

# INDICADORES CINEMÁTICOS DEFORMACIONAIS DO GRANITO ITAPETI, REGIÃO DE MOGI DAS CRUZES - SP

Norberto MORALES<sup>1</sup>, Antonio Carlos ARTUR<sup>1</sup>, Jorge Paulo PERES<sup>2</sup>, Silvia Maria MORAIS<sup>3</sup>

(1) Departamento de Petrologia e Metalogenia, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP/Campus de Rio Claro, Avenida 24-A, 1.515 – Bela Vista, CEP 13.506-900, Rio Claro, SP. Endereço eletrônico: nmorales@rc.unesp.br; acartur@rc.unesp.br

(2) Geofocus Geologia Projetos e Representação Ltda., Rua Acapu, 47. CEP 11940-000, Jacupiranga, SP. Endereço Eletrônico j.peres@geofocus.com.br

(3) Companhia de Pesquisas e Recursos Minerais – CPRM, SUREG - SP. Rua Costa, 55 - Cerqueira Cesar, CEP 01304-010, São Paulo – SP.

Introdução

Situação geológica

Quadro estrutural do Granito Itapeti

O domínio de menor deformação

O domínio de maior deformação

Indicadores cinemáticos

Porfiroclastos com Franjas Assimétricas

Sombras de Pressão Assimétricas

Grãos Fraturados e Deslocados

Trama Composta Assimétrica

Bandas de Cisalhamento (shear bands)

Boudinagem Assimétrica

Veios

Discussão e conclusões

Agradecimentos

Referências bibliográficas

**RESUMO** - O corpo granítico Itapeti situa-se nos arredores das cidades de Mogi das Cruzes, Guararema e Santa Branca, inserido em rochas metamórficas pré-cambrianas, em grande parte embutido na Zona de Cisalhamento de Taxaquara. O estudo realizado foi baseado no reconhecimento e entendimento de foliações, lineações, de indicadores de sentido de movimento e de tramas deformacionais pré-cristalização total ou por deformação dos minerais no estado sólido. As rochas apresentam foliação ténue na porção menos deformada, acompanhada de lineação mineral dos feldspatos. Na porção alongada, o quadro macroscópico mostra uma tendência da foliação principal ao paralelismo com a zona de cisalhamento. A feição milonítica é progressivamente mais marcante e penetrativa, com forte arranjo linear. Vários tipos de indicadores cinemáticos foram reconhecidos, marcados pela assimetria da trama dos cristais, permitindo a interpretação de que a deformação do corpo ocorreu ao longo de planos de cisalhamento rotacional subverticais, com movimentação lateral dextral, associada ao desenvolvimento da Zona de Cisalhamento de Taxaquara. A deformação ultrapassou a fase de "emplacement" e cristalização, originando zonas de cisalhamento tardias.

**Palavras chave:** Indicadores cinemáticos, deformação de granitos, zonas de cisalhamento, deformação pré-cristalização total, deformação do estado sólido, Zona de Cisalhamento Taxaquara.

**ABSTRACT** - *N. Morales; A. C. Artur; J. P. Peres; S. M. Morais – Itapeti granitic kinematic indicators deformation, Mogi das Cruzes - SP.* Itapeti granitic body is located near the cities of Mogi das Cruzes, Guararema and Santa Branca – SP. It is inserted in Precambrian metamorphic rocks with a large extent inlaid in the Taxaquara Shear Zone. Foliations, lineations and kinematic indicators were studied looking for recognizing pre-full crystallization and solid state crystal deformations of the granitic rocks. Less deformed portion show light foliation oriented N65E/subvertical and mineral lineation N68E/12SW. More elongated shape of the granitic massif coincides to more deformed rocks, with a tendency of the major foliation to become parallel to the shear zone. Milonitic features are progressively more important with C-foliation oriented preferentially EW/subvertical with strong linear framework. Several kinds of kinematic indicators was recognized showing strong asymmetry and pointing to deformation associated to lateral dextral movement shear zones. Deformation continued after the emplacement and full crystallization of the magma, forming late deformation of rocks and late shear zones.

**Key-words:** kinematic indicators, granite deformation, shear zones, pre-full crystallization deformation, solid state deformation, Taxaquara Shear Zone.

## INTRODUÇÃO

O corpo granítico Itapeti (Morais, 1995) ou Mogi das Cruzes (Cavalcante & Kaeffer, 1974) está situado na porção centro-leste do Estado de São Paulo, nos arredores da cidade de Mogi das Cruzes, correspondendo a um conjunto de rochas graníticas que forma uma estreita faixa ao longo das cidades de Guararema e Santa Branca. Chega a alcançar uma extensão de 60km (Morais, 1995), com largura variando entre 5km e 250m. Os estudos anteriores abordaram petrografia e petrologia, faciologia, quimismo e ambientes tectônicos indicados pelos dados composicionais (Morais et al., 1997, Alves, 2009). O objetivo deste trabalho é apresentar as características estruturais e evolutivas deste corpo granítico, discutidas perante seu posicionamento com a Zona de Cisalhamento Taxaquara e a trama interna desenvolvida.

O estudo da associação das zonas de cisalhamento com o posicionamento de corpos graníticos tem levado em conta a trama estrutural definida pelas estruturas

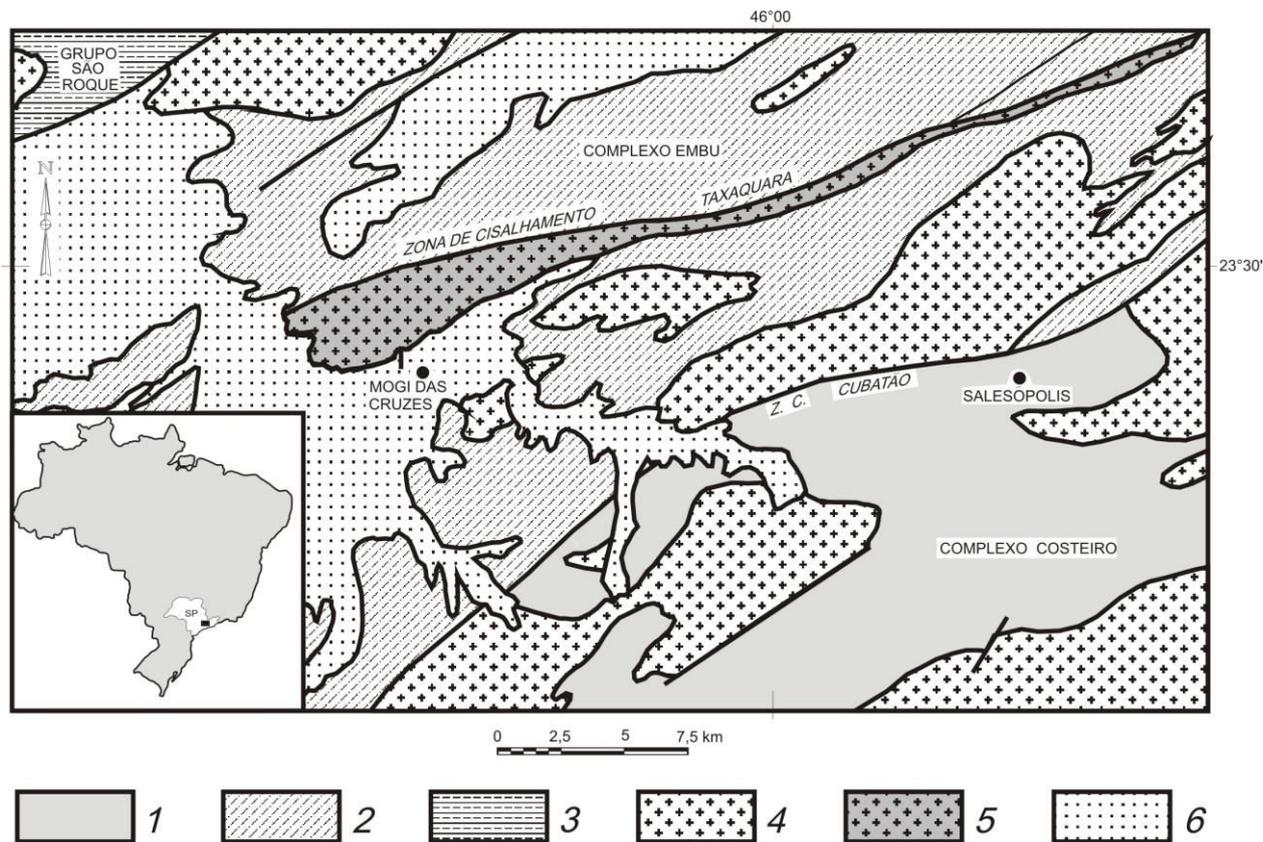
internas e externas (Castro, 1986; Nummer et al., 2007) e as relações entre tempo de cristalização do magma em relação à deformação principal nas zonas de cisalhamento, considerando tramas pré-cristalização total ou tramas de deformação do estado sólido (Hutton, 1988; Ingram & Hutton, 1994; Neves et al., 2003).

O estudo do Granito Itapeti foi baseado no reconhecimento e entendimento de foliações, lineações, de indicadores de sentido de movimento e de tramas deformacionais pré-cristalização total ou por deformação dos minerais no estado sólido. Para seu desenvolvimento, foram levantados novos dados de campo, tendo sido observadas feições planares e lineares, principalmente para se estabelecer os eixos XYZ do sistema deformacional, com ênfase na investigação da trama deformacional e dos indicadores de sentido de cisalhamento ao longo dos planos XZ. Os dados estruturais foram tratados de acordo com metodologias convencionais de análise estrutural.

## SITUAÇÃO GEOLÓGICA

O Granito Itapeti (ou Granito Mogi das Cruzes), que sustenta a Serra de Itapeti, compreende um corpo de geometria alongada na direção ENE, situado na região de Mogi das Cruzes-SP. Está inserido em rochas de médio a alto grau metamórfico pertencentes ao Complexo Embu (Hasui, 1975; Fernandes, 1991), em grande parte embutido na Zona de Cisalhamento de Taxaquara (Figura 1). Apresenta-se mais espesso na região de Mogi das Cruzes, adelgaçando-se no sentido ENE, em direção às cidades de Santa Branca e Guararema. O Domínio Embu é considerado parte de sequências metassedimentares e metavulcanossedimentares associadas a complexos gnáissico-granitóides do Pré-Cambriano do Estado de São Paulo. As rochas correspondem ao conjunto do Complexo Embu (Hasui, 1973) e são

constituídas por migmatitos estromatíticos e subordinadamente por migmatitos com estrutura oftalmítica, bandada e ptigmática, com paleossoma em geral dominando em relação ao neossoma. É constituído de paragneisses, xistos micáceos, quartzosos, aluminosos e feldspáticos, quartzitos, rochas cálciossilicáticas, mármore e anfibolitos, com metamorfismo alcançando fácies anfibolito e a fusão parcial generalizada. Hasui (*op. cit.*) coloca ainda a presença de metassedimentos ectiníticos, dentro do contexto geográfico deste domínio, sob a designação de Complexo Pilar do Sul. De forma geral, os conjuntos integram terrenos da fácies xisto-verde a anfibolito, com evidências de retrometamorfismo reconhecidas por Hasui (*op. cit.*), Coutinho (1972, 1980) e Theodorovics et al. (1990).



**Figura 1.** Mapa geológico simplificado das principais unidades estratigráficas da região centro-leste do Estado de São Paulo e dos corpos de rochas granitóides associados: 1 - Complexo Costeiro; 2 - Complexo Embu; 3 - Grupo São Roque; 4 – Granitóides Itapeti; 5 - Granito; 6 - Coberturas sedimentares (Modificado de Hasui et al., 1981)

Os limites das rochas deste domínio com as rochas granitóides são, em geral, de natureza tectônica, verificando-se localmente contato transicional com alguns granitos de natureza anatótica (Bistrichi et al., 1990). Já Fernandes (1991) considera que o metamorfismo do Grupo Açungui é de médio a alto grau metamórfico.

Esta porção do território paulista é recortada por grandes lineamentos ENE-WSW, representantes de intensa tectônica transcorrente dextral do final do Pré-Cambriano. Estas zonas de cisalhamento transcorrentes representam expressivas feições estruturais com desenvolvimento de faixas tectonizadas dispostas de forma quase paralela entre si, definindo uma estruturação regional marcante de orientação NE-SW. Estas faixas afetam indistintamente tanto as sequências metamórficas como as unidades magmáticas, condicionando as formas

alongadas e a consequente disposição concordante dos corpos graníticos em relação à estruturação regional. Fazem parte do Cinturão de Cisalhamento Paraíba do Sul (Ebert et al. 1991, 1993; Machado & Endo, 1993; Heilbron et al.; 2004) classicamente reconhecido com um importante sítio de deformação transcorrente dextral decorrente de regime transpressivo.

Bistrichi et al. (1990) reuniram estas faixas sob a denominação informal de Faixas Miloníticas. Ebert et al. (1991, 1993) reconheceram sua importância no desenvolvimento de amplas zonas miloníticas, considerando-as como geradas por um processo deformacional predominantemente dúctil a partir de esforços não-coaxiais progressivos. Estes esforços produziram faixas de alto ângulo de mergulho, com movimentos transcorrentes dominantemente de caráter dextral, seguidas

de reativações tardias de natureza eminentemente rúptil. Estas faixas tem orientação geral compreendida entre N50E-N70E e compõem importantes zonas de cisalhamento de escala regional, como as de Taxaquara, Cubatão e do Rio Jaguari, ou podem ainda representar pequenas faixas de maior deformação dentro das unidades geológicas da área. Mostram larguras variáveis de poucos centímetros a cerca de 4km e apresentam passagens para litotipos menos deformados. Os protólitos destas rochas são variados, observando-se granitos, rochas cálcio-silicáticas, micaxistos, gnaisses, anfibólitos e migmatitos.

Dentre estas faixas de cisalhamento destaca-se a Zona de Cisalhamento Taxaquara (Hennies et al., 1967 - Figura 1) que limita toda a extensão setentrional do Granito Itapeti, sendo que a extremidade oriental do corpo encontra-se totalmente embutida dentro da referida zona.

O Granito Itapeti ou Granito Mogi das Cruzes tem suas primeiras referências devidas a Knecht (1964), que o caracterizou como intrusivo e em grande parte porfirítico. Rideg (1974) o caracterizou como biotita adamélito de Itapeti. No mesmo ano Cavalcante & Kaefer (1974) o denominaram de Granito Mogi das Cruzes, sendo que esta nomenclatura foi também adotada por Tassinari (1988) e Wernick (1984). Sua porção central foi mapeada por Alves (1975) sob a designação de Granito Guararema. Trabalhos de Theodorovics et al. (1990) e Bistrichi et al. (1990) o caracterizam como um granito porfiróide, tarditectônico, de granulação média a grossa, protomilonítico, de composição monzogranítica e cor cinza, para o primeiro autor, e um biotita granito (3b) de cor avermelhada, para o segundo.

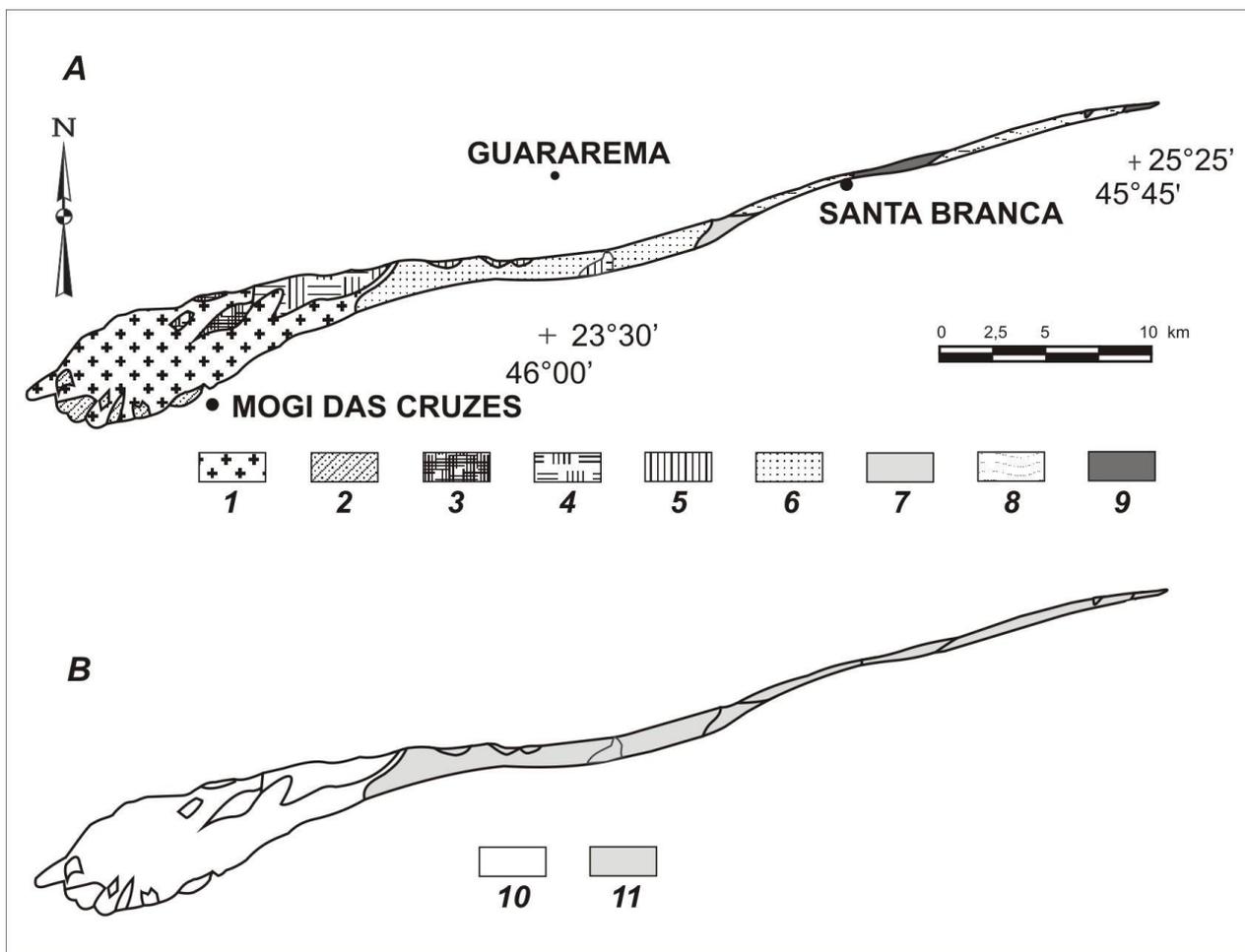
Motidome (1992), mapeando parte desse maciço, define suas rochas como de composição mineralógica granítica a adamélica, com ocorrências locais de encaves microgranulares escuros. Wernick & Galembeck (1985), sob a designação de Natividade, classificam-no pelo método de tipologia de zircão como pertencente a série cálcio-alcálica (4c). Morais (1995) e Morais

et al. (1997) apresentam o Granito Itapeti como um corpo polintrusivo, essencialmente porfiróide, com 6 fácies petrográficas (Figura 2A, Fácies Porfiróide Seriado Cinza; Associação Porfiróide-Porfirítica-Inequigranular Cinza; Fácies Porfiróide Seriado Cinza-Rosada; Fácies Porfiróide Seriado Rósea-Clara; Melagranitóide Porfiróide Cinza; Fácies Melaporfirítica Cinza-Rosada), uma associação de fácies e duas faixas granitóides miloníticas (situadas na terminação oriental do corpo granítico, destacando-se pelo intenso grau de deformação exibido). A caracterização geoquímica e de tipologia de zircão, segundo estes autores, aponta para um caráter cálcio-alcálico potássico, com tendência subalcalina, na visão de Pupin (1980).

Este corpo granítico exibe forma singular, pois sua extensão longitudinal é muitas vezes maior que sua largura máxima (comprimento de cerca de 60km, com larguras variáveis entre 5km e 250m, chegando às vezes a 25m). Hasui et al. (1978) chegam a relacionar a presença de três corpos em sua compilação sobre os granitóides do Estado de São Paulo, enquadrando-os na Fácies Cantareira.

Coutinho (1980) representou-o em seu mapa geológico como um corpo contínuo desde as proximidades da cidade de Mogi das Cruzes, ultrapassando os arredores de Guararema. Esta configuração é confirmada por Bistrichi et al. (1981), que estende o maciço além de Guararema, até aproximadamente o limite atualmente considerado, perfazendo aproximadamente 110km de área aflorante.

Apesar destes vários estudos anteriormente realizados, poucos autores se preocuparam em caracterizar estruturalmente as rochas graníticas. Deste modo, aqui são apresentados os dados estruturais levantados, sua geometria e interpretação de evolução com base nestes dados e na associação das rochas granitóides e suas estruturas internas com a faixa de cisalhamento transcorrente.



**Figura 2.** A) Distribuição esquemática das unidades faciológicas do Granito Itapeti - SP, segundo Morais (1995). 1) Fácies Granito (3b) Porfiróide Cinza contendo Hologranitos e Granitos Inequigranulares Cinza e Róseo; 2) Associação Granito (3a) Porfiróide Cinza/Granito (3b) Porfirítico/Quartzo Monzonito Inequigranular; 3) Fácies Granito (3a) Porfiróide Róseo; 4) Fácies Granito (3b) Porfiróide Cinza-Rosado; 5) Fácies Quartzo Melamonzonito Porfirítico; 6) Fácies Melagranito (3a) Porfiróide; 7) Fácies Granito (3a/3b) Porfiróide; 8) Fácies Granito (3a) Milonítico; 9) Fácies Granito (3b) Milonítico. B) Distribuição dos domínios de deformação: 10) Predomínio de feições deformacionais do estado magmático, com textura porfirítica principal; 11) Predomínio de feições deformacionais do estado sólido, com textura milonítica principal.

## QUADRO ESTRUTURAL DO GRANITO ITAPETI

O quadro geral observado é de um corpo granítico deformado ao longo de uma zona de cisalhamento transcorrente dextral, com desenvolvimento progressivo de trama deformacional cada vez mais intensa para norte e para dentro dos domínios da zona de cisalhamento, com distorção característica da foliação interna (Pranchas 1 e 2). O arranjo macroscópico é de um corpo em forma de chifre, com a base arredondada a

ovalada marcada pela trama de menor deformação, e seu prolongamento adentrando para a zona de cisalhamento, com forte trama deformacional superposta (Figura 2B).

A porção sul-sudoeste apresenta menor deformação. Estruturalmente se caracteriza como um granito pouco deformado, com uma foliação tênue, marcada apenas por uma leve orientação dos cristais ou de agregados

minerais na matriz, composta por quartzo, feldspatos e biotita. São comuns porções onde o granito mostra-se com uma estrutura maciça, sem foliação ou orientação de seus cristais. A vista treinada, entretanto, permite o reconhecimento de arranjo linear, de feições de orientação na matriz, de encaves lenticularizados, ou de orientação planar ou linear de megacristais de feldspato potássico (Prancha 1 - Fotos **a** e **b**). Os cristais apresentam pouca ou nenhuma deformação, indicando tratar-se de trama orientada pré-cristalização total (Hutton, 1988a, b; Ingram & Hutton, 1994; Hutton & Reavy, 1992; Mccaffrey, 1992).

Caminhando-se na direção N-NE pode-se notar o desenvolvimento progressivo e cada vez mais intenso de um arranjo planar, transformando a textura granítica da rocha em uma foliação gnáissica. Essa foliação fica predominante no corpo granítico, marcada pelo arranjo planar de megacristais eudrais de feldspato potássico, mostrando um conjunto de cristais alinhados na mesma direção, definindo forte lineação mineral. Agregados de pequenos cristais de biotita e de quartzo, presentes na matriz, são o principal marcador do plano da foliação, sendo que aí mostram-se como agregados com certa lenticularização e com arranjo planar bem definido. Este arranjo planar torna-se cada vez mais acentuado, chegando a gerar desde protomilonitos a gnaisses miloníticos, com o desenvolvimento local de ultramilonitos nas porções mais deformadas (Prancha 1 – fotos **c** e **d**). Nestas zonas passa a dominar uma trama milonítica, principalmente na porção N-NE do corpo, com a geração de uma foliação de cisalhamento (foliação C – Prancha 1 - fotos **e** e **f**). Os megacristais de feldspato perdem sua forma original, apresentando-se como lentes alongadas.

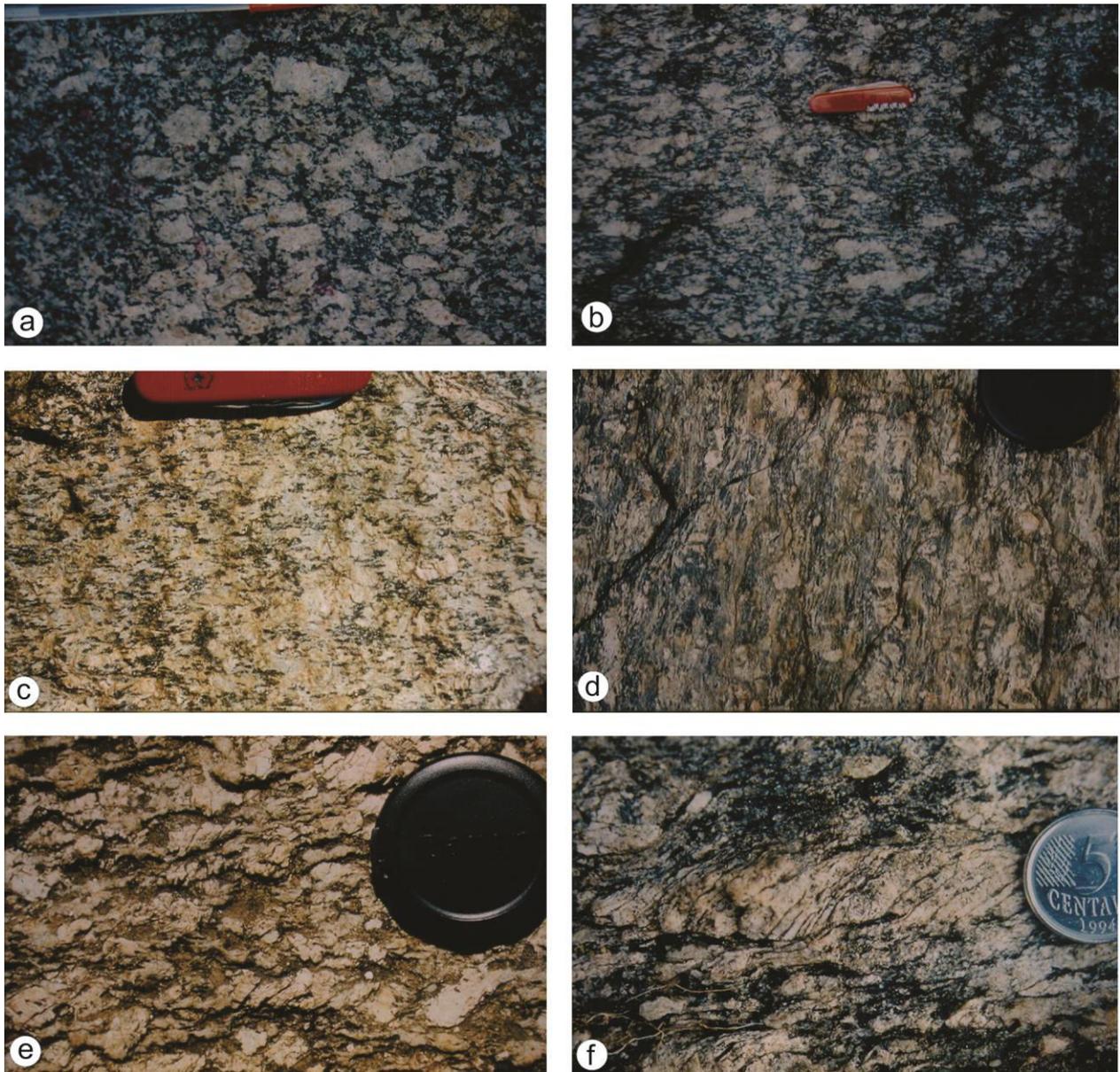
O arranjo macroscópico reconhecido é característico de deformação de rochas granitóides em zonas de cisalhamento, como apresentado por Burg et al. (1981) e Berthé et al. (1979), com desenvolvimento de foliação de achatamento S, predominante na porção menos deformada e com orientação preferencial N68E/89SE (Figura 3a),

rotacionada, distorcida e superposta por foliação de cisalhamento C, que apresenta orientação preferencial N79E/83SE (Figura 3b), com dispersão próxima a EW/vertical.

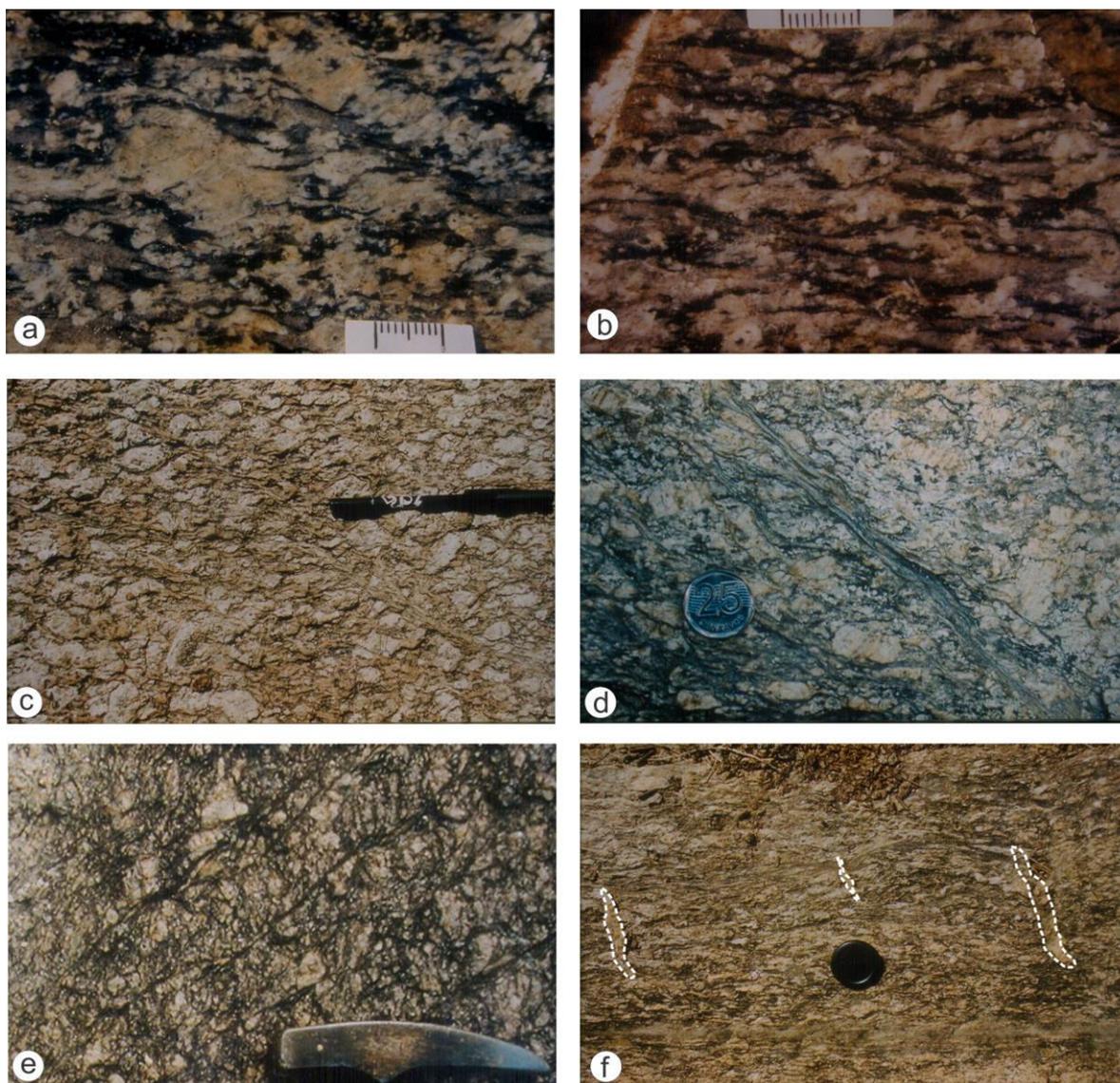
Os minerais prismáticos ou alongados também exibem as marcas da deformação imposta sobre a rocha. Nas porções onde a deformação foi menor pôde-se caracterizar uma lineação mineral com atitude predominante N70E/14SW com dispersão de orientação (Figura 3c), dada principalmente pelo feldspato potássico que, por ser maior, se destaca na matriz, e plagioclásios que mostram orientação do eixo maior paralela, também definindo a foliação principal da rocha (Prancha 1, fotos **a** e **b**).

Conforme se avança para zonas onde a deformação aumenta esta lineação mineral torna-se uma lineação de estiramento, pois os minerais começam a se apresentar progressivamente mais deformados devido ao estiramento da rocha (Prancha 1, fotos **c** e **d**). Definindo a lineação de estiramento mineral, com atitude preferencial N66E/14SW, os minerais mostram-se alongados e estirados, não exibindo mais a forma ou as faces originais. Nas zonas mais deformadas todos os minerais estão fortemente estirados e mostrando sinais de recristalização. Passa a caracterizar então uma trama deformacional pós consolidação do material magmático, ou, segundo Hutton (1988a), uma deformação do estado sólido.

Em direção às zonas de maior deformação, a foliação torna-se mais forte e marcante, com as lentes de biotita ficando alongadas e mais delgadas, e com os cristais de feldspato apresentando certa lenticularização e as bordas mostrando um início de deformação, através da recristalização. A foliação principal (S), com a aproximação da zona de maior deformação por cisalhamento, vai sendo fletida e paralelizada à faixa milonítica, com os minerais mostrando-se cada vez mais rotacionados, estirados e recristalizados (Prancha 1, fotos **e** e **f**).



**Prancha 1.** a) Rocha granitóide porfiróide pouco deformada. Os megacristais são euedrais e apresentam uma leve orientação, paralela à orientação de agregados de biotita e de quartzo na matriz (plano XZ). Escala = 15cm. b) Rocha mais deformada que a da fotografia anterior, mostrando os planos de orientação melhor definidos, tanto para os megacristais quanto para os agregados da matriz (plano XZ). Escala = 12cm. c) Arranjo lenticular de agregados de quartzo e de biotita bem marcado, em meio a poucos megacristais preservados e massa policristalina de feldspato. O arranjo linear é definido pela forma de cordões destes agregados observados sobre o plano da foliação (plano XY). Escala = 12cm. d) Rocha bastante deformada, mostrando textura milonítica marcante, com clastos de feldspato potássico preservados em matriz escura milonítica. A orientação dos clastos e dos prolongamentos (franjas de recristalização) definem a lineação de estiramento (plano XY). Escala = 5cm. e) Arranjo “em dominó” em megacristais de feldspato potássico fraturado, cuja porções são rotacionadas no sentido dextral (plano XZ). Escala = 5cm. f) Porfiroclasto de feldspato potássico deformado por fraturas R', com bordas recristalizadas e distorcidas para os planos de cisalhamento C, em meio à matriz com forte trama assimétrica dextral (plano XZ). Escala = 2cm.



**Prancha 2.** a) Trama composta S-C bem marcada, observada ao longo do plano XZ em amostra com textura gnáissica milonítica bem desenvolvida. Os planos da xistosidade (S), orientados aproximadamente ENE/WSW e são distorcidos para dentro dos domínios dos planos de cisalhamento (C), orientados aproximadamente NW/SE, indicando movimentação dextral (plano XZ, escala = 1cm). b) Trama composta S-C em rocha mais deformada que a anterior, onde os megacristais não são mais reconhecidos, restando apenas lentes de agregados minerais. A trama S-C é reconhecida, porém os ângulos entre as duas foliações são bem pequenos (plano XZ, escala = 1cm). c) Aspecto geral da rocha granitóide foliada, mostrando grande número de megacristais lenticulares de feldspato potássico isorientados, definindo a foliação principal. Com direção NW/SE na foto, são observadas bandas de cisalhamento dextrais, marcadas pela recristalização dos minerais e forte orientação ao longo destes planos (plano XZ, escala = 15cm). d) Aspecto geral da rocha granitóide foliada, mostrando bandas de cisalhamento dextrais com desenvolvimento localizado de forte trama milonítica, com forte recristalização e diminuição de tamanho dos grãos ao longo dos traços da foliação de cisalhamento C, com assimetria dextral (escala = 2,5cm). e) Feixe de bandas de cisalhamento dextrais, afetando a foliação S em rocha granitóide porfiróide. O arranjo pode ser comparado ao de uma clivagem de crenulação distensiva, como apresentados por DENNIS & SECOR (1990). f) Textura milonítica bandada a ocelar, com lentes e faixas monominerálicas muito estiradas, marcando principalmente a foliação de cisalhamento C, com veios de quartzo marcando a posição de fraturas de tração do sistema de cisalhamento (plano XZ, escala = 5cm).

### *O domínio de menor deformação*

A porção de menor deformação corresponde à parte mais larga do corpo, nas proximidades de Mogi das Cruzes. A rocha apresenta foliação principal dada por arranjo tênue dos minerais da rocha. Os minerais em geral não mostram deformação, sendo que em muitas partes deste domínio a rocha exibe uma estrutura maciça, sem sinais da deformação atuante sobre o corpo. Neste domínio ocorre a preservação de estruturas ígneas, como encraves de rochas dioríticas e de rochas metassedimentares encaixantes. Em certos locais esses encraves mostram-se alongados e orientados paralelos a foliação principal, ajudando a defini-la.

A forma dos cristais de feldspato potássico é eudral em grande parte dos afloramentos observados. O arranjo planar de megacristais de feldspato potássico (Prancha 1 - Foto **a**) e de encraves alongados define a foliação, marcada na matriz por agregados lenticulares mal definidos de biotita e de quartzo. A lineação mineral é definida principalmente pelos cristais de feldspato potássico.

Uma característica a ser notada neste domínio é o aumento da deformação da rocha à medida que se caminha para Norte, em direção a faixa dominada pela Zona de Cisalhamento Taxaquara.

A foliação principal (S) passa a ser bem mais visível, de reconhecimento mais fácil, marcada ainda pelos mesmos elementos acima, melhor definida na matriz do granito porfiróide. Os cristais eudrais de feldspato passam a apresentar progressivamente maior número de elementos isorientados, que começam a alongar-se, marcando um início de deformação dos megacristais, ocasionada pela recristalização nas bordas dos grãos.

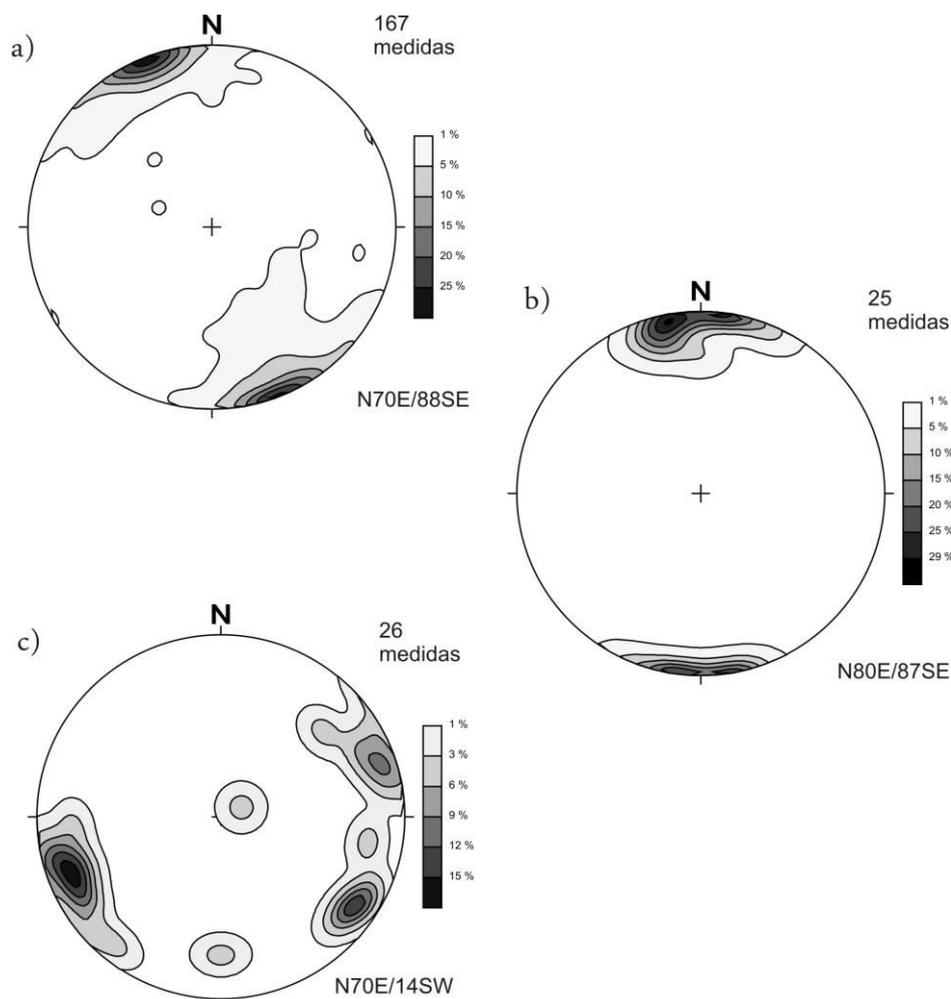
Localmente aparecem faixas de cisalhamento, estreitas e isoladas, mostrando o início do desenvolvimento da foliação C, com orientação geral próxima a E-W/subvertical. O desenvolvimento desta foliação sobre a foliação principal gera uma trama composta S-C (Prancha 1 - fotos **e** e **f**; Prancha 2, fotos **a** a **d**).

Esta trama S-C é caracterizada por uma reorientação dos minerais na direção de C. Quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e biotita presentes na matriz orientam-se segundo a foliação S, mostrando um certo estiramento dos cristais. A foliação C é dada por alinhamento de pequenos cristais (recristalizados) e por pequenos agregados de biotita reorientados cortando a foliação principal. Também os cristais maiores de feldspato apresentam deformação das bordas em direção a foliação de cisalhamento C (Prancha 1 - fotos **e** e **f**, Prancha 2 – fotos **a** e **b**).

Neste quadro, a foliação das rochas granitóides apresenta uma distorção reconhecida na escala macroscópica. Na porção mais a SW a trama planar/linear apresenta traços NE, progressivamente rotacionados rumo ao paralelismo com as superfícies C (rumo ENE até E), com características miloníticas marcantes.

Ao passo em que se caminha para norte e nordeste, rumo à zona mais deformada, a orientação linear (dada principalmente pelo feldspato potássico) torna-se mais evidente, com vários afloramentos mostrando agregados de máficos, cordões de quartzo isorientados, paralelos a megacristais (Prancha 1 - foto **d**) orientados preferencialmente ENE-WSW (Figura 3c). A observação em planos **YZ** mostra um arranjo homogêneo devido a forte trama linear (foliação somente visível no plano **XZ**) da rocha, marcando a lineação de estiramento. A orientação preferencial da lineação mineral/de estiramento neste domínio é ENE-WSW, de baixo ângulo de inclinação.

Outro aspecto a ser notado é a presença localizada de pequenas bandas de cisalhamento (ou *shear bands*) que ocorrem no corpo, dentro de zonas menos deformadas (Prancha 2 – foto **e**). Correspondem a zonas de cisalhamento em escala centimétrica. Essas bandas de cisalhamento aparecem isoladas, em feixes sintéticos e antitéticos ou ainda formando pares conjugados, com lineação de estiramento com baixo ângulo de caimento.



**Figura 3.** Estereogramas de distribuição (a) da foliação de achatamento S, (b) da foliação de cisalhamento C e (c) das lineações mineral e de estiramento para o domínio de rochas menos deformadas (projeção no hemisfério inferior).

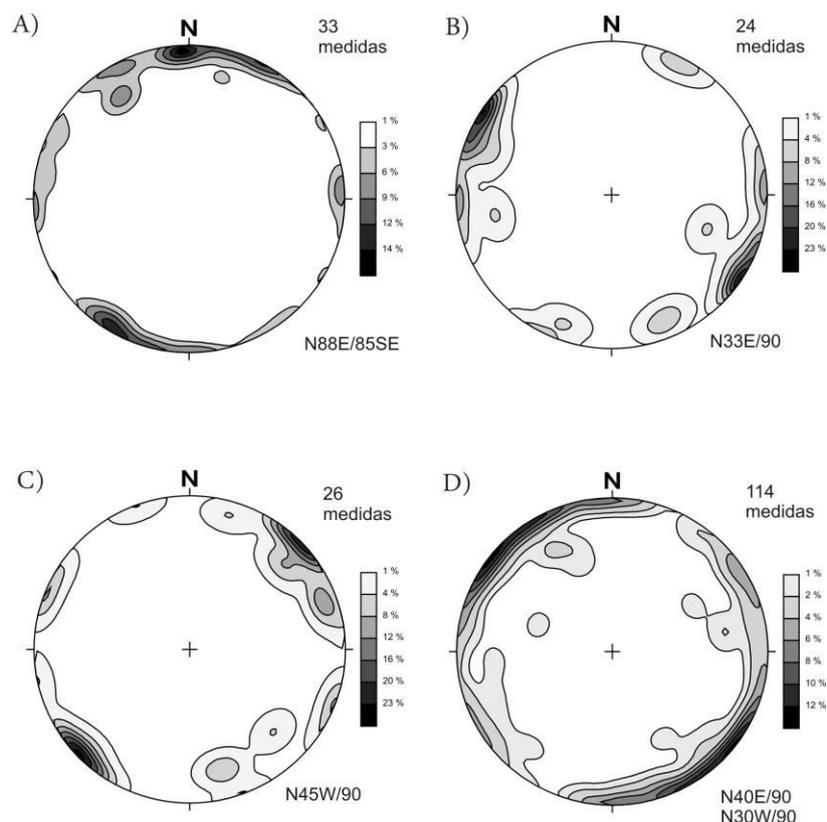
Correspondem a faixas centimétricas a decimétricas de rocha fortemente foliada, de granulação mais fina, com forte estiramento, onde os cristais de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio foram muito alongados, apresentando-se como lentes ou bandas delgadas policristalinas do mineral original, sempre com granulação bem mais fina. Localmente estas bandas formam feixes subparalelos separados por bandas decimétricas, lembrando um arranjo de clivagem de crenulação (Prancha 2 – foto e).

As orientações preferenciais destas bandas de cisalhamento dextrais estão em torno dos máximos N120/90, N175/90, N050/70, com predomínio do primeiro conjunto (Figura 4a). Se forem comparadas com o Modelo de Riedel, podem representar as famílias R, P e X, respectivamente.

As bandas de cisalhamento sinistrais, que correspondem aos feixes antitéticos, têm

suas orientações preferenciais em torno de N030/90 (Figura 4b), podendo representar as fraturas R' (no Diagrama de Riedel).

Em alguns afloramentos podem ser observados pares conjugados dessas bandas de cisalhamento. O conjunto apresenta uma orientação preferencial dos planos dextrais N015/90 e N035/90 dos planos sinistrais, de modo que a direção de encurtamento é N115/00 e de estiramento é N025/00, paralelas à lineação de estiramento e a lineação mineral do corpo granítico nesta porção pouco deformada. Localmente predominam zonas sinistrais, tardias, desenvolvidas já quando o corpo tinha certa rigidez, indicado pelo comportamento dúctil-rúptil do maciço, na quebra de encraves e de feldspato, na substituição localizada ao longo deste planos de fratura por albita e clorita, e na recristalização do quartzo.



**Figura 4.** Estereogramas de distribuição de (A) bandas de cisalhamento dextrais, (B) bandas de cisalhamento sinistrais, (C) veios de quartzo e (D) fraturas para as rochas do Granito Itapeti (projeção no hemisfério inferior).

Os veios de quartzo nesta área são poucos e pequenos (centímetros em largura, com extensão de 10 a 30 centímetros ao longo do plano **XZ**). Em alguns afloramentos, apresentam posição de simetria dos planos conjugados de bandas de cisalhamento, sendo paralelos à superfície bissetriz e perpendiculares à lineação de mineral. Mostram uma orientação preferencial NW-SE, com alto mergulho (Figura 4c), indicando estiramento no sentido NE-SW. O padrão de fraturamento é dado por duas famílias principais, N40E/90 e N30W/90 (Figura 4d).

#### *O domínio de maior deformação*

Caracterizado como o domínio onde as estruturas deformacionais são mais fortes e penetrativas, onde os minerais exibem um alongamento muito forte, sem a forma original e indicando recristalização agindo sobre a maior parte dos cristais (Fotos Prancha 1c e 1d; Prancha 2a e 2b).

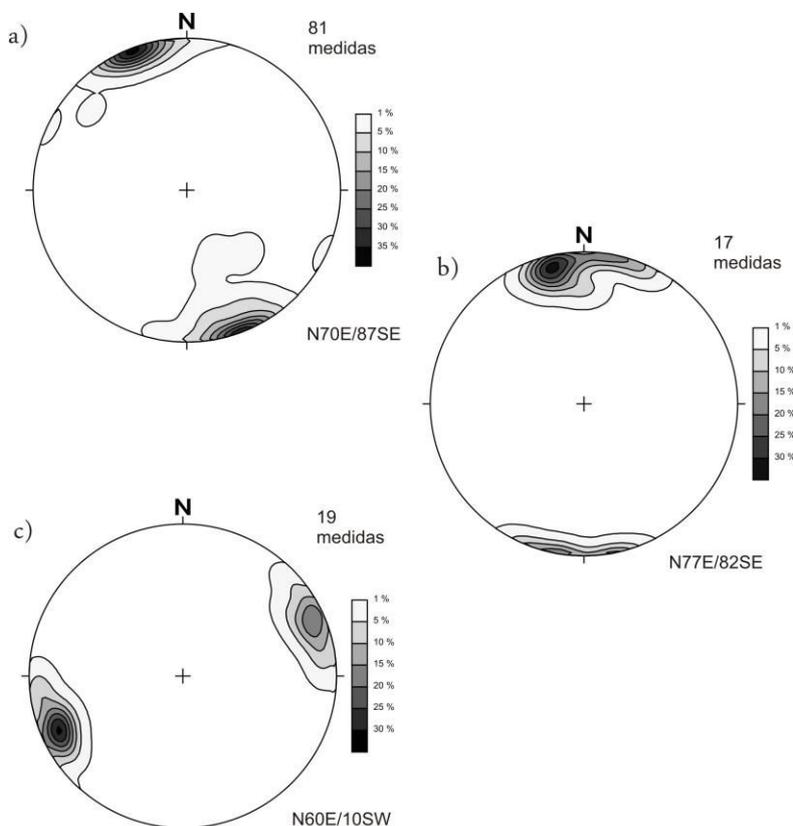
Corresponde à porção N a NE do corpo, onde este assume uma forma alongada, com orientação geral ENE-WSW, paralelamente aos traços da Zona de Cisalhamento Taxaquara. A feição milonítica é marcante, penetrativa, com orientação preferencial em torno de N70E a EW, subvertical.

O quadro macroscópico mostra uma tendência da foliação principal (S na porção menos deformada) ao paralelismo com a zona de cisalhamento, formando pequenos ângulos entre as foliações S e C. A forma dos cristais é lenticular fortemente alongada e assimétrica, como era de se esperar em zonas miloníticas (Bell & Hammond 1984). Os megacristais de feldspato formam lentes muito longas, formando espécies de bandas de composição monominerálicas (Pranchas 1d e 2b). Os cristais de quartzo, biotita e feldspato da matriz também exibem forte estiramento e recristalização, formando também agregados policristalinos monominerálicos alongados (Pranchas 2a e 2b).

Dessa forma, o arranjo predominante neste domínio é fortemente linear, composto por lentes em geral recrystalizadas, gerando uma espécie de bandamento milonítico, com composições diferentes.

Neste domínio a foliação predominante é a foliação de cisalhamento C, porém restos

da foliação principal S (xistosidade) são também encontrados fazendo pequenos ângulos, formando sigmóides de foliação em arranjos de budinagem assimétrica do tipo II de Hanmer (1986) (Pranchas 2a e 2b).



**Figura 5.** Estereogramas de distribuição: (a) da foliação de achatamento S; (b) da foliação de cisalhamento C; e (c) de lineação mineral e de estiramento para o domínio de rochas mais deformadas (projeção no hemisfério inferior).

A lineação de estiramento é a estrutura mais marcante deste domínio, devido ao *fabric* linear marcante, mais acentuado que no domínio anterior, caracterizada por minerais alongados, agregados ou lentes mono- ou poliminerálicas, na forma de cordões ou lentes muito estiradas.

O quartzo está bastante estirado e deformado, mostrando-se como lentes monominerálicas alongadas e sem forma original preservada, com forte extinção ondulante. Já os cristais maiores formam lentes mais longas, indicando uma recrystalização estática (*annealing*). Raros cristais de feldspato preservam formas originais, mostrando-se normalmente estirados, como ocorre com o quartzo. Em

geral ocorre uma alteração superficial sobre os cristais estirados, para sericita e caulinita. Mirmequitização é frequentemente encontrada ao redor de cristais estirados, inicialmente nas bordas ou em fraturas nos porfiroclastos, podendo corroer todo o mineral.

Com relação à deformação neste domínio, predominam arranjos compostos S-C, com reconhecimento de poucas bandas de cisalhamento (*shear bands* – Pranchas 2c, 2d e 2e), sintéticas ou antitéticas. As sintéticas, dextrais, apresentam orientação próxima aos traços da Zona de Cisalhamento Taxaquara na região (próximas a E-W), tratando-se provavelmente de pequenos conjuntos Y=D do Modelo de Riedel para

zonas de cisalhamento dúctil. As poucas bandas de cisalhamento antitéticas (sinistras) reconhecidas apresentam orientação próxima a N-S, tratando-se provavelmente de zonas R', tardias no processo deformacional e já rotacionadas.

São comuns veios de quartzo dentro das rochas graníticas, principalmente associados às zonas mais deformadas. Apresentam pequenas dimensões, associando-se a "necks" de budinagem da foliação (Prancha 2f), representando fraturas de tração. Apresentam forma sigmoidal, com as extremidades distorcidas, indicando uma rotação dextral sintética à zona de cisalhamento. A orientação preferencial está em torno de NW-SE, subvertical, com as bordas distorcidas para direções NS ou até NNE-SSW (Figura 3c).

### **Indicadores Cinemáticos**

O arranjo de foliação e lineação mineral/de estiramento reconhecido permite um posicionamento do elipsóide de deformação com S paralelo ao plano **XY**, C paralelo ao plano de cisalhamento dextral principal e a lineação mineral paralela a **X**. Com o aumento de deformação, o plano **XY** foi rotacionado rumo ao paralelismo com o plano de cisalhamento.

Os indicadores de sentido de cisalhamento reconhecidos em afloramento ou amostras de mão, ou ainda em lâminas delgadas de rocha, sempre observados ao longo do plano **XZ** da deformação, e marcam trama assimétrica (Choukroune et al., 1987; Cobbold & Gapais 1987), sendo descritas a seguir as principais feições.

#### *Porfiroclastos com Franjas Assimétricas*

Correspondem a porfiroclastos dentro de uma matriz mais dúctil, e que apresentam-se rotacionados e com bordas deformadas, exibindo uma cauda alongada de material recristalizado do próprio cristal para ambos os lados. A assimetria das asas de recristalizadas em relação à foliação indica em geral uma deformação dextral (Prancha 1, foto f). Ocorrem indicadores tipo  $\sigma$  e  $\delta$  (Simpson & Schmid 1983; Passchier &

Simpson, 1986), sendo mais comuns os do primeiro tipo (Pranchas 1e, 2a e 2c).

#### *Sombras de Pressão Assimétricas*

Ocorrem quando há um contraste de ductilidade entre um grão mineral e a matriz dentro de uma zona de cisalhamento (Passchier et al., 1992), normalmente marcado por feldspato potássico com sombras de quartzo, em arranjos de difícil caracterização do sentido deformacional.

#### *Grãos Fraturados e Deslocados*

O arranjo "em dominó" de Simpson & Schmid (1983) é reconhecido em megacristais de feldspato potássico, fraturados por planos antitéticos (fraturas R' quando formadas) e rotacionados pelo movimento da matriz, desenvolvendo pequenas zonas antitéticas sinistras (Prancha 1, foto e). Foram identificados megacristais de feldspato, rotacionados e fraturados na foliação principal, originando nas fraturas pequenas zonas de cisalhamento com movimentação antitética em relação a deformação principal. Essa deformação do cristal gera uma estrutura "em dominó" no cristal, funcionando como um bom indicador cinemático: a rotação das partes do cristal (separadas pelas fraturas) faz com que estas se desloquem umas em relação às outras. O sentido de movimento ao longo das fraturas é antitético em relação ao movimento da zona de cisalhamento e à rotação das partes do cristal (Blumenfeld & Bouchez 1988). Os indicadores encontrados indicam sentido dextral para a deformação, com as fraturas indicando movimentação sinistral (Prancha 1, fotos a e b).

#### *Trama Composta Assimétrica*

Constitui o melhor indicador reconhecido neste estudo para se deduzir o sentido de cisalhamento (Berthé et al., 1979; White et al., 1980; Burg et al., 1981; Lister & Snoke 1984), possível de ser reconhecido em praticamente toda a área de trabalho e indicando um sentido consistente de rotação dextral (Prancha 2, fotos a e b).

A superfície S (xistosidade) corresponde à foliação principal da rocha, que

desenvolve-se desde as partes menos deformadas do corpo. É marcada principalmente pelo arranjo planar dos megacristais e de agregados minerais de biotita ou de quartzo na matriz. Esta foliação S é formada perpendicular à direção de encurtamento, em ângulo com a zona de cisalhamento, e vai sendo progressivamente fletida em direção a paralelização com o plano de cisalhamento, à medida que se aproxima da zona de deformação principal.

A superfície C (cisalhamento) corresponde à foliação secundária, oblíqua a foliação principal. É marcada por planos de cisalhamento cortando a foliação S, principalmente pela reorientação de cristais de biotita da matriz e pela torção da borda de cristais maiores de feldspato e quartzo nesta direção oblíqua, através da recristalização dos minerais. O arrasto de S na direção de C é indicador do sentido de cisalhamento. Sua direção é paralela à da zona de cisalhamento.

#### *Bandas de Cisalhamento (shear bands)*

Correspondem a pequenas zonas de cisalhamento (Lister & Snoke 1984; Vauchez 1987, superfícies C'; Dennis & Secor, 1990), estreitas e isoladas, menos penetrativas que a foliação principal. Apesar da forte deformação a qual a rocha foi submetida nesta zona do corpo granítico, algumas zonas de cisalhamento podem ser encontradas cortando a foliação milonítica, mostrando o caráter rúptil tardio dessa estrutura. Possuem poucos centímetros de espessura, não sendo muito persistentes em comprimento (Prancha 2, fotos c, d e e).

As bandas de cisalhamento dextral são consideradas sintéticas, sendo que possuem uma direção geral E-W, com inclinação subvertical. Parecem tratar-se de pequenos conjuntos Y=D do Modelo de Riedel.

As bandas sinistrais são as antitéticas, apresentando uma orientação preferencial N-S, subverticais, sendo relacionadas às zonas R' do Modelo de Riedel, tardias no processo deformacional.

#### *Boudinagem Assimétrica*

O estiramento de leitos competentes em matriz de menor competência levam ao aparecimento de estruturas de estricção e boudinagem. Em zonas de cisalhamento essas estruturas geradas são assimétricas, servindo como indicadores cinemáticos. Neste domínio apresenta pequenas dimensões, visível geralmente em veios com distorções em forma sigmoidal, com as extremidades retorcidas, indicando uma rotação sintética a zona de cisalhamento (Prancha 2, foto f). São reconhecidas lentes sigmóides da foliação, lembrando *foliation fish* (Lister & Snoke, 1984).

#### *Veios*

Associam-se geralmente ao preenchimento de fraturas de extensão, normalmente paralelos ao plano YZ. Ocorrem em pequenas dimensões, compostos por quartzo, tendo alguns centímetros de espessura (Prancha 2, foto f).

Quando associados à boudinagem e rotação deformacional estes veios tendem a assumir uma forma sigmoidal, funcionando como indicadores de sentido de deformação (Castro 1986; Lacassin 1988).

## DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

O estudo dos indicadores cinemáticos nos permite avaliar a posição dos elipsóides de deformação e um pouco do caminho da deformação à qual o corpo foi submetido.

O estudo da foliação de xistosidade (S) indica uma posição inicial para o plano XY em torno de NE-SW, subvertical, com base na orientação preferencial na zona menos deformada, respondendo aos traços gerais ou

à orientação geral da Zona de Cisalhamento Taxaquara. A lineação mineral é indicadora do eixo X, apontando para uma orientação próxima de NE-SW, sub-horizontal, indicando para o conjunto movimentação transcorrente dextral.

O plano de foliação milonítica, ou foliação de cisalhamento C, é indicador do plano de cisalhamento atuante sobre o

corpo, apontando para uma direção próxima à EW, subvertical, com direção de cisalhamento em torno de EW, subhorizontal, indicado pela lineação de estiramento. Os indicadores de sentido de cisalhamento apontam para movimento lateral dextral, tanto na escala macroscópica quanto no reconhecimento das estruturas mesoscópicas. A estrutura composta do tipo S-C é a de mais fácil reconhecimento, seguido pelo de porfiroclastos com franjas assimétricas, dado à grande quantidade de megacristais de feldspato potássico, e pelos arranjo "em dominó" sobre estes megacristais.

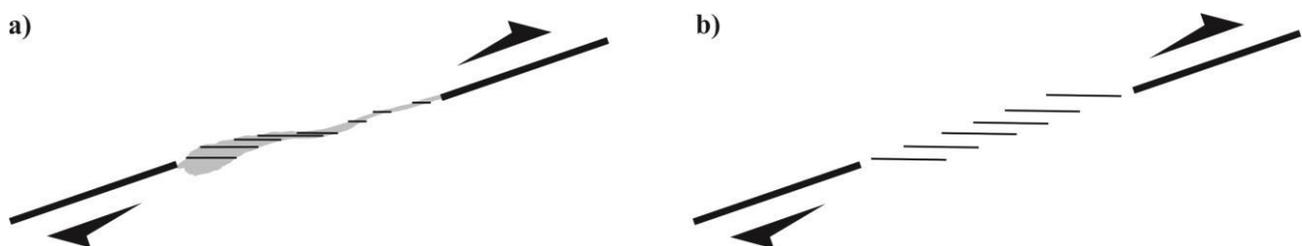
À medida que o corpo foi mais afetado pelo cisalhamento rotacional dextral, em direção à N, os indicadores de XY (foliação S e lineação mineral) adquiriram uma posição mais próxima do plano de cisalhamento.

O conjunto de deformação do corpo granitóide, com XY orientado NE-SW, X subhorizontal, plano de cisalhamento dextral E-W subvertical, se ajustam ao quadro teórico da Zona de Cisalhamento de Taxaquara, transcorrente dextral.

Dentro deste quadro, a direção de distensão NE-SW, indicada pelo desenvolvimento de trama linear pré-cristalização total (Ingram & Hutton, 1994), pelos arranjos de pares conjugados de zonas de cisalhamento e pelos veios de quartzo, aponta para um ambiente transtensivo associado à Zona de Cisalhamento de Taxaquara. O quadro não é conclusivo, uma vez que o granitóide poderia existir e ser

deformado posteriormente. O "*emplacement*", portanto, deve ser pré- sin- tectônico ao quadro transcorrente regional. O reconhecimento localizado de lineação mineral de feldspatos euhedrais com alta inclinação, em zona de rocha pouco deformada dentro do domínio A, pode apontar para a posição de ascensão do magma granítico, representando uma herança da estrutura primária de colocação magmática.

O arranjo tectônico entre a Zona de Cisalhamento Taxaquara e a de foliação de cisalhamento (foliação milonítica e C) do granito, orientada preferencialmente EW na porção de menor deformação e EW a N70E na porção mais estirada, aponta para uma associação do tipo transtrativa. O consórcio entre o traço principal da zona de cisalhamento transcorrente dextral e as zonas de cisalhamento internas do Granito Itapeti se ajusta ao modelo de arco distensivo (*releasing bend*), conforme esquematizado na figura 6, levando à caracterização local de um regime transtrativo ao longo deste segmento da Zona de Cisalhamento Taxaquara, ocupado pelo Granito Itapeti. Este arranjo se assemelha àqueles apresentados por Guinebertaud et al. (1987), Hutton (1982, 1988a e 1988b) e discutidos por Hutton (1990) a respeito do *emplacement* e deformação de granitos associados a cinturões transcorrentes em arqueamentos distensivos.



**Figura 6.** Arranjo esquemático da associação entre o Granito Itapeti e suas estruturas internas e a Zona de Cisalhamento Taxaquara: **a)** traço principal da Z.C. Taxaquara (em negro), limites do Granito Itapeti (cinza) e traços da foliação milonítica interna (planos de cisalhamento C). **b)** esquema de associação entre traços de zona transcorrente dextral e arco distensivo (*releasing bend*), caracterizando uma região submetida à transtração local.

È importante ressaltar que a maioria absoluta dos indicadores de sentido de cisalhamento apontam para feições rotacionais dos objetos geológicos, sejam eles clastos ou bandas deformacionais, arranjos de boudinagens ou zonas de separação assimétricas, apontando em conjunto para um quadro de transcorrência dominado pelo arranjo de planos de achatamento e planos de cisalhamento (trama composta S-C) predominantemente destrais. O arranjo entre zona de cisalhamento principal (ZC Taxaquara) e a trama interna do Granito Itapeti predominante dextral aponta para um quadro geral transtrativo para a colocação e deformação do corpo granítico. Feições semelhantes a estas, de zonas de cisalhamento distensivas em estruturas internas de corpos graníticos, foram reconhecidas também de forma localizadas, semelhantes àquelas apontadas Lister e Snoke (1984), Hammer (1986), Lacassin (1988), Dennis e Sencor (1990) e Rykkelid e Fossen (1992) para tramas compostas assimétricas, e por Malavielle (1987), Malavielle e Lacassin (1988) e Goldstein (1988) para feições de boudinagem assimétrica e boudinagem de foliação.

A deformação ultrapassou a fase de "*emplacement*", continuando a deformar o corpo com o seu resfriamento, indicado pelas zonas tardias, com milonitização localizada e comportamento rúptil das rochas.

As observações feitas nas rochas granitóides da Serra do Itapeti permitem concluir que a deformação do corpo se deu ao longo de planos de cisalhamento rotacional subverticais, com movimentação lateral dextral, associada ao desenvolvimento da Zona de Cisalhamento

de Taxaquara. O quadro macroscópico se ajusta ao modelo de deformação de rochas granitóides em zonas de cisalhamento (Ramsay, 1980; Berthé *et al.*, 1979; Burg *et al.*, 1981) e ao desenvolvimento da foliação de achatamento (S), progressivamente rotacionada e superposta pela foliação de cisalhamento (C) até o predomínio desta última (Lister & Snoke, 1984). O desenvolvimento de trama linear e planar pré-cristalização total (Ingram & Hutton, 1994), com lineação mineral paralela à direção de **X** do sistema transcorrente, e parece indicar posicionamento sintectônico. A deformação continuou após a solidificação do corpo, impondo a trama deformacional do estado sólido, com desenvolvimento de foliação milonítica, progressivamente mais acentuada em direção à região principal da zona de cisalhamento, no rumo norte.

A indicação de movimentação de transcorrência dextral direcionada N70E para a Zona de Cisalhamento Taxaquara e de predomínio de planos de cisalhamento destrais internos direcionados EW no Granito Itapeti aponta para ambiente transtrativo local, indicado pelo arranjo geométrico reconhecido nas feições indicadoras de sentido de cisalhamento. Esta observação indica situação contrária àquela reconhecida por Nummer *et al.* (2007) para o Granito Arrozal, também intrusivo ao longo do Cinturão Ribeira ao longo de zona transcorrente dextral, mas reconhecido como associado a regime transcorrente dúctil transpressivo. Desta forma os resultados indicam que diferentes situações podem ser responsáveis pelo posicionamento e pela deformação de corpos graníticos ao longo de importantes zonas de cisalhamento.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao CNPq (NM/CNPq, processo 306390/88-4), à FAPESP (processo 94/1445-3) e à FINEP-PADCT/UNESP (processo 65.92.0040.00). Agradecem também ao revisor anônimo pelas sugestões e críticas construtivas, que ajudaram a tornar o artigo mais claro em sua redação e ilustrações.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. ALVES, A. **Petrogênese de plútons graníticos do leste paulista: geocronologia, geoquímica elemental e isotópica**. São Paulo, 2009. 194 p. Tese (Doutorado em Petrologia e Mineralogia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
2. ALVES, F. R. **Contribuição à geologia da região de Salesópolis - Guararema, SP**. São Paulo; São Paulo, 1975. 139 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
3. BELL, T. H.; HAMMOND, R. L. On the internal geometry of mylonite zones. **J. Geology**, v. 92, p.667-686, 1984.
4. BERTHÉ, D.; CHOUKROUNE, P.; JEGOUZO, P. Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South American Shear Zone. **J. Struct. Geology**, v. 1, p 31-42, 1979.
5. BISTRICHI, C.A. *et al.* Mapa geológico do estado de São Paulo, Escala 1:500.000. São Paulo: Convênio Instituto de Pesquisas Tecnológicas de São Paulo/Secretaria da Indústria, Comércio, Ciência e Tecnologia e Desenvolvimento/Programa de Desenvolvimento de Recursos Minerais/Companhia de Promoção de Pesquisa Científica e Tecnológica do Estado de São Paulo. v. 1, 126 p., 1981.
6. BISTRICHI, C. A., ALMEIDA, M.A.; STEIN, D.P. Geologia das Folhas Jacaré (SF.23-Y-D-II-3), Tremembé (SF.23-Y-B-V-4), Taubaté (SF.23-Y-D-II-2) e Pindamonhangaba (SF.23-Y-B-VI-3), Estado de São Paulo, Escala 1:50.000. São Paulo: Convênio PRÓ-MINÉRIO/IPT, 1990.
7. BLUMENFELD, P. & BOUCHEZ, J-L. Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states. **J. Struct. Geology**, v. 4, n. 4, p 361-372, 1988.
8. BURG, J. P.; IGLESIAS, M.; LAURENT, Ph.; MATTE, Ph.; RIBEIRO, A. Variscan intracontinental deformation: the Coimbra-Cordoba Shear Zone (SW Iberian Peninsula). **Tectonophysics**, v. 78, p. 161-177, 1981.
9. CAVALCANTE, J. C. & KAEFER, L. Q. Projeto Sudeste do Estado de São Paulo: relatório final, escala 1:250.000. São Paulo: Convênio Departamento Nacional de Produção Mineral/Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, v.2, 1974.
10. CASTRO, A. 1986. Structural pattern and ascent model in the Central Extremadura batholith, Hercynian Belt, Spain. **J. Struct. Geol.**, v. 8, n. 6, p.633-645, 1986.
11. CHOUKROUNE, P.; GAPAIS, D.; MERLE, O. Shear criteria and structural symmetry. **J. Struct. Geol.**, v. 9, p.525-530, 1987.
12. COBBOLD, P. R.; GAPAIS, D. Shear criteria in rocks: an introductory review. **J. Struct. Geol.**, v. 9, p.521- 523, 1987.
13. COUTINHO, J. M. V. Petrologia do Pré-cambriano em São Paulo. **Boletim do Instituto Geológico (IG-USP)**, v.3, n.1, p.5-99, 1972.
14. COUTINHO, J. M. V. 1980 - Relações litológicas e estruturais da Bacia de São Paulo com Pré-cambriano circunvizinho. In: MESA REDONDA ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOTÉCNICOS DA BACIA SEDIMENTAR DE SÃO PAULO. São Paulo, SBG, p.15-23.
15. DENNIS, A. J.; SECOR, D. T. On resolving shear direction in foliated rocks deformed by simple shear. **Geol. Soc. Am. Bull.**, v. 102, p.1257-1267, 1990.
16. EBERT, H. D.; HASUI, Y.; COSTA, J. B. S. O caráter transpressivo do cinturão transcorrente Rio Paraíba do Sul. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3, 1991, Rio Claro. **Resumos Expandidos...** Rio Claro: SBG, 1991. p. 139 -141.
17. EBERT, H. D.; NEVES, M. A.; HASUI, I.; SZATMARI, P.; AIRES, J. R. Evolução dos cinturões de cisalhamento entre os blocos São Paulo, Vitória e Brasília através da tectônica colisional oblíqua: uma modelagem física. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 4., 1993, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBG, 1993, p. 254-258.
18. FERNANDES, A.J. **O Complexo Embu no leste do estado de São Paulo: contribuição ao conhecimento da litoestratigrafia e da evolução estrutural e metamórfica**. São Paulo, 1991. 120 p. Dissertação de Mestrado (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
19. HANMER, S. Assymetrical pull-aparts and foliation fish as kinematic indicators. **J. Struct. Geol.**, v. 8, p.111-122, 1986.
20. HASUI, Y. **Tectônica da área das folhas São Roque e Pilar do Sul, São Paulo**. São Paulo. São Paulo, 1973. 190p. Tese (Doutoramento em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
21. HASUI, Y. Evolução polifásica do Pré-Cambriano de São Paulo. **Boletim de Geociências – USP**, v. 6, p. 95-108. 1975.
22. HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. The Ribeira Folded Belt. **Rev. Bras. Geoc.**, v. 5: 257-266, 1975.
23. HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; BISTRICHI, C. A. Os granitos e granitóides da região de dobramentos sudeste dos estados de São Paulo e Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978, Recife. **Anais...** Recife: SBG, 1978, v.6, p.2594-2608.
24. HASUI, Y.; DANTAS, A.S.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. O Embasamento Pré-Cambriano e Eopaleozóico em São Paulo. In: Instituto de Pesquisas Tecnológicas, Mapa Geológico do Estado de São Paulo, PRÓ-MINÉRIO/PROMOCET, São Paulo, p. 12-45, 1981.
25. HEILBRON M., PEDROSA-SOARES AC., CAMPOS NETO M.C., SILVA L.C., TROUW R.A J., JANASI V. A Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (Coordenadores), **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo, Editora Beca, p.203-234, 2004.
26. HENNIES, W. T.; HASUI, Y.; PENALVA, F. O falhamento transcorrente de Taxaquara. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21, 1967. Curitiba, **Anais...** Curitiba: SBG, 1997, p. 159-168.
27. HUTTON, D.H.W. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. **Transactions of the Royal Society of Edinburgh**, v. 79, p.245-255, 1988a.

28. HUTTON D.H.W. Igneous emplacement in a shear zone termination: the biotite granite at Strontian, Scotland. **Geol Soc Amer Bull**, v. 100, 1392-1399, 1988b.
29. HUTTON D.H.W & REAVY R.J. Strike-slip tectonics and granites petrogenesis. **Tectonics** v. 11, p. 960-967, 1992.
30. INGRAM, G. M.; HUTTON, D. H. W. The great tonalite Sill: emplacement into a continental shear zone and implications for late Cretaceous to early Eocene tectonics in Southeastern Alaska and British Columbia. **Geol. Soc. Am. Bull.**, v. 106, p. 715-728, 1994.
31. KNETCH, T. Escala geológica do tempo pré-cambriano inferior. In: **Boletim Instituto Geográfico e Geológico do Estado de São Paulo**, v.41, p.14-36, 1964.
32. LACASSIN, R. Large-scale foliation boudinage in gneisses. **Journal of Structural Geology** 10, 643-647, 1988.
33. LISTER, G.S. & SNOKE, A.W. S-C mylonites. **J. Struct. Geol.**, v. 6, p.617-638, 1984.
34. MCCAFFREY, K.J.W. Igneous emplacement in a transpressive shear zone: Ox Mountains Igneous Complex. **Journal of the Geological Society, London** 149, 221-235, 1992.
35. MACHADO R & ENDO I. O Cinturão de Cisalhamento Atlântico: um exemplo de tectônica transpressional neoproterozóica. In: IV SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 1, 1993, Belo Horizonte. **Boletim Resumos...** Belo Horizonte: SBG, 1993, p. 188-191.
36. MORAIS, S.M. **Granito Itapeti, SP: Petrografia, litoquímica e tipologia do zircão**. Rio Claro. 1995. 130 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
37. MORAIS, S. M.; ARTUR, A.C.; MORALES, N.; PERES, J.P. Petrografia, litoquímica e estrutura do Granito Itapeti, Mogi das Cruzes, SP. **Revista Geociências (Universidade Guarulhos)**, v.2, n. 6, p. 70-81, 1997.
38. MOTIDOME, J. M. **Geologia do Complexo Embu na região entre Santa Isabel e Biritiba-Mirim, SP**. São Paulo, 1992. 172 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
39. NEVES, S. P.; ARAÚJO, A.M.B.; CORREIA, P.B.; MARIANO, G. Magnetic fabrics in the Cabanas Granite (NE Brazil): interplay between emplacement and regional fabrics in a dextral transpressive regime. **J. Struct. Geol.**, v. 25, p. 441-453, 2003.
40. NUMMER, A. R.; MACHADO, R.; DEHLER, N. M. Pluton emplacement in a releasing bend in a transpressive regime: the Arrozal Granite in the Paraíba do Sul shear belt, Rio de Janeiro. **An. Acad. Bras. Ciênc.**, v. 79, n.2, p. 299-305, 2007.
41. PASSCHIER, C.W.; SIMPSON, C. Porphyroclast systems as kinematic indicators. **Journal of Structural Geology** 8, 831-843, 1986.
42. PASSCHIER, C.W.; TROUW, R.A.J.; ZWART, H.J.; VISSERS, R.L.M. Porphyroblast rotation: eppur si muove? **Journal of Metamorphic Geology**, 10 (3): 283-294, 1992.
43. PUPIN, J. P. 1980. Zircon and granite petrology. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 73: 207-220.
44. RAMSAY, J. G. Shear zone geometry: a review. **J. Struct. Geol.**, v. 2, p. 83-99, 1980.
45. RIDEG, P. 1974. **Geology and structure of a portion of the Serra do Mar in Eastern São Paulo, Brazil**. Binghamton, 1974. 145 p. **These Phd** - State University of New York.
46. SIMPSON, C.; SCHMID, S. M. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. **Geol. Soc. Am. Bull.**, v. 94, p.281-8, 1983.
47. TASSINARI, C. C. G. 1988. **As idades das rochas e dos eventos metamórficos da porção sudeste do Estado de São Paulo e sua evolução crustal**. São Paulo. 198. 236p. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
48. THEODOROVICZ, A.; YAMATO A.A., TAKAHASHI A.T., VASCONCELOS C.S.; SANTARÉM P.C.; SILVA,V.A. Projeto Santa Isabel-Mogi das Cruzes-Mauá - relatório final, escala 1:50.000. São Paulo: Convênio Pró-minério/CPRM, v.1, 194p., 1990.
49. VAUCHEZ, A.. The development of discrete shear-zones in a granite: stress, strain and changes in deformation mechanisms. **Tectonophysics**, v.133, p. 137 - 156, 1987.
50. WERNICK, E. & GALEMBECK, T. M. B. Contribuição à caracterização de granitóides do Estado de São Paulo através do mineral zirconita. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5, 1985, São Paulo. **Atas...** São Paulo: SBG, 1985, v.1, p.119-132.
51. WERNICK, E. Caracterização genética de alguns granitóides brasileiros dos estados de São Paulo e Minas Gerais e implicações geotectônicas preliminares. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1984, Rio de Janeiro: SBG, 1984, v.6, p.1902-2918.
52. WHITE, S.H.; BURROWS, S.E.; CARRERAS, J.; SHAW, N.D., HUMPHREYS, F.J. On mylonites in ductile shear belts. **J. Struct. Geol.**, v. 2, p.175-87, 1980.

*Manuscrito recebido em: 02 de Maio de 2013  
Revisado e Aceito em: 11 de Julho de 2014*