GEOMETRIA E CINEMÁTICA DA ABA SUL DA ESTRUTURA DIVERGENTE DO RIO PARAÍBA DO SUL AO LONGO DA SEÇÃO AREAL-TRÊS RIOS, RIO DE JANEIRO

NOLAN MAIA DEHLER[1] & RÔMULO MACHADO[2]

Abstract *GEOMETRY AND KYNEMATICS OF THE SOUTHERN LIMB OF THE RIO PARAÍBA DIVERGENT STRUCTURE ALONG THE AREAL-TRÊS RIOS SECTION, RIO DE JANEIRO* The Rio Paraíba do Sul structural divergence is a regional scale structure in which the mylonitic foliation delineate a fan geometry, those of the northern limb dipping to SE, and those of the southern limb dipping to NW. On the core of the structure occurs a large dextral ductile transpressional shear belt. The present work deals with the geometry and kinematics of structures in a section cross-cutting the southern limb of this structure. At the base of section, occurs a high-grade banded mylonite granitoids, with mylonitic foliation dipping moderately to NW and stretching lineation plunging to NNE. Northwards, the same geometry of ductile structures is seen in mylonitic S-type granitoids and paragneisses. In this region, however, the foliation steepens and the lineation increases in plunge with a slightly rotation towards the NE. Flattening strains leads to the formation of S and SL high-grade tectonites. At the base of section shear-sense indicators (S-C foliations, σ-porphyroclasts and shear-bands) suggest a dextral component in horizontal planes and down-dip normal motion in a monoclinic shear-zone model. Towards the top of section, however, the asymmetry of the structures is not clear, but one oblique shearing with top-to-SW is also present. To the north the foliation have slow dips, and the stretching lineation plunges shallower to NE. In this domain the shear-sense indicators suggest top-to-SW sense of shear parallel to the orogenic trend. Field relations suggests that ganitoids sheets were intruded *lit-par-lit* during this stage of the tectonic movements. In this domain also occur open to tight folds with axis sub-parallel to the stretching lineation in the same outcrop and axial surfaces with high dips preferentially to NW. This folding is interpreted as resulted from a shortening component at high angle to the regional shear-zones during transpressional strain, coeval with transpressive dextral shear-zones and thrust (ductile/ruptile) with top-to-SE sense of shear. The structural and field data suggests that the early movements were parallel and oblique to the belt in this region, and occurred near the peak temperatures of regional metamorphism accompanied by widespread crustal anatexis. This early stage of motion would be interpreted as horizontal and vertical extrusion of a partially molten crust during unconfined transpression.

Keywords: kinematics; transpression; tectonic extrusion; Paraíba Belt.

Resumo A divergência em leque do vale do rio Paraíba do Sul constitui-se numa estrutura regional, aparecendo em ambos os flancos da estrutura uma foliação milonítica: no flanco norte, ela mergulha para SE, e no flanco sul, o mergulho é para NW, associando-se ainda em sua parte central uma zona de cisalhamento de alto ângulo (Zona de Cisalhamento de Além Paraíba), desenvolvida em regime transpressivo dextral. Discute-se neste trabalho dados geométricos e cinemáticos obtidos ao longo de uma seção transversal no flanco sul desta estrutura. Na base da seção, afloram ortognaisses miloníticos de alta temperatura, com mergulhos moderados para NW e lineação (estiramento e mineral) caindo para NNE. Para norte, a geometria da estrutura é persistente, havendo apenas um ligeiro aumento de mergulho e do caimento da lineação, com o giro desta última para NE, e desenvolvimento de tectonitos-SL e S. Os indicadores cinemáticos na base da seção (pares de foliações S-C, porfiroclastos de feldspato tipo-σ e bandas de cisalhamento levemente oblíquas à foliação) sugerem movimentação dextral (em planos sub-horizontais), que é compatível com abatimento do bloco norte num quadro cinemático monoclínico. Contudo, para norte, a assimetria das estruturas pode ser ambígua, aparecendo indicadores sugestivos de movimentos de topo oblíquos para SW, com componente horizontal sinistral. Mais para norte, a foliação torna-se sub-horizontal, e a lineação (estiramento e mineral) mostra caimento suave para NE. A cinemática deste domínio é compatível com movimentos em planos de baixo ângulo com topo para SW, paralelos ao Cinturão, que foram acompanhados por injeções granitóides tabulares subparalelas ao bandamento sub-horizontal. Neste domínio, a foliação principal é afetada por dobras abertas a isoclinais, com superfícies axiais íngremes para NW, e eixos sub-horizontais e subparalelos a lineação de estiramento. Estas estruturas são interpretadas como resultantes do encurtamento transversal ao cinturão, em regime transpressional. Associam-se ainda zonas de cisalhamento dúcteis direcionais transpressivas com movimentação dextral e empurrões (dúcteis a dúcteis-rúpteis) para SE. Os dados cinemáticos sugerem movimentos precoces subparalelos e oblíquos ao cinturão durante o ápice metamórfico. Estes movimentos associam-se aparentemente à extrusão tectônica (lateral e vertical) de uma crosta parcialmente fundida por transpressão.

Palavras-chave: Cinemática; Transpressão; Extrusão Tectônica; Cinturão Paraíba.

INTRODUÇÃO O Cinturão Paraíba (CPS) (Ebert 1955, 1968) ou Faixa (ou Cinturão) Ribeira (Almeida *et al.* 1973) no Estado do Rio de Janeiro, compreende um segmento com orientação NE-SW deformado e metamorfizado no Neoproterozóico, sendo constituído por rochas ígneas e metamórficas de alto-grau, que bordejam a extremidade SE do Cráton São Francisco (CSF) (Trouw *et al.* 2000) (Fig. 1).

Como feição estrutural mais expressiva do cinturão, marcante

1 - CPRM – Serviço Geológico do Brasil, SUREG-SP – email: nolan@zipmail.com

2 - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Rua do Lago 562, Cidade Universitária, São Paulo. CEP: 05508-900. email: rmachado@usp.br

em mapas geológicos em diferentes escalas, fotos aéreas e imagens de satélite, aparecem zonas de cisalhamento dúcteis em escala regional, com disposição subparalela ao *trend* geral do cinturão (Machado e Endo 1993 a e b, Ebert *et al.* 1993 a e b). São zonas de cisalhamento de baixo e alto ângulo, associadas a expressivas faixas de milonitos, cujo desenvolvimento permitiu acomodar grande parte dos movimentos relacionados à convergência crustal, ocorrida durante a orogênese brasiliana. Um dos elementos que difere fundamentalmente nos modelos cinemáticos propostos para a implantação e evolução destas estruturas é a interpretação do *timing* considerado para atuação do componente de movimento paralelo ao orógeno, associado tanto às estruturas de alto ângulo (transcorrentes/transpressivas), quanto às de baixo e médio ângulo.

Os dados de lineações de estiramento disponíveis neste trecho do cinturão são ainda escassos e recentes, assim como trabalhos específicos envolvendo essencialmente análise cinemática (Ebert & Hasui 1998, Almeida 2000, Dehler 2002). Estes autores descrevem lineações de estiramento perpendiculares, oblíquas e subparalelas ao *trend* do cinturão. A interpretação deste padrão é distinta, sendo considerada como produto da tectônica transpressional durante colisão oblíqua, num modelo tridimensional de deformação do orógeno envolvendo colagem lateral de terrenos (Machado & Endo 1993 a, b e c, Machado 1997, Ebert *et al.* 1993 a e b, Ebert e Hasui 1998), ou como resultado de empurrões dúcteis com movimento de topo para o Cráton São Francisco (lineações oblíquas e perpendiculares), associados a incipiente e/ou posterior estiramento paralelo ao orógeno (Heilbron *et al.* 1995, Almeida 2000). Neste último modelo, a deformação principal seria essencialmente bidimensional, com o desenvolvimento em estágio tardio de um componente paralelo ao cinturão.

O presente trabalho descreve pormenorizadamente a geometria e cinemática das estruturas ao longo de uma seção transversal ao CP, entre as cidades de Areal e Três Rios (SAT) no Estado do Rio de Janeiro (Fig. 1). Esta seção corta o flanco sul com divergência em leque do rio Paraíba do Sul (DL) (Ebert 1968), onde as foliações apresentam mergulhos para NE, enquanto no flanco norte, os mergulhos são para SE (Fig. 1). Este trabalho objetiva, com base na seção escolhida, o estudo pormenorizado das lineações de estiramento e mineral e indicadores do sentido de cisalhamento, visando discutir os possíveis mecanismos tectônicos envolvidos no desenvolvimento dos movimentos paralelos e transversais ao cinturão, contribuindo assim para o entendimento da evolução tectônica do CPS na região.

CINEMÁTICA DO CINTURÃO PARAÍBA DO SUL NO RIO DE JANEIRO Apesar da importância e expressão das zonas de cisalhamento regionais de direção NE na estruturação do CPS já ter sido reconhecida por Braun (1972) e Brenner *et al.* (1980), são ainda relativamente limitados os estudos cinemáticos nesta região. Tais estudos têm sido concentrados em estruturas individualizadas, notadamente no lineamento de Além-Paraíba (Almeida *et al.* 1975, Campanha 1981) ou Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul (Dayan & Keller 1989). Os primeiros trabalhos caracteriza-

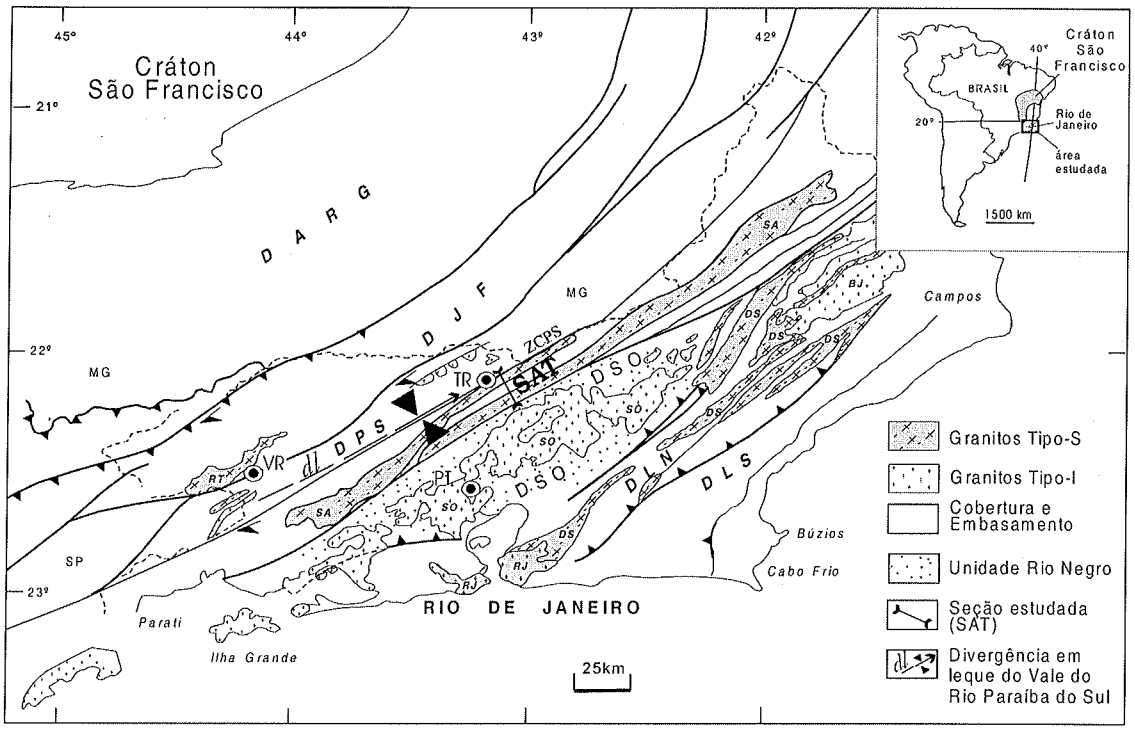

Figura 1 - Localização da Seção litoestrutural levantada (SAT) no contexto tectônico regional no Estado do Rio de Janeiro. Batólitos graníticos tipo-I: Serra dos Órgãos (SO) e Bela Joana (BJ); Suítes graníticas tipo-S: Serra das Araras (SA), Rio Turvo (RT), Desengano (DS) e Rio de Janeiro (RJ); Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul (ZCPS); Domínios: Alto Rio Grande (DARG), Juiz de Fora (DJF); Domínio Paraíba do Sul (DPS), Serra dos Órgãos (DSO) e Litorâneo (DL), Norte (N) e Sul (S); VR- Volta Redonda; TR- Três Rios e PT- Petrópolis (Modificado de Machado & Demange 1994 e Silva et al. 2000).

ram esta importante estrutura como uma zona de cisalhamento dúctil de alto ângulo, cuja última movimentação foi transcorrente dextral e desenvolvida sob condições metamórficas de fácies anfibolito alto. Estudos cinemáticos detalhados posteriores, conduzidos em diferentes escalas, além de enfatizarem a existência de uma direção de máximo estiramento subhorizontal, têm salientado a importância de um estiramento secundário vertical e a presença de elipsóides finitos oblatos, concomitantes com a atuação de um componente não-coaxial (ver Sanderson & Marchini 1984), levando alguns autores à proposição de um regime transpressional dextral para a referida estrutura (Dayan & Keller 1989, Ebert *et al.* 1991). Esta interpretação é consistente com a observação de dobras horizontais normais com superfície axial subparalela às zonas de cisalhamento (Rosier 1957, Campanha 1981) e dados microestruturais em plagioclásio que sugerem encurtamento perpendicular ao plano de cisalhamento (Egydio Silva & Mainprice 1999). Este regime teria sido responsável ainda pelo alçamento de rochas profundas (Corrêa Neto *et al.* 1993), associado ao desenvolvimento de estruturas-em-flor positivas (Dayan *et al.* 1993). Paralelamente, Machado & Endo (1993 b) interpretaram a divergência em leque na região como uma estrutura-em-flor positiva de extensão regional, sugerindo assim um regime tectônico transpressional dextral para a articulação das estruturas de alto e baixo ângulo no CPS nesta região (ver também Machado & Endo 1993 a e c, Ebert *et al.* 1993 a e b).

Trabalhos regionais de análise cinemática, já referidos anteriormente, identificaram dois padrões gerais de lineações de estiramento e mineral, e interpretam de forma diferente a articulação do quadro cinemático destes movimentos. No regime transpressivo, a extrusão tectônica, segundo o plano cinemático yz regional, seria responsável pela acomodação de uma parcela significativa do encurtamento orogênico, com os movimentos laterais no orógeno ocorrendo em épocas distintas no contexto de evolução dos movimentos oblíquos, culminando com cisalhamentos transcorrentes/transpressivos tardios em planos subverticais (Ebert e Hasui 1998). Neste regime, também pode ter ocorrido acomodação do componente longitudinal em planos de baixo ângulo, em estruturas como empurrões oblíquos ou transcorrências subhorizontais (Machado e Endo 1993 a e b, Ebert e Hasui 1998).

Outros modelos propostos associam as lineações oblíquas e perpendiculares ao cinturão (caindo predominantemente para ENE-ESE, no flanco norte da DL), observadas em foliações miloníticas predominantemente de baixo a médio ângulos, e empurrões dúcteis mais antigos, com vergência de topo para NW em direção ao CSF (Machado 1984, Heilbron 1993, Trouw *et al.* 2000). A estas zonas de cisalhamento associam-se localmente lineações caindo para SW, com indicadores cinemáticos de topo para NE, e estiramento posterior paralelo à direção das zonas de cisalhamento, associado à implantação de zonas transpressivas dextrais subverticais tardias (Almeida 2000). Este regime transpressivo afetaria uma foliação subhorizontal anterior, gerando também dobras com superfície axial de mergulhos íngremes e eixos com caimentos geralmente baixos para os quadrantes NE e SW (Almeida *et al.* 1975, Campanha 1981, Machado 1983, Heilbron *et al.* 1991).

No flanco sul da estrutura divergente, a lineação de estiramento mineral tem caimento predominante para N-NE em planos de foliação milonítica mergulhando para NW, estando associada à cinemática finita dextral-normal, resultante da deformação posterior desta estrutura (Trouw 1995, Almeida 2000). Assim, de acordo com este modelo, a estrutura divergente seria uma feição estrutural tardia na evolução tectônica do CPS, concomitante com a instalação das estruturas transcorrentes/transpressivas de alto ângulo que acomodariam os movimentos laterais do orógeno (ver também Heilbron *et al.* 1991).

Outra interpretação dos movimentos laterais amplamente desenvolvidos na borda sul-sudeste do CSF é dada por Vauchez *et al.* (1994), que os consideram como resultantes do escape tectônico originado pela terminação sul do CSF durante colisão frontal em seu limite oriental. Neste modelo, as transcorrências acomodariam a fuga de material decorrente da terminação de um *indenter* (representado pela crosta antiga e fria do CSF) em um modelo semelhante ao proposto por Tapponnier *et al.* (1982) para a cadeia Himalaiana.

APRESENTAÇÃO DOS DADOS Os dados geométricos e cinemáticos coletados na seção estudada, transversal ao flanco sul da DL, serão descritos de sul para norte (Fig.1). Os dados estruturais serão agrupados e discutidos em domínios homogêneos quanto à orientação de um elemento estrutural, segundo a proposta de Turner e Weiss (1963). Na presente análise, a atitude da foliação tectônica foi considerada mais adequada, embora ocorram também variações das lineações de estiramento e mineral, que serão igualmente discutidas.

Geometria das estruturas no flanco sul da DPS *Seção Areal/ Três-Rios (SAT)* Ao longo desta seção foram identificados três domínios estruturais (Fig. 02): (i) domínio com foliação milonítica de moderado a alto mergulho para NW (domínio I); (ii) domínio com bandamento composicional gnáissico-migmatítico subhorizontal, exibindo localmente estruturas miloníticas e afetado por dobras com superfície axial subvertical e eixos com caimento baixo para NE (domínio II) e, (iii) domínio caracterizado por foliação milonítica subvertical e lineação subhorizontal (domínio III). Este domínio reflete a estrutura da Zona de Cisalhamento de Além Paraíba e não será discutido nesta contribuição, devendo os leitores interessados buscar as referências citadas no início deste artigo.

O primeiro domínio reflete a estrutura característica das rochas miloníticas derivadas de rochas granitóides com biotita e/ou hornblenda da Zona de Cisalhamento Rio Santana-Ribeirão das Lajes (Machado 1984), e dos granitos tipo-S miloníticos e protomiloníticos da faixa Serra das Araras (Cunha *et al.* 2000, Machado & Dehler 2002), incluindo subordinadamente gnaisses cálci-silicáticos e hornblenda-biotita ortognaisses. O segundo domínio é característico dos metassedimentos migmatíticos, invadidos por *sheets* de (granada)-biotita granitos hololeucocráticos a leucocráticos, subparalelas ao bandamento ou à superfície axial das dobras.

A Zona de Cisalhamento do Rio Santana-Ribeirão das Lajes corresponde a principal estrutura e limite reológico da extremidade sul do domínio I. Esta estrutura é caracterizada por uma foliação milonítica paralela a um bandamento composicional bem marcado nos protólitos de rochas ortoderivadas da base da SAT. Este bandamento é caracterizado pela alternância de rochas de composição tonalítica a granítica, de granulação média a grossa, com bandas escuras dioríticas, de granulação média a fina. Nestas porções, a foliação é dada pela orientação de cristais achatados segundo o bandamento, ou por foliação oblíqua aos contatos litológicos, formando tramas compostas do tipo S-C, desenvolvidas especialmente em granitóides porfiroclásticos de granulação grossa. Nestes domínios, a foliação mostra geometria anastomosada e sigmoidal ao redor de porfiroclastos estirados e

recristalizados. A presença de estruturas características de rochas miloníticas e a forte reorientação e deformação experimentada pelos corpos ígneos ao longo deste contato sugerem intensa deformação em estado sólido. Os ortognaisses (granitos do tipo-S deformados) ocorrem estruturalmente sobrepostos às rochas miloníticas bandadas em nítida concordância estrutural. Apresentam uma foliação tectônica dada pela orientação preferencial das bordas de minerais como biotita, sillimanita e porfiroclastos de feldspato estirados e recristalizados. Desenvolvem muitas vezes laminação e/ou bandamento com leitos ricos em biotita em alternância com leitos ricos em quartzo e feldspato. Esta trama foi aparentemente originada por diferenciação tectônica durante a deformação em alta temperatura (*subsolidus*). Em lâminas delgadas, esta trama se mostra intensamente poligonizada, incluindo cristais de feldspatos (principalmente microclina), sugerindo alta temperatura durante o cisalhamento dúctil. O plagioclásio, com extinção ondulante, mostra fraca recristalização de borda e deformação dúctil das maclas, esta de alta temperatura. O quartzo mostra feições de crescimento tardio à deformação e recuperação de grãos, com evidências de recristalização por migração de borda de grão englobando cristais de biotita anteriores, orientados segundo a foliação. Paralelamente, os cristais mostram também evidências de deformação tardia, com bandas de deformação, subgrãos, extinção ondulante e recristalização de borda. No domínio I, a foliação milonítica mostra, em projeção estereográfica (Fig.3B), orientação NE e mergulho moderado para NW, com pólos concentrados no quadrante SE (144/35).

Na foliação milonítica do contato entre os ortognaisses (granitos do tipo-S deformados) e os milonitos bandados, ocorrem duas lineações (Fig.3 D). A primeira lineação, mais forte, com caimento baixo a moderado para NNE, é conferida pela orientação dos minerais que compõem a trama de alta temperatura das rochas miloníticas, como feldspato, biotita, sillimanita, e agregados destes minerais nos granitos tipo-S. A presença de prismas de sillimanita boudinados e enclaves de rochas cálci-silicáticas com eixo maior orientado segundo a lineação mineral é indicativa de lineação de estiramento. A segunda lineação, mais fina e discreta, não penetrativa na rocha, é facilmente observada em superfícies de planos micáceos. É materializada pela orientação de finos grãos de quartzo e moscovita, que se acham associados freqüentemente à superfícies estriadas e *steps*. Esta lineação apresenta orientação distinta da lineação principal (Fig. 3 A), e foi gerada em regime tectônico relativamente mais superficial. A cinemática destas estruturas tardias, deduzida a partir da relação entre estrias e *steps*, sugere movimento de topo (empurrão) para SE.

Seguindo na direção norte para o interior da faixa, onde predominam biotita granitos gnáissicos com granada e sillimanita, a foliação milonítica permanece subparalela ao contato, exibindo uma tendência no aumento no ângulo de mergulho. As figuras 3 A, 3B e 3D mostram a atitude dos elementos estruturais planares e lineares na zona de contato e no domínio I. Em zonas de mais alta deformação, ocorre o desenvolvimento de textura porfiroclástica e de um bandamento composicional caracterizado pela variação na quantidade de biotita, quartzo e feldspato. Nestes locais, podem ocorrer enclaves e lentes de rochas cálci-silicáticas fortemente estiradas e achatadas, que contribuem para o realce do bandamento. Em lâmina delgada ocorrem *ribbons* de quartzo e lentes estiradas de microclina recristalizada e poligonizada. Os ortognaisses (ambos tipos) e as rochas metassedimentares podem apresentar ou não feições miloníticas. Naquele caso, estas feições manifestam-se através de um bandamento gnáissico grosso, com cristais de biotita desenvolvendo-se sem orientação definida nos planos de foliação. Nesta situação, o bandamento é deformado por zonas de cisalhamento dúcteis discretas, com mergulhos suaves para NW e movimento de topo para SSE (em seções verticais, N-S).

A lineação de estiramento mais marcante mantém a mesma relação angular relativamente à foliação milonítica que a contém, ha-

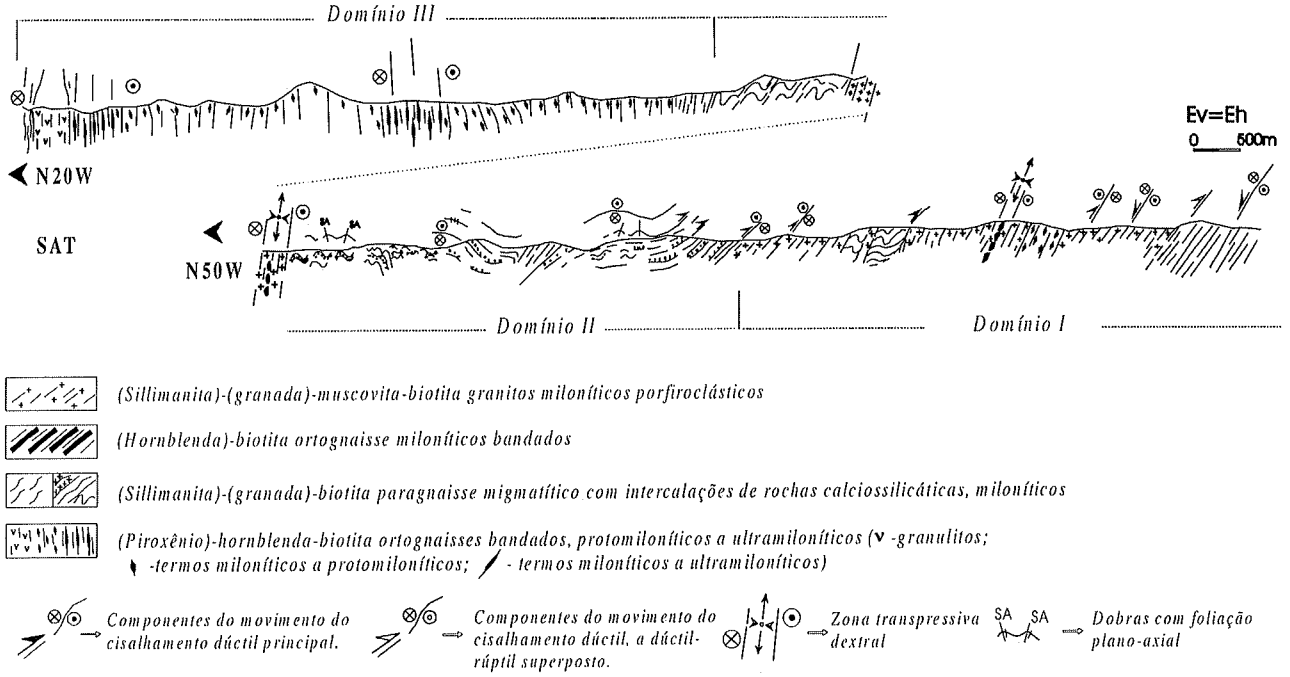

Figura 2 - Seção litoestrutural entre Areal-Três Rios (SAT). Para o entendimento da geometria e cinemática da seção: vide texto e figuras subseqüentes.

vendo entretanto um aumento de caimento (comparar Fig. 3 A e 3 D). Esta lineação, embora nem sempre bem marcada nos afloramentos, ocorre associada a uma trama planar bem desenvolvida, definindo tectonitos-S/L (S>L) ou mesmo tectonitos-S. Este tipo de trama sugere a presença de um componente de deformação por achatamento em algum momento da história de evolução tectônica destas rochas. Para o interior da faixa, em zonas de mais alta deformação, alguns afloramentos podem apresentar o desenvolvimento de uma lineação mineral mais fina com disposição subhorizontal (Fig.3 C). Esta lineação é caracterizada pela orientação de cristais de biotita, quartzo e sillimanita fina. Nestes locais, coexistem uma lineação mais grossa (mais antiga) com caimento alto para NE (Fig. 3 C).

O domínio estrutural II é caracterizado pela presença de uma foliação subparalela a um bandamento composicional subhorizontal, afetado por dobras normais com eixos de caimento suave para NE, superfícies axiais subverticais ou de mergulhos íngremes para NW, subparalelas às zonas de cisalhamento regionais (Fig. 4).

Neste domínio, a geometria em perfil das dobras é muito variada, ocorrendo desde dobras abertas e fechadas, com charneiras relativamente concêntricas - nos níveis de rochas cálci-silicáticas e anfibolitos -, até fechadas e isoclinais, com charneiras espessadas, podendo associar-se em ambos os casos à zonas de cisalhamento nos flancos. Observa-se, localmente, o desenvolvimento incipiente de foliação plano-axial, tanto em zonas de charneira como em leucossomas graníticos localizados nos flancos, conforme tem sido descrito por outros autores na região (Rosier 1957, Campanha 1981, Almeida 2000). Em alguns locais, as dobras podem ser fortemente desarmônicas e mostrar relativa dispersão na orientação de seus elementos geométricos, principalmente da superfície axial. Nestes casos, estas dobras afetam paragnaisses parcialmente fundidos e interestratificados com rochas cálci-silicáticas e anfibolitos. Além disso, diques de granada-biotita granitos são injetados ao longo de zonas de alta deformação subparalelas aos flancos (estirados) e superfícies axiais das citadas dobras (Fig. 5 C).

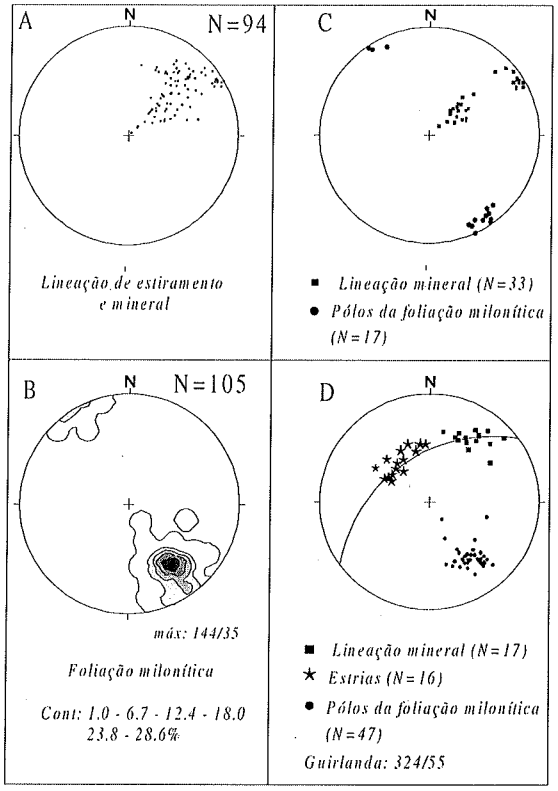

Figura 3 - Projeções estereográficas (hemisfério inferior) dos elementos estruturais do Domínio I da Seção Areal-Três Rios (SAT). A- Conjunto de lineações medidas ao longo da SAT; B- Idem, para foliação milonítica; C- Foliação milonítca e lineação mineral de um único afloramento; D- Idem, mais estrias, do contato entre os Domínios Paraíba do Sul (DPS) e Serra dos Órgãos (DSO). Para detalhes: ver discussão no texto.

Estes diques apresentam uma foliação concordante com a superfície axial das dobras acima referidas (canto esquerdo da figura). As rochas cálci-silicáticas são boudinadas e rompidas, formando trilhas de inclusões dobradas, juntamente com superfícies discretas de empurrão com movimento de topo para S (em seções N-S). Estas estruturas podem associar-se às dobras como resultado da acomodação do encurtamento (Fig. 5 C).

O bandamento composicional dobrado é definido pela intercalação de rochas cálci-silicáticas, anfibolitos e biotita gnaisses cinzentos migmatíticos, que podem ou não conter sillimanita e granada (cm). Esta associação mostra, em várias escalas, intercalações graníticas de granulação média a grossa, por vezes porfiríticas, com biotita e granada. A foliação é concordante com o bandamento. Esta relação geométrica sugere pelo menos dois tipos de controles geométricos para a colocação de rochas graníticas na seção estudada: um, mais precoce, que controlou as intrusões concordantes (*lit-par-lit*) com o bandamento de baixo ângulo e dobras a ele associadas, e outro, que foi ativo durante o encurtamento transversal e geração das dobras que afetam a foliação de baixo ângulo. No primeiro caso, a foliação paralela ao bandamento composicional tem desenvolvimento heterogêneo, sendo definida pela orientação preferencial incipiente das bordas de cristais de mica e feldspato ou pelo forte estiramento e recristalização dos mesmos. Nestes casos, ocorrem tramas compostas de pares S-C de foliações com espaçamento milimétrico. As rochas relativamente mais máficas e gnáissicas são heterogeneamente foliadas, podendo apresentar incipiente orientação preferencial ou texturas miloníticas.

Na foliação milonítica de baixo ângulo ocorre uma lineação de estiramento e mineral bem marcada, definida pela orientação de prismas de sillimanita de até 2 mm, boudinados, feldspato, quartzo, biotita e aglomerados destes minerais. Esta lineação, de orientação NE, é subparalela aos eixos de dobras horizontais normais que afetam a foliação de baixo ângulo (ver Figs. 4 A, C e D). As dobras possuem eixos subparalelos a uma lineação de interseção, que é definida pelo cruzamento de planos discretos e espaçados, plano-axial às dobras, com o bandamento/foliação milonítica subhorizontal do domínio II.

Cinemática do flanco sul da DPS *DOMÍNIO I (SAT)* O domínio I na SAT é caracterizado pela foliação milonítica com mergulho moderado a alto para NW, e uma lineação de estiramento e mineral oblíqua, com caimento para NE-NNE. Nos ortognaisses miloníticos da Zona de Cisalhamento do Rio Santana-Ribeirão das Lajes, na base dos ortognaisses (granitos deformados tipo-S), ocorrem indicadores cinemáticos (porfiroclastos do tipo-σ, pares de foliações S-C e bandas de cisalhamento) compatíveis com movimentação lateral-direita e abatimento do bloco norte, num modelo de zona de

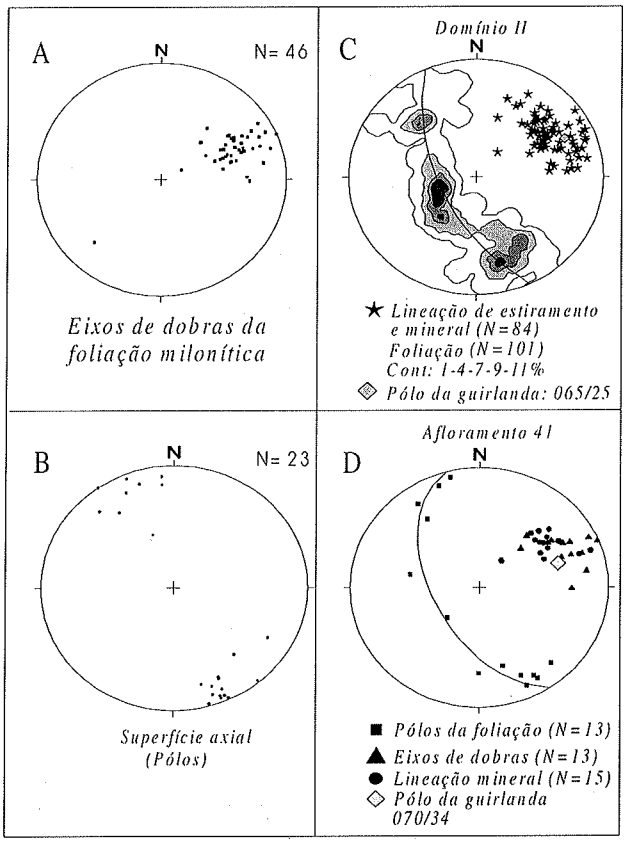

Figura 4 - Projeções estereográficas (hemisfério inferior) dos elementos estruturais do Domínio II da Seção Areal-Três Rios (SAT). Para detalhes: ver discussão no texto.

cisalhamento monoclínica, conforme sugerido por Almeida (2000). Para o interior da seção, as feições planares possuem amplo desenvolvimento e são melhores marcadas do que as feições lineares. Nestas regiões, os indicadores do sentido de cisalhamento são conflitantes, sejam em seções observadas subparalelas à lineação ou em seções horizontais. Em ambos os casos ocorrem estruturas assimétricas indicativas tanto de abatimento do bloco norte quanto do bloco sul. Em zonas de alta deformação, as rochas são fortemente foliadas e exibem um bandamento fino, laminado, subvertical, com leitos em contato retilíneo, associados muitas vezes à uma fina lineação subhorizontal. Esta lineação trunca uma trama de mais alta temperatura impressa nos granitóides. Os indicadores cinemáticos (pares de foliações S-C observados em níveis máficos e foliações oblíquas às bordas de diques de granitos hololeucocráticos granatíferos sintectônicos) são consistentes com rotação lateral-direita em planos horizontais. Nestas zonas ocorrem também *boudins* com eixo subhorizontal, sugerindo também achatamento perpendicular ao plano de cisalhamento e estiramento vertical. Estes dados são consistentes com uma cinemática dextral em zonas de cisalhamento de alto ângulo desenvolvidas sob regime transpressional. Esta estrutura superpõe-se à uma trama anterior de mais alta temperatura. No domínio I, esta superposição foi acompanhada pelo giro e achatamento da trama mais antiga, enquanto no domínio II (nas porções mais internas) ela foi acompanhada pelo giro e estiramento da foliação associada aos flancos das dobras.

Para o topo estrutural da unidade, na direção NW, esta estrutura limita um pacote de rochas com estrutura subhorizontal, constituído por cálci-silicáticas, anfibolitos e paragnaisses migmatíticos, dobrados em intensidade variável por estruturas que mostram às vezes charneiras mais ou menos cilíndricas e espessadas, com eixos subparalelos à lineação de estiramento e mineral do afloramento (ver Fig. 4). Estas dobras possuem superfície axial com mergulhos elevados para NW. Associam-se a zonas de cavalgamentos discretas com movimentação de topo para S (em seções N-S) (Fig. 5 C). Tais zonas, embora trunquem as dobras, são interpretadas cinematicamente como estruturas contemporâneas, acomodando em ambos os casos um componente de encurtamento SE-NW. Para norte ocorrem granitos tipo-S com geometria semelhante aquela observada no domínio I, porém com indicadores cinemáticos sugerindo empurrões oblíquos com movimentação de topo para SW (Fig. 6 D). Neste afloramento, em seções XZ do elipsóide de deformação finita, observam-se enclaves sigmoidais de rochas cálci-silicáticas, cuja foliação interna sugere movimentação relativa do bloco norte sobre o bloco sul, com componente horizontal sinistral, que é consistente também com bandas de cisalhamento e *boudins* assimétricos. Este afloramento representa o limite norte do domínio I, ocorrendo daqui para frente cortes com predomínio de estrutura subhorizontal.

DOMÍNIO II DA SAT O domínio II apresenta diversas relações geométricas e cinemáticas associadas aos diferentes grupos de estruturas. A foliação subhorizontal, que afeta gnaisses, granitos e leucossomas graníticos, contém uma lineação com direção geral NE associada a indicadores cinemáticos (pares de foliações S-C, estruturas sigmoidais em leucogranitos e *boudins* assimétricos e sombras de pressão em granadas) (Figs. 6 A, B e C), que mostram de forma consistente movimento de topo para SW. A foliação distribui-se em guirlanda (ver Fig. 4 C), com direção variável NE-SW (mergulhos para NW ou SE) a NW-SE (mergulhos suaves para NE). O eixo da guirlanda confunde-se com os eixos das dobras e lineações de estiramento e mineral. Em paragnaisses migmatíticos, os leucossomas subhorizontais posicionam-se tanto nos segmentos oblíquos (S) quanto nos planos de maior deformação cisalhante (C) (Fig. 6 A). Em outros locais, leucogranitos granatíferos formam estruturas sigmoidais na foliação milonítica (Fig. 6 C).

A relação dos granitóides foliados e leucossomas dos gnaisses migmatíticos com a foliação milonítica subhorizontal não é evidente, merecendo portanto uma discussão mais detalhada. Os corpos tabulares de granitóides são incipientemente foliados e orientados, com presença de uma trama planar definida pelo alinhamento de forma dos minerais. Esta trama representa uma provável herança da estrutura magmática anterior. Em outros locais, os corpos tabulares são protomiloníticos, com cristais de quartzo e feldspato estirados, sugerindo deformação já em estado sólido. Estas bandas, levemente oblíquas ou localmente paralelas à foliação de cisalhamento, são deformadas pelas bandas de cisalhamento. Assim, o plano subhorizontal de cisalhamento teria se instalado após ou no máximo concomitante à fusão parcial, pois apresenta igualmente características de alta ductilidade, com as evidências de campo sugerindo colocação sintectônica dos corpos de leucogranitos durante o cisalhamento subhorizontal de alta temperatura. Feições como contatos lobados e reentrantes entre leucogranitos miloníticos e granitos porfiríticos (ou porfiroclásticos), presença de cristais euédricos (cm) de feldspato

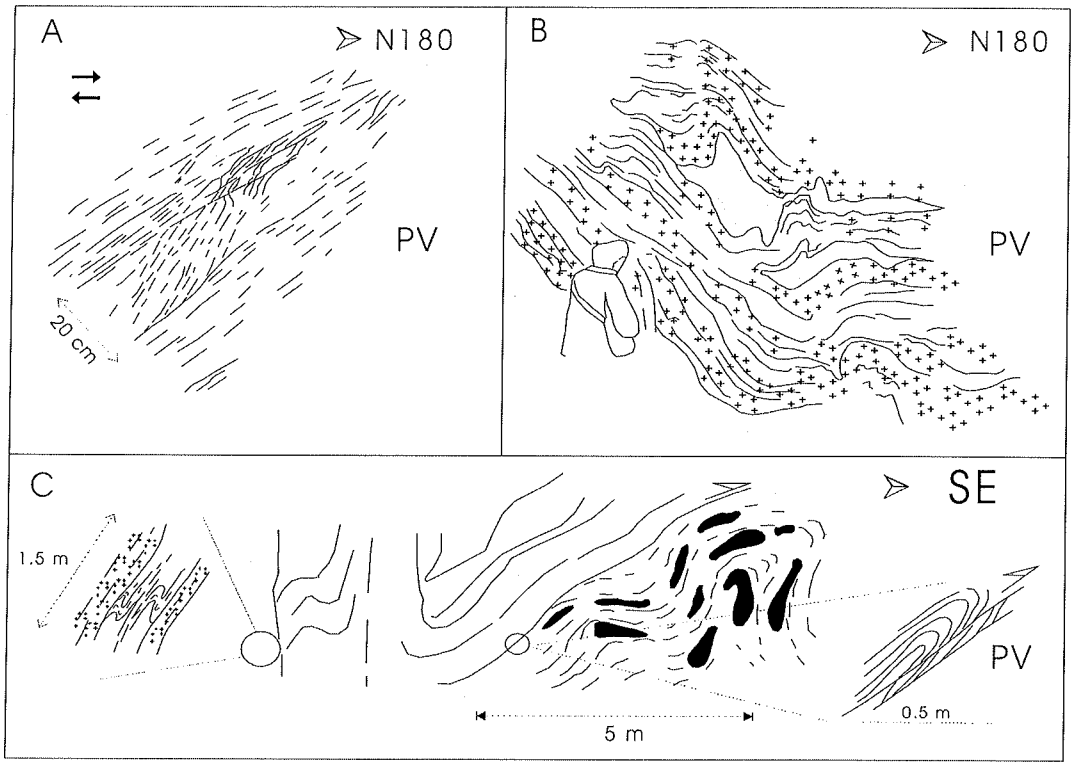

Figura 5 - Pares de foliações S-C associados a deformação dúctil-rúptil tardia e cinemática do afloramento (A); Corte próximo à seção YZ do elipsóide de deformação finito, em pargnaisses migmatítico com bandas de leucogranitos (B); Croquís de dobras e empurrões dúcteis associados (C). Para detalhes: ver discussão no texto.

em uma matriz com deformação finita relativamente alta, presença de mobilizados graníticos em zonas de sombra de inclusões rígidas e bandas de cisalhamento sugerem deformação na presença de magmas graníticos. É possível que o desenvolvimento destas estruturas tenha sido amplificado sob condições de alta temperatura, após a geração e/ou colocação de uma certa quantidade de fundido granítico, o que contribuiu provavelmente para o "amolecimento" das rochas (Hollister & Crawford 1986, Brown & Sollar 1998).

Neste domínio ocorrem também estruturas do tipo S-C relativamente mais frias, onde o plano C é mais retilíneo e discreto, podendo ser restrito à bandas micáceas (Fig. 5 A). Estas estruturas, observadas em seções N-S, sugerem a existência de componente de encurtamento transversal às estruturas regionais. A lineação de interseção é subhorizontal ou com caimento baixo para NE, e exibe um *trend* semelhante aos das lineações e dos eixos de dobras penetrativos neste domínio. Estes dados podem ser interpretados como o resultado de um componente de encurtamento transversal discreto à estruturação regional do cinturão neste trecho, acomodado por empurrões para SSE, relativamente tardios.

Outra feição de fluxo bem marcada neste domínio são dobras subhorizontais ou de caimento suave para NE, com superfícies axiais subverticais ou de mergulhos íngremes para NW. A presença nestas estruturas de charneiras espessadas e flancos cisalhados, ao longo dos quais ocorrem granitos foliados, é sugestiva de deformação sob condições de alta ductilidade (Fig. 5 C). Tais corpos, muitas vezes subconcordantes com o bandamento, estão igualmente dobrados. As dobras, associadas com zonas de cisalhamento discretas e componentes inversos para SSE, exibem nas zonas de charneira (em leucossomas tabulares) uma tênue foliação plano-axial, definida pelo alinhamento de minerais micáceos.

Algumas estruturas observadas em paragnaisses migmatíticos (Fig. 5 B) merecem uma discussão mais pormenorizada de sua geometria. Ocorrem enclaves melanocráticos alongados na direção vertical, associados muitas vezes com leucossomas dobrados, que exibem relações de contatos em cúspides, sugerindo um fluxo mais dúctil para os primeiros. A geometria é compatível com um estiramento vertical acompanhado de fluxo de material nesta mesma direção, contemporâneo ao encurtamento transversal (associado também com as dobras), sob condições de deformação de alta ductilidade.

Deste modo, as estruturas sugestivas de encurtamento transversal variam de estilo e geometria, sendo isto dependente da deformação e também do nível estrutural, sugerindo a existência de um componente de encurtamento ativo durante o soerguimento progressivo. Esta relação sugere também a contemporaneidade entre os movimentos subhorizontais dúcteis, paralelos e oblíquos ao cinturão, e as estruturas dobradas precoces associadas ao encurtamento transversal, pois ambos os grupos de estruturas se desenvolveram em condições metamórficas de alto grau. Além disso, estes grupos não são cinematicamente excludentes, pois parte do encurtamento transversal pode ter sido acomodado por movimentos segundo o eixo das dobras.

Estas estruturas são superpostas por estruturas mais restritas e discretas, geradas em regime de deformação rúptil-dúctil, porém

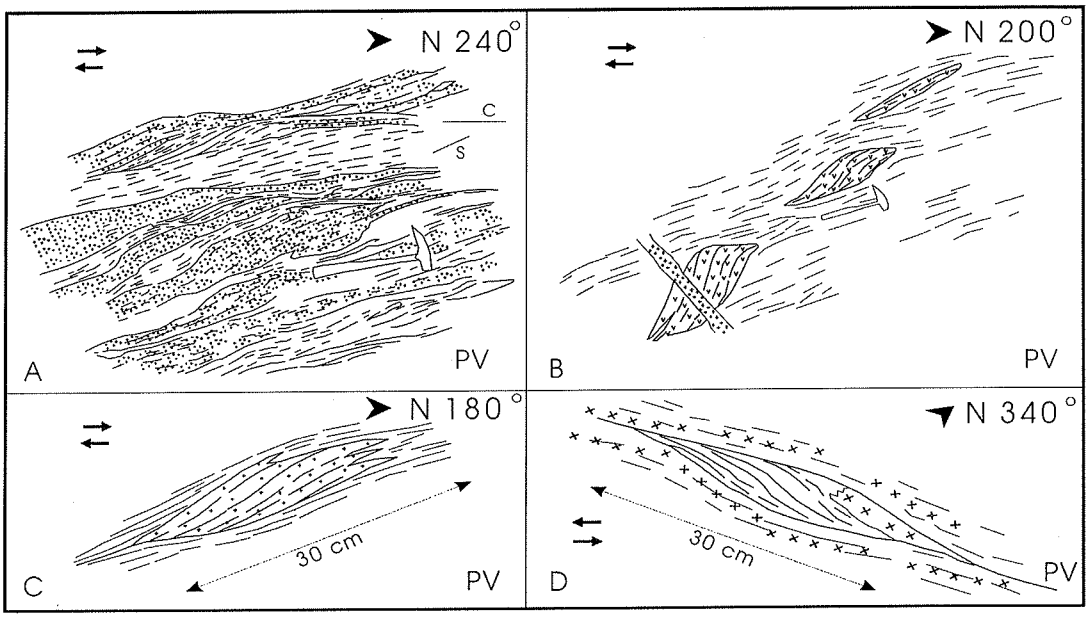

Figura 6 - Estruturas indicativas do sentido de cisalhamento: A- Pares de foliações S-C em paragnaisses migmatíticos; B- Boudins assimétricos; C- Sigmóides em leucogranitos; D- Sigmóides em rocha cálci-silicática. Para detalhe: ver discussão no texto.

num quadro cinemático similar ao das estruturas dúcteis descrita acima, sugerindo assim a permanência dos mesmos vetores de encurtamento regional. Tais estruturas são representadas por zonas discretas de movimento com planos estriados e zonas de cisalhamento dúctil e dúctil-rúptil de baixo ângulo, com assimetrias e movimentos de topo consistentes para SSE. Superpõem-se ainda zonas de cisalhamento e falhas extensionais, com a cinemática dos planos estriados sugerindo abatimento de blocos para norte. São ainda observadas estruturas direcionais subverticais paralelas à estruturação regional.

Regimes tectônicos e modelo de evolução estrutural O conjunto de estruturas descritas neste trabalho pode ser explicado com base em uma fase principal de deformação progressiva associada a um regime tectônico transpressivo. Esta fase pode ser dividida em dois estágios: um estágio precoce e outro tardio. No estágio precoce teria ocorrido a injeção de *sheets* e diques de leucogranitos subhorizontais e a colocação do Batólito da Serra das Araras. Estas injeções seriam associadas a movimentos tectônicos em planos subhorizontais, como resposta da atuação de componentes paralelos e perpendiculares ao CPS (movimento geral oblíquo de topo para SW-SSW).

O estágio precoce pode ser interpretado como resultante da extrusão lateral e vertical durante a convergência oblíqua de massas continentais, envolvendo uma crosta continental parcialmente fundida e amolecida. Neste estágio, a presença de uma anisotropia planar subhorizontal prévia, uma vez submetida a um encurtamento transversal e estiramento secundário na vertical, como sugerem diversos autores e as evidências de campo, favoreceria tanto a colocação sintectônica de *sills* de granitos quanto o movimento lateral. Com o progressivo encurtamento e cristalização dos magmas, a influência do amolecimento pela presença de 'líquidos' graníticos seria gradativamente diminuída, por influência sobretudo da taxa de resfriamento. Neste estágio, a condição reológica teria evoluído em direção ao comportamento de um sólido, tendo havido portanto transição/superposição de estruturas formadas no regime transitório inicial para estruturas implantadas agora no estado sólido. Esta transição seria responsável pelo dobramento e giro da foliação previamente formada, superposição de forte achatamento, impressão de foliação em estado sólido e geração de zonas de cisalhamento dúcteis e dúcteis/rúpteis com mergulhos suaves para N e movimento de topo para SE e zonas direcionais transpressivas dextrais. Estas últimas estruturas seriam relacionadas a um estágio tardio, porém evoluídas num quadro cinemático muito similar ao das estruturas desenvolvidas no estágio precoce.

Outros modelos tectônicos disponíveis na literatura poderiam explicar o conjunto de estruturas descritas neste trabalho, tanto do ponto de vista geométrico quanto cinemático. Dentre eles, relacionam-se como mais plausíveis os movimentos longitudinais durante a colisão oblíqua (Ellis & Watkinson 1987, Northrup & Burchfiel 1996), deformação transpressional (Dias & Ribeiro 1994, Jones *et al.* 1997, Fossen & Tikoff 1998), associada ou não a escape tectônico, e indentação ou extrusão tectônica (Ratschbacher *et al.* 1989, Vauchez & Nicolas 1991, Mancktelow 1992).

CONCLUSÕES A tectônica da seção geológica levantada no flanco sul da estrutura divergente do Rio Paraíba do Sul sugere a presença de dois estágios cinemáticos durante a deformação dúctil nesta região. O primeiro estágio é caracterizado por movimentos de baixo ângulo com topo para SW-SSW, paralelos e oblíquos ao CP nesta região, e concomitantes com a colocação de corpos graníticos subhorizontais. A presença neste estágio de uma quantidade considerável de fusões graníticas teria propiciado um intenso amolecimento da crosta na região, favorecendo assim a extrusão lateral e vertical destas rochas na aba sul da estrutura divergente. Esta extrusão foi acompanhada por movimentação

sinistral transitória nesta porção da estrutura. O regime de deformação ativo durante a colocação e deformação em alta temperatura destes corpos teria sido responsável pelo estiramento principal paralelo a oblíquo ao cinturão, associando-se no espaço orogênico um estiramento secundário vertical e encurtamento transversal subhorizontal, em decorrência da partição da deformação.

O segundo estágio (tardio), embora implantado ainda em presença de líquido granítico, parece registrar progressivamente um caminho de deformação com menor influência destes 'líquidos'. Neste estágio, o eixo finito máximo do elipsóide de deformação assume uma posição subhorizontal, subparalelo às zonas de cisalhamento, havendo entretanto uma mudança no estado reológico do material, o que propiciaria o desenvolvimento de um novo conjunto de estruturas com estilos bem diferenciados. Neste estágio, teria ocorrido a implantação de zonas de cisalhamento direcionais transpressivas com movimentação relativa dextral, associadas à dobras horizontais/verticais e zonas de cisalhamento dúcteis subhorizontais com movimento de topo para SSE. Neste regime, o estiramento principal paralelo ao Cinturão pode ser observado nas superfícies de alto ângulo. A este estiramento associa-se um estiramento secundário vertical e encurtamento perpendicular à zona. O regime transpressivo, responsável pela geração destas estruturas, teria também promovido uma forte amplificação cinemática vertical de dobras. Isto contribuiria para acomodação do encurtamento transversal que, juntamente com zonas de cisalhamento dúctil/rúptil de baixo ângulo, favoreceriam o *pop-up* regional deste segmento do CPS. O comportamento das lineações de estiramento disponíveis sobre o flanco norte da estrutura divergente regional do rio Paraíba do Sul sugere que este estágio, em regime deformacional transpressivo, foi responsável pela configuração final da megaestrutura-em-flor positiva da região.

A interpretação discutida acima é fortemente dependente da idade dos granitos na aba sul da estrutura e, na ausência de dados geocronológicos confiáveis, a hipótese mais plausível no momento sobre estas rochas é de que elas representam o produto do ápice térmico do metamorfismo regional de idade Neoproterozóica na região em pauta. Neste sentido, o regime tectônico discutido neste trabalho foi responsável pela história deformacional sin a tardi- ao ápice térmico, ainda num regime transpressivo, que teria acompanhado o soerguimento e exumação do orógeno.

Agradecimentos À CPRM - Serviço Geológico do Brasil, pelo suporte financeiro e operacional; aos professores Dra. Maria de Fátima Bitencourt, Dr. Henrique Dayan, Dr. Alexis Rosa Nummer e Dr. Elvo Fassbinder pelas valiosas sugestões e discussões. À FAPESP (Proc. 98/00912-8), pelo suporte financeiro que permitiu a realização dos trabalhos de campo, e ao CNPq (Proc. 300423/82-9, de R. Machado), pela Bolsa de Produtividade. Ao Geólogo Paulo Santarém da Silva, pelas discussões de campo, e aos revisores da RBG pelas sugestões para a melhoria do trabalho.

Referências

Almeida F.F.M., Hasui Y., Carneiro C.D.R. 1975. O lineamento de Além-Paraíba. *Anais Acad. Bras. Ciências*, **48** (supl.):575.

Almeida F. F. M., Amaral G., Cordani U. G., Kawashita K. 1973. The precambrian evolution of the south american cratonic margin south of Amazon river. *In*: E. M. Nairn & F. G. Stehli (eds.) *The ocean basins and margins*. New York, Plenun, 411-446.

Almeida J.C.H. 2000. *Zonas de cisalhamento dúctil de alto grau do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul.* Inst. de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Tese de Doutoramento, 190p.

Braun O. 1972. Faixas rúpteis do Escudo Brasileiro. *In*: SBG, Congr. Bras. de Geol., 27, Belém-PR, *Manuscrito* (*In*édito).

Brenner T.L., Ferrari A., Penha H.M. 1980. Lineamentos estruturais no Norte do Estado do Rio de Janeiro. *In*: SBG, Congr. Bras. de Geol., 31, Camboriú, *Anais*, **5**:2551-2564.

Brown M. & Sollar G.S. 1998. Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens. *J. Struct. Geol.*, **20**:1365-1393.

Campanha G. 1981. O lineamento de Além-Paraíba na área de Três Rios-RJ. *Rev. Bras. Geoc.*, **11**:159-171.

Corrêa Neto A. V., Dayan H., Valença J. G., Rafael Cabral A. 1993. Geologia e estrutura da zona de cisalhamento do Rio Paraíba do Sul entre Três Rios - RJ e Sapucaia - RJ. *In*: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste, 3, Rio de Janeiro, *Atas*, pp.:194-200.

Cunha H.C., Dehler N.M., Vieira V.S., Raposo F.O., Perillo I.A., Silva P.C.S. 2000. *Projeto Compilação Geológica do Estado do Rio de Janeiro,* Rio de Janeiro, CPRM/DRM, (Mapa Geológico).

Dayan H. & Keller J. V. A. 1989. A zona de cisalhamento do Rio Paraíba do Sul nas vizinhanças de Três Rios - RJ: uma análise da deformação dada por algumas feições estruturais. *Rev. Bras. Geoc.*, **19**:494-506.

Dayan H., Corrêa Neto A.V., Valença J.G. 1993. A zona de cisalhamento do Rio Paraíba do Sul: Estudo de Padrões de orientação preferencial de eixos-c de quartzo. *In*: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 4, Belo Horizonte. *Anais*, pp.:339-342.

Dehler N.M. 2002. *Extrusão tectônica oblíqua em regime transpressivo no Cinturão Paraibides, RJ.* Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 161p.

Dias R. & Ribeiro A. 1994. Constriction in a transpressive regime: an example in the Iberian branch of the Ibero-Armorican arc. *J. Struct. Geol.*, **16**:1543-1554.

Ebert H. 1955. Pesquisa na parte sudeste de Minas Gerais e Polígono das Secas. *Relatório Anual do Diretor*, Rio de Janeiro, DGM-DNPM, pp. 79-89.

Ebert H. 1968. Ocorrências de fácies granulíticas no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. *Anais Acad. Bras. Ciênc.*, **40** (Suplemento):215-229.

Ebert H. D. & Hasui Y. 1998. Transpressional tectonics and strain partitioning during oblique colision between three plates in the precambrian of south-east Brazil. *In*: R. E. Holdsworth, R. A. Strachan, J. F. Dewey (*eds.*) *Continental transpressional and transtensional tectonics.* Geol. Soc., London, Special Publication, **135**:231-252.

Ebert H. D., Hasui Y., Costa J. B. S. 1991. O caráter transpressivo do cinturão transcorrente rio Paraíba do Sul. *In*: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 3, Rio Claro, *Boletim de Resumos Expandidos*: 139-141.

Ebert H. D., Neves M. A., Hasui Y., Szatmari P., Aires J. R. 1993 a. Evolução dos cinturões de cisalhamento entre os blocos São Paulo, Vitória e Brasília através da tectônica colisional oblíqua - uma modelagem física. *In*: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 4,

Belo Horizonte, *Anais*, bol. **12**:254-258.

Ebert H. D., Hasui Y., Sartorato G., Almeida S. H., Costa J. B. S. 1993 b. Arcabouço estrutural e tectônica transpressiva das faixas móveis da borda sul e sudeste do cráton do São Francisco e da Sintaxe de Guaxupé. *In*: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 4, Belo Horizonte, *Anais*, bol. **12**:166-171.

Egydio-Silva M. & Mainprice D. 1999. Determination of stess directions from plagioclase fabrics in high grade deformed rocks (Além Paraíba shear zone, Ribeira fold belt, southeastern Brazil). *J. Struct. Geol.*, **21**:1751-1771.

Ellis M. & Watkinson A. J. 1987. Orogen-parallel extension and oblique tectonics: The relation between stretching lineations and relative plate motions. *Geology*, **15**:1022-1026.

Fossen H. & Tikoff B. 1998. Extended models of transpression and transtension, and application to tectonic settings. *In*: R.E. Holdsworth, R.A. Strachan and J.F. Dewey (eds). *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Geol. Soc., London, Special Publication, **135**:15-33.

Heilbron M. 1993. *Evolução Tectônico-metamórfica da seção Bom Jardim de Minas (MG)-Barra do Piraí (RJ). Setor central da Faixa Ribeira.* Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 268p.

Heilbron M., Valeriano C.M., Almeida J.C.H., Tupinambá M. 1991. A Megassinformal do Paraíba do Sul e sua implicação na compartimentação tectônica do setor central da Faixa Ribeira. *In*: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste, 2, São Paulo, *Atas*, pp.: 519-527.

Heilbron M., Valeriano C.M., Valladares C.S., Machado N. 1995. A orogênese brasiliana no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, **25**:249-266.

Hollister L.S. & Crawford M.L. 1986. Melt-enhanced deformation: A major tectonic process. *Geology*, **14**:558-561.

Jones R.R., Holdsworth R.E., Bailey W. 1997. Lateral extrusion in transpression zones: the importance of boundary conditions. *J. Struct. Geol.*, **19**:1201-1217.

Machado R. 1983. Considerações sobre a estruturação tectônica divergente da porção ocidental do Estado do Rio de Janeiro. *In*: SBG, Simpósio Regional de Geologia, 4, São Paulo, *Atas*:135-145.

Machado R. 1984. *Evolução Geológica, Análise Estrutural e Metamórfica da Região de Vassouras e Paracambi, Porção Ocidental do Estado do Rio de Janeiro.* Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 196p.

Machado R. 1997. *Litogeoquímica e tectônica dos granitóides neoproterozóicos do Cinturão Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro.* Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre-Docência, 215p.

Machado R. & Endo I. 1993 a. A megaestrutura em flor positiva do Vale do Rio Paraíba do Sul no Rio de Janeiro e suas implicações tectônicas regionais. *In*: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste, 3, Rio de Janeiro, *Atas*, pp.: 208-213.

Machado R. & Endo I. 1993 b. Cinturão de Cisalhamento Atlântico: um exemplo de tectônica transpressiva neoproterozóica. *In*: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 4, Belo Horizonte, *Atas*, **12**:189-191.

Machado R. & Endo I. 1993 c. Estruturas transcorrentes na borda Sul do Cráton do São Francisco: uma interpretação. *In*: SBG, Simp. Cráton do São Francisco, 2, Salvador, *Anais*, pp.:269-271.

Machado R. & Demange M. 1994. Classificação estrutural e tectônica dos granitóides neoproterozóicos do Cinturão Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro. *Boletim do IG-USP*, **25**:81-96

Machado R. & Dehler N.M. 2002. Revisão e discussão do significado tectônico dos granitóides do tipo-S no estado do Rio de Janeiro. *Revista Brasileira de Geociências* (no prelo).

Mancktelow N.S. 1992. Neogene lateral extension during convergence in the Central Alps: Evidence from interrelated faulting and backfolding around the Simplonpass (Switzerland). *Tectonophysics*, **215**:295-317.

Northrup C.J. & Burchfiel B.C. 1996. Orogen-parallel transport and vertical partitioning of strain during oblique collision. *J. Struct. Geo.*, **18**:1231-1244.

Ratschbacher L., Frisch W., Neubauer F., Schmid S.M., Neugebauer J. 1989. Extension in compressional orogenic belts: The eastern Alps. *Geology*, **17**:404-407.

Rosier G.F. 1957. A geologia da Serra do Mar entre os picos da Maria Comprida e do Desengano. Rio de Janeiro, *Bol. Divisão de Geologia e Mineralogia*,166p.

Sanderson D.J. & Marchini W.R.D. 1984. Transpression. *J. Struct. Geol.*, **6**:449-458.

Silva L.C., Santos, R.A, Delgado, I.M., Cunha, H.C. (Coord.) 2000. *Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro em escala 1:400.000.* CPRM/DRM, Rio de Janeiro.

Silva L.C., Cunha, H.C. (Coord.) 2000. *Projeto Compilação geológica do Estado do Rio de Janeiro em escala 1:400.000.* CPRM/DRM, Rio de Janeiro, 88p (Relatório de Geologia).

Tapponnier P., Peltzer G., LeDain A.Y., Armijo R., Cobbold P. 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, **10**:611-616.

Trouw R.A.J. 1995. Uma avaliação dos modelos cinemáticos propostos para o megasinformal do Vale do Rio Paraíba do Sul, baseada em lineações de estiramento. *In*: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 5, Gramado, *Anais*, pp.:103-104.

Trouw R.A.J., Heilbron M., Ribeiro A., Paciullo F.V.P., Valeriano C.M., Almeida J.C.H., Tupinambá M., Andreis R. 2000. The central segment of the Ribeira Belt. *In*: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro, pp. 287-310.

Turner F.J. & Weiss L.E. 1963. *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites.* New York, McGraw Hill, 545p.

Vauchez A. & Nicolas A. 1991. Mountain building, strike-parallel motion and mantle anisotropy. *Tectonophysics*, **185**:183-201.

Vauchez A., Tommasi A., Egydio-Silva M. 1994. Self Indentation of a heterogeneous continental lithosphere. *Geology*, **22**:967-970.

Manuscrito A-1282
Recebido em 17 de novembro de 2001
Revisão dos autores em 15 de novembro de 2002
Revisão aceita em 20 de novembro de 2002