

Microestruturas e tramas de eixo C de quartzo em milonitos do Sistema de Cisalhamento Campina Grande (PB), Província Borborema

Sérgio Wilians de Oliveira Rodrigues^{1,2} & Carlos José Archanjo³

Resumo Zonas de cisalhamento verticais de direção NW destrais e de direção NE sinistrais formam um sistema conjugado situado no segmento oriental do Lineamento Patos (Província Borborema). O estudo da trama de eixos-c de quartzo nas faixas quartzozas confinadas na foliação milonítica é consistente com diferentes critérios cinemáticos verificados em meso- e macroescala. As tramas podem ser descritas por guirlandas simples ou cruzadas relacionadas a ativações combinada dos sistemas de deslizamento basal e romboédrico <a> sob temperatura baixa a moderada (300 a 600° C). As microestruturas são típicas de deformação dúctil do quartzo associado à recristalização dinâmica, enquanto no K-feldspato predomina o microfraturamento. O sistema transcorrente conjugado é resultante de esforços compressivos de direção NNW-SSE, que também são responsáveis pelo cavalgamento do embasamento Paleoproterozóico sobre o plúton granítico Brasileiro de Serra Redonda. A progressão e localização final da deformação cisalhante manteve uma cinemática estável, inclusive nos estágios finais da deformação finita registrada em ultramilonitos e na trama de eixos-c de quartzo.

Palavras-chave: Eixo-c de quartzo, microestruturas, sistemas de zonas de cisalhamento, Província Borborema.

Abstract *Microstructures and quartz C-axis fabrics in mylonites from the Campina Grande Shear Zone System (PB), Borborema Province (NE Brazil).* Left-lateral NW-trending and right-lateral NE-trending shear zones form a conjugate structure close to the eastern termination of the Patos Lineament (Borborema Province). C-axis fabrics in quartz-mylonites show single and cross guirdle patterns consistent with kinematic criteria recorded in meso- and regional macroscale. They are related to the activation of mainly basal and rhomboedric <a> slip systems in a low to moderate temperature (300 a 600° C). Microstructures in quartz indicate the deformation mechanisms include crystal plastic and recrystallization processes, but ductile-brittle strains in feldspar. The conjugate shear zone system agrees with a bulk NNW-SSE trending shortening direction. It was also responsible for the thrusting of the Paleoproterozoic basement to over younger rocks of the “Alto Pajeú terrane”. The consistency of the kinematic criteria remains stable even in the latest incremental ductile deformation recorded in ultramylonite bands and in the quartz-c fabrics.

Keywords: quartz-c fabrics, microstructure, shear zones, Borborema Province.

INTRODUÇÃO Entre as características marcantes da tectônica brasileira na Província Borborema (Nordeste do Brasil) estão o volumoso magmatismo granítico e as grandes zonas de cisalhamento (lineamentos) que recortam e subdividem a província em diferentes domínios crustais. Os lineamentos Patos e Pernambuco limitam, respectivamente a norte e a sul, o domínio da “Zona Transversal” (Fig. 1). Nestes lineamentos são comuns milonitos de alta temperatura frequentemente associados a fusão parcial das rochas encaixantes (Vauchez & Egydio-Silva 1992, Corsini *et al.* 1991). Milonitos de média e baixa temperatura e ultramilonitos são encontrados notadamente no Lineamento Leste-Pernambuco (Davison & MacCarthy 1995, Neves *et al.* 1996) e na borda sul do Lineamento Patos (Corsini *et al.* 1991; Vauchez *et al.* 1995). Se a estrutura e cinemática dos cisalhamentos maiores da Província Borborema estão relativamente bem estudados, o mesmo não se pode afirmar sobre as falhas satélites que se conectam aos

lineamentos. Elas são importantes para o entendimento da tectônica regional, pois deformam internamente os domínios crustais e, em vários exemplos, controlam o alojamento de plútons graníticos neoproterozóicos (Archanjo *et al.* 1994; Sá *et al.* 1999; Neves *et al.* 2006).

O Lineamento Patos parece constituir um limite tectônico maior, separando domínios geocronológicos e estilos deformacionais contrastantes. No domínio Seridó-Jaguaribe, situado a norte, as zonas de cisalhamento de direção NE são sistematicamente destrais enquanto as de direção NW, subordinadas, sinistrais (Archanjo & Bouchez 1997, Sá *et al.* 1999). No domínio da Zona Transversal as zonas cisalhamentos de direção NE melhor estudadas, como em Igarassi (Boqueirão dos Cochos), Afogados da Ingazeira e Caruaru, são sinistrais (Archanjo *et al.* 1999; Silva & Mariano 2000; Neves *et al.* 2000). Na Zona Transversal, particularmente em torno do plúton granítico de Itaporanga, as transcorrências NE sinistrais foram associadas à compressão regional

1 - CPRM/Serviço Geológico do Brasil, Superintendência Regional de São Paulo, São Paulo (SP), Brasil. E-mail: srodrigues@sp.cprm.gov.br

2 - Universidade de São Paulo, Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, São Paulo (SP), Brasil.

3 - Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo (SP), Brasil. E-mail: archan@usp.br

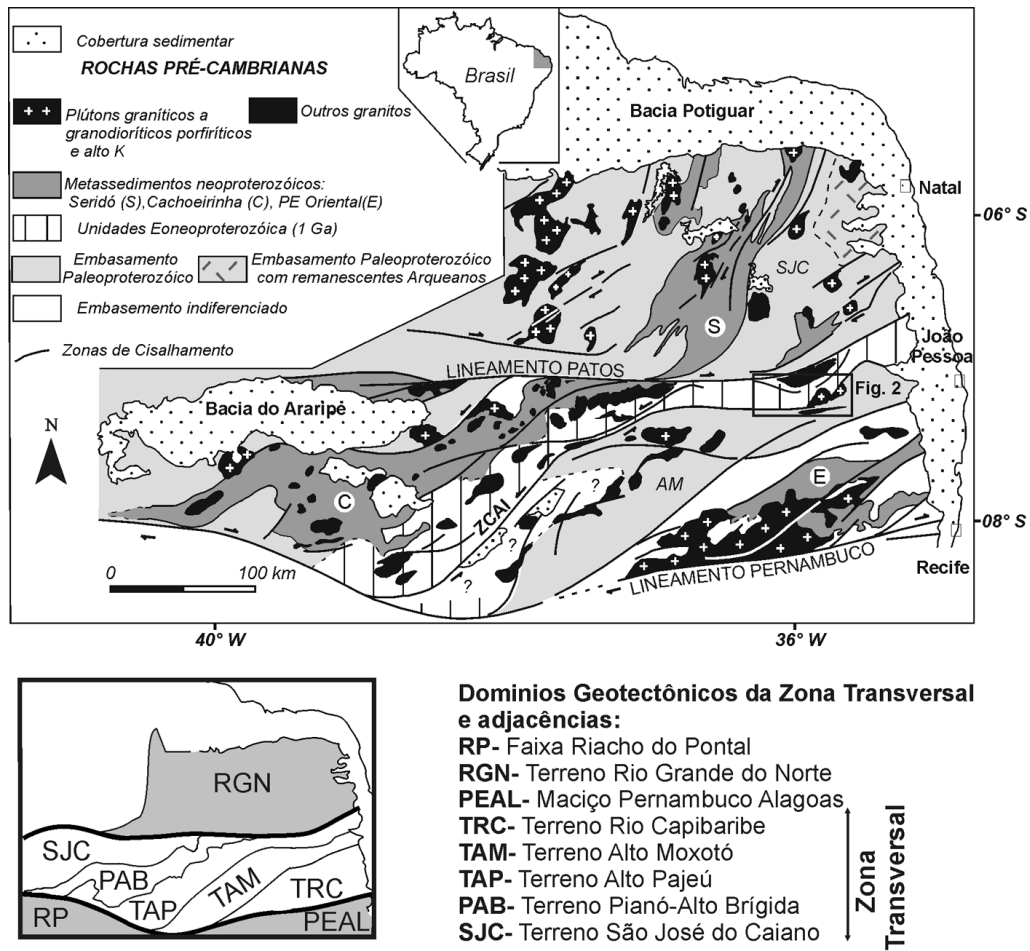


Figura 1 - Contexto geológico da Província Borborema (modificado de Archanjo & Fetter 2004)

de direção aproximada NNW (Archanjo *et al.* 1999). No Seridó, por outro lado, a compressão dominante foi aproximadamente E-W atribuída ao movimento para leste do Patos (Corsini *et al.* 1991)

Este estudo é focado no conjunto de falhas transcorrentes situados entre o lineamento Patos e a zona de cisalhamento de São José dos Cordeiros, denominado “Sistema de Cisalhamento Campina Grande” (Fig. 2). Ele compreendendo zonas de cisalhamento destrais (Campina Grande e Catolé), sinistrais (Matinhas e Galante) e falhas de empurrão (Riachão do Bacamarte). Estas estruturas, observáveis em imagens de sensores remotos e fotografias aéreas, formaram-se em torno do Complexo Granítico de Esperança, dos plútons de Campina Grande e Serra Redonda e do dique de Queimadas. Os dados de campo permitiram caracterizar a cinemática do falhamento, enquanto o estudo das microestruturas e os padrões de orientação cristalográfica preferencial permitiram inferir as condições da deformação nas zonas de cisalhamentos em foco.

ARCABOUÇO LITO-ESTRUTURAL A região estudada localiza-se na Província Borborema (Fig. 1) que é uma ampla região Brasileira que compreende a região nordeste da Plataforma Sul-Americana formada

por um sistema ramificado de orógenos neoproterozóicos que são separados por terrenos proterozóicos e eventualmente por núcleos arqueanos (Brito Neves *et al.* 2000, Almeida *et al.* 1981). A Província Borborema se estende por grande parte do Nordeste brasileiro, desde os estados de Sergipe até a parte oriental do Piauí.

A Província Borborema apresenta uma complexidade estratigráfica e geocronológica que define uma série de compartimentos tectônicos que são definidos por diferentes aspectos geológicos e geofísicos. Modelos de compartimentação tectônica foram propostos por diversos autores (Brito Neves 1975 e 1983, Santos & Brito Neves 1984, Sá 1994 etc). Nos últimos quinze anos, estudos baseados em diferentes métodos geocronológicos (principalmente U-Pb e Sm-Nd), têm sido utilizados por diversos autores (Van Schmus *et al.* 1995, Santos *et al.* 1999, Brito Neves *et al.* 2000, Brito Neves *et al.* 2001 a e b, Santos *et al.* 2002, Brito Neves *et al.* 2005 etc) na caracterização e refinamento dos compartimentos tectônicos que compõem a Província Borborema.

Na região de estudo engloba principalmente dois compartimentos tectônicos do arcabouço da Província Borborema (Fig. 1 e 2A), a saber de norte para sul; Terreno Alto Pajeú (TAP), composto de ortognaisses (Granitóides Cariris Velhos) e supracrustais (Com-

Microestruturas e tramas de eixo C de quartzo em milonitos do Sistema de Cisalhamento Campina Grande (PB), Província Borborema

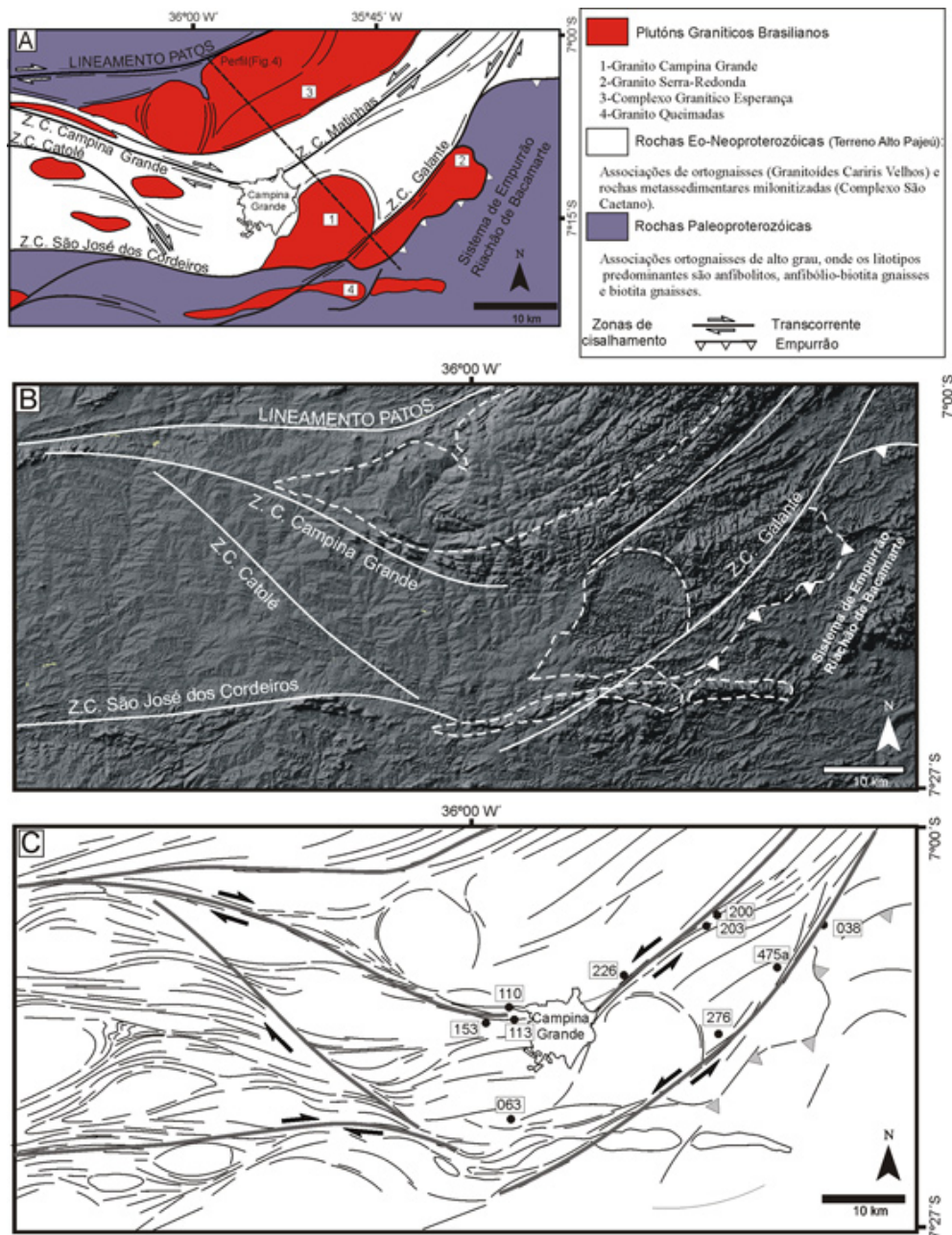


Figura 2 - Sistema de Cisalhamento Campina Grande. A) Principais Zonas de cisalhamento regionais e contexto geológico e localização da secção geológica da área de estudo. B) Imagem de relevo sombreado, com iluminante situado a N45W, inclinação de 45°, baseado em modelo digital de terreno produzido por interferometria de radar (SRTM - Shuttle Radar Topographic Mission). C) Interpretação das estruturas associadas as principais zonas de cisalhamento baseada em imagens Landsat e de relevo sombreado. Localização das amostras analisadas.

plexo S. Caetano) de idades Eo-neoproterozóicas; Terreno Alto Moxotó (TAM), estruturado por ortognaisses variados, migmatitos e rochas máficas-ultramáficas de idades paleoproterozóicas. Ambos são parte integrante do Domínio da Zona Transversal, que agrega uma série de compartimentos tectônicos da Província Borborema situados entre os Lineamentos Patos e Pernambuco.

O denominado “Terreno Alto Moxotó” (Brito Neves *et al.* 2001b e Santos *et al.* 2002), apresenta quatro tipos litológicos principais a saber: Ortognaisses banda-

dos laminados, ortognaisses graníticos e granodioríticos, rochas máficas-ultramáficas metamorfizadas (principalmente anfíbolitos) e gnaisses aluminosos (caracterizados por outros autores, Santos *et al.* 2002, como Complexo Sertânia). As determinações geocronológicas dos ortognaisses bandados apresentam idades U/Pb em zircões com valores paleoproterozóicos (idades de 2016 ± 26 Ma, 2109 ± 8 Ma, 2393 ± 110 Ma, Santos *et al.* 2004 e Brito Neves *et al.* 2001b). Os gnaisses aluminosos também apontam idades paleoproterozóicas com determinações

geocronológicas U/Pb em zircões magmáticos de metavulcânicas (2126 ± 26 Ma, Santos *et al.* 2004) e de meta-
vulcanoclásticas (~ 2200 a 1950 Ma, Santos *et al.* 2004).

Na área de estudo, no TAM a assembléia litológica é caracterizada por anfíbolitos, anfíbio-biotita gnaisses e biotita gnaisses. Estes mesmos comumente apresentam-se bandados (bandamento de caráter composicional), granulação média a grossa, mesocráticos a melanocráticos e texturas nematoblásticas a granonematoblásticas. Nas porções migmatizadas ocorrem leucossomas graníticos grossos e melanossomas como níveis biotíticos milimétricos. Ocorrem subordinado corpos métricos de biotita augen gnaisses (granodioríticos a graníticos) intrusivos nos anfíbolitos e anfíbio-biotita gnaisses.

O TAM é limitado a norte com o Terreno Alto Pajeú (TAP) por Zonas de cisalhamento transcorrentes e por um sistema de empurrão (Sistema de Empurrão Riachão do Bacamarte), a sul é limitado pelo Terreno Rio Capibaribe pela Zona de Cisalhamento Congo/Cruzeiro do Nordeste.

Na área estudada o Terreno Alto Moxotó (TAM), principalmente na porção leste, apresenta um padrão estrutural diferenciado com o observado próximo a zonas de cisalhamento de alto ângulo (Z.C Galante, Matinhas, Campina Grande etc). Apresenta predomínio de foliações NE-SW de médio ângulo e lineações dispersas com concentração máxima no quadrante SE (Fig. 3).

O Terreno Alto Pajeú é composto por seqüências de rochas metassedimentares, metavulcanossedimentares e metagranitóides de idades eoneoproterozóicas. Na região estudada, o limite norte do TAP é balizado pelo Lineamento Patos que o separa das rochas do domínio setentrional da Província Borborema. Conforme já mencionado, a oeste e a sul limita-se com o Terreno

Alto Moxotó por zonas de cisalhamento transcorrentes e de empurrão. Adicionalmente ocorrem plútons intrusivos relacionados ao evento brasileiro.

A principal associação vulcano-sedimentar presente no TAP é o Complexo São Caetano caracterizado por Santos *et al.* (2002) como uma seqüência metassedimentar e metavulcanoclástica predominantemente félsica-intermediária. Os protólitos dos paragneisses, quartzitos, (granada)- muscovita- biotita gnaiss e mica-xistos são pelitos/psamitos, grauvacas e rochas vulcanoclásticas (Santos 1995).

Na área estudada o Complexo São Caetano caracteriza-se pelo predomínio de um muscovita-biotita gnaiss, de granulação média a fina, geralmente milonitizado, cor cinza escura, localmente bandado (bandas quartzo-feldspáticas e biotíticas de espessura centimétrica a milimétrica) e às vezes granatífero. Ocorrem gradações para biotita gnaiss homogêneo (sem bandamento), granolepidoblástico e granulação média a fina. Localmente apresenta bandamento estromático centimétrico com leucossoma granítico médio a grosso, relacionado a migmatização. Ocorrem subordinadamente níveis métricos e descontínuos de mica-xistos quartzitos, anfíbolitos e de rochas cálcio-silicáticas.

Os ortognaisses graníticos (Granitóides Cariris Velhos) constituem uma das principais associações litológicas do Terreno Alto Pajeú. Ocorrem como corpos subordinados nas rochas do Complexo São Caetano (paralelizados a foliação milonítica) ou como corpos mapeáveis de algumas dezenas ou centenas de metros. Caracterizam-se como um biotita *augen* granito gnaiss, granulação grossa a muito grossa, leucocrático, foliação incipiente de caráter milonítico a protomilonítico definida pela isorientação de minerais micáceos (principal-

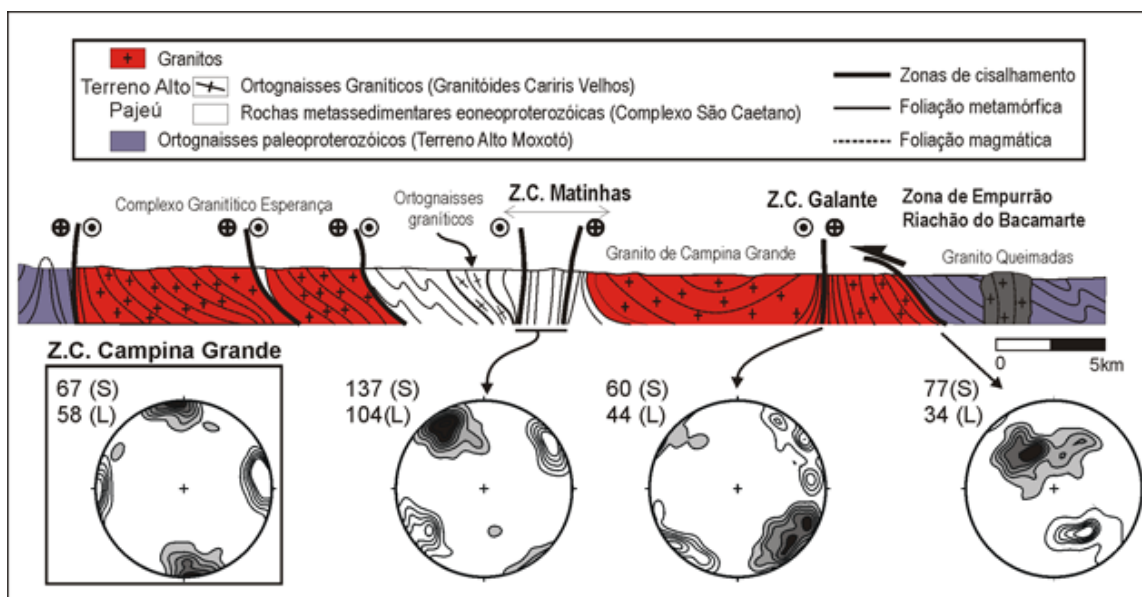


Figura 3 - Perfil geológico (localização do perfil na Fig.2A) com estereogramas em semi-esfera inferior com isofreqüência de contagem (2, 4, 6, 8 e 10) da foliação milonítica (S) e lineações de estiramento e mineral das Zonas de Cisalhamento de Campina Grande, Matinhas, Galante e Riachão do Bacamarte. Contorno em branco para lineações e preenchidos em cinza para foliações.

mente biotita) e estiramento de quartzo e feldspato, inequigranular e raros enclaves microgranulares máficos.

O TAP apresenta uma série de datações U/Pb em zircões que apontam idades eoneoproterozóicas nos ortognaisses graníticos na área estudada (952 ± 7 Ma, 942 ± 22 Ma e 925 ± 10 Ma, Brito Neves *et al.* 2001a). Também são delimitadas datações U/Pb com idades eoneoproterozóicas em zircões magmáticos em rochas metavulcânicas (995 ± 12 Ma, Kozuch 2003) e zircões detríticos em rochas metavulcanosedimentar (980 Ma a 964 Ma, Kozuch 2003) associadas ao Complexo São Caetano.

Na porção oriental da ZT os Terrenos Alto Moxotó e Alto Pajeú são cortados por plútons brasileiros de idade Ediacariana (Complexo magmático de Esperança, Campina Grande e Queimadas), *stocks* graníticos e diques de composição intermediária a félsica. O Complexo magmático de Esperança (Fig. 2A) é formado por corpos de tonalito, sienogranito (plúton de Pocinhos), anfibólio-biotita granito porfirítico grosso e leucogranito (Archanjo & Fetter 2004). O complexo possui uma forma de sigmóide, limitado a norte pelos milonitos de baixa temperatura do Lineamento Patos. O Complexo magmático apresenta idades U/Pb datadas de 592 ± 5 Ma (Archanjo & Fetter 2004) e 581 ± 3 Ma (Sampaio *et al.* 2003).

O Complexo Granítico de Campina Grande (Almeida *et al.* 2002a), abrange dois corpos denominados de Campina Grande e Serra Redonda (Fig. 2A). Eles estão situados ao longo do contato entre as rochas paleoproterozóicas e eoneoproterozóicas. O Granito Campina Grande destaca-se por sua forma subcircular e arredondada enquanto o de Serra Redonda pela forma tabular alongada na direção NE-SW. Estes corpos graníticos apresentam os mesmos tipos litológicos. A unidade principal consiste de um anfibólio-biotita granito porfirítico, enquanto dioritos, quartzo-dioritos e granodioritos, subordinados, ocorrem preferencialmente na bordas das intrusões. O Granito Campina Grande apresenta idades U/Pb em zircões datadas em 581 ± 2 Ma (Almeida *et al.* 2002a), enquanto o Granito Serra Redonda apresenta idades U/Pb de 576 ± 3 Ma (Archanjo *et al.* 2008).

O Plúton Queimadas (Fig. 2A, Almeida *et al.* 2002b) constitui uma intrusão tabular alongada E-W intrudido entre rochas paleoproterozóicas. Caracteriza-se como uma suíte de biotita-anfibólio monzogranito. Almeida *et al.* (2002b) apresentam a idade de 570 Ma \pm 25 Ma (U/Pb em zircões) para este corpo.

ZONAS DE CISALHAMENTO TRANSCORRENTES (ESTRUTURA E CINEMÁTICA) O aqui denominado “Sistema de Cisalhamento Campina Grande” compreende as zonas de cisalhamento transcorrentes destrais de Campina Grande e Catolé, as sinistrais de Matinhas e Galante e o cavalgamento de Riachão do Bacamarte. O sistema é limitado a norte e a sul, respectivamente, pelas zonas transcorrentes destrais verticais de Patos e São José dos Cordeiros (Fig. 3). O Lineamento Patos separa gnaisses e migmatitos paleoproterozóicos do domínio setentrional da Província Borborema dos ortognaisses e rochas metassedimentares eoneoproterozóicas do Terreno Alto Pajeú. Parte da região de conta-

to é ocupado pelo Complexo magmático de Esperança (Fig. 2A). Na zona de contato são encontrados gnaisses e xistos miloníticos a ultramiloníticos na fácies xistoverde. O grau metamórfico aumenta para norte com a ocorrência de biotita xistos com granada, cordierita e sillimanita e granulitos com ortopiroxênio (Dantas 1997, Dantas *et al.* 1998 e Brito Neves *et al.* 2001a). A Zona de Cisalhamento São José dos Cordeiros forma uma faixa fortemente foliada por aproximadamente 300 km na direção E-W muito bem marcada em imagens de satélite. Ela separa rochas eoneoproterozóicas (Terreno Alto Pajeú) das rochas paleoproterozóicas do Terreno Alto Moxotó a sul. Na sua terminação leste a foliação milonítica conecta-se à Zona de Cisalhamento Galante e com o Plúton de Queimadas. Típicos sigmóides da foliação observados em afloramento (Fig. 4A) indicam movimento dextral. O traço da foliação milonítica desta zona varia de E-W a NE-SE, enquanto a lineação cai suavemente para NE ou SW (Archanjo *et al.* 2008).

A foliação milonítica associada ao Sistema de Cisalhamento Campina Grande consiste de uma superfície comumente marcada por cristais estirados, principalmente feldspato, biotita e agregados de minerais máficos com eixo longo na direção X do elipsóide de deformação finita. As superfícies mais antigas geradas em eventos de deformacionais e metamórficos prévios, estão geralmente paralelizadas na foliação milonítica.

As Zonas de Cisalhamento Campina Grande e Catolé orientam-se no quadrante NW-SE (Fig. 3). A Zona de Cisalhamento Campina Grande limita o contato do Complexo Magma de Esperança com os gnaisses eoneoproterozóicos do Terreno Alto Pajeú. Ela forma um corredor de cisalhamento com aproximadamente 50 km de extensão e 2 km de largura. Os critérios cinemáticos, em diferentes escalas, são sistematicamente destrais (Fig. 4B). A Zona de Cisalhamento Catolé foi definida a partir da interpretação de imagens de satélites e de relevo sombreado construído a partir de modelos numéricos de terreno (Fig. 2B e C), sendo que o presente trabalho não apresenta dados de campo sobre a mesma. O arrasto de estruturas lineares ressaltadas no relevo (possivelmente corpos de natureza granítica) e a inflexão da foliação regional, de um lado e outro da estrutura, caracterizam sua cinemática dextral. As Zonas de Cisalhamento Campina Grande e Catolé conectam-se, na terminação norte, ao Lineamento Patos. Na terminação sul a Zona de Cisalhamento Catolé une-se à Zona de Cisalhamento São José dos Cordeiros enquanto a de Campina Grande encurva-se para E-W e desaparece no subúrbio da cidade homônima.

As Zonas de Cisalhamento Matinhas (Fig. 4C e D) e Galante (Fig. 4E e F) orientam-se na direção NE-SW. A foliação milonítica sub-vertical possui lineações de estiramento e mineral sub-horizontais (Fig. 4F). Veios de quartzo assimétricos, pares de planos S-C e C'-S indicam sistematicamente sentido de movimentação sinistral. Ao longo destes cisalhamentos os milonitos possuem espessuras variadas, da ordem de metros a dezenas de metros. A zona de cisalhamento de Galante, em particular, secciona os plútons de Campina Grande

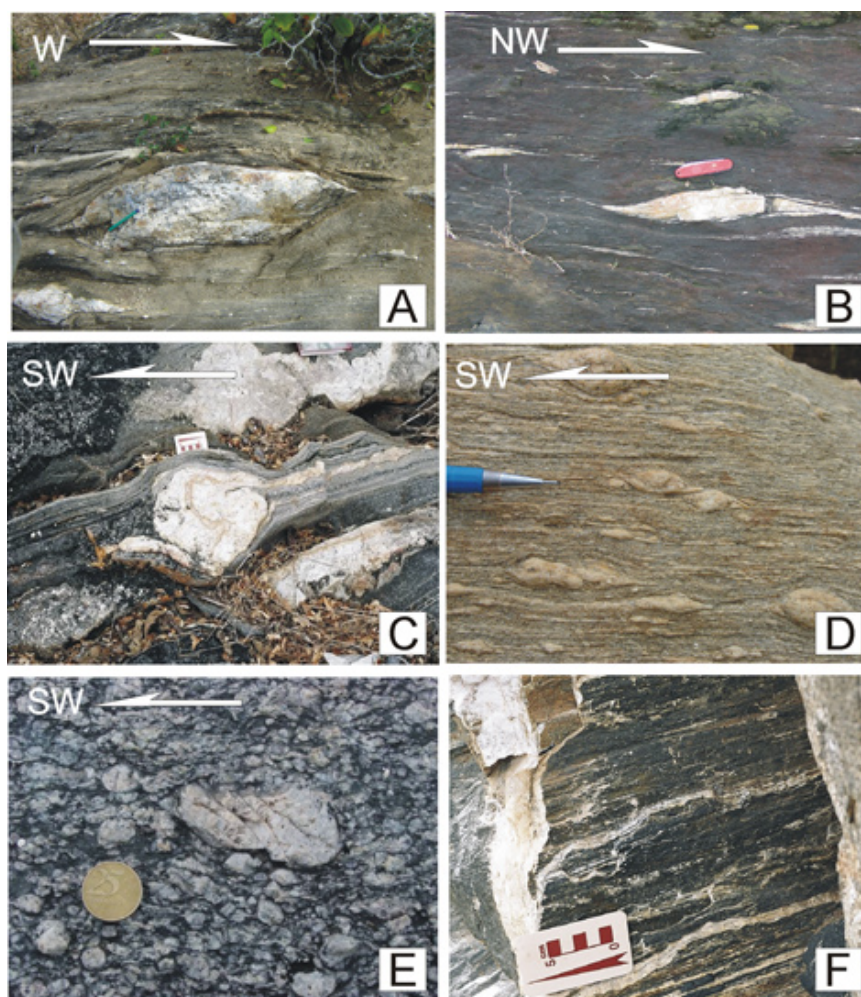


Figura 4 - Indicadores cinemáticos associados às zonas de cisalhamento regionais. A) Muscovita-biotita gnaisse bandado com veio quartzo-feldspático assimétrico indicando cinemática dextral, Z. C. São José dos Cordeiros; B) (Granada)-muscovita-biotita gnaisse: com veios quartzo-feldspáticos estirados com indicação dextral de movimentação. Z.C. Campina Grande; C) Biotita gnaisse bandado, com bandas centimétrica de leucossoma granítico grosso e veio quartzo assimétrico e rotacionado indicando cinemática sinistral, Z. C. Galante; D) Biotita augen granito-gnaisse milonítico com feldspatos assimétricos indicando cinemática sinistral, Z. C. Matinhas; E) Estrutura do tipo dominó associada à Z. C. Galante afetando rochas do Plúton Serra Redonda; F) Lineação milonítica associada a Z. C. Galante

e Serra Redonda e, mais a sul, o dique de Queimadas. As Zonas de Cisalhamento Matinhas e Galante reúnem-se na terminação NE ao Lineamento Patos.

Finalmente, falhas inversas empurram as rochas paleoproterozóicas do Terreno Alto Moxotó sobre o plúton de Serra Redonda e sobre as rochas eoneoproterozóicas do Terreno Alto Pajeú a sudeste da área. Na zona de contato entre o plúton e os gnaisses bandados formam-se milonitos mergulhando para SE. A lineação (estiramento, mineral) cai na direção do mergulho da foliação (Fig. 3).

PETROGRAFIA E MICROESTRUTURAS

Foram estudados milonitos derivados de rochas metasedimentares (paragnaisses, quartzitos e xistos) asso-

ciados ao Complexo São Caetano e de ortognaisses graníticos (Granitóides Cariris Velhos) situados nas zonas de cisalhamento que afetam o Terreno Alto Pajeú. Adicionalmente foi estudado um ultramilonito (CG-63).

Metassedimentos milonitizados foram coletados nas Zonas de Cisalhamento Campina Grande (1 amostra: CG-110), Matinhas (3 amostras: CG-200b, 203 e 226) e Galante (2 amostras: CG-276 e 475a). Duas amostras da Zona de Cisalhamento Campina Grande (CG-113 e 153) e uma de Galante (CG-38) foram coletadas em ortognaisses. A localização destas amostras encontra-se na figura 2A.

Nas rochas metasedimentares milonitizadas são encontrados quartzo, plagioclásio, biotita, muscovita,

granada e feldspato potássico (Tab. 1), enquanto epidoto, carbonato, titanita, clorita, óxidos de ferro (principalmente magnetita), monazita e apatita ocorrem como acessórios.

Os ortognaisses apresentam uma marcante estrutura planar penetrativa, realçada por níveis de biotita e muscovita. Sua mineralogia principal é constituída por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, anfibólio, biotita e muscovita. Granada, epidoto, monazita, minerais opacos e turmalina são os principais acessórios. Agregados quartzo-feldspáticos estirados, circundados por micas marcam a lineação mineral e de estiramento.

O ultramilonito localiza-se na terminação sul das Zonas de Cisalhamento Campina Grande e Matinhas, junto a Zona de Cisalhamento São José dos Cordeiros. Ele é formado por quartzo e minerais micáceos (biotita, clorita e sericita). Epidoto e calcita ocorrem como minerais acessórios.

As rochas miloníticas das diferentes zonas de cisalhamento exibem microestruturas semelhantes. Suas características estão reunidas na tabela 2. O quartzo ocorre em faixas contínuas a semi-contínuas de cristais alongados (*ribbons* policristalinos) definindo um bandamento diferenciado. Ele também ocorre na matriz como agregados de grãos recristalizados e, secundariamente, como porfiroclastos e cristais xenomórficos dispersos. Mecanismos de migração de borda de grãos são caracterizados pelos contatos lobados e embaiados, e em microestruturas do tipo *dragging* (Fig.5A), *window* (Fig. 5B) e *pinning* (cf. Jessel 1987 e Passchier & Trouw 1996). Estas feições indicam o predomínio de recristalização dinâmica no desenvolvimento das microestruturas dos grãos de quartzo. Também há registros de recristalização estática (*annealing*) evidenciadas por grãos com contatos retilíneos e poli-

gonizados (*grain boundary area reduction*; Fig. 5C e 5D), encontrados principalmente nos *ribbons*.

O feldspato potássico ocorre na matriz como grãos xenoblásticos recristalizados com geminação pobremente desenvolvida, ou ainda como porfiroclastos circundados pela matriz mais fina recristalizada (Fig. 5E). O plagioclásio, melhor preservado que o feldspato potássico, exibe contornos irregulares em equilíbrio com as micas e o quartzo. Nas amostras com estrutura bandada, o plagioclásio aparece tanto compondo as bandas quartzo-feldspáticas como distribuídos homogeneamente na matriz na forma de grãos menores poligonizados. Os porfiroclastos de plagioclásio são xenoblásticos, comumente exibindo deformação intracristalina do tipo extinção ondulante, geminações curvadas e pontiagudas (Fig. 5F) e lamelas de deformação. Os feldspatos em escala mesoscópica ocorrem como porfiroclastos assimétricos do tipo *augens* que eventualmente apresentam estruturas do tipo núcleo e manto (Fig. 4C) associados a deformação em regime dúctil. Também há evidências de comportamento rúptil dos feldspatos, como desenvolvimento de estruturas do tipo dominó (Fig. 4E).

A biotita e a muscovita concentram-se em faixas separadas dos agregados quartzo-feldspáticas. No bandamento diferenciado são comuns pares de planos S/C e *mica-fishes* (Fig. 5G) em cristais de muscovita. As granadas são idiomórficos a sub-idiomórficos, sem zonação aparente, comumente contendo sombra de pressão onde recristalizam quartzo e mica (Fig. 5H).

ORIENTAÇÃO PREFERENCIAL CRISTALOGRAFICA DE EIXOS-C DE QUARTZO

As rochas miloníticas das Zonas de Cisalhamento Campina

Tabela 1 - Proporções (%) estimadas em área entre as fases minerais dos milonitos estudados. Qtz, quartzo; Se, sericita; Chl, clorita; Car, carbonato; Bt, biotita; Ms, muscovita; Ep, epidoto; Anf, Anfibólio; Ttn, titanita; Opa, minerais opacos; Grt, granada; Pl, plagioclásio; Mc, microclínio.

Amostra	Qtz	Ser	Chl	Car	Bt	Ms	Ep	Anf	Tth	Opa	Grt	Pl	Mc
Zona de Cisalhamento São José dos Cordeiros													
CG-63	85	3	2	2	8	x	2	x	x	tr	tr	x	x
Zona de Cisalhamento Campina Grande													
CG110	80	x	x	x	x	13	x	x	x	x	x	5	x
CG-113	50	x	x	x	25	15	x	x	tr	tr	x	5	5
CG-153	30	x	x	x	x	x	x	20	tr	tr	x	45	5
Zona de Cisalhamento Matinhas													
CG-200b	50	5	x	x	x	x	5	x	tr	tr	x	45	x
CG-203	50	x	x	x	15	30	x	x	tr	X	x	5	x
CG-226	20	x	tr	x	tr	20	x	x	x	x	x	10	50
Zona de Cisalhamento Galante													
CG-38	60	x	x	x	x	20	x	x	x	tr	x	10	10
CG-276	40	40	x	x	tr	x	x	x	x	tr	x	15	5
CG-475a	45	x	tr	x	20	tr	x	x	tr	tr	x	5	30

Tabela 2 - Classificação e caracterização micro-estrutural das amostras estudadas.

Amostra	Classificação	Granulação	Feições microestruturais	Morfologia dos grãos de quartzo
Zona de Cisalhamento São José dos Cordeiros				
CG-63	car-chl-bt-qtz xisto milonítico	< 0,01 mm	pares S/C e porfiroclastos assimétricos (cinemática dextral).	hipidioblástico a sub-idioblástico, contatos poligonizados e seriados, extinção ondulante, ribbons, dragging.
Zona de Cisalhamento Campina Grande				
CG-110	grt-ms quartzito milonítico	~ 0,25 mm	granada é sin-cinemática com sombra de pressão com desenvolvimento de muscovita (cinemática dextral).	hipidioblástica, formação de sub-grãos, contatos lobados e embaiados, extinção ondulante, ribbons e pinning.
CG-113	bt-ms gnaiss milonítico	1,5 a 0,05mm	Pares S/C, mica-fishes e porfiroblastos de granada rotacionados (cinemática dextral)	sub-idioblástico, com sub-grãos, pinning, dragging, contatos retilíneos e poligonizados e ribbons.
CG-153	Anf-bt gnaiss milonítico	0,01 a 1 mm	porfiroclastos de feldspatos e anfibólio assimétricos (cinemática dextral).	hipidioblástico a sub-idioblástico, contatos poligonizados e seriados, extinção ondulante, ribbons.
Zona de Cisalhamento Matinhas				
CG-200b	ep-ms gnaiss milonítico	0,01 a 1mm	porfiroclastos de plagioclásio com deformação intracristalina (cinemática sinistral).	hipidioblástico, sub-grãos, contatos lobados e embaiados, extinção ondulante, pinning, dragging e ribbons.
CG-203	bt-ms-qtz xisto milonítico	0,05 a 0,5mm	pares S/C e agregados de grãos de quartzo com formas sigmoidais e assimétricos (cinemática sinistral).	sub-idioblásticos, extinção ondulante, contatos lobados e embaiados, desenvolvimento de sub-grãos, e estruturas do tipo pinning e ribbons.
CG-226	ms gnaiss milonítico	0,05 a 0,1mm	mica-fishes e porfiroclastos assimétricos de feldspatos (cinemática sinistral).	hipidioblásticas, com contatos lobados e embaiados, sendo observado tanto na matriz quanto em ribbons, desenvolvimento de sub-grãos.
Zona de Cisalhamento Galante				
CG-38	Ms gnaiss milonítico	1,5 a 0,25mm	porfiroclastos de plagioclásio com deformação intracristalina, mica-fishes (cinemática sinistral).	sub-idioblástico, com sub-grãos, contatos retilíneos e poligonizados, ribbons e pinning
CG-276	Mica qtz xisto milonítico	~ 0,25 mm	pares S/C e porfiroclastos assimétricos (cinemática sinistral)	sub-idioblástico, com desenvolvimento de sub-grãos, contatos retilíneos e poligonizados, extinção ondulante e ribbons
CG-475a	Bt gnaiss milonítico	1 a 0,5mm	mica-fishes e porfiroclastos assimétricos de feldspatos com deformação intracristalina (cinemática sinistral).	sub-idioblásticos, extinção ondulante, contatos lobados e embaiados, sub-grãos e estrutura do tipo dragging e ribbons

Grande, São José dos Cordeiros, Matinhas e Galante (Fig. 2) foram cortados na seção perpendicular à foliação e paralela à lineação de estiramento, equivalente ao plano XZ do elipsóide de deformação finita (onde $X > Y > Z$). Os eixos cristalográficos $\langle c \rangle$ do quartzo (eixos-c) foram medidos em uma platina universal e sua orientação plotada na rede estereográfica de Schmidt (hemisfério inferior). Os procedimentos metodológicos estão detalhados em Turner & Weiss (1963) e Passchier & Trouw (1996). A orientação preferencial de eixos-c das amostras analisadas é apresentada na figura 6. As amostras foram classificadas com base no padrão de eixos-c, compreendendo guirlandas de círculo mínimo (*small-circle girdles*), guirlandas quebradas (*cleft girdle*), simples assimétricas, cruzadas do tipo I e II e cruzadas do tipo I assimétricas (Tullis 1977, Lister &

Willian 1979, Lister & Hobbs 1980, Price 1985, Schmid & Casey 1987 e Passchier & Trouw 1996).

Dois tipos de tramas foram obtidos na Zona de Cisalhamento Campina Grande. O primeiro tipo refere-se a guirlanda simples (CG-110, Fig. 6) cuja assimetria indica uma cinemática dextral. Guirlandas simples também foram obtidas na Zona de Cisalhamento Matinhas (CG-200b, Fig. 6) e Galante (CG-276, Fig. 6), sendo que nestes casos a trama exibe assimetria sinistral. Apresentam, no geral, concentrações máximas de eixos-c em torno de Y (ativação dos planos de deslizamento romboédricos) e concentrações possivelmente associadas a ativações nos planos basais e prismáticos.

Guirlandas cruzadas do tipo I (CG-113 e 153, Fig. 6) correspondem ao segundo tipo de trama encontrada na Zona de Cisalhamento Campina Grande. Seu

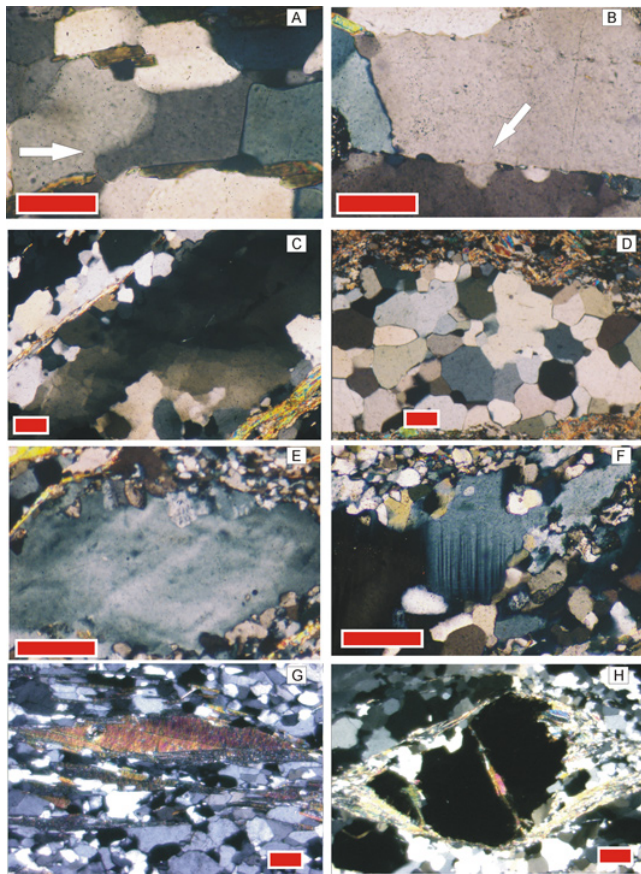
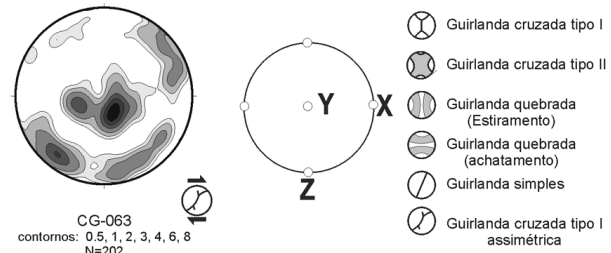


Figura 5 - Fotomicrografias de seções delgadas. A) CG-153: Seta indica a microestrutura do tipo "dragging" delimitada por cristais de biotita e caracterizada pelo embainhamento de grão recrystalizado em outro; B) Seta indica invasão da borda de grãos de quartzo em outro delimitado por cristais de biotita caracterizando a microestrutura do tipo "window" (CG-38); C) Grãos com contatos retilíneos e poligonizados atribuído a recrystalização estática (CG-475a); D) Grãos com contatos lobados e embaiados com extinção ondulante (CG-110). E) Porfiroclasto de feldspato potássico com sub-grãos associados na borda sugerindo recrystalização e crescimento de borda (CG-226); F) CG-226: Geminação polissintética pontiagudas do plagioclásio indicando deformação intra-cristalina. G) CG-226: "mica-fish" de biotita indicando cinemática sinistral (Z.C. Matinhas) H) CG-110. Granada com desenvolvimento de sombra de pressão configurando cinemática dextral (Z.C. Campina Grande). Barra=0,225 mm.

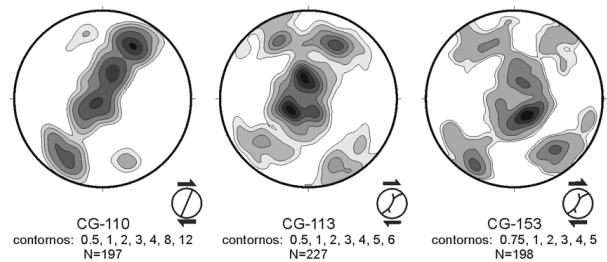
arranjo de eixos-c tanto pode ser francamente simétrico ou levemente assimétrico indicando, respectivamente, uma forte componente de deformação por cisalhamento puro (CG-153, Fig. 6) ou a combinação de cisalhamento puro e simples dextral (CG-113, Fig. 6).

Guirlandas cruzadas assimétricas do tipo I com cinemática sinistral também são encontradas nas Zonas de Cisalhamento Matinhas (CG-226, Fig. 6) e Galante (CG-038, Fig. 6). Como na Zona de Cisalhamento Campina Grande, os eixos-c nas guirlandas do tipo I de

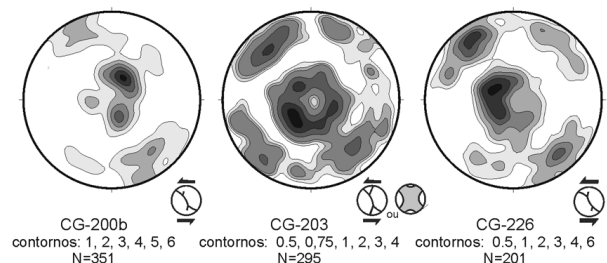
Zona de Cisalhamento São José dos Cordeiros



Zona de Cisalhamento Campina Grande



Zona de Cisalhamento Matinhas



Zona de Cisalhamento Galante

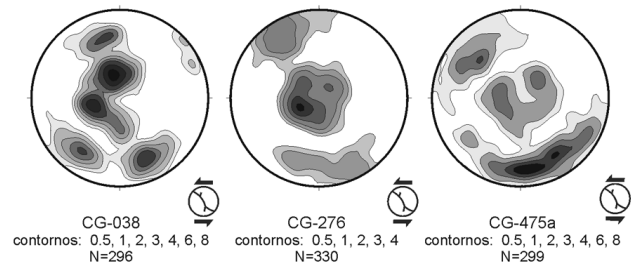


Figura 6 - Trama cristalográfica de eixo-c em quartzo das Zonas de Cisalhamento de Campina Grande, Matinhas e Galante (ver localização na figura 2). N, número de eixos medidos na platina universal.

Matinhas e Galante concentram-se no centro da rede em torno de Y, e na periferia em torno de Z. Uma amostra de Matinhas exibe uma trama de difícil interpretação (CG-203, Fig. 6). Ela tanto pode corresponder a uma guirlanda cruzada do tipo II, ou ainda um padrão cruzado com um componente de estiramento ou achatamento desenvolvido em cisalhamento puro (Schmid & Casey 1986, Law 1990 e Passchier & Trouw 1996).

Uma trama com eixos-c situados preferencialmente em torno do eixo Z (CG-475a, Fig. 6) foi obtida na Zona de Cisalhamento Galante. Concentrações de eixos-c em torno de Z são característicos de regimes de deformação em baixa temperatura (Burg *et al.* 1984,

Passchier & Trouw 1996). A presença de sub-máximos em torno de Y e a distribuição francamente assimétrica dos eixos-c indicam que a amostra foi deformada em condições de baixa a média temperatura por cisalhamento simples sinistral.

Finalmente, a amostra de ultramilonito (CG-63, Fig. 6) apresenta concentrações ao redor do eixo Y e um forte espalhamento ao redor da periferia da rede em torno de Z. O padrão possivelmente associa-se a ativação dos planos de deslizamento basais, prismático e romboédrico.

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES A orientação e critérios cinemáticos em diferentes escalas mostram que o Sistema de Cisalhamento Campina Grande corresponde a um par conjugado associado possivelmente a um evento compressional regional de direção NNW-SSE (Fig. 7A). Milonitos e, localmente, ultramilonitos com porfiroclastos assimétricos, pares de planos S/C e *mica-fish* apontam para uma cinemática dextral nas estruturas de direção NW e sinistral nas estruturas de direção NE. Nestes corredores de cisalhamento a foliação é (sub)-vertical, exceto no empurrão de Riachão do Bacamarte onde a foliação e o bandamento gnáissico mergulham moderadamente ($30^\circ - 40^\circ$) para SE. A cinemática observada nas rochas miloníticas e ultramiloníticas de diferentes condições metamórficas do Sistema de Cisalhamento Campina Grande indicam que a progressão e localização da deformação manti-

veram a cinemática regional consistente até os estágios tardios da deformação finita. Os padrões assimétricos de eixos-c de quartzo formando guirlandas simples ou cruzadas do tipo I são igualmente consistentes com os critérios cinemáticos verificados em meso e macro escalas. O predomínio destes tipos de tramas indica a atuação de regime deformacional não-coaxial. No entanto, algumas tramas também podem ser correlacionadas com regime deformacional coaxial, como no caso de tramas de eixo-c simétricas (Fig. 6, CG-153) ou levemente assimétricas (Fig. 6, CG-113).

Guirlandas simples ou cruzadas do tipo I com concentrações de eixos-c de quartzo em torno de Z e Y indicam, respectivamente, deslizamento dominante do eixo cristalográfico $\langle a \rangle$ rômboico e prismático (Lister & Hobbs 1980; Burg *et al.* 1944; Jessel & Lister 1990; Passchier & Trouw 1996 e Takeshita *et al.* 1999). Em geral, a ativação destes planos de deslizamentos é associada a incrementos da temperatura e pressão e decréscimo na razão da deformação. Condições inversas as descritas promovem atividade no plano basal (Lister & Dornsiepen 1982). No entanto a estimativa de condições da temperatura ou taxas de deformação pela análise de tramas de eixo c é influenciada por fatores tais com recristalização, tamanho dos grãos e influência de outros minerais. Porém, as tramas observadas no Sistema de Cisalhamento Campina Grande possibilitam algumas interpretações a cerca das condições da temperatura e taxas de deformação.

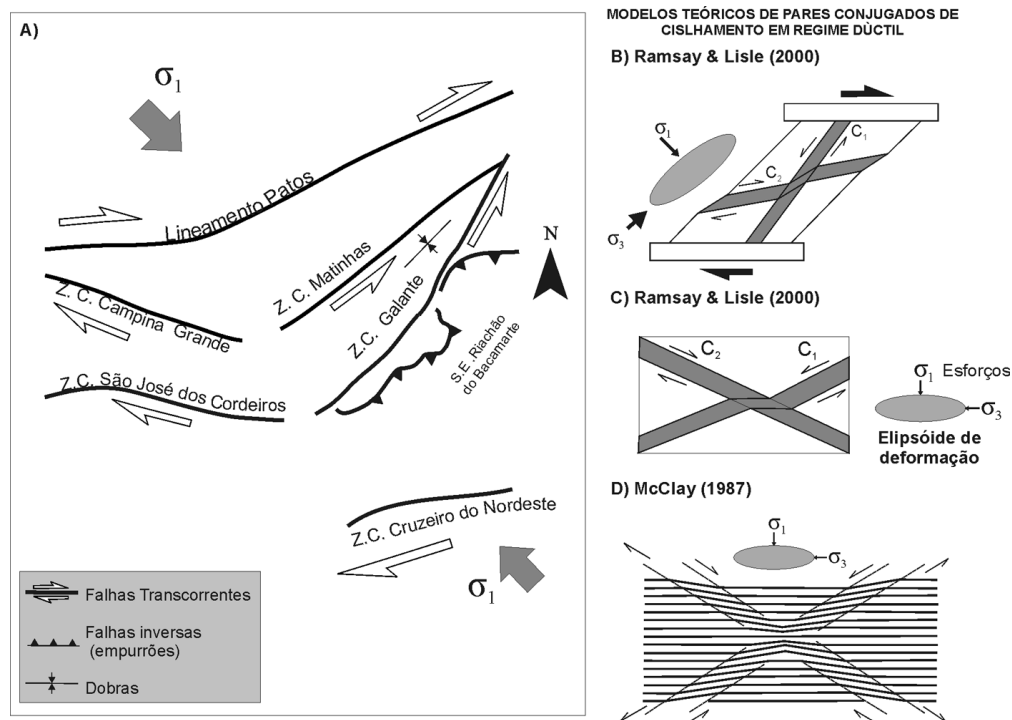


Figura 7 - Sistemas de esforços e estruturas associadas. **A)** Estruturas regionais apresentando esforços compressivos orientados NNW-SSE. **B)** Bandas de cisalhamento dúctil (C_1 e C_2) associados a transcorrência dextral (Ramsay & Lisle 2000). **C)** Bandas de cisalhamento dúctil (C_1 e C_2) associados a esforços coaxiais (Ramsay & Lisle 2000). **D)** Bandas de cisalhamento conjugadas dúcteis desenvolvidas com esforços coaxiais (McClay 1987)

A amostra CG475a da Zona de Cisalhamento Galante apresenta maior concentração de eixos-c na periferia da rede em torno de Z, também observada em outras amostras, porém com padrões mais dispersos (CG-063, CG-038 e CG-276). Isto indica a ativação dominante do deslizamento basal <a> na formação da petrotrama. A ativação do sistema de deslizamento basal ocorre em temperaturas relativamente baixas (Burg *et al.* 1984, Passchier & Trouw 1996). Nas demais amostras os sistemas de deslizamento ativos são o rombo e prisma, que juntamente com a ativação basal são associados por diversos autores a condições de temperaturas moderadas (Tullis *et al.* 1973, Lister & Dornsiepen 1982, Burg *et al.* 1984, Schmid & Casey 1986 e Wenk *et al.* 1989).

As amostras que apresentam máximos de eixos-c próximos a Y, indicando a ativação do plano prismático <a>, sugerem condições mais elevadas na temperatura (Tullis *et al.* 1973, Lister & Dornsiepen 1982, Burg *et al.* 1984, Schmid & Casey 1986 e Wenk *et al.* 1989). Porém, o reconhecimento preciso da ativação deste plano só é possível determinar com uso de técnicas de difração de raios-X (goniômetro de textura). A transição entre a ativação do prisma basal <a> para o prisma [c] é estimada em temperaturas da ordem de 550 – 600°C (Mainprice *et al.* 1986; Okudaira *et al.* 1995), o que sugere que a temperatura limite na amostras estudadas situa-se neste intervalo já que não há evidências de ativação do sistema prismático [c] (concentrações de máximos estatísticos ao redor de X).

As condições de temperatura também podem ser avaliadas pelas estruturas microscópicas (deformação intracristalina, geminações curvadas etc) e mesoscópicas em feldspato (porfiroclastos com estruturas do tipo manto e núcleo e dominó) cuja transição entre o comportamento rúptil e dúctil situa-se em torno de 400° C (Passchier & Trouw 1996). Nos milonitos estudados o feldspato aparece tanto como porfiroclastos com estrutura do tipo dominó (Fig. 4E), ou formando estruturas de recristalização do tipo manto e núcleo. Estas estruturas estão associadas a condições intermediárias de temperatura entre 400 a 600°C (Passchier & Trouw 1996).

O estudo das microestruturas dos milonitos do Sistema de Cisalhamento Campina Grande indica a atuação de processos de recristalização dinâmica (associada à migração de borda de grãos) e estática (*annealing*) com formação de agregados poligonais de quartzo. A influência da recristalização estática sobre a trama de eixo-c é discutida por diversos autores, sendo abordado aspectos como diferenças entre tramas de porfiroclastos e grãos recristalizados (Kirschner & Teyssier 1991, Hippert & Borba 1992; Kirschner & Teyssier 1992) e relação com a deformação e cristalização (Miller & Christie, 1981). Não existem, contudo, modelos simples que predigam os efeitos da recristalização (dinâmica ou estática) na orientação preferencial de trama (Twiss & Moores 1992).

Microestruturas e tramas de eixos-c de quartzo têm sido relacionadas a diferentes regimes de deformação cristal plástica (*dislocation creep*) pelos trabalhos de Tullis (2002) e Heilbronner & Tullis (2002). As tramas

obtidas em ensaios de cisalhamento simples associadas à rotação de subgrãos acompanhada por migração de bordas (*grain boundary migration*, regime 3) de Hirt & Tullis (1992) geraram guirlandas simples assimétricas com concentrações ao redor de Y, padrão análogo às tramas observadas no Sistema de Cisalhamento Campina Grande. Em menor temperatura e taxa de deformação, os eixos-c se concentraram ao redor de Z (regime 1 e 2). Heilbronner & Tullis (2002) também apresentam resultados nos quais as tramas geradas por recristalização dinâmica apresentaram-se preservadas, apesar da modificação de forma e tamanho dos cristais de quartzo por processos de recristalização estática (*annealing*). Alguns autores, porém, sustentam que a recristalização estática (*annealing*) é capaz de desorganizar a trama cristalográfica previamente adquirida (Law 1990), enquanto outros argumentam que as tramas sin-cinemáticas podem ser parcialmente preservadas. Não há consenso neste aspecto (Hobbs 1968, Green *et al.* 1970 e Masuda *et al.* 1997). Os milonitos estudados sugerem que os processos de recristalização estática (*annealing*) possivelmente não afetaram suficientemente as tramas de eixo-c geradas nos estágios nos quais predominaram mecanismos de recristalização dinâmica, ao ponto de modificá-las.

Conforme já exposto, o Sistema de Cisalhamento Campina Grande é associado a um par conjugado de falhas composto por zonas de cisalhamento destrais e sinistrais. Modelos de formação de falhas transcorrentes conjugadas confinadas a um binário de cisalhamento destral (Ramsay & Lisle 2000) e em esforços coaxiais (Ramsay & Lisle 2000 e McClay 1987) estão apresentados na figura 7B, C e D. Em ambos os modelos à deformação responsável pelo desenvolvimento do par conjugado é predominantemente dúctil, como indicado pelo diedro formado pelas zonas de cisalhamento com ângulo de abertura de aproximadamente 120°.

O modelo de Ramsay & Lisle (2000) para bandas de cisalhamento dúctil associado a transcorrência destral, o par conjugado corresponde as bandas de cisalhamento dúctil C_1 e C_2 (Fig. 7B e C) que é equivalente ao par R-R' de Riedel no domínio rúptil. No entanto, há diversas divergências entre este modelo teórico ao que é observado no Sistema de Cisalhamento de Campina Grande. Este modelo é inconsistente com a orientação das Zonas de Cisalhamento Campina Grande e Catolé. Além disso, o plano de encurtamento máximo (XY) na interseção de C_1 e C_2 situa-se na direção NE, em desacordo com o achatamento aproximadamente E-W verificado nas imediações de Campina Grande.

Os modelos de formação de falhas transcorrentes conjugadas associadas a esforços coaxiais (Ramsay & Lisle 2000 e McClay 1987) também são capazes de desenvolver as estruturas mapeadas em torno da cidade de Campina Grande. Neste caso, a deformação regional seria predominantemente coaxial e afetaria um sistema fortemente anisotrópico consistindo, por exemplo, de rochas previamente foliadas. O encurtamento máximo na interseção das bandas de cisalhamento seria aproximadamente E-W nos dois modelos, como verificado nas imediações de Campina Grande. É importante ainda fri-

sar que tramas de eixo-c simétricas (Fig. 6, CG-153) ou levemente assimétricas (Fig. 6, CG-113) são encontradas na terminação SE da Zona de Cisalhamento Campina Grande onde se espera que a componente de deformação coaxial predomine sobre a componente não-coaxial.

A interpretação mecânica do “Sistema de Cisalhamento de Campina Grande” carece ainda de maior investigação e dados mais consolidados. No entanto, as características descritas das tramas cristalográficas de eixo-c de quartzo, microestruturas e critérios cinemáticos corroboram para definir o desenvolvimento das zonas de cisalhamentos estudadas em condições metamórficas e estruturais semelhantes, apesar da cinemática diferenciada de cada uma. Em parte, as diferenças observadas nas estruturas internas do “Sistema de Cisalhamento de Campina Grande” podem ser explicadas por uma resposta heterogênea a deformação (como proposto por Hudleston, 1999) ou pela partição da deformação.

As orientações das zonas de cisalhamento observadas “Sistema de Cisalhamento de Campina Grande” indicam um possível sistema compressional regional de direção NNW-SSE (Fig. 7A) representativo da interação dos segmentos crustais da Zona Transversal, possivelmente associados a eventos transpressivos. Transpressivo no sentido inicialmente proposto por Harland (1971) que descreve a movimentação convergente oblíqua entre dois blocos crustais, ou a movimentação particionada entre convergência e transcorrência.

A aplicação de um modelo de transpressão proposto pela literatura (Sanderson & Marchini 1984, Tikoff & Teyssier 1994 etc) é corroborada pela propriedade onde as lineações deveriam ser horizontais quando a transcorrência é dominante (como observado nas zonas de cisalhamento de alto ângulo - vide Fig. 3) e de máximo mergulho na predominância de

movimentos verticais (S.E. de Riachão de Bacamarte, vide Fig. 3). No entanto, a aplicação de um modelo de transpressão deve ser utilizado com parcimônia. Primeiramente, esbarra no pressuposto teórico de que nos modelos idealizados por Sanderson & Marchini (1984) e Tikoff & Teyssier (1994) não existem lineações oblíquas. A presença de lineações oblíquas descarta no geral, a aplicação destes modelos e apresenta-se também como o maior obstáculo a aplicação de outros modelos propostos para a transpressão. Czeck & Hudleston *et al.* (2003) testam diversos modelos teóricos de transpressão da literatura que apresentam lineações oblíquas e indicam que os mesmos são insuficientes para explicar as lineações oblíquas dentro de exemplos naturais, em grande parte por não explicarem lineações com caimentos em rumo diferentes. Os mesmos apresentam um novo modelo para explicar lineações oblíquas dentro de zona de transpressão com componente de extrusão não-vertical e variável, enquanto a direção do sentido do cisalhamento simples é constante e não vertical. As condições físicas necessárias para gerarem estas condições incluem variações na litologia, resistência e variação na orientação nos limites da zona e localização de esforços. No entanto para este modelo as lineações têm que apresentar concentrações máximas de alto ângulo, o que pode ser compatível em parte com as lineações observadas no Sistema de Empurrão de Riachão do Bacamarte.

Agradecimentos Os autores agradecem à FAPESP (processos: 02/13677-4 e 02/14687-1) pelo apoio financeiro, ao geólogo Dr. Frederico Meira Faleiros pelas discussões dos dados e ainda aos revisores anônimos pelas importantes contribuições sugeridas no trabalho.

Referências

- Almeida C.N., Guimarães I.P., Silva Filho A.F. 2002a. Petrogênese de rochas plutônicas félsicas e máficas na província Borborema, NE do Brasil: O complexo Cálcio Alcalino de Alto-K de Campina Grande. *Rev. Bras. de Geoc.*, **32**:205-216.
- Almeida C.N., Guimarães I.P., Silva Filho A. F. 2002b. A-Type Post-collisional Granites in the Borborema Province- NE Brazil: The Queimadas Pluton. *Godwana Research*, **5**:667-681.
- Almeida F.F.M.de, Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981 Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Sci.Reviews*, **17**:1-21.
- Archanjo C.J., Bouchez J.L., Corsini M. 1994. The Pomal Granite Pluton: magnetic fabric, emplacement and relationships with the Brasiliano strike-slip setting of Ne Brazil (Paraíba State). *Journal of Structural Geology*, **16**:323-335.
- Archanjo C.J., Silva E.R., Caby R. 1999. Magnetic fabric and pluton emplacement in a transpressive shear zone system: the Itaporanga porphyritic granitic pluton (North-east Brazil). *Tectonophysics*, **312**:331-345.
- Archanjo C.J. & Bouchez J.L. 1997. Magnetic fabrics and microstructures of the post-collisional Aegirine-augite Syenite Triunfo Pluton, Northeast Brazil. *Journal of Structural Geology*, **19**:849-860.
- Archanjo C.J. & Fetter A.H. 2004. Emplacement setting of the granite sheeted pluton of Esperança (Brazilian Orogen, Northeastern Brazil). *Precambrian Research*, **135**:193-215.
- Archanjo C.J., Hollanda M.H.B.M., Rodrigues, S.W.O. Brito Neves B.B., Armstrong R. 2008. Fabrics of pre- and syn-tectonic granite plutons and chronology of shear zones in the Eastern Borborema Province, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, **30**:310-336
- Brito Neves B.B. 1975. *Regionalização geotectônica do Pré-cambriano Nordeste*. Tese de Doutorado, IGc - Universidade de São Paulo, São Paulo-SP, 198 p.
- Brito Neves B.B. 1983. *O mapa geológico do Nordeste Oriental do Brasil, escala 1:1.000.000*. Tese de livre docência, IGc - Univ. de São Paulo, São Paulo-SP, 177 p.
- Brito Neves B.B., Santos E.J., Van Schmus W.R. 2000. Tectonic history of the Borborema Province. In: Cordani

- U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.) *Tectonic evolution of the South America*. International Geological Congress, 31st, p.151-182.
- Brito Neves B.B., Campos Neto M.C.C., Van Schmus W.R., Santos E.J. 2001a. O Sistema Pajeú-Paraíba e o Maciço São José do Campestre no Leste da Borborema. *Rev. Bras. de Geoc.*, **31**:173-184.
- Brito Neves B.B., Campos Neto M.C.C., Van Schmus W.R., Fernandes M.G.G., Souza S.L. 2001b. O Terreno Alto Moxotó no Leste da Paraíba (Maciço Caldas Brandão). *Rev. Bras. de Geoc.* **31**:185-194.
- Brito Neves B.B., Van Schmus W.R., Kozuch M., Santos E.J., Petronilho L. 2005. A Zona Tectônica Teixeira Terra Nova –ZTTTN –Fundamentos da Geologia Regional e Isotópica. *Revista do Instituto de Geociências – USP Série Científica*, **5**:57-80.
- Burg J. P., Brunel M., Gapais D., Chen G.M. Liu G.H. 1984. Deformation of Leucogranite of crystalline Main central sheet in southern Tibet (China). *Journal of Structural Geology*, **6**:535-542.
- Corsini M., Vauchez A., Archanjo C.J. 1991. Strain transfer at continental scale from a transcurrent shear zone to a transpressional fold belt: The Patos-Seridó System, Northeastern Brazil. *Geology*, **19**:586-589.
- Czeck M.D & Hudleston P.J. 2003. Testing models for obliquely plunging lineations in transpression: a natural example and theoretical discussion. *Journal of Structural Geology*, **25**:959-982.
- Dantas E.L. 1997. *Geocronologia U/Pb e Sm/Nd de terrenos Arquanos e Paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão, NE Brasil*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, 208p.
- Dantas E.L., Hackspacher P.C., Van Schmus W.R., Brito Neves B.B. 1998. Archean accretion in the São José do Campestre Massif, Borborema Province, northeast Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **28**:221-228.
- Davison I. & McCarthy M. 1995. Laminar flow in shear zones: the Pernambuco Shear Zone, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, **17**:149-161.
- Egydio-Silva M., Vauchez A. Bascou J. 2002. High-temperature deformation in the Neoproterozoic transpressional Ribeira belt, southeast Brazil. *Tectonophysics*, **352**:203-204.
- Fuerten F. 1992. Tectonic interpretations of systematic variations in quartz c axis fabrics across the Thompson Belt. *Journal of Structural Geology*, **14**:775-789.
- Green H.W., Griggs D.T., Christie J.M. 1970. Syntectonic and annealing recrystallization of fine-grained aggregates. In: Paulitsch P. (ed). *Experimental and Natural Rock deformation*. Berlin, Springer-Verlag, p. 272-335.
- Guimarães I.P., Silva Filho A.F., Almeida C.N., Van Schmus W.R., Araújo J.M.M., Melo, S.C., Melo E.B. 2004. Brasileiro (Pan-African) granitic magmatism in the Pajeú-Paraíba belt, Northeast Brazil: an isotopic and geochronological approach. *Precambrian Research*, **135**:23-53.
- Harland W.B. 1971. Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen. *Geological Magazine*, **10**:27-42.
- Heilbronner R. & Tullis J. 2002. The effect of Static Annealing on microstructures and crystallographic preferred orientation of quartzites experimentally deformed in axial compression and shear. In: Meer S., Drury M.R., Bresser J.H.P., Pennock G.M. (eds.) *Deformation Mechanism, Rheology and Tectonics: current status and future perspectives*. Geological Society Special Publication, **200**:191-218.
- Hippert J.F.M. & Borba R.P. 1992. Quartz c-axis differences between porphyroclasts and recrystallized grains: Discussion. *Journal of Structural Geology*, **14**:627-630.
- Hirth G. & Tullis J. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, **14**:145-149.
- Hobbs B.E. 1968. Recrystallization of single crystal of quartz. *Tectonophysics*, **6**:353-325.
- Hudleston P. 1999. Strain compatibility and shear zones: is there a problem? *Jl. of Structural Geology*, **21**:923-932.
- Jessell M.W. & Lister G.S. 1990. A simulation of the temperature dependence of quartz fabrics. In: Kipe R.J. & Rutter E.H. (eds.) *Deformations Mechanism, Rheology and tectonic*. Geological Society Special Publication, **54**:353-362.
- Jessel M.W. 1987. Grain-boundary migration microstructures in a naturally deformed quartzite. *Journal of Structural Geology*, **9**:1007-1014.
- Kirschner D. & Teyssier C. 1991. Quartz c- axis fabric differences between porphyroclasts and recrystallized grains. *Journal of Structure Geology*, **13**:105-109.
- Kirschner D. & Teyssier C. 1992. Quartz c- axis fabric differences between porphyroclasts and recrystallized grains: Reply. *Jl. of Structure Geology*, **14**:631-634.
- Kozuch M., Bittar S.B., Van Schmus W.R., Brito Neves B.B. 1997. Late Mesoproterozoic and Middle Neoproterozoic Magmatism in the Zona transversal of Borborema Province. In: SBG-Núcleo NE, Simpósio de Geologia do Nordeste, 17, *Resumos Expandidos 15*, p.47-50.
- Kozuch M. 2003. *Isotopic and trace element geochemistry of early Neoproterozoic gneissic and metavolcanic rocks in the Cariris Velhos Orogen of Borborema Province, Brazil, and their bearing on tectonic setting*. Tese de Doutorado, University of Kansas, 199p.
- Law R.D. 1990. Crystallographic fabrics: a selective review of their applications to research in structural geology. In: Kipe R.J. & Rutter E.H. (eds) *Deformations Mechanism, Rheology and tectonics*, Geological Society Special Publication. **54**:335-352.
- Leite P.R.L.B., Bertrand J.M., Lima E.S., Leterrier J. 2000. Timing of granitic magmatism in the northern Borborema Province, Brazil: a U-Pb study of granitoids from the Alto Pajeú Terrain. *Journal of South America Earth Sciences*, **13**:549-559.
- Lister G.S. & Dornsiepen U.F. 1982. Fabric transitions in the Saxony Granulite Terrain. *Journal of Structural Geology*, **4**:81-92.
- Lister G.S. & Williams P.F. 1979. Fabric development in shear zones, theoretical controls and observed phenomena. *Journal of Structural Geology*, **1**:283-297.
- Lister G.S. & Hobbs B.E. 1980. The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: The influence of deformation history. *Journal of Structural Geology*, **2**:289-279.
- Mainprice D., Bouchez J.L., Blumenfeld P., Tubia M. 1986. Dominant C-slip in naturally deformed quartz :implica-

- tions for dramatic plastic softening at high temperature. *Geology*, **14**:812-822.
- Masuda T., Morikawa T., Nakagawa Y., Suzuki S. 1997. Grain boundary migration of quartz during annealing experiments at HT and P, with implications for metamorphic geology. *Journal of Metamorphic Geology*, **15**:311-322.
- McClay K. 1987. *The mapping of geological structures*. New York, John Wiley, 162p.
- Miller D.M. & Christie J.M. 1981. Comparison of quartz microfabric with strain in recrystallized quartzite. *Journal of Structural Geology*, **3**:129-141.
- Neves S.P., Vauchez A., Archanjo C.J. 1996. Shear zone controlled magma emplacement or magma assisted nucleation of shear zones? Insights from Northeast Brazil. *Tectonophysics*, **262**:349-364.
- Neves S.P., Vauchez A., Feraud G. 2000. Tectono-thermal evolution, magma emplacement, and shear zone development in the Caruaru area (Borborema Province, NE Brazil). *Precambrian Research*, **99**:1-32.
- Neves S. P., Bruguier O., Vauchez A., Bosch D., Silva J.M.R., Mariano G. 2006. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE Brazil): Implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Research*, **149**:197-216.
- Okudaira T., Takeshita T., Hara I., Ando J. 1995. A new estimate of the conditions for transition from basal <a> to prism <c> slip in naturally deformed quartz. *Tectonophysics*, **250**:31-46.
- Passchier C.W. & Trouw R.A.J. 1996. *Microtectonics*. New York, Springer, 289p.
- Price G.P. 1985. Preferred orientations in quartzites. In: Wenk H.R. (ed.) *Preferred Orientations in Deformed Metals and Rocks: an Introduction to Modern texture Analysis*. Orlando, Academic Press, p. 385-406.
- Ralser S. 2000. Microstructural constraints on the timing of Proterozoic deformation in Central New Mexico. *Journal of metamorphic Geology*, **18**:457-466.
- Ramsay J.G. & Lisle R.J. 2000. *The Techniques of Modern Structural Geology, Volume 3: Applications of Continuum Mechanics in Structural Geology*. London, Academic Press, 560p.
- Sá E.F.J. 1994. *A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana*. Tese de Doutorado, IGc - Universidade de Brasília, Brasília-DF, 804 p.
- Sá J.E.F., Trindade R.I.F., Hollanda M.H.B.M., Araújo J.M.M., Galindo A.C., Amaro V.E., Souza Z.S., Vigneresse J.L., Lardeaux J.M. 1999. Brasiliano syntectonic alkaline granites emplaced in a strike-slip/extensional setting. *Anais da Acad. Brasileira Ciências*, **71**:17-27.
- Sanderson D. J & Marchini W.R.D. 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology*, **6**:449-458.
- Santos E.J. 1995. *Complexo Granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP, 220p.
- Santos E.J. & Brito Neves B.B. 1984. Província Borborema. In: Almeida F.F.M & Hasui T. (eds.) *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgar Blucher, p.123-186.
- Santos E.J., Van Schmus W.R., Brito Neves B.B., Oliveira R.G., Medeiros V.C. 1999. Terrane and their boundaries in the Proterozoic Borborema Province, Northeast Brazil. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos (SNET), 7, resumos expandidos, p.121-124.
- Santos E.J., Ferreira C.A., Silva Júnior J.M.F. 2002. *Geologia e recursos minerais do Estado da Paraíba*. Texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 142p, 2 mapas, escala 1:500.000.
- Schmid S. & Casey M. 1986. Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns. American Geophysical Union, *Geophysical Monograph* **36**:263-286.
- Silva J.M.R. & Mariano G. 2000. Geometry and kinematics of the Afogados da Ingazeira Shear Zone, Northeast Brazil. *International Geology Review*, **42**:86-95.
- Takeshita T., Wenk H.R., Lebensohn R. 1999. Development of preferred orientation and microstructure in sheared quartzite: comparison of natural data and simulated results. *Tectonophysics* **312**:133-155.
- Tikoff B. & Teyssier C. 1994. Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology*, **16**:1575-1588.
- Tullis J., Christie J.M., Griggs D.T. 1973. Microstructure and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. *Geological Society of America Bulletin*, **84**:297-314.
- Tullis J. 1977. Preferred orientation of quartz produced by slip during plane strain. *Tectonophysics*, **39**:87-102.
- Tullis J. 2002. Deformation of granitic rocks: experimental studies and natural examples. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **51**:51-95.
- Turner F.J. & Weiss L.E. 1963. *Structural analysis of metamorphic tectonites*. New York, McGraw Hill, 545p.
- Twiss R.J. & Moores E.M. 1992. *Geology Structural*. New York, W.H. Freeman and Company, 543p.
- Van Schmus W.R., Brito Neves B.B., Hackspacher P.C., Babinski M. 1995. U-Pb and Sm-Nd geochronological studies of the eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Science*, **8**:267-288.
- Vauchez A. & Egydio-Silva M. 1992. Termination of a continental-scale strike-slip fault in partially melted crust: The West-Pernambuco Shear Zone, Northeast Brazil. *Geology*, **20**: 1007-1010.
- Vauchez A., Neves S.P., Caby R., Corsini M., Egydio-Silva M., Amaro V. 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **8**:247-266.
- Wenk H.-R., Canova G., Molinari A., Kocks U.F. 1989. Viscoplastic modeling of texture development in quartzite. *Journal of Geophysical Research*, **94**:17895-17906.

Manuscrito ID 9784

Submetido em 19 de novembro de 2007

Aceito em 20 de junho de 2008

Sistema eletrônico de submissão