Caracterização estrutural de um segmento da rampa lateral de Capitólio, limite norte da *nappe* de Passos (MG)

Tiago Eloi de Souza Sérió dos Santos¹ & Luiz Sérgio Amarante Simões²

Resumo O limite norte da *nappe* de Passos, sudoeste de Minas Gerais, é marcado por um sistema de rampa lateral denominado de Rampa Lateral de Capitólio. Nesse contexto, essa rampa é o contato entre os Domínios Interno e Externo da Faixa Brasília Meridional. O estudo detalhado desses domínios permite considerar um modelo para evolução dessa rampa, explicando como a estruturação vertical marcante no Domínio Externo, transiciona para a estruturação subhorizontal encontrada no Domínio Interno, ambas com direção NW-SE. O contato entre esses domínios é balizado por um cavalgamento tardio (D_3) que oblitera os registros iniciais do desenvolvimento da rampa lateral, um plano íngreme (D_2). A parte oculta dessa história envolveu modelos complexos de deformação, onde através da rotação do eixo de vorticidade transiciona de uma Zona de Cisalhamento Monoclínica do tipo Y vertical para uma horizontal, respectivamente na posição de rampa e patamar da *nappe*.

Palavras-chave: *nappe* de Passos, rampa lateral, geologia estrutural, zonas de cisalhamento monoclinicas.

Abstract *Structural mapping of a Capitólio lateral ramp section, northern edge of Passos nappe - Minas Gerais state, Brazil.* The northern edge of *Passos nappe*, southwest of Minas Gerais state, is marked by a lateral ramp system called *Capitólio Lateral Ramp*. This ramp is the contact of the Internal and External domains of the Southern segment of the Brasília Fold Belt. A detailed study of these domains permits to consider a model for the evolution of this ramp, explained as the vertical structures, which marks External Domain, changing to sub-horizontal structures verified in Internal Domain, both striking NW-SE. The contact between these domains is distinguished by a later thrust (D_3) which obliterates the initial registers of the development of the lateral ramp, a steep plane (D_2). The covered portion of this history involved complex deformation models, where by rotation of the vorticity axis is possible to see a transition of a vertical to horizontal Y-Monoclinic Shear Zone, respectively in the ramp and flat of the *nappe*.

Keywords: *Passos nappe, lateral ramp, structural geology, monoclinic shear zones.*

INTRODUÇÃO É comum notar em cinturões orogênicos a presença de traços de cavalgamentos fortemente convexos em direção ao antepaís (ex. Himalaia, Andes, Alpes, etc). Estruturas curvadas junto com muitos dos complexos modelos de deformação vistos em zonas de cisalhamento e cinturões de cavalgamentos, podem ser explicados através de um deslocamento diferencial ao longo dos grandes planos de empurrão (Coward & Potts 1983). As diferenças de deslocamento ao longo desses planos são acomodadas por zonas de falhas dispostas em alto ângulo com o *trend* regional (Coward & Potts 1983, Pohn 2000). As falhas direcionais maiores associadas a estruturas curvadas são geralmente consideradas como rampas laterais.

O termo “rampa lateral” foi usado por Boyer & Elliot (1982) e Butler (1982), para descrever limites tectônicos paralelos à direção geral de transporte de lâminas de cavalgamento.

No Neoproterozóico a colisão entre os crátons São Francisco, Amazônico e Paranapanema, resultou em inúmeras superfícies de cavalgamento, que com-

põem a denominada Faixa de Dobramentos Brasília (Schobbenhaus *et al.* 1984). Traços arqueados de cavalgamento são comuns na Faixa Brasília Meridional (FBM), compondo um complexo sistema de *nappes* de cavalgamentos indicando grandes transportes em direção ao Cráton do São Francisco no período entre 640 Ma e 600 Ma. (Teixeira & Danni 1978, Simões 1995a, Valeriano *et al.* 1995 e 2000, Seer 2001).

Um desses cavalgamentos reconhecidos na FBM delimita a *nappe* de Passos (NP). A parte frontal dessa *nappe* é representada pelo Sistema de Cavalgamentos Ilícinea-Piumhi e o limite norte pela Rampa Lateral de Capitólio (Valeriano *et al.* 2004). Ao longo desse cavalgamento, metassedimentos de fácies xisto verde médio (zona da biotita) a anfibolito superior, do Grupo Araxá (Simões 1995a) cavalgam metassedimentos de baixo grau do Grupo Canastra, além de rochas atribuídas ao embasamento e ao Grupo Bambuí.

Utilizando a situação geológica reconhecida na NP (Fig. 1), aplicou-se a metodologia tradicional para

1 - Universidade Estadual Paulista, Departamento de Petrologia e Metalogenia, Programa de Pós Graduação em Geologia Regional, Rio Claro (SP), Brasil. E-mail: eloi_geo@yahoo.com.br

2 - Universidade Estadual Paulista, Departamento de Petrologia e Metalogenia, Rio Claro (SP), Brasil. E-mail: lsimoies@rc.unesp.br

Figura 1 - Mapa geológico simplificado da nappe de Passos com indicação da área mapeada. Modificado de Simões & Valeriano (1990).

mapeamento geológico acompanhado das técnicas de análise cinemática meso e microscópica (Passchier & Trouw 1996), para caracterizar a variação do padrão estrutural presente ao longo de uma seção transversal cortando o limite norte da NP, desde o domínio cavalgado, passando pela rampa lateral, até o domínio cavalgante.

A caracterização individual de rampas laterais é comum na literatura (Coward 1980, Lamotte & Guezou 1995; Passchier *et al.* 1997, Santos 2007), mas a maioria dos estudos é realizada em situações onde predominaram processos rúpteis. Além de visar o entendimento da formação e evolução de rampas laterais, a motivação para realização desse trabalho reside na carência de bibliografia referente ao desenvolvimento de estruturas de rampas em níveis crustais mais profundos, que corresponde à maioria dos casos do Brasil onde os

cinturões orogênicos estão arrasados.

RAMPAS LATERAIS EM SISTEMAS DE CAVALGAMENTOS

As rampas laterais (RL) são os limites tectônicos paralelos à direção geral de transporte de lâminas de cavalgamento; nessas rampas a componente de movimento direcional é a principal e, se a rampa possuir alto ângulo funciona como uma verdadeira zona transcorrente. Elas são geradas pela necessidade de se transferir o deslocamento perpendicularmente à direção do empurrão, podendo ser originadas por mecanismos atuantes durante ou subsequente aos cavalgamentos.

Pohn (2000) apresenta quatro configurações básicas possíveis para geometria de RLs, (Fig. 2), da mais simples para a mais complexa: RLs paralelas ligadas a um plano de descolamento horizontal (Fig. 2A); RLs parale-

Figura 2 - Blocos diagramas simplificados, mostrando quatro geometrias básicas possíveis para formação de rampas laterais (Pohn 2000).

las com um descolamento inclinado ascendente (Fig. 2B); RLs convergentes conectados a um plano de descolamento horizontal (Fig. 2C) e RLs convergentes ligados a um plano de descolamento inclinado ascendente (Fig. 2D).

Seções transversais às RLs em cada um desses modelos, com exceção do primeiro, mostrariam que para se acomodar os movimentos seria necessária uma espécie de escape lateral, com um movimento paralelo à direção das camadas, causado inteiramente pela diminuição do espaço em direção ao sentido de transporte.

O próprio autor desses modelos menciona o paradoxo criado pelos terceiro e quarto modelos, que já representariam rampas oblíquas, e levanta uma discussão: até que ponto de obliquidade com o sentido de transporte as rampas deveriam ser consideradas como laterais ou oblíquas? E ainda cita a dificuldade em se determinar isso em rampas em que houve escape lateral, que acaba ocultando a rampa original. No Brasil o termo “rampa oblíqua” é pouco utilizado, sendo que as falhas perpendiculares a aproximadamente perpendiculares à frente de empurrões são genericamente chamadas de RL.

Os modelos acima apresentados são muito simplistas, demonstrando de forma geral apenas a geometria das rampas que pode ser desenvolvida na formação de lâminas de cavalgamentos. A RL enfocada neste artigo desenvolveu-se sob condições predominantemente dúcteis, por isso o seu entendimento deve ser considerado no contexto de uma Zona de Cisalhamento Dúctil.

As estruturas desenvolvidas em uma zona de cisalhamento simples são relativamente bem conhecidas e esse modelo é geralmente usado nos estudos que envolvem zonas de cisalhamento.

Em situações rúpteis, normalmente com me-

tamorfismo em fácies xisto verde inferior (Passchier 1998), esse modelo funciona bem, com a deformação se concentrando em planos/faixas com limites bem definidos por rochas menos deformadas/indeformadas. Mas em zonas de cisalhamento dúcteis, especialmente em graus metamórficos mais elevados, a deformação da massa rochosa se dá pela ação conjunta de cisalhamento simples e puro; o que faz com que o modelo de cisalhamento simples torne-se uma simplificação, se afastando, às vezes, da realidade.

Sanderson & Marchini (1984) chamaram de transpressão (*transpression*) uma zona de cisalhamento vertical/subvertical em que há aproximação das paredes limitantes e de transtração (*transtension*) onde ocorre distanciamento das mesmas, com essas variações causadas apenas por encurtamento ou estiramento subhorizontal que, sob volume constante, são compensados somente por estiramento vertical ou encurtamento, respectivamente.

Esses modelos antecederam o conceito de zona de cisalhamento monoclinica (Passchier 1997 e 1998), no qual foram agrupados além de cisalhamento simples, transpressões e transtrações, zonas de cisalhamento nas quais o estiramento/encurtamento é compensado por encurtamento ou estiramento, perpendicular às paredes limitantes; e zonas de cisalhamento onde ocorrem variações no volume.

Passchier (1998) apresentou os tipos de zonas de cisalhamento monoclinicas X_1 , Y_1 e Z_1 (Fig. 3), como uma maneira mais prática de classificá-las com observações reais de campo. Essa classificação é feita com base no elipsóide de deformação finito em relação ao vetor de vorticidade, w . Cada tipo de zona monoclinica (X, Y e Z)

Figura 3 - (a) Esquema mostrando a orientao dos elementos que formam a trama de uma zona de cisalhamento dctil. A zona de cisalhamento apresenta uma simetria monoclnica, tendo o eixo a normal direo de transporte (seta cortada), e paralelo ao vetor de vorticidade. As assimetrias das estruturas so melhores observadas num plano normal ao eixo a . (b) Trama desenvolvida, e orientao de S e L nos diferentes tipos de zona de cisalhamento monoclnica (X_I , Y_I e Z_I). Elipsides de formao finita, mostrando a posio dos eixos em relao ao sentido de transporte (seta cortada) e ao eixo a (seta). (c) Esquema mostrando a possvel variao lateral entre os diferentes tipos de zonas de cisalhamento monoclnicas que podem ocorrer ao longo de uma zona de cisalhamento. (Modificado de Passchier 1997 e Passchier et al. 1997).

 denominada pelo eixo do elipside de deformao que se encontra paralelo ao vetor de vorticidade.

Em situaes reais, esses diferentes tipos de zonas de cisalhamento monoclnicas podem gradar um para o outro, gerando complexidades nessas reas de transio, que podem ser facilmente confundidas com a ao de mais de uma fase de deformao.

GEOLOGIA REGIONAL A rea estudada (Fig. 1) est inserida no contexto da FBM, a parte sul de um grande cinturo orogentico neoproterozico que se estende por volta de 1000 km na direo N-S. A FBM pode ser dividida em Domnios Interno (DI) e Externo (DE), que se sobrepem ao Crton do So Francisco atravs de superfcies de cavalgamento que mergulham aproximadamente para W.

Domnio Interno Na rea enfocada o DI representado pela NP, uma importante unidade tectnica situada no sudoeste do estado de Minas Gerais, destaca-

da primeiramente por Teixeira & Danni (1978) e que, posteriormente teve seus limites melhor definidos pelos trabalhos de diversos autores (Morales *et al.* 1983, Heilbron *et al.* 1987, Simes *et al.* 1990, Valeriano *et al.* 1995, Simes 1995a). Esta *nappe* se estende por pelo menos 150 km, na direo NW-SE, sendo limitada a norte pela denominada Rampa Lateral de Capitlio (Valeriano *et al.* 1995), uma estrutura originalmente dctil de movimento sinistrgiro, mas que possivelmente teve reativaes tardias em fases mais rpteis; a sudeste limitada pelo Sistema de Cavalgamentos Ilicnea-Piumhi; e a sul, prximo a So Sebastio do Paraso, por zonas de cisalhamento verticais com direo E-W relacionadas ao Cinturo de Cisalhamento Campo do Meio (Morales 1993).

O Grupo Arax, no contexto da *nappe* de Passos, foi dividido por Simes (1995a) em nove unidades litoestratigrficas, denominadas da base para o topo de A a I. As trs primeiras unidades (A, B e C), compem o Ciclo Depositional Inferior, caracterizado por sedimen-

tação essencialmente matura (quartzitos e metapelitos), representando metassedimentos plataformais. Esse ciclo evolui transicionalmente para o Ciclo Deposicional Superior, formado pelas unidades D a I, que são compostas essencialmente por xistos e paragneisses, representando participação de sedimentação imatura em um ambiente de plataforma profunda a talude continental. Rochas metabásicas são encontradas subordinadamente ao longo de toda seqüência, representando possivelmente basaltos continentais e basaltos do tipo E-MORB (Valeriano 1992, Valeriano *et al.* 2000 e Simões *et al.* 1998).

Zanardo (1992) e Simões (1995a) também destacam a ocorrência de um metamorfismo invertido para as rochas que compõem a *nappe* de Passos, onde os dados geotermobarométricos indicam auge metamórfico variando de 450° C e 6 kbar na base a 750° C e 11 kbar no topo. O auge metamórfico é datado de 640 +/- 4 Ma (U-Pb) (Valeriano *et al.* 2004). Essa inversão pode ser explicada pelo arrasto das isotermas em fases precoces da orogênese brasileira, associado a uma zona de subducção que mergulhava aproximadamente para W. Posteriormente, essas rochas foram rapidamente exumadas e empurradas contra o Cráton do São Francisco, preservando a inversão das isotermas geradas na zona de subducção (Simões 1995a).

Domínio Externo O DE é cavalgado pela NP e cavalga o Domínio Cratônico. O limite entre esse domínio e o DI (*nappe* de Passos), no contexto estudado, é marcado pela Rampa Lateral de Capitólio. As rochas que compõem o DE, na área trabalhada, são basicamente: quartzitos, xistos e filitos atribuídos ao Grupo Canastra; a sudeste, é representado por rochas do Grupo Bambuí e pelo Sistema de Cavalgamentos Ilicínea-Piumhi, detalhado por Valeriano (1999), composto por numerosas escamas de empurrão, que envolvem rochas arqueanas pertencentes ao *Greens-tone-belt* de Piumhi e metassedimentos de baixo grau metamórfico de idade posições duvidosas, também cavalgadas pela *nappe* de Passos, em situação de rampa frontal.

Na região de Tapira, Silva (2003) reconheceu vários domínios litotectônicos (denominados de Domínios Norte, Sul, Leste e Oeste) e definiu as rochas correlacionáveis com o Grupo Canastra como metassedimentos representantes de ambientes de plataforma proximal (Domínio Sul) e plataforma distal (escamas: inferior e intermediária, Domínio Leste; e, escama 1, Domínio Oeste). Os metassedimentos interpretados como depositados em ambiente de plataforma proximal foram metamorfizados em fácies xisto verde inferior e se encontram pouco deformadas, estando preservados grãos sedimentares e estruturas primárias, como acamamento e marcas de onda. Os metassedimentos atribuídos a plataforma distal estão mais deformados e o metamorfismo nessas unidades alcança graus mais elevados, atingindo a zona da granada da fácies xisto verde nas escamas Intermediária (DE) e 1 (DW) (Silva 2003).

Geologia Estrutural da Faixa Brasília Meridional A FBM é marcada por cavalgamentos em direção a leste que promoveram a imbricação de diferentes unidades litotectônicas, dispostas com orientação aproxima-

mente NNW. São registradas ocorrências de diversas zonas de cisalhamento verticais com direção WNW-ESE, algumas contemporâneas aos cavalgamentos (ex. Rampa Lateral de Capitólio (Valeriano *et al.* 1995, Simões 1995a), outras posteriores (ex. Zona de Cisalhamento da Canastra (Silva 2003)), e outras ainda não estudadas em detalhe suficiente. Em função deste padrão estrutural, identifica-se na FBM uma compartimentação vertical marcada pela imbricação de domínios litotectônicos definidos por escamas de empurrão e, uma compartimentação longitudinal devida aos truncamentos causados pelas zonas de cisalhamento transversais (Silva 2003).

O padrão estrutural descrito para *nappe* de Passos inclui 4 fases deformacionais, sendo as duas primeiras as mais importantes, responsáveis pela formação da foliação principal (S_1/S_2) e pelo transporte da *nappe* ($\sin-D_2$). A foliação S_2 geralmente é paralela à estratificação primária (S_0). Sobre a foliação S_2 observa-se uma forte lineação mineral de direção WNW-NW presente em todos os níveis estratigráficos, à qual são paralelos os eixos das abundantes dobras apertadas a isoclinais da fase D_2 . Os indicadores cinemáticos observados evidenciam transporte tectônico para ESE (Simões 1995a).

Esse padrão estrutural descreve bem a situação geral descrita para a *nappe* de Passos, mas é incompleta para a parte norte, onde as estruturas tornam-se mais complexas devido à presença da rampa lateral. Nessa região predomina uma foliação vertical, mas ainda ocorre, em variados graus de intensidade e penetratividade, uma foliação de baixo ângulo que corta as estruturas de alto ângulo. A seqüência de superposição das estruturas de alto e baixo ângulo, bem como a cinemática e o significado tectônico das foliações de baixo ângulo tardias, ainda não são bem compreendidas (Simões 1995b).

Já no Domínio Externo, na região de Tapira, Silva (2003) descreve o desenvolvimento de seis fases de deformação, sendo que as duas primeiras, juntamente com o S_0 , geraram uma foliação composta ($S_0/S_1/S_2$), caracterizada pelo paralelismo de três estruturas, a estratificação primária (S_0) e duas foliações tectônicas (S_1 e S_2). Essa foliação composta é dobrada com amplitudes quilométricas pela fase D_3 , sendo posteriormente cortada pela foliação S_4 , a mais marcante na área mapeada pelo autor acima citado e, provavelmente, correspondendo à foliação S_2 descrita por Simões (1995a) na *nappe* de Passos. No item Análise Cinemática é apresentada uma tabela (Tab. 1, página 370) comparativa entre as fases deformacionais descritas para o DI e DE, modificada de Silva (2003) e com os dados do presente trabalho.

GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA

Compartimentação Tectônica Adotada Segundo os critérios propostos por Simões e Valeriano (1990), que se baseiam no grau de deformação/ recristalização e metamorfismo das rochas, somados às informações estruturais aqui obtidas, dividimos a área estudada nos Domínios Interno e Externo da FBM (Fig. 4). O limite entre esses dois domínios, nessa área, é marcado por uma grande falha oblíqua, que coloca lado a lado os referidos domínios, chamada de Rampa Lateral de Ca-

Figura 4 - Mapa Geolgico da rea estudada (Modificado de Santos 2007). Detalhe: compartimentaco tectnica adotada.

pitólio (RLC), balizando a extensão para norte da NP.

As rochas do DE são correlacionadas ao Grupo Canastra e ainda, uma *mélange* tectônica, que pode ter envolvido além de rochas dos domínios Interno e Externo, rochas atribuídas ao embasamento e ao Grupo Bambuí. Todas essas unidades são afetadas por uma zona de cisalhamento dúctil-rúptil subvertical, associada ao desenvolvimento da RLC. O DE é ainda subdividido em três subdomínios, Canastra/ Vão dos Cândidos, Gurita e Babilônia, separados por duas falhas oblíquas com forte componente direcional e mergulho de alto ângulo. As aqui denominadas de falhas correspondem, no sentido de Ramsay & Huber (1983), às discontinuidades geradas dentro de um cinturão de cisalhamento desenvolvido em regime dúctil-rúptil.

O DI é representado por metassedimentos do Grupo Araxá, incluídos na NP, envolvidos em uma zona de cisalhamento com mergulho de baixo ângulo com sentido de transporte de topo para ESE, colocando as rochas do Grupo Araxá sobre o Grupo Canastra. Ele é subdividido em dois subdomínios (Furna e Bateias) através da Falha das Bateias.

Litoestratigrafia As unidades litológicas reconhecidas nos Domínios Interno e Externo são exibidas no Mapa Geológico da figura 4. Foram individualizadas cinco unidades litoestratigráficas no DE e quatro no DI.

As rochas que compõem essas unidades são basicamente metassedimentos psamíticos, psamo-pelíticos e pelíticos, representados por quartzito, quartzito micáceo (muscovita), quartzito xisto, muscovita xisto, albita-muscovita xisto e filito. A distinção entre as unidades apresentadas baseia-se principalmente nas proporções em que essas litologias se intercalam, ressaltando diferentes feições geomorfológicas.

Os metassedimentos do DE muitas vezes apresentam o contorno de grãos de quartzito sedimentares preservados, principalmente a norte da Serra da Gurita e também algumas feições sedimentares. Ocorrem ainda subordinadamente rochas metabásicas, encontradas somente no subdomínio Canastra/Vão dos Cândidos. O subdomínio Babilônia possivelmente representa uma *mélange* tectônica, formada durante o desenvolvimento da RLC e que envolveu, provavelmente, rochas dos Domínios Cratônico, Externo e Interno. Nessa *mélange* ocorrem, além das rochas já citadas, epidoto-albita-muscovita gnaiss e biotita-clorita-albita-muscovita gnaiss.

As rochas do DI apresentam os grãos de quartzito totalmente recrystalizados e as feições sedimentares já apagadas pela soma de deformação e metamorfismo.

Metamorfismo

DOMÍNIO EXTERNO As paragêneses metamórficas reconhecidas no DE indicam que as rochas dos subdomínios Canastra/Vão dos Cândidos e Gurita foram metamorfisadas em fácies xisto verde, na zona da clorita, sob condições que podem atingir temperaturas pouco acima de 400°C (Yardley 1989). Não foram identificados minerais que permitissem avaliar a condição de pressão. Em geral as rochas da Faixa Brasília são atribuídas ao tipo

Barroviano de metamorfismo, de pressão intermediária, em função da presença de cianita em xistos dessa faixa.

As principais associações minerais observadas definem a foliação principal presente no DE (S_2). Foi reconhecida uma paragênese pré-deformação principal, definindo uma foliação (S_1) tectônica, paralela ao bandamento composicional, entendido como a estratificação primária (S_0), formada por muscovita + opaco; essa paragênese também é estável na zona da clorita da fácies xisto verde, não devendo haver muita diferença nas condições de pressão e temperatura entre essas duas fases deformacionais.

Nas rochas do subdomínio Babilônia foram identificadas paragêneses minerais que apontam metamorfismo mínimo na zona da biotita da fácies xisto verde: albita + epidoto + muscovita; clorita + muscovita + epidoto + albita; biotita + muscovita + clorita + albita. E em um ponto foi encontrada granada. Apesar dessas paragêneses já estarem totalmente paralelizadas à foliação principal do DE (S_2), elas apresentam indícios de que estavam instáveis durante a formação dessa foliação: biotita alterada para titanita e clorita; a presença de epidoto + albita indicaria presença de um plagioclásio mais cálcico. Baseado nessas observações, interpretamos que as paragêneses que indicam graus mais elevados de metamorfismo, no mínimo na zona da biotita, são pré-deformação principal, e foram retrometamorfisadas durante o evento de deformação principal que afetou o DE.

DOMÍNIO INTERNO A paragênese mineral principal observada no DE é quartzito + muscovita; em um afloramento foi observada a paragênese: biotita + muscovita + quartzito.

Segundo Simões (1995a), a base da *nappe* de Passos, apresenta metamorfismo na fácies xisto verde, zona da biotita, indicando condições de temperatura que podem variar de 400° a 450°C. A ausência de biotita em grande parte das rochas estudadas nesse domínio deve ser reflexo apenas da composição das mesmas, desfavorável a formação desse mineral.

A foliação principal que ocorre no Domínio Interno (S_3), é marcada principalmente pela paragênese muscovita + quartzito. Como reconhecido por alguns autores (Zanardo 1992, Simões 1995a, Valeriano 1999, Luvizotto 2003), o auge metamórfico da *nappe* de Passos é relacionado a um evento pré/cedo deformação principal, então a paragênese biotita + muscovita está correlacionada a um evento anterior ao que gerou a S_3 .

Geologia Estrutural Inicialmente foi feita separadamente a caracterização estrutural do DE e DI. Em seguida foi estabelecida uma correlação entre as estruturas presentes nos dois domínios com base nos critérios de superposição de estruturas, que foram agrupadas em 3 fases de deformação principais (D_1 , D_2 e D_3), e estruturas tardias.

As estruturas observadas desenvolveram-se de forma heterogênea ao longo da área estudada. A fase D_2 é marcante no DE, notada principalmente por uma foliação S_2 , de direção NW-SE, com mergulhos íngremes principalmente para SW, aparecendo sobreposta

por estruturas da fase D_3 , principalmente próximo ao contato entre os dois domínios. A fase D_3 é marcante no DI, caracterizada por uma foliação S_3 , com mergulhos suaves para SW, que mascara as estruturas relacionadas à fase D_2 no DI, principalmente dobras normais abertas a fechadas, com desenvolvimento incipiente da foliação S_2 (Fig. 5 e Fig. 6)

Entendemos que a fase D_2 colocou lado a lado os Domínios Interno e Externo e a partir desse momento começaram a compartilhar de uma mesma história

geológica. As estruturas pré- D_2 relacionadas a cada Domínio, apesar de estarem agrupadas em uma fase D_1 , foram geradas por processos geológicos distintos e provavelmente em diferentes épocas.

FASE D_1 A principal estrutura desenvolvida antes da fase D_2 em ambos os domínios corresponde a uma xistosidade (S_1) paralela a um bandamento composicional. Esse bandamento composicional é marcado, principalmente, pela intercalação de níveis (milimétricos a mé-

Figura 5 - Esquema comparativo entre as estruturas desenvolvidas no DE e no DI, com o padrão geral reconhecido para cada domínio.

Figura 6 - Perfil Geológico. Legenda das unidades, mesma do Mapa geológico, figura 4.

tricos) de composição quartzítica a xistosa e, é interpretado como a preservação de camadas originalmente sedimentares de diferentes composições (S_0), outra evidência de S_0 são níveis milimétricos mais ricos em opacos e minerais pesados (turmalina e zircão), vistos em alguns quartzitos.

A foliação S_1 é formada principalmente pela orientação preferencial de micas (muscovita) e opacos. No DI, em poucos locais onde a litologia é favorável, notamos a presença de biotita.

FASE D_2 Essa fase é responsável pela geração da estrutura mais marcante no DE, uma foliação, S_2 . No DI essa fase é pouco marcante, notada principalmente pela

presença de dobras quilométricas abertas a fechadas, com desenvolvimento local de foliação.

A xistosidade/clivagem de crenulação S_2 é marcada, pela forma alongada de cristais de quartzo, além da orientação de micas: muscovita e clorita. Vista em lâmina essa foliação apresenta simetria do tipo S-C. A orientação principal dessa estrutura é NW-SE (310-330), apresentando mergulho íngreme (60° a 90°), preferencialmente para SW (Fig. 7).

A essa fase associa-se também o desenvolvimento de um conjunto de dobras que variam de escala milimétrica a quilométrica. A superfície que se encontra dobrada corresponde a um bandamento composicional reconhecido como sendo o plano de S_0/S_1 . São dobras

Figura 7 - Estereogramas (concentração de pólos) mostrando as atitudes preferenciais dos planos S_0/S_1 , S_2 e S_3 ; além das direções das lineações de estiramento (Le_2 e Le_3), o eixo das dobras e lineações de intersecção para as fases D_2 e D_3 .

isoclinais a abertas, em alguns locais intrafoliais com S_2 em posio plano axial. Onde as dobras so muito apertadas S_2 se paraleliza a $S_0//S_1$, formando a foliao composta $S_0//S_1//S_2$. Os eixos dessas dobras tm caimento para NW com atitude principal entre 300-310/10-30.

Sobre o plano S_2 desenvolveu-se uma lineaco de estiramento/mineral marcada principalmente pela forma alongada de cristais de quartzo e o crescimento orientado de micas e turmalina. Essa lineaco , em geral, paralela ao eixo das dobras descritas para essa fase (300-310/ 4 – 30), exceto no topo da Serra da Canastra, onde essas lineaces possuem caimentos ngremes para SSW, estando em posio *dip*.

Todos indicadores cinemticos encontrados indicam sentido de movimento sinistral para a componente direcional, com alamento dos blocos SW. Foram observados *tension gashes* em quartzitos da unidade CVC-1 (140-150/80-90) associados foliao 200/85. No subdomnio Babilnia foram vistos sigmides de quartzo e, principalmente prximo a Falha da Babilnia, um plano de foliao oblqua (N180/85) foliao principal (S_2), interpretado como bandas de cisalhamento C' , sin- D_2 . Em descries microscpicas foi observada recristalizao oblqua de cristais de quartzo (CVC-1 e GU-1), *mica fishes* de muscovita (CVC-1) e sombras de presso assimtricas, principalmente em piritas (Ba-1).

A interseco de S_2 com o plano $S_0//S_1$ forma uma lineaco de interseco e gera estruturas em lpis.

Todas as falhas maiores que controlam a compartimentaco tectnica apresentada, com exceo da que coloca os domnios Interno e Externo em contato, tm so correlacionadas fase D_2 . Essas falhas so de difcil distino em campo e foram inferidas com base na observao de truncamento de camadas.

Os dados da cartografia geolgica e as observaes diretas no campo mostram que estas falhas tm mergulhos ngremes, prximos aos dos planos S_2 . O sentido de movimento considerado sinistral, como mostrado pelos indicadores cinemticos observados.

FASE D_3 Essa fase de deformao originou dobras subrecumbentes que afetam as estruturas previamente formadas, gerando foliao (S_3) em posio plano axial a essas dobras. Essa a fase de deformao mais evidente no DI.

As estruturas relacionadas a essa fase so menos penetrativas no DE, sendo raras no subdomnio Canastra/Vo dos Cndidos e aumentando de freqncia em direo a sul, identificadas com maior constncia foliaes de baixo ngulo e dobras subrecumbentes a partir do subdomnio Gurita, e se tornando comum nas rochas do subdomnio Babilnia.

A xistosidade/clivagem de crenulao S_3 marcada principalmente pela forma alongada dos cristais de quartzo, e tm so pela orientao de muscovita. Essa foliao possui direo NW-SE (N310-330), mergulhando entre 20 e 60 graus pra SW. Em alguns locais em que essa foliao mergulha para NE, notamos claramente ser efeito de refraco da clivagem, mas em outros deve ser causado por dobramentos posteriores (Fig. 7).

Ligadas a essa fase de deformao ocorrem

dobras subrecumbentes centimtricas a decimtricas, abertas a isoclinais. Na borda norte da Serra da Gurita foram observadas dobras de escala mtrica que podem ser relacionadas a essa fase. O eixo dessas dobras tem caimentos suaves (0 –10) para NW (300-320). A superfcie dobrada corresponde a $S_0//S_1//S_2$ (Fig. 7).

Sobre essa foliao desenvolveu-se uma lineaco mineral/estiramento, observada somente no DI, marcada pelo crescimento orientado de micas e o estiramento de cristais de quartzo. Essa lineaco possui direo paralela ao eixo das dobras geradas nessa fase, com o mximo estando em torno de 308/09 (Fig. 7).

Foram observados indicadores cinemticos apenas em sees delgadas, correspondendo *mica fishes* indicando direo do cisalhamento como de topo para SE. A interseco dessa foliao com o $S_0//S_1//S_2$ gera uma lineaco de interseco bem evidente principalmente em pontos onde afloram quartzitos com mergulhos ngremes no DI.

O contato entre os Domnios Interno e Externo marcado por uma falha de baixo ngulo, paralela a S_3 . Por isso a correlacionamos com a colocao do DI sobre o DE. As evidncias para isso so observaes em perfis de drenagens que cortam essa falha, que mostra claramente o intenso desenvolvimento da foliao S_3 nas rochas do DE, prximo ao contato com o DI, mas ainda sendo possvel reconhecer S_2 dobrado (Fig. 5-B).

FASES TARDIAS Foram observadas dobras abertas e do tipo kink com eixos com direes SSW-SW e NW-SE, aonde a superfcie dobrada correspondem a S_2 no DE e S_3 no DI, representando dois eventos deformacionais tardios na histria tectnica desta rea.

Os eixos dessas dobras possuem caimentos variados, reflexo da atitude original do plano que est sendo dobrado. Os eixos das dobras possuem direo 190-230 com caimento de 65-80 no DE e subhorizontal no DI. Na Serra da Canastra foi mapeado um antiforme relacionado a essa fase.

As dobras com eixo com caimento para NW-SE possuem atitude preferencial 126/2 e 305/5 no DI e mergulhos mais ngremes no DE

ANLISE CINEMTICA Na rea estudada foram reconhecidas 3 fases principais de deformao e duas tardias, desenvolvidas durante a Orognese Brasileira.

No foram encontrados indicadores cinemticos nem lineaces relacionados fase D_1 , provavelmente obliterados pelas fases posteriores. Como interpretamos que a fase D_2 responsvel pela formao da rampa lateral que coloca os Domnios Interno e Externo lado a lado, as estruturas pr- D_2 geradas devem representar histrias geolgicas distintas, conforme sugere a diferena de grau metamrfico entre os dois domnios.

No DI a fase D_1 reconhecida principalmente pela foliao S_1 , e deve ser reflexo de processos termotectnicos responsveis pela conduo das rochas do Grupo Arax a grandes profundidades, gerando as condies de auge metamrfico; e do processo inicial de exumao da *nappe*. (Simes 1995a, Valeriano 1999, Silva 2003).

Desta forma, S_1 deve ser um tipo de foliação composta. No DE, a fase D_1 estaria relacionada a movimentos tangenciais, responsáveis pela colocação das rochas do Grupo Canastra sobre o Domínio Cratônico, sendo posteriormente cavalgado pelas rochas do Domínio Interno.

Formação da Rampa Lateral de Capitólio Para o entendimento da formação e desenvolvimento da RLC são necessárias correlações regionais para melhor compreensão da idéia de progressividade e simultaneidade entre a formação das estruturas aqui relacionadas às fases D_2 e D_3 .

Na área estudada, a fase D_2 é marcante no DE e aparece mais discretamente no DI. A presença de uma forte lineação de estiramento subhorizontal nos planos de S_2 , com direção NW-SE, evidencia que as estruturas atribuídas à fase D_2 foram geradas em uma zona de cisalhamento subvertical, marcada principalmente por movimentos direcionais. Os indicadores cinemáticos observados revelam movimentos sinistrais. As dobras relacionadas a essa fase se encontram com os eixos paralelos à lineação de estiramento, provavelmente por terem sido rotacionadas durante o desenvolvimento dessa zona de cisalhamento.

A tabela 1 correlaciona as estruturas encontradas na área estudada com os trabalhos de Simões (1995a e b) e Silva (2003), realizados em áreas adjacentes a Sul e a Norte, respectivamente, a atualmente estudada.

Ao contrário da fase D_2 , a fase D_3 é mais marcante no DI e pouco expressiva no DE. No plano da foliação

S_3 desenvolveu-se uma lineação de estiramento de direção NW-SE e os indicadores cinemáticos evidenciam transporte de topo para SE, observados somente no DI.

As estruturas relacionadas a essa fase foram também observadas por Simões (1995a) e Silva (2003). Esses autores tratam essa fase como o evento de deformação principal que atuou na área e afetam todas as estruturas previamente formadas. Simões (1995a) e Valeriano (1999), também atribuem a essa fase a colocação da NP na posição em que se encontra atualmente.

Na área estudada observamos a mesma relação de superposição de estruturas descrita pelos autores acima citados, ficando clara essa relação no contato entre os Domínios Externo e Interno, marcado por um plano de falha que mergulha com baixo ângulo e se sobrepõe à foliação S_2 , subvertical, gerando uma zona de cisalhamento marcada por dobras subrecumbentes D_3 (Fig. 6).

Os dados expostos acima levantam uma indagação: se encontramos as estruturas relacionadas à fase D_2 em ambos os domínios, por que no DE ela é tão marcante, e se torna bruscamente pouco acentuada no DI? Esperaríamos que a penetratividade dessas estruturas fosse desenvolvida igualmente em ambos os domínios, diminuindo conforme nos afastássemos do plano principal da falha, mas isso não acontece.

A partir dessa suposição elaboramos um modelo para a morfologia inicial da Rampa Lateral de Capitólio.

Tabela 1 - Correlação entre os conjuntos de estruturas relacionadas às fases de deformação, descritas no atual trabalho (segunda coluna) e por Simões (1995) e Silva (2003).

Sul		DOMÍNIO INTERNO		DOMÍNIO EXTERNO		Norte	
Simões 1995a		PRESENTE TRABALHO		Silva 2003			
D_1	Dobras isoclinais recumbentes, eixos N-S; clivagem ardósiana S_1 subhorizontal.	D_1	Xistosidade S_1	D_1	Xistosidade S_1		
D_2 Precoce	Auge metamórfico, dobras apertadas a isoclinais (e em bainha) recumbentes, eixos E-W a NW; clivagem / xistosidade de crenulação S_2 ; lineação mineral/estiramento paralela ao eixos das dobras. Na parte norte da Nappe de Passos dobras de escala até quilométrica, com plano axial subvertical.	D_2	DE: Foliação subvertical de direção NW-SE. Dobras normais isoclinais a abertas com eixo de direção NW-SE. Paralelo ao eixo das dobras lineação mineral/estiramento. Sentido de transporte para SE. DI: Dobras normais abertas a fechadas com formação de foliação plano axial localizada.	D_2	Auge metamórfico; dobras apertadas, verticais, eixos variando de NW-SE, E-W a N-S; xistosidade/ clivagem de crenulação S_2 ; lineação mineral/estiramento; transporte tectônico para SE.		
D_2 Tardio	Exumação e colocação da Nappe de Passos e demais nappes internas sobre o Domínio Externo; transporte tectônico para SE; retrometamorfismo.	D_3	DE: Foliação subhorizontal incipiente, em posição plano axial de dobras subrecumbentes, formadas principalmente na interface DI – DE. DI: Foliação de direção NW-SE, com mergulho principalmente para SW. Dobras subrecumbentes com eixos // a lineação mineral/estiramento (NW-SE). Transporte tectônico para SE.	D_3	Dobras abertas, normais, com plano axial vertical. Eixo NW-SE, localmente clivagem ardósiana S_3 .		
D_3	Dobras suaves a abertas com eixos WNW; falhas subverticais associadas.	D_4	Kinks e dobras abertas com eixo NW. Formação de clivagem de crenulação esporádica.	D_4	Dobras apertadas a isoclinais, inclinadas a recumbentes, eixos NW-SE a E-W; clivagem de crenulação S_4 ; lineação mineral/estiramento, paralela ao eixo das dobras; transporte em direção a SE.		
D_4	Dobras angulares empinadas, crenulações e kinks com eixos N-S; falhas associadas.	D_5	Kinks e dobras abertas com eixo SSW	D_5	Dobras suaves a abertas com eixos NW-SE; zona de cisalhamento subverticais associadas.		
				D_6	Dobras suaves a abertas com eixo N-S; falhas subverticais associadas.		

Reconstruo dos elipsides de deformao das fases D_2 e D_3 Na reconstituo dos eixos do elipside de deformao das fases D_2 e D_3 consideramos a lineao de estiramento como paralela ao eixo X, o plo da foliao gerada como paralelo ao eixo Z e o eixo Y estando a 90° de ambos.

Observando a direo dos eixos dos elipsides de deformao estabelecidos para as fases D_2 e D_3 (Fig. 8), vemos que as lineaes possuem atitudes muito semelhantes, esto subhorizontais e em posio direcional. Mas comparando as atitudes de Z e Y vemos que elas variam: o eixo Z est subhorizontal na Fase D_2 e com mergulho mais ngreme na Fase D_3 , e conseqentemente, posies simtricas para o eixo Y.

Como as duas fases apresentam a mesma direo do eixo X, provvel que tenham evoludo de forma progressiva dentro de um mesmo campo de esforo.

Para identificarmos o sentido de transporte/cisalhamento, temos que reconhecer o vetor de vorticidade. A anlise das sees delgadas mostrou para a maioria dos casos, o vetor de vorticidade como paralelo a subparalelo ao eixo Y (Santos 2007), caracterizando uma zona de cisalhamento do tipo Y (Passchier 1998).

Com isso identificamos a direo de transporte como subparalela ao eixo X (316/22) e o sentido para SE, definido atravs dos indicadores cinemticos. Essa direo de transporte, poderia ser gerada atravs de uma compresso tangencial (σ_1) NW-SE, ou uma compresso subhorizontal WNW-ESE.

Desenvolvimento das fases D_2 e D_3 Considerando os elipsides de deformao, o contexto tectnico regional e as estruturas mapeadas, a formao das estruturas relativas s fases D_2 e D_3 podem ser explicadas por um modelo considerando dois estgios:

PRIMEIRO ESTGIO O estgio inicial de desenvolvimento da RLC estaria ligado fase inicial de colocao da NP. No DI desenvolviam-se simultaneamente estruturas com padro das Fases D_2 e D_3 , dependendo da posio em

que se encontravam. Na parte central da *nappe* formavam-se estruturas geometricamente semelhantes fase D_3 , em posio de patamar; o limite entre os domnios Interno e Externo seria balizado por uma zona de cisalhamento vertical (rampa lateral) em que se desenvolviam estruturas anlogas a fase D_2 , em ambos os domnios.

No conseguimos identificar com clareza como seria a transio, no Domnio Interno, entre os stios onde se desenvolviam foliaes de baixo ngulo e alto ngulo. Podemos aventar duas possibilidades.

Na primeira, como apresentado por alguns autores (Passchier 1998 e 1997, Fossen & Tikoff 1998) (Fig. 3), poderamos estar lidando com uma zona de cisalhamento com constrio lateral (Fig. 9A). Nesse caso, teramos as rochas da *nappe* de Passos sendo comprimidas contra a parede da rampa lateral at o ponto em que o eixo Z do elipside de deformao passasse da posio subvertical para a horizontal. A partir desse ponto teramos os eixos X e Y contidos num plano vertical, representado pela foliao. Nos termos de tipos de zonas de cisalhamento (Passchier 1998) estaramos gradando de uma zona de cisalhamento tipo Y para uma zona de cisalhamento do tipo Z. Assim, continuaramos com o eixo de vorticidade mergulhando com ngulo suave, mas agora paralelo ao eixo Z, o que implicaria em encontrarmos indicadores cinemticos em cortes paralelos ao plano da foliao.

A segunda hiptese para explicar como se d a transio de baixo ngulo para alto ngulo, baseia-se na rotao do eixo de vorticidade (Fig. 9B).

Se os estratos sedimentares carregados na NP se moldam segundo um grande sinformal, poderamos supor que o plano de cisalhamento se mantenha subparalelo ao S_0 . Dessa maneira o eixo de vorticidade rotacionaria em torno do eixo X, da posio subhorizontal para a posio vertical, diferentemente da hiptese anterior em que o eixo de vorticidade mantinha-se na posio subhorizontal. Nesse modelo em vez de se passar de uma zona de cisalhamento tipo Y para uma do tipo Z, haveria apenas uma zona de cisalhamento do tipo Y, passando de subhorizontal para subvertical, formando foliaes gradativamente

Figura 8 - Estereogramas mostrando os eixos dos elipsides de deformao relacionados s fases D_2 e D_3 (vlido para os dois domnios).

Figura 9 - Modelos das prováveis hipóteses para o desenvolvimento inicial da Fase D₂, relacionada à geometria inicial do limite norte nappe de Passos (explicação detalhada no texto). Setas vazadas: sentido de cisalhamento subhorizontal. Meias-setas em preto sentido de cisalhamento vertical. Traços cinzas com seta curva: eixo de vorticidade e sentido de rotação.

mais íngremes, até se encontrar em posição subvertical.

Apesar de serem escassas as observações da foliação vertical no DI, na qual teríamos que tentar identificar o vetor de vorticidade, entendemos que a hipótese de rotação do eixo de vorticidade é mais plausível, por comparação com o DE, que possui o eixo de vorticidade subvertical.

O eixo de vorticidade sempre se mantém em posição subvertical. Em grande parte do DE temos estimamento principal na subhorizontal e o eixo Y paralelo ao vetor de vorticidade caracterizando uma zona de cisalhamento do tipo Y.

SEGUNDO ESTÁGIO O estágio posterior de desenvolvimento da RLC estaria ligado à estruturas com afinidade a Fase D₃.

Entendemos que, com a continuidade da colocação da NP, a deformação/deslocamento ao longo da RLC foi progressivamente diminuindo até o ponto em que a deformação começou a ser absorvida por planos de baixo ângulo em toda a *nappe*.

Como, próximo à rampa lateral, as rochas do DI se encontravam dobradas, essa deformação era acomodada com maior dificuldade e, por essa razão, possivelmente aproveitando um plano pré-existente na parte mais interna da *nappe*, as rochas se romperam e caval-

garam as rochas do DE, gerando estruturas que sobrepueram todas as previamente formadas.

Como citado por alguns autores (Pohn 2000), deve ocorrer em *nappes* com paredes convergentes uma constrição lateral por diminuição de volume em direção ao sentido de transporte. Nesse tipo de *nappe* uma componente de encurtamento perpendicular ao sentido de transporte, que poderia resultar em escape lateral perpendicular à rampa lateral/oblíqua.

Se ocorreu esse tipo de movimento esperaríamos encontrar lineações com direção entre N-S e NNE-SSW, nos planos S₃. Mas as lineações observadas possuem direção NW-SE, indicando transporte de topo para SE.

Dessa maneira, o cavalgamento que marca o contato entre os Domínios Interno e Externo, deve ter funcionado como uma rampa oblíqua com mergulho suave, que truncou a rampa original mais íngreme, com sentido de transporte aproximadamente para ESE (Fig. 10).

Esse cavalgamento alçou as rochas do DI sobre o DE. Provavelmente parte dessa frente de empurrão já foi erodida, pois o que se encontra exposto hoje na área mapeada são rochas que se encontravam na parte mais interna da *nappe* em contato com as rochas do DE. Esse fato poderia explicar porque não observamos os planos S₂ bem desenvolvidos no DI.

Figura 10 - A) Estgio inicial do desenvolvimento da RLC. B) Sobreposio da Rampa Lateral ngreme por um plano de cavalgamento oblquo com mergulho suave, colocando lado a lado partes mais interna da nappe com o DE. C) Contato atual DE/DI, marcado por uma falha de baixo ngulo. Ao fundo borda sul da Serra da Gurita, onde observamos foliao vertical relacionada fase D_2 . Prximo ao contato a foliao vertical se encontra dobrada, com S_3 em posio plano axial.

CONCLUSES Caracterizamos diferentes padres estruturais desenvolvidos ao longo do contato entre Domnios Interno e Externo da FBM no contexto da *nappe* de Passos. Esse padro estrutural no reflete o padro geral descrito para esses domnios ao longo de toda FBM, restringindo-se ao contexto da RLC.

O DE marcado principalmente pelo forte desenvolvimento de uma foliao subvertical, de direo NW-SE, que se encontra em posio plano axial de dobras que variam de abertas a isoclinais. No DI observamos uma foliao com mergulho suave ($5 - 30^\circ$) principalmente para SW, plano axial de dobras subrecumbentes.

Analisando em detalhe essas estruturas notamos uma zona de interferncia entre os dois padres descritos, refletidos no DI por dobras com plano axial vertical sem foliao desenvolvida, cortadas pelas foliaes de baixo ngulo; e no DE, pela foliao subvertical formar localmente dobras subrecumbentes, com desenvolvimento de foliao plano axial principalmente prximo ao contato entre esses dois Domnios.

O contato entre os Domnios Interno e Externo foi caracterizado como de baixo ngulo, identificando-se que as estruturas de baixo ngulo sobrepem-se as de alto ngulo. Dessa maneira entendemos que na fase inicial de exumao da NP, iniciou-se o desenvolvimento da Rampa Lateral de Capitlio. O limite entre os Domnios Interno e Externo era marcado por uma rampa la-

teral ngreme e, nesse contexto, eram geradas estruturas com afinidade ao padro estrutural descrito para o DE em ambos os domnios, enquanto no centro da *nappe*, em situao de patamar eram geradas estruturas com afinidade ao padro estrutural observado para o DI.

Acreditamos que a transio entre as situaes de rampa e patamar se deu por rotao do plano de cisalhamento e do eixo de vorticidade, da posio horizontal (patamar) para a vertical (rampa). Com a continuidade da deformao a *nappe* de Passos, possivelmente aproveitando uma anisotropia de baixo ngulo pr-existente, cavalgou as rochas do DE obliquamente, sendo a Rampa Lateral de Capitlio sendo melhor classificada como uma rampa oblqua. Esse cavalgamento possivelmente ocultou a rampa original, limite da *nappe* de Passos, marcada por um plano ngreme. Esse contato atualmente estaria sotoposto *nappe* de Passos.

Estudos posteriores na parte frontal da NP poderiam melhor embasar a veracidade desse modelo, onde teramos que observar o plano S_2 , rotacionando at a posio subhorizontal (rampa frontal) e com isso ser mais difcil de distingui-lo do plano S_3 , formando uma foliao composta.

Agradecimentos FAPESP processo 05/58411-0, pelo auxlio e fomento aos trabalhos; e ao IBAMA pelo apoio e autorizao para trabalharmos no Parque Nacional da Serra da Canastra.

Referncias

- Butler R.W.H. 1982. The terminology of structures in thrust belts. *Journal of Structural Geology*, 4(3):239-245.
- Boyer S.E. & Elliot D. 1982. Thrust systems. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 66:1196-1230
- Coward M.P. 1980. Shear Zones in the Precambrian crust of the Southern Africa. *Journal of Structural Geology*, 2(1/2):19-27.
- Coward M.P. & Potts G.J. 1983. Complex strain patterns de-

- veloped at the frontal and lateral tips to shear zones and thrust zones. *Journal of Structural Geology*, **5**(3/4):383-395.
- Fossen H. & Tikoff B. 1998. Extended models of transpression and transtension, and application to tectonic settings. In: Holdsworth R.E., Strachan R.A., Dewey J.F. (eds.) 1998. *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Geological Society, Special Publications, London, **135**:15-33.
- Heilbron M., Valeriano C.M., Zimbres E., Chrispim S.J., Simões L.S.A., Souza M.A.T. 1987. O contato basal do Grupo Canastra entre Itaú de Minas e Carmo do Rio Claro, MG. In: SBG, Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 4, Belo Horizonte, *Anais*, p.179-198.
- Lamotte D.F. de & Guezou J.C. 1995. Distinguishing lateral folds in thrust-systems; examples from Corbières (SW France) and Betic Cordilleras (SE Spain). *Journal of Structural Geology*, **17**(2):233-244.
- Luvizotto G.L. 2003. *Caracterização Metamórfica das Rochas do Grupo Araxá na Região de São Sebastião do Paraíso, Sudoeste de Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado. Inst. Geociências e Ciências Exatas, UNESP, 185p.
- Morales N. 1993. *Evolução tectônica do Cinturão de Cisalhamento de Campo do Meio na Porção Ocidental*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, 270p.
- Morales N., Carvalho S.G., Choudhuri A., Fiori A.P., Oliveira M.A.F., Rodrigues M.F.B., Soares P.C., Zanardo 1983. A Geologia das Folhas de Fortaleza de Minas, Alpinópolis, Jacuí e Nova Rezende, MG. In: SBG/ Núcleo Minas Gerais, Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 5, Belo Horizonte, *Anais*, v.3, p. 411-422.
- Passchier C.W. 1997. The fabric attractor. *Journal of Structural Geology*, **19**:113-127.
- Passchier C.W. 1998. Monoclinic model shear zones. *Journal of Structural Geology*, **20**:1121-1137.
- Passchier C.W. & Trouw R.A. 1996. *Microtectonics*. Berlin, Springer, 289p.
- Passchier C.W., den Brok S.W.J., van Gool J.A.M., Marker M., Manatschal G. 1997. A laterally constricted shear zone system – the Nordre Stromfjord steep belt, Nagssugtoqidian Orogen, W. Greenland. *Terra Nova*, **9**:199-202.
- Pohn H.A. 2000. Lateral Ramps in the Folded Appalachians and in Overthrust Belts Worldwide – A Fundamental Element of Thrust-Belt Architecture. *U. S. Geological Survey Bull*, 2163:71p.
- Ramsay J.B. & Huber M.I. 1983. *The techniques of modern structural geology. v.1: Strain analysis*. Academic Press, Inc., 307p.
- Sanderson D. & Marchini R.D. 1984. Transpression zones. *Journal of Structural Geology*, **6**:449-458.
- Santos T.E.S.S. dos. 2007. *Caracterização Estrutural de um Segmento da Rampa Lateral de Capitólio, Limite Norte da nappe de Passos – MG*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, 139p.
- Schobbenhaus C., Campos D.A., Derze G.R., Asmus H.E. 1984. *Geologia do Brasil - Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e Área Oceânica Adjacente, incluindo Depósitos Minerai*s. Brasília, DNPM-DGM, 501p.
- Seer H.J., Brod J.A., Fuck R.A., Pimentel M.M., Boaventura G.R., Dardenne M.A. 2001. Grupo Araxá em sua área tipo: um fragmento de crosta oceânica Neoproterozóica na Faixa de Dobramentos Brasília. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**(3):385-396.
- Silva C.H. 2003. *Evolução Geológica da Faixa Brasília na região de Tapira, Sudoeste de Minas Gerais*. Tese de Doutorado, Inst. de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, 196p.
- Simões L.S.A. 1995a. *Evolução tectono-metamórfica da nappe de Passos, sudoeste de Minas Gerais*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP, 149p.
- Simões L.S.A. 1995b. Padrão estrutural de uma rampa lateral da nappe de Passos (MG): Superposição de estruturas associadas às componentes transcorrente e de empurrão. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 5, Gramado, *atas*, p. 90-92.
- Simões L.S.A. & Valeriano C.M. 1990. Porção Meridional da Faixa de Dobramentos Brasília: estágio atual do conhecimento e problemas de correlação tectono-estratigráfica. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Anais*, **6**:2564-2575.
- Teixeira N.A. & Danni J.C.M. 1978. Contribuição à estratigrafia do Grupo Araxá na região de Passos, MG. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, *Anais*, **2**:700-710.
- Valeriano C.M. 1992. *Evolução tectônica da extremidade Meridional da Faixa Brasília, região da Represa de Furnas, Sudoeste de Minas Gerais*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP, 192p.
- Valeriano C.M. 1999. *A Faixa Brasília Meridional, com ênfase no segmento de Furnas: estado atual de conhecimento e modelos de evolução tectônica*. Tese de Livre Docência, Depart.Geologia Regional e Geotectônica,UERJ, 90p.
- Valeriano C.M., Teixeira W., Heilbron M., Simões L.S.A. 2000. Southern Brasília Belt (SE Brazil): Tectonic discontinuities, K-Ar data and evolution during the Neoproterozoic Brazilian orogeny. *Revista Brasileira de Geociências*, **20**(2):93-110.
- Valeriano C.M., Dardenne M.A., Fonseca M.A., Simões L.S.A., Seer H.J. 2004. A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. 2004 (orgs.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 575-592.
- Valeriano C.M., Almeida J. C.H., Simões L.S.A., Duatt B.P., Roig H., Heilbron M. 1995. Evolução estrutural do Domínio Externo da Faixa Brasília no sudoeste de Minas Gerais: registros de uma tectônica pré-Brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*. **25**(4):221-234.
- Yardley B.W.D. 1989. *Introdução a Petrologia Metamórfica*. Tradução de Fuck R.A. 1994. Brasília, Edunb, 340p.
- Zanardo A. 1992. *Análise petrográfica estratigráfica e microestrutural da região de Guaxupé – Passos – Delfinópolis (MG)*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, 288p.

Manuscrito ID 11680

Submetido em 03 de julho de 2008

Aceito em 25 de junho de 2009