

**ANÁLISE MICROESTRUTURAL DOS MILONITOS DA ZONA DE  
CISALHAMENTO INDIAVAÍ-LUCIALVA, PORÇÃO SW DO CRÁTON AMA-  
ZÔNICO (MT)**

Harrison Lima de Almeida

Dept. Geologia Geral (DGG) – Universidade Federal de Mato Grosso-UFMT  
Amarildo Salina Ruiz

Dept. Geologia Geral (DGG) – Universidade Federal de Mato Grosso-UFMT, Curso de  
Pós-Graduação em Geociências – Universidade Estadual Paulista-UNESP  
Axel Vollbrecht

Dept. Geologia Estrutural e Geodinâmica (GZG)-Universidade de Goettingen (Alema-  
nha)  
Paulo César Corrêa da Costa

Dept. Recursos Minerais (DRM) – Universidade Federal de Mato Grosso-UFMT  
Carlos José Archanjo

Instituto de Geociências(IGc) – Universidade de São Paulo-USP

## INTRODUÇÃO

Com o objetivo de avaliar as condições de deformação nos milonitos da zona de cisalhamento Indiavaí-Lucialva, bem como o(s) mecanismo(s) de recristalização dinâmica, foram realizados estudos de petrotrama e textura de eixo c de quartzo. O estudo mostra que as rochas afetadas pela Zona de Cisalhamento foram deformadas sob temperatura de  $600 < T < 700^{\circ}\text{C}$ . A recristalização dinâmica do quartzo ocorreu por migração de limites de grãos, com alguma contribuição de recristalização por rotação de subgrãos.

## CONTEXTO REGIONAL

O setor SW do Cráton Amazônico, exposto em Mato Grosso, é formado por um arranjo de domínios lito-tectônicos (Domínios Cachoeirinha, Jauru, Rio Alegre e Paraguá) caracterizados por exibir um arcabouço lito-estratigráfico e geocronológico distinto e limites balizados por zonas de cisalhamentos de expressão regional.

O Batólito Santa Helena constitui uma intrusão com cerca de  $3500 \text{ Km}^2$  cujas feições geológicas descrevem parte da complexa história magmática e deformacional responsável pela consolidação desta porção do cráton. Alongado tectonicamente na direção NS e alojado em rochas supra e infracrustais do Domínio Jauru, o batólito é constituído por gnaisses grossos, rosados, de composição sienogranítica a granodiorítica, com idade de cristalização (U-Pb em zircão) entre 1.42 a 1.45 Ga (Geraldes et al., 2001).

A análise estrutural do interior da intrusão indica a superposição de, pelo menos, dois episódios de deformação caracterizados pela formação do bandamento gnássico Sn (EW) e megacrenulações com feixes discretos de cisalhamento Sn+1(NS). O limite ocidental do batólito é definido pelas Zonas de

Cisalhamento Piratinha e Estiva Velha, enquanto o extremo NE, objeto deste trabalho, é marcado pela Zona de Cisalhamento Indiavaí-Lucialva, que o justapõe aos Complexos Metamórficos Taquarussu e Pontes e Lacerda (Matos et al. 2003). Enxames de enclaves de rochas meta-ultramáficas e maficas do Complexo Taquarussu nos gnaisses estudados indicam que a deformação cisalhante instalou-se no contato intrusivo entre o Batólito Santa Helena e as encaixantes do Domínio Jauru.

A área estudada situa-se cerca de 5 Km à norte da cidade de Jauru, região sudoeste do estado de Mato Grosso, e limite NE do batólito Santa Helena (Fig. 01).

## ZONA DE CISALHAMENTO INDIAVAÍ-LUCIALVA (ZCIL)

A Zona de Cisalhamento Indiavaí-Lucialva, que representou um papel importante no arcabouço tectônico e evolução do SW do Cráton Amazônico durante o Meso-Neoproterozóico, consiste de diversas faixas centimétricas a métricas, paralelas entre si, sítios de intensa deformação cisalhante dúctil, responsável pelo desenvolvimento milonitos, às expensas dos gnaisses previamente bandados. A zona de cisalhamento apresenta direção entre N60-50W e mergulhos íngremes (60 a 80°) para NE e teve sua cinemática descrita como transcorrente (Saes, 1999) e reverso (Matos et al. 2003), todavia o padrão de indicadores cinemáticos estudados mostram um movimento normal, de topo para NE, indicativo de um regime extensional.

A rocha encaixante da ZCIL é um gnaisse porfirítico de composição sieno a monzogranito com bandamento caracterizado pela alternância de níveis felsicos (quartzo-feldspáticos) e maficos (biotita). A lineação mineral, caracterizada por um agregado de

grãos quartzo-feldspáticos e máficos, forma faixas paralelas de ordem milimétrica a sub-milimétrica. Na zona de cisalhamento as rochas sofrem uma brusca diminuição no tamanho dos grãos, sobretudo os feldspatos. Essas faixas de intensa deformação são marcadas por uma trama composta por porfiroclastos e matriz recristalizada típica de uma foliação milonítica. Por vezes segmentos com muscovita quartzo milonítico também ocorrem. A altitude média da foliação milonítica é N60-50W com mergulho em torno de 65 graus para NE. A lineação de estiramento, definida pelo marcante estiramento preferencial do quartzo e/ou agregados quartzo-feldspáticos, exibe *plunge* médio aproximadamente de 60 graus para NE. Em virtude do estiramento e a intensa recristalização dos antigos grãos, a observação de indicadores cinemáticos (principalmente porfiroclastos rotacionados) são mais facilmente observados nas rochas menos deformadas, enquanto nos milonitos quartzo-micáceos são freqüentes as *mica-fish*.

## ESTUDO DA PETROTRAMA E TEXTURA DE EIXO C DE QUARTZO

Localmente a rocha encaixante é constituída por quartzo, microclina, plagioclásio e biotita. A ocorrência de granada (poiquiloblástica), embora em quantidade acessória, é comum a quase todas as rochas estudadas. A foliação nos gnaisses milonitizados é definida pela disposição subparalela de cristais de biotita e/ou muscovita, e por grãos de quartzo estirados. Nos milonitos menos deformados os grãos de quartzo são pouco alongados e os contatos mostram limites lobulares. Em geral, esses lóbulos têm diferentes tamanhos, exibem limites inter-penetrantes com a formação de *fast* e *slow migration*, indicando recristalização por migração de limites de grãos (Drury & Humphreys, 1986). Com a intensificação dessa inter-penetratividade grãos podem ocorrer total ou parcialmente inclusos, resultando em uma microestrutura de grãos dissecados (Urai et al., 1986). Algumas das microestruturas descritas por Jessel (1987), tais como *pinning*, "janela" e *dragging*, indicativas do sentido de migração de limites de grãos, também ocorrem. Feições de deformação intracristalina incluem bandas de deformação e extinção ondulante, bem como a formação de subgrãos. Em grãos de quartzo limites de baixo ângulo também podem exibir uma associação de formas prismáticas e quadráticas, as quais foram denominadas por Kruhl (1996) de microestrutura do tipo "tabuleiro de xadrez". A formação dessa subestrutura é atribuída a atuação simultânea dos prismas  $\langle a \rangle$  e  $\langle c \rangle$  em temperaturas de 660° C (Blumenfeld et al., 1986; Kruhl, 1996). A morfologia dos grãos de feldspatos não-difere muito do quartzo e indica semelhante comportamento mecânico (Passchier & Trouw, 1995). No contato feldspato-quartzo os limites são também fortemente lobulares, o que pode ter resultado da deformação e/ou troca química. A observação de limites em cúspide, no contato com o quartzo, e a presen-

ça microestrutura *core-mantle* indicam a possível atuação de difusão por *dislocation creep* e temperatura da ordem de 650° C (Gower & Simpson, 1992). Em rochas com maior intensidade de deformação quartzo e feldspatos são mais estirados e formam *ribbons*. A matriz dessas rochas é formada por agregado poligonal e inequigranular, dominada pela formação de novos grãos ausentes de deformação intracristalina, possivelmente resultante do balanço entre processos de recristalização e crescimento de grãos (De Bresser et al., 2001). Em muscovita quartzo milonítico os grãos de quartzo formam camadas paralelas e limitadas lado a lado por filmes de mica. Internamente, o contato quartzo-quartzo exibe suturas e lóbulos, mas quando em contato lateral com planos (001) das micas, tem seu crescimento inibido. Subgrãos no interior dos grãos de quartzo são aproximadamente do mesmo tamanho que os grãos da matriz, o que indica que a rotação de subgrãos pode ter sido um mecanismo de recristalização também importante durante o processo de recristalização dinâmica desse mineral.

A distribuição de máximos como o que é observado na figura 2A é esperado para a ativação do prisma  $\langle c \rangle$  (Starkey, 1979). Máximos como na figura 2B é explicado pela ativação do prisma  $\langle a \rangle$  com alguma possível contribuição do basal  $\langle a \rangle$  (sub-máximo em torno de Z) (Starkey, 1979; Lister & Dornsepen, 1982). A figura 2C indica que principalmente o prisma  $\langle c \rangle$  foi ativado, com evidências também para a ativação do romboedro (r,z). Em B e C máximos diametralmente opostos podem ser traçados seguindo-se uma linha inclinada a cerca de 25 graus do plano da foliação. Essa trama é consistente com o sentido de cisalhamento com topo para NE e corrobora com o movimento determinado a partir dos indicadores cinemáticos. Tem sido observado que a ativação do prisma  $\langle c \rangle$  ocorre apenas em altas temperaturas ( $> 600^{\circ}$  C, Blumenfeld et al., 1986). Entretanto, Okudaira et al. (1995) mostraram que em temperaturas de 550-600° a ativação do prisma  $\langle c \rangle$  e  $\langle a \rangle$  já podem ser esperados. Para as nossas amostras temperaturas da ordem de 600-660° foram dominantes durante a deformação dos milonitos. Semelhante conclusão é sugerida também por algumas subestruturas e microestruturas em limites de grãos.

## CONCLUSÕES

Baseado no estudo da microestrutura em agregados de quartzo e feldspatos e na análise da textura de eixo c foi possível avaliar as condições de deformação dos milonitos da zona de cisalhamento Indiaívaí-Lucialva. Durante a deformação dúctil acomodada pela zona de cisalhamento extensional Indiaívaí-Lucialva, a recristalização dinâmica dos grãos de quartzo foi favorecida pela migração de limites de grãos, com secundário mecanismo de rotação de subgrãos. Esses mecanismos foram essenciais para a construção da trama dos milonitos, principalmente em micro escala. Temperatura da ordem de 600-660° C foi dominante durante a deformação na ZCIL.

## AGRADECIMENTOS

Harrison L. Almeida agradece à FAPEMAT (proc. n° 3.2.2.33/02-2004) e Amarildo S. Ruiz à FAPESP (proc. n°. 2002/13079-0) pelo financiamento da pesquisa.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Blumenfeld P.; Mainprice D.; Bouchez J.L. 1986. C-slip in quartz from subsolidus deformed granite. *Tectonophysics*, **127**: 97-115
- De Bresser J.H.P.; Ter Heege J.H.; Spiers C.J. 2001. Grain size reduction by dynamic recrystallization: can it result in major rheological weakening?. *Int. J. Earth Sci.*, **90**: 28-45
- Drury M.R. & Humphreys F.J. 1986. The development of microstructure in Al-5% Mg during high temperature deformation. *Acta Met.*, **34**: 2259-2271
- Geraldes, M.C.; Van Schmus W.R.; Condie K.C.; Bell S.; Teixeira W.; Babinski M. 2001. Proterozoic geologic evolution of the SW part of the Amazonian Craton in Mato Grosso State, Brazil. *Precamb. Res.*, **111**: 91-28
- Gower R.J. & Simpson C. 1992. Phase boundary mobility in naturally deformed high-grade quartzofeldspathic rocks: evidence for diffusional creep. *J. Struc. Geol.*, **14**: 301-313
- Jessel M.W. 1987. Grain-boundary migration microstructures in a naturally deformed quartzite. *J. Struc. Geol.*, **8**: 1007-1014
- Kruhl J.H. 1996. Prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. *J. Met. Geol.*, **14**: 581-589
- Lister G.S. & Dornseipen U.F. 1982. Fabric transitions in the Saxony granulite terrain. *J. Struc. Geol.*, **1**: 81-92
- Matos, J.B. Ruiz A.S.; Souza M.Z.A.; Calachibete C.; Geraldes M.C. 2003. Caracterização litoestrutural dos distritos de Taquarussu-Lucialva-Município de Jaurú, MT. In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste,8, Atas, p. 40
- Okudaira T.; Takeshita T.; Hara I.; Ando J. 1995. A new estimate of the conditions for transition from basal  $<\mathbf{a}>$  to prism  $[c]$  slip in naturally deformed quartz. *Tectonophysics*, **250**: 31-46
- Passchier C.W. & Trouw R.A.J. 1995. *Microtectonics*. Springer, New York, 289 pp.
- Starkey J. 1979. Petrofabric analysis of Saxony Granulites by optical and X-ray diffraction methods. *Tectonophysics*, **58**: 201-219
- Stipp M.; Stünitz H.; Heibronner R.; Schmid S. M. 2002. The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700° C. *J. Struc. Geol.*, **24**: 1861-1884

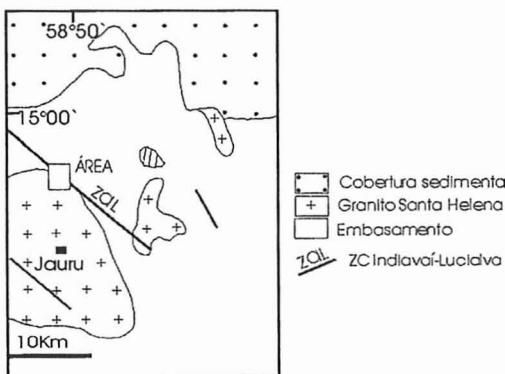


Fig 1. Localização da área estudada no contexto geológico regional

Fig. 02 - Figura polar de eixo c de quartz. Projeção inferior em diagrama de igual -área. A, 190 medidas. B, 215 medidas e C, 205 medidas. Traço horizontal é o plano da foliação com a lineação contida naquele.

