

**BOLETIM DE
RESUMOS
EXPANDIDOS**

**VOLUME 2
SESSÕES TEMÁTICAS**

SÃO PAULO, 1992

CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA



contatos no quartzo e instabilização do k-feldspato). Entretanto, a maior parte dos milonitos foi retrabalhada sob condições de temperatura de fácies anfíbolito médio a inferior, sugeridas por microestruturas indicadoras de recristalização por nucleação de feldspatos associadas à cristalização sintectônica de biotita de alta temperatura. Localmente, condições de deformação de fácies xistos-verdes são indicadas por microestruturas sugerindo deslizamento basal no quartzo, substituição de feldspatos por micas e cristalização de biotita de baixa temperatura na foliação.

A evolução termo-mecânica da movimentação transcorrente NE-SW caracteriza-se essencialmente pelo sincronismo entre magmatismo e deformação, correspondendo a um resfriamento quase isobárico relacionado ao posicionamento dos granitos na crosta média. Esse padrão P-T é sugerido por uma evolução microestrutural indicando condições de temperatura decrescentes de cerca de 700-650°C (hipersolvus) a 450-400°C (fácies xistos-verdes médio a inferior) e pelas baixas pressões (inferiores a 4kbar) indicadas por determinações petrológicas preliminares em xenólitos de metapelitos cisalhados a alta temperatura.

Três hipóteses podem ser postuladas quanto à origem do extensivo magmatismo sincinemático à movimentação longitudinal:

- i- aquecimento do manto superior por *shear heating* em uma zona de cisalhamento de escala litosférica induzindo fusão da crosta inferior (Fleitout & Froidevaux, 1980);
- ii- regime transtensional resultando em fluxo térmico elevado e fusão no manto superior;
- iii- fusão da crosta devida à relaxação térmica (*thermal*

REFERÊNCIAS

- DAVIDSON, C. & HOLLISTER, L.S. 1992. Role of melt in the formation of a deep-crustal compressive shear zone: the MacLaren Glacier metamorphic belt, South Central Alaska. *Tectonics*, **11**: 348, 359.
- DELL'ANGELO, L. & TULLIS, J. 1988. Experimental deformation of partially melted granitic aggregates. *J. metamorphic Geol.*, **6**: 495, 515.
- ENGLAND, P.C. & THOMPSON, A., 1986. Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental collision zones. In: *Collision Tectonics*. Coward, M.P. & Reis, A.C. (eds.), *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **11**: 83, 94.
- FERNANDES, L.A.D.; TOMMASI, A. & PORCHER, C.C. 1992. Deformation patterns in the Southern Brazilian branch of the Dom Feliciano belt: a reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences*, **5**: 76, 84.
- FLEITOUT, L. & FROIDEVAUX, C. 1980. Thermal and mechanical evolution of shear zones. *J. Struct. Geol.*, **2**: 159, 164.
- HOLLISTER, L.S. & CRAWFORD, M.L. 1986. Melt-enhanced deformation: A major tectonic process. - *Geology*, **14**: 558, 561.
- TOMMASI, A. 1991. *Evolução cinemática do Cinturão Dom Feliciano durante o Ciclo Brasileiro*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul., 207 p.

TRANSPRESSÃO DEXTRAL NO SUDESTE DO ESTADO DO CEARÁ PROVÍNCIA BORBOREMA

Jaziel Martins Sá - DG/UFRN - Brasil; Jean Michel Bertrand - CRPG/CNRS - França

INTRODUÇÃO A faixa Orós localiza-se no sudeste do estado do Ceará, Nordeste do Brasil (Figura 1), e está geologicamente enquadrada dentro da Província Borborema. Esta faixa é constituída por uma seqüência vulcano-sedimentar iniciada no final do Proterozóico inferior (ca. 1,8 Ga) com

intrusões plutônicas ácidas e básicas de idades desde 1,7 a 0,65 Ga (Sá *et al.*, 1991).

O arcabouço tectônico deste cinturão foi estabelecido pelo ciclo orogênico Brasileiro que deformou a seqüência sedimentar e rochas ígneas associadas mostrando-se atual-

mente como uma faixa alongada e estreita de direção N-S, vergando para WSW-ENE na sua extensão meridional e largura máxima de 12 km na sua parte central. Três fases de dobramentos sucessivas e contínuas, sincrônicas ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento, foram identificadas e caracterizadas como tendo sido formadas/desenvolvidas durante o ciclo orogênico Brasileiro. Na escala da Faixa, a posição das foliações apresentam mergulhos da ordem de 80-85° para leste na parte ocidental, tornando-se vertical na parte central e mudando progressivamente a vergência para leste, se dispondo como uma estrutura em leque assimétrico conforme configurado na Figura 2.

ZONAS DE CISALHAMENTO E O ELIPSÓIDE DE DEFORMAÇÃO FINITA Cisalhamentos de intensidade variável são observados em toda a região, configurando para a faixa Orós um cinturão de cisalhamento, contudo, dois corredores contínuos e bem definidos de rochas miloníticas se individualizaram claramente nas bordas leste e oeste, em todas as escalas, inclusive em imagens de radar, perfazendo larguras de algumas centenas de metros até 2 km. A foliação milonítica é quase sempre sub-vertical e de direção N-S, vergando para WSW-ENE na parte meridional, sendo então paralelas ao cinturão. Estruturas associadas tais como (i) transposição de planos paralelizando-os à "fabric" milonítica, (ii) desenvolvimento de dobras em bainha e lineações de estiramento formando tectonitos $L > S$, (iii) superfícies S-C, planos C, "mica fishes" e (iv) desenvolvimento de uma foliação milonítica caracterizada por finas bandas onde se ressaltam clastos assimétricos, são estruturas localmente observadas. As superfícies conjugadas bem como a assimetria de clastos fornecem sentido de movimento horário e as lineações de estiramento (L_x) e dobras em bainha são horizontais a sub-horizontais implicando um movimento transcorrente e de caráter dextral.

O que chama a atenção no estudo destas zonas de cisalhamento (ZC) é o fato de que este tipo de estruturas supra-crustais, que são típicas de cisalhamento simples, só são caracterizadas em algumas sub-zonas restritas dentro destes corredores miloníticos, sendo escasso o desenvolvimento de superfícies conjugadas e o sentido de rotação de clastos não mostrarem uma constante na sua cinemática ou mais comumente serem simétricos. O que se observa em perfis transversais a estas zonas é que os tectonitos S predominam amplamente sobre os tectonitos L, muitas vezes as razões XZ do elipsóide de deformação finita apresenta valores similares ou pouco superiores a YZ, com estiramento dos clastos no plano XY pouco pronunciados. Estas observações seriam mais sugestivas de achatamento, implicando em cisalhamento co-axial, ao contrário de algumas sub-zonas restritas onde, em termos qualitativos, uma constricção seria mais caracterizada.

Estas observações nos levaram a tentar quantificar e caracterizar o regime de deformação a que estas zonas foram submetidas, utilizando métodos clássicos de medidas de deformação tais como o método R/ϕ de Dunnet e uma variante do método de Panozzo realizada por Lapique (1987) e denominada método dos Diâmetros de Feret. Foram coletadas amostras sistemáticas em um perfil de 2 km na Zona de Cisalhamento Oriental (ZCO), envolvendo ríolitos e augen gnaisses, e outro perfil de 550 metros na Zona de Cisalhamento Ocidental (ZCOc) em ortognaisses microporfíricos. De

cada amostra foram analisados 2 seções perpendiculares (XZ e YZ). Os marcadores utilizados foram os porfiroclastos de KF incluindo a sombra de pressão, tendo sido estudado, para cada seção, um número de clastos que variou de 50 a 367, num total de 24 amostras. Os dados foram recolhidos em lâminas delgadas ou "slides" em rochas com clastos maiores, tendo sido utilizado o Analisador Videográfico de Imagens (Lapique *et al.*, 1988, Champenois, 1989) do Centre de Recherches Pétrographique e Géochimiques, Nancy, França.

Os valores obtidos denotam uma heterogeneidade da taxa de deformação com razões XZ, YZ e XY apresentando valores respectivos de 7,6:2,1:3,7 a 2,2:2,1:1,0 na ZCO e 7,6:2,1:3,7 a 3,5:1,8:1,6 na ZCOc. Assinalamos que as variações de intensidade se distribuem nas ZC de maneira irregular em termos espaciais. Com o objetivo de determinar o regime de cisalhamento, aplicamos estes resultados em diagramas binários R_{XY} vs R_{YZ} (Ramsay, 1967) que separam os diferentes domínios da deformação através do parâmetro $K = \ln(R_{XY}/R_{YZ})$, em regime de achatamento ($K < 1$) ou constricção ($K > 1$), passando pelo campo da deformação plana ($K \approx 1$). Para uma melhor visualização em termos espaciais da distribuição do parâmetro K nas zonas de cisalhamento, a Figura 3 apresenta os pontos estudados nas 2 zonas de cisalhamento. Como primeira observação desta figura, resalta-se que nas 2 ZC há uma predominância das amostras no campo do achatamento, ao mesmo tempo em que não há uma distribuição regular ou local específico do domínio da constricção na ZCO, pois os 2 pontos observados são no interior do corpo de augen gnaisses. Por outro lado na ZCOc a constricção está bem caracterizada no contato micaxisto-ortognaisses.

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES As observações de terreno e os estudos de deformação finita mostram que as ZC da Faixa Orós foram submetidas a uma deformação de caráter dúctil de comportamento heterogêneo, traduzida por uma distribuição irregular da taxa de deformação e uma variação da "forma" do elipsóide de deformação desde o domínio de achatamento à constricção. A constricção é espacialmente restrita e detectada na ZCOc em regiões de descontinuidade litológica entre rochas competentes e incompetentes, sendo portanto locais mais favoráveis ao deslocamento e a constricção devido a uma maior favorabilidade a circulação de fluidos. No caso da ZCO não existe controle espacial e podemos apenas sugerir a existência de antigas cicatrizes antigas provavelmente ligadas à compartimentação da antiga bacia sedimentar de Orós, que seriam locais particularmente mais favoráveis a movimentos de planos.

O conjunto de dados revela que as ZC desta faixa dobrada se desenvolveram em regime de achatamento com sub-zonas restritas e contemporâneas que forneceram uma resposta com movimentos cisalhantes mais característicos de uma constricção, resultando uma deformação cujas características dominantes são do tipo co-axial com encurtamento de direção aproximadamente E-W, acompanhado de uma componente rotacional (não co-axial) restrita a alguns locais, caracterizando uma transpressão dextral para esta faixa Brasileira de direção N-NE. Condições similares foram encontradas por Archanjo & Bouchez (1991), a centenas de km mais a leste na região do Seridó.

REFERÊNCIAS

- ARCHANJO, C.J.; BOUCHEZ, J.L. 1991. Le Seridó, une chaîne compressive dextre au Protérozoïque supérieur du Nord-Est du Brésil. *Bull. Société Géolog. de France*, 162(4): 637-647.
- CHAMPENOIS, M. 1989. Apport de l'analyse interactive d'images à l'étude de l'évolution structurale de zones déformées: application à une zone de cisaillement pan-africaine de l'Adrar des Iforas (Mali) et aux orthogneiss du massif du Grand Paradis (Alpes, Italie). Tese de doutoramento, INPL, Nancy, France, 210 pp. (inédito).
- LAPIQUE, F. 1987. Traitement informatique de la déformation finie et interprétation de l'évolution tectonique Pan-Africaine de la région de Timgaouine (Hoggar, Algérie). Tese de doutorato, Univ. Nancy I, Nancy, France, 224 pp. (inédito).
- LAPIQUE, F.; CHAMPENOIS, M.; CHEILLETZ, A. 1988. Un analyseur videographique interactif: description et application. *Bull. Minéralogie*, 111: 676-687.
- RAMSAY, J.G. 1967. Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill, New York, 568 pp.
- SA, J.M.; BERTRAND, J.M.; LETERRIER, J. 1991. Evolution géodynamique et géochronologie (U-Pb, Rb-Sr et K-Ar) de la ceinture plissée d'Orós, NE du Brésil. *Compte-rendu de la Académie de Sciences de Paris*, Tome 313, Série II: 231-237.

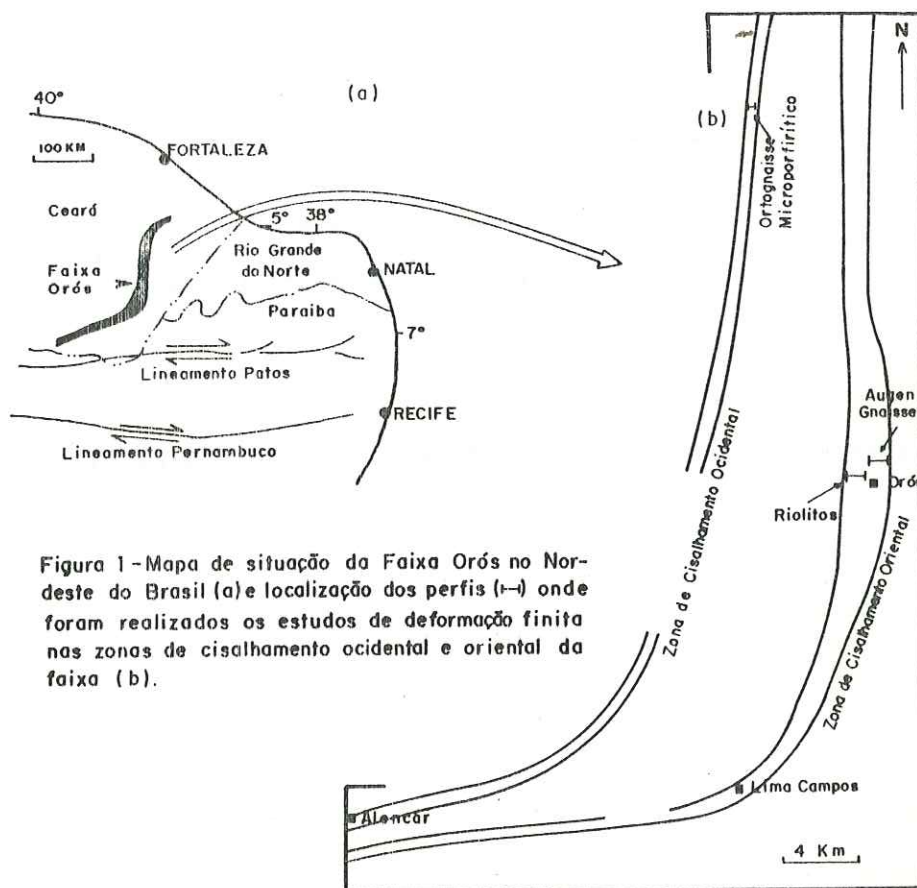


Figura 1 - Mapa de situação da Faixa Orós no Nordeste do Brasil (a) e localização dos perfis (1-1) onde foram realizados os estudos de deformação finita nas zonas de cisalhamento ocidental e oriental da faixa (b).

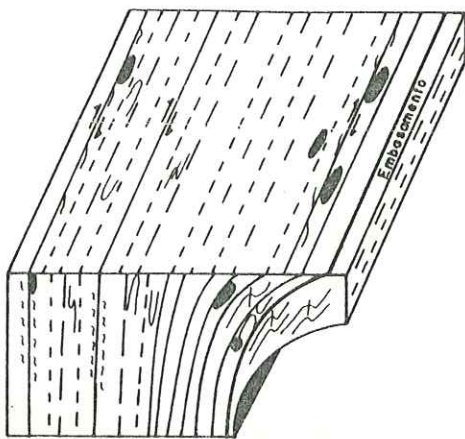


Figura 2 - Esboço tectônico da Faixa Orós, onde resalta-se uma estruturação em leque assimétrico ("semi-leque").

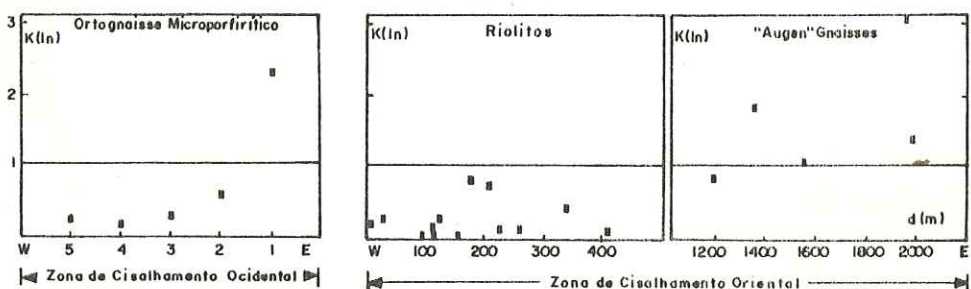


Figura 3 - Diagramas binários dos parâmetros $K(\ln)$ de Ramasay (1967) vs localização das amostras nas zonas de cisalhamento da faixa Orós. A linha horizontal $K(\ln) = 1$ separa os domínios do achatamento ($K < 1$) e constrição ($K > 1$)

THE BORBOREMA SHEAR ZONE SYSTEM: A TECTONIC MODEL

A. Vauchez - Univ. de Montpellier II, France; V. Amaro - UFRN, Natal, Brasil; C. Archanjo - UFRN, Natal, Brasil / Univ. de Toulouse, France; M. Arthaud - Univ. Fortaleza, Brasil; J.L. Bouchez - Univ. de Toulouse, France; R. Caby - Univ. de Montpellier II, France; M. Corsini - Univ. de Nice, France; M. Egydio-Silva - USP, São Paulo, Brasil; E.F. Jardim de Sá - UFRN, Natal, Brasil; S.P. Neves - UFPE, Recife, Brasil; J.M. Sá - UFRN, Natal, Brasil; A.N. Sial - UFPE, Recife, Brasil.

During Neoproterozoic time, the Borborema province was entirely affected by the Brasiliano orogeny that resulted in the development of a complex network of continental-scale transcurrent shear zones, over an area exceeding 200,000 km². This network (fig. 1), one of the largest and most complex in the world, is composed of northeast-trending dextral strike-slip faults in the northwestern domain, and by east trending dextral strike-slip faults associated with north to northeast-trending metasedimentary belts in the central and southeastern domains. Combining remote sensing, kinematic analysis and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of rocks from the shear zones, it is suggested that the entire network forms a mechanically coherent system the Borborema Shear Zone System - resulting from a single, long lasting tectonic event.

Satellite imagery together with field data stress the extension and geometry of individual shear zones and the relationships between the different structures forming the system (e.g. Amaro *et al.*, 1991), especially:

- The main fault zones are well defined and wide (from 5 km up to 25 km),
- NE-trending shear zones in Ceará (Granja sz, Senador-Pompeu sz) are rectilinear and continuous. On the opposite EW-trending shear zones of central Borborema (Patos sz, Campina Grande sz, Pernambuco sz) are discontinuous, composed of separate segments that terminate at the tip of NE-trending transpression belts to which they are linked in structural continuity,