

TECTÔNICA EXTENSIONAL OBLÍQUA NO SUL DO ESTADO DE SÃO PAULO

NOLAN MAIA DEHLER¹, RÔMULO MACHADO² & CLAUDEMIR SEVERIANO DE VASCONCELOS¹

ABSTRACT *EXTENSIONAL OBLIQUE TECTONICS IN AN AREA SOUTHWEST OF THE CITY OF CAJATI, SOUTHERN SÃO PAULO STATE* The geological mapping (scale: 1:50.000) undertaken southwest of Cajati City, south of São Paulo State, revealed that the several lithological associations suffered an intense deformation, responsible for a pervasive mylonitization of all lithologies. The stretching lineations and the shear sense indicators associated to this mylonitization, such as S-C foliation planes, asymmetric porphyroclasts and boudins, suggest an extensional tectonics for this deformation, with extensional component to ESE, associated to sinistral strike-slip motion. Sheath folds and syn-mylonitic folds, with axes parallel to the stretching lineation indicate that the non-coaxial deformation reached high values of shear strain. This deformation occurred in amphibolite to greenschist facies conditions, and microstructures suggest the mylonitic fabric postdates the peak of the metamorphism. The transformation of kyanite to sillimanite suggest a decrease in pressure during progressive metamorphism. Under the presence of the kyanite indicate a previous compressive history. Later on, at a shallow structural level, crenulation and asymmetric north-vergent folds associated to discrete brittle-ductile discrete thrusts, complete the structural evolution of the investigated area. The tectonic significance of this structural pattern, in Brasileiro Orogeny scenery in this crustal segment, needs of more detailed studies.

Keywords: Extensional tectonic, kinematic, stretching lineation.

RESUMO O mapeamento geológico na escala 1:50.000 de uma área a sudoeste da cidade de Cajati, sul do Estado de São Paulo, revelou que as diversas associações litológicas identificadas sofreram uma deformação intensa, responsável por uma milonitização pervasiva em todos os litotipos. As lineações de estiramento e as estruturas indicadoras do sentido de cisalhamento associadas a esta milonitização, como pares de foliações S-C, porfiroclastos do tipo σ e *boudins* assimétricos, sugerem uma cinemática transtraccional para esta deformação, com componente extensional de topo para ESE associada a uma componente direcional sinistral. Dobras em bainha e dobras sin-miloníticas, com eixos paralelos à lineação de estiramento, indicam que a deformação não-coaxial atingiu elevados valores de *shear strain*. Esta deformação ocorreu em condições metamórficas de fácies anfibolito a xisto-verde, com as microestruturas sugerindo que a trama milonítica foi implantada após o ápice metamórfico. A presença restrita de cianita, sempre instável para sillimanita, sugere decréscimo de pressão durante o metamorfismo progressivo. Além disso, a sua presença é sugestiva de uma história compressiva anterior à instalação da tectônica transtraccional. Posteriormente, em nível estrutural relativamente mais raso, crenulações e dobras assimétricas com vergência para norte, associadas a discretas zonas de cisalhamento rúpteis-dúcteis de empurrão, completam a evolução estrutural da área investigada. O significado tectônico deste padrão estrutural, no cenário da Orogênese Brasileira neste segmento crustal, encontra-se na dependência de estudos mais detalhados.

Palavras-chave: tectônica extensional, cinemática, lineação de estiramento.

INTRODUÇÃO A Geologia da porção sul do Estado de São Paulo e leste do Estado do Paraná, notadamente a região do vale do rio Ribeira de Iguape, devido a sua potencialidade metalogenética, tem sido há décadas objeto de estudos sistemáticos. Estes estudos encontram-se sintetizados em Algarte *et al.* (1974), Batolla Jr. *et al.* (1981), Biondi (1983), Stein *et al.* (1984), Chiodi Filho (1984), Daix (1985), Takahashi *et al.* (1984, 1986), Campanha *et al.* (1987), Campanha (1991), Bistrichi *et al.* (1981), Hasui (1986), Fiori (1990), Fassbinder (1997), dentre outros. Estes autores expõem toda a complexidade das definições e correlações entre as diferentes unidades litoestratigráficas que afloram nesta região.

O presente trabalho, desenvolvido no Domínio Costeiro (*sensu* Complexo Costeiro de Bistrichi *et al.* 1981), apresenta os resultados de estudos estruturais realizados numa região localizada a sudoeste da cidade de Cajati, sul do Estado de São Paulo (Fig. 1). A área em foco foi estudada durante a execução do projeto de mapeamento geológico das folhas Jacupiranga e Rio Guaraú, na escala 1:50.000, realizado pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil, em parceria com a Secretaria de Energia de São Paulo.

O objetivo deste trabalho é, com base no estudo das lineações de estiramento-mineral e indicadores do sentido de cisalhamento da área em questão, contribuir para o entendimento tectônico deste segmento crustal.

COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA REGIONAL NOS ESTADOS DO PARANÁ E SÃO PAULO

O segmento crustal, que abrange os Estados de São Paulo (porção sul) e Paraná, engloba o Cinturão Ribeira (Almeida *et al.* 1973), entidade geotectônica implantada no brasileiro, e um núcleo composto por rochas mais antigas, pré-brasileiras, retrabalhadas neste ciclo, denominado por Hasui *et al.* (1975) Maciço Mediano de Joinville. A partir do início da década de 80, estas unidades geotectônicas têm sido agrupadas em diversos modelos de compartimentação tectônica regional (Kaul 1980, Kaul *et al.* 1984, Basei 1985, Basei *et al.* 1992 e 1998, Mantovani *et al.* 1989, Fragoso César 1991, Fragoso César *et al.* 1998, Campanha 1991, Siga

Jr. 1995). Os diversos trabalhos que abrangem os Estados de Santa Catarina e sul do Paraná individualizam um domínio estável durante a Orogênese Brasileira/Pan-africana (Siga Jr. *et al.* 1990, Basei *et al.* 1998), denominado Cráton de Luis Alves (CLA) (Kaul 1979). Segundo Siga Jr. (1995), os dados geocronológicos sobre o CLA sugerem a existência de porções gnáissico-granulíticas de idade Arqueana e rochas formadas no Paleoproterozóico (2.2 a 2.0 Ga), na Orogênese Transamazônica. O CLA é limitado a sul pela faixa neoproterozóica Tijucas (Hasui *et al.* 1975) ou Cinturão Dom Feliciano (Fragoso Cesar 1980), e a norte pela Faixa Apiaí, composta essencialmente por metassedimentos de baixo grau metamórfico que compõem o Grupo Açungui (Hasui *et al.* 1975, Campanha 1991, Basei *et al.* 1992 e 1998). Entre o CLA e a Faixa Apiaí afloram ortognaisses bandados denominados por Siga Jr. (1995) de Complexo Atuba, cujo significado tectônico/geodinâmico é ainda controverso (ver Siga Jr. *et al.* 1990, Siga Jr. 1995, Mantovani *et al.* 1989, Basei *et al.* 1990 e 1992, Fragoso César *et al.* 1998). No limite deste domínio com o CLA ocorre a suture granítica Rio Piên (Machiavelli *et al.* 1991 e 1993), interpretada pelos mesmos autores como representantes de um arco magmático do Proterozóico Superior.

Com exceção da Faixa Apiaí, que engloba rochas supracrustais aflorantes a norte da zona de cisalhamento Lancinha-Cubatão (Hasui & Oliveira *In*: Almeida & Hasui 1984), as demais regiões adjacentes, no Estado de São Paulo, são ainda insuficientemente estudadas. Neste trabalho, optou-se por englobar, em um único domínio, as unidades situadas a sul desta zona de cisalhamento.

SÍNTESE REGIONAL A Faixa Apiaí é formada por uma expressão orientação nordeste de rochas supracrustais metamorfizadas na fácies xisto-verde (Fig. 1), classicamente denominada de Grupo Açungui (Marini *et al.* 1967), bem como por associações de rochas metavulcanossedimentares metamorfizadas em grau mais elevado, alcançando localmente condições compatíveis com a fusão parcial, como a Formação Água Clara (Marini *et al.* 1967), a Sequência Perau (Piekarz 1981) e o Complexo Embu (Hasui 1975, Hasui & Sadowski

1 - Pós-Graduando do Programa de Geoquímica e Geotectônica da USP e geólogo da CPRM- Serviço Geológico do Brasil -SUREG-SP. Rua Barata Ribeiro 357, Bela Vista, São Paulo. CEP:01308-000. e-mail: nokontiki@hotmail.com
 2 - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Rua do Lago 562, Cidade Universitária, São Paulo. CEP: 05508-900. e-mail: rmachado@usp.br
 1 - Geólogo da CPRM- Serviço Geológico do Brasil. E-mail: cvasconcelos@hotmail.com.

1976). Estas associações metamórficas são intrudidas por corpos granitóides cálcio-alcálinos (Fig. 1) e deformadas por um complexo arranjo de zonas de cisalhamento de alto ângulo, de movimentação direcional dextral que, segundo Fiori (1992), Campanha (1991) e Silva *et al.* (1998), corta uma trama tectônica de baixo ângulo. Posteriormente, Hasui (1986) incluiu as citadas unidades no denominado Bloco São Paulo. São ainda problemáticas as relações estratigráficas entre as rochas incluídas no Grupo Açungui com as de grau metamórfico mais elevado, assim como as correlações estratigráficas regionais, proliferando assim denominações locais e correlações entre unidades estratigráficas distintas (ver Campanha 1991, Fassbinder 1997).

A Faixa Apiaí tem sido estudada em seus mais distintos segmentos (Soares 1988, Fiori 1990, 1992, Campanha 1991, Fassbinder 1997). Apesar das controvérsias, vários autores têm assinalado a importância das zonas de cisalhamento direcionais dextrais e o papel da tectônica transpressiva no seu contexto de história evolutiva, sendo isto estendido para toda a Faixa Ribeira na região sudeste do Brasil (Dayan & Keller 1990, Ebert *et al.* 1991, Corrêa Neto *et al.* 1993, Machado & Endo 1993 a e b, Endo & Machado 1993, Ebert *et al.* 1993 a e b, Ebert & Hasui 1998). Este padrão deformacional seria resultado de uma tectônica colisional oblíqua, após uma subducção de crosta oceânica de posição e cinemática ainda controversas (ver Fiori 1990, Campanha 1991, Basei *et al.* 1992, Ebert *et al.* 1993 b, Reis Neto 1994,

Fassbinder 1997, Ebert & Hasui 1998, dentre outros), ocorrida na orogênese Brasileira/Pan-africana (Tassinari 1988, Siga Jr. 1995, Basei *et al.* 1998, Machado *et al.* 1996).

O Domínio Costeiro (DC), limitado a norte pela Zona de Cisalhamento Lancinha-Cubatão, de movimentação direcional dextral, estende-se para sul até o litoral (Fig. 1). Hasui (1986) denominou este domínio de Bloco Vitória. Esta delimitação corresponde à de Bistrichi *et al.* (1981) para o Complexo Costeiro, que seria composto no Estado de São Paulo principalmente por gnaisses indiferenciados, metamorfisados na fácies anfibolito, incluindo ainda granulitos e rochas supracrustais de baixo grau metamórfico, denominada "Seqüência Cachoeira" (Batolla Jr. *et al.* 1981, Silva *et al.* 1981), a qual foi interpretada por Silva (1981) como rochas supracrustais arqueanas, provavelmente *greenstone belts*. Os granulitos são representados por núcleos charno-enderbíticos isolados, em associação com gnaisses kinzigíticos e ortognaisses, como o Maciço de Itatins (Sadowski 1974) e o Complexo Serra Negra (Silva *et al.* 1981). As rochas gnáissicas indiferenciadas receberam várias denominações, como Complexo Gnáissico-Migmático (Dantas *et al.* 1987), Complexo Pré-Setuva (Biondi, 1983) e Complexo Atuba (Siga Jr. 1995, Silva *et al.* 1998). Para Dantas *et al.* (*op. cit.*), a unidade gnáissica sobrepõe-se à unidade de granulítica e à Seqüência Cachoeira.

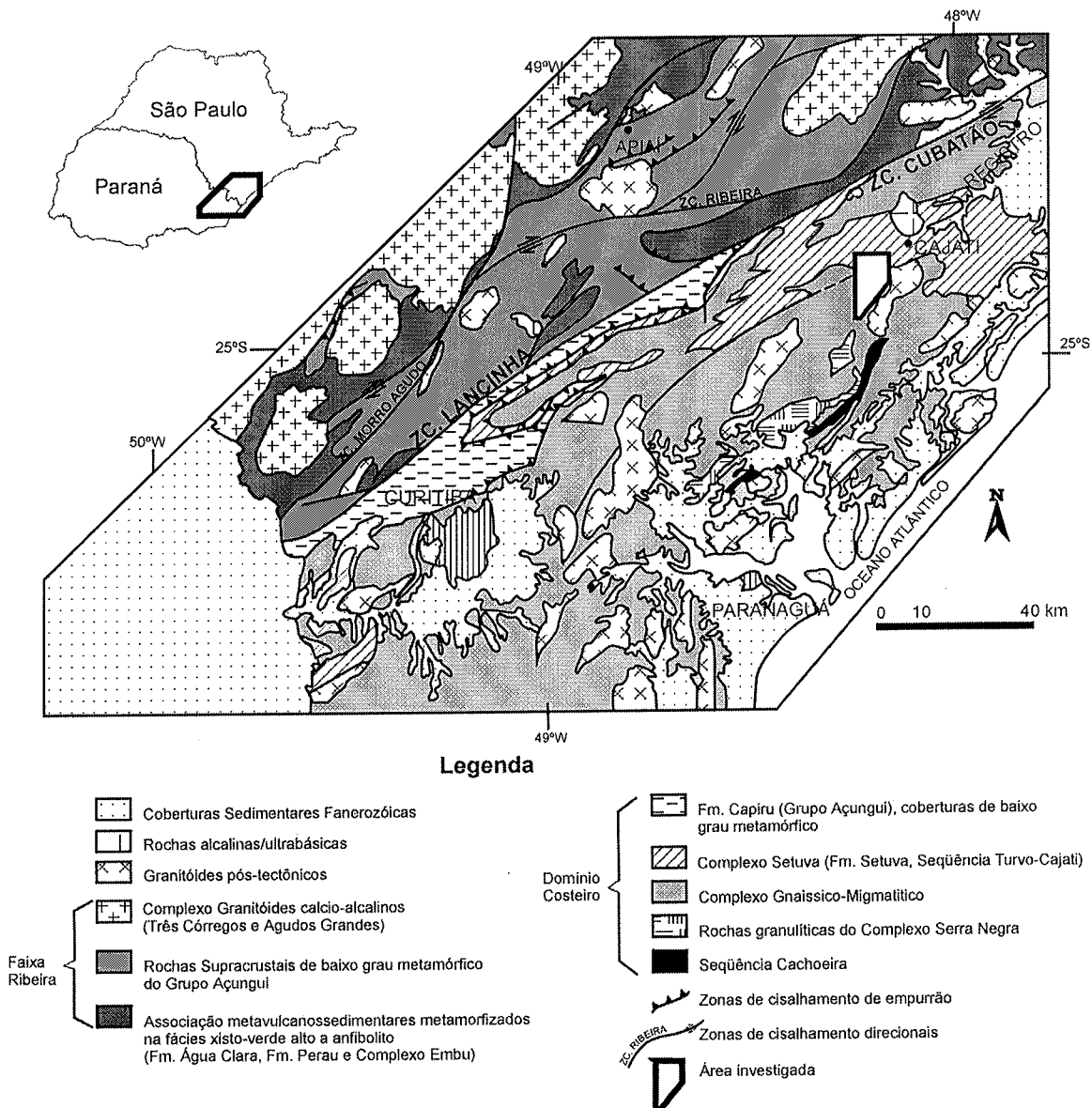


Figura 1 – Mapa regional do sul do Estado de São Paulo e leste do Paraná, mostrando as principais unidades litoestratigráficas regionais e os dois maiores compartimentos tectônicos (Faixa Apiaí e Domínio Costeiro) reconhecidos no sul do Estado de São Paulo (modificado de Campanha 1991).

No DC ocorrem ainda coberturas metassedimentares metamorfisadas na fácies xisto-verde a anfibolito. No Estado do Paraná foram caracterizadas as Formações Setuva (Bigarella & Salamuni 1956 a e b), composta por micaxistos e gnaisses, e Capiru (Bigarella & Salamuni *op. cit.*), esta última considerada pelos autores como do Grupo Açungui. O posicionamento estratigráfico da Formação Setuva, sua extensão e correlações com outras unidades, é uma questão ainda não resolvida na região (ver diversos trabalhos de síntese citados no início deste artigo). Recentemente, alguns autores propuseram que pelo menos parte da Formação Setuva poderia representar uma tectonofácies correlata à Formação Capiru e seu embasamento (Fiori 1994, Yamato 1999). A porção da Formação Capiru, caracterizada por quartzitos, metapelitos e metacalcários, é considerada como uma sedimentação marinha plataformar (Silva *et al.* 1998, Yamato 1999), metamorfisada na fácies xisto-verde e intensamente deformada no Neoproterozóico (Fiori 1990, Silva *et al.* 1998, Yamato 1999). No Estado de São Paulo, Silva *et al.* (1981) caracterizaram a Seqüência Turvo-Cajati que, tradicionalmente, era posicionada no Grupo Açungui (Cordani *et al.* 1971, Melcher *et al.* 1973). Silva & Algarte (1981 a e b) e subdividiram-na em três subseqüências sem conotação estratigráfica, designadas de "Subseqüência Cajati", de natureza metapelítica, "Subseqüência Turvo-Areado", predominantemente metapsamítica, e "Subseqüência Capela do Cedro", onde predominam mármores dolomíticos e calcíticos, e rochas cálcio-silicáticas. Os mesmos autores consideraram esta unidade como pré-Açungui. O metamorfismo varia da fácies xisto-verde a anfibolito alto, alcançando localmente a anatexia (Silva & Algarte *op. cit.*). Hasui & Oliveira (1984) englobam a Seqüência Turvo-Cajati no Complexo Setuva, de idade pré-Açungui.

Estudos geocronológicos recentes (Siga Jr. 1995, Picanço *et al.* 1998), envolvendo diferentes sistemáticas isotópicas, em rochas granulíticas e ortognáissicas do domínio em pauta, forneceram idades arqueanas e paleoproterozóicas, com idades U/Pb concentradas em

torno de 2.1 Ga, com importante retrabalhamento/migmatização no Ciclo Brasileiro. Esta evolução policíclica já havia sido assinalada por diversos autores, apesar da utilização de métodos com menor valor interpretativo (Cordani & Bittencourt 1967, Battola Jr. *et al.* 1977 e 1981, Campagnoli 1996).

Estruturalmente, o DC é pouco conhecido, tendo sido desenvolvidos trabalhos envolvendo essencialmente análise geométrica (Sadowski 1974, Carneiro *et al.* 1979, Silva *et al.* 1977, Silva & Algarte 1981 b, Campos Neto 1983, Campagnoli 1996, entre outros). Campos Neto (1983), estudando a mesma região focalizada neste trabalho, identificou uma estruturação principal em *nappes* anticlinais associadas a cavalgamentos, com vergência para NW. Posteriormente, Campagnoli (1996), referendou esta estruturação principal. Fiori (1992), ao estudar rochas da Formação Capiru, identificou uma estruturação imbricada em *duplexes* com vergência de topo para SE. Esta estruturação foi admitida como regional para o segmento do Domínio Costeiro a sul da zona de cisalhamento Lancinha-Cubatão e a norte dos terrenos granulíticos do CLA (Campanha 1991, Siga Jr. 1995), correspondente à área de afloramento do Complexo Atuba. A estruturação regional deste segmento seria semelhante à estruturação proposta por Fiori (1992) para a Formação Capiru, enquanto no CLA predomina uma franca orientação noroeste das foliações miloníticas (Siga Jr. 1995).

Embora diversos autores tenham propostos, com base na teoria da tectônica de placas, modelos de compartimentação tectônica regional para o DC, são ainda escassos os dados cinemáticos disponíveis para uma avaliação efetiva destes modelos.

GEOLOGIA LOCAL Foram individualizadas três associações litológicas, que se acham representadas em mapa (Fig. 2). Estas associações são aqui descritas sem uma conotação estratigráfica. A primeira associação é composta por biotita-hornblenda gnaisses (ortognáisses) cinza, bandados a laminados, com notável trama

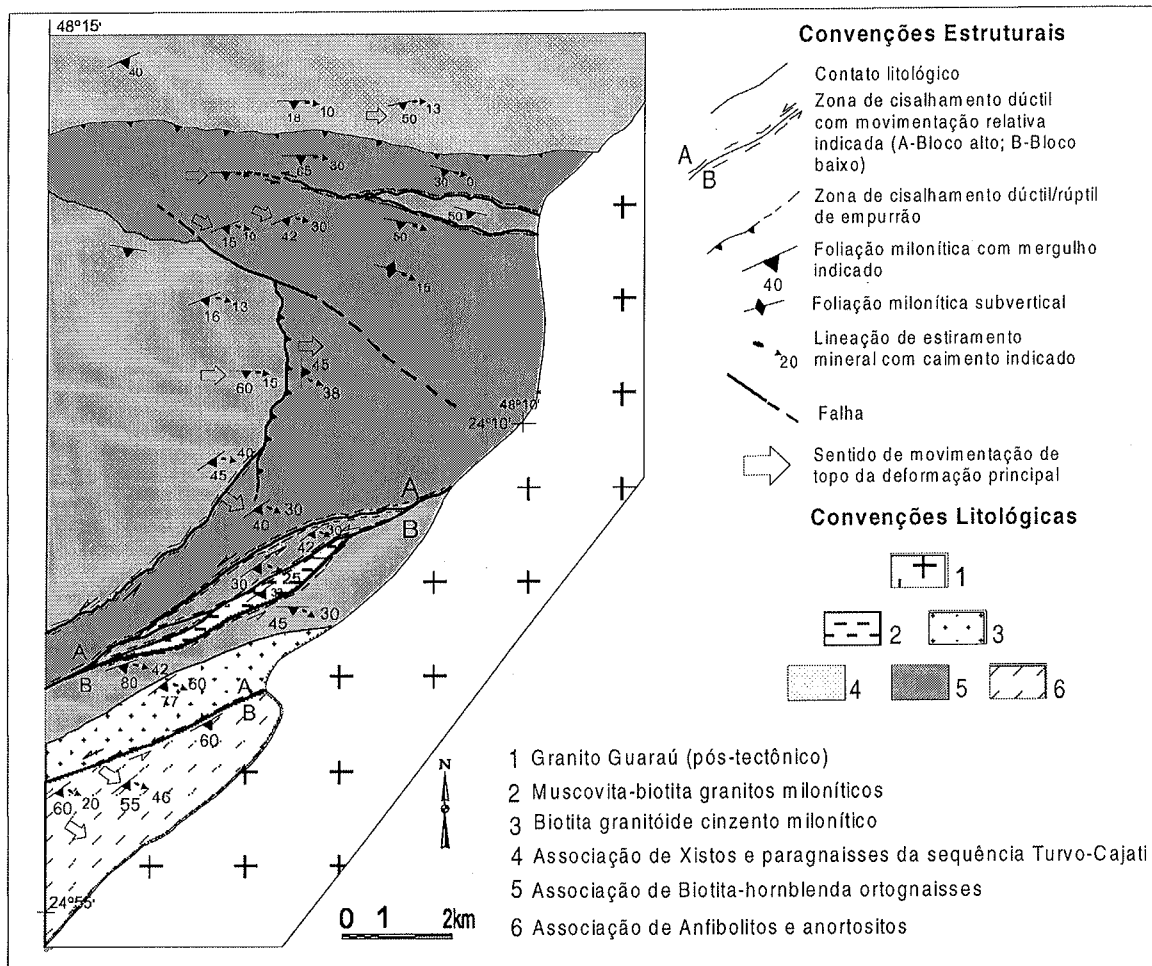


Figura 2- Mapa geológico-estrutural da área estudada.

milonítica. São rochas de granulação fina a média, localmente porfiroclásticas. Esta unidade apresenta frequentemente níveis boudinados de anfibolito. A leste da área investigada são frequentes *boudins* de rochas de composição ultrabásica (talco xistos). O bandamento é dado por uma alternância composicional entre leitos claros, de composição tonalítica a granodiorítica, mais raramente granítica, e leitos máficos anfibolíticos. Estes gnaisses ocorrem tectonicamente intercalados com a associação metassedimentar, sendo correlatos aos gnaisses Capelinha e Barra do Queimado de Campos Neto (1983), e aos Gnaisses do Complexo Gnáissico-Migmatítico indiferenciado de Silva e Algarte (1981 a e b), considerado como embasamento das associações metassedimentares.

A segunda associação, correlata à sequência Turvo-Cajati (Silva e Algarte 1981 a) e aos xistos Capelinha e Forquilha de Campos Neto (1983), é caracterizada por (sillimanita)-(estauroilita)-(granada)-biotita-moscovita xistos grossos, com subordinações de (cianita)-sillimanita-moscovita-biotita gnaisses e sillimanita-granada-biotita-muscovita gnaisses migmatíticos, mármore dolomíticos, quartzitos micáceos e rochas cálcio-silicáticas. Ocorrem também granitos miloníticos a duas micas, concordantes com a estruturação geral das rochas encaixantes, mapeáveis na escala do trabalho efetuado (Fig. 2).

A terceira associação, sobreposta tectonicamente às duas anteriores, é composta por (biotita)-hornblenda anfibolitos melanocráticos, de granulação média a grossa, contendo intercalações de anortositos e gnaisses tonalíticos subordinados, nestes últimos sendo característica a presença de quartzo azulado. No contato desta associação com a associação metassedimentar, encaixado em zonas de cisalhamento de alto ângulo (Fig. 2), ocorre expressivo corpo de biotita granito cinza a rosado, milonítico a protomilonítico, de direção ENE, contendo enclaves microgranulares dioríticos.

GEOLOGIA ESTRUTURAL Estruturação Principal As rochas na área estudada são caracterizadas por uma conspícua foliação milonítica, penetrativa em todas as litologias. Nos ortognaisses (primeira associação) a foliação é materializada pela orientação preferencial dos minerais constituintes, sendo paralela a um bandamento composicional muito regular e de espessura variável, com estrutura frequentemente laminada, de aspecto listrado. Nestas mesmas rochas, lâminas e/ou bandas de anfibolito, de espessura milimétrica até decimétrica, intercalam-se com níveis mais claros de espessura similar, mostrando contatos extremamente retílicos e contínuos por dezenas de metros. A regularidade e o caráter rítmico entre as bandas/lâminas destes gnaisses, são muito semelhantes à estrutura dos gnaisses descritos como *straight gneisses* por Smit & Van Reenen (1997). As bandas de anfibolito mostram frequentemente estruturas *pinch-and-swell* e *boudins*, com zonas de estricção seccionadas por bandas de cisalhamento dúcteis extensionais. As rochas xistosas da associação metassedimentar apresentam uma foliação milonítica em domínios (Hobbs *et al.* 1976), grossa e anastomosada, conferindo uma marcante geometria lenticular aos xistos. Estas rochas, quando migmatizadas, apresentam uma foliação milonítica paralela ao bandamento composicional, onde bandas lenticulares de composição granítica, frequentemente com foliações oblíquas aos contatos, intercalam-se com bandas ricas em minerais micáceos. As rochas anfibolíticas apresentam uma foliação milonítica anastomosada, localmente paralela a um bandamento composicional, onde bandas melanocráticas, ricas em hornblenda, intercalam-se com bandas ricas em plagioclásio. Nas rochas de composição tonalítica desenvolve-se uma foliação milonítica grossa em domínios. Nesta unidade é marcante o caráter heterogêneo da deformação, tendo sido observadas porções menos deformadas com estruturas primárias preservadas.

Em projeção estereográfica (Fig. 3a, b, c e d), as foliações miloníticas mostram uma distribuição geral semelhante em todas as associações mapeadas, embora hajam diferenças aparentes entre as distribuições dos pólos. Exceto para o domínio onde os ortognaisses têm uma orientação da foliação milonítica próxima de N-S, com mergulhos moderados para E (Fig. 3b), o estereograma geral das foliações, para as rochas desta unidade (Fig. 3a), mostra uma concentração bem marcada que sugere uma estruturação em baixo ângulo com mergulho para SSE. Este padrão é mais complexo nos metassedimentos, ocorrendo concentrações principais compatíveis com planos de foliação orientados EW, com mergulhos variáveis para S (máximos: 28 a 62°), e concentrações secundárias que também delinham guirlandas compatíveis com planos orientados NE-SW e NW-SE, e mergulhos baixo a

alto, para S (Fig. 3c). Em ambos os grupos, no entanto, as guirlandas são incompletas, não ocorrendo planos com mergulhos para norte, exceto em planos subverticais. Nos anfibolitos e granitóides, aflorantes no extremo sul da área (Fig. 2), as foliações são de direção ENE e mergulhos íngremes para SSE (Fig. 3d).

Nos planos da foliação milonítica desenvolve-se uma forte lineação de estiramento mineral observada em quase todos os afloramentos. Nos ortognaisses (primeira associação) e nos anfibolitos (terceira associação), esta lineação é materializada por cristais ou agregados de hornblenda, feldspato e biotita estirados. Nos metassedimentos (segunda associação), a lineação é dada por agregados de sillimanita, quartzo, feldspato e micas. Esta lineação, em projeção estereográfica, mostra uma concentração consistente para N108 e N107, com caimento variando de 24 a 34° nos ortognaisses e metassedimentos, respectivamente (Fig. 3e e 3g). Nos anfibolitos, as lineações têm direção semelhante, mas com uma obliquidade maior, caindo em torno de 50° (Fig. 3f). Na maior parte dos afloramentos descritos, desenvolvem-se tramas planares e lineares, caracterizando tectonitos S-L e, secundariamente, tectonitos L.

Na área mapeada são observadas dobras com a superfície axial paralela à foliação milonítica principal. De modo geral, estas estruturas afloram localmente, predominando amplamente estruturas planares que não delinham dobras. Em perfil, as dobras observadas são fechadas a isoclinais, com flancos adelgaçados, localmente rompidos, e zonas apicais espessadas (dobras da classe 3 de Ramsay 1967). Localmente são dobras do tipo similares ou da subclasse 1C, por vezes desenraizadas, com zonas de charneira preservadas em *microlithons* na foliação milonítica. Estas zonas de charneira mostram-se associadas frequentemente com estruturas lineares do tipo *mullions*. Os eixos destas estruturas são sub-paralelos à lineação de estiramento-mineral (Fig. 3h). Localmente, são observados eixos curvos nas zonas de charneira de dobras em bainha (Fig. 4a).

Cinemática da Deformação Principal As estruturas assimétricas indicativas do sentido de cisalhamento observadas foram os pares de foliações SC (Berthé *et al.* 1979, Lister & Snoke 1984), porfiroclastos do tipo sigma (Passchier & Simpson 1987) e *boudins* sigmoidais (Goldstein 1988). Estas estruturas sugerem, consistentemente, movimentação oblíqua com componente extensional de topo para ESE e componente direcional sinistral. Associam-se também zonas de cisalhamento direcionais sinistrais, e extensionais, com lineação de estiramento *down-dip*. Esta variação dos movimentos é dada por uma mudança de obliquidade da lineação de estiramento-mineral na foliação milonítica, porém mantendo-se sempre paralela nos domínios de foliações de baixo e alto ângulo. A figura 4 mostra exemplos de estruturas indicativas do sentido de rotação do fluxo durante a deformação principal. Nos ortognaisses laminados observam-se zonas de cisalhamento discretas, associadas à dobras assimétricas com rompimento paralelo à superfície axial. Estas zonas discretas promovem o descolamento e transporte do bandamento com cinemática compatível com a sugerida por outras estruturas.

As bandas anfibolíticas nos ortognaisses apresentam estruturas do tipo *boudins* e *pinch-and-swell*, que são seccionadas na região de estricção por bandas de cisalhamento extensionais com cinemática sintética em relação à movimentação principal (Fig. 4h). Esta relação implica a rotação antitética dos segmentos boudinados, originando estruturas *back-rotated* com relação ao sentido de fluxo principal (Hanmer, 1986). Ocorrem com frequência mobilizados graníticos em zonas surréticas dos *boudins*, sugerindo que a deformação ocorreu em condições metamórficas da fácies anfibolito.

Estruturas Tardias As estruturas tardias, superpostas à estruturação principal, são representadas por dobras assimétricas, crenulações e zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis de empurrão. Estas estruturas não são abundantes na área. As dobras são de perfis abertos a suaves, com zonas de charneira de geometria em geral cilíndrica, assimétricas, com vergência geral para norte. Os eixos destas estruturas, em estereograma, apresentam concentração para 108/11 e secundariamente para 091/18 (Fig. 3e). O desenvolvimento destas estruturas é local, restringindo-se à escala de afloramento.

As zonas de cisalhamento tardias, mapeadas nos contatos basais da unidade de ortognaisses com os metassedimentos, apresentam orientação variável ENE-WSW a N-S. Estas zonas são caracterizadas, geometricamente, por um arranjo anastomosado de planos micáceos discre-

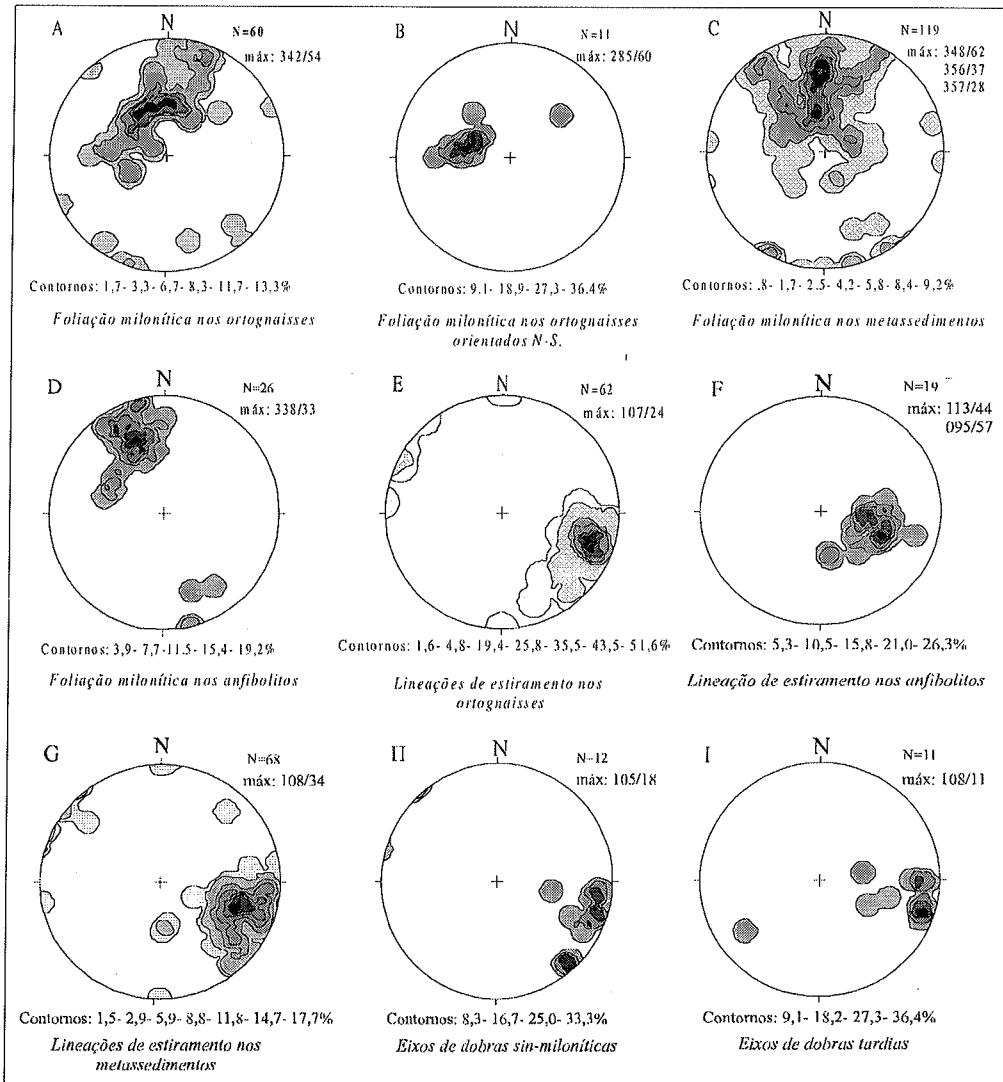


Figura 3 - Projeções estereográficas (hemisfério inferior) dos pólos da foliação milonítica principal e das lineações de estiramento-mineral em rochas das diferentes associações, e dos eixos de dobras sin-miloníticas e tardias na área mapeada.

tos, espaçados, que cortam o bandamento anterior. A geometria das estruturas sigmoidais sugere movimentação geral de empurrão para norte, em nível estrutural relativamente mais raso.

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES As associações litológicas mapeadas foram sujeitas a uma fase de deformação principal, associada a um cisalhamento não coaxial, responsável pela geração de uma forte foliação milonítica e de uma lineação de estiramento mineral, penetrativas em todos os litotipos. Os indicadores cinemáticos sugerem um sentido de cisalhamento sinistral oblíquo, com componente extensional de topo para ESE. Além disso, associam-se movimentos direcionais sinistrais. A explicação destas estruturas é compatível com um regime cinemático transtracional, como discutido originalmente por Harland (1971).

Geometricamente, pode-se considerar a cinemática caracterizada neste trabalho como o resultado de empurrões dobrados com vergência para E-SE. Contudo, os dados levantados em toda a área do projeto não favorecem esta interpretação pelos seguintes aspectos: (i) ausência de domínios estruturados em baixo ângulo por empurrões com vergência para E-SE, nas duas folhas 1:50.000 mapeadas, tanto a norte quanto a sul da área em questão; (ii) ausência de estruturas dobradas em escala de mapa; (iii) ausência de uma distribuição simétrica de unidades correlatas, que justifique a interpretação de empurrões dobrados.

A existência de uma foliação milonítica principal com mergulhos de baixo a alto ângulo (Fig. 3), contendo lineação de estiramento mineral sempre paralela, é aqui interpretada como resultado da partição

da deformação num regime deformacional transtrativo. Isto é reforçado pela escassez na escala de afloramento de dobras posteriores a esta foliação.

A estruturação principal finita de toda a área é compatível em termos geométricos com planos sigmoidais mergulhando para sul (Fig.3). Os domínios de alto ângulo são materializados por zonas de cisalhamento direcionais e oblíquas com componente extensional na parte norte, passando para oblíquas extensionais, a sul. Apesar desta variação, as lineações de estiramento são paralelas em ambos os segmentos e a cinemática é compatível com o desenvolvimento sincrônico destas estruturas. Este regime deformacional ocorreu em condições de metamorfismo da fácies anfibolito, no grau médio de Winkler (1979), sendo compatível com a deformação dúctil do plagioclásio e de anfibólios nos ortognaisses e anfibolitos.

O paralelismo entre os eixos das dobras sin-miloníticas com a lineação de estiramento mineral indica deformação cisalhante intensa, alcançando valores elevados de *shear strain* (Escher & Watterson 1973, Williams 1978). Esta deformação foi responsável pelo giro dos eixos das dobras para a direção de transporte, levando à geração de dobras em bainha (Cobbold & Quinquis 1980, Alsop 1992, Mies 1993).

O significado regional desta tectônica extensional necessita ainda de estudos estruturais, microtectônicos, metamórficos e geocronológicos complementares.

Observações efetuadas em lâminas delgadas permitiram avaliar e discutir alguns aspectos importantes entre metamorfismo e deformação. A presença de cristais bem formados de moscovita em contato

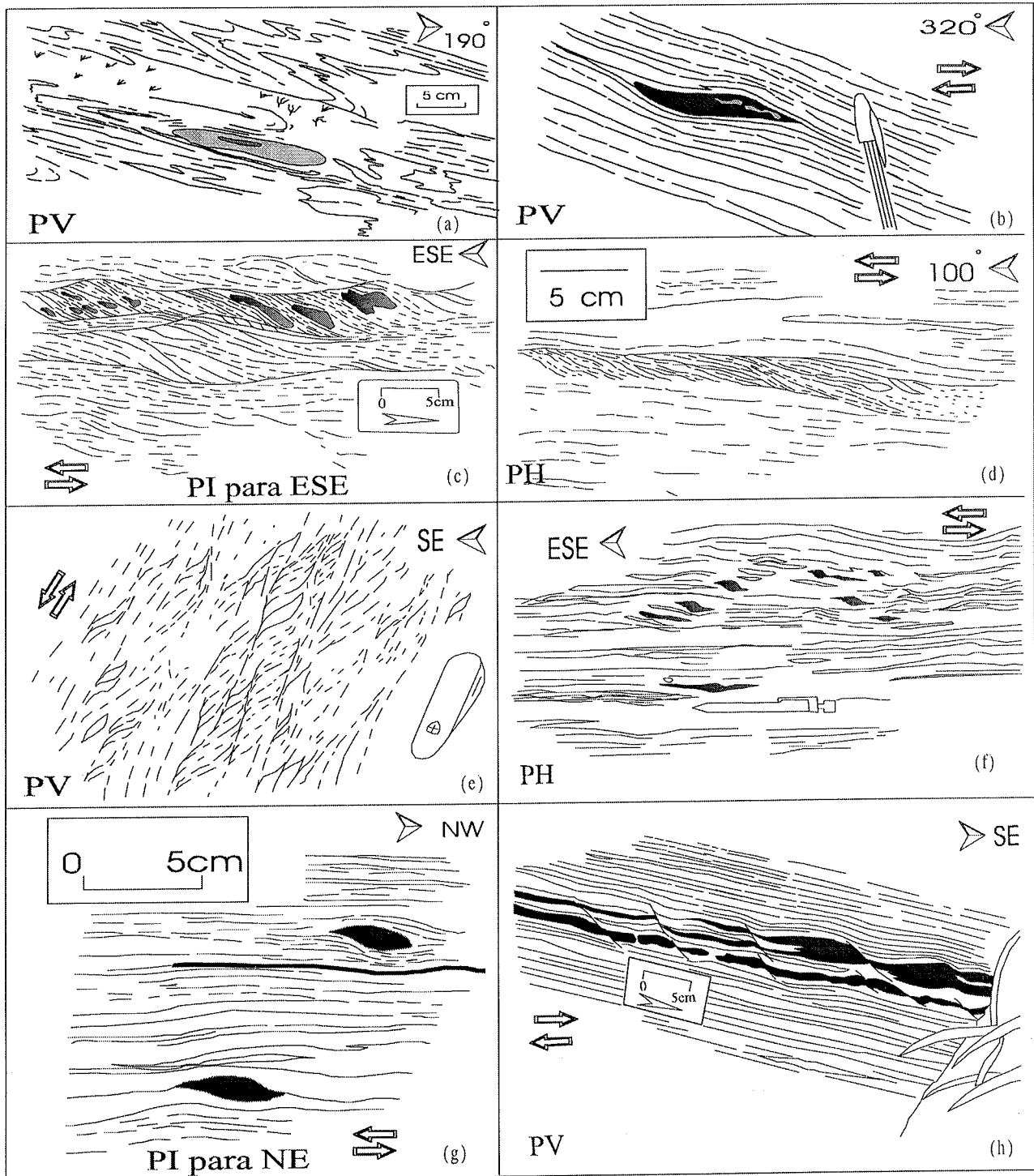


Figura 4 – Desenhos feitos a partir de fotos de afloramentos de estruturas indicadoras do sentido de cisalhamento. (4a)- seção paralela ao plano ZY do elipsóide de deformação finita de dobra em bainha; (4b e g)- boudins assimétricos; (4c, d e e)- Pares de foliações S-C; (4f)- porfiroclastos assimétricos do tipo s; (4h)- boudins com rotação antitética. O sentido de cisalhamento e a orientação das seções de observação são também assinaladas. PH- Plano horizontal; PV – Plano vertical; PI- Plano inclinado; Seções subparalelas ao plano XZ do elipsóide de deformação finita.

com quartzo em rochas metapelíticas é compatível com o grau médio (Winkler 1979). Os minerais ocorrem em arranjos planares e lineares no plano da foliação milonítica principal, sugerindo que a deformação principal ocorreu em condições de pressão e temperatura em que esta paragenese é estável. Outra relação paragenética importante é presença de cianita e sillimanita (fibrolita), sendo esta última a fase dominante e ocorre substituindo a cianita, inclusive com a formação de pseudomorfos, uma evolução do caminho PTt para o metamorfismo no sentido horário. A presença do par cianita e sillimanita sugere que a migmatização tenha ocorrido em condições de pressões intermediárias

(Myashiro 1973, Yardley 1989), como já assinalado por Silva & Algarte (1981 a) e Campagnoli (1996). Uma questão a ser esclarecida é se esta transformação é devida somente a um aumento de temperatura, ou se ela ocorreu por um decréscimo substancial da pressão no metamorfismo progressivo. Com base na tectônica caracterizada neste trabalho, a segunda hipótese parece no momento a mais plausível. Por outro lado, a ausência de evidências petrográficas conclusivas, de que as rochas metassedimentares e ortoderivadas teriam sofrido retrogradações generalizadas durante a fase de milonitização principal, é sugestivo de que o padrão tectônico identificado neste trabalho foi

implantado numa crosta previamente espessada durante o mesmo evento metamórfico. Em lâmina delgada, todos os litotipos apresentam feições características de recristalização dinâmica, notadamente no quartzo. Os contatos de grãos são irregulares e reentrantes. Os cristais mostram feições como bandas de deformação e extinção ondulante. Observam-se texturas de manto e núcleo, com coexistência de grãos poligonizados, por vezes livres de deformação nas bordas, com porfiroclastos exibindo bandas de deformação e extinção ondulante e subgrãos. Estas características microestruturais favorecem a interpretação de recristalização dinâmica (Hobbs *et al.* 1976, Passchier & Trouw 1997). Esta feição é instável (Passchier & Trouw *op cit.*), sugerindo que a deformação instalou-se após o pico do metamorfismo e foi seguida por resfriamento relativamente rápido, a julgar pela abundância de minerais hidratados.

Os dados geocronológicos disponíveis sobre a área estudada sugerem idade Neoproterozóica para a deformação e metamorfismo a partir de protólitos paleoproterozóicos (Cordani & Bittencourt 1967, Siga Jr 1995, Campagnoli 1996). Campagnoli (1996) obteve idades de resfriamento (K/Ar) de 565 ± 39 Ma, em hornblenda dos ortognaisses, de 527 ± 26 Ma, em biotita do mesmo afloramento e, de 587 ± 21 Ma, em flogopita de metassedimentos. Estes dados foram interpretados pelo autor como idades mínimas da deformação milonítica. Datações U/Pb em zircões efetuadas por Vasconcelos *et al.* (1999), em corpo de biotita granito do contato entre as rochas básicas e os metassedimentos, forneceram a idade de 740 ± 140 Ma, que é aqui interpretada como idade máxima para a deformação.

Inúmeros autores têm relacionado a tectônica extensional ao ambiente compressivo associado ao espessamento de crosta continental, decorrente da subdução ou colisão continental. Esta tectônica, descrita nos Andes (Dalmayrac & Molnar 1981), nos Himalaias (Royden &

Burchfield 1987) e no oeste norte-americano (Coney & Harms 1984), tem sido associada classicamente ao colapso gravitacional de segmentos das porções mais elevadas de cadeias orogênicas, sendo esta uma feição típica da crosta superior a média. Por outro lado, Doglioni (1995) relaciona outros processos que poderiam explicar esta mesma tectônica em ambientes compressivos. Na área estudada é ainda prematura a vinculação das zonas de cisalhamento transtrativas a um modelo genético. É possível que o regime tectônico caracterizado neste trabalho represente uma feição local, originado pela variação da orientação ou pela terminação de zonas de cisalhamento, ou então ele possa representar uma feição tectônica regional, cujo significado deve ser ainda investigado.

Em função do modelo proposto e dos dados até então disponíveis, cabe salientar a existência de uma possível relação entre a tectônica evidenciada neste trabalho e os granitos alcalinos da suíte Serra do Mar. Este magmatismo tem sido interpretado como associado a um provável ambiente extensional no intervalo de 550 a 600 Ma (Kaul 1997, Siga Jr. 1995). Na área em questão ocorre o batólito do Guaraú, orientado aproximadamente N30E, que compõe o limite oriental da área estudada (Fig. 3). Embora este corpo corte a trama tectônica das rochas encaixantes, ele poderia estar vinculado geneticamente ao regime tectônico caracterizado no presente trabalho.

Agradecimentos À Secretaria de Energia do Estado de São Paulo e à CPRM – Serviço Geológico do Brasil, pelo suporte financeiro e operacional; ao Prof. Dr. Yociteru Hasui pelas discussões no campo; aos geólogos Arlindo Akio Yamato e Paulo César Santarém da Silva da CPRM-BH, pelas discussões e ajuda com diversas ilustrações; ao Prof. Dr. Hardy Jost e dois revisores anônimos, cujas sugestões foram importantes para a melhoria do trabalho.

Referências

- Algarite J. P., Daitx E. C., Cunha H. C. da S., Cavalcante J. C., Yamamoto K., Kaefer L. Q., Chieregati L. A. 1974. *Projeto Sudeste do Estado de São Paulo: Folha São Paulo (SF23-Y-C) - relatório final*. São Paulo, DNPM/CPRM, 5vol.
- 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, Plenum, 411-446.
- Alsop G. I. 1992. Progressive deformation and the rotation of contemporary fold axes in the Ballybofey Nappe, north-west Ireland. *Geological Journal*, 27:271-283.
- Basei M. A. S. 1985. *O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina*. São Paulo. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 185p.
- Basei M. A. S., Siga Jr. O., Machiavelli A. 1990. Tectonic relationship between the Dom Feliciano Belt and the Joinville Massif, Southern Brazil. In: SBG, Workshop "Geoquímica Isotópica, Lito-Geoquímica e Geocronologia das Regiões Sul e Sudeste do Brasil", São Paulo, *Boletim de Resumos*, 1:17-19.
- Basei M. A. S., Siga Jr. O., Machiavelli A., Mancini F. 1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os cinturões Ribeira e Dom Feliciano - PR-SC. *Revista Brasileira de Geociências*, 22:216-221.
- Basei M. A. S., McReath I., Siga Jr. O. 1998. The Santa Catarina Granulite Complex of Southern Brazil: A Review. *Gondwana Research*, 1:383-391.
- Batolla Júnior F., Hama M., Lopes Júnior I. 1977. Idades radiométricas Rb/Sr e K/Ar em rochas cristalinas da região leste do Paraná. In: SBG, Simpósio Regional de Geologia, 1, São Paulo, *Atas*, 324-337.
- Batolla Júnior F., Silva A. T. S. F. da, Algarite J. P. 1981. O pré-cambriano na região sudeste do Estado de São Paulo e este-nordeste do Estado do Paraná. In: SBG, Simpósio Regional de Geologia, 3, Curitiba, *Atas*, 1:94-108.
- Berthé D., Choukroune P., Jegouzo P. 1979. Ortho-gneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the south Armorican shear zone. *Journal of Structural Geology*, 1:31-42.
- Biondi J. C. 1983. *Mapa geológico da área do embasamento do Estado do Paraná, esc.: 1:250.000*. Curitiba, MINEROPAR.
- Bigarella J. J. & Salamuni R. 1956 a. Estudos preliminares na Série Açungui V: estruturas orgânicas nos dolomitos da Formação Capiru - PR. *Dusenja*, 7:317-323.
- Bigarella J. J. & Salamuni R. 1956 b. Estudos preliminares na Série Açungui VI: algumas estruturas sin-genéticas nos dolomitos da Formação Capiru. *Arquivo de Biologia Técnica*, pp.: 11-97.
- Bistrichi C. A., Carneiro C. D. R., Dantas A. S. L., Ponçano W. L., Campanha G. A. C., Nagata N., Almeida M. A., Stein D. P., Melo M. S., Cremonini O. A. 1981. *Mapa geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000*. São Paulo, IPT/PRÓ-MINE-RIO/PROMOCET, 126p. (volume1).
- Campagnoli F. 1996. *Considerações sobre a geologia da Sequência Turvo-Cajati, na região do alto Rio Jacupiranguinha, SP*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 93p.
- Campanha G. A. da C. 1991. *Tectônica proterozóica no alto e médio Vale do Ribeira, estados de São Paulo e Paraná*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 296p.
- Campanha G. A. da C., Bistrichi C. A., Almeida M. A. 1987. Considerações sobre a organização litoestratigráfica e evolução tectônica da faixa de dobramentos Apiaí. In: SBG, Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 3, Curitiba, *Atas*, 2:725-742.
- Campos Neto M. C. 1983. Os gnaisses do alto Jacupiranguinha e xistos Cajati: relações estruturais e estratigráficas. In: SBG, *Simpósio Regional de Geologia*, 4, São Paulo, *Atas*, pp.: 91-102.
- Carneiro C. D. R., Santoro E., Rodrigues E. P., Hasui Y. 1979. Evolução geológica do pré-cambriano da Baixada Santista. In: SBG, Simpósio Regional de Geologia, 2, Rio Claro, *Atas*, 1:31-45.
- Chiodi Filho C. 1984. Contribuição a geologia das regiões sul paulista e leste paranaense, grupos Açungui e Setuva. In: SBG, SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, *Atas*, 5:2394-2406.
- Cobbold P. R. & Quinquis H. 1980. Development of sheath folds in shear regimes. *Journal of Structural Geology*, 7:119-126.
- Coney P. J. & Harms T. A. 1984. Cordilleran metamorphic core complexes: Cenozoic extensional relicts of Mesozoic compression. *Geology*, 12:550-554.
- Cordani U. G. & Bittencourt I. 1967. Determinações de idades potássio/argônio em rochas do Grupo Açungui. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 21, Curitiba, *Anais*, pp.: 159-165.
- Cordani U. G., Girardi V. A. V., Gomes C. B., Lellis H. S., Melcher G. C., Melfi A. J. 1971. Geologia da folha Eldorado (SP). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 25, São Paulo, *Anais, Boletim Especial*, pp.: 176.
- 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.
- Daitx E. C. 1985. *Uma análise crítica dos chamados grupos Setuva e Açungui na região do Vale do Ribeira (SP e PR)*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Exame de Qualificação, 178p.
- Dalmayrac B. & Molnar P. 1981. Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraints on the state of stress. *Earth and Planetary Science Letters*, 55:473-481.
- Dantas A. S. L., Gimenez Filho A., Teixeira L. A., Nagata N., Fernandes L. A., Albuquerque Filho J. L., Frascá M. H. B. de. 1987. *Geologia das folhas Juquidá (SG.23-V-A-1-4) e Miracutu (SG.23-V-A-II-3) do Estado de São Paulo*. São Paulo. DMGA/IPT, 2 vol. (Relatório 25.371).
- Dayan H. & Keller J. V. A. 1990. A zona de cisalhamento do Rio Paraíba do Sul nas vizinhanças de Três Rios - RJ: uma análise da deformação dada por algumas feições estruturais. *Revista Brasileira de Geociências*, 19:494-506.
- Doglioni C. 1995. Geological remarks on the relationships between extension and convergent geodynamic setting. *Tectonophysics*, 252:253-268.
- Ebert H. D. & Hasui Y. 1998. Transpressional tectonics and strain partitioning during oblique collision 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*. London, Geological Society 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*, vol. 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*, vol. 12:166-171.

- Endo I. & Machado R. 1993. Sistema de cisalhamento Transatlântico: um modelo tectônico transpressional para o Neoproterozóico do Brasil Oriental. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos 4, Belo Horizonte, *Anais*, vol. 12:356-359.
- Escher A. & Watterson J. 1973. Stretching fabrics, folds and crustal shortening. *Tectonophysics*, 22:223-231.
- Fassbinder E. 1997. *A unidade Água Clara no contexto do Grupo Açungui: um modelo transpressivo de colisão oblíqua no neoproterozóico paranaense*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 207p.
- Fiori A. P. 1990. *Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui a norte de Curitiba*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre Docência, 261p.
- Fiori A. P. 1992. Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui - PR. *Boletim do Ig-USP, Série Científica*, 23:55-74.
- Fiori A. P. 1994. Evolução geológica da bacia Açungui. *Boletim Paranaense de Geologia*, 42:1-27.
- Fragoso César A. R. S. 1980. O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul Riograndense. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú, *Anais*, 5:2879-2892.
- Fragoso César A. R. S. 1991. *Tectônica de placas no ciclo brasiliano: as orogênias dos cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 367p.
- Fragoso César A. R. S., Machado R., Phillip R., Mello F. M., Endo I., Nummer A. R., Preciozzi G. L., Fambrini G. L., Sayeg H. 1998. Terrenos suspeitos a sul da Placa Sanfranciscana (SE da plataforma sul-americana). In: SUG, Congresso Uruguaio de Geologia, 2, Punta del Este, *Atas*, pp.: 1-5.
- Goldstein A. G. 1988. Factors affecting the kinematic interpretation of asymmetric boudinage in shear zones. *Journal of Structural Geology*, 10:707-716.
- Hanner S. 1986. Asymmetrical pull-aparts and foliation fish as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, 8:111-122.
- Harland W. D. 1971. Tectonic transpression in caledonian Spitsbergen. *Geological Magazine*, 108:27-42.
- Hasui Y. 1975. Geologia da folha São Roque. *Boletim do Ig-USP*, 6:157-183.
- Hasui Y. 1986. *Novo modelo geológico do Vale do Ribeira*. São Paulo. IPT, 296p (Relatório 23, 742).
- Hasui Y. & Sadowski G. R. 1976. Evolução geológica do pré-cambriano na região sudeste do Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, 6:182-200.
- Hasui Y. & Oliveira M. A. F. 1984. A Província Mantiqueira - Setor Central. In: F. F. M. Almeida & Y. Hasui (coord.) *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Ed. Edgard Blücher, 378 p.
- Hasui Y., Carneiro C. D. R., Coimbra A. M. 1975. The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 5:257-262.
- Hobbs B. E., Means W. D., Williams P. F. 1976. *An outline of structural Geology*. New York, John Wiley & Sons, 571 p.
- Kaul P. F. T. 1979. Precambriano e epaleozóico do nordeste de Santa Catarina e leste do Paraná: reavaliação de dados e correlação com a África. In: SBG, Simpósio Regional de Geologia, 2, Rio Claro, *Atas*, 1:1-15.
- Kaul P. F. T. 1980. O Cráton de Luis Alves. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú, *Anais*, 5:2677-2683.
- Kaul P. F. T. 1997. *O magmatismo na Serra do Mar e adjacências (sul do Brasil) no final do Neoproterozóico e seus condicionantes tectônicos*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 291p.
- Lister G. S. & Snoke A. W. 1984. S-C mylonites. *Journal of Structural Geology*, 6:617-638.
- Machado N., Valladares C. S., Heilbron M., Valeriano C. M. 1996. U/Pb geochronology of the central Ribeira belt: implications for the evolution of Brazilian orogeny. *Precambrian Research*, 79:347-361.
- Machado R. & Endo I. 1993 a. A megaestrutura em flôr 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*, vol. 12:189-191.
- Machiavelli A., Basei M. A. S., Siga Jr. O. 1991. Geoquímica e geocronologia das granitoides deformados da região de Piên (PR). Provável arco magmático do Proterozóico Superior. In: SGGq, Congresso Brasileiro de Geoquímica, 3, São Paulo, *Resumos*, 1:249-253.
- Machiavelli A., Basei M. A. S., Siga Jr. O. 1993. Suite Granítica Rio Piên: um arco magmático do Proterozóico Superior na Microplaca Curitiba. *Geochimica Brasiliensis*, 7:113-129.
- Mantovani M. S. M., Shukowski W., Basei M. A. S., Vasconcelos A. C. B. C. 1989. Modelo gravimétrico das principais descontinuidades crustais nos terrenos pré-cambrianos dos estados do Paraná e de Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geociências*, 19:367-374.
- Marini O. J., Trein E., Fuck R. A. 1967. O Grupo Açungui no Estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geologia*, 23/25:43-104.
- Melcher G. C., Gomes C. B., Cordani U. G., Bettencourt J. S., Damasceno O. E. C., Girardi V. A. V., Melfi A. J. 1973. Geologia e petrografia das rochas metamórficas e graníticas associadas ao vale do Rio Ribeira de Iguape - SP e PR. *Revista Brasileira de Geociências*, 3:97-123.
- Mies J. W. 1993. Structural analysis of sheath folds in the sylacauga marble group, talladega slate belt, southern Appalachians. *Journal of Structural Geology*, 15:983-993.
- Myashiro A. 1973. *Metamorphism and Metamorphic Belts*. London, George Allen and Unwin, 492p.
- Passchier C. W. & Simpson C. 1987. Porphyroclast system as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, 8:831-843.
- Passchier C. W. & Trouw R. A. J. 1996. *Microtectonics*. Berlin, Springer-Verlag, 289p.
- Picanço J., Tassinari C. C. G., Cordani U. G., Nutman A. P. 1998. Idades U-Pb (SHRIMP), Sm/Nd e Rb/Sr em rochas do Maciço de Itatins (SP): Evidências de Evolução Policíclica. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 70:139-150.
- Piekarz G. F. 1981. Reconhecimento de unidades correlacionáveis à seqüência mineralizada do Perau, estado do Paraná. In: SBG, Simpósio Regional de Geologia, 3, Curitiba, *Atas*, 1:148-154.
- Ramsay J. G. 1967. *Folding and fracturing of rocks*. New York, McGraw-Hill, 568p.
- Reis Neto J. M. 1994. *Faixa Itaiacoca: registro de uma colisão entre dois blocos continentais no neoproterozóico*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 253p.
- Royden L. H. & Burchfield B. C. 1987. Thin-skinned N-S extension within the convergent Himalayan region: gravitational collapse of a Miocene topographic front. In: M. P. COWARD, J. F. DEWEY, P. L. HANCOCK (eds.) *Continental Extensional Tectonics*. Geological Society Special Publication, 28:611-619.
- Sadowski G. R. 1974. Tectônica do complexo magmático da Serra de Cubatão. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Porto Alegre, *Anais, boletim especial*, 1:557-561.
- Siga Jr. O. 1995. *Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e evolução crustal*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 212p.
- Siga Jr. O., Basei M. A. S., Kawashita K. 1990. Perfil térmico K/Ar através do maciço de Joinville (PR e SC) e do cinturão Dom Feliciano (SC) - implicações tectônicas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Anais*, 6:2773-2785.
- Silva A. T. S. F. 1981. Tentativa de interpretação da gênese e evolução da infraestrutura arqueana exposta entre Peruíbe e Curitiba, SP e PR. In: SBG, Simpósio Regional de Geologia, 3, Curitiba, *Atas*, pp.: 133-147.
- Silva A. T. S. & Algarte J. P. 1981 a. Contribuição à geologia da seqüência Turvo-Cajati entre o Rio Pardo e Pariqueira-Açu, Estado de São Paulo I: litologia e petrografia. In: SBG, Simpósio Regional de Geologia, 3, Curitiba, *Atas*, 1:109-120.
- Silva A. T. S. & Algarte J. P. 1981 b. Contribuição à geologia da seqüência Turvo-Cajati entre o Rio Pardo e Pariqueira-Açu, Estado de São Paulo. II: estrutura, metamorfismo e evolução geotectônica. In: SBG, Simpósio Regional de Geologia, 3, Curitiba, *Atas*, 1:121-132.
- Silva A. T. S. F., Chiodi Filho C., Chiodi D. K., Pinho Filho W. D. 1977. *Projeto Santos-Iguape*. São Paulo, DNP/CPRM, 3 vol.
- Silva A. T. S. F., Francisconi O., Godoy A. M., Batolla Júnior F. 1981. *Projeto integração e detalhe geológico no Vale do Ribeira: relatório final*. São Paulo, DNP/CPRM, 5 vol.
- Silva P. C. S., Yamato A., Antunes V., Vasconcelos C. S., Lopes Jr. I. 1998. *Projeto Folha Curitiba (SG. 22-X-D-1): relatório final*. São Paulo, CPRM, 91p.
- Smit C. A. & Van Reenen D. D. 1997. Deep crustal shear zones, high-grade tectonites, and associated metasomatic alteration in the Limpopo belt, south Africa: implications for deep crustal processes. *Journal of Geology*, 105:37-57.
- Soares P. C. 1988. Tectônica colisional em torno do Bloco Paraná. In: Congresso Latino Americano de Geologia, 7, Belém, *Atas*, 1:63-79.
- Stein D. P. 1984. *Grupo Açungui, estado de conhecimento*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Exame de Qualificação, 30p.
- Takahashi A. T., Ferreira J. C. G., Theodorovicz A. 1984. *Projeto Guapiara: relatório final*. São Paulo, CPRM/PRO-MINÉRIO, 2 vol.
- Takahashi A. T., Theodorovicz A., Câmara M. M., Godoy H. K., Moraes S. M. 1986. *Projeto Engenheiro Maia - Ribeirão Branco*. São Paulo, CPRM/PRO-MINÉRIO, 3 vol.
- Tassinari C. C. G. 1988. *As idades das rochas e dos eventos metamórficos da porção SE do estado de SP e sua evolução crustal*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 336p.
- Vasconcelos C.S., Dehler N.M., Yamato A., Lopes Jr. I. 1999. *Projeto Jacupiranga-Rio Guaratá (escala: 1:50.000)*. Relatório final. São Paulo, CPRM/Secretaria de Energia-SP, 233p.
- Williams G. D. 1978. Rotation of contemporary folds into the X direction during overthrust processes in Laksefjord, Finnmark. *Tectonophysics*, 48:29-40.
- Winkler H. 1979. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. New York, Springer-Verlag, 348p.
- Yamato A. A. 1999. *Mapeamento geológico de parte da folha Bocaiúva do Sul (SG.22-X-D-1-2). Escala 1:50000*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 108p.
- Yardley B. W. D. 1989. *An Introduction to Metamorphic Petrology*. London, Longman Earth and Sciences Series, 248p.

Manuscrito A-1124

Recebido em 25 de setembro de 1999

Revisão dos autores em 15 de maio de 2000

Revisão aceita em 20 de maio de 2000