160**:321-335.
- Winkler H.G.F. 1976. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag, New York.

Manuscrito A-1451

Recebido em 23 de julho de 2003

Revisão dos autores em 27 de abril de 2004

Revisão aceita em 15 de maio de 2004